

IJs in de Lage Landen

We hebben allemaal geleerd dat water bij 0°C bevroert. Op het eerste gezicht lijkt dit het enige te zijn wat over de vorming van ijs te melden valt. Toch blijven er nog wel vragen over. Waarom groeit ijs bij een bepaalde luchttemperatuur de ene dag sneller dan de andere? Waarom vormt ijs zich het eerst op ondiep water? En waarom is ijs onder een brug vaak onbetrouwbaar? In dit artikel worden in het kort de belangrijkste factoren behandeld die te maken hebben met ijsvorming op open water. Het gaat hierbij met name om de invloed van wind, bewolking, luchtvochtigheid en natuurlijk de luchttemperatuur. We zullen tevens enkele vuistregels geven, waarmee ruwweg kan worden berekend wanneer ijsvorming op open water begint en hoe snel ijs daarna aangroeit.

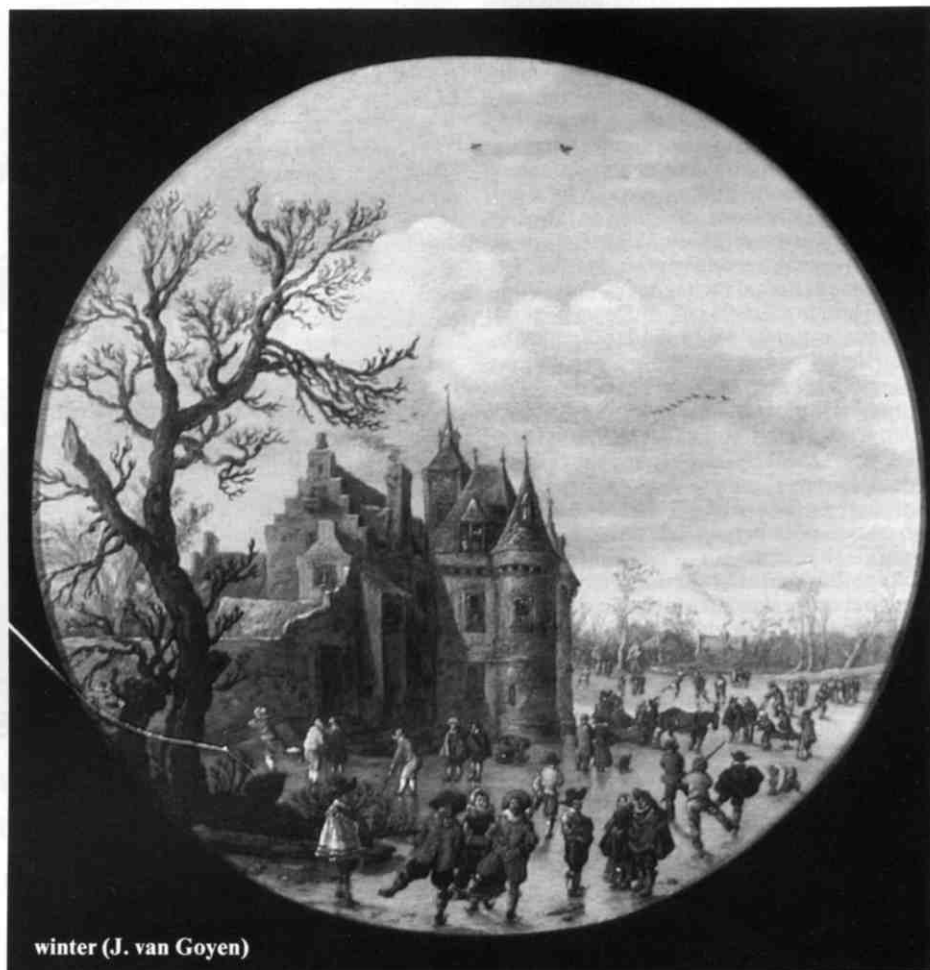
H.A.R. de Bruin en H.R.A. Wessels

Ijsvorming is een prachtig voorbeeld van een natuurkundig verschijnsel uit het dagelijks leven (Minnaert, 1970). In ons waterrijke Nederland is ijsvorming altijd van groot belang geweest, met name voor de economie, de defensie en de recreatie. Een goed voorbeeld is de tolheffing. Als de vaarwegen bevroren waren, viel deze belangrijke inkomstenbron weg. Vermelding hiervan in de archieven gaat terug tot in de Middeleeuwen (Buisman, 1984):

1404-05: geen tolningen in Zaltbommel van 18 december – 1 januari en van 19 – 27 januari;

1407-08: geen tolheffingen te Driel van 11 december – 29 februari.

Uiteraard was goederen- en persoonsvervoer over water in de Lage Landen een belangrijke bedrijfstak. In de 16e eeuw ontwikkelde Amsterdam zich tot een belangrijke haven. Voor binnenlands vervoer werden kanalen gegraven, onder andere tussen Am-



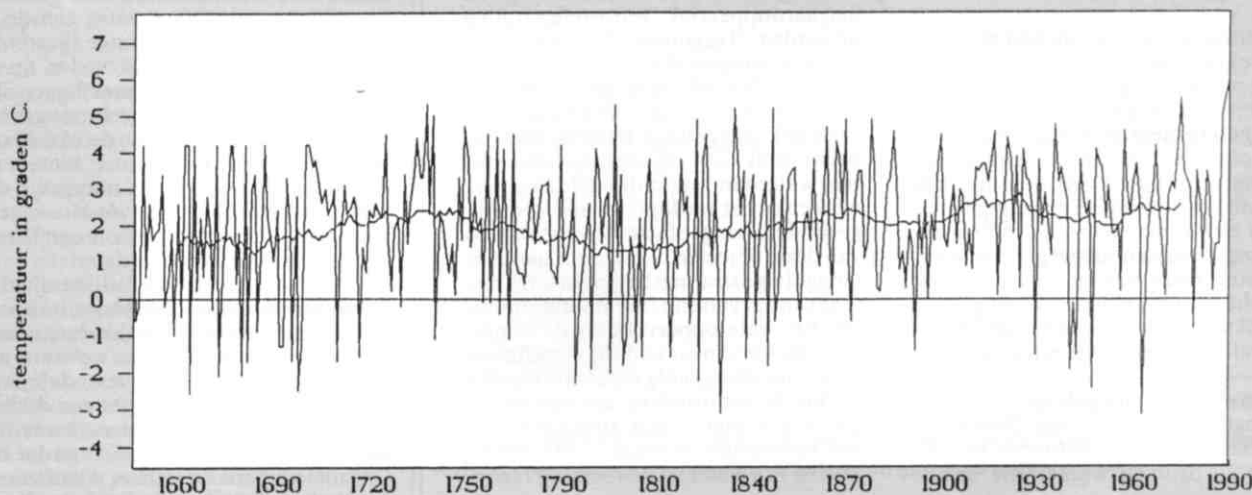
winter (J. van Goyen)

sterdam en Haarlem en Haarlem en Leiden. In 1975 vond J. de Vries de boekhoudingen terug van enkele vervoersmaatschappijen, die de trekvaart op deze kanalen verzorgden. Deze aantekeningen bevatten ook informatie over het aantal dagen dat deze trekvaarten wegens ijsvorming onbevaarbaar waren en wel voor de periode 1634-1839. Van den Dool e.a. (1979) leidden uit deze gegevens de gemiddelde wintertemperaturen van de jaren vóór 1735 af door onder andere

gebruik te maken van de correlatie tussen het aantal dagen met ijs op de trekvaarten en de gemiddelde wintertemperatuur. Hiermee kon de reeks wintertemperaturen voor de periode 1645-1990 compleet worden gemaakt.

Ook in het huidige Nederland is het belang van de binnenwateren als transportweg nauwelijks te onderschatten. In strenge winters zien we dan ook, naast hinder voor spoor- en wegtransport, dat belemmering van de

Lange reeks wintertemperaturen vanaf 1645 tot 1990.



scheepvaart tot grote problemen kan leiden. Met ijsbrekers probeert men dan de vaart zo lang mogelijk vol te houden en na de vorst zo gauw mogelijk te hervatten.

Ijs speelde ook een belangrijke rol bij oorlogvoering in de Lage Landen. Zo namen Holland en Utrecht in de winter 1404-05 moeiteloos drie kastelen in van de opstandige Jan van Arkel, omdat de slotgrachten bevroren waren. In 1672 werd de Republiek door verschillende naties aangevallen en moest zij zich terugtrekken achter de waterlinie. Op het moment dat deze aan het eind van het jaar dichtvoor, dreigden de Fransen Holland te veroveren. Gelukkig viel de dooi op tijd in en zakten de Fransen door het ijs. De Franse generaal Pichegru was fortuinlijker; hij kon in 1794-95 met zijn leger over de bevroren wateren Nederland binnentrekken. Hierbij verliet hij zich op een weersvoorspelling gebaseerd op het gedrag van spinnen. Ditmaal bleef de dooi inderdaad uit en werd Nederland veroverd (Buisman, 1984).

Schaatsen

Ijsvermaak is een typisch verschijnsel voor de Lage Landen. De schilderijen van o.a. Breughel en Avercamp tonen aan dat in ons land reeds in de 16e en 17e eeuw uitbundig van het schaatsen werd genoten. In die tijd moet de techniek van het schaatsenrijden sterk zijn verbeterd door het in gebruik nemen van glij-ijzers in plaats van de beenderen - met name osseribben - die in de eeuwen daarvoor werden toegepast.

Toen de Spanjaarden in 1567 ons land binnenvielen, keken ze hun ogen uit: de Hollanders, mannen en vrouwen (!), scheerden met grote snelheid over het ijs op 'platte houten schoenen met aan de zool een stuk staal ter dikte van een pink, dat van voren in een krul oploopt'. Sommige vrouwen deden zelfs een handwerkje zonder te vallen! (Buisman, 1984)

De Italiaanse humanist Luigi Marliani bezocht de Lage Landen omstreeks 1505 en schreef in een brief dat 's winters, als het hele land bevroren was, groepen mannen, vrouwen en kinderen zich zo snel voortbewogen op een soort ijzeren voeten, dat men zou kunnen denken dat er een heleboel Icarussen en Daedalussen aan het vliegen zijn!

De populariteit van het schaatsen blijkt uit het feit dat in 1551 de schaatsmakers zich afscheidden van de messnijders om een eigen gilde te vormen. Honderd jaar later was deze

Stralingsbalans

De nettostraling is gelijk aan de inkomende kortgolvlige straling, die direct of indirect afkomstig is van de zon, verminderd met de door het wateroppervlak gereflecteerde kortgolvlige straling, plus de inkomende langgolvlige straling verminderd met de uitgaande langgolvlige straling. Kortgolvlige straling is elektromagnetische straling met golflengten tussen ruwweg 0,2 en 4 micrometer. Deze bestaat voor een klein gedeelte uit ultraviolette straling, voor ca. 45% uit zichtbaar licht en voor de rest uit straling in het nabije infrarood.

De inkomende langgolvlige straling is afkomstig van de atmosfeer. Deze bevat op de eerste plaats waterdamp, kooldioxyde en ozon, en wolken die in alle



*De Schaatsse maaker.
Om licht behaagen, Een wichtig waagen.*

*De Eydelheid, om Vreugd te raapen,
Wyl't weereels hert naar utvlucht dorst,
Begeeft sich op de waater korst,
En laat de Dood van onder gaapen:
So speelt de Mens opt aerdse wel,
Als over't gaapen van de Hel.*

J. en C. Luiken, 100 Verbeeldingen van Ambachten, 1694.

bedrijfstak, blijkens een prent van Jan Luijken, nog kerngezond. Was het ijsvermaak in de 16e eeuw nog voor arm en rijk, later werd dat anders in de Noordelijke Nederlanden. In de 17e en 18e eeuw haalde de gegoede burgerij de neus op voor het schaatsen (van

Straaten, 1977)! Tegenwoordig is ijsvermaak weer iets voor het gehele volk. Dit bleek overduidelijk uit de belangstelling bij de elfstedentochten in 1985 en 1986.

Ijswinters

Hoewel in veel Nederlandse winters wel even kan worden geschaatst, zijn de echte 'ijswinters, met wekenlange ijspret zeldzaam. In verschillende gebieden op aarde die op dezelfde breedtegraad liggen als Nederland, zijn de winters veel strenger en kan ijs veel dikker worden dan de 25 à 30 cm die in de strengste Nederlandse winters wordt bereikt. De verklaring is natuurlijk de ligging van Nederland aan de Noordzee, die dankzij de warme golfstroom een betrekkelijk hoge temperatuur heeft.

Ondanks deze beperkte ijsdikte zijn de omstandigheden voor schaatsen in ons land gunstiger noemen. Enerzijds door ons uitgebreid net van stilstaande wateren, anderzijds doordat (zoals in vele andere landen) de ijsvloer meestal niet met een dikke laag sneeuw is bedekt. Wij zijn merkwaardig genoeg juist in het voordeel, doordat het bij ons niet zo hard vriest: het water vriest pas dicht als de meeste sneeuw al gevallen is er

als er al sneeuw op het ijs ligt, maakt een tussentijdse dooi schaatsen soms alsnog mogelijk.

Hoe koelt water af?

Om ijsvorming te krijgen, moet water eerst worden afgekoeld (dat wil zeggen: aan het water moet warmte worden onttrokken) tot het vriespunt T_f wordt bereikt. Zoals bekend is dit 0°C voor zuiver water. Indien er stoffen in het water zijn opgelost, ligt het vriespunt onder het normale nulpunt. Zeewater bijvoorbeeld, bevriest pas bij ongeveer -2°C .

De afkoeling van water tot het vriespunt is de eerste voorbereidende fase van de ijsvorming. In de daaropvolgende tweede fase wordt warmte onttrokken aan water met een temperatuur T_f en vormt zich in het algemeen ijs. Onder bepaalde omstandigheden kan water echter tot onder het vriespunt worden afgekoeld; we spreken dan van *onderkoeld water*. We kunnen zeggen dat zuiver (ongestoord) water bij afkoeling eigenlijk pas onder het vriespunt bevriest. Bij het omgekeerde proces is het anders, want het smelten van ijs gebeurt wel precies bij het vriespunt. Bij open water komt onderkoeling overigens nauwelijks voor en we laten dit verschijnsel hier dan ook buiten beschouwing.

Als water bevriest, komt er stollingswarmte vrij. Ijs kan dus alleen groeien als die warmte uit het ijs/water-systeem wordt afgevoerd. Dit is geen triviaal probleem, omdat die stollingswarmte zeer groot is: om 1 kg water te bevriezen moet tachtig keer meer warmte worden afgevoerd dan om diezelfde hoeveelheid 1°C te laten afkoelen!

Om te begrijpen hoe open water tot het vriespunt T_f kan afkoelen en hoe vervolgens stollingswarmte kan worden afgevoerd, beschouwen we de energiehuishouding van het oppervlak. De hoeveelheid warmte die aan 1 vierkante meter bovenoppervlak van het ijs/water-systeem per seconde wordt onttrokken is het resultaat van drie processen:

a. De hoeveelheid warmte die aan de atmosfeer wordt afgegeven.

Als de lucht kouder is dan het water, wordt eerst het luchtlaagje vlakbij het water verwarmd. Met name als het waait, mengt de lucht goed en wordt die warmte over een dikere luchtlaag verdeeld. De afkoeling van het oppervlak gaat dus vlugger als de lucht kouder is en als het harder waait.

b. De energie die gebruikt wordt om water te verdampen.

Een huiselijk voorbeeld is het drogen van wasgoed in een droogtrommel of boven de verwarming. Dat een nat voorwerp in droge lucht afkoelt, kan men bijvoorbeeld ook na het zwemmen ervaren. Als zich dus boven het water of ijs droge lucht bevindt, verdampst het oppervlak en wordt de benodigde warmte aan het water of ijs onttrokken. De verdamping en dus ook de afkoeling gaat vlugger naarmate de lucht droger is en de windsnelheid groter.

c. De netto hoeveelheid stralingsenergie die aan het oppervlak wordt onttrokken.

Elk voorwerp, en dus ook een water- of ijsoppervlak zendt warmtestraling uit en koelt daardoor af. In heldere winternachten geeft dit vaak aanleiding tot ijsvorming, hoewel we moeten bedenken dat het warmteverlies gedeeltelijk wordt gecompenseerd door warmtestraling afkomstig van de atmosfeer.

De evenwichtstemperatuur van afkoelend water

Voordat zich ijs vormt, moet water eerst afkoelen. De vier energiestromen die daarbij een rol spelen zijn in bijgaande figuur geschetst. Merk op dat in de figuur verondersteld wordt dat het water zoveel beweegt, dat over de hele diepte dezelfde temperatuur heerst. We hebben dus te maken met:

- De warmte-afvoer H van het oppervlak naar de lucht. Deze warmte-afgifte neemt toe met het temperatuurverschil water-lucht en met de windsnelheid.

- De verdamping E van het oppervlak kan alleen plaatsvinden als een hoeveelheid warmte λE aan het water wordt onttrokken. Vlak boven het water is de lucht verzadigd van waterdamp. De hoeveelheid waterdamp die de lucht kan bevatten, hangt sterk af van de temperatuur. Dit betekent dat de waterdampconcentratie vlak boven het water groter is dan die op zekere hoogte boven het oppervlak. Immers: de temperatuur is daar lager en meestal is de lucht onverzadigd (relatieve vochtigheid kleiner dan 100%). Dit verschil in waterdampconcentratie heeft tot gevolg dat er een waterdamptransport van het oppervlak naar de atmosfeer zal plaatsvinden. Hierdoor moet er opnieuw water aan het oppervlak verdampen. Hiervoor is veel warmte nodig, die aan het water zelf wordt onttrokken. De verdamping is afhankelijk van de oppervlaktetemperatuur, die de waterdampconcentratie aan het oppervlak bepaalt, de temperatuur en relatieve vochtigheid van de lucht en van de windsnelheid. Overigens geldt het voorgaande ook bij verdamping boven een ijsoppervlak.

- De straling Q^* , de binnenkomende straling van de zon en de atmosfeer, verminderd met de door het oppervlak uitgezonden straling.

- De meestal geringe verwarming H_w van het water (via de bodem en de oevers).

De afkoeling is dus te schrijven als:

$$\text{afkoeling per tijdseenheid} = H + \lambda E - Q^* - H_w$$

Voor het schatten van de eerste drie termen, proberen we gebruik te maken van normale weerkundige metingen, zoals van de temperatuur, de vochtigheid, de windsnelheid en

de bewolking. De warmtestroom H vindt plaats doordat kleine pakketjes lucht met temperatuur T_l soms afdalen tot het oppervlak en, omgekeerd, pakketjes die zich aan de oppervlaktetemperatuur T_s hebben aangepast soms enkele meters opstijgen. De zo getransporteerde warmte is dus evenredig met het temperatuurverschil $(T_s - T_l)$ en zal bovendien toenemen als er meer uitwisseling van luchtpakketjes is, met andere woorden: als het harder waait. We kunnen H dus vervangen door een term $A_1(T_s - T_l)$, waarbij de uitwisselingscoëfficiënt A_1 van de windsnelheid afhangt.

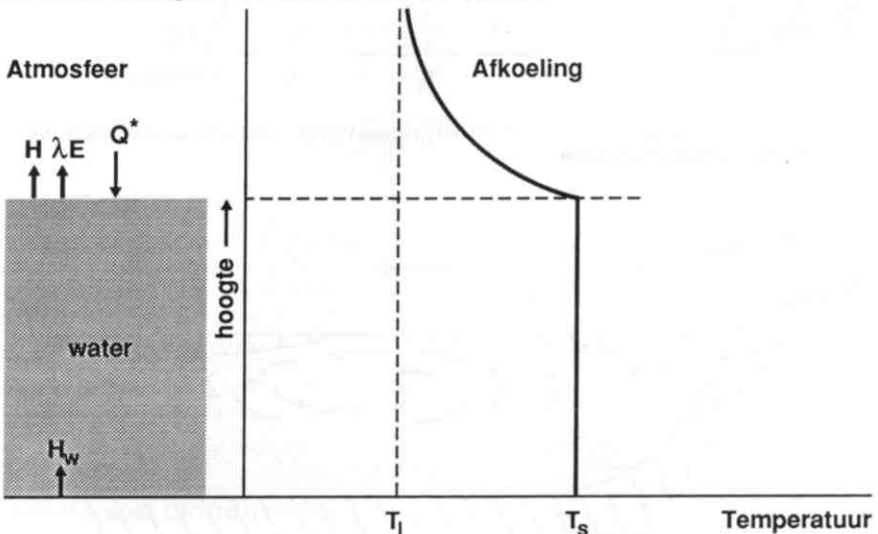
Het damptransport kan op analoge wijze worden beschreven met dalende pakketjes droge lucht en opstijgende pakketjes lucht die bij de oppervlaktetemperatuur T_s verzadigd worden met waterdamp. Het damptransport neemt toe als de lucht droger is, dat wil zeggen: als de zogenaamde 'natteboltemperatuur' T_n veel lager is dan de luchttemperatuur T_l . De natteboltemperatuur wordt gemeten met een thermometer die omwikkeld is met een nat doekje (Hafkenscheid, 1978). Omdat dezelfde luchtpakketjes zowel warmte als waterdamp vervoeren, kunnen we de bovenstaande vergelijking vereenvoudigen tot:

$$\text{afkoeling} = A_2(T_s - T_n) - Q^* - H_w$$

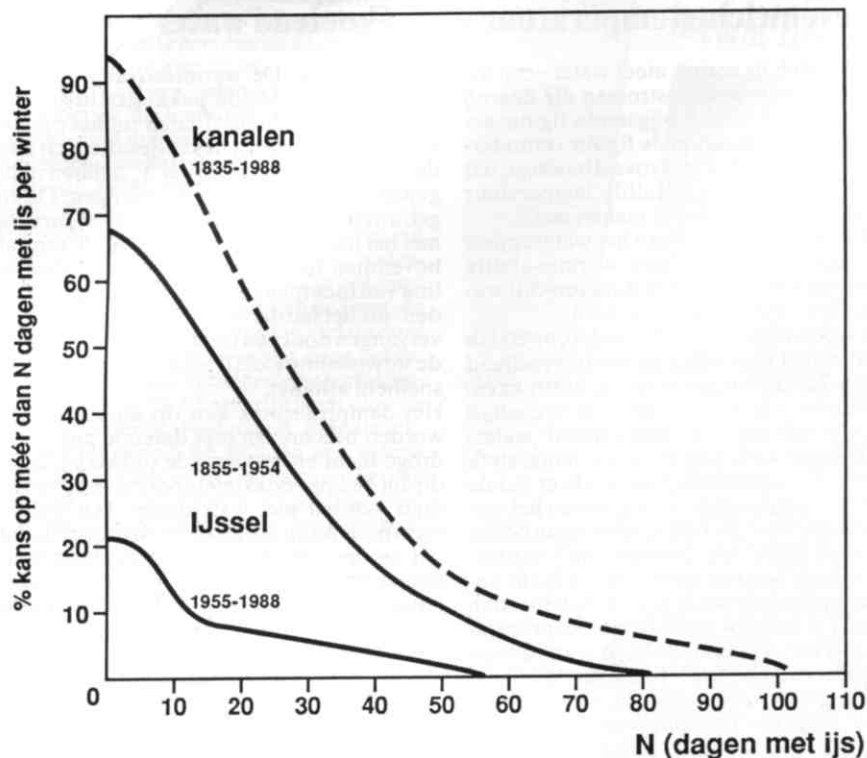
waarin A_2 een aangepaste uitwisselingscoëfficiënt is. Omdat de uitstraling van het oppervlak toeneemt met de T_s en de straling van de atmosfeer van T_n afhangt, kunnen we A_2 vervangen door een uitwisselingsfactor A_3 , waarin ook deze stralingseffecten zijn opgenomen, zodat we krijgen:

$$\text{afkoeling} = A_3(T_s - T_e) - H_w$$

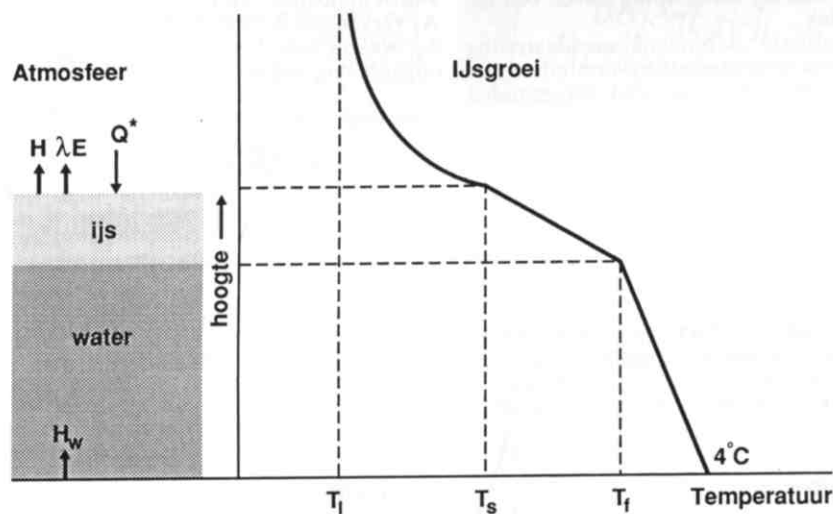
Hierin is T_e de temperatuur die het water (T_s) zal bereiken als het heersende 'weer' voldoende lang aanhoudt. Men noemt T_e wel de 'evenwichtstemperatuur'. In werkelijkheid verandert het weer voortdurend en moeten we voor elke tijdstap de actuele waarden van T_s en A_3 uit de meteorologische metingen berekenen en vervolgens de afkoeling over de waterdiepte verdelen om te bepalen hoeveel T_s dan in die tijdstap is veranderd.



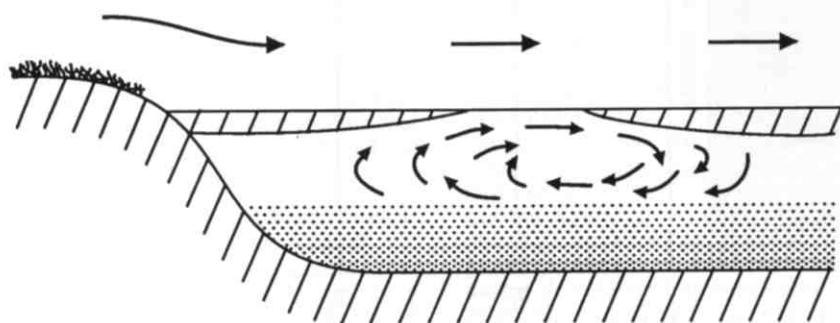
Warmtestromen H , λE , Q^* en H_w , die de afkoeling van water bepalen. Rechts is het verticale temperatuurverloop boven en in goed gemengd water geschetst.



Verticaal staat de kans dat in een winter op meer dan het aangegeven aantal dagen ijs op de IJssel voorkwam. De twee getrokken lijnen gelden voor twee lange perioden. Door thermische verontreiniging is de kans op een winter met 30 zulke 'ijsdagen' gedaald van 30% tot 5%. IJs op kanalen (streeplijn) komt vaker voor en heeft minder last van warmtelozingen.



Temperatuur als functie van de hoogte tijdens het groeien van ijs. Links zijn de afzonderlijke warmtebijdragen schematisch weergegeven.



Het ontstaan van een wak door wervelvorming in het water (Minnaert, 1970).

Merk op dat bij een dicht wolkendek of onder bruggen de ijsgroei vooral door het ontbreken van dit stralingsverlies achterblijft. Overdag zorgt de inkomende straling van de zon er meestal voor dat het oppervlak weer wat warmte terugwint. Bij de warmtestraling gaat het dus om het netto-effect: de winst/verlies-balans van de hoeveelheid uitgezonden en ontvangen straling.

Voorlopig kunnen we vaststellen dat dus niet alleen de luchttemperatuur een bepalende factor bij ijsvorming is, maar dat we ook rekening moeten houden met luchtvochtigheid, windsnelheid en de effecten van straling. Het is zeer wel mogelijk dat ijs zich vormt of aangroeit bij luchttemperaturen boven het vriespunt. Anderzijds kan het dooien als de temperatuur nog onder nul is.

Water is bij 4 °C het zwaarst!

Een zeer bijzondere eigenschap van water is dat het de grootste dichtheid (= soortelijke massa) heeft bij 4 °C. Als water dat warmer is dan 4 °C aan het oppervlak afkoelt, ontstaat er aan dit oppervlak water met een grotere dichtheid dan dat op een iets grotere diepte. Door de zwaartekracht zakt dit koelere water naar beneden (wet van Archimedes). Hierdoor is in het najaar en bij het begin van de winter open water van meer dan 4 °C goed gemengd, dat wil zeggen: de temperatuur van het water verandert niet met de diepte. Dit is een zeer belangrijk aspect. Het heeft tot gevolg dat bij het afkoelingsproces de gehele waterlaag wordt betrokken, waardoor de snelheid waarmee water afkoelt direct samenhangt met de waterdiepte.

De gemiddelde jaarlijkse gang van de temperatuur van goed gemengd water is ongeveer een sinusvormige kromme. Hoe dieper het water, des te kleiner de amplitude. Verder bereikt dieper water later zijn maximumtemperatuur dan ondiep water. Voor ondiep water is dat ongeveer eind juni, voor water van 15 m diep is dit een maand later. Men kan aantonen dat deze vertraging maximaal drie maanden bedraagt. De temperatuur van zeer diepe meren is inderdaad omstreeks begin oktober maximaal. Diep water bevriest dus later dan ondiep water, omdat het een hogere temperatuur heeft aan het begin van de winter en bovendien omdat het langer duurt om tot het vriespunt af te koelen.

We hebben gezien dat water boven 4 °C goed gemengd is, zodat de gehele waterlaag bij het afkoelingsproces wordt betrokken. Stilstaand water dat kouder is dan 4 °C, is echter niet meer goed gemengd; het koudste water blijft bij het oppervlak en daar kan verdere afkoeling plaatsvinden. Omdat dan niet meer de hele waterdiepte hoeft te worden meegekoeld, gaat het afkoelingsproces nu sneller. De waterdiepte heeft dus beneden 4 °C minder betekenis voor de afkoelingsnelheid. Het gevolg is dat ijs zich op stilstaande sloten en plassen eerder en anders vormt dan op snelstromend water of in het geval van een harde wind.

IJsvorming op rivieren

Snelstromend water blijft goed gemengd bij temperaturen tussen 0 en 4 °C. IJsvorming treedt daardoor in het algemeen op rivieren later op dan op naburig stilstaand water met dezelfde diepte. Bovendien vormt ijs zich dan niet aan het oppervlak, maar rondom kleine zwevende deeltjes. Zo ontstaan



Molentocht Alblasserwaard (1976).

ijsnaalden die de neiging hebben zich overal aan vast te hechten. Dit kan problemen geven bij het inlaten van koelwater bij energiecentrales of bij inlaatpunten van drinkwaterreservoirs.

Ijsnaalden hechten zich ook aan de bodem en vormen daar betrekkelijk grote stukken ijs die *grondijs* worden genoemd. Dit grondijs laat na verloop van tijd los, waardoor er ijsschollen op het oppervlak verschijnen die elke dag groter worden. Deze ijsschollen drijven met de stroom mee en worden bij onderlinge botsingen afgerond tot zogenaamd pannekoekenijs. Op plaatsen waar de stroomsnelheid laag is, hopen de schollen zich op. Op deze plaatsen vriest een rivier het eerst dicht.

In de rivier de Rijn zijn twee van zulke plaatsen bekend. De eerste is bij de Loreley, waar de Rijn dieper wordt en veel bochten heeft, waardoor de stroomsnelheid aan het oppervlak afneemt. De andere is aan de monding van ons Deltagebied, waar tijdens vloed de stroomsnelheid erg laag kan worden. Daarbij moet worden opgemerkt dat tijdens een vorstperiode de waterafvoer van de rivier relatief laag is, omdat de regenbijdrage dan afwezig is. Het dichtvriezen van een rivier als de Rijn begint altijd op dezelfde plaatsen en breidt zich vervolgens vooral stroomopwaarts uit.

Na een vorstperiode treden geregeld hoge waterafvoeren op. De Rijn is na een dooi-inval dan ook vaak buiten haar oevers getreden. De oorzaak hiervan is het smelten van de nog in het stroomgebied aanwezige sneeuw, maar ook het nog bevroren zijn van de ondergrond, waardoor regen direct via de rivier wordt afgevoerd en niet gedeeltelijk als grondwater kan worden opgenomen. Bovendien hoopt in de grote rivieren het afgevoerde ijs zich soms op tot metersdikke ijssdammen. Dit betekent een extra bijdrage tot het optreden van hoge waterstanden en kan tot beschadiging van dijken of bruggen leiden. Ijssdammen worden zo mogelijk met ijsbrekers verwijderd. In het verleden heeft men hierbij ook wel met explosieven geëxperimenteerd. Onze waterbeheerders proberen zoveel mogelijk de natuurlijk afvoer

van ijsschotsen in de stroom te bevorderen. Bij de nieuwe waterkeringen in Zuidwest-Nederland is met dit aspect terdege rekening gehouden.

Van de ijsvorming op de grote rivieren - met name de IJssel - is een lange reeks waarnemingen beschikbaar (Wemelsfelder, 1948). Hierdoor weten we dat in het verleden rivierijs in tweederde van de winters optrad. Tegenwoordig vriest open water minder snel dicht, omdat het thermisch verontreinigd wordt. Belangrijke boosdoeners hierbij zijn bijvoorbeeld de elektriciteitscentrales, die water gebruiken voor koeling en het daarbij opwarmen. Aangetoond is dat de Rijn en de Maas twee à drie graden zijn opgewarmd als ze Nederland binnenstromen. Bij lage afvoer kan dat tot vier à vijf graden oplopen. De Nederlandse centrales doen daar nog een schepje bovenop. Door de thermische verontreiniging is ijsvorming op rivieren in de laatste decennia bijna een zeldzame gebeurtenis geworden.

Zeeijs

Men denkt wel eens dat verontreiniging met zouten ertoe heeft geleid dat rivieren thans minder vaak bevroren. De gemeten zoutconcentraties zijn biologisch gezien weliswaar schadelijk, maar het vriespunt wordt erdoor hoogstens met 0,02 °C verlaagd. Dit is voor de ijsvorming verwaarloosbaar. Anders is het met zeewater, dat zo zout is dat het pas bij -2 °C bevriest. Door de goede menging en de grote waterdiepte kan zelfs in strenge winters zeeijs hoogstens aan de kust optreden. Zulk ijs is van zeer slechte 'kwaliteit' omdat de opgeloste zouten niet gelijk meevriezen, maar in verhoogde concentraties worden ingesloten, zodat een papperige massa ontstaat. Stukken zeeijs drijven door de stroming soms tientallen kilometers de Noordzee op.

Stilstaand binnenwater

Zoals we al eerder hebben gezien, is stilstaand water tot 4 °C goed gemengd. Bij verdere afkoeling zakt het water van 4 °C naar

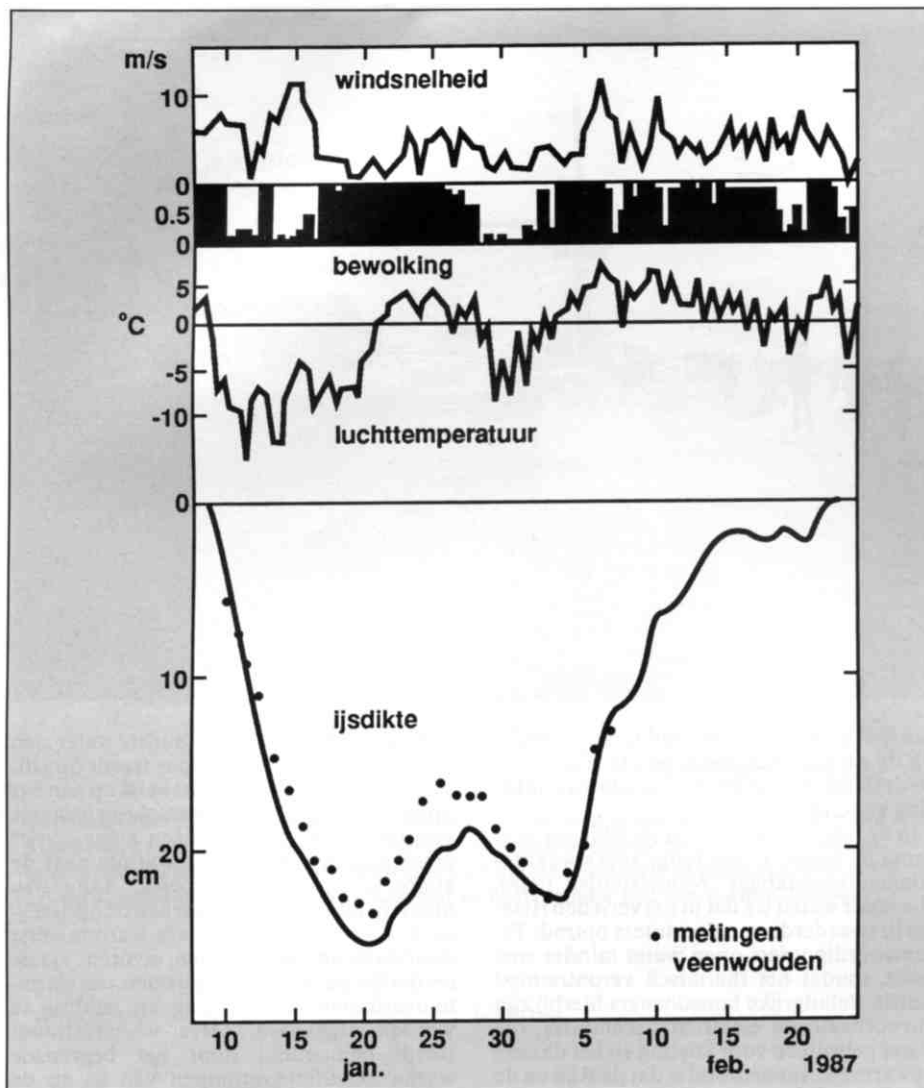
de bodem en bevindt het koudste water zich aan het oppervlak. Hierdoor treedt op stilstaand water ijsvorming het eerst op aan het oppervlak! Heeft zich eenmaal een ijslaagje gevormd, dan kan het alleen maar verder groeien indien de stollingswarmte naar de atmosfeer wordt afgevoerd. Aangezien nieuw ijs alleen uit het water aan de onderzijde kan ontstaan, moet deze warmte eerst door de ijslaag zelf stromen, alvorens via de eerder beschreven mechanismen van warmte-overdracht, verdamping en straling te worden afgevoerd. Deze warmtestroom wordt bemoeilijkt door het begrensde warmtegeleidingsvermogen van ijs en de ijsdikte. Hoe dikker het ijs, des te groter is deze 'warmteweerstand'. Dit heeft tot gevolg dat dik ijs minder snel aangroeit bij verder gelijkblijvende weersomstandigheden. De ijsdikte groeit ongeveer evenredig met de wortel uit de tijd. Dit is tevens de reden dat ijssdijken van meer dan 30 cm nauwelijks voorkomen.

Wakken en kistwerken

Bij harde wind blijft het water goed gemengd, zodat de ijsvorming wordt vertraagd. Sloten en plassen bevroren dan niet alleen later, maar ook onregelmatig. Ten gevolge van de harde wind kunnen sommige gedeelten nog dagenlang openblijven (dit zijn de zogenaamde windwakken). Er stelt zich dan door de wind een watercirculatie in, die telkens warm bodemwater naar het oppervlak brengt, zodat dichtvriezen uitblijft.

Ook op het reeds gevormde ijs heeft de wind een grote invloed. Boven meren grijpt de windwrijving op een zeer groot oppervlak aan, zodat hele ijsvelden in beweging kunnen komen. Op de grenzen van de velden ontstaan spleten en kleine ijssdammen: de zogenaamde kistwerken. (Het woord 'kistwerken' wordt overigens gemakkelijk met menselijke handelen geassocieerd, hetgeen een journalist ooit deed vragen 'of de kistwerken al geplaatst waren?').

Alvorens een model te gaan bespreken waarin met alle factoren rekening wordt ge-



Voor de winter 1986/1987 werd de ijsdikte (onder, getrokken lijn) op water van 2 meter diepte geschat uit tweemaal daagse weerwaarnemingen te Leeuwarden (boven) en vergeleken met ijsdikte-metingen te Veenwouden.

houden, besteden we eerst aandacht aan eenvoudige vuistregels die in de praktijk door ijsverenigingen en schaatsliefhebbers worden gebruikt om de ijsdikte te schatten. Hierbij is het van belang te melden dat op ijs van 5 cm kan worden geschaatst door een enkeling, terwijl voor een evenement als de Elfstedentocht, waaraan door een groot aantal mensen wordt deelgenomen, een ijsvloer van tenminste 20 cm noodzakelijk is. De hier beschreven vuistregels gelden alleen voor situaties waarbij zich op het ijs geen sneeuw bevindt.

De meest eenvoudige regel is die van Braak (1930): Bij normaal winterweer ontstaat een ijsdikte van 5 cm wanneer de 'temperatuursom' van het aantal graden dat het gemiddeld in opeenvolgende nachten heeft gevoren gelijk aan 16 is. Dus als het de eerste nacht 3 graden vriest, de tweede en derde 4 en de vierde 5, dan kan (door een enkeling) worden geschaatst. Deze regel blijkt redelijk te voldoen voor ondiepe plassen en sloten. De oorsprong van dit soort regels is eigenlijk al honderden jaren ouder. We kennen allen het advies om niet 'over één nacht ijs te gaan'. Vroeger gebruikte men ook wel de uitdrukking 'het vroor een gang' als in één nacht de ijsdikte van nul tot een begaanbare dikte was toegenomen. Uiteraard kan men

daarbij ook aan het dichtvriezen van een wak denken.

Een andere vuistregel is die volgens de methode van Neumann. Neumann (1949) beschouwd het eenvoudige geval waarbij ijs alleen aangroeit ten gevolge van directe warmte-afgifte aan de atmosfeer, dus door middel van voelbare warmte. Hij liet dus verdamping en uitstraling buiten beschou-

Schatten van ijsgroei uit meteorologische metingen

Is na voldoende afkoeling een ijslaagje ontstaan, dan kunnen we bijna dezelfde rekenmethode blijven gebruiken als bij de afkoeling van water. Wel moeten we rekening houden met het feit dat de temperatuur vlak onder het ijs de waarde T_f zal behouden en dat de oppervlaktetemperatuur T_s zich op een waarde tussen T_f en T_n zal instellen (overigens werken we dan niet meer met de natteboltemperatuur van de lucht, maar met de ijsboltemperatuur T_i).

Hoewel de oppervlaktetemperatuur onbekend is, weten we dat de gehele warmtestroom $H + \lambda E - Q^*$ door de ijslaag moet worden vervoerd. Bovendien is de waarde van A_3 bekend en ook de warmteweerstand van een ijslaag met een bekende dikte. Als zich op het ijs nog een sneeuwlaag bevindt, kunnen we de totale weerstand van de ijslaag en de sneeuw in A_3 opnemen en krijgen dan tenslotte:

$$\text{afkoeling} = A_4(T_f - T_e) - H_w,$$

waarbij A_4 en T_e uit gewone meteorologische metingen kunnen worden berekend. Deze afkoeling komt in de vorm van stollingswarmte geheel ten goede aan de diktetoe- name van het ijs gedurende de beschouwde tijdstap. Omdat deze warmte nu niet meer over de hele waterlaag verdeeld hoeft te worden, is de ijsgroeisnelheid niet afhankelijk van de waterdiepte. De afkoelingsnelheid van water was dit wel, zodat op dieper water het ijs later ontstaat en dus meestal dunner zal zijn. Een uitzondering op deze regel treedt op als er kort na het dichtvriezen van ondiep water sneeuw valt, zodat daar de ijsgroei minder voorspoedig verloopt dan bij het blanke ijs dat daarna op dieper water ontstaat.

wing en legde evenals Braak verband tussen de ijsgroei en de temperatuursom. Tevens hangt de ijsgroei samen met de uitwisselingscoëfficiënt, die toeneemt bij toenemende wind. Een belangrijke uitkomst is dat bij gelijkblijvende atmosferische omstandigheden de ijsdikte minder snel groeit als de tijd voortschrijdt. (De verklaring hiervan werd al eerder gegeven.) Het bestuur van de Vereniging De Friesche Elf Steden maakte wel gebruik van het model van Neumann (zie bijvoorbeeld: Kroes, 1982).

Een vollediger model

Ondergetekenden hebben de effecten van verdamping en uitstraling toegevoegd aan een aanpak zoals die van Neumann, door de luchttemperatuur te vervangen door de zogenaamde evenwichtstemperatuur T_e . Het blijkt zo mogelijk te zijn de mechanismen die warmte aan open water of ijs/water kunnen onttrekken op een eenvoudige manier te beschrijven. Water koelt dus alleen maar af en ijs kan zich alleen maar vormen, indien de evenwichtstemperatuur lager is dan de oppervlaktetemperatuur.

Ijsvorming op niet-stromende binnenwateren die niet thermisch verontreinigd zijn, wordt door dit model redelijk nauwkeurig beschreven. Het model houdt ook rekening met een eventueel sneeuwdek dat op het ijs aanwezig kan zijn. Uit vergelijking met waarnemingen is gebleken dat de modelresultaten wat betreft ijsdikte meestal minder dan 10% van de werkelijkheid afwijken.

Het model leent zich ook voor ijsdikte-voorspellingen en kan dus worden gekoppeld aan de meerdaagse weersverwachting. Dit kan zowel nuttig zijn voor de planning van schaats-evenementen als voor de scheepvaart. De resultaten hangen dan uiteraard sterk af van de juistheid van die weersverwachting.

Ijsbanen

Veel schaatsliefhebbers willen niet wachten op het dichtvriezen van de kanalen. Op (al dan niet opzettelijk) onder water staande weilanden zijn de ijsbanen eerder open. Dit komt vooral omdat -zoals we eerder zagen- ondiep water sneller tot het vriespunt af-

