

**KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

VERSLAGEN

V - 345

**Klimaatonderzoek in Nederland.
Samenvattingen van een 7-tal lezingen
gehouden op de "klimaatdag",
30 januari 1980 te De Bilt.**

De Bilt 1980

Publikatienummer: K. N. M. I. V - 345 (W. O.)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,
Wetenschappelijk Onderzoek,
Postbus 201,
3730 AE De Bilt,
Nederland.

U. D. C. : 551.58 :
551.583

INHOUD

	pagina
<u>Inleiding</u> , door C.J.E. Schuurmans	3
<u>Pollenonderzoek in Nederland en klimaatsveranderingen in de laatste drie miljoen jaar</u> , door W.H. Zagwijn	8
<u>Pollenonderzoek in Griekenland</u> , door T.A. Wijmstra	13
<u>Eenvoudige klimaatmodellen</u> , door H.M. van den Dool	21
<u>Modellering van ijskappen</u> , door J. Oerlemans	26
<u>Klimaatonderzoek met archiefmateriaal</u> , door J.L. Oosterhof	33
<u>Dendroklimatologie</u> , door J.A. Brongers	38
<u>Isotopen en klimaatonderzoek</u> , door W.G. Mook	42

VOORWOORD

Op 30 januari 1980 werd er op het KNMI een 'klimaatdag' gehouden. Het doel van deze bijeenkomst was een overzicht te krijgen van wat er in Nederland aan klimaatonderzoek wordt gedaan. Bovendien leek het nuttig om onderzoekers uit de verschillende takken van het klimaatonderzoek eens bij elkaar te brengen.

De belangstelling voor deze klimaatdag was groot, zowel van binnen als van buiten het KNMI. Er waren ruim 40 bezoekers van andere instituten ! Het is niet de bedoeling hier veel woorden aan het verloop van de klimaatdag te besteden. Ik wil slechts opmerken dat het een gebeurtenis was die, gezien het enthousiasme van de deelnemers, voor herhaling vatbaar is.

Er werden 7 korte lezingen gegeven. De samenvattingen hiervan zijn in dit rapport gebundeld. Ik ben ervan overtuigd dat ze een waardevolle informatiebron vormen.

Rest mij de sprekers hartelijk te bedanken voor hun lezingen en de bijbehorende samenvattingen. Dank ook aan het KNMI, dat de ruimte ter beschikking stelde en bovendien het drukken van dit rapport verzorgde.

J. Oerlemans

De Bilt, februari 1980.

INLEIDING

C.J.E. Schuurmans, K.N.M.I. te De Bilt.

In het heden ligt de sleutel tot het verleden, maar zoals Brooks ("Climate through the ages") in 1926 al zei is voor de meteorologie zeker ook het omgekeerde het geval. Klimatreconstructie is daarom niet alleen een zaak van zorgvuldige analyse, documentatie en beschrijving ter bevrediging van historisch nieuwsgierigen, maar vormt tevens een stuk waarnemingsfase uit het waarschijnlijk eenmalige klimaatexperiment van onze planeet. Een stuk dat voor het uiteindelijke begrip misschien onontbeerlijk is.

Dit is zeker geen nieuwe gedachte, al mogen we wel vaststellen dat de laatste tientallen jaren de nadruk wat meer op het begripsmatige dan op het zuiver beschrijvende is komen te liggen.

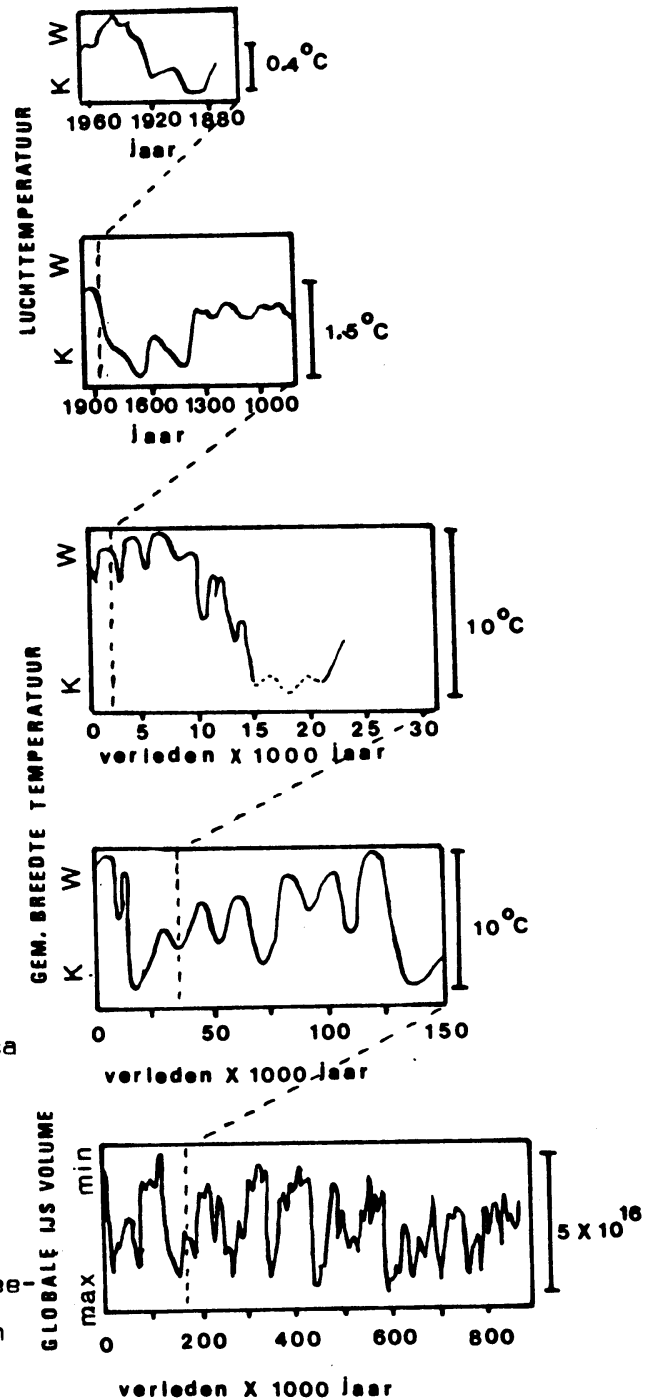
Klimaatonderzoek is daarmee zijn geografische karakter wat aan het verliezen en neemt langzamerhand wat meer fysische trekken aan. Toch heeft het aan (geo)fysische belangstelling voor het klimaat en de klimaatsveranderingen nooit echt ontbroken, getuige de vele theorieën over de oorzaken van klimaatsveranderingen die in omloop zijn. Hoe verschillend ook, deze theorieën hebben veelal gemeen dat ze kwalitatief zijn. Hun juistheid kon tot voor kort alleen op statistische gronden aannemelijk worden gemaakt. Met de opkomst van de modelmatige aanpak van het klimaat is daar verandering in gekomen. Een goed voorbeeld is Milankovitch-theorie van de ijstijden. De frappante overeenstemming van de variantiespectra van het totale ijsvolume op aarde en de zonne-straling die de aarde ontvangt maakt dat deze theorie nu vrijwel algemeen wordt geaccepteerd. Toch zal pas van een bevredigende verklaring kunnen worden gesproken als m.b.v. klimaatmodellen kan worden aangetoond dat de zaak ook kwantitatief klopt. We zullen er vandaag meer van horen.

Het rekenen met klimaatmodellen is zeker een belangrijke aanwinst van het klimaatonderzoek, maar het maakt klimatreconstructie niet overbodig. In tegendeel, de modelexperimenten roepen voortdurend nieuwe vragen op. Die vragen hebben betrekking op de "randvoorwaarden", (b.v. hoe hoog waren de Noorse bergen voor de laatste ijstijd begon), maar ook op de variabiliteit van het klimaat op alle tijdschalen. Betrekkelijk nieuw is namelijk het inzicht dat het klimaatsysteem zelf, door wisselwerkingen tussen de atmosfeer, de oceanen, zee- en landijs en de biosfeer, tot belangrijke klimaatsveranderingen aanleiding kan geven, zonder dat externe factoren in het geding zijn.

Fig. 1.

Ruwe indicatie van het temperatuurverloop over de laatste 1 miljoen jaar. Van boven naar beneden:

1. Jaartemperatuur op het Noordelijk halfrond, gebaseerd op instrumentele metingen (5 jaar gemiddelden).
2. Wintertemperaturen in Europa, deels gebaseerd op historische bronnen (circa 50 jarige gemiddelden).
3. Jaartemperatuur op de gematigde breedten van het Noordelijk Halfrond, gebaseerd op veranderingen in uitbreiding van gletsjers en ijskappen, veranderingen in de boomlijn en verschuivingen in het vegetatiepatroon, afgeleid uit pollenonderzoek (gemiddelden over circa 500 jaar).
4. Jaartemperatuur op de gematigde breedten van het Noordelijk Halfrond, gebaseerd op pollenonderzoek en op gegevens over zee-watertemperaturen en hoogten van de zeespiegel (gemiddelden over circa 5000 jaar).
5. Mondiaal ijsvolume, gebaseerd op isotopen-analyse van fossielplankton in diepzee-afzettingen (gemiddelden over circa 10.000 jaar).



In klimaatmodellen zijn deze interacties geparameteriseerd ingebouwd, maar de wijze van parameteriseren is sterk geënt op de huidige klimaat-situatie. Ook de meer ingewikkelde modellen zijn daarom voorlopig meer inzichtverdiepend dan prognostisch bruikbaar (zeker op zeer lange termijn), maar het laatste zal niet zonder het eerste kunnen en voor beide bestaat geen duidelijk alternatief.

Over de variabiliteit van het klimaat op verschillende tijdschalen is al wel het een en ander bekend. Die kennis wordt o.a. gepresenteerd in de vorm van n-jarige gemiddelden van de temperatuur (of andere klimaat-grootte), waarbij n loopt van 1 tot 1000, voor geologische tijdvakken misschien zelfs tot 10.000 of 1.000.000.

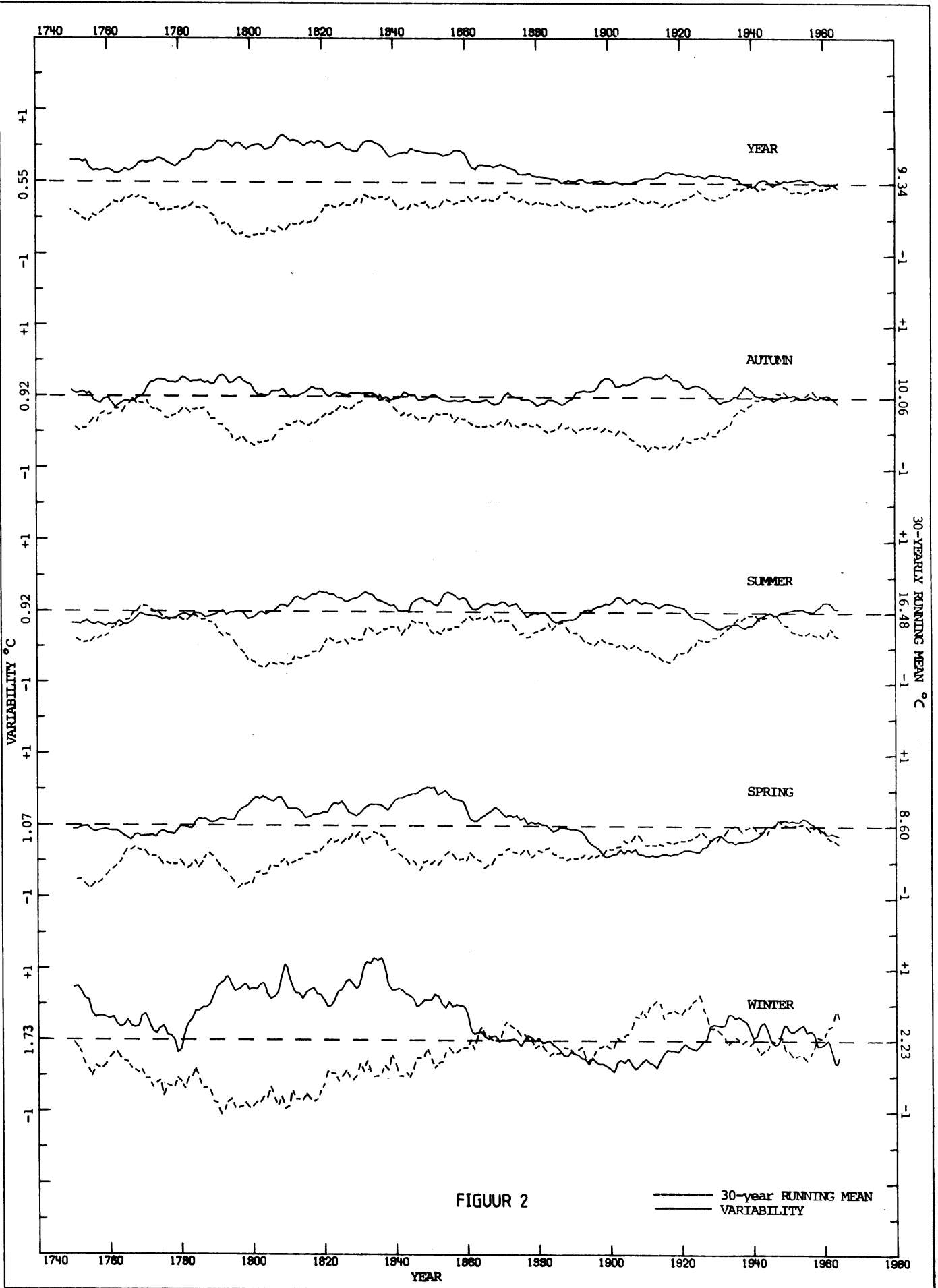
Zie b.v. figuur 1. Zoals uit het onderschrift blijkt is een dergelijke weergave typisch het resultaat van bijdragen door verschillende disciplines, waarvan meerdere hier vandaag vertegenwoordigd zijn. De betrouwbaarheid van een en ander en de mogelijkheden tot verdere verfijning zullen daarom nog wel aan de orde komen.

Bezien vanuit klimatologisch standpunt zou je de kennis van de variabiliteit in twee richtingen willen uitbreiden:

1. Een groter oplossend vermogen in de ruimte, waardoor de geografische verdeling van b.v. de Kleine IJstijd en andere belangrijke klimaat-schommelingen beter bekend wordt.
2. Een groter oplossend vermogen in de tijd, waardoor niet alleen voor de meest recente perioden de veranderingen naar kleinere tijdschaal kunnen worden "uitvergroot", zoals in figuur 1 gebeurt, maar ook voor vroegere perioden.

Speciaal over deze verandering in de tijd van de variantie op een bepaalde tijdschaal is nog zeer weinig bekend. Hoe groot was bv. de variantie van de eeuwgemiddelde temperatuur in het laatste interglaciaal vergeleken met die in de afgelopen duizend jaar? Met andere woorden kwamen er toen ook Kleine IJstijden voor?

Op basis van de klimaatgegevens over de periode van de instrumentele metingen (2 tot maximaal 3 eeuwen) kunnen we deze verfijningen in feite alleen maar op kleine tijdschalen bekijken. Het blijkt dan dat de verwarming zoals die is opgetreden sinds het einde van de vorige eeuw het



FIGUUR 2

— 30-year RUNNING MEAN
- - - VARIABILITY

grootst was in de gebieden ten noorden van 60° N, met een nagenoeg gelijk blijvende of zelfs iets dalende temperatuur in de subtropen. Wel verliep de verwarming op diverse plaatsen op het noordelijk halfrond redelijk parallel, althans voor een gegeven seizoen. Tussen de seizoenen traden grote faseverschillen op. Zie figuur 2.

De variantie (of variabiliteit van jaar-op-jaar) van de seizoen- of jaargemiddelde temperatuur bleef tijdens die verwarming bij lange na niet constant. Een duidelijke samenhang met het temperatuurniveau is tot op heden echter ook niet gevonden. In ons land, zie figuur 2, verandert de variabiliteit in het algemeen tegengesteld aan het temperatuurniveau, maar eenduidig is ook hier het verband niet. Uit onderzoek is verder gebleken dat bij veranderingen van de variantie van de gemiddelde temperatuur de tijdschaal meestal korter en de ruimtelijke samenhang kleiner is dan voor de veranderingen van het temperatuurniveau.

Het belang van de veranderingen in de variabiliteit voor landbouw, etc. wordt de laatste jaren sterk benadrukt. Wat de oorzaak betreft wordt gedacht aan een afwisseling van perioden met veel en met minder meridionale en geblokkeerde circulatietypen. De veranderingen in temperatuurniveau, die meer geleidelijk plaatsvinden, zouden eerder het gevolg zijn van systematische verschuivingen in de ligging van semi-permanente luchtdruk-systemen. En dus in de windrichting, zoals in West-Europa, waar vooral in de winter, gedurende de afgelopen eeuwen de gemiddelde windrichting van WZW naar ZW is gekrompen.

Fig. 2.

Verloop van de gemiddelde seizoen- en jaartemperaturen te De Bilt (gestippelde curven) en van de gemiddelde jaar-op-jaar verandering van deze temperaturen (getrokken curven), beide in de vorm van 30 jaar lopende gemiddelden. De curven zijn geplot ten opzichte van de horizontale gestreepte lijnen), die aan hun uiteinden de waarden van de desbetreffende grootheden voor de periode 1931-1960 aangeven.

POLLENONDERZOEK IN NEDERLAND EN KLIMAATSVERANDERINGEN IN DE LAATSTE
DRIE MILJOEN JAAR

W.H. Zagwijn, Rijks Geologische Dienst te Haarlem.

1. Inleiding.

Pollenanalytisch onderzoek kan informatie geven over klimaatsveranderingen in het verleden, zij het dat er nogal wat restricties verbonden zijn aan de mate waarin conclusies getrokken kunnen worden.

Pollenanalyse is in feite registratie van pollenneerslag in het verleden. Hierna komen de volgende stappen:

- vertaling pollenneerslag in vegetatie
- vertaling vegetatieveranderingen in ecologische veranderingen
- analyse waarbij sommige veranderingen tot klimaatsveranderingen te herleiden zijn, ten dele onder gebruikmaking van bepaalde modellen
- het geheel kan leiden tot semi-kwantitatieve of kwalitatieve uitspraken over veranderingen in het verleden. Werkelijk kwantitatieve uitspraken liggen niet binnen het bereik van althans de huidige mogelijkheden.

Wat betreft ons land kan in het algemeen gezegd worden, dat schattingen van de gemiddelde temperatuur van de warmste maand in bepaalde gevallen mogelijk zijn, terwijl schattingen van de gemiddelde jaartemperatuur en de gemiddelde temperatuur van de koudste maand met behulp van pollenanalytische gegevens niet gemaakt kunnen worden (het vegetatieseizoen is immers het zomerseizoen).

Kwalitatieve schattingen van neerslagveranderingen behoren voor de laatste 5000 jaar tot de mogelijkheden, maar gedetailleerde analyse van de gegevens leert dat er in het algemeen nog veel onzekerheden bestaan. De waarnemingen in de kustduinen leveren waarschijnlijk de beste mogelijkheden.

Betreffende de laatste 5000 jaar vormt de invloed van de mens op de vegetatie echter een beperkende factor. In dit tijdvak werden natuurlijke veranderingen in de vegetatie soms overtroffen door veranderingen ten gevolge van menselijke activiteiten.

2. Het begin van het Kwartair.

Het begin van het Kwartair wordt in Nederland op circa 2.5 miljoen jaar geleden gesteld. Voor dit tijdstip bestond de vegetatie blijkens het pollenanalytisch onderzoek vooral uit bossen van een samenstelling die nu niet meer in de wereld voorkomt, maar die het best benaderd wordt door het huidige gemengde mesophytisch bos van Midden-China. In de pollendiagrammen kunnen veranderingen in de bossen worden geconstateerd, die mogelijk tot tijdelijke afkoelingen te herleiden zijn. Maar het bos maakte niet plaats voor open landschap. Dit was voor het eerst ^{wel} het geval aan het begin van het Kwartair zoals dat hierboven werd gedefinieerd. De conclusie is dat er toen voor het eerst in ons gebied een koude fase optrad, die duidelijk kouder was dan de koelere fasen ervoor, en die in intensiteit te vergelijken is met althans een deel van de koude tijden of glacialen van het latere Kwartair.

3. Glacialen en interglacialen in het Kwartair.

In beginsel komen in het Kwartair fasen met bos en fasen zonder bos voor. Vele van de bosfasen zijn analoog aan de laatste Kwartaire bosfase, het Holoceen. Dergelijke bosfasen kunnen als interglacialen worden aangeduid.

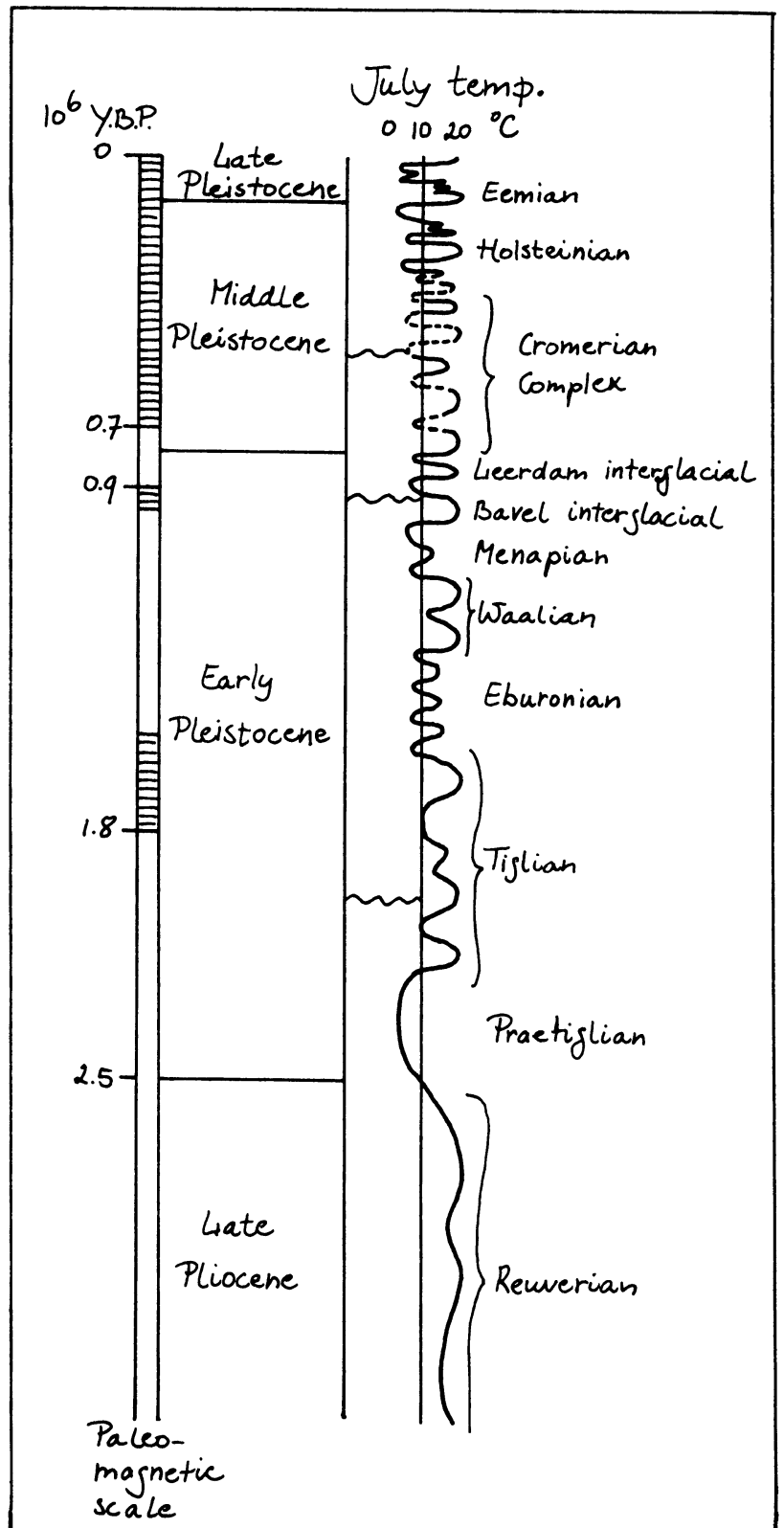
De fasen zonder bos zijn analoog aan de laatste ijstijd in ons land. Daarnaast komen nog bosfasen voor, die een samenstelling van het bos tonen vergelijkbaar met die in noordelijkere streken. De meeste van deze fasen worden als subfasen van ijstijden of glacialen opgevat. Het aantal klimaatschommelingen dat op deze wijze uit de vegetatiegeschiedenis kan worden afgeleid is groot, voor het laatste miljoen jaar tenminste acht volledige glaciaal-interglaciaal cycli (zie Fig. 1).

4. Het probleem van eventuele snelle klimaatsveranderingen.

Sommige klimaatsveranderingen, met name die aan het eind van de laatste ijstijd, blijken zich gegeven de beschikbare C^{14} -dateringen snel voltrokken te hebben. Zo zou bijvoorbeeld de afkoeling na het wat

warmere Allerød-interstadiaal circa 11 000 jaar geleden zich binnen een eeuw voltrokken hebben. In de literatuur gaan de laatste jaren stemmen op om te verdedigen, dat de overgang van een interglaciaal naar een glaciaal binnen een dergelijke korte tijd zou kunnen plaats vinden. Naar mijn mening is hier echter geen bewijs voor.

Fig. 1. Kwalitatief verloop van de gemiddelde temperatuur in juli gedurende het Kwartair, afgeleid uit pollenanalytisch onderzoek. 'Y.B.P.' staat voor 'years before present'.



5. Een curve van relatieve neerslagveranderingen in de laatste 4000 jaar.

In de kustduinen van Holland vindt men verticaal afwisselend veen- en zandlagen. De situatie in het veld deed vermoeden, dat deze afwisseling van plaats tot plaats gelijktijdig is, hetgeen door C^{14} -onderzoek werd bevestigd. Het pollenanalytisch onderzoek liet zien dat iedere veen/zand cyclus parallel liep aan een vegetatiecyclus meer begroeid/minder begroeid. Het geheel kan worden gezien als een gevolg van veranderingen in neerslag. De droge fasen waren blijkens het C^{14} -onderzoek van korte duur. Het histogram van de C^{14} -dateringen van de overgangen zand/veen is weergegeven in Fig. 2.

In deze figuur zijn alle uit de kustduinen beschikbare C^{14} -dateringen, die betrekking hebben op de overgang zand/veen, dit is de overgang droog/nat, opgenomen. Ze zijn langs een tijdsas uitgezet. Iedere datering is gewogen op grond van zijn standaarddeviatie en wel zo, dat het oppervlak omsloten door zijn normaalcurve steeds gelijk is gehouden aan dat van de afgebeelde vergelijkingscurve, waarvan de standaarddeviatie 30 jaar is.

De pieken in het histogram geven de tijdstippen aan waarop de genoemde overgang zand/veen op veel plaatsen optrad. De afstand tussen de pieken bedraagt ruwweg $2n$, $3n$, $4n$, waarbij $n = \text{ca } 85$ jaar.

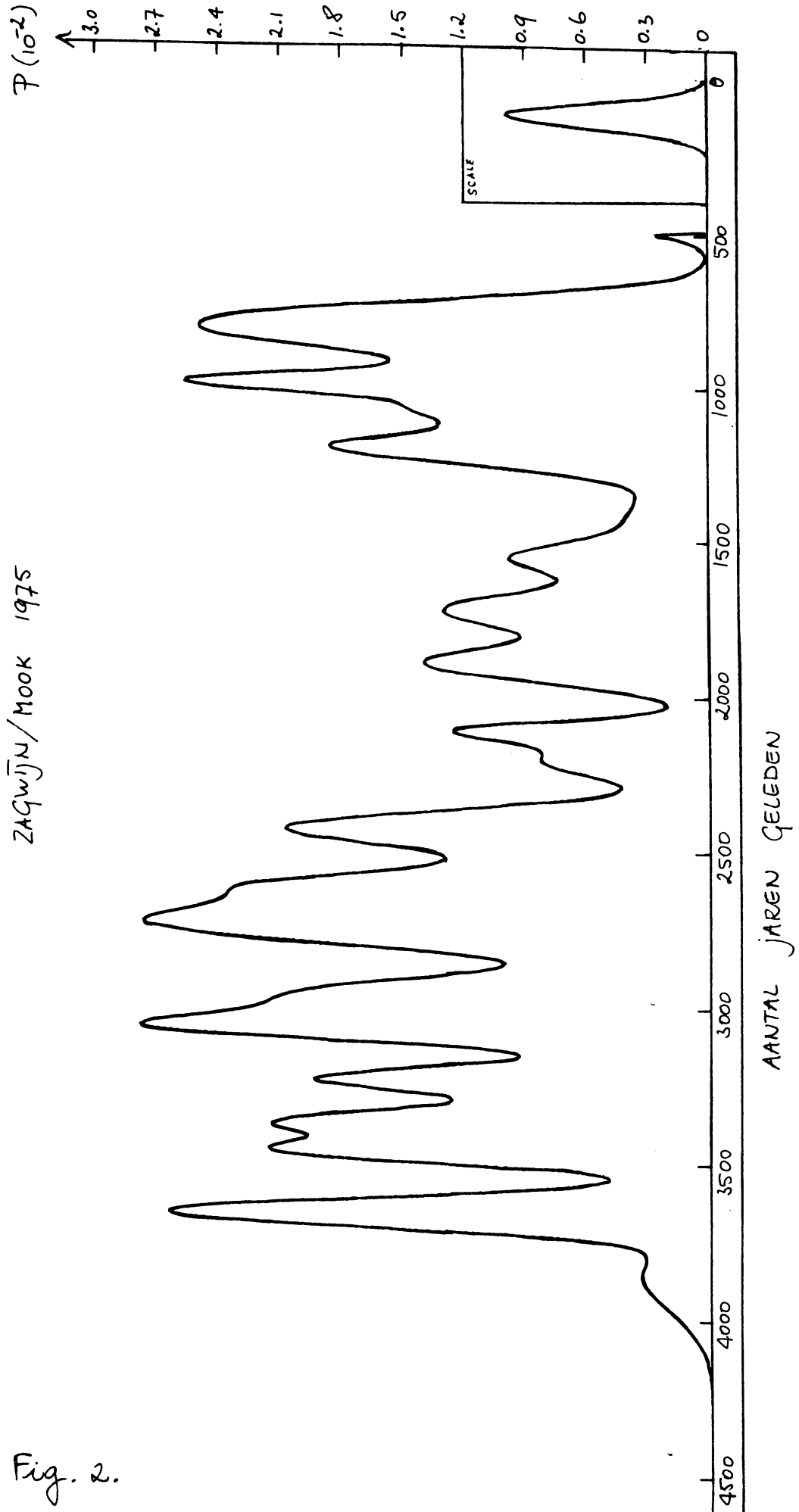


Fig. 2.

POLLENONDERZOEK IN GRIEKENLAND

T.A. Wijmstra, Hugo de Vries-Lab., Universiteit van Amsterdam.

Op bovengenoemd laboratorium wordt de laatste jaren intensief gewerkt aan het opbouwen van een vegetatiegeschiedenis voor de laatste 3 miljoen jaar.

Wij kunnen alleen dan een indruk krijgen van het plantendek in vroegere tijden als elementen van dit plantendek fossilizeren en in fossiele toestand van elkaar te onderscheiden zijn. Als wij een stap verder willen gaan en uitspraken willen doen over de condities waaronder dit gereconstrueerd plantendek leefde, dus over klimaat, bodemgesteldheid, dan moeten we ons beperken tot die elementen die heden ten dage nog tot de flora behoren (waar dan ook op aarde). Door de eisen te bestuderen die een dergelijk element aan zijn omgeving stelt, en te veronderstellen dat die eisen in de loop van de periode waarin dat element deel uitmaakt van onze flora niet veranderd zijn, is het dan mogelijk uitspraken te doen over de levensomstandigheden van het gereconstrueerd plantendek. Op deze wijze kan informatie verkregen worden over klimaat_omstandigheden in het verleden.

De elementen van de vegetatie die aan de voorwaarde van herkenbaarheid en fossilizeerbaarheid voldoen, zijn de pollenkorrels.

Deze pollenkorrels worden geproduceerd door de vegetatie gedurende de bloei en komen in de atmosfeer in omloop. Het totaal van de pollenkorrels in omloop heet de pollenregen. Delen van deze pollenregen worden in daartoe geschikte milieus bewaard. Als per tijdseenheid een bepaalde hoeveelheid sediment afgezet wordt, is het mogelijk de pollenregen per tijdsinterval te analyseren en op deze wijze de vegetatie te reconstrueren.

Bij veranderingen in de vegetatie treden veranderingen in de pollenregen op, en dus ook veranderingen in de polleninhoud van het sediment.

Door deze veranderingen te analyseren kunnen we een vegetatiegeschiedenis opbouwen en indirect hieruit trachten de klimaat_geschiedenis af te leiden.

Om een goede reconstructie te verkrijgen zal het duidelijk zijn dat er aan een aantal voorwaarden moet zijn voldaan, te weten:

1. een vrij constante sedimentatiesnelheid.
2. nauwkeurige gegevens omtrent de eisen die de diverse taxa aan het milieu stellen (autecologie van de soorten).

De stand van het autecologisch onderzoek is nog niet zover dat we van de meeste soorten die we in onze vegetatiegeschiedenis vinden in kwantificeerbare termen kunnen zeggen wat hun milieu-eisen zijn. Er zijn echter sommige soorten waarvan de grenzen van het verspreidingsgebied samenvallen met isothermen van gemiddelde juli-temperatuur, gemiddelde januari-temperatuur, e.d. Zo komt b.v. *Oenanthe aquatica* niet buiten de 15°C juli-isotherm voor, en *Typha latifolia* valt in zijn huidige areaalgrens samen met de 14°C juli-isotherm. Ook de boomgrens in arctische gebieden lijkt min of meer de 10°C juli-isotherm te volgen. Echter in oceanische gebieden is de gemiddelde juli-temperatuur hoger en bij continentale gebieden lager dan 10°C. De poolwoestijn, waarin nauwelijks vegetatie voorhanden is, treedt op bij een gemiddelde juli-temperatuur van 5°C.

Iversen heeft door het plotten van de gemiddelde temperatuur in de koudste maand en de gemiddelde temperatuur in de warmste maand voor *Hedera*, *Viscum* en *Ilex*, nagegaan wat de temperatuur-behoefte van deze planten is. Door de verspreiding van deze soorten in vele pollendiagrammen na te gaan, is een temperatuurdaling geconstateerd van 3°C vanaf het Atlanticum tot heden.

De problemen bij deze methoden zijn:

- a. voor vele planten is het zomerklimaat de beperkende factor. Door deze afhankelijk is informatie over gemiddelde wintertemperatuur veel moeilijker te verkrijgen.
- b. veranderingen van het klimaat hebben het grootste effect aan de rand van het areaal, midden in het areaal is het mogelijk dat een klimaatswijziging geen uitwerking heeft.
- c. een verandering van klimaat kan ten gevolge hebben dat nieuwe gebieden beschikbaar komen voor kolonisatie door planten. Tussen de klimaatswijziging en de immigratie van een soort kan een zeker tijdsverloop optreden. De tijdsspanne tussen immigratie en verandering is korter naarmate soorten zich sneller verplaatsen.

We kunnen ook via modellen trachten het verband tussen klimaat en floristische data vast te stellen. Deze methode probeert een overdrachtsfunctie te construeren, door middel waarvan men fossiele pollengegevens direct in klimaatparameters vertaalt. Bij deze methode moet eerst een databank opgezet worden van alle typen regionale vegetaties met hun recente pollengegevens en de daarbij behorende klimaatgegevens, zoals

regenval, temperatuur, etc.

Hierbij maken we de volgende veronderstellingen:

- a. een fossiele pollenregen is vergelijkbaar met een recente vegetatie in onze databank.
- b. de waargenomen floristische combinatie is in evenwicht met het klimaat.
- c. de klimaatrespons is constant gedurende het interval waarop de reconstructie betrekking heeft.
- d. de relatie tussen klimaatvariabelen en een verzameling pollentypen is lineair.

Deze veronderstellingen maken de resultaten van een dergelijke analyse alleen in vrij bijzondere gevallen betrouwbaar, want aan c) is vaak niet voldaan. En dat de relatie tussen klimaat en verzamelingen pollentypen lineair is, is een onbewezen veronderstelling.

We kunnen de resultaten van een pollenanalyse ook zien als waarneming van een proces dat zich in de tijd afspeelt. De voorwaarde om hier enigszins relevante informatie uit te krijgen, is dat de sedimentatiesnelheid, die de tijdbasis van het model vormt, zo constant mogelijk is. Dit is te onderzoeken door de ouderdom tegen diepte via een lineaire regressie met elkaar te vergelijken. Voor de sectie waar we vanmorgen over zullen spreken, ontstaat dan de vergelijking

$$y = -24.970 + 1090x \quad R = 0.98$$

Hieruit blijkt dat aan de voorwaarde voor een lineair verband tussen diepte en tijd redelijk goed voldaan is, gedurende de 700.000 jaar die de sectie vertegenwoordigd. Verder dat er ten gevolge van compactie en hiaten \pm 25.000 jaar verdwenen zijn, dat is 3.5%.

De ouderdommen, gebruikt in de analyse zijn C¹⁴-gegevens, begin Eemien (het voorlaatste Interglaciaal) 120.000 jaar, en de grens Brunhes/Matuyama 700.000 jaar.

De sectie, waar deze gegevens van afkomstig zijn, is gelegen in Macedonië (Griekenland) in de vlakte van Phillippi. In deze vlakte ligt het bekken van Drama. Dit bekken is een intramontaan bekken, begrensd door breuken. Vanaf het Pliocéen zijn hier sedimenten afgezet, met een totale dikte van meer dan 280 meter. Tot 180 meter bevindt zich een veenpakket in dit bekken. Van dit veenpakket is nu 134 meter geanalyseerd. Uit paleomagnetisch onderzoek is gebleken, dat de Brunhes/Matuyama omkering op 134 meter diepte geplaatst moet worden. Dit impliceert een ouderdom van die diepte van 700.000 jaar. De uit pollenanalyse geconcludeerde vegetatiegeschiede-

date (yrs)	Deep-sea stages	zone depth	pollen zone	character of vegetation		
10.000	1	0.50	Z ₁₋₅	Oak forest differentiated in: Ulmus Tilia zone, a Corylus, a Fraxinus and an Ostrya zone		
		1 4.30				
		2	Y ₃	open grass Artemisia steppe with some Chenopodiaceae		
		3	Y ₂	open Oak forest with Pistacia, Juniperus, Ulmus		
		4	X ₅ Y ₁	Artemisia Chenopodiaceae steppe		
		5	X ₄	open Pine forest with patches of steppe vegetation		
		6	X _{1,2,3}	Artemisia Chenopodiaceae steppe. Occasional some Pine. In lower part Compositae		
		30.000	3	7	P ₁₋₇	Artemisia Chenopodiaceae steppe with grasses and Compositae and Centaurea solstitialis type pollen. In three intervals more trees in the steppe
				8	V ₁₋₃	steppe vegetation with Artemisia and Chenopodiaceae in the lower part increasing influence of Pine stands
				9	U ₁₋₃	Oak forest with at the transition to next zone Pine stands. In Oak forest Carpinus, Tilia and Ulmus
40.000	10	T	steppe vegetation of Artemisia, Chenopodiaceae, Plantago and Compositae			

125.000	5	11	S ₁₋₄	Oak forest with at first an Ulmus Tilia zone followed by a Carpinus Fagus zone at the transition to zone 10 a Pine forest with some Abies
		12	R ₁₋₃	Grass steppe with Artemisia and Chenopodiaceae. In middle phase some Oak Pine shrubs with Cistaceae
		13	O ₁₋₂ Q ₁₋₃	Oak forest with at first an Ulmus Tilia zone, in the middle part an Abies Rhododendron Carpinus zone with Ilex and evergreen Oaks, terminated by a Pine zone
220.000	6	14	L ₁₋₅ M ₁ K H ₃	steppe vegetation with Artemisia and Chenopodiaceae, lower half some forest steppe with Pine
		7	15	H ₁₂
220.000	7	16	G	open Oak forest with in the lake floating mats of Cyperaceae and grass vegetation, in the shore vegetation Chenopodiaceae and Artemisia
		17	F	deciduous oak forest with Quercus cerris and stands of Pine
		18	D,E	Artemisia Chenopodiaceae steppe, in the middle part an open Oak forest steppe with Artemisia and Chenopodiaceae
220.000	8	19	C	deciduous Oak forest with Quercus cerris
		20	B	forest steppe of Oak and Pine in an Pistacia Artemisia Chenopodiaceae association with much Compositae
		21	A	mainly deciduous Oak forest with some Pine

					570.000		
	22	ZZ	Artemisia Chenopodiaceae steppe with Abies in higher elevations			16	32
	23	YY	deciduous Mediterranean Oak forest with Baxus and Pistacia, in upper part Quercus cerris, Q. subor, Ericaceae arborea vegetation			17	33
10	24	XX	open steppe vegetation in lower part a Pine forest steppe			18	34
11	25	PP	Oak forest with evergreen oaks in middle part; here also a zone with Ericaceae vegetation	700.000		19	35
330.000	12	26	Artemisia Chenopodiaceae steppe. In middle part of this zone lower lake levels and forest steppe conditions				36
		27	Oak forest with Ulmus and Carpinus. Regular Occurrence of Acer Taxus. In middle part presence of evergreen Oak				37
	13	28	open Pine Oak forest with Artemisia and Chenopodiaceae				38
		29	Oak forest with Ulmus Taxus, Acer, Ostrya, Celtis				39
	14	30	forest steppe with Artemisia and Chenopodiaceae, upper part some ferns				40
	15	31	Oak forest with Zelkova, Fagus, Castanea, Hedera, Fraxinus				

Artemisia Chenopodiaceae steppe with in the lower part some forest steppe with Oak and Pine
Oak forest with Zelkova, Fagus, Hedera, Taxus, Viscum, Ilex
open grass steppe with Artemisia and Chenopodiaceae, in middle part some forest steppe
warm Oak forest with evergreen elements

nis is gegeven in de figuur.

Uit deze figuur blijkt dat gedurende de laatste ijstijd (Würm) in dit gebied (niet alleen hier, maar ook in het overige Mediterraan gebied) steppevegetaties domineerden. In sommige periodes zijn deze steppen iets minder extreem geweest en konden hier en daar condities gevonden worden die geschikt waren voor boomgroei. Deze periodes, waarin bomen zich in de steppe konden handhaven, blijken volgens de C^{14} dateringen overeen te komen met de interstadialen zoals vastgesteld in N.W.-Europa.

Verder blijkt uit de figuur dat deze steppe-periodes ook gedurende de hele rest van de tijdsspanne, waarin het veen zich ontwikkelde, gevonden worden.

Ook zien we het optreden van bosfasen in deze sectie. In deze bosfasen zijn twee typen te onderscheiden. Het ene type is gekenmerkt door het optreden van loofwisselende eikenbossen. Het andere type kent een op-eenvolging waarin ook loofhoudende eikenbossen voorkomen. Dit laatste type komt overeen met de interglacialen, het eerste met de interstadialen. In de interglacialen heeft het klimaat een Mediterraan karakter gehad met droogte in de zomer en neerslag in de winter. Dit kan geconcludeerd worden uit de aanwezigheid van de loofhoudende eik.

Gedurende de interstadiale bosfasen was het klimaat wellicht iets koeler, maar zeker vochtiger gedurende het gehele jaar. Dit moeten we concluderen uit de aanwezigheid van loofwisselende eikenbossen.

Verder zien we, dat naarmate we dieper komen (oudere afzettingen), er in interstadialen soorten aanwezig zijn die in jongere perioden niet meer gevormd worden. De soorten die erbij komen, vinden we heden ten dage in warme en vochtige streken.

Of we hieraan de conclusie kunnen verbinden dat het klimaat in het oudere gedeelte van het Pleistoceen warmer en vochtiger was dan in het jongere gedeelte, is niet duidelijk. Het is ook mogelijk dat de oorzaak van het verschijnsel ligt in het feit dat deze soorten in de tussenliggende periodes geen milieu hebben kunnen vinden, waarin ze konden overblijven.

Als we de aantallen pollenkorrels uit open vegetatie uitzetten tegen de aantallen pollenkorrels uit gesloten vegetatie (bossen), voor ieder van de monsters genomen in de sectie, ontstaat een curve die de graad van bebossing in het gebied weergeeft.

Om aanwezigheid van bos of steppe vegetatie op de waargenomen schaal te

verklaren, moeten we klimaatsveranderingen aannemen. Bij deze veranderingen moeten zowel temperatuur- als vochtigheidsfluctuaties opgetreden zijn. Het precieze aandeel van beide factoren is door gebrek aan nauwkeurige ecologische gegevens op dit moment niet te bepalen. Wél kunnen we ons afvragen, of de processen die aan de waargenomen fluctuaties ten grondslag liggen zich met enige regelmaat herhalen, en als dit het geval zou zijn, of deze regelmaat ook elders gevonden wordt buiten het Middellandse Zee gebied. Anders gezegd: vertoont de tijdreeks die onze serie waarnemingen voorstelt dominante frequenties of zijn alle frequenties even waarschijnlijk. Als wij dit willen onderzoeken, zullen wij eerst onze tijdreeks moeten monstereën op gelijke afstanden. Door verschillen in sedimentatiesnelheid is een monstereing op gelijke afstanden nog niet een monstereing op gelijke tijdsafstanden. Door de ouderdom, waargenomen op diverse plaatsen in de sedimentatie kolom d.m.v. C^{14} methode en paleomagnetisme te gebruiken kan door interpolatie monstereing plaatsvinden op gelijke tijdsintervallen.

De op deze wijze ontstane tijdreeks is aan een tijdreeksanalyse onderworpen.

Het resultaat was dat er vier maxima voorkwamen n.l. bij 96.000, 38.000, 26.000 en 22.000. Dus de periodiciteiten die aan ons proces ten grondslag liggen, zijn 96.000, 38.000, 26.000 en 22.000 jaar.

In lage secties, genomen in de diepzee, hebben Hays, Imbrie en Shackleton aan de hand van fluctuaties in fossielinhoud en $\delta^{18}O$ gehalte, berekend dat aan hun proces periodiciteiten ten grondslag liggen van 87.000 - 119.000 jaar, 37.000 - 47.000 jaar, en 21.000 - 24.000 jaar. Vergelijken we onze gevonden waarden:

Tabel

Phillippi	85 - 110	38	25 - 30	19 - 28
diepzee	87 - 119	37 - 47	29	24
Milankovitch	105	41	22	19

Volgens Hays et al. is er een goede overeenkomst met de te verwachten periodiciteit volgens Milankovitch. Als we deze cijfers ook in de tabel vermelden, kunnen we het volgende opmerken.

Alle gevonden en verwerkte waarden liggen in elkaars buurt. Alleen bij de precessie (laatste kolom) treedt er een verschuiving op van ± 2000 jaar. Naar mijn mening zullen we toch een zekere mate van waarschijnlijk-

heid aan de gevonden waarden moeten toekennen, want als in Foraminifera en in plantengezelschappen dezelfde periodiciteiten terug gevonden worden, wijst dit op een gemeenschappelijke oorzaak. Maar of hiermee geconcludeerd kan worden dat aan dit waargenomen verschijnsel een deterministisch model ten grondslag ligt, valt te betwijfelen.

Het coherentiespectrum tussen de P_{ap} -curve van Griekenland en de eccentriciteit, vertoont een significante correlatie bij periodiciteiten van ∞ en 80.000 jaar ($C^2_{ey}(f) = 0.41$).

Geen van deze correspondeert met de gevonden periodiciteit van 96.000 jaar of de 109.000 jaar in de curves van Phillippi en de diepzee. Dit maakt een simpele lineaire relatie tussen eccentriciteit en 109-96.000 jaar periodiciteit onwaarschijnlijk.

Een maximum bij 38.000 jaar domineert het coherentiespectrum tussen Phillippi en de helling van de aard-as ($C^2_{e\gamma} = 0.8$), terwijl de precessie in het interval 19 - 28 significante coherentie vertoont met een maximum van 0.6 bij c. 26.000 jaar.

Om de graad van beïnvloeding van de Phillippi curves door tilt en precessie te bepalen, veronderstellen we een lineaire relatie tussen de curve en de tilt en precessie. Als we dan een dubbel input/enkel output model aannemen, en veronderstellen dat tilt (x_t) en precessie (x_p) onafhankelijk zijn (dit laatste is aannemelijk, daar het coherentiespectrum van x_t en x_p nergens significant verschilt van 0 bij 80% betrouwbaarheid), dan blijkt 20% van de variantie in het Phillippi diagram variantie in tilt te zijn en 3% door precessie verklaard te kunnen worden. Dus slechts maximaal 25% van de variantie, waargenomen in het Phillippi diagram, is te verklaren door tilt en precessie met een lineair model, en er is geen aanwijzing voor een lineaire relatie tussen eccentriciteit en de geobserveerde curve.

Dit leidt ons tot de conclusie dat een deterministisch model slechts zeer ten dele de waargenomen variatie verklaart en de overige waargenomen variaties voornamelijk stochastisch van karakter zijn.

EENVOUDIGE KLIMAATMODELLEN

H.M. van den Dool, K.N.M.I. te De Bilt.

In tegenstelling tot andere takken van de natuurkunde kunnen we in het klimaatonderzoek geen experimenten doen met een proefopstelling. Het alternatief is een rekenmodel waarin we veilig de zon kunnen aan- en uitzetten of het CO₂ gehalte verdubbelen.

In een eenvoudig klimaatmodel komen alleen de meest essentiële processen die het klimaat bepalen aan bod. We bekijken hier hoofdzakelijk een stralingsbalans model.

1. Stralingsbalans model

In een niet veranderend klimaat geldt gemiddeld over de aardbol en over vele jaren

inkomende straling = uitgaande straling (1)

$$\frac{S}{4}(1-\bar{\alpha}) = \sigma \bar{T}^4$$

waarin S de zonneconstante is (huidige waarde $S_0 = 1365 \text{ W/m}^2$), $\bar{\alpha}$ het albedo ($\approx 30\%$), \bar{T} de temperatuur van de planeet en σ de Stefan-Boltzmann constante. Vullen we voor S 1365 in, dan volgt als oplossing $\bar{T} = 255 \text{ K}$. Dat is geen gekke gok bij zo weinig veronderstellingen. De waargenomen \bar{T}_g , op 1.5 m hoogte, bedraagt 288 K.

Vergelijkingen die het klimaat beschrijven zijn vaak niet-lineair in \bar{T} en kunnen dus meerdere oplossingen hebben. Dat is ook met (1) het geval, vooral omdat $\bar{\alpha}$ (via sneeuw en ijs) van \bar{T} afhangt. Op een volledig witte verijsde planeet ($\bar{\alpha} \approx 60\%$) geeft (1) als tweede zeer koude oplossing $\bar{T} = 222 \text{ K}$, en dat bij de huidige instraling! Voor zover bekend is een volledig verijsde aarde nooit opgetreden.

2. Het broeikas effect

Bij het afleiden van (1) speelt het bestaan van een atmosfeer nog geen rol. De berekende $\bar{T} = 255 \text{ K}$, die 32 K lager is dan T_g , past bij een niveau in de atmosfeer op ruwweg 4 km hoogte. Vanuit de ruimte 'ziet'

men de infrarode straling die op 4 km hoogte wordt uitgezonden. Infrarode straling van lagere niveaus en de grond wordt geabsorbeerd door waterdamp en koolzuur in de atmosfeer. Het is aan dit verschijnsel, broeikas (greenhouse) effect genaamd, te danken dat aan 't oppervlak de aangename $\bar{T} = 288$ K heerst. De infrarood uitstraling voldoet dus niet netjes aan $\sigma \bar{T}^4$, maar bij benadering aan $\xi \sigma \bar{T}^4$, waarbij $\xi \approx 0.65$. Invullen in (1) levert dan $\bar{T} = 284$ K.

3. Gevoeligheid van het klimaat

Het doel van veel onderzoek is nagaan hoe de temperatuur op aarde verandert als uitwendige of inwendige omstandigheden veranderen. Een bijna klassieke vraag is hoeveel \bar{T} verandert bij een verandering van 1 % in S . We drukken dit uit in de gevoeligheidsparameter β :

$$\beta = \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta S = 1\%} = \frac{S_0}{100} \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta S} . \quad (2)$$

Op voorhand weten we niet of een verlaging van S met 1 % een verlaging van 0.1 K, 1 K, 10 K of 100 K tot gevolg zal hebben. Vullen we in (1) voor S in $1.005 S_0$, en een keer $S = 0.995 S_0$, dan is β eenvoudig te berekenen. We vinden $\beta = 0.65$ K, dus kennelijk weet de verandering in de uitgaande infrarood straling de gevolgen van de verandering in de inkomende zonnestraling zeer beperkt te houden (negatieve terugkoppeling).

Een gevoeligheid in de orde van 0.65 K is niet erg groot. Variaties in de inkomende straling in de orde van 1 % worden nauwelijks waargenomen. Ook berekende variaties in inkomende straling in de loop van miljoenen jaren zijn niet bijzonder groot. Het is echter vrij zeker dat zich grote temperatuurschommelingen hebben voorgedaan. Daarom zoekt eenieder dan ook naarstig naar processen die β verhogen: positieve terugkoppelingen. In recente literatuur vindt men meestal een waarde $\beta = 1.5$ à 2 K als redelijk. Daartoe moet men een aantal positieve terugkoppelingen in beschouwing nemen waarvan er twee ook in het stralingsbalans model zijn in te bouwen, nl. (i) de atmosferische broeikas terugkoppeling en (ii) de sneeuw/ijs albedo terugkoppeling.

4. Atmosferische broeikas terugkoppeling

Zoals gezegd kan men de uitgaande infrarood straling toekennen aan een niveau op 4 km hoogte. Omdat de atmosfeer met toenemende temperatuur steeds meer waterdamp opneemt, gaat dit niveau met toenemende temperatuur omhoog. Echter de temperatuur neemt met de hoogte af. Daarom hangt de infrarood straling veel minder sterk van T af dan gesuggereerd door $I = \xi \sigma T^4$. In plaats daarvan blijkt empirisch goed te voldoen (zie Fig. 1):

$$I = a + b \bar{T}_s, \quad (3)$$

met $a = -404 \text{ W/m}^2$ en $b = 2.2 \text{ W/(m}^2\text{K)}$. Dit verschilt nogal van $I = \xi \sigma \bar{T}_s^4$ gelineariseerd rond 288 K:

$$I = -760 + 3.5 \bar{T}_s \quad (3^a)$$

Nemen we in het rechterlid van (1) de uitdrukking gegeven in (3), dan voldoet β aan:

$$\beta = \frac{S_0}{100} \frac{1 - \bar{\alpha}}{4b + S_0 (\partial \bar{\alpha} / \partial T_s)} \quad (4)$$

Bij een constant albedo ($\partial \bar{\alpha} / \partial T_s = 0$) en $b = 3.5$ vinden we natuurlijk $\beta = 0.65 \text{ K}$, maar voor $b = 2.2$ blijkt $\beta = 1.1 \text{ K}$ te zijn. De variabele waterinhoud van de atmosfeer zorgt dus voor een bijna verdubbelde gevoeligheid van het klimaat voor uitwendige veranderingen.

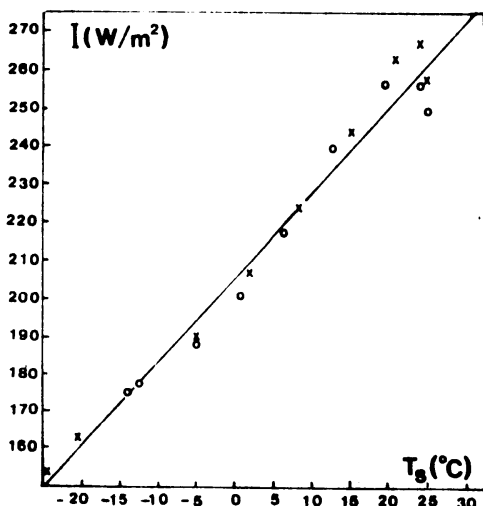


Fig. 1. De infrarood uitstraling als functie van de temperatuur aan de grond (T_g). De cirkeltjes en kruisjes geven satellietmetingen weer op het noordelijk en zuidelijk halfrond, gemiddeld over breedtegraden. De metingen werden gedurende een periode van 6 jaar gedaan, en bewerkt door Ellis en VonderHaar.

5. Albedo terugkoppeling door sneeuw en ijs

Een verdere verhoging van β krijgen we wanneer het albedo $\bar{\alpha}$ van de temperatuur afhangt zoals bij het optreden van sneeuw en ijs het geval is. Men komt dan in de volgende cyclus: verlaging $S \rightarrow$ verlaging $T \rightarrow$ verhoging $\bar{\alpha} \rightarrow$ verlaging $S(1-\bar{\alpha}) \rightarrow$ verlaging $T \rightarrow$ etc. Een redelijke waarde voor $\partial\bar{\alpha}/\partial\bar{T}_s$ is -0.001 K^{-1} . Uit (4) blijkt dat β nu verder verhoogd is tot 1.3 K.

6. Andere modellen

Het zal duidelijk zijn dat een nul-dimensionaal stralingsmodel niet het verlossende antwoord geeft. Een stapje vooruit is 'n één-dimensionaal breedte-afhankelijk energiebalans model. Vrijwel nergens op aarde is de stralingsbalans nul; in de tropen is er een stralingsoverschot en aan de polen een tekort. Dat kan in een stationair klimaat alleen als de atmosfeer en de oceaan energie van de equator naar de polen brengen. Het fysisch beschrijven van dit transport van energie is een centraal probleem in klimaatstudies. De energiebalans op breedte φ ziet er als volgt uit:

$$Q(1-\alpha) + F = a + bT_s \quad (4)$$

waarin Q, α , en F de instraling, het albedo en de bijdrage van het warmtetransport zijn. Met veel inventiviteit moeten F en α in T_s uitgedrukt worden; er ontstaat dan een relatie tussen Q en T_s beide als functie van de breedte. Uiteraard geven oplossingen van (4) veel meer detail dan de oplossing van (1). Fig. 2 laat de koude en warme oplossing zien; de warme stemt goed met het huidige klimaat overeen. Afhankelijk van de aanpak van α , F en b worden gevoeligheden β van 1.5 K of meer gevonden.

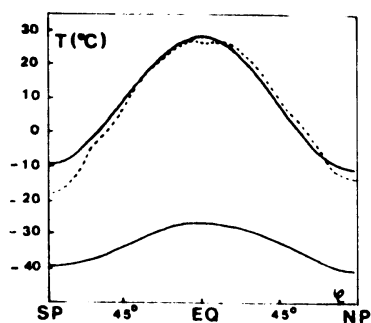


Fig. 2. Twee oplossingen van vgl. (4) (doorgetrokken lijnen en de waargenomen temperatuur aan de grond (stippellijn). Voor Antarctica zijn de modeluitkomsten minder goed.

Ook variaties van de temperatuur in verticale richting zijn te modelleren met een energiebalans model. In zo'n model moet de verwarming door straling nauwkeurig als functie van de hoogte bekend zijn. Energietransport omhoog vindt plaats door convectie. Vandaar de naam stralings-convectief model.

Klimaat is meer dan temperatuur. Vandaar dat een klimaatmodel meer moet zijn dan een energievergelijking. Met vergelijkingen voor de impuls- en vochthuishouding kunnen we ook wind en neerslag behandelen. Er bestaan één-dimensionale modellen waarmee dit gepoogd wordt. Tegen de prijs van fysische en rekentechnische problemen kan een drie-dimensionaal model van atmosfeer+oceaan+aardoppervlak (inclusief sneeuw en ijs) in principe het beste antwoord geven. Het is echter indrukwekkend moeilijk om in één model processen, die zich op zeer verschillende tijdschalen afspelen, tot hun recht te laten komen.

7. Nederland

Op het KNMI is een één-dimensionaal jaargemiddeld energiebalans model ontwikkeld. Hiervan bestaan vele versies, met en zonder wolken, met en zonder land-zee contrast, en diverse benaderingen van het poolwaarts energietransport.

Er bestaat een kopie van een één-dimensionaal model dat ook wind en neerslag beschrijft.

In ontwikkeling is een drie-dimensionaal stationair stromingsmodel van de atmosfeer waarmee de gevolgen van veranderde inwendige of uitwendige omstandigheden berekend worden. Dit model wordt ten behoeve van het lange termijn-verwachtingsonderzoek ontwikkeld, maar kan ook voor het klimaatonderzoek zijn nut hebben.

MODELLERING VAN IJSKAPPEN

J. Oerlemans, K.N.M.I. te De Bilt.

De klimaatfluctuaties van de laatste miljoen jaren werden gekenmerkt door enorme veranderingen in het ijsvolume op aarde. De ijskappen van Noordamerika en Eurazië bereikten soms een enorme uitgestrektheid om vervolgens geheel te verdwijnen, terwijl de Antarktische en Groenlandse ijskappen voortdurend aanwezig waren.

Ijskappen vormen een actief bestanddeel van het klimaatsysteem, en als men grootschalige (=langer dan zeg 1000 jaar) klimaatsveranderingen wil bestuderen, is het nodig het gedrag van ijskappen te begrijpen. Omdat laboratorium experimenten onmogelijk zijn, moet de hulp van wiskundige modellen ingeroepen worden. Laten we echter eerst eens kijken naar wat observatiemateriaal.

Voor het Pleistoceen is de historie van het totale ijsvolume op aarde vrij goed bekend. Deze historie ligt besloten in de fossiele kalkresten van plankton-achtige diertjes in de oceaانبodem. Door uit de oceaانبodem een kern te steken, kunnen deze kalkresten als functie van de diepte (en dus ouderdom) geanalyseerd worden. Dit heeft men op uitgebreide schaal gedaan. Omdat H_2O^{18} 'moeilijker' verdampt dan H_2O^{16} , en alle landijs uit de oceaan verdampt moet zijn, is de O^{18}/O^{16} -verhouding in de kalkresten een vrij goede maat voor het totale ijsvolume: een hogere O^{18}/O^{16} -waarde betekent een groter ijsvolume.

Fig. 1 toont een aantal geanalyseerde kernen. Naar boven toe neemt het ijsvolume af, terwijl de tijd van rechts naar links loopt. De omkeer van het aardmagnetische veld van 700 000 jaar geleden is aangegeven met een vertikaal lijntje (dit ontbreekt in de kern V12-122, omdat deze niet zover terug gaat). In alle kernen is de 100 000-jarige glaciële cyclus duidelijk te herkennen. Ook is de overeenstemming tussen de kernen erg groot. Overeenkomstige maxima in het ijsvolume zijn weergegeven met stippellijnen. De gegevens uit Fig. 1 vormen direkt verifikatiemateriaal voor een klimaatmodel waarin het globale ijsvolume berekend wordt. Tot op heden is men er echter nog niet ingeslaagd de ijsvolume-kurves met zo'n model te rekonstrueren.

Laten we ons nu wat verdiepen in het wezen van ijskappen. In elke beschouwing over ijskappen staat het begrip massabalans centraal. De massabalans G is gedefiniëerd als de netto jaarlijkse winst aan ijs.

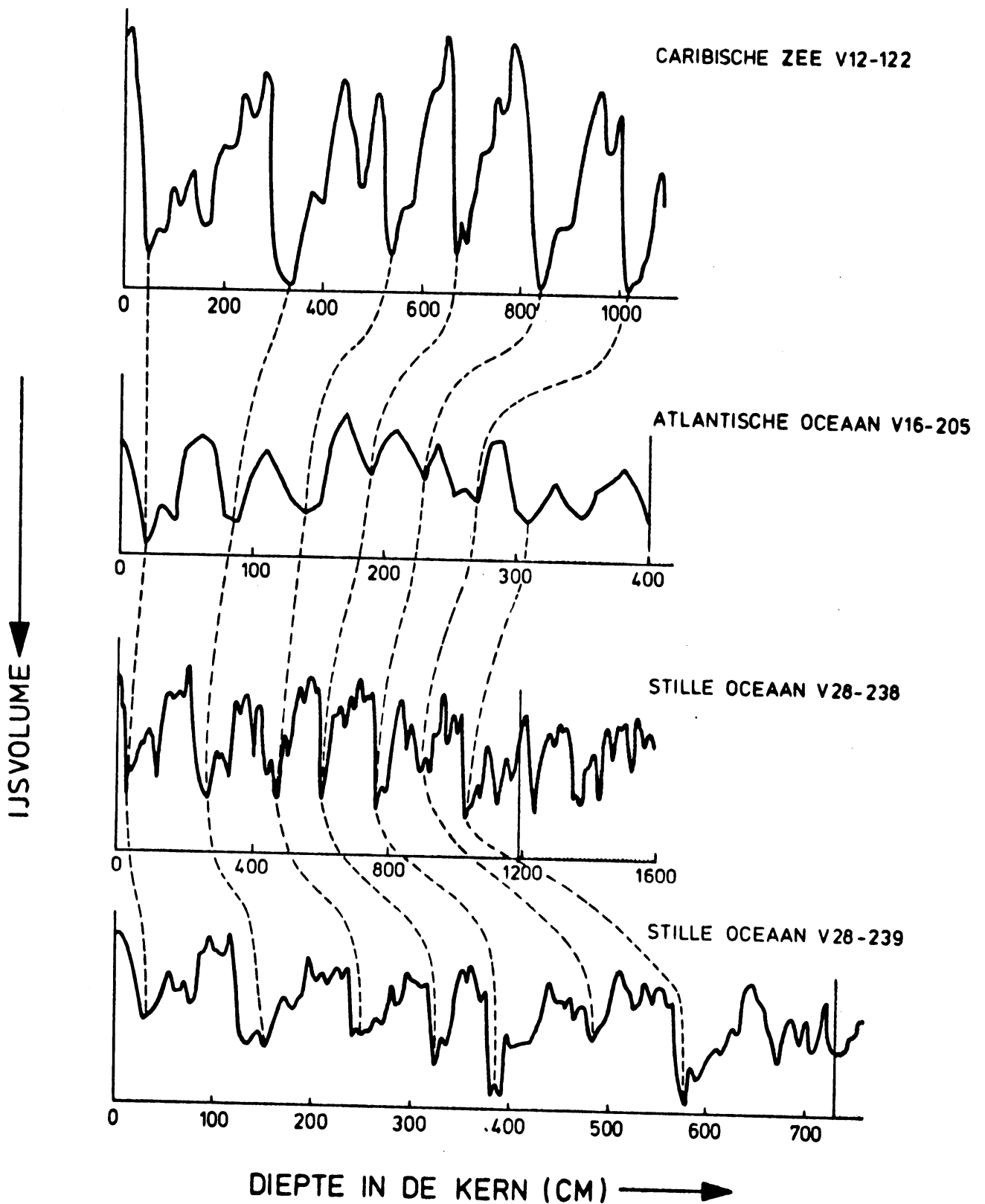


Fig. 1. Historie van het totale ijsvolume op aarde zoals afgeleid uit O^{18}/O^{16} -verhoudingen in diepzeekernen. De verticale lijntjes geven aan waar in de kern de omkering van het aardmagnetische veld van 700 000 jaar geleden teruggevonden wordt.

Hierin zit verwerkt sneeuwval, verdamping, afsmelting, enz. Het spreekt voor zich dat G een functie van de plaats is. Daar waar $G > 0$ is, zal zich geleidelijk ijs ophopen: er ontstaat een ijskap. In het geval van een evenwichtssituatie (dwz. de ijskap groeit of slinkt niet) moet er ijs stromen van plaatsen waar $G > 0$ naar plaatsen waar $G < 0$.

Een geschematiseerde voorstelling van de massabalans is weergegeven in Fig. 2. De lijnen stellen isolijnen van G voor. We kunnen ons voorstellen dat $x=0$ de zuidelijke rand van de poolzee is, terwijl de x -as naar het zuiden wijst. De massabalans neemt zowel met de hoogte als met de breedte toe. De lijn $G=0$ heet de evenwichtslijn; onder deze lijn domineert de afsmelting, erboven de sneeuwval. Een ijskap kan slechts dan ontstaan als ergens het aardoppervlak boven de evenwichtslijn uitsteekt.

Behalve de massabalans speelt uiteraard ook de mechanica van ijskappen een rol. De zwaartekracht probeert altijd het ijsoppervlak horizontaal te maken, maar het ijs werkt de deformatie die hiervoor nodig is tegen, het ijs is 'taai'. Dus in principe stroomt ijs van hoog naar laag, maar

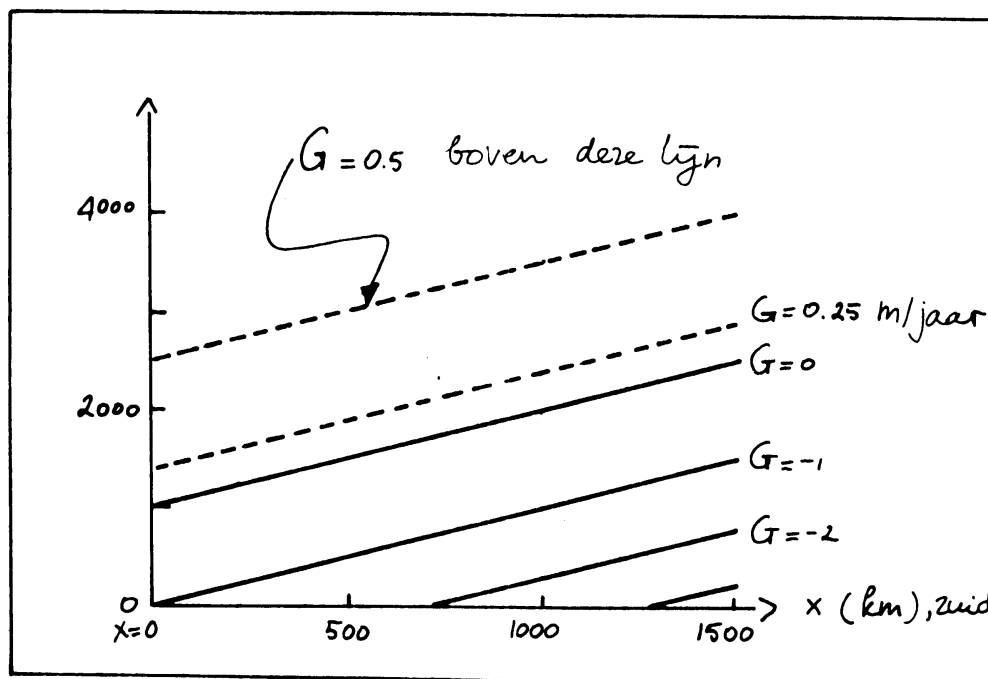


Fig. 2. Schematische voorstelling van de massabalans G . De x -as wijst naar het zuiden. De lijn $G=0$ heet de evenwichtslijn. Het punt $x=0$ ligt aan de zuidrand van de Noordelijke IJszee.

lang niet zo gemakkelijk als bijvoorbeeld water dit doet. Voor de fysici: formeel wordt het stromen van ijs beschreven door de niet-lineaire diffusie-vergelijking

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \nabla D(H, \nabla H) \nabla H + G.$$

Hierin is H de ijsdikte, t de tijd en ∇ de gradient-operator. De diffusie-konstante D neemt toe met zowel de ijsdikte als de helling van het oppervlak (∇H), een direkt gevolg hiervan is dat ijskappen betrekkelijk steile randen hebben.

Om het nog eens samen te vatten: ijs stroomt van hoog naar laag, i.h.a. is dit van plaatsen met $G > 0$ naar plaatsen met $G < 0$; naarmate het ijs dikker is gaat dit minder moeizaam.

Laten we nu eens een ijskap op het noordelijk halfrond bekijken, in een noord-zuid doorsnede. De poolzee fungeert als een 'oneindige put' voor ijs ($G = -\infty$), dus de ijskap strekt zich vanaf de poolzee naar het zuiden uit. Ergens zal de ijsdikte maximaal zijn. Het ijsoppervlak is hier horizontaal en er vindt geen noord- of zuidwaards transport van ijs plaats. Dit betekent dat alle sneeuw, die op de noordelijke helft van de ijskap valt, uiteindelijk in de vorm van ijsbergen in de poolzee verdwijnt. Bij de zuidelijke helft van de ijskap is de situatie anders. Ijs stroomt hier naar het zuiden, van gebieden met veel sneeuwval naar gebieden met veel afsmelting.

Met de bovenstaande kennis kunnen we nu het groeien van een ijskap schetsen. Veronderstel dat het klimaat kouder wordt en dat hierdoor de evenwichtslijn wat zakt. Fig. 3 laat zien hoe er dan een grote ijskap tot stand kan komen. Op het moment dat de evenwichtslijn het aardoppervlak ten zuiden van de poolzee snijdt, begint er een ijskapje te groeien.

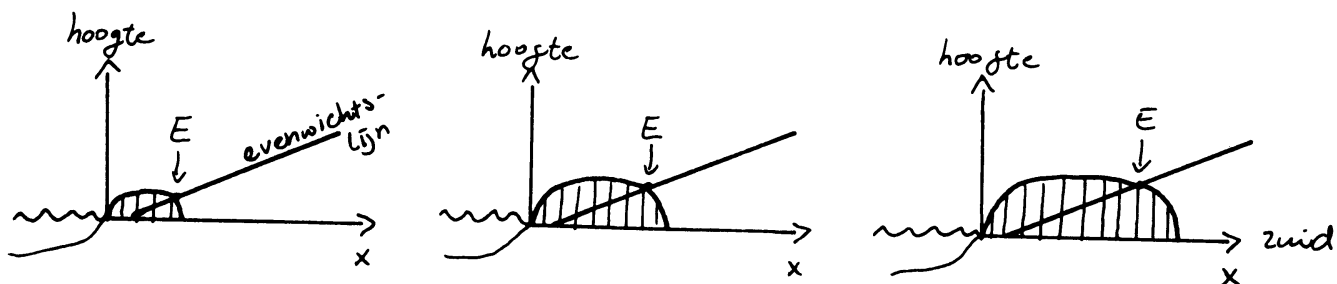


Fig. 3. De groei van een ijskap nadat de evenwichtslijn is gezakt. Doordat de ijskap hoger wordt verschuift het evenwichtspunt E naar het zuiden. Hierdoor kan de kap erg groot worden.

Doordat de hoogte van de ijskap toeneemt, verschuift het evenwichtspunt E (het punt waar de evenwichtslijn het oppervlak snijdt) naar het zuiden. Het opzamelingsgebied van de ijskap wordt hierdoor groter. Dit proces kan zich enige tijd voortzetten. Het is duidelijk dat op deze manier een geringe daling van de evenwichtslijn een zeer grote ijskap tot gevolg kan hebben. Dit wordt dus zuiver veroorzaakt door de koppeling tussen hoogte en massabalans: de ijskap groeit a.h.w. het gebied met positieve massabalans in.

Als de ijskap eenmaal forse afmetingen heeft (zeg 2000 km in noord-zuid richting), is het niet vanzelfsprekend dat hij weer verdwijnt als de evenwichtslijn weer omhoog gaat. Dit komt omdat het oppervlak van de kap zo hoog ligt. Pas als de evenwichtslijn erg veel omhoog gaat zal de ijskap verdwijnen. Het gedrag kunnen we als volgt samenvatten. Als de evenwichtslijn erg hoog ligt (we nemen bijv. de hoogte bij $x=0$), is er slechts één stabiele toestand mogelijk: géén ijskap. Als de evenwichtslijn erg laag ligt, is er ook maar één stabiele toestand: een grote ijskap. Hier tussen ligt een gebied waar twee stabiele toestanden bestaan: géén ijskap of een grote ijskap. In dit geval hangt het van de voorgeschiedenis af naar welke stabiele toestand de ijskap zal groeien.

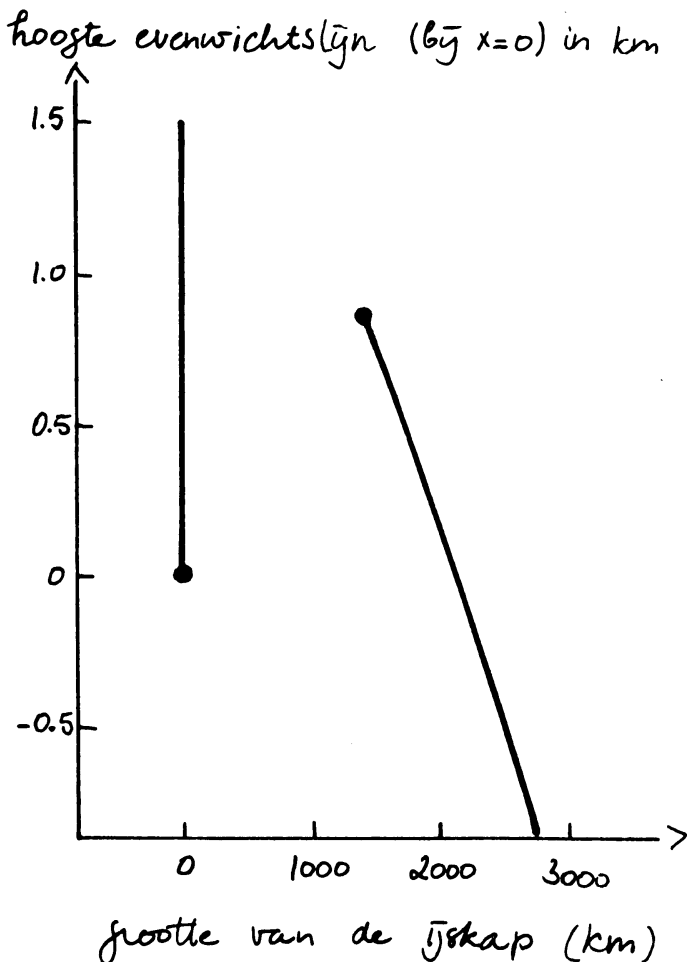


Fig. 4. Mogelijke stabiele toestanden van een ijskap, in afhankelijkheid van de hoogte van de evenwichtslijn bij $x=0$ (de zuidelijke rand van de poolzee). Er is een gebied waar twee stabiele toestanden mogelijk zijn: géén ijskap of een grote ijskap. Merk op dat kleine stabiele ijskappen niet voor kunnen komen.

Het bovenstaande gedrag is in Fig. 4 weergegeven d.m.v. een oplossingsdiagram. Dit diagram is afgeleid uit modelexperimenten, die gebaseerd zijn op de eerder gegeven diffusievergelijking. De figuur toont de grootte van de ijskap (in noord-zuid richting) in afhankelijkheid van de hoogte van de evenwichtslijn bij $x=0$. De gegeven oplossingen zijn evenwichtso oplossingen, we kunnen ze ook stabiele toestanden noemen.

Uit Fig. 4 zal duidelijk zijn dat de reactie van ijskappen op klimaatsveranderingen, die we kunnen interpreteren als het op en neer gaan van de evenwichtslijn, vrij ingewikkeld kan zijn. Buiten het feit dat de evenwichtsgrootte op een zo complexe wijze van de hoogte van de evenwichtslijn afhangt, spelen de aanwezigheid van bergen en de snelheid, waarmee de ijskap kan groeien of slinken, een grote rol.

Tot slot bespreken we een modelexperiment waarin een snelle groei van de Skandinavische ijskap wordt gesimuleerd. De geografische gesteldheid van Europa is erg ingewikkeld: een grillige kustlijn en veel gebergten. Om de groei van een ijskap een beetje behoorlijk te kunnen simuleren is het dan ook noodzakelijk een tweedimensionaal model te gebruiken. Dus behalve in de noord-zuid richting (x -as) wordt de ontwikkeling van de ijskap nu ook in de west-oost richting (y -as) beschouwd. Dit gebeurt door Europa te representeren door een groot aantal punten (1271, om precies te zijn), die 100 km uit elkaar liggen. Op dit netwerk van punten wordt de diffusievergelijking opgelost d.m.v. een numerieke methode.

Voor dit computermodel 'gedraaid' kan worden, moet de massabalans bekend zijn. Het spreekt vanzelf dat we nu niet met een evenwichtslijn, maar met een evenwichtsvlak te maken hebben. De hoogte van dit evenwichtsvlak dient nu als een functie van x én y voorgeschreven te worden.

Stel dat we willen onderzoeken hoe snel de Skandinavische ijskap maximaal kan groeien. Hiertoe simuleren we een extreme klimaatsverandering door het evenwichtsvlak ineens overal 1 km te laten zakken (t.o.v. de huidige hoogte, die redelijk bekend is). Dit heeft tot gevolg dat de Skandinavische en Schotse bergen ruimschoots boven het evenwichtsvlak uit komen; met de Alpen was dit al het geval. Er worden dus ijskappen gevormd.

Fig. 5 laat zien hoe dit in z'n werk gaat. Na 5000 jaar hebben zich in de Alpen en in de Schotse Hooglanden stabiele ijskappen gevormd, terwijl die in Skandinavië gestaag groeit. Na 15 000 jaar is heel Skandinavië met ijs bedekt, en na 25 000 jaar heeft de ijskap 'in de Botnische Golf' een dikte van meer dan 2 km bereikt. Uit de figuur zien we

dat het zo'n 30 000 jaar duurt voordat het ijs Nederland bereikt. Dit is een behoorlijk lange tijd ! Gezien de extreme klimaatsverslechtering die we aangebracht hebben, lijkt het onwaarschijnlijk dat het in werkelijkheid sneller zal gaan. In het model gaat de groei van de ijskap gewoon door. Dit duidt ook op het feit dat we een extreme situatie hebben voorgeschreven, want in werkelijkheid is het ijs nooit zover zuidelijk geweest als het laatste plaatje in Fig. 5 aangeeft.

Ik hoop dat het bovenstaande het gedrag van grote continentale ijskappen enigszins begrijpelijk heeft gemaakt. Aan het modelleren van ijskappen zitten vele haken en ogen, die hier niet ter sprake zijn gekomen. Voor degenen die in meer detail geïnteresseerd zijn, heb ik uitgebreide beschrijvingen van de modelexperimenten in voorraad.

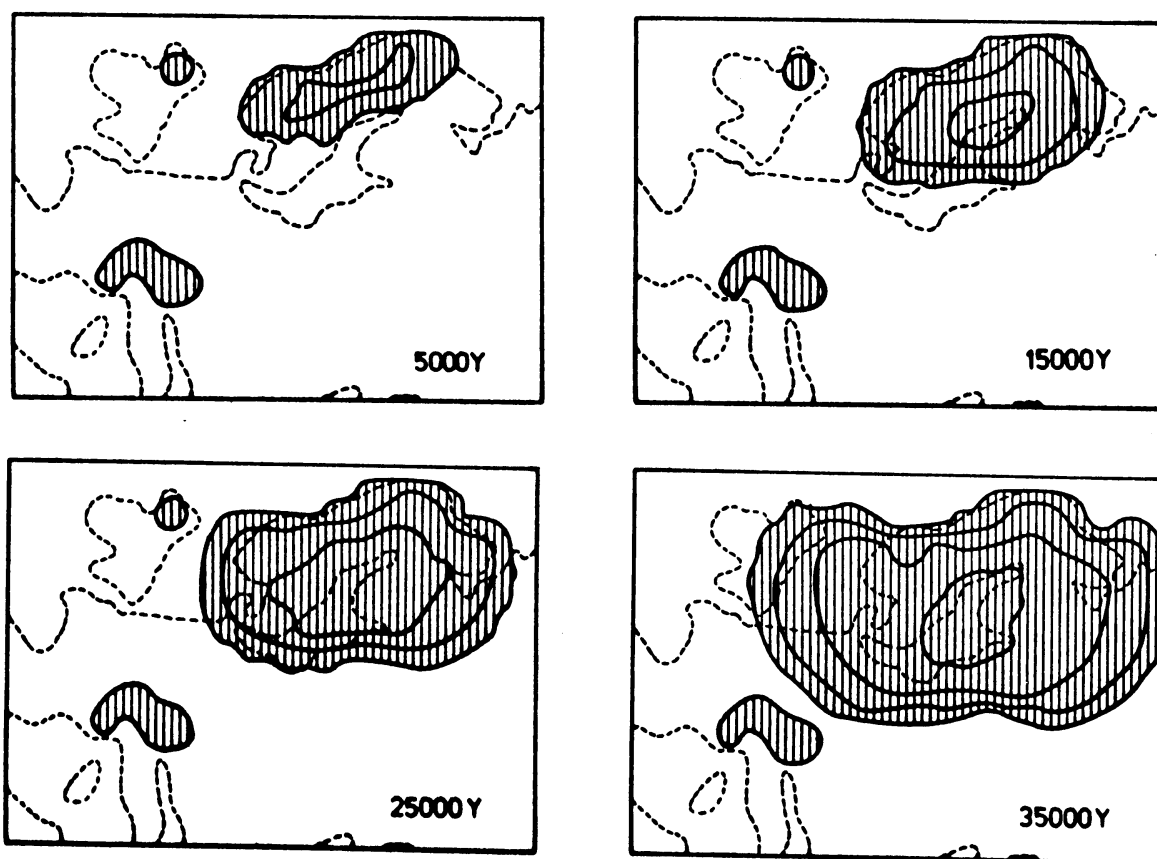


Fig. 5. De groei van het landijs in Europa na een plotselinge daling van het evenichtsvlak van 1 km. De dikke zwarte lijnen zijn isolijnen van de ijsdikte; ze zijn om de 1 km getrokken. De tijd vanaf de klimaatsverandering is in de plaatjes aangegeven (in jaren).

KLIMAATONDERZOEK MET ARCHIEFMATERIAAL

J.L. Oosterhoff, Rijksuniversiteit Leiden.

1. Het historisch onderzoek.

Historisch klimaatonderzoek m.b.v. archiefmateriaal heeft betrekking op de periode waarover schriftelijke bronnen aanwezig zijn. Voor West-Europa is dit in het algemeen het geval vanaf de 12e à 13e eeuw. Daarnaast kan de historicus gebruik maken van hulpwetenschappen als archeologie of kunstgeschiedenis. Zonder naar volledigheid te streven is hier in het kort aangegeven wat de mogelijkheden zijn op dit gebied (in het bijzonder voor Nederland), toegelicht met een eigen praktijkvoorbeeld.

Tot de relevante bronnen voor klimaatonderzoek kunnen gerekend worden: inscripties, annalen of kronieken, dagboeken, officiële archieven (overheid), archieven betr. zeevaart en handel (bijv. V.O.C. of W.I.C.), kerkelijke archieven, archieven van instellingen (waterschapsarchieven, verenigingen), notariële en persoonlijke archieven. Het meeste archiefmateriaal is te vinden in de Rijks- en gemeentearchieven en bibliotheken (1).

Wat kunnen we verwachten door historisch onderzoek aan klimaatgegevens te vinden? Voor de periode vòòr c. 1550 zullen dit in hoofdzaak gegevens per maand of seizoen zijn over oogsten, extreme droogte, warmte of koude, overstromingen enz. In een enkel geval wind- en neerslagfrequenties. Voor de periode c. 1550-1700/1800 komt hier, vooral uit scheepvaart- en handelsarchieven, informatie bij over dagelijkse gegevens betr. wind, neerslag, zonneschijn, bevroren rivieren, kanalen of meren e.d. De periode van c. 1700-1850 tenslotte levert daarnaast instrumentele waarnemingen, die vòòr de officiële zijn gedaan van na c. 1850. Ook zijn er wel al dan niet wetenschappelijke geschriften over meteorologische verschijnselen.

Vaak is historische informatie onbetrouwbaar. Dit geldt vooral voor kronieken e.d. Compilaties zijn dikwijls kritiekloos tot stand gekomen. Om de betrouwbaarheid te testen dient de historische bronnenkritiek of verificatie. Bijv. is het manuscript een copie of een origineel, wie is de auteur, type en plaats van het instrument, frequentie en doel van de waarneming. Naast de tijdrekening (invoering van de Gregoriaanse kalender: voor Holland en Zeeland 1582/83, andere gewesten 1700/01, verschil c. 10 dagen) kan het oude handschrift problemen geven. Soms is tekstanalyse nodig om de juiste betekenis van woorden of uitdrukkingen vast te stellen.

De volgende stap is het omzetten van de gegevens in vergelijkbare moderne eenheden, zo mogelijk gekwantificeerd, in indices of homogene series (temperatuur, neerslag, regendagen, overstromingen, oogstdata enz.). Het komt voor dat van een serie de latere gegevens betrouwbaarder zijn dan de vroegere. Belangrijk is het probleem van de 'missing data': wanneer is een serie nog betrouwbaar? Fragmentarische gegevens kunnen alleen een mogelijke indicatie of trend aangeven. M.b.v. statistische analyse is een gefundeerder oordeel te geven over de betrouwbaarheid van de conclusies. Tenslotte kan vergelijking met huidige klimatologische gegevens indices opleveren over seizoenen of decennia. Een veel verdere stap zou wellicht het vaststellen door de klimatoloog zijn van bepaalde circulatiepatronen.

Wat is er tot nu toe gedaan in Nederland op het gebied van de historische klimatologie? Bekend is de studie van Labriijn uit 1945 (2) op grond van instrumentele waarnemingen uit de periode c. 1700-1850. De Vries (3) heeft de lijn van de gemiddelde wintertemperatuur weten terug te brengen tot de eerste helft van de 17e eeuw d.m.v. het aantal ijsdagen in de trekvaart Haarlem-Leiden. Vermelding verdienen ook de studies van Slicher van Bath over de relatie klimaat en landbouw (4), van Alexandre (5) en Gottschalk (6) als voorbeelden van modern, kritisch historisch onderzoek. Voor een algemene inleiding in de historische klimatologie verwijs ik naar het artikel van Ingram (7).

Een praktijkvoorbeeld.

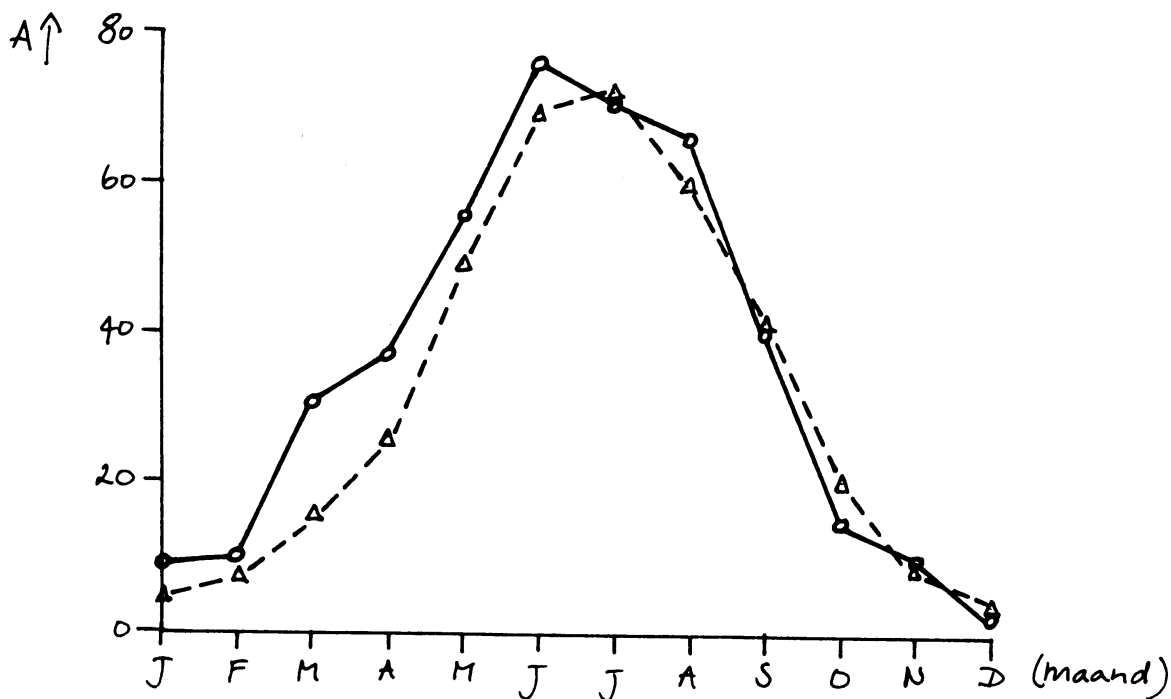
In het dagregister of journaal van de V.O.C. vestiging op Formosa (het fort Zeelandia op de z.w. kust) dat de jaren 1629-1662 bestrijkt, zijn naast vele andere zaken dagelijkse gegevens te vinden over windrichting en -sterkte, regendagen en tyfoons. In principe is de informatie dezelfde als in scheepsjournalen. Hoewel de metingen niet met moderne instrumenten zijn gedaan, kunnen dergelijke waarnemingen toch met vrij grote nauwkeurigheid worden uitgevoerd. Het unieke van deze gegevens ligt in het feit dat van deze periode uit dit gebied weinig bekend is en dat door het daar heersende moessonklimaat eventuele fluctuaties gemakkelijk geconstateerd kunnen worden. In de zomer, van mei - september, waait immers op Formosa de (natte) z. of z.w. moesson, in de winter de (droge) n. of n.o. moesson. Ten gevolge van depressies afkomstig uit China treden echter regelmatig verstoringen in dit patroon op.

Van de theoretisch 32 jaar tussen 1629 en 1662 is ruim 2/3 van de archieven bewaard gebleven. Het is moeilijk te schatten in hoeverre deze

representatief zijn voor de hele periode. Controle met slechts enkele jaren leverde in elk geval geen belangrijke verschillen op met het eindresultaat.

Vergelijking met huidige gegevens is wel mogelijk, al ligt het meteorologisch waarnemingsstation van Tainan (bij het vroegere Zeelandia) meer landinwaarts. (Zeelandia lag vroeger 2 km uit de kust, nu c. 2 km landinwaarts door aanslibbing). In het begin van de periode vinden we minder informatie dan later: eerst alleen overdag, later meerdere malen per dag. Waar de windrichting wordt vermeld in 16 richtingen is deze omgerekend in de 8 hoofdrichtingen. Zo ontstaat een beeld van de percentages van de verschillende windrichtingen per maand over de periode 1629-1662, dat vergeleken kan worden met de periode 1951-1970.

Verstorend werkt de land- en zeewind, waardoor t.g.v. de geografische posities de 17e eeuwse resultaten meer westelijk en de huidige meer oostelijk georiënteerd zijn. Daarom heeft het samenvoegen van alle windrichtingen tot één dominante richting weinig zin. Beter lijkt het de toename van de z. of z.w.-component per maand in de twee perioden onderling te vergelijken. We zien dan het volgende:



A = percentage windrichting met zuidcomponent (w, zw, z, zo, o) per maand in Zeelandia/Tainan.

De maanden maart en april 1629-1662 geven een grotere z.component te zien dan die van 1951-1970. Deze kunnen niet toegeschreven worden aan land- of zeewind effect, noch aan een mogelijke spreiding in de resultaten t.g.v. 'missing data'.

Het aantal regendagen is eenvoudig te kwantificeren. Het is echter onzeker of deze altijd zijn vermeld in de dagregisters, waardoor de betrouwbaarheid niet groot is. De resultaten geven ongeveer de helft van het aantal regendagen te zien in vergelijking met de 20e eeuw. Dit correspondeert wel met klachten over droogte en sprinkhanenplagen in die tijd. Men zou het verschil in regendagen kunnen verklaren door de afwijkende geografische ligging toen en nu.

Tenslotte het aantal tyfoons: meer tyfoons zouden corresponderen met een langere zomermoesson en de temperatuur van het zeewater. Een duidelijke definitie van een tyfoon bestaat helaas niet. De term wordt zowel gebruikt voor echte tyfoons (12 Beaufort) als voor tropische stormen (> 8 Beaufort). Boven de z.w. kust van Formosa hebben de meeste van deze tyfoons hun grootste kracht al verloren doordat ze van z.o. naar n.w. over de bergen trekken. Voor de periode 1629-1662 vinden we gemiddeld 0.65 tyfoon en 1.0 tropische storm per jaar. De officiële cijfers voor de periode 1949-1969 zijn resp. 0.52 en 0.86. Meer dan een indicatie kunnen deze cijfers niet geven.

Concluderend kan men zeggen dat vermoedelijk in de periode 1629-1662 de zomermoesson iets eerder begon dan tegenwoordig. Meer studie is echter nodig. Vergelijking met resultaten uit andere archieven zou mogelijk zijn door 1) de corresponderende V.O.C. archieven van Decima die echter minder weerkundige informatie geven en 2) eventuele Spaanse archieven betr. de Philippijnen. Meer resultaat is vermoedelijk te verkrijgen m.b.v. dendrochronologisch onderzoek.

Conclusie

Toekomstig historisch klimatologisch onderzoek zal in de eerste plaats interdisciplinair dienen te zijn, waarbij vooral de bestudering van eenzelfde periode vanuit verschillende wetenschappen de aandacht dient te krijgen. Talrijke archieven liggen nog op onderzoek te wachten. Veel is al gedaan, meer zal moeten gebeuren. De bijdrage van de geschiedwetenschap aan het klimaatonderzoek zal dat van hulpwetenschap zijn, het verschaffen van zoveel mogelijk betrouwbare informatie, waarop de klimatoloog verder kan bouwen. In dit verband lijkt het opzetten van een databank met zulke informatie, in samenwerking met buitenlandse onderzoekers, wenselijk.

- (1) Een beknopte inleiding geeft: W.J. Formsma e.a., Gids voor de Nederlandse archieven, Bussem 1975.
- (2) A. Labrijn, Het klimaat van Nederland gedurende de laatste twee en een halve eeuw. diss. Utrecht 1945.
- (3) J. de Vries, 'Histoire du climat et économie', Annales, économies, sociétés, civilisations, 32, (1977), p.198-226.
- (4) B. Slicher van Bath, 'Oogsten, klimaat en conjunctuur in het verleden', A.A.G. Bijdragen 15 (1970), 118-133.
- (5) P. Alexandre, 'Les variations climatiques au moyen âge', Annales E.S.C. 32 (1977), 183-197.
- (6) M.K.E. Gottschalk, Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland.
deel 1: De periode voor 1400. Assen 1971.
deel 2: De periode 1400-1600. Assen 1975.
deel 3: De periode 1600-1700. Assen 1977.
- (7) M.J. Ingram e.o., 'Historical Climatology', Nature 276 (23.11.1978).

DENDROKLIMATOLOGIE

J.A. Brongers, Rijksdienst voor Oudheidkundig Bodemonderzoek te Amersfoort.

Een boomstam bestaat voor het grootste deel uit dood materiaal. Alleen vlak onder de schors ligt een actief weefsel: het cambium. Dit cambium produceert ieder jaar naar de binnenzijde een laag hout. Deze houtlaag bestaat in het begin van de groeiperiode uit wijdmazige cellen en in het latere deel ervan uit kleine dichte cellen.

Naar de buitenzijde zet het cambium eveneens cellen af: de schors. Ook hierin zijn ringen te zien: door slijtage aan de buitenzijde van de boom en het typische karakter van de schors is de reeks ringen echter kort en moeilijk telbaar.

De combinatie van wijdmazige en kleine dichte cellen vormt samen één jaarring. De overgang wijdmazig naar dicht is geleidelijk; die van het dichte hout van de vorige jaarring naar het wijdmazige van de volgende is scherp. Hierdoor laten de jaarringen zich gemakkelijk onderscheiden. De afstand, gemeten langs een straal van een schijf uit een boomstam, tussen de opeenvolgende aanvangen van het wijdmazige hout heet ringdikte. Aan de ringen wordt ook een rangnummer gegeven; nummer 1 is de eerste onderscheidbare ring, het hoogste nummer krijgt de laatst gevormde ring direct onder de schors. Van deze laatste ring is, wanneer de veldatum van de boom bekend is, ook de groeiperiode bekend. Door ringdikte en rangnummer grafisch tegen elkaar af te zetten krijgt men curven die bepaalde patronen vertonen. De studie van deze patronen heet dendrochronologie (haar doel is voornamelijk de datering van houten objecten); een latere ontwikkeling is de dendroklimatologie.

De dendrochronologie houdt zich bezig met het synchroniseren van de jaarringpakketten van verschillende stukken hout die een deel van hun groeiperiode gemeen hebben. Zij kwam in hoofdzaak in het begin van deze eeuw in het Zuidwesten van de Verenigde Staten van Noord-Amerika tot ontwikkeling onder leiding van A.E. Douglass, die in hoofdzaak met naaldhout werkte. Bij naaldhout treden problemen op door het optreden van incomplete of zelfs ontbrekende jaarringen. Deze problemen kunnen overwonnen worden door zeer veel stukken hout in het onderzoek te betrekken. Naaldhoutchronologieën zijn ook bekend uit Scandinavië en Rusland.

In West-Europa zijn sinds 1936 eikehout chronologieën opgebouwd uit recent gevelde eiken, bouwhout, hout van panelen van schilderijen, in opgravingen gevonden archeologisch hout en verdronken hout uit de beddingen van grote rivieren zoals Rijn en Donau. De langste chronologie loopt tot ± 2500 v Chr terug; in de komende jaren is een verlenging tot ± 7000 v Chr te verwachten. Het ontbreken van ringen treedt bij eikehout niet op.

Door de opbouw van lange gedateerde reeksen ringdikten, de ontwikkeling van snelle computers met grote geheugens en de met het laatste samenhangende praktische uitvoerbaarheid van subtiele statistische technieken is in het laatste decennium de dendroklimatologie tot ontwikkeling gekomen.

De dikte van een jaarring wordt door een aantal factoren bepaald:

- Klimaatsfactoren als neerslag en temperatuur; o.a. bepalen deze de intensiteit van het totale metabolisme (respiratie en assimilatie) van de boom. Andere, met name voor de assimilatie belangrijke, factoren als CO_2 gehalte van de lucht en instraling van zonlicht zijn (nog) niet in het onderzoek betrokken.

Hoewel in principe de windrichting ook in de diktevariëaties van één enkele ringomtrek vastgelegd zou kunnen zijn, is deze (nog) geen onderwerp van onderzoek geweest.

- De ouderdom van de boom. De dikte van de ringen neemt met toenemende ouderdom van de boom af. Dit is vooral merkbaar in schijven uit het onderste deel van de stam omdat de "aanvoerlijnen" van de metaboliëten t.o.v. de bladerkroon (de producent ervan) steeds langer worden. Deze laagst aangemaakte jaarringpakketten zijn echter, omdat ze de meeste ringen bevatten, voor de dendrochronoloog het aantrekkelijkst. Aangezien het bij een jaarring om de afgezette massa weefsel gaat zal een ring, bij gelijke productie, dunner zijn naarmate de omtrek, dus straal, toeneemt; ook om deze reden neemt de dikte van de ring af met toenemende ouderdom van de boom.
- Veranderingen in het grondwaterniveau alsmede kwantitatief minder grijpbare factoren als boomziekten, insectenvraat, bosbrand, concurrentie van buurbomen en uitdunning van het bos spelen een rol.
- Tenslotte bestaat er in een reeks jaarringdikten een correlatie tussen de dikten van de n^e en de $(n-1)^e$ ring (Autocorrelatie van de 1e orde). Bij naaldhout is deze zwak; bij eikehout relatief sterk.

Voorlopig heeft het dendroklimatologische onderzoek zich beperkt tot het bepalen van de temperatuurs- en neerslagsafhankelijkheid van de ringdikte. Het is daarbij niet voldoende deze afhankelijkheid te onderzoeken binnen de groeiperiode van de boom. De waarden van deze klimaatsfactoren in een lange periode daarvóór blijken ook een rol te spelen. Gewoonlijk worden de gemiddelde maandtemperaturen en maandelijkse neerslagsommen uit de 14 maandse periode juli (vorig jaar) tot en met augustus (eind groeiperiode) bij eikehout in West-Europa in de analyse betrokken. Bij andere standplaatsen en houtsoorten worden andere, meestal kortere, perioden gebruikt.

Eerst wordt er door de ringdikte-rangnummer curve een trendlijn getrokken. Iedere ringdikte wordt nu gedeeld door de waarde van de trendfunctie ter plaatse van het betrokken rangnummer; ieder reeks ringdikten wordt zo omgezet in een reeks dimensieloze getallen waar met name de effecten van het ouder worden van de boom uit verwijderd zijn. Deze reeks is nu beter bruikbaar voor verdere klimatologische analyse.

Wanneer neerslag (in een droog gebied, Z.W. van de U.S.A.) of temperatuur (in een koud gebied, Scandinavië) beperkende factoren van een bepaalde standplaats zijn, is de analyse relatief eenvoudig; men beperkt zich tot het onderzoek van de correlatie van deze factor tot de ringdikte. Men krijgt dan echter slechts gegevens over één factor.

Andere standplaatsen (bv. West-Europa) zijn gecompliceerder. Met behulp van multiële regressie-analyse, waarbij de temperatuur en neerslag als onafhankelijk van elkaar beschouwd worden, wordt voor iedere maand uit de periode van 14 maanden de bijdrage van de beide klimaatsfactoren bepaald tot de uiteindelijke ringdikte voor een gegeven jaar. Op deze wijze ontstaat een zg. response functie. Uit deze response functie wordt de transfer functie afgeleid. Hiermee kunnen uit ringdikten schattingen verkregen worden van temperatuur en neerslag voor de invloedrijkste maanden.

De analyse wordt gedaan op een reeks meteorologische waarnemingen en een reeks corresponderende jaarringdikten. Men zorgt ervoor dat beide reeksen slechts voor ongeveer de helft "gebruikt" worden. De andere helft dient voor verificatie: met behulp van de ringreeks worden eerst met de transfer functie de meteorologische waarden berekend en daarna worden de met de bekende vergeleken. Als het resultaat bevredigend is kunnen berekeningen gedaan worden voor de perioden waarvoor wèl ringen aanwezig zijn, maar

géén gedetailleerde meteorologische gegevens.

Door de gegevens van verschillende standplaatsen met elkaar te vergelijken kunnen uitspraken gedaan worden over algemene circulatiepatronen. In Amerika heeft men al voldoende gegevens om zover te gaan, in Europa niet.

De laatste tijd is er een andere benadering in het dendroklimatologische in opkomst. Door middel van Röntgen-stralen wordt een curve verkregen van de dichtheidsveranderingen in jaarringpakketten. In iedere jaarring blijkt een maximum-dichtheid te zijn; de waarden van deze maximum-dichtheden blijken een sterke correlatie met klimatologische factoren te vertonen. De uit deze maximum-dichtheden bepaalde response-functies zijn min of meer gelijk voor groeiplaatsen met gelijke klimatologische factoren, ook als deze op grote afstand van elkaar zijn gelegen. Voor de ringbreedten is dit niet het geval omdat met name de breedte van het voorjaarshout sterk door lokale factoren bepaald wordt.

Literatuur

H.C. Fritts, Tree Rings and Climate, London, 1976.

B. Schmidt, Dendroklimatologische Untersuchungen an Eichen nordwestdeutscher Standorte, Hamburg, 1977.

E. Schulman, Dendroclimatic changes in semiarid America, Tucson, 1956.

Fitz H. Schweingruber, O.U. Bräker en E. Schär, Dendroclimatic Studies on conifers from central Europe and Great Britain, Boreas 8 (1979) 427-452.

ISOTOPEN EN KLIMAAT

W.G. Mook, Lab. voor Algemene Natuurkunde, Rijksuniversiteit Groningen.

Het onderzoek naar de natuurlijke variaties in het voorkomen van het radioactieve ^{14}C en van de stabiele isotopenverhoudingen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en $^2\text{H}/^1\text{H}$ heeft enkele raakpunten met het klimaatonderzoek. Deze zullen achtereenvolgens aan de orde komen:

^{14}C .

De toepassingen van ^{14}C zijn drieërlei :

1. Het gebruik van ^{14}C als methode van ouderdomsbepaling. Hierbij denken we voornamelijk aan de datering van (veen-)afzettingen, waarbij klimaat-schommelingen, volgend uit pollenanalyses, van een tijdschaal worden voorzien. Onder gunstige omstandigheden (voldoende hoeveelheid en kwaliteit van het materiaal) worden in Groningen dateringen verricht tot ongeveer 70.000 jaar vóór heden.
2. De laatste tijd worden de variaties in het natuurlijke ^{14}C -gehalte in de atmosfeer, en dus ook in boomringen, intensief en met grote nauwkeurigheid bestudeerd. Het blijkt dat gedurende de laatste duizenden jaren met een zekere regelmaat schommelingen in het ^{14}C -gehalte zijn opgetreden met amplitudes van meer dan 2% en periodes van ongeveer 160 jaren. Deze variaties zijn, met de beschikbare modellen voor de interacties tussen de wereld- koolstofreservoirs, te verklaren uit variaties in de zonneactiviteit. Deze kunnen zéér wel gecorreleerd zijn met klimatologische schommelingen.

Vanzelfsprekend moet met deze ^{14}C -variaties rekening worden gehouden, wanneer we de onregelmatigheden proberen te verklaren in de krommen die de holocene zeespiegelstijging beschrijven. Op het eerste oog lijkt er geen eenvoudig verband te zijn.

^{14}C en ^{13}C .

3. Ook wanneer we de invloed van het toenemende CO_2 -gehalte van de atmosfeer bekijken, blijkt ^{14}C een belangrijke rol te spelen, nu min of meer in combinatie met het onderzoek naar de verhouding, waarin de stabiele koolstofisotopen op aarde ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) voorkomen. Zoals bekend, is de atmosferische

CO₂ voor een groot deel verantwoordelijk voor de absorptie van door het aardoppervlak uitgestraalde warmte. Meer CO₂ in lucht betekent dan een verhoging van de temperatuur. Van de CO₂, die de mens door verbranding van fossiele brandstof in de atmosfeer brengt, wordt thans ongeveer 25% door de oceaan opgenomen en vermoedelijk evenveel door de biosfeer, terwijl de helft in de atmosfeer blijft. Hoe in de toekomst het CO₂-gehalte zal toenemen kan pas worden voorspeld, als we de omvang van en de interacties tussen de wereld-koolstof reservoirs kennen. De afname van ¹⁴C in de atmosfeer na stopzetting van de nucleaire proefexplosies (1963) geeft een indruk van de uitwisselingssnelheid tussen atmosfeer en oceaan. Daarnaast heeft de injectie van ¹⁴C-arme CO₂ uit de fossiele brandstof een verlaging van ¹⁴C veroorzaakt tot het begin der vijftiger jaren.

Planten en dus ook fossiele brandstof bevatten minder ¹³C dan de atmosferische CO₂, zodat de "fossiele CO₂" ook een verlaging van ¹³C/¹²C in de atmosfeer veroorzaakt. Deze wordt echter niet gestoord door de kernbomexplosies rond 1960-62.

¹³C.

De verandering in ¹³C/¹²C sedert het begin der industriële revolutie moet in principe zijn vastgelegd in hout van jaarringen. Dit onderzoek is echter gecompliceerd omdat er betrekkelijk onregelmatige tijdsvariaties in ¹³C/¹²C in bomen worden gemeten, die mogelijk direct teweeg gebracht zijn door regionale of lokale klimaatinvloeden.

¹⁸O en ²H.

Dergelijke invloeden van het klimaat op stabiele-isotopenverhoudingen in de houtcellulose van jaarringen zijn waarschijnlijk meer geprononceerd bij de elementen zuurstof en waterstof. De ¹⁸O/¹⁶O - en de ²H/¹H - verhouding in neerslag is namelijk afhankelijk van het regionale klimaat. Het is te verwachten dat een positieve relatie bestaat tussen ¹⁸O- en ²H-gehalte in neerslag en de gemiddelde luchttemperatuur : minder ¹⁸O en ²H gedurende koudere periodes en omgekeerd. Het is bovendien te verwachten dat de planten die zich voeden met de neerslag (als grondwater) dit patroon reproduceren.

Voor deze verwachting zijn inmiddels wel enige aanwijzingen, hoewel het onderzoek nog in een experimenteel stadium verkeert.

Hetzelfde patroon, maar minder geprononceerd, moet in het grondwater zijn terug te vinden. Hoewel we over metingen beschikken die dit bevestigen, beschikken we nog niet over een consistent beeld van de relatie tussen ^{18}O - (en ^2H) gehalte en de ouderdom van grondwater, mogelijk doordat het meten van de laatste (met ^{14}C) nog wat problematisch is.