

192851

Zijn de bijzonder hoge vloed en in ons land
in vroeghistorische en historische tijd
aan bepaalde perioden gebonden?

door

Prof. Dr J. P. Bakker

Physisch-Geografische publicaties
van de Universiteit van Amsterdam
Serie _____ No. 36

Overgedrukt uit Folia Civitatis Maart 1953

Wij zouden deze vraag, die onder indruk van de grote catastrofe, die ons land op 1 Februari getroffen heeft, als vanzelf opkomt, ook anders kunnen formuleren: Zijn er in de laatste 2000 jaar perioden met een grotere en met een kleinere hoge vloed-frequentie geweest? En zo ja! Zijn deze misschien aan veranderingen in de gemiddelde zeespiegelhoogte gebonden?

Omstreeks het begin onzer jaartelling, waarschijnlijk nog even er voor, begint de jongste klimatologisch bepaalde periode na de IJstijd, het Subatlanticum. In deze periode, waarin wij thans nog leven, is het klimaat in ons land naar meestal wordt aangenomen, iets vochtiger dan in het voorafgaande Subboreaal. Bovendien is in het Subatlanticum de zee herhaalde malen zeer agressief geweest.

Streken als het Westland, dat in de Romeinse tijd vrij dicht bevolkt was, zijn enkele eeuwen later vrijwel totaal onbewoonbaar.

De Friese Grietenij Barradeel (N. van Franeker), die omstreeks 1000—1200 een vrij dichte bevolking van stemgerechtigde vrije boeren en ook enkele kloosters had, blijkt in de 13e eeuw zowel letterlijk als figuurlijk de grootste moeite te hebben om het hoofd boven water te houden.

Hoe weten wij dit alles? Ten dele uit het sedimentologisch onderzoek van wat de lezer nog wel van de schoolbanken als „jonge zeeklei” bekend zal zijn. Deze jonge zeeklei kwam, voor zover de dijken, die er na \pm 1000 steeds meer komen, dat niet verhinderden, in het Subatlanticum tot afzetting. Doch ook deze dijken bleken veelal geen voldoende waarborg te bieden tegen overstroming. Zo kon het gebeuren dat in het reeds genoemde Barradeel de dijken in de 13e eeuw werden weggevaagd (1,¹) p. 34) en het door Amsterdamse fysisch-geografen gevonden zandig tot zavelig laatmiddeleeuws dek (2, 3 en 4), dat plaatselijk meer dan 1,20 m dik is, op het eens zo goede weiland en de zo vruchtbare akkers werd afgezet. Door het herhaald binnendringen en terugtrekken van de zee en van zeearmen is het sedimentatiebeeld van de jonge zeeklei in 't algemeen tamelijk gecompliceerd. Slechts uiterst nauwkeurig sedimentologisch onderzoek, waaraan ook de Amsterdamse Studenten in de fysieke geografie een waardevolle bijdrage hebben geleverd, heeft het mogelijk gemaakt de grote lijn hierin beter bekend te doen worden. Van-

zelfsprekend is het hiervoor niet bij borngen en laboratoriumonderzoek gebleven. De gegevens van prehistorisch onderzoek, van middeleeuwse kronieken en historische bronnen uit latere tijd, alsmede de kennis van jonge klimaatsveranderingen in andere gebieden waren voor dateringskwesaties en interpretatie even zeer noodzakelijk.

In 1948 (2) heeft ondergetekende de Subatlantische transgressie (overstromings-) fasen als volgt ingedeeld:

1^o. de Romeinse transgressiefase, 2^o. de Karolingische transgressiefase, 3^o. de laatmiddeleeuwse transgressiefase.

Daar dit voor de sedimentologie van NW-Friesland van geen betekenis was, had schr. hierbij slechts terloops vermeld, dat ook na \pm 1750 het optreden van de zee een niet onduidelijke verandering heeft ondergaan. Wij zouden deze fase de „moderne” transgressiefase kunnen noemen, al heeft deze door de goede kwaliteiten van onze dijkstelsels ogenschijnlijk minder invloed op de sedimentatie van ons land gehad. Verder moeten wij aan deze transgressiefases er nog één doen voorafgaan, die ongeveer op de grens van de Subboreale en Subatlantische perioden ligt. Tuinstra (5, p. 74) heeft mede op grond van het onderzoek van Van Liere (6) en Bennema en v. d. Meer (7) nog een preromeinse transgressiefase onderscheiden. In totaal zijn er dus sinds het begin van het Subatlanticum 5 transgressiefases geweest, die resp. omstreeks 300—100 v. Chr.; 275—500 n. Chr. 800—950; 1200—1500 en 1750 — heden zijn te dateren. Een en ander schijnt dus op een ongeveer 500-jarige periode in 't transgressiebeeld te wijzen.

Voor wij op deze 5 fases nader ingaan, dient er allereerst op gewezen te worden, dat zij lang niet overal in de vorm van nieuwe afzettingen merkbaar zijn geweest en verder dat als zij in verschillende streken hun invloed lieten gelden, het begin daarvan lang niet altijd gelijktijdig optrad. Zo maakt de laat-middeleeuwse transgressie zich in Barradeel reeds kort na 1200 merkbaar. In Sybrandus Leo's „Abtenlevens” (1, p. 34) wordt vermeld, dat in 1234 het klooster Vetus Vallis naar het verder landinwaarts gelegen Lidlum moest worden verplaatst, omdat de zee zich veelvuldiger dan voorheen verhief, de uiteengeslagen dijken overstroomde, de grond deed verzilten en het vee door te kort aan zoet water op grote schaal stierf. Het rampjaar 1287 bracht in

deze streek opnieuw grote overstromingen en vernielingen, zodat een klein Nonnenklooster te Miedum (gelegen tussen Franeker en Tzum) twee jaar later bij gebrek aan voldoende inkomsten uit zijn landerijen moest worden opgeheven (1, p. 44).

In West-Brabant en Zuid-Holland daarentegen trad de grote overstroming eerst in het begin van de 15e eeuw op (St. Elisabethsvloed 1421), waarbij onder meer de Grote Waard verloren ging. Aan deze overstroming had de mens echter zelf in hoge mate schuld, daar men ondanks de reeds in de 14e eeuw bestaande en telkens herhaalde strenge verbodsbepalingen tegen het daring delven, rustig met dit winstgevend bedrijf doorging (5, p. 76—77). Ook de Dollart schijnt echter, althans hoofdzakelijk, eerst in de 15e eeuw te zijn ontstaan (8). Er moet in dit verband nog aan iets anders herinnerd worden n.l. aan het nawerkingseffect. Hieronder moeten wij verstaan, dat als de zee door overstroming nieuwe terreinen gevonden heeft (hetzij bij alle waterstanden, hetzij alleen bij de normale vloedhoogte) en de mens niet onmiddellijk ingrijpt, de sedimentatie nog eeuwen kan doorgaan zonder dat daarvoor verder dan nog *extreem*-hoge waterstanden nodig zijn. Zo werd een groot deel van het in 1421 vernietigde land van NW-Brabant pas in de 17e eeuw ingepolderd. Betrof de nieuwe zee-inbraak een veengebied, dan was iedere later optredende niet abnormaal sterke storm meestal wel voldoende om het watergebied weer opnieuw uit te breiden. (Denk in dit verband aan de vergroting van de betrekkelijk kleine, slechts zoetwater bevattende Haarlemmermeer aan zijn oostzijde bij ZW-stormen).

Een en ander moet natuurlijk bij de beoordeling van de oorzaken voor nieuwe sedimentatie en komberging, alsmede van datering in aanmerking worden genomen. Met voorbijgaan van de Preromeinse transgressiefase, die het minst goed bekend is, thans enkele opmerkingen over de latere overstromingsperiodes. Door v. Liere werd voor het Westland geconstateerd, dat de vrij dichte bewoning in de tweede helft van de 3e eeuw plotseling wordt afgebroken. De scherf-vondsten lopen tot deze tijd door. Dan worden de bewoningsplaatsen met een zeeleilaag (het z.g. Westlanddek) overdekt. Soortgelijke waarnemingen werden in Vlaanderen gedaan, terwijl collega Van Giffen hetzelfde dek aan de rand van Valkenburg (nabij Leiden) terugvond. In dezelfde overstromingsperiode werd de kwelder van Barradeel gevormd. Door onderzoekingen van Van Giffen en Halbertsma kwam vast te staan, dat deze kwelder omstreeks 700 na Chr. een veilige woonplaats bood, daar de toenmalige bewoners geen bijzondere ophoging noodzakelijk achtten. Kort daarna schijnt de zee wederom agressief te zijn geworden. In Groningen is een oudere terp waarvan het aardewerk etc. tot in laat-Merovingische tijd doorloopt, met een kleilaag overdekt. Omstreeks 800—900 worden talrijke terpen weer

verhoogd. In 't Westland treft men in deze periode eveneens weer bewoning aan, zowel op als buiten het Westlanddek, doch ook hier was ophoging der woonplaatsen tot ± 2 m boven het maaiveld noodzakelijk. Merkwaardig is, dat de kronieken die omstreeks 1500 verschenen zijn twee periodes aangeven, waarin de frequentie van hoge vloed opvallend minder is. Een Amsterdams candidate in de physische geografie Mevrouw Bosman-de Groot, heeft een groot aantal kronieken op deze gegevens voor Friesland, Groningen en Oost-Friesland onderzocht. Uit haar tabellen valt voor deze gebieden een zeer sterke afnemng der hoge vloedfrequentie tussen ± 600 —800 en ± 900 —1135 te constateren en dit zijn juist de twee periodes, waarvoor men op archeologisch-sedimentologische gronden tot dezelfde conclusie komt. Blijkbaar zit er in deze kronieken toch meer realiteit dan de radicale kritiek van Bolhuis van Zeeburgh zou doen vermoeden.

Prof. Niermeyer wees mij eens op de overstromingen van 1135, waarvan in de *Annales Egmondenses* melding wordt gemaakt. Bij controle bleek, dat deze eveneens in bovengenoemd hoge vloed-tabel der latere kronieken wordt vermeld. Dit schenkt toch wel enig vertrouwen, al heeft men natuurlijk ook veel verward en overdreven.

De periode, die ruim genomen van de 10de eeuw tot kort na 1200 doorloopt, is voor de landaanwinning en de kolonisatie in het nieuwgewonnen land een uiterst belangrijke geweest. In Barradeel stammen de verhoogde hiemen, de hofsteden der vrije stemgerechtigde boeren, uit deze tijd. P. B. Winsemius veronderstelt, dat de eersten dezer hooghiemen teruggaan tot ± 900 . Ons onderzoek heeft uitgewezen, dat zij in ieder geval ouder zijn dan het laatmiddeleeuwse dek, dus ouder dan de 13e eeuw. Een door Halbertsma afgegraven verhoogde huisstee in de Tzummarumer Mieden bleek echter niet veel ouder dan ± 1200 te kunnen zijn. In 1182 vestigt de landbouw-economisch zo belangrijke orde der Cisterciensers zich in Barradeel, Hun stelsel om op grote schaal medewerkers in te schakelen, aanvankelijk niet-geordende leken (horigen en pachters), later meer en meer vervangen door conversen, impliceert, dat dit gebied in de tweede helft van de 12e eeuw reeds vrij dicht bevolkt moet zijn geweest. Na de ramp van 1287 telde het Coenobium Lidlum nog 600 kloosterlingen (1, p. IV).

Eveneens door Halbertsma werd voor de veenstreek de Kraanlanden in Smallingerland een betere bewoonbaarheid en dichtere bevolking door lagere grondwaterstand van de 10e tot ten laatste in de 13e eeuw waarschijnlijk gemaakt. Onderzoekingen van Modderman en Van der Heide wijzen op een intensievere bewoning van het tegenwoordige NO-poldergebied sinds ± 1000 .

Aan het eind van de 10e eeuw begint ook het gorzenlandschap tussen Vlaardingen en het dekzandgebied van W-Brabant droog te vallen (9). Het wordt de twistappel tus-

sen de Graven van Holland en Vlaanderen en de Bisschop van Utrecht. De stichting van de heerlijkheid Strijen dateert reeds van 1039. In Vlaanderen zelf worden de nog in 944 overstroomde gebieden van Veurne-Ambacht (10, p. 42, 43; 11, p. 18) in de tweede helft van de 11e eeuw vrijwel ineens teruggewonnen en dicht bevolkt.

Zoals uit Van Veen's bedijkingsgrafiek van ons land volgt (12, p. 23), treedt er, vergeleken met de daaraan voorafgaande periode, omstreeks 1225 een sterke achteruitgang in het nieuw gewonnen polderoppervlak op. Tezelfder tijd doet in Barradeel het laat-middeleeuwse dek zijn intrede. In Sybrandus Leo's abtenlevens wordt laconiek vermeld (I, p. 44), dat de akkers ten gevolge van de ontvangen zouting van de zee de vrucht weigerden en de weiden kaal van gras werden. In feite bestaat het in Barradeel enkele km's brede dek, dat plaatselijk walachtig is ontwikkeld uit zand en zavel met een textuur, die, zoals uit onderzoekingen van Van Straaten is gebleken, sterk van die van normale vad- en kweldersedimenten afwijkt. De datering van dit sediment wordt mogelijk gemaakt, doordat er in verspoelde kogelpotscherven, oudfriese baksteen, incidenteel ook Pfingsdorfaardewerk en in de toplaag nog Jacobagoed worden gevonden. Een deel van dit dek moet reeds kort na 1252 aanwezig zijn geweest. Dit wordt bevestigd door het feit, dat het ijzergieterijtje, waarvan in 1, p. 36 vermeld wordt, dat het onder de 6de Abt Ulbodus werd opgericht, door Halbertsma op de Kapelleterp bij Lidlum is teruggevonden en reeds in het laat-middeleeuwse dek bleek te liggen. De humuslaag van de onderliggende oude akker- of weidegrond werd door schrijvers assistent Drs. B. W. Koldewijn bij ten behoeve van Halbertsma's onderzoek gedane grondboringen, eveneens teruggevonden. Dit dek strekt zich met lacunes vermoedelijk tot nabij Wezer en Elbe uit. Bij een excursie met Dr W. Haarnagel uit Wilhelmshafen vond ondergetekende het ook in het Jeverland terug. Nabij de stad Groningen stelde de oud-assistent voor fysieke geografie onze Universiteit, Drs A. J. Wiggers, vast, dat het als een knipkleidek is ontwikkeld. Het voorkomen van kogelpotaardewerk onder dit knipdek laat weinig twijfel over de ouderdom er van. In het algemeen kan men zeggen, dat herhaalde overstromingen, die tot \pm 1500 doorgaan, tot de vorming van het laatmiddeleeuwse dek hebben bijgedragen. Deze overstromingen lieten zich ook elders gelden. Zo breidde de Waddenzee zich sterk uit waarbij in 1287 o.m. Grient ten dele werd verwoest. Brak water drong het gebied van de huidige NO-polder binnen, waardoor karakteristieke sloef-afzettingen boven de laag met *Valvata piscinalis* werden gevormd. Zie voor NW-brabant p. 4 van dit artikel.

In ruimer verband beschouwd is van belang te vermelden, dat de cverstromingsperiode van \pm 1200—1500 in ons land gepaard is

gegaan met een belangrijke terugtrekking van gletsjers en landijs. Uit oorkonden is bekend, dat de Unter-Grindelwaldgletsjer en andere Alpengletsjers omstreeks 1400 à 1500 veel kleiner waren dan in 1600 (13, p. 213).

Wij zijn in de 15e eeuw vermoedelijk echter reeds in de natijd van het verschijnsel der gletsjersterugtrekking. Er is nl. door verschillende onderzoekers, o.a. door Petterson voor Groenland, op gewezen, dat om 1400 het klimaat weer slechter werd, waarbij gletsjeruitbreiding optrad. De oorzaak hiervan werd gezocht in de verplaatsing van de warme Irmingerstroom naar het oosten, waardoor de ijs aanvoerende Oost-Groenlandstroom meer invloed op het klimaat kreeg.

Omstreeks 1600 treedt ons een totaal andere situatie dan in de latere middeleeuwen tegemoet. Nadat vanaf het dieptepunt in het begin van de 15e eeuw het inpolderings-areaal tamelijk regelmatig is gestegen, bereikt het vooral tussen 1575 en 1675 ongekende afmetingen. Alleen tussen 1600 en 1625 werden volgens Van Veen 32000 ha nieuw land ingepolderd. Schr. dezès is van mening, dat deze sterke progressie niet alleen te danken is aan de verhoogde energie van het Nederlandse volk tijdens en kort na de 80-jarige oorlog. Natuurlijke factoren hebben hierbij een rol gespeeld, nl. minder hevige stormvloed en vermoedelijk ook een kleine regressie van het zeeniveau.

In 1932 heeft de Oostenrijkse geograaf Prof. H. Kinzl (14, 15) er op gewezen, dat in het bijzonder de hoger gelegen handelswegen over de Alpen omstreeks 1600 hun betekenis verloren, doordat zij veel last kregen van firn, dat 'szomers niet of niet lang genoeg wegsmolt. Het was dus niet alleen een kwestie van omlegging van de routes van wereldhandel ten gevolge van de activiteit van Portugezen, Zeeuwen en Hollanders, zoals het veelal voorgesteld wordt.

Tevens wezen Kinzl en anderen er op, dat door uitbreiding der Alpengletsjers omstreeks 1600 Alpenweiden, akkers en zelfs hooggelegen nederzettingen werden vernietigd. Enkele hoog gelegen goudwinnings-bedrijfjes in het Sonnblickgebied (Tauern) en waterleidingswerken in Ober-Wallis moesten door uitbreiding van firn en gletsjers in de steek worden gelaten.

Dit alles is toch waarlijk geen kleinigheid. Met andere gegevens wijst het op een zeer belangrijke klimaatsverandering in de tweede helft van de 16de eeuw. Sterke uitbreiding van gletsjers en firngebieden gaat steeds gepaard met enige daling van het zeeniveau en vermindering van het debiet van gletsjerrivieren. Opvallend is in dit verband, dat de Gelderse IJssel in deze periode vrijwel geen water meer voert, wat er mede toe bijdroeg, dat Kampens handel in de 16e eeuw achteruit gaat. Ook als men rekening houdt met de mogelijkheid, dat veranderingen in de verhouding van Rijn-

Waal- en IJsselwaterdebiet omstreeks 1600 ongunstig voor laatstgenoemde rivier uitvielen, blijft het de vraag of één en ander toch geen diepere klimatologische grond heeft. Hoe het ook zij, het wegvallen van de IJssel als grote zoetwaterleverancier was, zoals Klaar wel terecht inzag, de oorzaak, dat het zoutgehalte van het water in het tegenwoordige NO-poldergebied in het eerste kwart van de 17e eeuw plotseling sterk oploopt (16, p. 29).

Niet minder belangrijk is hetgeen er bij de Waddeneilanden gebeurt. Deze vertonen, in flagrante tegenstelling tot hetgeen er 150 jaar later gaat voorvallen, omstreeks 1600 de neiging om aan elkaar vast te groeien. Zo werden in 1629 Texel en Eierland tot één eiland verenigd. Uitdrukkelijk wordt door Allan vermeld, dat de stormvloed op de Waddeneilanden in de 17e eeuw in hevigheid sterk achter staan bij die van de 18e eeuw en later (17, 18).

In de 18e eeuw begint dus het laatste bedrijf van dit boeiende natuurdrama.

De Hondsbosche Zeewering kwam in 1561 definitief tot stand. In 1597 werd de Zijpe gedicht; in 1610 werd Huisduinen met de Hollandse kust verbonden en in 1629 volgde de reeds vermelde samengroeiing van Texel en Eierland. Na 1641 verliest het Stortemelk (Vlie) steeds meer aan betekenis; in 1711 is het geheel verzand. Maar in 1736 was deze geul reeds weer een „seer goed en deftig zeegat“. Waarom is deze aanelkaargroeiing niet doorgegaan? Naar onderzoekingen van V. de Vries en Mej. M. H. Treurniet, beiden van onze Universiteit afkomstig, aan de hand van oude kaarten en geschriften over de veranderingen in het waddengebied, begint omstreeks 1700 of kort daarna een periode van afbraak van de buitendelta's, van versterkte aantasting der Waddeneilanden en van versterkte erosie en snellere verplaatsing van de zettingeulen en banken. In diezelfde tijd stijgt het zeeniveau t.o.v. de in 1682 door Burgemeester Hudde aangebrachte Amsterdamse peilschaal enige centimeters. Tussen 1725 en 1775 is het oppervlak der inpoldeeringen volgens de bedijkingsgrafiek van Van Veen (12) kleiner dan het in de Middeleeuwen ooit geweest was. De vernielende werking van de stormvloed neemt toe. Allan (17, p. 51—53) vermeldt, dat de Kerstvloed van 1717, kort daarop gevolgd door die van 26 Oct. 1723, veel noodlottiger voor Ameland was, dan alle vloed en uit de 17e eeuw. Met voorbijgaan van verdere stormvloed en in de 18e eeuw en latere eeuwen, moge van de jongere vloed en nog alleen aan de beruchte Februaristorm (3—4 Febr.) van 1825 worden herinnerd, die in 't bijzonder in het Noorden van Nederland grote schade aanrichtte.

De hier genoemde verschijnselen in ons land uit de 18e eeuw gaan kennelijk iets vooraf aan hetgeen er vooral na 1750 met de bekende gletsjergebieden gebeurt. Op IJsland wordt de maximale uitbreiding van de vergletsjering in 1750—51 bereikt. Omstreeks

1780 is er een duidelijke achteruitgang. Ook in de 19e eeuw wordt ondanks enkele gletsjeroffensieven (\pm 1820 en 1840—60) deze maximale uitbreiding niet meer bereikt. Na 1890 volgt in IJsland een veel sterkere algemene terugtrekking van het ijs. In Noorwegen wordt de maximale uitbreiding der vergletsjering ook omstreeks 1740 bereikt. De gletsjers van Jostedal trekken zich in 't bijzonder tussen 1830 en 1873 sterk terug. Op Groenland werd waargenomen, dat het landijs met zijn uitlopers tussen 1850 en 1930 plaatselijk 15—20 km was teruggeweken. In de Alpen begint de terugtrekking der gletsjers in de 19e eeuw. Het is wederom Kinzl geweest, die vaststelde dat voor de Stubaier Alpen, Silvretta, Ortler en Zuidzijde van de Hohe Tauern de maximale uitbreiding in 1820 wordt bereikt, doch dat deze toestand bij 21 gletsjers in de West-Alpen, waaronder de Arolla- en Unteraar-gletsjers eerst in 1850 optreedt. Na dit jaar is, ondanks het voorkomen van onregelmatigheden, de terugtrekking der Alpen-gletsjers echter algemeen. Tussen 1850 en 1935 verliest de Pasterze 22% van zijn oppervlak (700 ha), zijnde ca. 750 miljoen m³. De Rhône-gletsjer moest het tussen 1856 en 1912 met een verlies van 9.5% (240 ha; ca. 315 miljoen m³.) stellen. Voor andere streken op aarde (N.- en Z.-Amerika, Antarctica etc.) is eveneens een meer of minder sterke terugtrekking in de laatste 50 of 100 jaar geconstateerd; oudere waarnemingen ontbreken uit deze laatste gebieden meestal.

Bij al deze feiten kan het dus weer moeilijk ontkend worden, dat het om een klimaatsverandering op grote schaal gaat. Deze gaat voor de Noordzee gepaard met een zeespiegelrijzing die voor de periode tussen 1850 en 1930 volgt uit de waarnemingen bij talrijke peilschalen van de Elbehoekt tot bij Brest. Deze relatieve rijzing wordt tegenwoordig op niet meer dan 10 à 15 cm. per eeuw gesteld (21, p. 188), wat misschien nog te hoog is. Tevens is door Van Veen (22) waarschijnlijk gemaakt, dat sinds 1700 de heersende windrichting in Amsterdam 20 à 30° is gekrompen, waarbij vooral het aantal Z.- en ZZW.-richtingen en in mindere mate het percentage N.-winden toenam. Naar mening van ondergetekende is deze zeespiegelrijzing, voor zover zij klimatologisch beaald wordt, slechts een tijdelijk verschijnsel dat slechts enkele honderden jaren aanhoudt, om dan weer door een daling afgewisseld te worden. Hoewel dit bij gebrek aan voldoende exacte gegevens thans nog een hachelijke onderneming is, zou op grond van de in deze 3 artikelen opgesomde feiten het vermoeden kunnen worden uitgesproken, dat deze zeespiegelrijzing binnen \pm 100 jaar in zijn tegendeel zal verkeren¹⁾. Een onzekere factor vormt daarbij het bedrag der ongetwijfeld om en in het Noordzeebekken ontrekende bodembewegingen. Het is echter niet juist om voor ons land op grond van beide factoren tot een continue relatieve zeespiegelrijzing

van b.v. 20 cm. of nog veel meer per eeuw gedurende de laatste 2000 jaar te besluiten, zoals wel is geschied.

Collega Van Giffen heeft er ruim 40 jaar geleden reeds op gewezen, dat een dergelijke conclusie totaal onverenigbaar is met de tegenwoordige hoogteligging der terpzolen. De bewoningsvlakken daterende uit ± 100 na Chr. in de zeekelegebieden van Friesland en Groningen, variëren thans tussen $\pm 0,50$ m — N.A.P. tot $\pm 0,80$ + N.A.P. Het bewoningsvlak in Barradeel omstreeks 1000—1200 ligt eveneens om en nabij N.A.P. En als wij de plaatselijke strandwalachtige verhogingen in het laat-middel-eeuwse dek buiten beschouwing laten, zien wij dat de tegenwoordige bevolking van NW-Friesland in een landschap woont, dat wat zijn hoogteligging betreft eveneens weer varieert van $\pm 0,50$ m — N.A.P. tot ± 1 m + N.A.P. Zonder hier nader in te gaan op beschouwingen over de maximale opslibbingshoogte van kweldersedimenten boven de gemiddelde hoogwaterlijn, is het toch wel duidelijk dat deze hoogteligging der achter-eenvolgende bewoningsvlakken noch te verenigen is met de premisse ener onafgebroken sterke relatieve zeespiegelrijzing gedurende de laatste 2000 jaar, noch met die ener zeer sterke periodiek verlopende zee-

spiegelrijzing (6 m op en neer in enkele eeuwen), zoals door enkelen wel is aangenomen. Ook niet als men aan de inklinking der kleigronden een zekere waarde toekent.

Als wij de conclusie trekken, dat de grotere frequentie van stormvloed en c.q. de mate van hun vernielende werking in eerste instantie klimatologisch is bepaald, dan kan dit dus o.m. impliceren: verandering in de richting en kracht van zeestromen; in richting en frequentie van de depressiebanen, frontverplaatsingen en heersende wind etc.; zeespiegelrijzing; lokale opstuwing van water. Voor onze benedenrivieren komt daar dan nog bij een versterkte waterafvoer van de Rijn door afneming van het gletsjerpoppervlak vermeerderd met het bedrag dat de nog steeds voortschrijdende ontbossing en de regulering der hovenrivieren aan stijging van het gemiddelde peil toevoegt, of toegevoegd heeft, alsmede de verminderde komberging door voortgaande inpoldering. En tenslotte kan dit alles nog coincideren met springtij etc. Aan complicaties ontbreekt het dus niet en wij zijn nog wel heel ver verwijderd van een nauwkeurig verantwoorde typologie van onze stormvloed, maar een grote periodiek verlopende lijn schijnt er toch wel in te zitten.

1) Door Von Drygalsky en Machatschek is, in overeenstemming hiermede verondersteld, dat de meeste gletsjergebieden thans wel ongeveer hun minimale afmetingen hebben bereikt.

LITERATUUR

1. Wumkes, D.A.: Sybrandus Leo's Ahtenlevens der Friese kloosters Mariengaard en Lidlum. — Diss. Groningen 1929. — 2. Bakker, J. P.: Morfoloogisch onderzoek van Barradeel en zijn betekenis voor het inzicht in de subatlantische transgressie en het verspreidingsbeeld der terpen. — Akademiadagen — 1948, deel II, Kon. Akad. v. Wetensch. 1949. — 3. Bakker, J. P. en J. J. Wensink: Overzicht van de holocene reliefgeneraties en sediment-succesie in Barradeel. — Tijdschrift Fryske Akademy (It Beaken) 1953. — 4. Houbolt, J. J. H. C. en B. W. Koldewijn: Jong-holocene sedimentatie en reliefontwikkeling in Barradeel ten Oosten van de Slagtedijk. — (in voorbereiding). — 5. Tuinstra, U.: Bijdrage tot de kennis van holocene landschapontwikkeling in het noordwesten van Noordbrabant. — Diss. Amsterdam 1951. — 6. Liere, W. J. van: De Romeinse bewoning van het Westland. — Gedenkboek—Van Giffen, 1947. — 7. Bennema, J. en K. van der Meer: De genese van Walcheren. — Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genootschap, deel LXVII, 1950. — 8. Mashhaupt, J. G.: Bodemkundige onderzoekingen in het Dollardgebied. — Verslagen Landbouwkundige Onderzoekingen Nr. 54, 4, 1948. — 9. Tuinstra, U.: Nieuwere inzichten in de niveauveranderingen gedurende het holoceen. — Geografisch Tijdschrift, 4e Jaargang, No. 2. — 10. Moorman, F. R. en J. Ameryckx: De bodemgesteldheid van de Zeepolders. — Verslagen van het

Comité voor het opnemen van de bodem- en vegetatiekaart van België, Nr. 4, 1950. — 11. Moorman, F. R.: De bodemgesteldheid van het Cudland van Veurne Ambacht. — Centrum. Bodemkartering, Gent, 1951. — 12. Veen, J. van: Grafieken van indijkingen in Nederland. — Tijdschrift Kon. Ned. Aardrijksk. Genootschap, deel LXV, p. 19—25, 1948. — 13. Drygalski, E. von en F. Machatschek: Gletscherkunde. — Weenen 1942. — 14. Kinzl, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. — Zeitschrift für Gletscherk. 17, 1929. — 15. Kinzl, H.: Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und der Montblanc-Gruppe. — Zeitschr. für Gletscherk. 20, 1932. — 16. Klaar, L. E. M.: Aanvullende gegevens en beschouwingen over de afzettingen uit het jongere Quartair in de NO-polder. — Uitgave Directie Wieringermeer, 1950. — 17. Allan, F.: Het eiland Ameland en zijne bewoners. — 1852. — 18. Allan, F.: Het eiland Schiermonnikoog en zijne bewoners. — 1856. — 19. Vries, V. de: Historische geografie van de westpunt van Vlieland. — Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Genootschap, deel LXIII, p. 8—48, 1946. — 20. Treurniet, M. H.: Enige opmerkingen over de zeegaten tussen de waddeneilanden en hun veranderingen in de laatste eeuwen. — Referaat fysisch-geografisch colloquium v. d. Universiteit van Amsterdam 1950 (in manuscript). — 21. Veen, J. van: Korte beschrijving der uitkomsten van onderzoekingen in de Hoofden en langs de Nederlandse kust. — Tijdschrift Kon. Ned. Aardrijksk. Genootschap, deel LIV, p. 155—195, 1937. — 22. Veen, J. van: Is de heersende windrichting te Amsterdam sedert 1700 gekrompen? — Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Genootschap, deel LVII, p. 686—706, 1940.

