

De temperatuur van de Rijn, 1911–1984

1. Inleiding

In een eerder artikel werd de vraag behandeld in hoeverre de waargenomen toename van de watertemperatuur te Lobith toegeschreven kon worden aan kunstmatige dan wel aan natuurlijke invloeden [Wessels, 1973]. Na correctie voor klimaatwijzigingen bleek dat de kunstmatige verwarming in de jaren 1961–1973 gemiddeld 1,7 °C (winter) respectievelijk 1,0 °C (zomer) bedroeg. Inmiddels is ruim 10 jaar verstreken, zodat het interessant wordt om na te gaan hoe die ontwikkeling zich heeft voortgezet.



H. R. A. WESSELS
KNMI De Bilt

Deze bijdrage geeft dus allereerst een aanvulling op de bovengenoemde publikatie. Bovendien wordt nauwkeuriger ingegaan op enige bijzondere aspecten van de natuurlijke temperatuur van de Rijn, zoals klimaatverschillen in het stroomgebied en de opslag van warmte in meren en in het grondwater. Tenslotte zal een kwantitatieve beschouwing over de verminderde kans op rivierijs worden gegeven.

2. De evenwichtstemperatuur

Om een eventuele kunstmatige verwarming van oppervlaktewater met metingen te kunnen aantonen, moet men eerst de effecten elimineren van variabele natuurlijke factoren zoals klimaatveranderingen. Evenals in het vorige artikel wordt daartoe gebruik gemaakt van een door Keijman [1974] ontwikkelde methode om de zogenaamde evenwichtstemperatuur T_e van een wateroppervlak te berekenen. Dat is de temperatuur die het water zou krijgen op grond van alle uitwisselingsprocessen van energie met de atmosfeer, te weten geleiding, convectie, verdamping en straling. In vereenvoudigde vorm kan de formule van Keijman geschreven worden als

$$T_e = T_{ni} + \frac{H_i}{f(u_i, T_{ni})} \quad (1)$$

Hierin is T_{ni} de natteboltemperatuur, H_i vormt een benadering van de energietoename per m² wateroppervlak ten gevolge van straling en f is vooral een functie van de windsnelheid u . De index i geeft aan dat formule (1) op dagwaarden betrekking heeft. In het volgende betekent het ontbreken van een index bij deze grootheden dat seizoen-gemiddelden bedoeld zijn. Aan (1) ligt onder meer de veronderstelling ten grondslag, dat de watermassa goed gemengd wordt zodat de temperatuur niet van de diepte afhangt.

Bij de meeste rivieren is daaraan in voldoende mate voldaan. In het volgende zal nog blijken dat toepassing van (1) op rivieren toch wel tot enige problemen leidt. De voorspelde watertemperatuur T'_{wi} zal meestal niet gelijk zijn aan de evenwichtstemperatuur, maar zich bij voortschrijdende tijd t met een zekere tijdconstante τ aan die temperatuur aanpassen:

$$T'_{wi} - T_{ei} = (T'_{wi-1} - T_{ei}) \cdot e^{-t/\tau} \quad (2)$$

Daarin is T'_{wi-1} de watertemperatuur op de voorgaande dag. De tijdconstante τ is groter naarmate het water dieper is en de energie-uitwisseling trager verloopt, bijvoorbeeld bij windstil weer. De met (2) berekende T'_{wi} wordt soms wel de natuurlijke watertemperatuur genoemd, maar in volgende paragrafen worden natuurlijke hydrologische factoren besproken, die voor aanzienlijke afwijkingen ten opzichte van T'_{wi} kunnen zorgen. Indien τ constant is, volgt uit het optellen van formules (2) voor N achtereenvolgende dagen, dat ongeveer geldt:

$$T'_{wi} - T_e = (T'_{wO} - T'_{wN}) \cdot \tau/N, \quad (3)$$

waarin $(T'_{wO} - T'_{wN})$ de netto afkoeling over de betreffende periode is. Bij dit onderzoek wordt over 3 maanden gemiddeld, terwijl de constante τ ca. 12 dagen bedraagt, behorend bij een waterdiepte van 4 meter. Dit leidt tot een correctie van enkele tienden °C die in de publikatie van 1973 is verwaarloosd, maar in het volgende wel is toegepast. De bruikbaarheid van het model van Keijman voor de simulatie van de watertemperatuur van stilstaand water (meren en reservoirs) over periodes van 1 à 10 dagen is genoegzaam aangetoond [De Bruin, 1982; Keijman, 1974]. De verschillen tussen voorspelde en gemeten waarden zijn vrijwel steeds kleiner dan 1 °C. Bij gemiddelden over langere periodes zijn de voorspellingen binnen enkele tienden °C goed.

Bij het middelen over 3 maanden, zoals bij dit onderzoek, treden nog twee problemen op. De evenwichtstemperatuur berekend uit een serie volgens (1) berekende waarden is niet noodzakelijk hetzelfde als een gemiddelde T_e berekend uit seizoen-gemiddelden van T_{ni} , u en H . Dit komt door het niet-lineaire karakter van de tweede term van (1). Deze term is slechts 's zomers kwantitatief van belang (ca. 5 °C) en dan leidt de laatstgenoemde procedure soms tot een enkele tiende °C te hoge of te lage T_e . Om de hoeveelheid rekenwerk te beperken is (1) uit seizoen-gemiddelden berekend en is het genoemde bezwaar geaccepteerd. Een belangrijker probleem bij dit onderzoek is het verkrijgen van een homogene reeks waarnemingen van temperatuur, vochtigheid,

zonneshijns en windsnelheid. In de meeste vooroorlogse jaren zijn slechts driemaal daagse waarnemingen van de luchtvochtigheid beschikbaar (08, 14 en 19 uur plaatselijke tijd) en voor de latere jaren moesten deze uren uit het meer uitgebreide gegevensbestand geselecteerd worden. De zo berekende T_n is weliswaar 's zomers ca. 1 °C te hoog ten opzichte van het ware etmaalgemiddelde [Buishand en Velds, 1980], maar dit wordt althans gedeeltelijk gecompenseerd door de methode van schatten van H en de keuze van de windfunctie.

Ook wat betreft de gemeten watertemperatuur T_w is er een middelingsprobleem. De echte gemiddelde watertemperatuur wordt verkregen door telkens na passeren van een gelijke hoeveelheid water te meten. De metingen geschieden echter dagelijks te ca. 8 uur in de ochtend. De bijdrage van dagen met lage afvoer aan de seizoen-gemiddelde T_w wordt aldus overschat. Zo komt men 's zomers soms iets te hoog uit en 's winters iets te laag. De zo veroorzaakte afwijkingen blijven kleiner dan 0,2 °C.

3. Correcties van de berekende temperatuur bij stromend water

3.1. Gemeten riviertemperaturen vóór 1941
De berekende waarden worden in de bovenste grafieken van afb. 1 en 2 vergeleken met metingen. Naast het te onderzoeken verschijnsel, namelijk de geleidelijke stijging van de verschillen $T_w - T'_w$ in de latere jaren, blijkt 's winters een systematisch verschil van ca. 1,5 °C in de jaren vóór 1941. Bovendien vallen in beide seizoenen grote verschillen van jaar op jaar te constateren, die niet uit de beschouwingen van paragraaf 2 te begrijpen zijn. Deze effecten werden ook in de publikatie van 1973 al gesignaleerd, maar niet verklaard. De gezochte stijging in de jaren na 1940 bleef overigens onmiskenbaar boven deze 'ruis' zichtbaar.

We bleven toen met de vraag zitten, waarom een model dat de temperatuur van meren en dergelijke uitstekend simuleerde bij de Rijn soms enige °C kon afwijken. De beantwoording van deze vraag is te meer interessant, omdat voor de planning van koelwaterlozingen in toenemende mate min of meer vergelijkbare rekenmodellen worden gebruikt.

Een nadere analyse bracht enige storende meteorologische en hydrologische factoren aan het licht, die in de volgende paragrafen 3.2–3.4 afzonderlijk zullen worden behandeld.

3.2. Klimaatverschillen in het stroomgebied

In de eerste plaats kijkt de evenwichtstemperatuur voor De Bilt af van de waarden stroomopwaarts. De temperatuur van stromend water wordt uiteraard bepaald door de T_e in het gebied waar de energie-

uitwisseling met de atmosfeer plaatsvindt. Indien T_e langs de rivier lineair verandert moet men strikt genomen de waarde nemen op een afstand stroomopwaarts die overeenkomt met de tijdconstante τ , dat wil zeggen 12 dagen. Dit kan men aantonen door in de differentiaalvergelijking, die aan (2) ten grondslag ligt, in plaats van de tijd de afstand als variabele te nemen. Langs de hoofdtak van de rivier, waar de stroomsnelheid 1 à 3 m/s bedraagt, bevinden we ons dan al in Zwitserland. Omdat er ook een grote bijdrage van zijrivieren komt, is het niet goed mogelijk om een representatief bovenstrooms weerstation aan te wijzen. Daarnaast zijn er in het stroomgebied weinig stations met voldoende lange homogene waarnemingsreeksen. Om toch een indruk te krijgen worden in tabel I de klimatologische gemiddelden van enige stations in het stroomgebied vergeleken. Het verloop van de evenwichtstemperatuur hangt in de eerste plaats van T_n af. In de zomer is ook de tweede term van belang. Weliswaar is de straling op lagere breedten iets hoger maar daar staat tegenover dat in geaccidenteerd terrein een rivier vaker in de schaduw stroomt. Van meer belang zijn de verschillen in windsnelheid u : in een meer continentaal klimaat wordt hierdoor T_e iets hoger. Als resultaat van klimaatverschillen kunnen we dus het volgende verwachten:

- 's Zomers komt meer dan 60% van de afvoer van boven Basel, waar T_e weinig van De Bilt afwijkt, en stroomt dan tijdelijk door gebieden met een 2 °C hogere T_e . Alleen bij lage afvoer kan dit voor ca. 1 °C opwarming te Lobith zorgen. Op dit afvoer-effect werd al in de publikatie van 1973 gewezen, overigens zonder het te verklaren. Al met al leidt deze factor tot een gering positief verschil $T_w - T'_w$ in de zomer.
- In de wintermaanden komt de Rijn uit een kouder gebied. Een uitzondering hierop vormt de bijdrage van de Moezel. Die bedraagt ca. 25% maar in strenge winters meer. Op grond hiervan zouden we in afb. 1a een verschil van -2 °C verwachten in plaats van +1,5 °C! In strenge winters echter, wordt het koudste deel van de afvoer door bevroering vastgehouden, zodat het warmere westelijk deel van het stroomgebied meer kan bijdragen. Het waargenomen verschil is met de hier genoemde effecten nog geenszins verklaard.

3.3. Invloed van warmte-opslag in meren en grondwater

Uit studies betreffende de hydrologie van de Rijn [Van der Made, 1982] blijkt dat slechts een deel van de in het stroomgebied vallende neerslag binnen enkele dagen als oppervlaktewater naar zee wordt afgevoerd. De rest wordt opgeslagen als grondwater of in meren en deze waterreserve levert met een tijdconstante van ca 150 dagen de zoge-

naamde basisafvoer. Deze bedraagt 's winters gemiddeld ca. 50% van de totale afvoer maar naarmate meer neerslag als sneeuw valt kan de bijdrage van de basisafvoer tot bijna 100% oplopen. Deze waterreserve is de reden dat de afvoer van de Rijn zelden beneden 1.000 m³/s komt. In de grond is de temperatuur ca. 10 °C en in meren wat lager. Na vrijkomen koelt dit water uiteraard snel af, maar bij aankomst te Lobith is het nog altijd aanzienlijk warmer dan de evenwichtstemperatuur. Dit geldt al in gemiddelde winters. In strenge winters is het percentage bijgemengd grondwater groter en bovendien is dat water relatief warmer dan in gemiddelde winters, zodat een nog grotere positieve bijdrage aan $T_w - T'_w$ wordt gegeven. Een duidelijk effect van de afvoer op dit temperatuurverschil is hierbij niet te verwachten, omdat bij hoge afvoer de bijdrage van de basisafvoer weliswaar geringer is maar ook minder tijd krijgt om zich aan T_e aan te passen. Ook 's zomers wordt grondwater van ca. 10 °C bijgemengd. Omdat dan slechts een klein deel van de basisafvoer uit dat grondwater komt is het resulterende negatieve effect op $T_w - T'_w$ gering.

3.4. Het effect van stollingswarmte

In strenge winters kan het optreden van rivierijs het hiervoor genoemde effect nog versterken. De stollingswarmte van een gesloten ijsdek van 5 cm zou een 4 m diepe rivier juist 1 °C te warm kunnen houden. In deze berekening met seizoengemiddelden gaat dit alleen op als al dat ijs pas ná 1 maart smelt of al vóór die datum tot voorbij Lobith afdrijft. Het in afb. 1a signaleerde effect van meer dan 2 °C in strenge winters is hiermee dus waarschijnlijk niet te verklaren. De geringe betekenis van deze factor werd bevestigd in de strenge maar ijsvrije winter van '78-'79 toen ook een fors temperatuurverschil optrad. Overigens bevestigt de volgorde van vormen van ijs op de Rijn dat in midden-Duitsland warm water wordt toegevoegd. Het ijs breidt zich namelijk altijd stroomopwaarts uit vanaf de Merwede en de IJssel terwijl een tweede

startpunt van ijsvorming pas bij de Lorelei wordt aangetroffen. Men kan dit bijvoorbeeld zien in de door Rijkswaterstaat gepubliceerde IJverslagen over 1955/'56 en 1962/'63.

4. Empirische correctie van de natuurlijke watertemperatuur

Resumerend komen we 's winters tot twee effecten (par. 3.3. en 3.4) die de watertemperatuur verhogen en slechts gedeeltelijk door het klimaatverschil (par. 3.2) gecompenseerd worden. 's Zomers zijn de bijdragen van par. 3.2 en 3.3 veel kleiner en ze heffen elkaar mogelijk ongeveer op. Het blijkt moeilijk om deze resultaten kwantitatief toe te passen. De benodigde meteorologische en hydrologische effecten zijn gecompliceerd en gedeeltelijk onbekend. Daarom maken we gebruik van een empirisch gevonden statistische (bij aannname van lineaire regressie) afhankelijkheid van $T_w - T'_w$ ten opzichte van de afvoer Q (m³/s) en T_e voor de jaren 1911-1940:

$$T_w - T'_w (\text{°C}) = 1.47 - 0.371 \times \Delta T_e$$

(winter)

$$T_w - T'_w (\text{°C}) = -0.07 - 0.186 \times \Delta T_e - 0.000485 \times \Delta Q \text{ (zomer).}$$

(4)

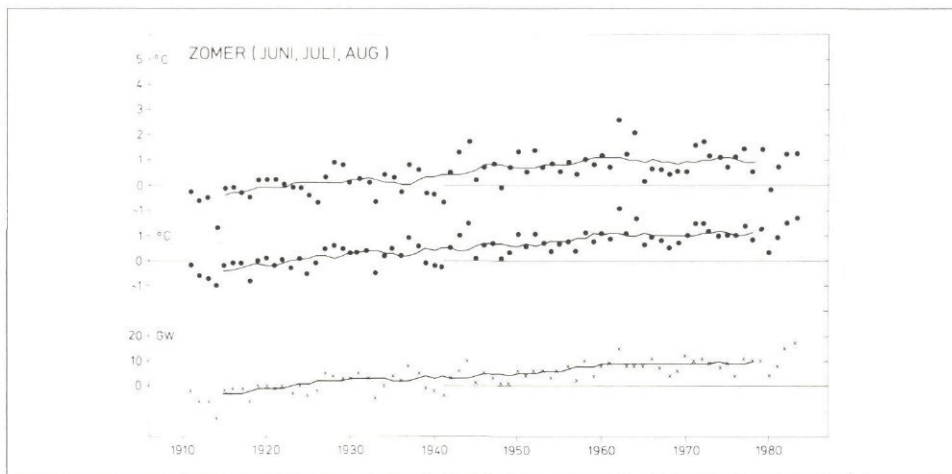
Daarin zijn ΔQ en ΔT_e de afwijkingen in de betrokken seizoenen ten opzichte van de gemiddelden over 30 winters of zomers. De correlatiecoëfficiënt met T_e is 's winters 77% en 's zomers 24%. De correlatie met de afvoer is 's winters te verwaarlozen en 's zomers 40%. Het resultaat van de met (4) bereikte correctie zien we in afb. 1b en 2b. Daarmee wordt in winters 38% van de variantie verklaard maar 's zomers slechts 13%. De resterende standaarddeviaties ten opzichte van lopende gemiddelden over de periode 1911-1983 blijven beperkt tot 0,3 à 0,5 °C, zodat conclusies over temperatuurveranderingen van 0,8 °C en hoger statistisch te rechtvaardigen zijn. Er is nog een interessante grootheid waarmee de kunstmatige warmtebelasting van de Rijn kan worden gespecificeerd, namelijk

TABEL I – Seizoengemiddelden uit uurlijkse waarnemingen, 1931-1960.

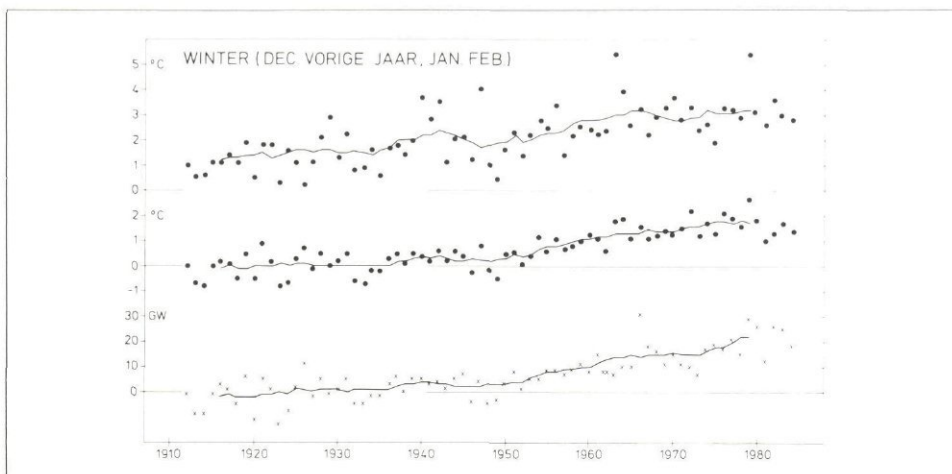
	Zomer			Winter		
	T (°C)	T _n	u (m/s)	T (°C)	T _n	u (m/s)
De Bilt	16.4	14.4	3.6	2.2	1.7	4.9
Karlsruhe	18.1	15.4	2.1	1.4	0.8	2.3
Strassbourg	18.2	15.6	1.8	1.1	0.7	2.6
Zürich (569m)	16.8	13.6	2.7	-0.2	-0.9	2.9
Dijon (220m)	18.8	15.2	2.7	2.0	1.6	3.6

TABEL II – Vorstgetal boven welk in 50% der winters ijs op de IJssel voorkomt.

Periode	1861-1870	1871-1880	1881-1890	1891-1900	1901-1910	1911-1920	1921-1930	1931-1940	1941-1950	1951-1960	1961-1970	1971-1980
grenswaarde V	10	10	16	12	15	11	14	24	14	28	38	50?



Afb. 1 - Zomer-gemiddelden van het verschil tussen gemeten watertemperatuur te Lobith en de evenwichtstemperatuur te De Bilt (a), idem na correctie voor klimaatverschillen en warmte-opslag in grondwater en dergelijke (b), en tenslotte omgerekend tot warmte-afvoer (c). De getrokken krommen geven de lopende 10-jarige gemiddelden aan.



Afb. 2 - Als afb. 1 voor de winter.

$Q \times (T_w - T'_w)$. Door deze grootte te gebruiken kan men rekening houden met het warmteverspreidende effect van de afvoer [Schouten en De Bruin, 1982]. De zo berekende warmte-afgifte is in afb. 1c en 2c weergegeven.

5. Kunstmatige verwarming van de Rijn (conclusies)

In het voorgaande hebben we verondersteld, dat vóór 1940 de kunstmatige bijdrage verwaarloosbaar was. Afgezien van misschien een lichte trend in de zomer blijkt dit aardig op te gaan. Een dergelijke trend kan overigens ook tot stand komen door een toevallige samenloop van verschillende natuurlijke factoren.

De met de nieuwe methode (4) berekende afb. 1b en 2b tonen dat al in het decennium 1951-1960 een aantoonbare ($0,8^\circ\text{C}$) verwarming van de Rijn is opgetreden. In de navolgende jaren heeft de stijging zich voortgezet tot $1,8$ resp. $1,1^\circ\text{C}$ voor de winters en zomers van 1971-1980. In beide seizoenen is de stijging nog ca. $0,3^\circ\text{C}$ hoger in seizoenen met lage afvoer en $0,3^\circ\text{C}$ lager bij

hoge afvoer, alles ten opzichte van de genoemde gemiddelde stijgingen. Dit komt voornamelijk omdat een constante hoeveelheid geloosde warmte zich dan over minder resp. meer water kan verdelen. In de publikatie van 1973 viel de schatting voor strenge winters wat hoger uit (tot $2,6^\circ\text{C}$) omdat toen geen rekening met het effect van par. 3.3 werd gehouden.

Uit de afb. 1c en 2c valt voor het laatste

decennium (1971-1980) een 'warmtebelasting' van 17.200 ± 7.000 MW 'swinters en 8.500 ± 3.000 MW 'szomers te constateren. Dit is goed in overeenstemming met inventarisaties [Müller, 1972]. Deze cijfers gelden voor ca. 1975.

Hierbij kan worden aangetekend dat in de tegenwoordige winters de Rijn 5°C warmer is (afb. 1a en par. 3.2 en 3.3) dan op grond van de bovenstroomse evenwichtstemperatuur verwacht zou mogen worden. Tweederde van dit effect is toe te schrijven aan de warme basisafvoer, zodat de Rijn 'swinters een interne warmtebron blijkt te hebben die tweemaal sterker is dan de menselijke bijdrage.

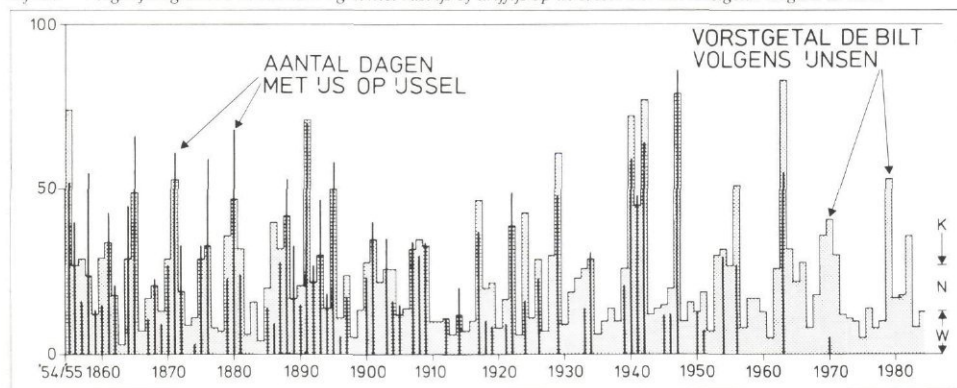
Bij vergelijken van deze resultaten met de publikatie uit 1973 blijken de conclusies nauwelijks veranderd te zijn. In deze bijdrage is wel de temperatuurstijging nauwkeuriger gekwantificeerd en met name is het 'signaal' beter van de 'ruis' onderscheiden. Het blijkt dat in de toegevoegde jaren 1973-1983 de stijgende trend zich niet duidelijk heeft voortgezet. Vooral in de zomers lijkt het erop dat de warmtelast gestabiliseerd is. Zou hier het resultaat van selectief koeltorengebruik merkbaar zijn?

6. Ijs op de grote rivieren

Een belangrijk neveneffect van de opwarming van onze rivieren is de verminderde kans op ijsvorming. Wemelsfelder [1948] constateerde al een teruglopen van het aantal ijswinters, maar dat kon hij toeschrijven aan een langzame klimaatwijziging. Voor zijn onderzoek gebruikte hij een lange reeks waarnemingen betreffende het voorkomen van ijs op de IJssel sinds 1854.

We willen nu nagaan of er ook na correctie voor eventuele klimaatinvloeden nog sprake is van een verminderde kans op ijs. Omdat het daarbij niet om de gemiddelde winterstemperatuur gaat, maar om de mate van onderschrijden van de 0°C grens, vergelijken we elke winter het aantal dagen met ijs op de IJssel met het vorstgetal V van IJnsen [1974]. Dit is een maat voor de strengheid van winters en kan uiteenlopen van $V=0$ voor de

Afb. 3 - Vergelijking tussen het aantal dagen met vast ijs of drijfsijs op de IJssel met het vorstgetal volgens IJnsen.



zachtst denkbare winter tot $V = 100$ voor een extreem strenge winter. Voor 'normale' winters ligt de vorstindex tussen 13 en 27. Normale winters worden hier gedefinieerd in contrast met te zachte en te koude winters: elke groep omvat dan 33% van de winters tussen 1854 en 1984.

De vergelijking tussen de vorstgetallen en de aantallen dagen met ijs is geïllustreerd in afb. 3. Tot 1950 is er nog een goed verband tussen beide grootheden. We kunnen in die jaren zelfs het aantal dagen met ijs afschatten uit $1.6 \times (V - 10)$, waarbij de correlatie met V gelijk is aan 86%. Op grond van deze goede correlatie werd aan de index van IJnsen de voorkeur gegeven boven andere winterkaraktergetallen, bij welke de betreffende correlatie beneden 82% bleef.

Uit afb. 3 blijkt dat in de laatste decennia ijsvorming steeds vaker uitbleef. Het beste voorbeeld vormt wel de winter 1979-1980 met een vorstgetal van 53, hetgeen slechts zesmaal in de laatste eeuw werd overtroffen. Er vormde zich toen geen ijs op de grote rivieren (afgezien van de uiterwaarden en het Deltagebied).

Men kan zich afvragen hoe streng een winter moet zijn om rivierijs waarschijnlijk te maken. Een dergelijk criterium voor ijsvorming is in tabel II uitgezet.

Over de periode vóór 1950 vormde zich gemiddeld rivierijs bij $V = 14$ à 15 , dus toen werd ijs in 66% van alle winters gevormd, dat wil zeggen in koude én normale winters (de afwijkende waarde voor 1931-1940 berust waarschijnlijk op een toevallige opeenhoping van zachte winters). We mogen hieruit wederom concluderen dat de kunstmatige verwarming in die periode gering was! Thans is rivierijs nog slechts denkbaar in ca. 10% van de winters, dus de allerstrengste.

Wemelsfelder merkte al op dat het aantal ijsdagen een heel gevoelige grootheid is om kunstmatige verwarming te constateren: 1°C verwarming scheelt ca. 15 ijsdagen. Deze vuistregel wijst in samenhang met tabel II op een stijging van de watertemperatuur met 2 à 3°C .

Men hoort wel eens opmerken dat vriespuntsverlaging ten gevolge van waterverontreiniging een rol speelt bij de verminderde ijskans. In de jaren 1971-1980 was het gemiddelde chloridegehalte te Lobith 195 mg/L . Dat is weliswaar veel, maar nog altijd 100 keer minder dan in zeewater. De vriespuntsverlaging van het Rijnwater bedraagt daarom slechts $0,02^\circ\text{C}$ en is dus te verwaarlozen.

Aan de conclusies van par. 5 kan dus worden toegevoegd dat de verminderde ijskans wel het meest spectaculaire gevolg is van de kunstmatige verwarming van de Rijn.

Literatuur

Wemelsfelder, P. J. (1948). *Gegevens ijsbezetting in Nederland*. Pre-advies 17e Binnenschepencongres.

— (1966). *IJverslag 1962-1963*. Rijkswaterstaat, Afd. Hydrometrie.

— (1967). *IJverslag 1955-1956*. Rijkswaterstaat, Afd. Hydrometrie.

Müller, R. E. (1972). *Die Erwärmung des Rheins zwischen Basel und die deutsch-holländischen Grenze – eine durch Messungen erhärtete Simulation*. Energie und Technik, 24, 111-115.

Wessels, H. R. A. (1973). *Verandering van de Rijn-temperatuur; een meteorologische analyse*. De Ingenieur, 58, 88-90.

IJnsen, F. (1974). *Onderzoek naar het optreden van winterweer in Nederland*. KNMI, Wetensch. Rapp. 74-2.

Keijman, J. Q. (1974). *The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data*. Boundary Layer Meteorology, 7, 399-407.

Sweers, H. E. (1980). *Thermische aspecten van de Rijn*. H₂O 13, 71-77.

Buishand, T. A. en Velds, C. A. (1980). *Neerslag en verdamping*. KNMI, Klimaat van Nederland, deel 1.

Schouten, C. J. and Bruin, H. A. R. de (1982). *The determination of thermal pollution of the River Meuse*. IAHS. Publ. 139, 49-62.

Made, J. W. van der (1982). *Kwantitatieve analyse van rivierafvoeren*. Rijkswaterstaat-serie, nr. 39.

Bruin, H. A. R. de (1982). *Temperature and energy-balance of a water reservoir determined from standard weather data from a land station*. J. of Hydrology, 59, 261-274.



Rechtbank Almelo noemt actie Konsumentenkontakt tegen verontreinigingsheffing 'agitatie'

De actie van het Konsumentenkontakt om tot een massale staking van het betalen van de verontreinigingsheffing te komen is onvolwassen en niet in overeenstemming met de verantwoordelijkheid die een serieuze konsumentenorganisatie heeft. De president van de Almeloze Rechtbank, mr. H. J. J. van den Biessen, deed deze uitspraak in een kort geding dat Konsumentenkontakt had aangespannen tegen een lid van het algemeen bestuur van het Waterschap Regge en Dinkel. Dit bestuurslid had in een openbare bestuursvergadering van het waterschap de landelijke actie van Konsumentenkontakt tegen betaling van de verontreinigingsheffing aan waterschappen die de heffing innen door middel van het zogenaamde meeliften via nota's van nutsbedrijven en dergelijke, 'volksverlakkerij' genoemd.

Het Konsumentenkontakt begon de actie nadat het Gerechtshof te Arnhem had uitgesproken dat aan het innen van belasting via het zogenaamde meeliften, zoals dat door een bepaald waterschap was toegepast, vormfouten kleven. Het betreffende waterschap is tegen deze uitspraak overigens bij de Hoge Raad in cassatie gegaan.

'Het Konsumentenkontakt behoort te weten en weet, dat slechts de methode van heffing door het Gerechtshof in Arnhem is afgekeurd, en dat deze afkeuring onverlet laat de heffingen zelf en in het overgrote deel daarvan de hoogte der heffingen. Het gaat

niet aan om op grond van die door het Hof verkeerd geachte methode – terwijl bovendien cassatieberoep hangende is – te pogen door het uitlokken van een massale staking in het betalen der heffingen de uiterst belangrijke en voor de volksgezondheid vitale taken van de waterschappen op het gebied van de reiniging van oppervlaktewater te frustreren', aldus de president.

'Het Konsumentenkontakt moet ook weten, dat kosten verbonden aan het door de waterschappen reinigen van het oppervlaktewater, over de bevolking worden omgeslagen, zodat niet waar kan zijn, dat door het niet betalen van de heffingen 200 tot 240 miljoen gulden bij de konsument blijven'. Dit laatste had Konsumentenkontakt beweerd.

De president achtte de voorstelling van zaken die Konsumentenkontakt had gegeven vals. De term 'volksverlakkerij' die het lid van het algemeen bestuur van het Waterschap Regge en Dinkel had gebruikt is naar de mening van de president dan ook niet ten onrechte gebruikt.

'Indien het Konsumentenkontakt zich door deze uitlating gegriefd voelt en daardoor schade lijdt, dan heeft Konsumentenkontakt dat geheel aan zijn onberaden agitatie in dezen te wijten', aldus de president van de Almeloze Rechtbank.

De eis van Konsumentenkontakt de gewraakte uitspraak te rectificeren werd door de president afgewezen.

Studiedag 'Milieu kent grenzen' 11 oktober 1984 Ridderzaal te 's-Gravenhage

De Centrale Raad voor de Milieuhygiëne organiseert op 11 oktober 1984 in de Ridderzaal te 's-Gravenhage onder de titel 'Milieu kent grenzen' een studiedag over de verhouding Nederlands milieubeleid – Europees milieubeleid. De CRMH herdenkt op die dag tevens zijn tienjarig bestaan. In de ochtendbijeenkomst zullen vier sprekers het onderwerp belichting, in de middagbijeenkomst wordt een paneldiscussie gehouden. De sprekers zijn dr. K. von Moltke, (oud)directeur van het Instituut voor Europese milieupolitiek in Bonn; dr. G. H. Vonkeman, directeur Stichting Natuur en Milieu; Ir. J. van der Kolk, secretaris Milieuzaken van het VNO en drs. H. J. Muntingh, lid van het Europees Parlement.

De kosten bedragen f 35,- per persoon (inclusief lunch en verslag).

Aanmelding bij het secretariaat van de Centrale Raad voor de Milieuhygiëne, Huis te Landelaan 492, Postbus 5306, 2280 HH Rijswijk, tel.: 070-948948 toestel 140.