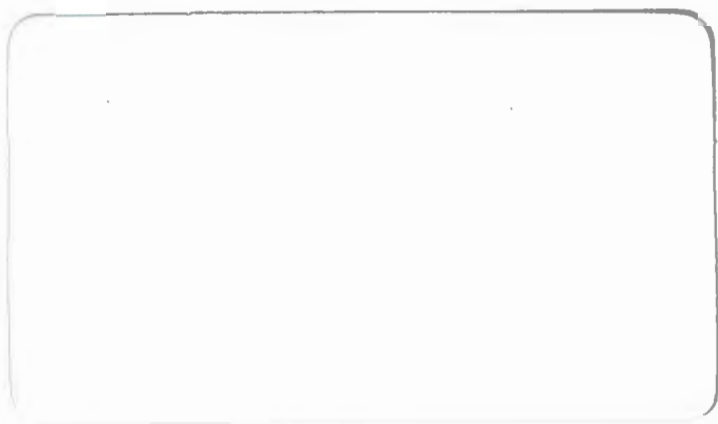




SVERIGES METEOROLOGISKA OCH HYDROLOGISKA INSTITUT





SJÖISARS BEROENDE AV VÄDER OCH
VIND, SNÖ OCH VATTEN

S Fremling

SMHI Rapporter
HYDROLOGI OCH OCEANOGRAPHI
Nr RHO 12 (1977)

DEPENDENCE OF LAKE ICE-COVERS
ON WEATHER, SNOW AND WATER

SVERIGES METEOROLOGISKA OCH HYDROLOGISKA INSTITUT
Norrköping 1977

I N N E H Å L L

SJÖISARS BEROENDE AV VÄDER OCH VIND, SNÖ OCH VATTEN

sid	kap	
1	I	AVKYLNINGEN AV EN SJÖ UNDER HÖSTEN
4	II	ISLÄGGNINGEN AV EN SJÖ
4		A. Isläggningsförloppet
8		B. Isläggningstidpunkter
13	III	OLIKA SLAG AV SJÖIS
14		A. Kärnis
18		B Stöpis
21	IV	KÄRNISENS TILLVÄXT
22		A. Värmeflöden från (resp till) en öppen sjöyta till (resp från) atmosfären och rymden
36		B. Värmeflödet genom ett istäcke fritt från snö
45		C. Värmeflödet genom ett snötäckt istäcke
51	V	STÖPISENS TILLVÄXT
51		A. Stöpvattnets uppträngande på isen
55		B. Stöpvattendjupet ute på snötyngd sjöis
65		C. Stöpvattnets tillfrysning
66	VI	SJÖISARS TJOCKLEK
66		A. Opreparerade isar
70		B. Preparerade isar
72	VII	BÅGNADER, FÖRSKJUTNINGAR OCH VRÅKAR I ETT ISTÄCKE TILL FÖLJD AV TEMPERATURFÖRÄNDRINGAR
72		A. Bågnader
75		B. Förskjutningar och vråkar
78	VIII	TRANSPORTEN AV SENSIBELT VÄRME FRÅN VATTNET TILL ISEN I SJÖOMRÅDEN SOM EJ PÅVERKAS AV GENOMSTRÖMANDE VATTEN
78		A. Avgivningen av sensibelt värme vid isens tillväxt nedåt i sjövattnet
80		B. Värmetransport från djupet till isen
82		C. Inverkan av instrålning genom sjöisen på värmetransporten
85		D. Härledning av formler för skattning av transporten av sensibelt värme upp till isen
90		E. Skattning av värmetransporter med hjälp av de härledda ekvationerna
94	IX	INVERKAN PÅ ISARNA AV STRÖMNINGAR I OCH GENOM SJÖAR
94		A. Stor och djup sjö
101		B. Mindre grundare sjöar
105	X	INVERKAN PÅ SJÖISEN AV VÄRME I LUFTEN OCH AV STRÅLNING
108	XI	ISLOSSNINGEN AV EN SJÖ
108		A. Islossningsförloppet
110		B. Islossningstidpunkter
112		REFERENSER

C O N T E N T S

DEPENDENCE OF LAKE ICE-COVERS ON WEATHER, SNOW AND WATER

- I. THE COOLING DOWN OF A LAKE IN AUTUMN
- II. THE FREEZE-UP OF A LAKE
 - A. The process of freezing-up
 - B. Freeze-up data
- III. DIFFERENT KINDS OF LAKE ICE
 - A. Clear ice
 - B. Snow ice (white ice)
- IV. THE GROWTH OF CLEAR ICE
 - A. Heat flux from(or to) an open surface of a lake to (or from) the atmosphere and the space
 - B. Heat flux through an ice cover free from snow
 - C. Heat flux through an ice cover sheltered by snow
- V. THE GROWTH OF SNOW ICE
 - A. The bleeding-up of water into the snow on ice
 - B. Depth of 'bleeding water' on an ice-cover weighed down by snow
 - C. The freezing of slush and water on an ice-cover
- VI. LAKE ICE THICKNESS
 - A. Unprepared ice-covers
 - B. Prepared ice-covers
- VII. DEFLECTIONS, SHOVES AND FOLDS IN AN ICE-COVER DUE TO TEMPERATURE CHANGES
 - A. Deflections
 - B. Shoves and folds
- VIII. THE TRANSPORT OF SENSIBLE HEAT FROM WATER TO ICE IN LAKE REGIONS WHERE STREAMING WATER DOES NOT INFLUENCE THE ICE
 - A. The loss of sensible heat from lake water due to downward growth of ice
 - B. The transport of heat from the deep to the ice
 - C. The influence of solar radiation through the lake ice on the transport of heat to the ice
 - D. Derivation of estimation formulas for the transport of sensible heat to the ice
 - E. Estimations of heat transport by means of the derived formulas
- IX. EFFECTS ON AN ICE-COVER BY STREAMING OF WATER WITHIN AND THROUGH THE LAKE
 - A. A large and deep lake
 - B. A small and shallow lake
- X. EFFECTS ON AN ICE-COVER BY HEAT IN THE AIR AND BY RADIATION
- XI. ICE BREAK-UP IN A LAKE
 - A. The process of breaking-up
 - B. Break-up data

REFERENCES



SJÖISARS BEROENDE AV VÄDER OCH VIND, SNÖ OCH VATTEN

I föreliggande skrift sammanfattas en del kunskaper, som inhämtats vid SMHI, hydrologiska byråns isavdelning, och som vidgats genom litteraturstudier. Den kvantitativa utvärderingen av olika faktorerers betydelse för sjöisars tillväxt och avtagande har ägnats särskilt intresse.

I. AVKYLNINGEN AV EN SJÖ UNDER HÖSTEN

En sjö mottar under sommaren stora mängder värme, främst strålningsvärme genom sjöytan. Värmen förs så småningom också ned på djupen genom cirkulation och turbulens. Jämför man på hösten värmen i vertikala vattenpelare från olika delar av sjön, får man då de största värdena där sjön är djupast. Vattnet avkyls under hösten fram till isläggningen, huvudsakligen från ytan. Eftersom därvid värmeförlusterna per ytenhet är ungefär desamma över hela sjön, kommer de djupa delarna av sjön att hålla kvar värme längre än de grunda. Därigenom uppstår temperaturskillnader mellan olika delar av sjön och därmed också densitets- och tryckskillnader. Detta ger upphov till strömningar, s.k. densitetsströmningar.

I en öppen sjö sätter vinden vattenmassor i rörelse, vilket också variationer i lufttrycket över sjön kan bidra till. Härigenom uppstår oordnade vindströmningar i sjön men även ordnade, regelbundna fram- och återgående skvalpningar, s.k. seicher. De stora rörelserna omvandlas steg för steg till små oordnade, virvlande smårörelser i vattnet, s.k. turbulens, som kan vara av olika styrka. Turbulensen bidrar till att föra ytvatten ned i djupet och djupvatten upp till ytan.

På hösten är vattentemperaturen i sjön högst i ytan och lägst nära botten, s.k. direkt skiktning. När

ytskiktet avkyles, blir dess vatten tyngre än närmast underliggande vatten och sjunker ned i detta, varvid skikten blandas. Därvid bildas ett ytligt skikt med lika temperatur, ett 'homotermt' skikt, som allteftersom vattnet avkyles, tillväxer i tjocklek, se fig I. När det homoterma skiktet avkylts ned till bottenvattnets temperatur, råder ungefärlig homotermi i vertikalen från ytan till botten. Under den fortsatta avkylningen bibehålles denna homotermi ända till dess att vattnet i hela vertikalen antagit temperaturen $+4^{\circ}\text{C}$, vid vilken temperatur vattnet har sin största densitet, 1000 kg/m^3 . Till följd av vattnets märkliga egenskap att utvidga sig vid temperatursänkning mellan $+4^{\circ}\text{C}$ och $+0^{\circ}\text{C}$ blir vattnet vid avkylningen under $+4^{\circ}\text{C}$ nu lättare, vilket medför att kallare, lättare vatten lägger sig ovan varmare; skiktningen blir 'omvänd'. Vid kyla kan nu bildas ett nollgradigt vattenskikt, som ligger kvar i ytan vid lugnt väder.

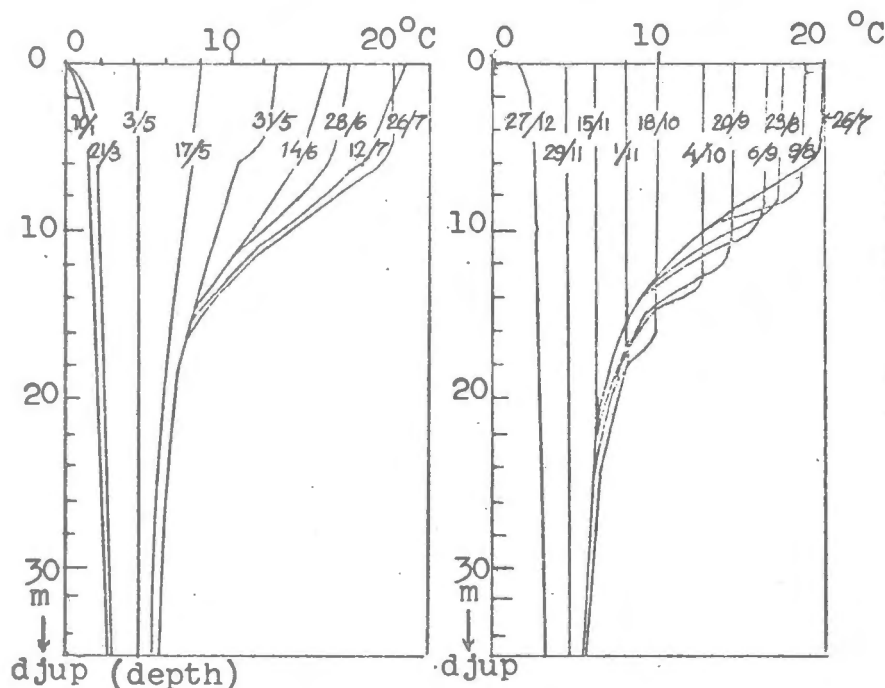
Vattnets densitet vid 0°C är $999,87 \text{ kg/m}^3$ och skiljer sig alltså från densiteten vid 4°C med endast $0,13 \text{ kg/m}^3$. Genom att skillnaden är så liten, kan kallt vatten fortsätta att föras ned i djupet och varmare vatten upp till ytan så länge vinden underhåller vattnets turbulens. Ju längre så sker till följd av blåsigt och kallt höstväder desto lägre blir sjöns värmeinnehåll. Det är vanligt, att lite större sjöar med djup på 15-20 meter kyls ned, så att botten temperaturen blir ca $+2^{\circ}\text{C}$.

En sjös värmeinnehåll vid isläggningen, då den s.k. vinterstagnationen inträder, är för en och samma sjö mycket olika för olika vintrar, beroende på väder och vind under senhösten, särskilt strax före isläggningen. Olika sjöar kyls ned olika mycket bl.a. beroende av: klimatet i den trakt där sjön ligger; sjöns höjdläge, sjöns djup och yta; olika sjöbäcken;

vikar, öar, holmar och uddar; höga eller låga stränder; sjöns längdriktning i förhållande till förhärskande vindar. Därtill kommer beroendet av tillrinning och avrinning och av tillflödet av källvatten och i en del fall också av utsläpp av varmvatten.

Fig I:1

TEMPERATURPROFILER I KLÄMMINGEN, 63 Trosaån (Temperature profiles, averages 1941-44)

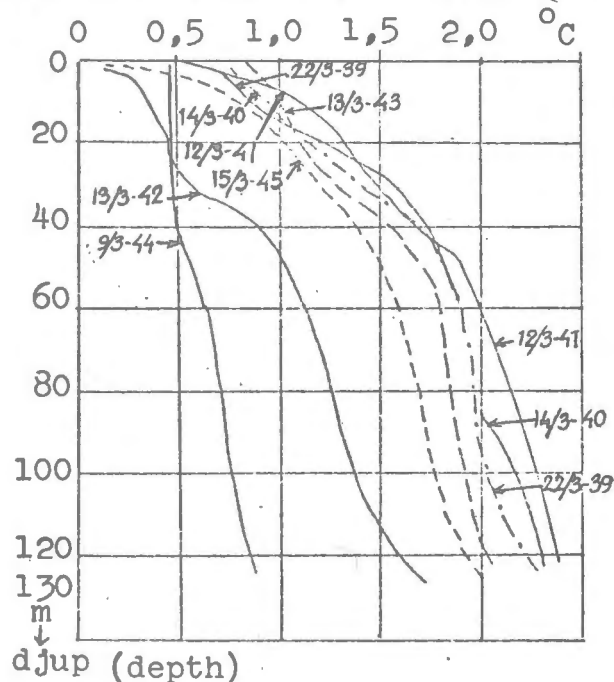


Klövstafjärden i
KLÄMMINGEN

Medeltal av mätningar
1941-44

(O H Johnsson, Termisk-
hydrologiska studier i
sjön Klämmingen, 1946)

TEMPERATURPROFILER I KALLSJÖN, 40 Indalsälven (Temperature profiles, measurements in March 1939-45)



Norra fjärden av
KALLSJÖN

Mätningar i mars 1939-45
(SMHI, Meddelanden,
Serie D, nr 1, 1947)

II. ISLÄGGNINGEN AV EN SJÖ

II.A. Isläggningsförloppet

När lufttemperaturen faller under 0°C , börjar is lägga sig här och var i grunda vikar och invid stränder, där omvänd skiktning i vattnet inträffar tidigt. Emedan vatten har en mycket hög ytspänning, blir en sjö vid vindstilla eller mycket svag vind överdragen med en spegelblank elastisk hinna med en tjocklek av endast delar av en millimeter. Vid kyla kan hinnan underkylas avsevärt, till -1°C eller mera, se fig II:1.

Vid lugnt och klart väder och måttlig kyla bildas först olika grenverk av långa platta mycket tunna iskristaller i vattenhinnan, varefter mellanrummen i grenverken fylls ut av småkristaller, se fig II:2. Ett tunt isskimmer bildas därvid på vattenytan. Ibland växer ett sådant isskimmer ut över sjöområden med förhållandevis hög djupvattentemperatur. Värme kan då föras upp till ytan av även tämligen obetydliga strömningar, såsom oordnade vindströmmar, seicher eller densitetsströmmar, varvid isen smälter bort. Ibland talas då om 'tvångsfrysning'; sjön liksom 'påtvingas' tunn is vid kyla som den sedan inte förmår att behålla.

Vid en tidig isläggning förblir stora områden kring strömdrag vid in- och utlopp öppna, liksom strömdrag i sund och ibland vid uddar. Se skiss fig II:3.

I vindutsatta områden, särskilt ute på stora fjärdar, kan hela stråk förbli öppna, och dessa kan snabbt vidgas vid frisk vind. Vinden förmår också att sätta ett tunt isskikt i gungning, varvid isen bryts. Långa

sprickor bildas då kors och tvärs över stora sjöytor och invid vindutsatta stränder, där isen kan slås sönder i flak. Om vinden blir ihållande, sker en nedbrytning av istäcket steg för steg, och sjön öppnar sig ånyo.

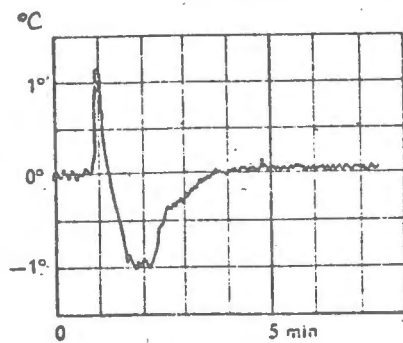
Vid efterföljande isläggning kan sjöns djuppartier ha avkylts avsevärt under 4°C och också kylan då vara kraftigare. Om med kylan följer blåst, rörs ytvattnet om och kan en massa isnålar eller isplattor virvlas in i ytvattnet. När vinden då mojar, sker en snabb isbildning med utgångspunkt från de många kristallkärnorna. Nyisen kommer då att bestå av småkristaller och inte av ett grenverk av långa stora kristaller.

Ibland föregås kylan av starkt snöfall. Om det då råder vindstilla, som det ibland kan göra särskilt på vindskyddade småsjöar, kan en sjöyta bli helt täckt av ett lager av snösörja som fryser samman till ett grått istäcke. Sjön säges då ha 'snöat igen'.

Genom att snösörjan dämpar vågorna på sjön och underlättar isbildningen, kan en sjö ibland islägga sig trots betydande vindpåverkan. Vinden kan också driva samman snösörjan mot en strand, eller dela upp den i långa band eller klumpa ihop sörjan i bollar osv., varefter de olika formerna fryser in i istäcket, som kan få ett skiftande utseende från plats till plats med växlande klara och gråa ytor.

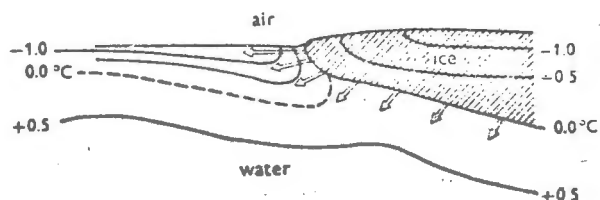
Fig II:1

EN VATTENHINNAN UNDER-
KYLNING FÖRE ISBILDNING
(Surface temperature of
freezing water in a
wooden cylindric vessel)



EN ISKRISTALLS TILLVÄXT
I UNDERKYLT VATTEN

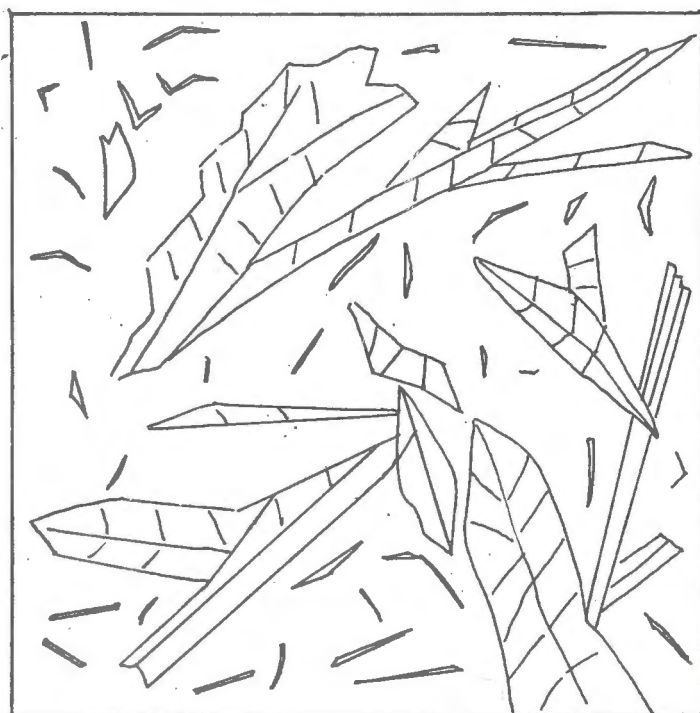
(Growth of an ice-crystal
in supercooled water)



(Källa: O Devik, Supercooling and Ice Formation in Open Waters,
XIII, No.8, Oslo 1942)

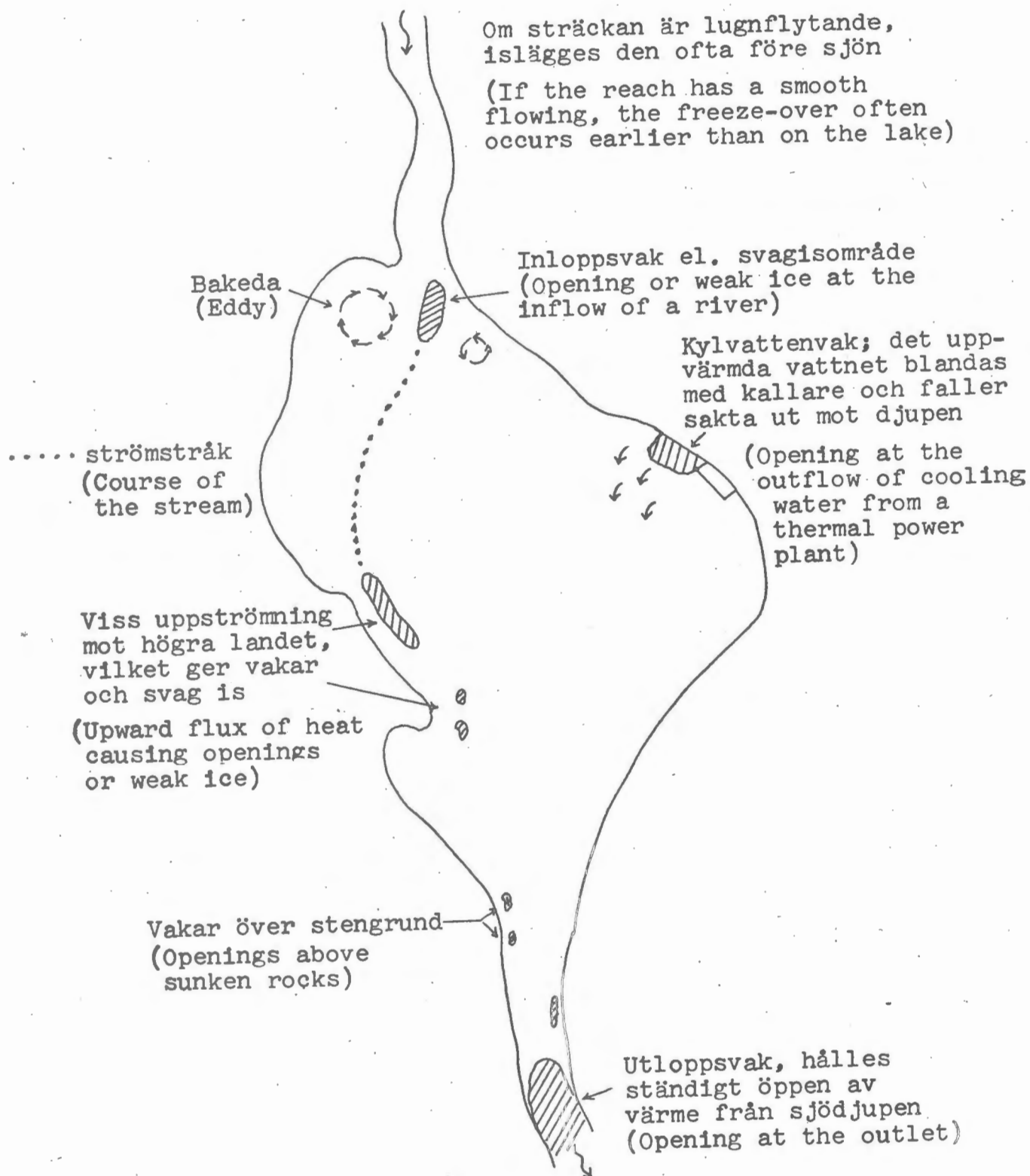
Fig II:2

GRENVERK AV LÅNGA PLATTA ISKRISTALLER PÅ EN VATTENYTA
(Branches of long flat ice-crystals on a surface of water;
dendrites)



ISLAGD SJÖ, GENOMSTRÖMMAD AV ÄLV

(An ice-covered lake through which a river is streaming)



II.B. Isläggningstidpunkter

Uppgifter om isläggnings- och islossningstidpunkter har sedan länge insamlats genom SMHI från olika sjöar landet över. Materialet är dock inte enhetligt. En del serier har avbrutits, då observatören slutat. I andra fall har ny observatör erhållits, men har denne varit bosatt vid en annan del av sjön. Om då var och en endast överblickat en vik eller en fjärd, har serien förändrats. Därtill kommer att olika observatörer bedömer tidpunkter för isläggning olika. En rapporterar när ett första isskimmer eller tunn isskorpa bildats, och en annan när isen lagt sig mera 'definitivt'. Somliga observatörer preciserar sina uppgifter genom att ange att isen lagt sig 'delvis' eller 'helt', andra inte.

I norra Sverige blir sjöarna alltid belagda med ett vinteristäcke. Det förefaller då naturligt att anknyta isläggningstidpunkten till detta istäcke och att bortse från ev. tillfälligt liggande tunn is dessförinnan. I sydliga delar av Sverige, där kyla och blidväder ständigt växlar, får man i regel flera isliggeperioder. Man får då en och samma vinter flera isläggnings- och islossningstidpunkter. I en redovisning av observationsmaterial som gjorts vid SMHI, (Svenska sjöars isläggnings- och islossningstidpunkter 1911/12 - 1960/61, A Moberg, 1967) har som isläggningstidpunkt valts den tidpunkt då en sjö första gången blivit helt islagd, dock med bortseende från ev. isliggeperioder kortare än tre dagar. Några medelvärden ur ovannämnda redovisning ges i fig II:4.

Av SMHI:s material framgår, att isläggningstidpunkterna för en och samma sjö varierar starkt från vinter till vinter, särskilt vad gäller stora sjöar. Differensen mellan tidigaste och senaste tidpunkt för 'helt islagt' kan uppgå till två månader eller mera. Variationerna beror i första hand på att vinterns ankomst är så olika under olika år.

Isläggningstidpunkten för en sjö beror särskilt av dess geografiska läge och höjd över havet. Andra faktorer som också påverkar isläggningstidpunkten är sjöns areal och djup, men även sjöns form, strandutveckling och längdriktning samt sjöns omgivningar, vattengenomströmningen m.m.

Inom ett begränsat geografiskt område lägger sig i regel små sjöar tidigast, särskilt de grunda och de som genomströmmas av kallt älvvatten.

Stora och djupa sjöar blir i regel islagda sist. En stor yta hos en sjö gör att sjön blir vindutsatt, vilket kan fördröja isläggningen. Djupförhållandena synes dock ofta ha större betydelse än arealen. En stor sjö är i många fall uppdelad i flera djupbäcken, åtskilda av grupper av öar och av uddar och näs. Då lägger sig i regel de sjöbäcken, som har mindre medeldjup före dem som har större. Medeldjupets betydelse för isläggningstidpunkten hänger nära samman med olika sjöbäckens avkylning under hösten. Ju större medeldjupet är, desto större blir nämligen den värmemängd som per ytenhet måste kylas bort genom vattenytan, innan ett sjöbäcken är moget för isläggning.

Medeldjupets inverkan på sjöars isläggningstidpunkt har studerats bl.a. i ett finskt arbete, *Über die Eisverhältnisse der Binnenseen Finlands*, H Simojoki; Helsinki 1940, Suomalainen Tiedeakatemia. I det studerade materialet ingår isläggningsdata från sjöar belägna inom vitt skilda geografiska områden med olika klimat. För att söka undgå lokalklimatets inverkan har man, i stället för att sammanställa olika sjöars medeldjup direkt med deras isläggningstidpunkter, valt att sammanställa medeldjupen, h , med det antal mellandagar, N , som förflutit mellan 0°C -isotermens passage vid resp. sjö och isläggningstidpunkten. N och h har för olika sjöar prickats av i diagram och värdena utjämnats till en kurva, se fig II:5.

I det finska sjömaterialet var största medeldjupet endast 19 m. Svenskt material har vid SMHI utnyttjats för motsvarande beräkningar. Det erhållna sambandet framgår också av fig II:5. Under sambandskurvorna anges deras derivat-kurvor, varav framgår inverkan i dagar per meter förändring av medeldjupet, dN/dh , för olika stora medeldjup, h . Om exempelvis en sjö har medeldjupet 20 m och dämms upp, så att medeldjupet ökar 1 m, skall enl. 'SMHI-kurvan' isläggningen försenas i medeltal ca $1\frac{1}{2}$ dag. Av kurvorna framgår att dN/dh avtar, då h växer. Detta hänger samman med, att ju djupare en sjö är, desto mindre deltar sjöns djupaste skikt i avkylningsprocessen under hösten.

Ibland anförs, att ett samband finns mellan ett högt vattenstånd i en sjö på hösten och sen isläggning. Det höga vattenståndet ger då besked om att hösten varit regnig och mild, varför vattnet i sjön kylts ned mindre än vanligt, vilket kan ge sen isläggning.

Fig II:4

ISLÄGGNINGSTIDPUNKTER (Freeze-up data)

Medeltal för medelstora sjöar (10 - 50 km²; antal inom parentes) för vintrarna 1911/12 - 1960/61

[Averages for medium large lakes (10 - 50 km²; numbers in parentheses) for the winters of 1911/12 - 1960/61]

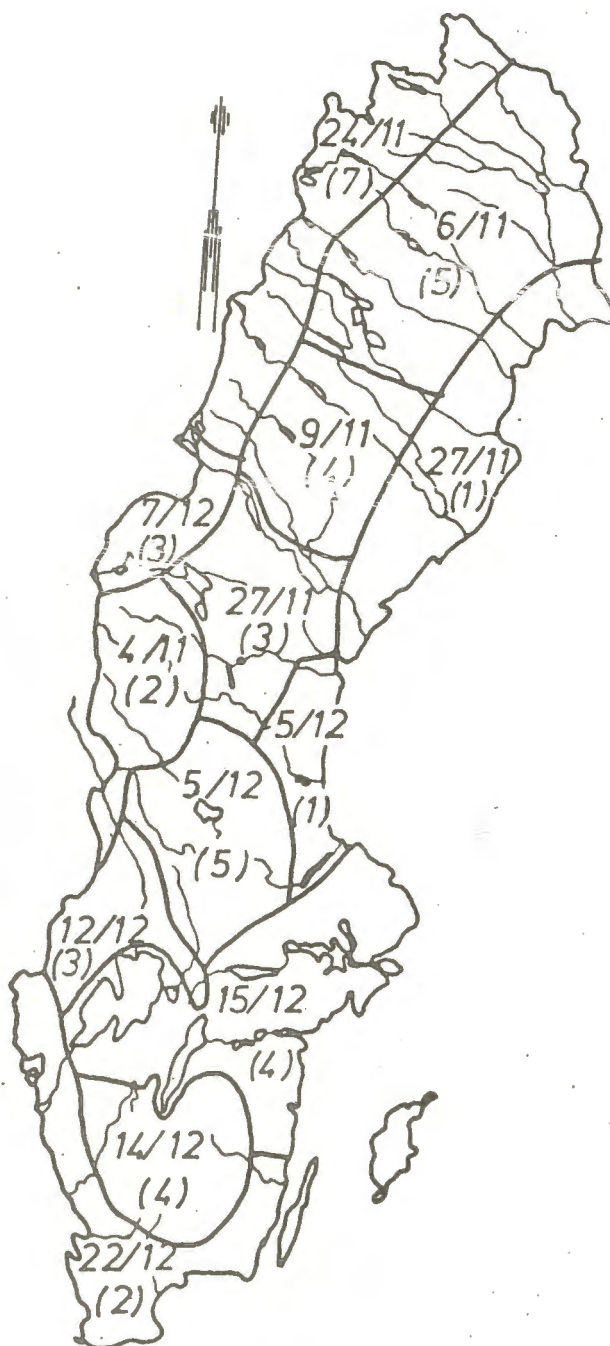
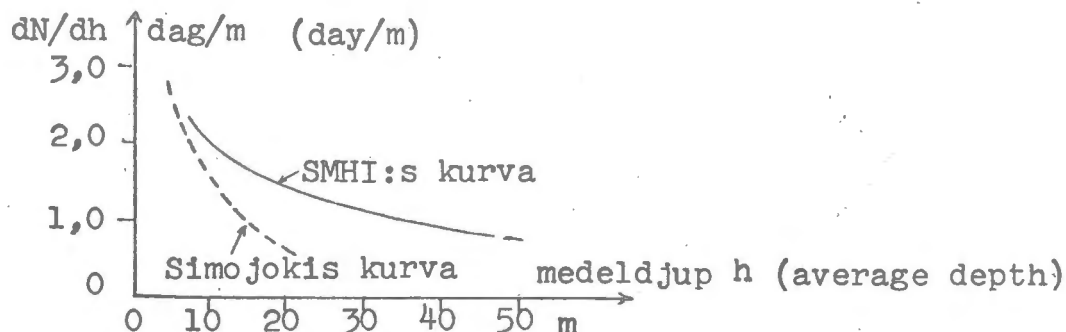
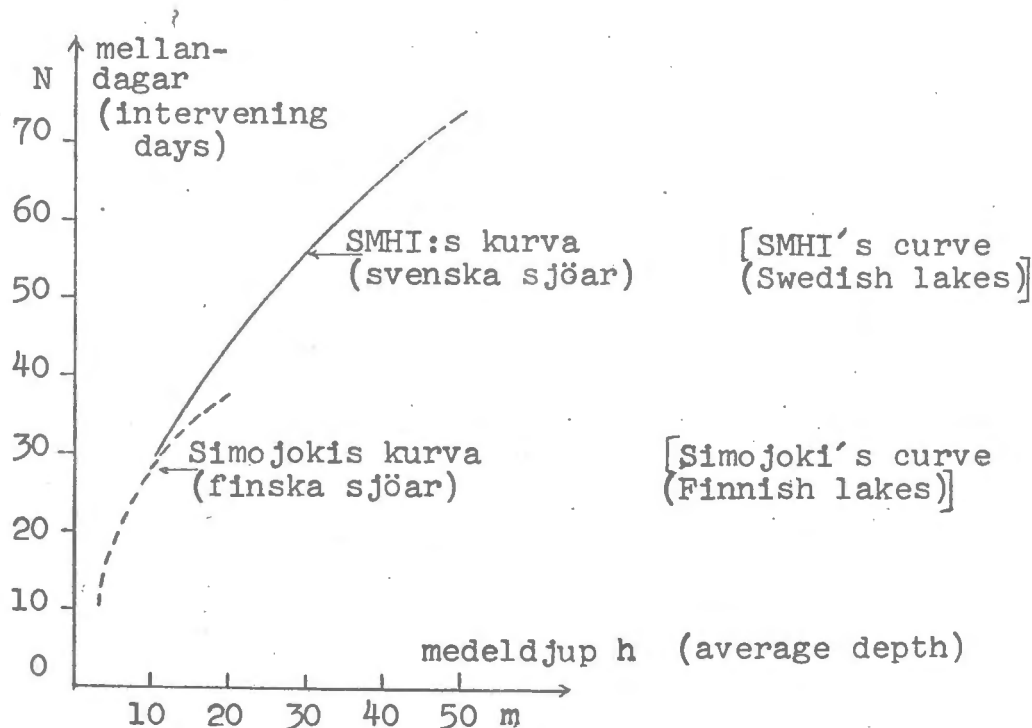


Fig II:5

INVERKAN AV SJÖARS MEDELDJUP PÅ ANTALET DAGAR MELLAN
 0 °C-ISOTERMENS PASSAGE OCH 'HELT ISLAGT'; UTJÄMNAD KURVA.

(The influence of the average lake-depth on the number
 of days between the passage of the 0 °C-isotherm and
 datum of freeze-up; smoothed curve)



III. OLIKA SLAG AV SJÖIS

I en iskristall, s.k. singelkristall, är H_2O -molekylerna bundna vid varandra i ett rymdgitter, som schematiskt kan beskrivas som en serie varvade glesa nät, uppbyggda av O- och H-atomer. Maskorna i resp. nät är sexsidningar med en O-atom i varje hörn, varannan högre och varannan lägre liggande, och en H-atom på varje tråd mellan O-atomerna. Varje O-atom har sålunda tre bindningar via H-atomer i sitt nät eller basplan men också en till ett av de närliggande basplanen; de högre liggande O-atomerna till planet ovan och de lägre liggande till planet inunder. Varje O-atom är således fastare bunden i sitt plan än till närliggande plan. Källa: 'Nutida inställning till frågan om vattnets molekylära byggnad och isens kristallstruktur', V J Altberg, Leningrad 1927, SMHI-översättning.

Singelkristallen har en symmetrilinje, som betecknas som c-axeln eller optiska axeln och som går vinkelrätt mot basplanen, se fig III:1. Om en kristall kan tillväxa fritt och temperaturgradienten är lika stor i alla riktningar, tillväxer kristallen mycket snabbare i basplanets riktning än i c-axelns riktning.

När en singelkristall utsättes för dragning eller tryck, sker förskjutningar stegvis mellan de olika planen. I fig III:2 visas schematiskt hur en kristall, som utsättes för en dragspänning, förlänges. Förlängningen tänkes ske i två etapper; först en glidning mellan basplan och sedan en vridning.

Fig III:1

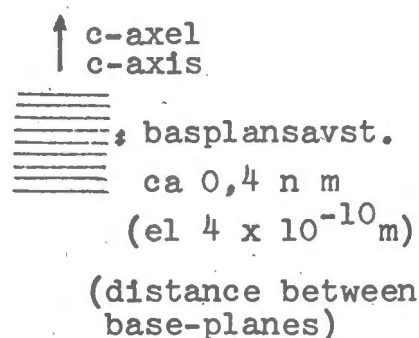
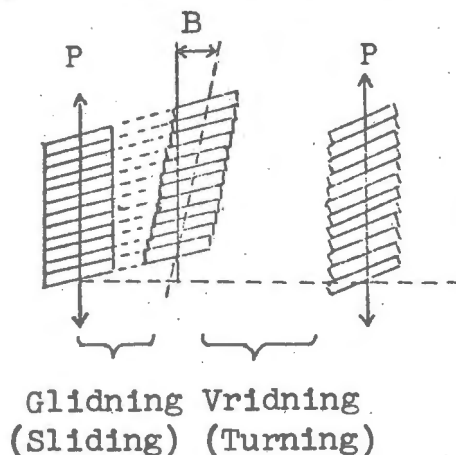


Fig III:2

FÖRLÄNGNING AV EN SINGEL ISKRISTALL VID DRAGNING

(Elongation of a single ice-crystal under tension)



III.A. Kärnis

När det vid kyla och vindstilla bildats en underkyld ythinna på en sjö, växer iskristaller ut från 'grod-dar' här och var på hinnan. De första kristallerna blir då platta och tunna och flyter horisontellt på ytan. Eftersom isen tillväxer snabbast i basplanet, blir många av dessa kristallers basplan horisontella och deras c-axlar vertikala. I mellanrummen mellan de platta kristallerna bildas också stora mängder småkristaller med varierande c-axel-orientering.

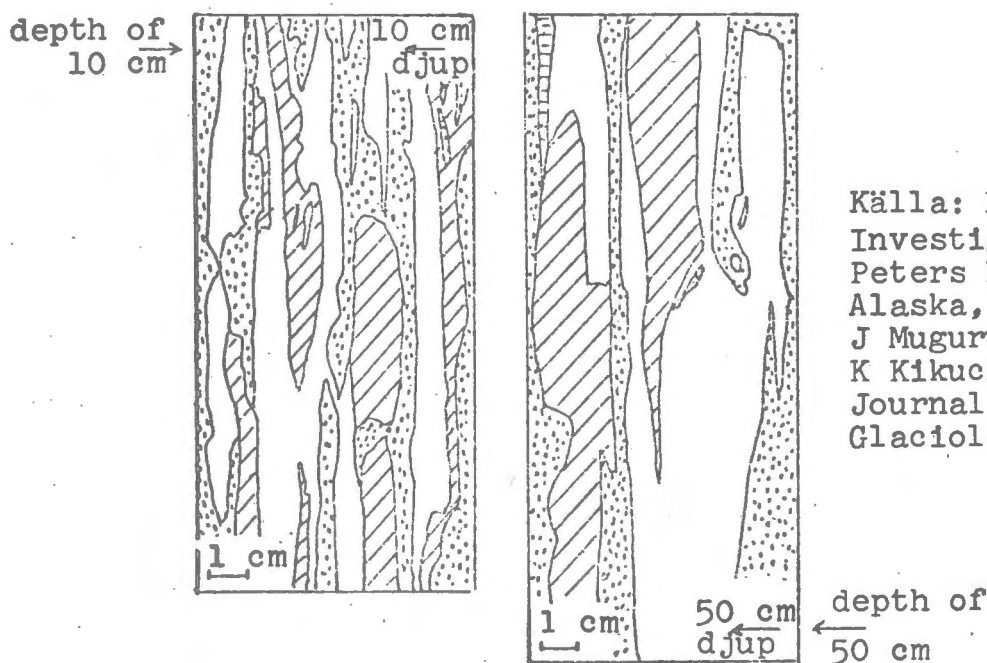
Om isläggningen föregåtts av hårt väder, kyla och blåst, och därvid iskristaller, plattor och nålar virvlats in i ett till 0°C nedkyllt ytlager, blir isgrod-darnas antal stort, varigenom det översta is-skiktet kommer att bestå av småkristaller. Dessa får växlande c-axel-orientering, från vertikal till horisontal.

Sedan ett sammanhängande tunt istäcke bildats i sjö-ytan, fortsätter isbildningen i vertikal led. Den

utgår då från primärkristallernas olika gitter, som styr den fortsatta orienteringen av de nya molekylskikten. Därvid uppstår en tävlan mellan dessa, vilket medför att vissa kristaller ökar sin ytvidd, medan andra minskar sin eller stängs av helt. Vid ostörd tillväxt blir därigenom antalet kristaller i de djupare liggande skikten allt färre. Dessa kristaller blir långsträckta (kolumnära) som långa pilar eller stavar och en del konformade. Se fig III:3. Ren kärnis är klar och väl genomskinlig för synligt ljus.

Fig III:3

VERTIKALSNITT GENOM KÄRNIS PÅ TVÅ NIVÅER I ETT ISTÄCKE
(Vertical sections through clear ice at two levels
in an ice-cover)



Källa: Lake Ice
Investigation at
Peters Lake,
Alaska,
J Muguruma,
K Kikuchi,
Journal of
Glaciology, 1963

När kärnis bildas och H_2O -molekylerna ordnar sig i sina gitter i de olika kristallerna, stöter de undan den i vattnet lösta luften och ev. andra lösta ämnen och föroreningar i vattnet. En del går ut i vattnet, men en del stannar kvar i kärnisen, huvudsakligen i gränserna mellan olika kristaller.

Om vattnet vid $0^\circ C$ är mättat på syre och kväve, upptar syret, när det avskiljes vid frysningen, ungefär en volym som svarar mot 1 % av vattnets volym, medan kvävet upptar ca 2 %, eller syre och kväve tillsammans ca 3 %. Vattnet är emellertid sällan mättat vintertid på syre och kväve. Detta beror bl.a. på att vattnets förmåga att hålla luft i lösning steg för steg ökar, allt eftersom temperaturen under hösten faller ned mot $0^\circ C$. Därtill kommer att syre förbrukas vid många processer i vattnet, särskilt i nedsmutsade eller näringsrika sjöar. Densitetsmätningar på kärnis har givit värden mellan ca 917 kg/m^3 , som är värdet för luftfri is, och ca 900 kg/m^3 , som är ett värde vid en inneslutning av ca 2 % luft.

Huvuddelen av den i kärnisen inneslutna luften samlas till ett stort antal tunna kapillärer och till få större långsmala rör och ibland till serier av blåsor. Överslagsmässigt: $1\frac{1}{2}$ % luftutrymme erhålles i en iskub på 1 cm^3 av ett 1 cm långt lodrätt rör med en diameter av $1,3 \text{ mm}$ eller av 10 st kapillärer med en diameter av $0,4 \text{ mm}$ eller av 50 st med en diameter av $0,2 \text{ mm}$.

På en del platser avges sumpgas från bottnarna. Gasen stiger upp till isens undersida och bildar tillplattade stora blåsor. Ibland kan också luft lokalt föras in under ett istäcke, t.ex. när vinden

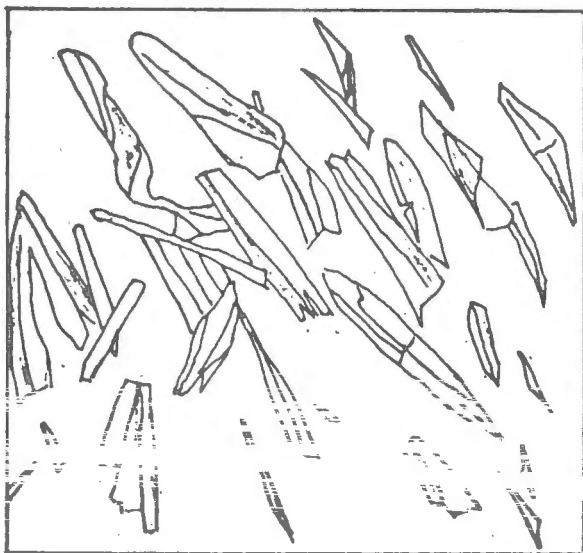
från ett öppet område driver vågor mot en iskant. Större blåsor eller luftkuddar kan därvid bildas och senare frysa in i isen.

Kärnisens tillväxt under en vinter sker etappvis, ibland snabbt och ibland långsamt, och den kan långa tider bli helt avbruten. Avbrotten hänger framför allt samman med långa blidväder eller med att istäcket överlagras av stöpvatten i samband med uppvattning. När vatten finns ovanpå isen, kan kyla inte längre nå ned till kärnisen. Avbrotten i kärnistillväxten kan bli månadslånga. Därvid kan iskristallerna på kärnisens undersida adsorbera lösta ämnen ur vattnet. När kärnisen åter skall börja tillväxa, hindras gamla kristaller från att tillväxa och nya bildas på istäckets undersida. Dessa styr sedan den fortsatta kristallbildningen. Mellan den gamla och nya isen får man därvid en tydlig gräns. Kärnisen kan ibland uppvisa flera sådana lätt urskiljbara gränser, se fig III:5.

På våren tränger solstrålningen så småningom ned i kärnisen och smälter is i gränserna mellan olika kristaller. Dessa blir då omgivna av en tunn vattenfilm och gränserna liksom etsas fram från att tidigare under vintern ha varit osynliga för blotta ögat. Kärnisen blir då stripig med början i de ytliga skikten. Så småningom når striporna genom isen, och en del lodräta luftkapillärer blir genomgående och vattenfyllda. Genom att vatten rör sig i en sjö fram och åter, rör sig vattnet också i kapillärerna som vidgas till pipor, 'pipis'. Under våravsmältningen mörknar kärnisen och säges 'ruttna'. Den betecknas ibland som 'pilis' eller 'stavis'. Vid tryck faller isen lätt sönder i ofta långsmala ispilar, se fig III:4. De utgöres av grupper av singelkristaller.

Fig III:4

KROSSAD 'PILIS' ELLER 'STAVIS'
 (Candle-like ice-crystals)
 (ca 1/3 av naturlig storlek)
 (about 1/3 of natural size)



III:B. Stöpis

När snötrycket på ett istäcke blir så stort att isens överyta trycks ned under sjöns vattenyta, tränger vatten upp på isen genom enstaka hål och sprickor och sugas in i snön. Detta ger 'stöpvatten' och 'stöpsörja' på isen. För att ange att vattnet kommit underifrån talar man om att det har 'stöpt upp' eller 'vattnat upp', och också om 'uppstöpvatten' (oppstopevatten).

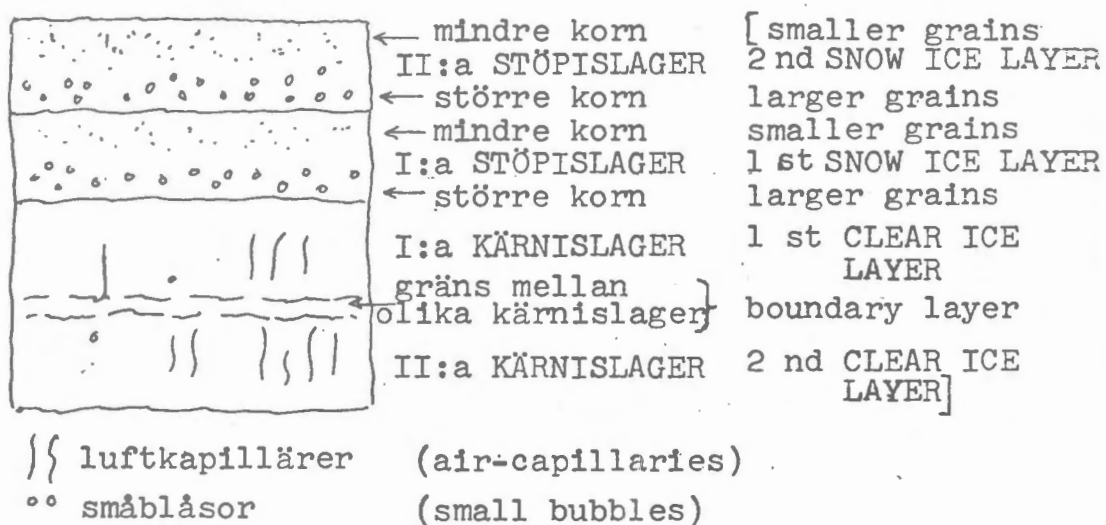
När vattnet underifrån sakta tränger upp i snön, pressas det mesta av den luft undan, som finns inne i den torra snön. Små luftblåsor i mycket stort antal blir dock kvar i skrymslen mellan de olika snökristallernas förgreningar.

Stöpvatten jämte stöpsörja fryser vid kyla till stöpis, vilket sker från ytan och nedå'. Den luft, som fanns i sörjan och löst i vattnet vid tillfrysningens början, är därmed innesluten i sitt lager. Stöpisens liksom kärnisen, tillväxer ofta i etapper. Tillfrysningen i ytan utgår från de sist uppblötta och minst förändrade snökristallerna, och isen blir småkornig (granulär) med slumpartad c-axel-orientering. I det understa sörja-vattenskiktet hinna sörjakornen ibland förändras till tämligen stora korn, varvid också en del större luftblåsor avskiljes. Stöpisens blir också här granulär men med större korn och ibland kärnisliknande småkristaller. Det finns sålunda ofta en viss skillnad mellan övre och undre partierna av ett stöpislager och också mellan olika stöpislager. Gränsen mellan på varandra liggande lager brukar vara lätt att iaktta. Se fig III:5

Fig III:5

PRINCIPSKISS: STÖPIS/KÄRNIS

(Sketch: Snow ice/clear ice)



Stöpisens har en gråaktig färg, vilket beror på att det synliga ljuset reflekteras och sprids i stöpisens alla kristallgränser.

Stöpisens densitet anges mestadels med värden liggande mellan 870 och 910 kg/m³. När det lägre värdet förekommer, finnes i stöpisens inneslutet ca 5 % luft. När snön smälter ner på senvintern, kan smältvattnet vid nattfrost frysa ovanpå stöpisens och ge denna en hård och fast yta. Denna is kan vara utmärkt att färdas på, framför allt på morgonen, innan dagsmeja satt in. Det gråaktiga ofta lite ojämna och sprickrandiga istäcket betecknas ibland som 'gråhällan'.

Stöpisens påverkas på våren starkt av strålning. Den är mer eller mindre genomskinlig för kortvågig strålning (synligt ljus) men nästan helt ogenomskinlig, liksom kärnisen, för långvågig strålning (värmestrålning), vilket absorberas i ett mycket tunt ytskikt. Det inträngande ljuset absorberas, reflekteras och sprids huvudsakligen vid luftblåsor och kristallgränser. Eftersom stöpisens är rik på bådadera, har den förmågan att snabbt fånga upp det inträngande ljuset. Redan 2 - 3 cm stöpis kan sålunda hindra 50 % av den kortvågiga strålningen att tränga vidare och 8 - 10 cm stöpis kan hindra 90 %.

Genom absorption av kortvågig strålning och värmestrålning smälter en del is. Stöpisens blir då vattnig först i ytan och sedan allt djupare. Vid nattfrost sker en frysning från ytan och nedåt, varefter stöpis åter smälter vid dagsmeja. En del stöpiskorn brukar då vid fortgående smältning och frysning bli allt grövre. Den gryniga, lösa stöpisens brukar ibland betecknas som vattendränkt 'skroggis'. Ibland bildas också ett tunt vattenskikt i gränsskiktet mellan stöpisens och kärnisen, vilket anger att hela stöpisskiktet genomtränges av strålning och att kärnisen också kan börja att påverkas. Genom att stöpisens så effektivt fångar upp strålning, utgör den på våren ett gott skydd för kärnisen, som kan bibehålla sin hårdhet längre än eljest.

IV. KÄRNISENS TILLVÄXT

Kärnisen på en sjö tillväxer genom att värme transporteras från sjöns vattenyta genom ett istäcke, ev. också genom ett snötäcke, bort till atmosfären och rymden. Om man vill söka beräkna tillväxten, måste man gå in på, hur de olika fysikaliska och meteorologiska faktorerna inverkar på värmetransporten och därvid skatta i beräkningarna ingående kvantiteter.

Vid beräkningarna har det visat sig lämpligt att först bestämma värmeförlusten från en öppen vattenyta och att sedan ange hur detta värde nedsättes, då det finns ett isolerande istäcke av given tjocklek. När också ett snötäcke isolerar vattenytan, inför man i beräkningarna en 'ekvivalent' istjocklek med samma värmeisolans som snön.

De invecklade processerna vid isbildningen i naturen har analyserats av bl.a. O Devik i Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufen; Auf Norwegische Verhältnisse angewandt, Geof. Publ. Vol. IX. No 1, Oslo 1931. Det nedanstående anknyter i allt väsentligt till detta arbete.

Först behandlas här olika värmeflöden från en öppen vattenyta, därefter från en vattenyta täckt av is av olika tjocklek och till sist från en vattenyta täckt av såväl is som snö.

Värmeflöden av olika slag anges i W/m^2 (enhet i SI-systemet). En värmeförlust från en vattenyta av 100 W/m^2 ger en kärnistillväxt av ca 1,2 mm/h eller 2,9 cm/dygn.

IV.A. Värmeflöden från (resp. till) en öppen sjöyta till (resp. från) atmosfären och rymden

IV.A.1 Instrålningen av solljus (kortvågig strålning)

Vid nordliga breddgrader, på 60° eller mera, är dagarna korta under månaderna nov - febr och antalet soltimmar få. Även mitt på dagen står solen lågt, vilket medför att ett strålnippe från solen träffar en stor yta och att en stor del av det direkta solljuset reflekteras mot en vatten- eller isyta. Under den tid av vintern, då isen lägger sig och får sin största tillväxt, blir således den mottagna solenergin per ytenhet mycket liten. Vid nedanstående skattningar avseende istillväxten bortses därför från den kortvågiga strålningen.

IV.A.2 Utstrålningen från en öppen vattenyta och från omgivande snö- och isytor

Från jordytan utgår ständigt en kortvågig strålning, 'värmestrålningen', ej synlig för ögat. Olika ytor strålar med olika intensitet; de har olika 'emissionsförmåga'. Emissionen brukar anges i procent av den som utgår från en 'absolut svart kropp' av samma temperatur. I Klimatdata för Sverige 1972 anges värdet för vatten vara 92 - 96 %, för is 96 %, för nyfallen snö 82 - 99,5 % och för gammal snö 89 %. Vatten, is och snö strålar sålunda ut värme med hög intensitet. Utstrålningen per ytenhet, E_U , är kvantitativt väl bestämd för en 'svart kropp' genom Stefan-Boltzmanns lag: $E_U = \sigma \cdot T_U^4$, där $\sigma = 5,76 \cdot 10^{-8}$, om E anges i W/m^2 och temperaturen T_U i kelvin.

För en öppen vattenyta, som har temperaturen 0°C eller 273 K och emissionsförmågan $0,95$ blir $E_U(\text{v.y.}) \approx 5,4 \cdot 10^{-8} \cdot 273^4$ dvs. $E_U(\text{v.y.}) \approx 300\text{ W/m}^2$.

För snö- och isytor kan man också sätta ett genomsnittsvärde av ca $0,95$ för emissionsvärdet och man erhåller då för dessa ytor för några temperaturer följande utstrålningsvärden:

Temp:	0	-10	-20	-30 $^{\circ}\text{C}$
$E_U(\text{snö})$:	300	258	222	188 W/m^2

dvs. ju lägre temperaturen är, desto lägre blir utstrålningen.

I fig IV:1 har inritats ovannämnda värden; för en öppen, nollgradig vattenyta, $E_U(\text{v.y.}) = 300\text{ W/m}^2$, och för snö- och isytor av olika temperatur, $E_U(\text{snö})$.

IV.A.3 Motstrålningen från atmosfären

Det är inte bara en öppen vattenyta eller en markyta som strålar värme, det gör också den omgivande atmosfären, luften och molnen. En del av den långvågiga strålningen är nedåtriktad och träffar markytan som 'motstrålning'. När den träffar en is-, snö- eller vattenyta, absorberas den redan i ett mycket tunt yt-skikt, bortsett från en ringa del som reflekteras. Hur stor motstrålningen är vid ett viss tillfälle, hänger samman med hur mycket vattenånga, koldioxid och små fasta partiklar, som luften innehåller, och med hur stor del av himlen som är täckt av moln, deras höjd och täthet. Molnen strålar mot markytan med molnbasens temperatur, som i sin tur till viss del beror av utstrålningen från markytan, genom att molnen absorberar och reflekterar värmestralning från marken.

Det pågår sålunda ständigt en växelverkan mellan atmosfären och marken, som påverkar marktemperaturen. Om man vid ett tillfälle vintertid har klart väder och stora fria snöytor, sjunker temperaturen till låga värden genom att utstrålningen är hög och motstrålningen låg. Om därefter en molnskärm drar fram över himlen, fångar molnen upp snöytornas utstrålning och återsänder en stor del, varvid marktemperaturen snabbt stiger. Liljequist anger i Klimatologi, 1970, att motstrålningen i vissa fall kan överstiga utstrålningen, så att man får en strålningsinkomst i stället för en förlust. Detta har observerats i polartrakterna, då varma luftmassor brett ut sig över mycket kall markluft.

Eftersom motstrålningen beror av utstrålningsytans temperatur, är motstrålningen i genomsnitt högre över en stor sjöyta, som är öppen eller endast belagd med tunn is, än över omgivande snötäckta marker vid kyla på t.ex. -10°C .

Genom att motstrålningen beror av många faktorer, vars värden snabbt varierar med förändringar i vädret, är det inte möjligt att mera precist ange värdet på motstrålningen. De värden som kan anges är närmast att betrakta som statistiska medelvärden.

Direkta mätningar utförs på enstaka platser över E_{Eff} . Med ledning av observerade värden har A Ångström givit en formel för skattning av effektiva utstrålningen från en 'svart kropp', $E_{\text{Eff}}(\text{sv.kr.})$, vid molnfri himmel, då man känner temperaturen T i K, och luftfuktigheten, e i mb,

$$E_{\text{Eff}}(\text{sv.kr.}) = \sigma \cdot T^4 \cdot (a + b \cdot 10^{-c \cdot e});$$

$$\text{där } \sigma = 5,75 \cdot 10^{-8} \text{ W/(m}^2 \cdot \text{K}^4);$$

$$a = 0,196; \quad b = 0,236; \quad c = 0,052$$

(Liljequist, Klimatologi, 1970)

Vid beräkning av istillväxten vid ett tillfälle, har man ofta tillgång till observerade värden på temperatur och fuktighet från ett snötäckt fält. Man kan då nyttja Ångströms formel för att erhålla $E_{\text{Eff}}(\text{snö})$, om snöns emissionsförmåga sättes till 0,95.

$$E_{\text{Eff}}(\text{snö}) = 0,95 \cdot E_{\text{Eff}}(\text{sv.kr.})$$

$$E_{\text{Eff}}(\text{snö}) = E_U(\text{snö}) - E_M(\text{snö}) \text{ eller}$$

$$E_M(\text{snö}) = E_U(\text{snö}) - E_{\text{Eff}}(\text{snö})$$

Vid klart väder kommer motstrålningen från en luftmassa av stor rymd, och strålningen kan nå en markyta från så stor höjd som 1000 m. Motstrålningen blir då också indirekt beroende av utstrålningen från ett stort markområde, varav en liten sjö endast utgör en liten del. Motstrålningen till sjöytan, $E_M(\text{v.y.})$, kan då antas vara ungefär lika med motstrålningen i de snötäckta omgivningarna, $E_M(\text{snö})$.

$$E_M(\text{v.y.}) \approx E_M(\text{snö})$$

Man söker

$E_{\text{Eff}}(\text{v.y.}) = E_U(\text{v.y.}) - E_M(\text{v.y.})$ och erhåller då

$$E_{\text{Eff}}(\text{v.y.}) \approx E_U(\text{v.y.}) - E_U(\text{snö}) + E_{\text{Eff}}(\text{snö})$$

Med hjälp av Stefan-Bolzmanns lag fås:

$$E_U(\text{v.y.}) - E_U(\text{snö}) = 5,4 \cdot 10^{-8} \cdot (273^4 - T^4),$$

där v.y. har temperaturen 273 K och snöytan T K.

Uttrycket kan approximeras till: $4,0 \cdot (273 - T)$.

Det slutliga uttrycket blir då för $E_{\text{Eff}}(\text{v.y.})$ vid klart väder, och uppmätt temperatur T K och fuktighet e mb över en snöyta

$$E_{\text{Eff}}(\text{v.y.}) \approx 5,4 \cdot 10^{-8} \cdot T^4 \cdot (a + b \cdot 10^{-c \cdot e}) + 4,0(273 - T) \text{ W/m}^2$$

eller

$$E_{\text{Eff}}(\text{v.y.}) \approx E_{\text{Eff}}(\text{snö}) + 4 \cdot (273 - T) \text{ W/m}^2$$

I fig IV:1 har inritats utstrålningen från en nollgradig vattenyta, $E_U(\text{v.y.}) \approx 300 \text{ W/m}^2$, och utstrålningen från en snöyta vid olika temperaturer,

$E_U(\text{snö})$. Uttrycket i ovan angivna slutformel:

$4 \cdot (273 - T)$ representeras i figuren av differensen mellan de båda linjerna för $E_U(\text{v.y.})$ och $E_U(\text{snö})$. Vid t.ex. -10°C ger uttrycket $4 \cdot 10 = 40 \text{ W/m}^2$.

I figuren har vidare inritats mötstrålningen, E_M ; en grövre linje för motstrålningen vid 100 % fuktighet och ett antal linjer för lägre fuktighet. Uttrycket i formeln: $5,4 \cdot 10^{-8} \cdot T^4 \cdot (a + b \cdot 10^{-c \cdot e})$ eller $E_{\text{Eff}}(\text{snö})$ representeras av differensen mellan linjerna för $E_U(\text{snö})$ och E_M . Värdena ligger kring 90 å 100 W/m^2 .

Den effektiva utstrålningen från en nollgradig sjöyta vid klart väder, $E_{\text{Eff}}(\text{v.y.})$, representeras av differensen mellan linjerna för $E_U(\text{v.y.}) \approx 300 \text{ W/m}^2$ och E_M . Vid t.ex. -10°C lufttemperatur i snötäckt omgivning erhålles ca 140 W/m^2 , vilket svarar mot en istillväxt av ca $1,7 \text{ mm/h}$ eller 4 cm/dygn .

IV.A.5 Effektiva utstrålningen från en öppen vattenyta vid olika molnighet

När himlen inte längre är klar utan täckt av moln, är motstrålningen, E_M , förhöjd. Den är vintertid beroende av utstrålningen från snötäckta marker och förhöjningen kan ställas i relation till effektiva utstrålningen från markerna och anges som $c \cdot E_{\text{Eff}}(\text{snö})$. Devik har i arbetet från 1931 vid summarisk beräkning valt $c = 0,9 \cdot n$, men senare $c = 0,78 \cdot n^2$, där n är molnigheten i en skala 0 till 1.

Effektiva utstrålningen från en nollgradig vattenyta vid molnighet n och lufttemperatur T blir då

$$E_{\text{Eff}}(\text{v.y.}; n; T) = E_{\text{Eff}}(\text{v.y.}; n=0; T) - 0,78 \cdot n^2 \cdot E_{\text{Eff}}(\text{snö})$$

Grovt skattat kan $E_{\text{Eff}}(\text{snö})$, se fig IV:1, sättas till 100 W/m^2 , och 'korrektions'- termen för molnighet blir då ca $-80 \cdot n^2 \text{ W/m}^2$. Följande korrektions-tabell kan ges:

Molnighet n :	0	1/4	1/2	3/4	1
$-80 \cdot n^2 \text{ W/m}^2$:	0	-5	-20	-45	-80

Vid skattning av E_{Eff} från en vattenyta vid molnighet skall man således gå in i diagrammet fig IV:1 för klart väder och sedan lägga till korrektionen för molnigheten.

Om sjöytan täckes av dimma eller rök, blir effektiva utstrålningen mycket liten. Ovanstående formler kan då inte nyttjas för en skattning.

IV.A.6 Värmeförlusten från en öppen vattenyta genom värmetransport i luften och genom avdunstning vintertid

I gränsskiktet mellan en öppen vattenyta och den turbulenta luften utbildas en tunn hinna av fuktig luft som dock ideligen rivs loss och nybildas. Genom hinnan transporteras värme från vattnet till luften genom vanlig värmeledning. Dessutom diffunderar vattenånga genom hinnan. Ovanför gränshinnan sker transporten av värme och ånga genom att luften är i ständig rörelse i små och större virvlar och genom att stora luftmassor omblandas. Ångtransporten bestämmer avdunstningen, vid vilken värme tas från vattenytan. För kvantitativa skattningar måste enkla formler tillgripas, som tar sikte på väsentliga faktorer i de båda processerna. I formeln för värmets transport väljer man skillnaden i temperatur mellan vattenytan och luften samt vindhastigheten som bestämmande faktorer. För ångtransporten väljer man skillnaden mellan ångans tryck vid vattenytan och i luften och vindhastigheten.

Devik har i sitt arbete från 1931 givit formler jämte konstanter för skattning av värme- och ångtransporterna. Konstanterna hade bestämts efter mätningar i Nidelven (nära Trondhjem), dock vid enbart låga vindhastigheter. Senare har Devik nyttjat värden från isländska mätningar, som utförts vid vindhastigheter mellan $2\frac{1}{2}$ och 13 m/s. Resultat från dessa finns upptagna i 'Water Temperature and Heat Balance of Rivers', S Frey Steinsson, Jökull, 1969, Reykjavik.

Enligt de isländska mätningarna torde skattningar lämpligen kunna göras med hjälp av följande formler:

$$\text{Värmetransport: } E_K = 5,0 v^{0,845} (t_{v.y.} - t_a) \text{ W/m}^2$$

$$\text{Ångtransport: } E_A = 8,0 v^{0,845} (e_{v.y.} - e_a) \text{ W/m}^2$$

där v = vindhastighet i m/s på 6 m höjd

$t_{v.y.}$; t_a = temperaturen i vattenytan och i luften

$e_{v.y.}$; e_a = ångtrycket vid öppen vattenyta och i luften.

Formlerna åskådliggjorda i fig IV:2 och IV:3

I fig IV:4 ges diagram över vattenångans tryck vid 50 och 100 % fuktighet vid olika lufttemperatur.

Av fig IV:2 kan bl.a. utläsas: Om temperaturen i vattenytan är 0°C och i luften -10°C ,

$(t_{v.y.} - t_a) = 10$, och vindhastigheten $v = 1$ m/s, blir $E_K \approx 50 \text{ W/m}^2$; vid $v = 2$ m/s ca 100 W/m^2 ; vid $v = 5$ m/s ca 200 W/m^2 och vid $v = 10$ m/s ca 350 W/m^2 .

Vid samma temperaturer som ovan och luftfuktighet 100 % ger diagrammet i fig IV:4 ångtrycksdifferensen

$(e_{v.y.} - e_a) \approx 3,5 \text{ mb}$ ($6,1 - 2,6$) och IV:3 vid $v = 1$ m/s $E_A \approx 30 \text{ W/m}^2$; $v = 2$ m/s ca 50 W/m^2 ; $v = 5$ m/s ca 110 W/m^2 och $v = 10$ m/s ca 200 W/m^2 .

Vid 50 % luftfuktighet blir ångtrycksdifferensen $4,8 \text{ mb}$ och värdena på E_A 37 % högre än nyssnämnda värden.

IV.A.7 Totala värmeförlusten från en öppen vattenyta vintertid

Den totala värmeförlusten, E_{Tot} , från en öppen vattenyta är lika med summan av förlusterna: genom effektiv utstrålning, E_{Eff} , genom värmetransport i luften, E_K , och genom avdunstning E_A , dvs.

$$E_{\text{Tot}} = E_{\text{Eff}} + E_K + E_A$$

I fig IV:5 har E_{Eff} vid klart väder avsatts nedåt i diagrammet; värdet på E_{Eff} kan erhållas ur fig IV:1 som differensen $(E_U - E_M)$. $(E_K + E_A)$ har avsatts uppåt i diagrammet och dess värden fås ur fig IV:2,3 och 4.

I fig IV:5 har också inlagts korrektionstabellen för molnighet från avsnitt IV.A.5

Exempel.

Klart väder; sjöytans temperatur 0°C ; luftens och omgivande snötäckta markers temperatur -10°C ; luftfuktighet 100 % och vindhastighet 1 m/s. Ur diagrammet i IV:5 fås $E_{\text{Eff}} \approx 140 \text{ W/m}^2$ och $(E_K + E_A) \approx 80 \text{ W/m}^2$, varav $E_{\text{Tot}} \approx 220 \text{ W/m}^2$.

Om vädret i stället vore helmulet, $n = 1$, och temperatur, fuktighet och vind i övrigt vore samma, skulle värdena räknas som ovan men en korr.-term läggs till, ca -80 W/m^2 , dvs $E_{\text{Tot}} \approx 140 \text{ W/m}^2$.

Tillfällen med hög relativ fuktighet, över 95 %, förekommer särskilt under förvintern vid fallande temperatur och nattetid, medan låg relativ fuktighet, under

50 %, förekommer särskilt under senvintern vid stigande temperatur under dagtid. I övrigt varierar relativa fuktigheten starkt med väderleken, är hög på natten vid kyla och lägre på dagen vid stigande temperatur.

Fig IV:2

VÄRMEFÖRLUST FRÅN ÖPPEN VATTENYTA GENOM VÄRME-
LEDNING OCH VÄRMETS BORTTRANSPORT MED LUFTEN

(Heat loss from a surface of open water by con-
duction and transport of the heat by the air)

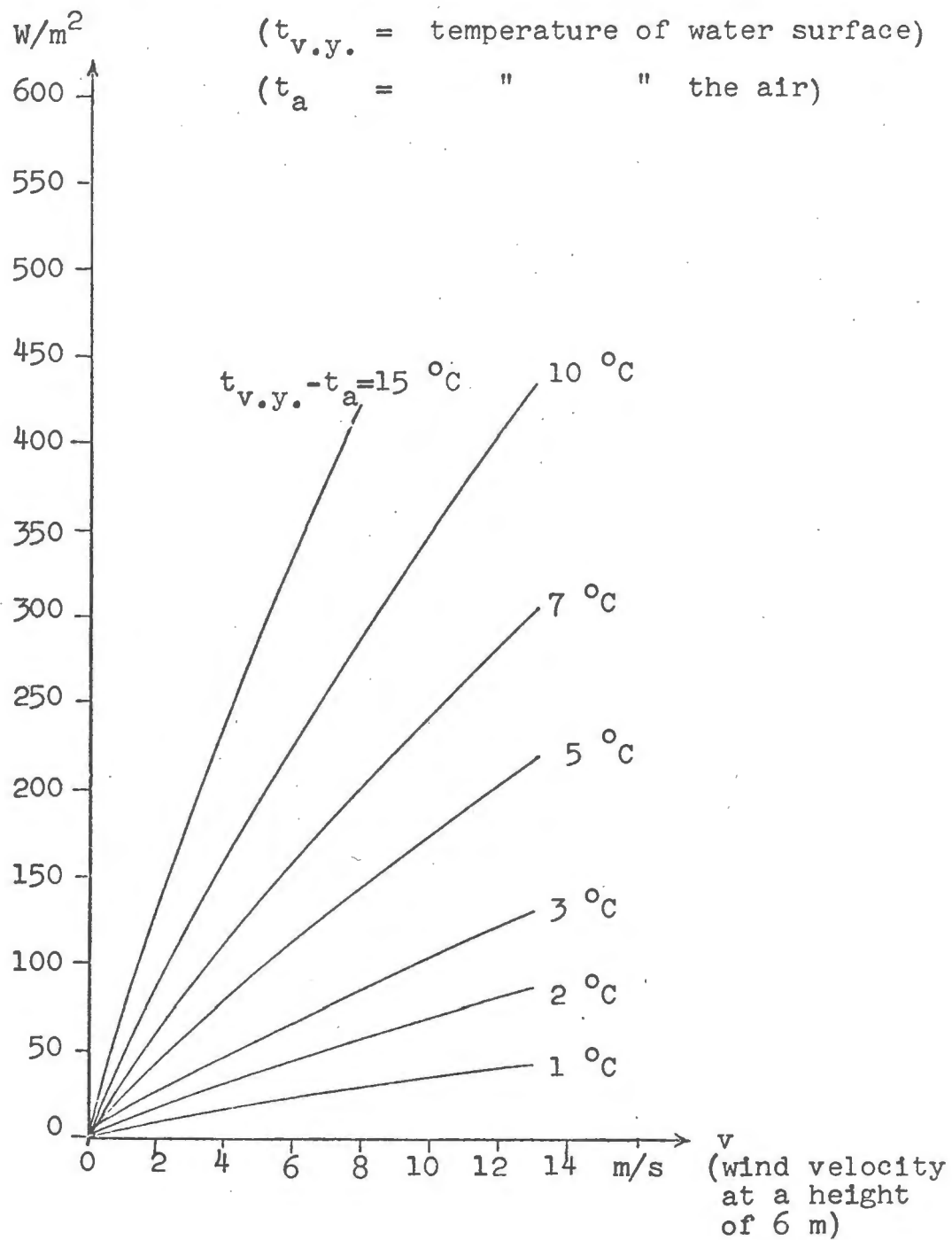


Fig IV:3 VÄRMEFÖRLUST FRÅN ÖPPEN VATTENYTA GENOM
AVDUNSTNING OCH ÅNGANS BORTTRANSPORT MED LUFTEN

(Heat loss from a surface of open water by evaporation and transport of the vapour by the air)

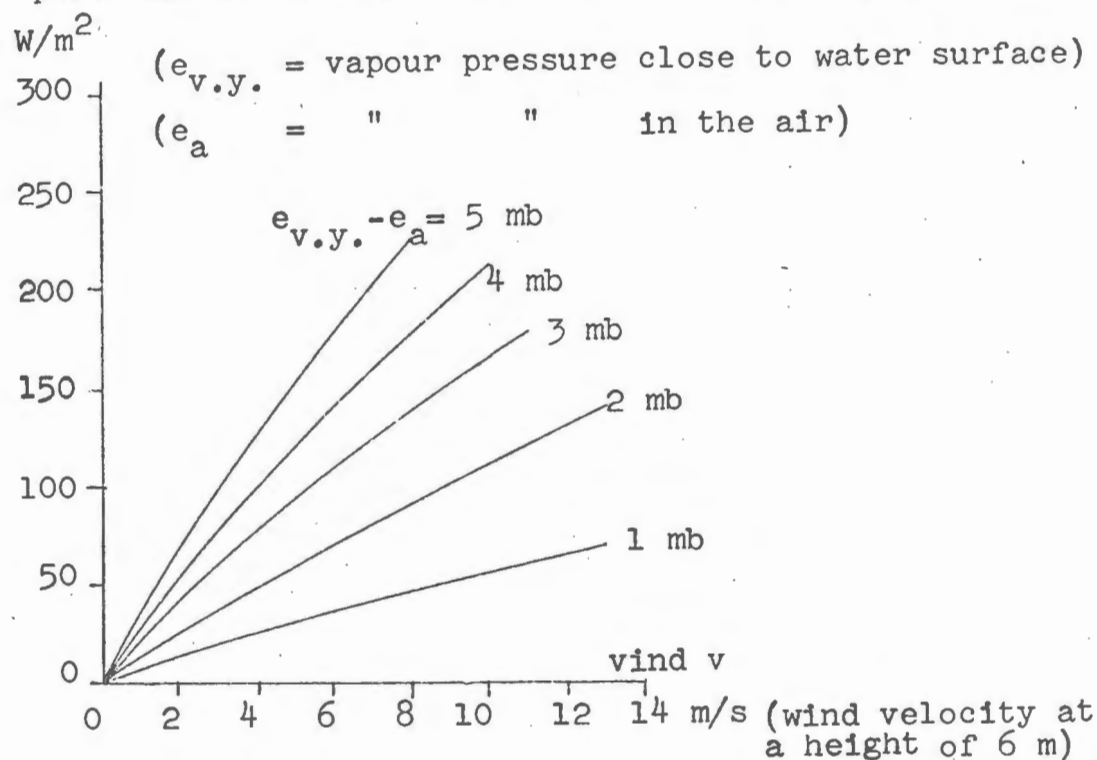


Fig IV:4 VATTENÅNGANS TRYCK I LUFTEN VID OLIKA
TEMPERATURER OCH 50 RESP. 100 % FUKTIGHET

(Vapour pressure in the air at different temperatures and 50 or 100 % humidity)

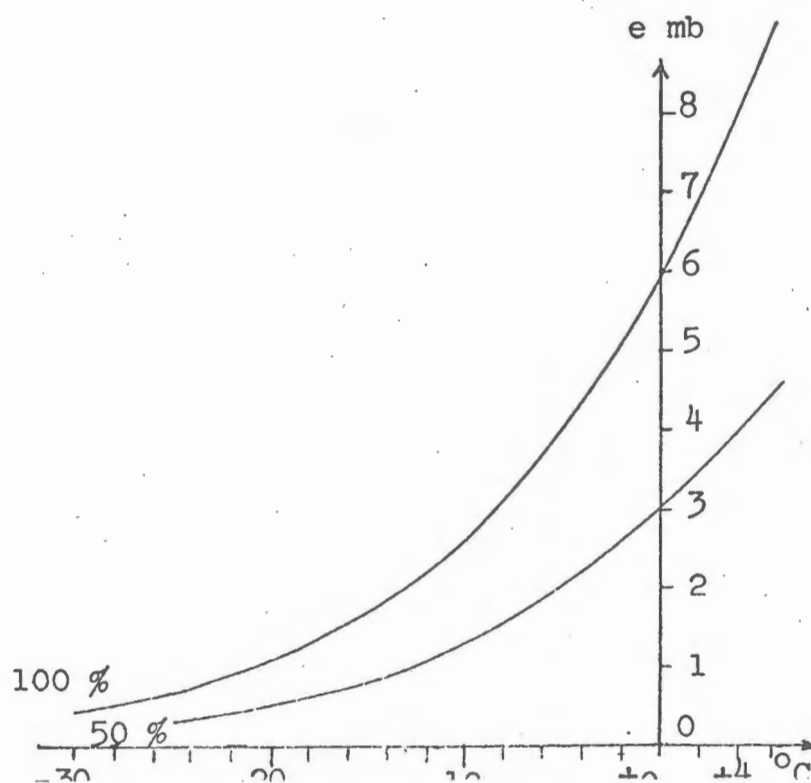
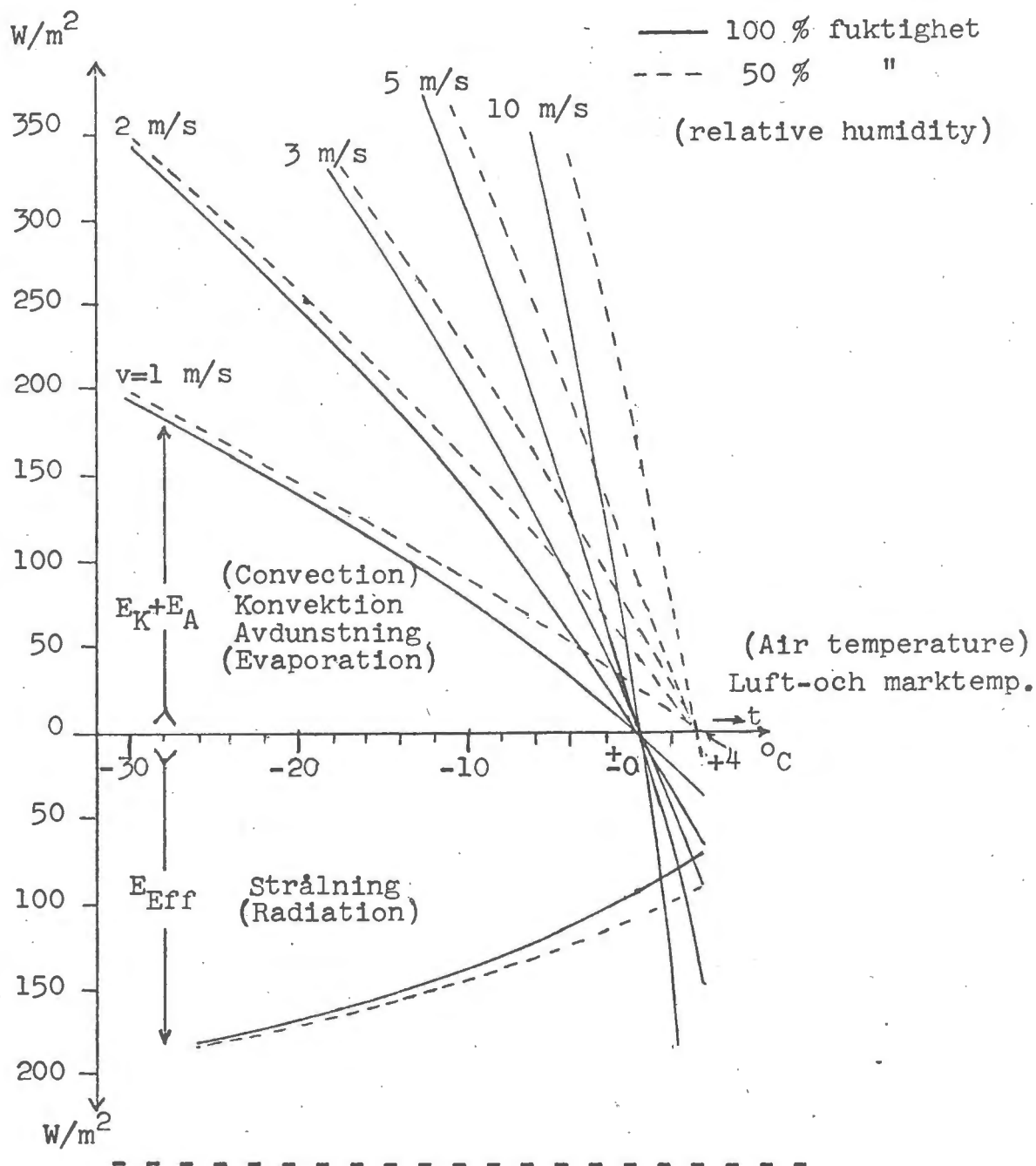


Fig IV:5 VÄRMEFÖRLUSTEN FRÅN EN VATTENYTA AV 0 °C; VID KLART VÄDER VÄRDEN ENL. DIAGRAM, OCH VID MULET VÄDER, MOLNIGHET n, VÄRDEN ENL. DIAGRAM + KORREKTION ENL. TABELL

(Heat loss from a water surface at 0 °C; the values at clear sky are according to the diagram, and at cloudy sky, cloudiness n, according to diagram + correction from the table)



Korrektionstabell (Table of corrections)

n:	0	1/4	1/2	3/4	1
korr.:	0	-5	-20	-45	-80

W/m²

IV.B. Värmeflödet genom ett istäcke fritt från snö

Sedan ett istäcke lagt sig, sker värmeförlusten från en vattenyta inte längre direkt till atmosfären och rummen utan förmedlas genom ett värmeisolerande skikt. Isen antas här vara fri från snö.

Vid skattningar av totala värmeförlusten från isen, $E_{\text{Tot}}(is)$, kan samma formler nyttjas som tidigare för en nollgradig vattenyta, men med den väsentliga skillnaden att temperatur- och fuktighetsdifferenser blir lägre, $(t_{is} - t_a) \leq (-t_a)$ och $(e_{is} - e_a) \leq (e_{v.y.} - e_a)$. För att göra skattningarna fordras att man känner temperaturen i isytan, t_{is} , och att stationära förhållanden hunnit inställa sig.

Eftersom isen har temperaturen 0°C på sin undersida och $t_{is}^\circ\text{C}$ på sin översida, är värmeförlusten genom isen enligt värmeledningsformeln:

$$\lambda \cdot \frac{(-t_{is})}{d} \quad \text{W/m}^2 \quad \left\{ \begin{array}{l} d \text{ är istjockleken i m och} \\ \lambda = 2,24 \text{ W/(m} \cdot ^\circ\text{C)} \end{array} \right.$$

Man får då sambandet

$$E_{\text{Tot}}(is; t_{is}) = \lambda \frac{(-t_{is})}{d}; \quad \text{Härur kan } t_{is} \text{ beräknas.}$$

Då kan $E_{\text{Tot}}(is)$ beräknas, liksom istillväxten. Beräkningarna är omständliga. För att undgå dessa kan man emellertid använda sig av beräkningar gjorda över relationen mellan totala värmeförlusterna från ett istäcke av given tjocklek och en vattenyta av 0°C ; $E_{\text{Tot}}(is) = C \cdot E_{\text{Tot}}(v.y.)$, för olika väderförhållanden. Det har nämligen visat sig, att faktorn C i första

hand beror av istjockleken, d , och i andra hand av vindhastigheten, v , och endast i ringa mån av lufttemperaturen, molnigheten och fuktigheten. Ett diagram över C (d ; v) kan då göras enkelt som i fig IV:6. När man känner d och v , erhålles C ur diagrammet. $E_{\text{Tot}}(\text{v.y.})$ beräknas som tidigare visats, varefter man får $E_{\text{Tot}}(\text{is})$ som produkten $C \cdot E_{\text{Tot}}(\text{v.y.})$.

Gången vid skattningarna framgår ytterligare av nedanstående exempel.

Ex. 1. Molnigheten $n = 0$ (helklart); omgivningens temperatur sättes lika med avläst temperatur i en termometerbur, $t = -10^\circ\text{C}$; vindhastighet, $v = 2 \text{ m/s}$; luftfuktighet 100 %.

Öppet vatten:

$$\begin{aligned} E_{\text{Eff}} &= 138 \text{ W/m}^2 \text{ (fig IV:1, } t_a = -10^\circ\text{C; } t_{\text{v.y.}} = \pm 0^\circ\text{C)} \\ E_K &= 89 \text{ " (" IV:2, } t_{\text{v.y.}} - t_a = 10^\circ\text{C; } v = 2 \text{ m/s)} \\ E_A &= 50 \text{ " (" IV:3 och 4, ångtryck vid v.y.} \\ e_{\text{v.y.}} &= 6,1 \text{ mb; i luften } e_a = 2,6 \text{ mb; } e_{\text{v.y.}} - e_a = 3,5 \text{ mb;} \\ &v = 2 \text{ m/s)} \end{aligned}$$

$$E_{\text{Tot}}(\text{v.y.}) = 277 \text{ W/m}^2 \text{ (se även fig IV:5).}$$

Vi antar att istjockleken är $d = 20 \text{ cm}$ och går in i fig IV:6, kurvan för $v = 2 \text{ m/s}$. Erhålles:

$$C = 0,38, E_{\text{Tot}}(\text{is}) = 0,38 \cdot 277 \text{ W/m}^2, \text{ dvs.}$$

$$E_{\text{Tot}}(\text{is}) = 105 \text{ W/m}^2.$$

Detta värde kan omräknas till istillväxt, Δ , som kan anges t.ex. i millimeter is per timme, mm/h , eller i inverterade värden, $1/\Delta$, t.ex. det antal timmar det

Fig IV:6

RELATIONEN, C, MELLAN VÄRMEFÖRLUSTERNA
FRÅN ISTÄCKE OCH FRÅN ÖPPEN VATTENYTA

(The ratio, C, between heat losses from an
ice-cover and from an open water surface)

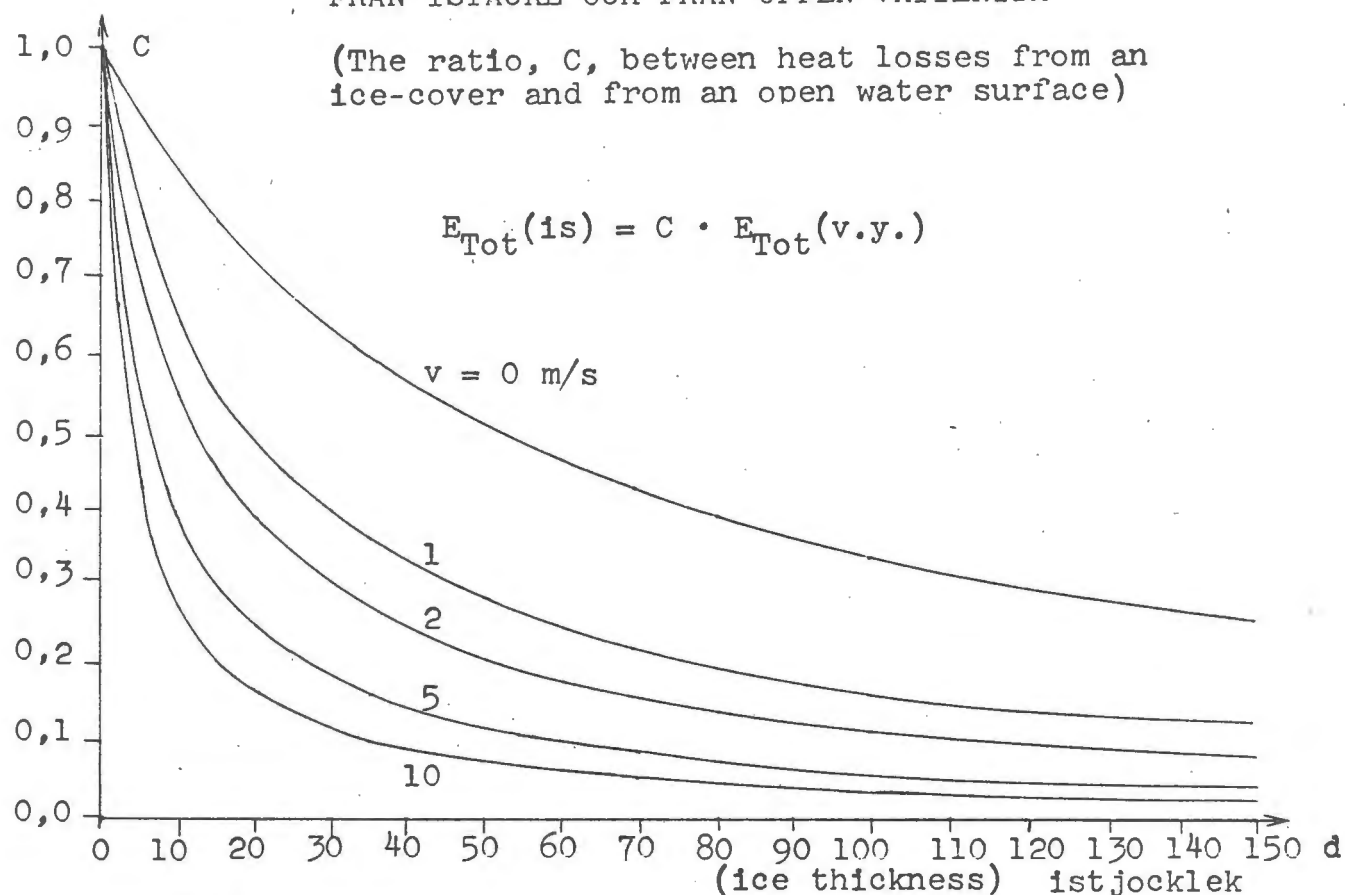


Fig IV:7

TEMPERATURERNA I SNÖFRIA ISTÄCKEN VID STATIONÄRA FÖRHÅLLANDEN
(The temperatures in ice-covers free from snow under stationary
conditions)

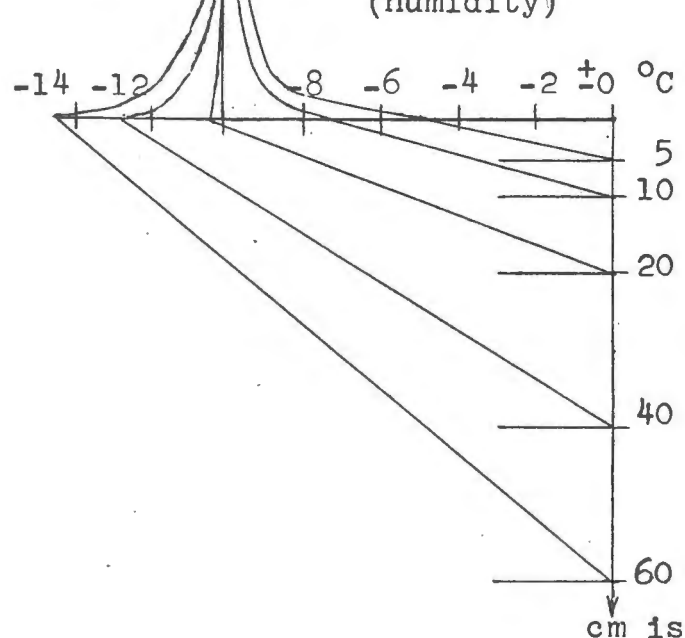
a) klart väder (clear sky)

$t_a = -10^\circ\text{C}$

$n = 0$

$v = 2 \text{ m/s}$

50 % fuktighet
(humidity)



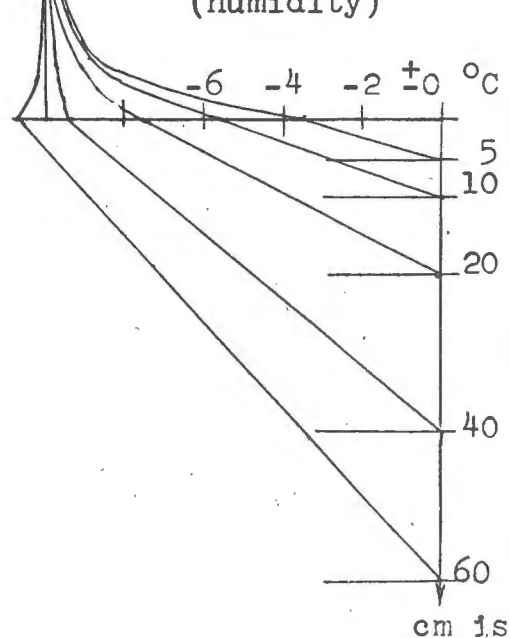
b) helmulet väder (cloudy sky)

$t_a = -10^\circ\text{C}$

$n = 1$

$v = 2 \text{ m/s}$

50 % fuktighet
(humidity)



dröjer innan en centimeter is tillvuxit, h/cm, se fig IV:8 (tab sid 44).

105 W/m^2 ger $\Delta = 1,3 \text{ mm/h}$ och $1/\Delta = 8 \text{ h/cm}$.
 $(100 \text{ W/m}^2$ ger en kärnistillväxt av $1,2 \text{ mm/h}$).

Det kan vara av intresse att utöver totala värmetransporten, $E_{\text{Tot}}(\text{is}) = 105 \text{ W/m}^2$, också ange E_{Eff} , E_K och E_A från isen. Man har då att först beräkna isytans temperatur, $t_{\text{is}} \text{ } ^\circ\text{C}$. Eftersom $E_{\text{Tot}}(\text{is}) = \lambda \cdot (-t_{\text{is}})/d$, fås $105 = 2,24 \cdot (-t_{\text{is}})/0,20$ och $t_{\text{is}} = -9,4 \text{ } ^\circ\text{C}$.

$$E_{\text{Eff}}(\text{is}) = E_U(\text{is}; t_{\text{is}} = -9,4) - E_M(t_a = -10)$$

Istäcke:

$$E_{\text{Eff}} = 97 \text{ W/m}^2 \text{ (fig IV:1, } t_a = -10 \text{ } ^\circ\text{C, } t_{\text{is}} = -9,4 \text{ } ^\circ\text{C)}$$

$$E_K = 5 \text{ " (" IV:2, } t_{\text{is}} - t_a = 0,6 \text{ } ^\circ\text{C; } v = 2 \text{ m/s)}$$

$$E_A = 3 \text{ " (" IV:3, } e_{\text{is}} \text{ vid temp. } -9,4 \text{ } ^\circ\text{C} = 2,7 \text{ mb;}$$

$$e_a = 2,6 \text{ mb; } e_{\text{is}} - e_a = 0,1 \text{ mb)}$$

Vid beräkning av avdunstningsvärdena från is skall värdena i fig IV:3, som är beräknade för vatten, förhöjas med ca 13 %, emedan ångbildningsvärmets för is är så mycket större än för vatten (2500 kJ/kg för vatten och 2830 kJ/kg för is).

I detta exempel erhålles nästan hela värmeförlusten genom värmestrålning och endast mycket lite genom luftens transport av värme och ånga. Genom att isytans temperatur ligger nära luftens egen temperatur, blir här temperatur- och ångtrycksdifferenserna mycket små, varför lufttransporten av värme och ånga får liten betydelse.

I anslutning till exempel 1 lämmas här nedan en tabell över värden på värmeförlusterna vid olika istjocklekar och 50 och 100 % luftfuktighet.

$n = 0$ (helklart); $t_a = -10^\circ\text{C}$; $v = 2 \text{ m/s}$; $E \text{ i } \text{W/m}^2$

	100 % fuktighet($e_a=2,6$ mb)				50 % fuktighet($e_a=1,3$ mb)					
d cm is	$t_{is}^{\circ}\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}	$t_{is}^{\circ}\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}
0 öppet	$\begin{smallmatrix} + \\ - \\ 0 \end{smallmatrix}$ (v.y.)	138	89	50	277	$\begin{smallmatrix} + \\ - \\ 0 \end{smallmatrix}$ (v.y.)	145	89	68	302
5	- 4,5	122	50	28	200	- 4,9	126	45	46	217
10	- 6,8	110	28	15	153	- 7,4	115	21	30	166
20	- 9,4	97	5	3	105	-10,3	104	- 3	17	118
40	-11,8	90	-17	- 7	66	-12,9	93	-27	9	75
60	-13,4	84	-24	-10	50	-14,5	85	-36	6	55

Temperaturförhållandena i isen och luften belyses schematiskt i fig IV:7 a) vid 50 % fuktighet.

Vid 5 cm is är här värmeförlusten genom isen ca 200 W/m^2 . Värdet halveras ungefär vid 20 cm is och nedgår till ca en fjärdedel vid 60 cm is. Utstrålningvärdet är i alla fallen högt. Luftens borttransport av värme och ånga har betydelse så länge isytans temperatur och ångtryck skiljer sig väsentligt från luftens värden, vilket de gör när isen är tunn, 5 - 10 cm. Minustecken anger tillförsel av värme till isen.

Ex. 2 Till skillnad från ex. 1 förutsättes här att himlen är helt mulen.

$$n = 1 \text{ (helmmulet)}; \quad t_a = -10^\circ\text{C}; \quad v = 2 \text{ m/s}; \quad E = 1 \text{ W/m}^2$$

	100 % fuktighet($e_a=2,6$ mb)					50 % fuktighet($e_a=1,3$ mb)				
d cm is	$t_{is}^{\circ}\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}	$t_{is}^{\circ}\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}
0 öppet	± 0 (v.y.)	63	89	50	202	± 0 (v.y.)	64	89	68	221
5	- 3,2	50	60	35	145	- 3,5	50	56	53	159
10	- 5,0	43	44	23	110	- 5,4	42	38	41	121
20	- 6,9	35	27	15	77	- 7,5	34	20	30	84
40	- 8,6	28	14	6	48	- 9,4	26	5	22	53
60	- 9,6	26	5	3	34	-10,7	23	- 5	20	38

Temperaturförhållandena i isen och luften belyses schematiskt i fig IV:7 b) vid 50 % fuktighet.
(100 W/m^2 ger en kärnistillväxt av $1,2 \text{ mm/h}$).

Eftersom molnen ger en betydande motstrålning, blir värdena på E_{Eff} kraftigt nedsatta. Isytans temperatur liksom temperatur- och ångtrycksdifferenserna får då högre värden än i Ex. 1. Luftens transport av värme och ånga ger då tillsammans betydande värmeförluster särskilt vid tunnare is.

Ex. 3

 $n = 0$ (helklart); $t_a = \pm 0^\circ\text{C}$; $v = 2\text{ m/s}$; E i W/m^2

	100 % fuktighet($e_a=6,1$ mb)					50 % fuktighet($e_a=3,0$ mb)				
d cm is	$t_{is}^{\circ}\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}	$t_{is}^{\circ}\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}
0 öppet	± 0 (v.y.)	94	0	0	94	± 0 (v.y.)	108	0	43	151
5	- 1,5	89	-11	-10	68	- 2,4	98	-21	32	109
10	- 2,3	86	-18	-16	52	- 3,7	92	-33	24	83
20	- 3,2	82	-24	-22	36	- 5,1	87	-45	15	57
40	- 4,1	78	-31	-24	23	- 6,4	83	-55	8	36
60	- 4,3	77	-35	-26	16	- 7,1	81	-60	6	27

Utstrålningen sänker isytans temperatur under 0°C , mest då isen är som tjockast. Eftersom luftens temperatur är $\pm 0^\circ\text{C}$, är luften varmare än isen. Värme transporteras då vid luftväxling (konvektion) till isen: E_K får minustecken. I fallet med 100 % luftfuktighet blir vattenångans partialtryck högre i luften än vid isytan, varför ånga kondenseras eller sublimeras (rimfrost kan avsätta sig); alltså motsatsen till avdunstning; E_A får minustecken. Latent värme tillföres då isen. Den istillväxt som sker beror i detta fall helt på utstrålningen.

I fallet med 50 % luftfuktighet blir ångans partialtryck lägre i luften än vid isytan, varför avdunstning sker. Summan av luftens transport av värme, E_K , och av ånga, E_A , blir dock negativ vid istjocklekarna 10 - 60 cm. Vid 5 cm is ger utstrålningen en förlust på ca 100 W/m^2 och lufttransporten då också en förlust, men endast på ca 10 W/m^2 . Den istillväxt som sker när istjockleken är 1 - 5 cm beror således på utstrålningen och i någon mån på lufttransporten. Istillväxten vid större istjocklekar beror helt på utstrålningen.

Ex. 4

$n = .0$ (helklart); $t_a = + 3 ^\circ\text{C}$; E i W/m^2 ;
rel. luftfuktighet 50 % ($e_a = 3,8 \text{ mb}$)

d_{is} cm	$v = 5 \text{ m/s}$					$v = 10 \text{ m/s}$				
	$t_{\text{is}} ^\circ\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}	$t_{\text{is}} ^\circ\text{C}$	E_{Eff}	E_K	E_A	E_{Tot}
0 öppet	± 0 (v.y.)	96	-58	72	110	± 0 (v.y.)	96	-104	128	120
$2\frac{1}{2}$	-0,9	93	-77	64	80	-0,9	93	-133	120	80
5	-1,3	90	-87	57	60	-1,2	91	-147	108	52
10	-1,9	88	-95	50	43	-1,5	89	-155	100	34
20	-2,4	87	-105	45	27	-1,7	88	-163	94	19
40	-2,6	85	-110	40	15	-1,8	88	-172	94	10
60	-2,7	85	-115	40	10	-1,9	88	-172	91	7

I båda fallen i Ex. 4 förlorar isen värme och antar minustemperatur, så att den kan tillväxa. Det klara vädret ger en hög värmeförlust genom strålning, medan luftens transport av värme och ånga, $E_K + E_A$, däremot tillför värme. Värmetillförseln är här något högre för den högre vindhastigheten.

Tabell över istillväxt

Genom att genomföra en serie beräkningar över värmeförlusten från istäcken av olika tjocklek såsom exemplen visar, kan man få fram de värden som anges i fig IV:8. Därvid ger en värmeförlust av 100 W/m^2 tillväxten 1 cm kärnis på 8,3 timmar eller 8,3 h/cm; 200 W/m^2 ger värdet 4,1 h/cm.

Fig IV:8

ANTAL TIMMAR FÖR TILLVÄXT AV 1 CM IS PÅ ETT ISTÄCKES UNDERSIDA; h/cm

Klart väder; vindhast. v; lufttemp. t; luftfuktighet u %; istj. d

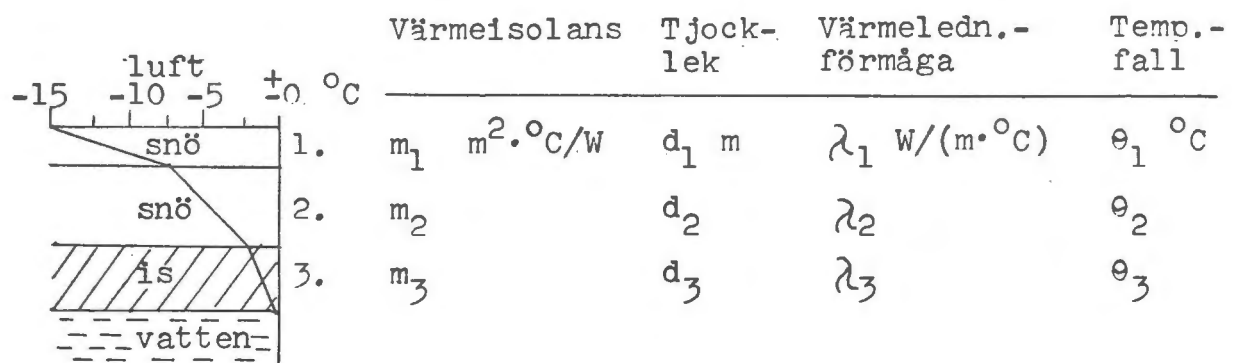
(Number of hours for the growth of 1 cm ice on bottom of an icecover; h/cm.
Clear sky; v = wind speed; t = air temp; u % = humidity; d = ice thickness)

v m/s	t °C	u %	Istäcke d cm								
			0	5	10	20	40	60	80	100	150
1	+ 3	50	8h/cm	11	13	17	25	35	42	49	64
	- -	100	16	20	25	33	49	69	83	92	120
	+ 0	50	6	8	10	13	19	26	31	36	49
	- -	100	9	11	14	19	27	38	44	52	69
	- 5	50	5	6	7	9	13	19	22	26	35
	- -	100	6	7	8	11	16	22	26	31	39
	-10	50	4	5	6	8	11	15	18	21	28
	- -	100	4	5	6	8	12	16	19	23	29
	-20	50	3	4	4	6	8	11	13	16	20
	- -	100	3	4	4	6	8	11	14	16	21
2	+ 3	50	8	11	15	21	34	49	64	70	92
	- -	100	28	38	49	70	120	165	210	280	280
	+ 0	50	6	8	10	14	23	32	42	49	65
	- -	100	9	12	16	23	38	52	70	76	104
	- 5	50	4	5	7	10	15	21	28	31	42
	- -	100	5	6	8	11	18	26	33	38	52
	-10	50	3	4	5	7	11	16	21	24	32
	- -	100	3	4	6	8	13	18	23	26	34
	-20	50	2	3	4	5	8	11	15	17	22
	- -	100	2	3	4	5	8	11	15	17	23
5	+ 3	50	8	14	19	31	55	83	92	120	166
	- -	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	+ 0	50	4	8	11	17	30	46	55	65	92
	- -	100	9	16	23	36	65	104	120	140	208
	- 5	50	3	4	6	10	17	26	32	36	56
	- -	100	3	6	8	11	22	33	39	46	69
	-10	50	2	3	4	7	12	19	22	26	39
	- -	100	2	4	5	8	13	21	25	28	44
	-20	50	1	2	3	5	8	12	15	18	27
	- -	100	1	2	3	5	9	13	16	18	28
10	+ 3	50	7	16	25	44	76	120	160	170	280
	- -	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	+ 0	50	3	7	11	19	33	49	69	76	120
	- -	100	9	21	32	55	104	140	200	210	415
	- 5	50	2	4	6	10	17	26	36	42	65
	- -	100	2	5	8	13	23	35	49	55	83
	-10	50	1	3	5	8	13	20	28	32	49
	- -	100	1	3	5	8	13	21	29	32	52
	-20	50	1	2	3	5	8	12	16	19	30
	- -	100	1	2	3	6	10	14	20	22	34

IV.C. Värmeflödet genom ett snötäckt istäcke

Så snart isen täckes av snö, nedsättes istillväxten starkt, eftersom snön isolerar isen från kyla. Snön på isen består mestadels av många skikt. Underst finns ofta kornigare och mera sammanpackad snö och överst efter snöfall vid kyla lättare och porösare snö med mycket ringa värmeledningsförmåga.

Principskiss över temperaturgången i snötäckt is med två snöskikt



Enl. värmeledningsekv. gäller vid konstanta förhållanden $E = \lambda \cdot \frac{\theta}{d}$ eller $\frac{\theta}{E} = \frac{d}{\lambda}$, som betecknas som värmeisolansen, m .

Hela snö- och istäckets isolans, M , är lika med summan av de olika skiktens isolanser: $M = m_1 + m_2 + m_3$

$$M = \frac{d_1}{\lambda_1} + \frac{d_2}{\lambda_2} + \frac{d_3}{\lambda_3} \quad \text{eller}$$

$$M = \frac{1}{\lambda_3} \left[\frac{\lambda_3}{\lambda_1} \cdot d_1 + \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \cdot d_2 + d_3 \right]$$

$$\text{Sättes } M = \frac{D}{\lambda_3}, \text{ fås } D = \frac{\lambda_3}{\lambda_1} \cdot d_1 + \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \cdot d_2 + d_3$$

D betecknas som 'ekvivalenta istjockleken' för hela snö- och istäcket och $\frac{\lambda_3}{\lambda_1} \cdot d_1$ resp. $\frac{\lambda_3}{\lambda_2} \cdot d_2$ som 'ekvivalenta istjockleken' för snöskikt 1 resp. 2. Snöns värmeledningsförmåga, λ , beror av snöns densitet, ρ , men också av dess struktur. Nyttjade formler tar hänsyn endast till dess densitet: exempelvis Abels formel:

$$\lambda_{\text{snö}} = 2,85 \cdot \rho^2 \text{ W/(m} \cdot ^\circ\text{C)}; \quad \rho \text{ i g/cm}^3$$

$$\text{Då } \lambda_{\text{is}} = 2,24 \text{ W/(m} \cdot ^\circ\text{C)}, \text{ blir } \frac{\lambda_{\text{is}}}{\lambda_{\text{snö}}} \approx \frac{0,80}{\rho^2},$$

varur nedanstående värden erhålles:

$\rho \text{ g/cm}^3$:	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30
$\lambda_{\text{is}}/\lambda_{\text{snö}}$:	80	35	20	12	9

1 cm porös och lätt snö, $\rho = 0,10 \text{ g/cm}^3$, isolerar enligt tabellen lika mycket som 80 cm is, och 1 cm tät snö, $\rho = 0,25 \text{ g/cm}^3$, t.ex. gammal eller vinddriven snö, isolerar lika mycket som 12 cm is. Skillnaden i värmeledningsförmåga är alltså mycket stor mellan olika snöskikt.

(En sammanställning av olika formler för skattning av $\lambda_{\text{snö}}$ har gjorts av Anisimov, 'Approximativ värdering av formler för snöns värmeledningsförmåga', Moskva 1961, SMHI-översättning 1961).

Värmeutbytet i snöytan kan vid kyla karakteriseras enligt följande: Utstrålningen E_{Eff} är hög, liksom för is. Eftersom värmeledningen genom snön är låg, måste den förlorade värmen vid stationära förhållanden balanseras av värme från luften, dvs. summan $(E_K + E_A)$ måste svara mot ungefär E_{Eff} och ha motsatt

tecken. Detta medför att snöytans temperatur, $t_{\text{snö}}^{\circ\text{C}}$, sjunker betydligt under luftens temperatur, t_a , och att E_K får ett stort negativt värde, dvs. den kalla snön mottar värme från den inte lika kalla luften. E_A får antingen ett lågt positivt värde eller, om luftfuktigheten är hög, ett negativt värde, dvs. vattenångan övergår till is och ger latent värme till snöytan. Av de skattningsformler för E_{Eff} , E_K och E_A , som angivits för is, kan formeln för E_{Eff} anses vara samma också för snö. I formelnerna för E_K och E_A skall däremot, enligt Devik, de ingående konstanterna 2-4-dubblas, beroende på att en snöyta har högre skrovlighet än en slät isyta på en sjö. Det visar sig emellertid att skattningar av E_{Eff} , E_K och E_A för beräkning av värmeflödet genom snön/isen ger alltför stora fel för att tjäna något syfte.

En skattning kan däremot göras med hjälp av värmeledningsformeln

$$E = \lambda_{\text{is}} \frac{(-t_{\text{snö}})}{D} \text{ W/m}^2 \quad \left\{ \begin{array}{l} \lambda_{\text{is}} = 2,24 \text{ W/(m} \cdot ^{\circ}\text{C)} \\ t_{\text{snö}} = \text{snöytans temp.} \\ D = \text{snön/isens 'ekviv.} \\ \text{tjocklek' i meter} \end{array} \right.$$

D skattas med hjälp av snöns densitet och istjockleken, och snöytans temperatur antas vara 2 - 5 $^{\circ}\text{C}$ lägre än lufttemperaturen. E erhålles i W/m^2 , som kan omvandlas till t.ex. mm is per timme; 100 W/m^2 ger 1,2 mm is/h. Se vidare exemplen 5 och 6.

Ex. 5

$n = 0$ (helklart); $t_a = -10^\circ\text{C}$; $v = 2 \text{ m/s}$;

rel. fuktighet 50 % ($e_a = 1,3 \text{ mb}$);

Snö: 2 cm ($\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$); Is: 10 cm

$$D = 0,02 \cdot 80 + 0,1 = 1,7 \text{ m}$$

$$t_{\text{snö}} \approx -15^\circ\text{C}$$

$$E = 2,24 \cdot \frac{15}{1,7} \text{ W/m}^2$$

$$\left\{ \begin{array}{l} E_{\text{Eff}} = 85 \\ E_K \approx -120 \text{ } (\Delta t \approx -5^\circ\text{C}) \\ E_A \approx 15 \text{ } (\Delta e \approx 0,3 \text{ mb}) \\ \hline (E_{\text{Tot}} \approx 20) \text{ Felet vid} \\ \text{skattning på detta} \\ \text{sätt är mycket stort.} \end{array} \right.$$

$$E = 20 \text{ W/m}^2$$

Istillväxt: ca 0,2 mm/h

Isytans temp.: $-0,9^\circ\text{C}$

För jämförelse: Snöfri is: 10 cm

$$D = 0,1 \text{ m}$$

$$t_{\text{is}} = -7,4^\circ\text{C}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} E_{\text{Eff}} = 115 \\ E_K = 21 \text{ } (\Delta t = 2,6^\circ\text{C}) \\ E_A = 30 \text{ } (\Delta e = 2,0 \text{ mb}) \\ \hline E_{\text{Tot}} = 166 \end{array} \right.$$

$$E = 166$$

Istillväxt: 2 mm/h

Temperaturförhållandena belyses av fig IV:9.

Det framgår här, att 2 cm torr porös snö

($\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$) nedsätter istillväxten till nära en tiondel.

Ex. 6

$n = 0$ (helklart); $t_a = -10^\circ\text{C}$; $v = 2\text{ m/s}$;

rel. fuktighet 75 % ($e_a = 2,0\text{ mb}$);

Snö: 30 cm Is: 50 cm

Skikt 1: 10 cm	$\rho = 0,15\text{ g/cm}^3$	$\left\{ \begin{array}{l} E_{\text{Eff}} = 90 \\ E_K \approx -95\ (\Delta t = -3^\circ\text{C}) \\ E_A \approx 0\ (\Delta e = 0,0\text{ mb}) \\ \text{-----} \\ (E_{\text{Tot}} \approx 5) \quad \text{Felet vid} \\ \text{skattning på detta sätt} \\ \text{�r mycket stort.} \end{array} \right.$
" 2: 20 "	$\rho = 0,25$ "	

$$D = 0,1 \cdot 35 + 0,2 \cdot 12 + 0,5 = 6,4\text{ m}$$

$$t_{\text{snöytan}} = \text{ca } -13^\circ\text{C}; \quad E = 2,24 \cdot \frac{13}{6,4}$$

$$E \approx 5\text{ W/m}^2$$

Istillväxt: ca 0,15 cm/dygn eller ca 4 cm på 1 månad vid konstant kyla och oförändrat snötäcke.

Som ovan sagts och som framgår av ex 5 och 6  r snötäcket i hög grad bestämmande för isens tillväxt. Redan några centimeter snö som faller vid kyla nedsätter istillväxten till en bråkdel. Under vanliga h gvinterf rh llanden i Norrland, t.ex. 30 cm snö och 50 cm is förändras isens tjocklek mycket långsamt, också vid långvarig kyla. Vad som erfordras för att isen då skall tillväxa,  r först kraftigt t v der, varvid snön sjunker samman, och sedan kyla. Vintrar med snö och ihållande kyla kan därför ge isar med en tjocklek som  r mindre än vad vintrar med många blidväder, i genomsnitt 'blida' vintrar, kan ge.

Fig IV:9

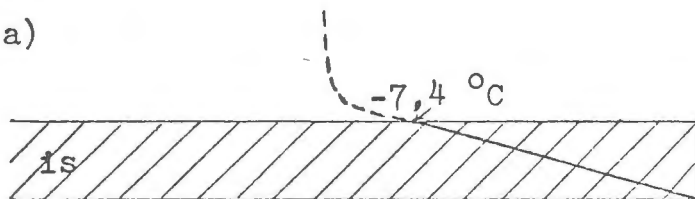
TEMPERATURERNA I SNÖ- OCH ISTÄCKEN VID STATIONÄRA FÖRHÅLLANDEN
(The temperatures in snow- and ice-covers under stationary conditions)

Ex. 5. Istäcke 10 cm a) snöfritt b) snö 2 cm

Ex. 6. " 50 cm, snö 30 cm

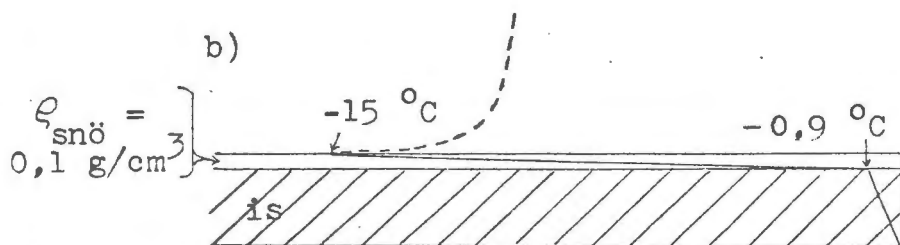
Ex. 5 °C -12 -10 -8 -6 -4 -2 +0

a)



lufttemp: -10 °C
vind: 2 m/s
rel.fuktighet: 50 %
is: 10 cm
isytan: -7,4 °C
istillväxt: 2 mm/h
(growth of ice)

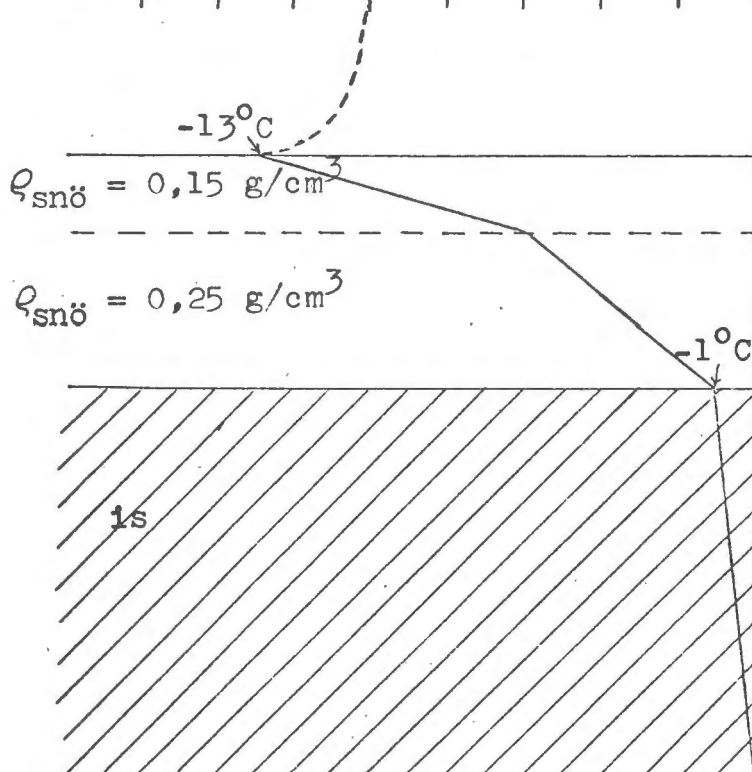
b)



snö: 2 cm
snöytan: -15 °C
is: 10 cm
isytan: -0,9 °C
istillväxt: 0,2 mm/h

Ex. 6

°C -16 -14 -12 -10 -8 -6 -4 -2 +0



rel.fuktighet: 75 %
snö: 30 cm
snöytan: -13 °C

is: 50 cm
isytan: -1,0 °C
istillväxt: 0,06 mm/h
(≈ 4 cm/månad)

V. STÖPISENS TILLVÄXT

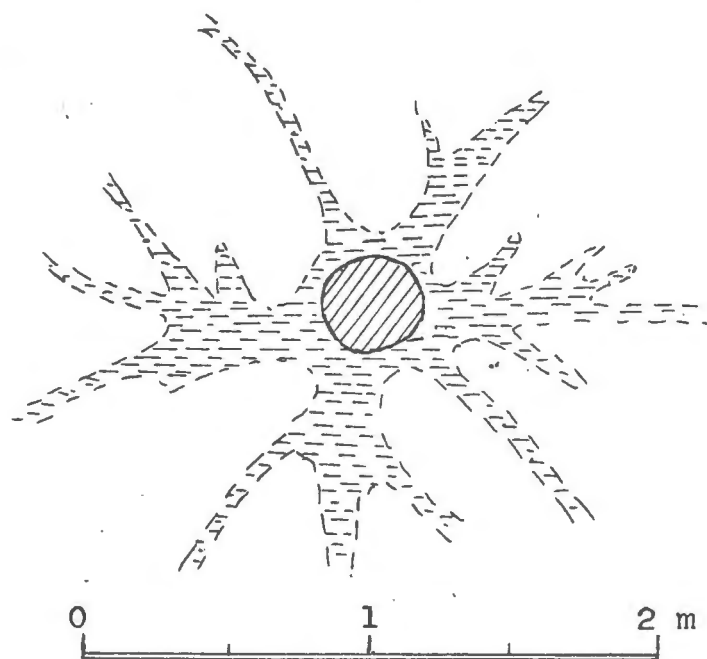
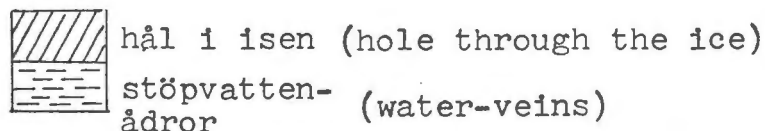
V.A. Stöpvattnets uppträngande på isen

Ett obelastat plant istäcke, J cm, flyter till ca $9/10$ av sin tjocklek i vattnet och till ca $1/10$ ovan vattenytan. 'Ishöjden' är då ca $0,1 \cdot J$ cm. Allt eftersom snö faller och lägger sig på isen, tryckes isen ned i vattnet så mycket, att den vattenmassa som därvid undantränges väger lika mycket som snön. Övre isytan lägger sig jäms med vattenytan i sjön, ishöjden lika med noll, när istäcket, J cm, blir belastat med ca $J \text{ kg/m}^2$ eller J mm nederbörd (snön tänkes nedsmält och mätt i mm vatten). För att trycka ned t.ex. 10 cm is jäms med vattenytan erfordras sålunda 10 kg snö/m^2 eller 10 mm nederbörd. Om snödensiteten därvid är $0,20 \text{ g/cm}^3$, erfordras endast ett snötäcke på ca 5 cm. Större snödjup ger då negativ ishöjd.

Eftersom kärnistillväxten nästan helt avstannar efter snöfall vid kyla och snöbelastningen i stora delar av Norrland och Svealand ofta ökar med $20 - 30 \text{ kg/m}^2$ i månaden och många gånger med mycket mer, blir följden att sjöisarna i nämnda områden årligen steg för steg tryckes ned under vattenytan och får negativ ishöjd. Istäcket fungerar som skrovet på en båt. Trots nedtryckningen kan isarna förbli torra kortare eller längre tid särskilt vid ihållande kyla. Eventuellt påbörjad uppvattning från smärre genomgående sprickor kan nämligen då avstanna genom att det långsamt fram-sipprande vattnet fryser. Båtskrovet tätar sig själv vid stark kyla. Där många hål borrar inom ett område, för fiske el. dyl., tränger dock vatten upp och breder ut sig i snön, som suger till sig vattnet.

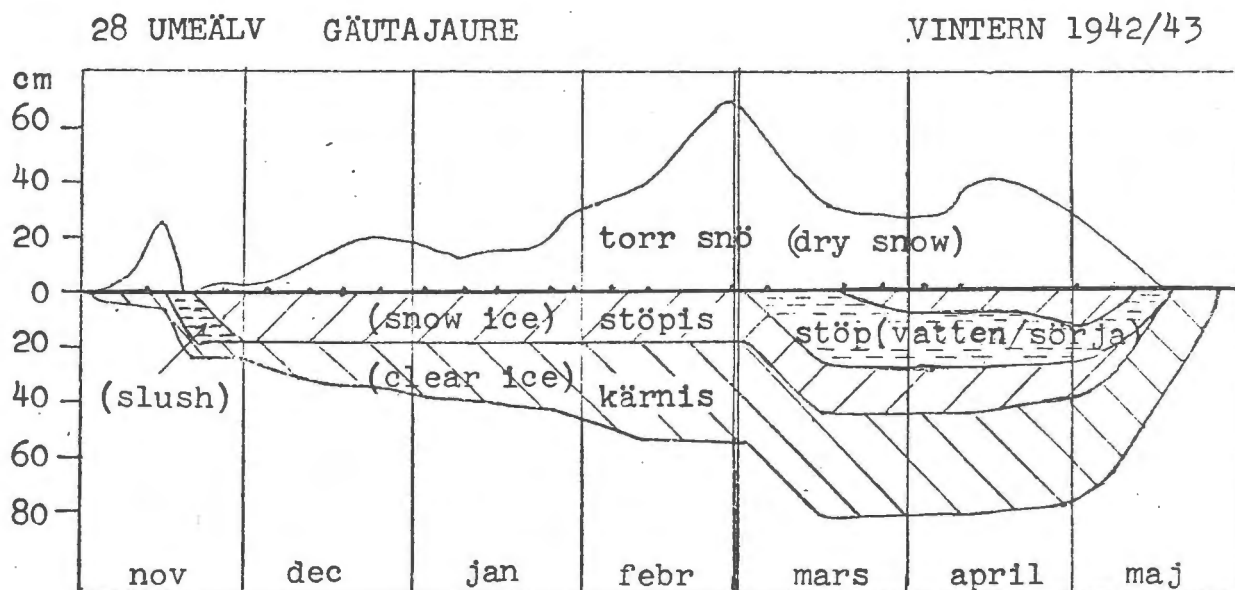
Så snart ett blidväder inträffar och om ishöjden då är negativ, brukar uppvattning inträffa mera allmänt. Till följd av sitt tryck underifrån pressas därvid sjövattnen upp genom något hål här och var i anslutning till sprickor i isen. Genom att sjövattnen håller viss värme, förmår det vatten som 'stöper upp' att svarva allt större hål. Till följd av stöpvattnets vindlande rörelser blir ett sådant hål ofta cirkelrunt med nästan lodräta väggar och liknar då ett stort borrhål. Hålet betecknas här som ett 'stöpvattenhål' (andra ord: 'gälhål', 'vindvak'). Vid uppvattning rinner vattnet fram inuti snön längs isytan i ett system av ådror och kapillärer, se fig V:1.

Fig V:1 STÖPVATTENHÅL (GÄLHÅL, VINDVAK)
(Whirl ice-hole, caused by water bleeding)
Vågrätt snitt längs isytan under snön
(Horizontal section along the ice surface under the snow-cover)



Sjövattnet har i regel ett övertryck av endast några centimeter vattenpelare och stöpdjupet skulle bli ringa, om inte snön hade egenskapen att kapillärt suga till sig vatten. Härigenom ökas trycket på isen avsevärt, vilket medför att isen sjunker allt djupare och att stora mängder vatten stöper upp och breder ut sig. Ett exempel på två uppvattningar under en och samma vinter ges nedan i fig V:2.

Fig V:2
ISTILLVÄXTDIAGRAM
(Ice growth diagram)



Av figuren kan utläsas bl.a.: Mycket snö föll i november på tunn is (6 cm), vilket medförde uppvattning. Djupet av stöpvatten/stöpsörja, 'stöp', blev 17 cm. Stöpet frös till stöpis. Snö lagrades därefter under tre månader till stort djup och

stöpvatten trängde åter upp; nu till ett djup av ca 28 cm. Skattar man vatteninnehållet i stöpet till 60 %, var stöpvattenmängden i november ca 100 l/m^2 eller $100\,000 \text{ m}^3/\text{km}^2$ och i mars ca 160 l/m^2 eller $160\,000 \text{ m}^3/\text{km}^2$. Om det endast finnes några få stöpvattenhål per km^2 , som kan vara fallet vid tjock is såsom i mars, blir uppströmningen mycket stor genom varje hål, som då svarvas upp och får stor diameter.

Det händer ibland att kraftigt blidväder följer kort efter en uppvattning och att snö på isen smälter. Nedtrycket från snön minskar därvid och istäcket flyter sakta uppåt. Stöpvatten rinna då tillbaka till sjön, varvid strömningsriktningen blir den motsatta mot tidigare i ådror och stöpvattenhål.

V.B. Stöpvattendjupet ute på snötyngd sjöis

Vid uppvattning sjunker istäcket sakta ned i sjöns vatten tills ett visst jämviktsläge uppnåtts, som beror av bl.a. snötrycket, isens tjocklek, snöns densitet och kapillaritet. Stöpvattendjupet kan skattas under antagande av plant istäcke och riklig tillgång på stöpvatten, vilket är fallet om det finns många ev. borrhål i isen.

Ibland avstannar uppvattningen genom att strömningen längs isytan hejdas av snövallar eller vid stark kyla genom att vattnet fryser, innan vattennivån inne i snön har hunnit bli ungefär densamma som i sjön. Stöpvattendjupet blir då lägre än om jämviktsläge nåtts.

V.B.1 Härledning av formel för skattning av stöpvattendjup vid jämviktsläge.

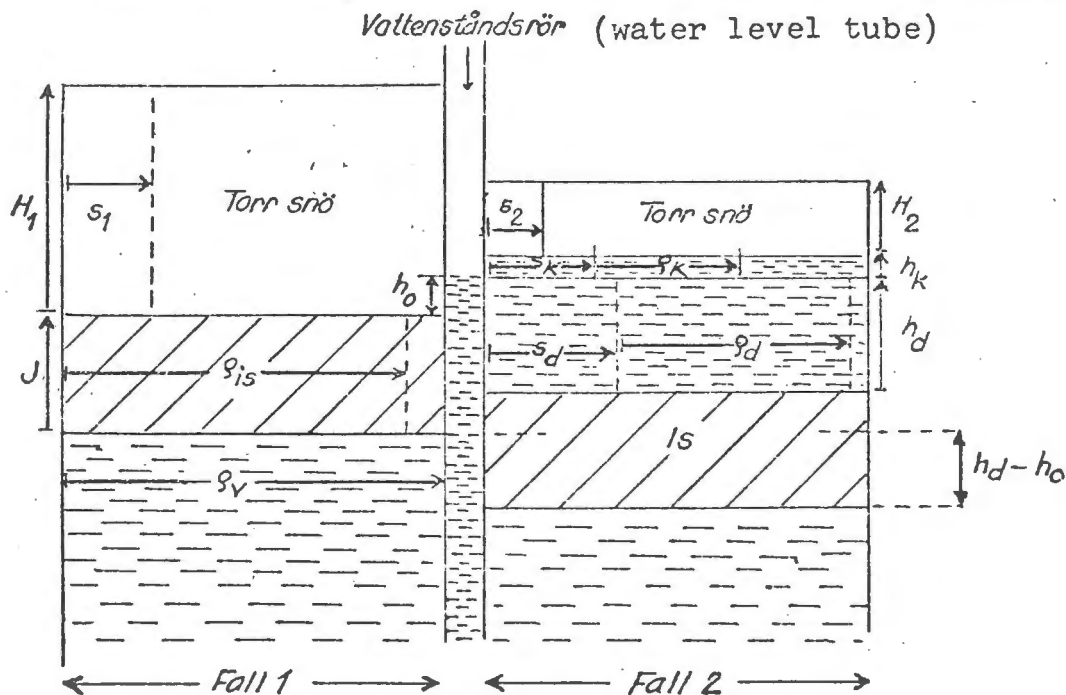
För detaljstudium betraktas nedan i en schematisk figur ett istäcke dels före uppvattning, fall 1 och dels efter, fall 2, se fig V:3.

I fall 1, är istäcket tätt, det släpper inte igenom vatten, trots att snötrycket är så stort att isytan tryckts ned under vattenytan; istäcket fungerar som ett båtskrov. Vattenytan har i figuren markerats i ett vattenståndsrör. Ishöjden är negativ, $-h_0$, (beteckningar se fig).

Fig V:3

TVÄRSNITT GENOM ETT SNÖTYNGT ISTÄCKE

(Section through an ice-cover weighed down by snow)

Beteckningar

- s kristallvikt per volym torr snö, s_1 i fall 1 och s_2 i fall 2
- s_d " " " vattendränkt snö i fall 2
- s_k " " " kapillärt uppblött snö i fall 2
- ρ_d vattenvikt per volym vattendränkt snö i fall 2
- ρ_k " " " kapillärt uppblött snö i fall 2
- ρ_v " " " sjövattnen, $\rho_v = 1,0 \text{ g/cm}^3$
- ρ_{is} isvikt per volym sjöis
- ρ_z " " " ren, luftfri is (ej i fig, i texten)
- ρ_{st} " " " stöpis - " - " -
- $x \%$ luftinnehåll i vattendränkta snön (ej i fig)
- H djup av torr snö; H_1 i fall 1 och H_2 i fall 2
- h_0 höjd över istäckets yta av vattenytan i sjön; ishöjd - h_0 ; fall 1
- h_d djup av vattendränkt snö i fall 2
- h_k " " kapillärt uppblött snö i fall 2
- J tjocklek av istäcke

Tillämpas Archimedes princip på istäcket med ytan A , erhålles:

$$(J + h_o) \cdot A \cdot \rho_v = H_1 \cdot A \cdot s_1 + J \cdot A \cdot \rho_{is},$$

varav

$$(1) \quad h_o \cdot \rho_v = H_1 \cdot s_1 - J \cdot (\rho_v - \rho_{is});$$

I fall 2 har det vattnat upp och ny jämvikt uppnåtts. Ishöjden är nu $-h_d$ och kapillära stighöjden h_k . Här förutsättes att kristallernas vikt i snön inte förändras, när stöpvattnet dränker snön, även om kristallerna förändras i vattnet, dvs. snövikterna före och efter uppvattning sättes lika:

$$H_1 \cdot s_1 = H_2 \cdot s_2 + h_k \cdot s_k + h_d \cdot s_d$$

Istäcket har från jämvikt 1 till 2 sjunkit

$(h_d - h_o)$ och därvid trängt undan vatten till en vikt av $(h_d - h_o) \cdot A \cdot \rho_v$. Den vikt som tillkommit ovanpå isen är vikten av stöpvattnet; i vattendränkta stöpet, $h_d \cdot A \cdot \rho_d$, och i kapillära stöpet, $h_k \cdot A \cdot \rho_k$. Således är stöpvattnets vikt lika med vikten av undanträngt vatten från jämvikt 1 till 2:

$$(h_d - h_o) \cdot A \cdot \rho_v = h_d \cdot A \cdot \rho_d + h_k \cdot A \cdot \rho_k$$

$$(2) \quad h_d = h_o \frac{\rho_v}{\rho_v - \rho_d} + h_k \frac{\rho_k}{\rho_v - \rho_d}$$

Formel (2) uttrycker sambandet vid jämviktsläge, och som framgår av formeln beror det vattendränkta stöpets djup, h_d , av två termer. Den första beror av snöns övertryck $h_o \cdot \rho_v$, och den andra av trycket från det vatten som sugts upp kapillärt, $h_k \cdot \rho_k$. Båda termerna beror av faktorn $(\rho_v - \rho_d)$, varför djupet h_d blir större ju mer stöpvatten som stöpet innehåller.

V.B.2 Storheterna h_o , ρ_d , h_k och ρ_k i jämviktsformeln

Den negativa ishöjden h_o : Direktmätning av h_o är möjlig genom infrysning av ishöjdsräknare i isen. En sådan kan utgöras av ett rör fyllt med t.ex. fotogen som inte fryser.

Torra snöns tryck på isen kan också mätas med hjälp av en snöviktsräknare. Tas många prov kan ett noggrant medelvärde erhållas på snövikten per ytenhet,

$H_1 \cdot s_1$. Mätes också isens tjocklek, J , erhålles ett värde på h_o ur sambandet (1)

$$h_o \cdot \rho_v = H_1 \cdot s_1 - J (\rho_v - \rho_{is});$$

eller

$$h_o = H_1 \cdot s_1 - 0,1 \cdot J, \text{ om } \left. \begin{matrix} h_o \\ H_1 \\ J \end{matrix} \right\} \text{ i cm; } \left. \begin{matrix} \rho_v = 1,0 \\ \rho_{is} = 0,9 \end{matrix} \right\} \text{ i g/cm}^3$$

($H_1 \cdot s_1 = 0,1 \cdot N$; N = nederbörden i mm)

Stöpvattendensiteten ρ_d : Den vattendränkta delen av stöpet kan sägas bestå av stöpvatten, vikt

$h_d \cdot A \cdot \rho_d$, volym $h_d \cdot A \cdot \rho_d / \rho_v$, kristaller, vikt $h_d \cdot A \cdot s_d$, volym $h_d \cdot A \cdot s_d / \rho_z$, och luftblåsor, volym $h_d \cdot A \cdot x / 100$. Då är:

$$\frac{h_d \cdot A \cdot \rho_d}{\rho_v} + \frac{h_d \cdot A \cdot s_d}{\rho_z} + \frac{h_d \cdot A \cdot x}{100} = h_d \cdot A$$

varav

$$(3) \quad \rho_d / \rho_v + s_d / \rho_z + x / 100 = 1$$

Luftinnehållet, x %, i vattendränkta stöpet är ung. detsamma som i stöpis $(\rho_z - \rho_{st})/\rho_z$, där ρ_{st} är stöpisens densitet och ρ_z densiteten hos luftfri ren is, dvs:

$$x/100 \approx (\rho_z - \rho_{st})/\rho_z$$

Mätningar har givit värden på stöpisens densitet liggande mellan 0,87 och 0,91 g/cm³, varvid innefattats stöpis som bildats efter naturlig uppvattning och stöpis som bildats efter bevattning av ett istäcke. Källa: 'Studies on the Density of naturally and artificially formed Fresh-water Ice', B Ager, Journal of Glaciology, Vol 4, No 32, 1962.

Vanligen ligger stöpisvärdena, ρ_{st} , mellan 0,88 och 0,90 g/cm³. Densitet hos luftfri ren is, ρ_z , är 0,917 g/cm³. Det innebär att luftinnehållet i stöpis, x %, brukar vara 2 à 4 %.

Densiteten hos den torra snön, s_1 och s_2 , har ofta värden mellan 0,15 och 0,25 g/cm³. Men vid uppvattning förändras snökrystallerna; hörn och kanter smältes av, och under inverkan av vattnets ytspänning dras kristallerna närmare varandra. Därvid ökar densiteten av kristallerna i stöpet, s_d , uppskattningsvis till 0,30 à 0,35 g/cm³. Stöpsörjakristaller- na upptar då 0,32 à 0,38 av stöpvolymer.

Vid vissa experiment kan vattendensiteten i stöpet, ρ_d , bestämmas. Det kan ske genom en jämförelse mellan tillfrysningshastigheten hos rent vatten och hos stöpet, och man mäter då efter viss tid tjockleken av kärnisen, Z_{kis} , resp. stöpis, Z_{sis} . Stöpis

tillväxer fortare, eftersom vattnet i stöpet endast utgör delen $\rho_d/\rho_v \approx z_{\text{kis}}/z_{\text{sis}}$. Ager har vid en serie mätningar erhållit värden på ρ_d/ρ_v liggande kring ett medelvärde av ca 0,65, när den torra snön haft en densitet mellan ca 0,10 och 0,25 g/cm³, samt värden kring ett medel av 0,54 för packad snö med densitet mellan 0,30 och 0,40 g/cm³.

Med ledning av ovanstående torde ungefärliga volymsproportioner, med vilka stöpvattnet, stöpsörjakristallerna och luften normalt ingår i stöpet, kunna skattas enl nedan:

	Stöpvatten		Kristaller		Luft	
(3)	ρ_d/ρ_v	+	s_d/ρ_z	+	$x/100$	= 1
	0,66	+	0,32	+	0,02	= 1
	0,58	+	0,38	+	0,04	= 1

Där den torra snön genom maskinell packning erhållit densitet på 0,40 å 0,50 g/cm³ och sedan bevattnats, torde proportionerna kunna bli följande.

ρ_d/ρ_v	+	s_d/ρ_z	+	$x/100$	= 1
0,54	+	0,44	+	0,02	= 1
0,41	+	0,55	+	0,04	= 1

Eftersom $\rho_v = 1,0$ g/cm³, får man följande ρ_d -värden:

	Normal snö	Hårt packad snö
s_1 g/cm ³	0,15 - 0,25	0,40 - 0,50
ρ_d "	0,66 - 0,58	0,54 - 0,41

Kapillära stighöjden h_k och stöpvattendensiteten ρ_k samt produkten $h_k \cdot \rho_k$: Kapillära stighöjden, h_k , har vid många tillfällen uppmätts vid de vanliga is-observationerna som anordnats av SMHI. Värdena har vanligen legat mellan 3 och 5 cm. Ager (1962) har efter mätningar i laboratorium givit värden för olika typer av snö, bl.a. följande:

		Finkornig snö (diam. 0,5 mm)		Grovkornig snö 'Rinnsnö' (diam. 0,5-2,0 mm)
s_1	g/cm ³	0,20	0,24	0,28
h_k	cm	5,4	4,2	3,8

Det kapillärt hållna vattnet fick efter mätningen frysa till is.

Den is som då bildades av det kapillära stöpet var mycket porös med obestämbar densitet.

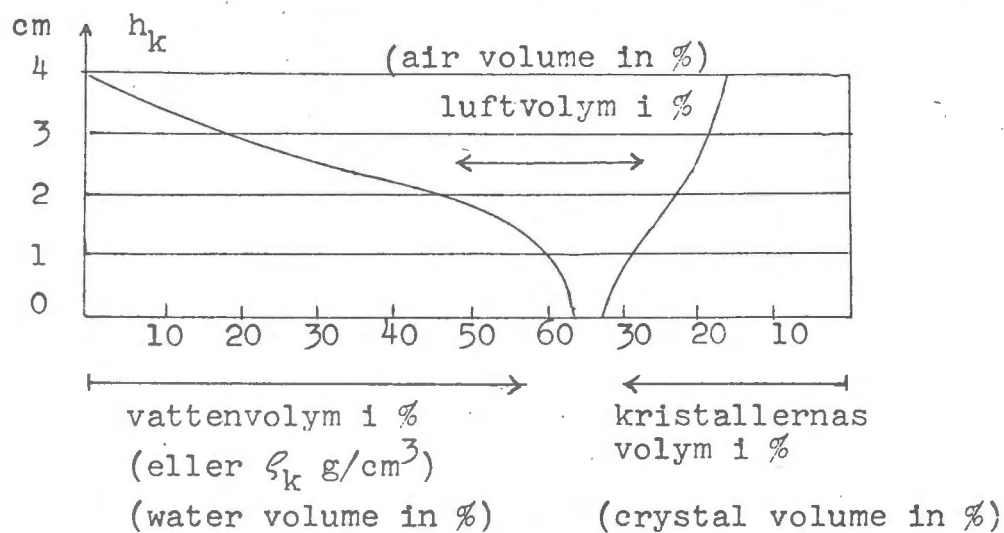
Prov med packad snö, $s_1 = \text{ca } 0,50 \text{ g/cm}^3$, gav enl. Ager en stighöjd på $> 8,6 \text{ cm}$ och efter frysning en fast stöpis med densitet på $\text{ca } 0,88 \text{ g/cm}^3$. Den hårdpackade snön sög således upp vattnet kraftigt, och vattnet trängde väl undan luften ur den torra packade snön.

Stöpvattendensiteten i kapillära skiktet, ρ_k , kan i sin undre nivå antas ha värdet ρ_d , dvs. samma som i skiktet inunder, och därefter avta först långsamt och sedan snabbt till noll vid sin övre nivå vid h_k , ungefär som angivits i fig V:4

Fig V:4

STÖPSKIKT MED KAPILLÄRT HÅLLET VATTEN

(Slush layer with water soaked up by capillaries)



En skattning av värden kan ge följande:

	Normal snö	Hårt packad snö
s_1 g/cm ³	0,15 - 0,25	0,40 - 0,50
$(\rho_d =) \rho_k(h_k=0)$ g/cm ³	0,66 - 0,58	0,54 - 0,41
h_k cm	3 - 5	8 - 9
$h_k \cdot \rho_k$ g/cm ²	1,3 - 1,7	4,0 - 3,5

V.B.3 Stöpvattendjup enl. jämviktsformeln, med storhetsvärden insatta

I jämviktsformeln (2) ingår termerna $\rho_v/(\rho_v - \rho_d)$ och $h_k \cdot \rho_k/(\rho_v - \rho_d)$. Värden på dessa kan erhållas med ledning av ovan skattade värden på ρ_d och $h_k \cdot \rho_k$; $\rho_v = 1,0 \text{ g/cm}^3$.

	Normal snö	Hårt packad snö
$s_1 \text{ g/cm}^3$	0,15 - 0,25	0,40 - 0,50
$(\rho_v - \rho_d) \text{ g/cm}^3$	0,34 - 0,42	0,46 - 0,59
$\rho_v/(\rho_v - \rho_d)$	$\underbrace{3,0 - 2,4}_{\text{ca } 2,7}$	$\underbrace{2,2 - 1,7}_{\text{ca } 2,0}$
$h_k \cdot \rho_k/(\rho_v - \rho_d) \text{ cm}$	$\underbrace{3,8 - 4,0}_{\text{ca } 4}$	$\underbrace{8,7 - 5,9}_{\text{ca } 7}$

Jämviktsformel (2) blir då med skattade medelvärden insatta:

$$\begin{cases}
 \text{Normal snö:} & h_d \approx 2,7 \cdot h_o + 4 \text{ cm} \\
 (s_1 : 0,15 - 0,25 \text{ g/cm}^3) \\
 \text{Hårt packad snö:} & h_d \approx 2,0 \cdot h_o + 7 \text{ cm} \\
 (s_1 : 0,40 - 0,50 \text{ g/cm}^3)
 \end{cases}$$

h_o erhålles ur samband (1), när man känner istjockleken, $J \text{ cm}$, och snövikten per ytenhet, $H_1 \cdot s_1 \text{ g/cm}^2$.

Totala stöpdjupet är $(h_d + h_k) \text{ cm}$.

Sammanfattningsvis: Känner man istjocklek och snötryck på en sjö, kan man med hjälp av formlerna (1) och (2) skatta det medelvärde, som stöpvattendjupet vid jämvikt uppnår efter en uppvattning.

Exempel Analys av stöpvattendjupet i fig V:2

Efter isläggningen föll rikligt med snö, som hindrade istillväxten. Snömängd ca 40 mm efter 15 dagar; isen 6 cm. Isen bar endast 6 mm snö, varför övertrycket blev 3,4 cm ($= h_o$) och vatten trängde upp.

$$h_d \approx 2,7 \cdot 3,4 + 4 \approx 13 \text{ cm}; \text{ kapillära stighöjden}$$

$$h_k \approx 4 \text{ cm, varför det totala stöpdjupet blev}$$

$$h_d + h_k \approx 17 \text{ cm.}$$

Stöpet tillfrös och isen växte fram till 1 mars; istjocklek 54 cm. Under dec, jan och febr föll mycket snö, snödjup 66 cm, ca. 130 mm nederbörd. Därav kunde isen bära endast 54 mm. Negativa ishöjden således 7,6 cm. Uppvattning följde. $h_d \approx 2,7 \cdot 7,6 + 4$;
 $h_d \approx 24 \text{ cm}; h_k \approx 4 \text{ cm}$ och totala stöpdjupet
 $h_d + h_k \approx 28 \text{ cm.}$

Sjövattnet ger som nämnts ett upptryck till istäcket, istjocklek 54 cm, svarande mot 54 mm vattenpelare; men vattnet ger också ett upptryck till kristallerna och den inneslutna luften i den del av stöpet, 24 cm, som ligger under vattenytan. Upptrycket till kristallerna och luften blir ca $24 \cdot 0,06 \text{ cm}$ eller 14 mm. Vattnets totala upptryck ca $54 + 14 = 68 \text{ mm.}$

Det mot upptrycket svarande nedtrycket kommer dels från den torra snön ca 30 cm med densitet ca $0,15 \text{ g/cm}^3$ eller ca 45 mm, dels från det kapillära skiktet på ca 4 cm, ung. 23 mm eller totalt 68 mm, dvs. upptryck och nedtryck är ungefär i jämvikt. Andra exempel se 'Om stöpvattendjupet på ett flytande snötyngt istäcke', S Fremling, SMHI, 1962.

V.C. Stöpvattnets tillfrysning

Tillfrysningen av rent sjövattnen och dess beroende av olika faktorer har tidigare behandlats. Stöpets tillfrysning skiljer sig från det rena vattnets, därigenom att stöpet redan innehåller is i form av kristaller. Det vattendränkta stöpet utgöres vanligen till ca $1/3$ av kristaller och till knappt ca $2/3$ av vatten ($\rho_d/\rho_v \approx 0,60$ å $0,65$). Om ett skikt av sådant stöp och ett skikt vatten utsättes för samma värmeförluster, fryser stöpskiktet ca $1\frac{1}{2}$ (ρ_v/ρ_d) ggr snabbare än vattenskiktet och om stöpskiktet utgöres av packade kristaller och av vatten till endast ca hälften, fryser stöpskiktet dubbelt så snabbt som motsvarande vattenskikt.

Fältmätningar ger ofta en lägre stöpistjocklek än som svarar mot tidigare uppmätta stöpdjup. En orsak härtill kan vara att endast undre delen av kapillära stöpskiktet ger sammanhängande stöpis, medan övre delen fryser till ett poröst hårt snölager. När tillfrysningen av stöpet tar lång tid, som kan sträcka sig över månader, kan dessutom kristallerna i kvarvarande stöp fortsätta att ändra sin form och gyttas tätare samman. En del stöpvatten pressas då genom stöpvattenhålen tillbaka till sjön. Härigenom minskas också den slutliga stöpistjockleken.

VI. SJÖISARS TJOCKLEK

Sedan vintrarna 1939-40 har istjocklekarna i valda punkter på ett 30-tal sjöar regelbundet rapporterats till SMHI. Den längst norrut belägna av dessa sjöar är Torneträsk och de längs söderut belägna är Västra Ringsjön och Börringesjön i Skåne. Uppgifterna beträffande snö, stöpvatten, stöpis och kärnis har vid SMHI åskådliggjorts i istillväxtdiagram för 20 st av sjöarna; exempel se fig VI:2.

Ett mycket stort antal istjockleksmätningar har också utförts vid SMHI i anslutning till de sakkunnig-uppdrag som institutet sedan 1940-talet erhållit genom vattendomstolarna för utredning av inverkan på isförhållandena till följd av vattenkraftutbyggnaderna i landet. Resultaten finns framlagda i ett stort antal utredningar och i en översikt: 'Undersökningar vid SMHI över vattendragens isförhållanden', R Melin, 1947, SMHI.

VI.A. Opreparerade isar

Isförhållandena är mycket olika i olika delar av landet. Södra Sverige får till följd av blida vintrar mestadels tunna isar, som ibland bryts upp mitt i vintern. I norra Sverige, i Dalarna och Värmland blir isarna ofta tjocka, ca 50 cm och mera. Isförhållandena varierar starkt från vinter till vinter.

Man brukar kunna urskilja särskilda tillväxtperioder. Den första hör samman med isläggningen. Kallt och klart väder brukar då råda och kärnisen växer snabbt.

När snö faller, hindras tillväxten, men snöfallen åtföljs ofta vid vinterns början av blidväder och ibland av regn. Snön smälter då ned eller packar sig, varefter kyla åter kan ge snabb tillväxt av kärnis. När snö senare faller under längre vinterkyla, blir isen isolerad och tillväxten stagnerar.

När snötrycket så småningom blivit stort, sker uppvattning, exempel fig V:2, varvid det mesta av den isolerande snön vattendränks. Nu fryser stöpvatten och snösörja samman och ger stöpis. Om allt stöpvatten fryser, kan också kärnisen tillväxa. Men ofta följer nya snöfall och ny stagnation, ev. ny uppvattning osv.

Ännu så sent som i april kan isarna tillväxa i norra Sverige, sedan snön smält bort från dessa.

Från ovan beskrivna allmänna fall för istillväxten under en vinter finns många avvikelser. Tillväxten på Torneträsk, se fig VI:2, är ett extremfall. Sjön är stor och djup och lägger sig sent och får, sedan isen väl lagt sig, snabb kärnistillväxt. Genom att sjön ligger i nederbördsskugga bakom Riksgränsfjällen, får den lite snö under vintern, och snödjupet blir alltid litet genom att vinden driver undan snön. Uppvattning till följd av snötryck förekommer därför knappast ute på Torneträsks is utan sjön får kärnis som blir meter-tjock.

Hur isförhållandena gestaltar sig vid särskilt stor nederbördsmängd framgår av diagrammet i fig VI:2 över istillväxten på Gäutajaure vintern 1954/55. I anslutning till isläggningen av sjön tillväxte först kärnis men senare efter snöfall och uppvattning i olika etapper enbart stöpis utan sammanfrysning av

olika islager. Istäcket kom därigenom att i april bestå av två till tre stöpissskikt åtskilda av stöplager ("mellanvatten") och underst av ett kärnislager, som inte nåtts av kyla på fem månader. Sammanhållningen mellan iskristallerna i de vattendränkta islagren måste ha varit låg.

Maximala istjocklekar, som uppmätts av observatörer eller tjänstemän vid SMHI, har sammanställts för ett större antal sjöar vid institutet. I fig VI:1 ges uppgifter hämtade ur denna sammanställning.

Fig VI:1 UPPMÄTTA MAXIMALA SJÖISTJOCKLEKAR
(Measured maximal thickness of ice on Swedish lakes)

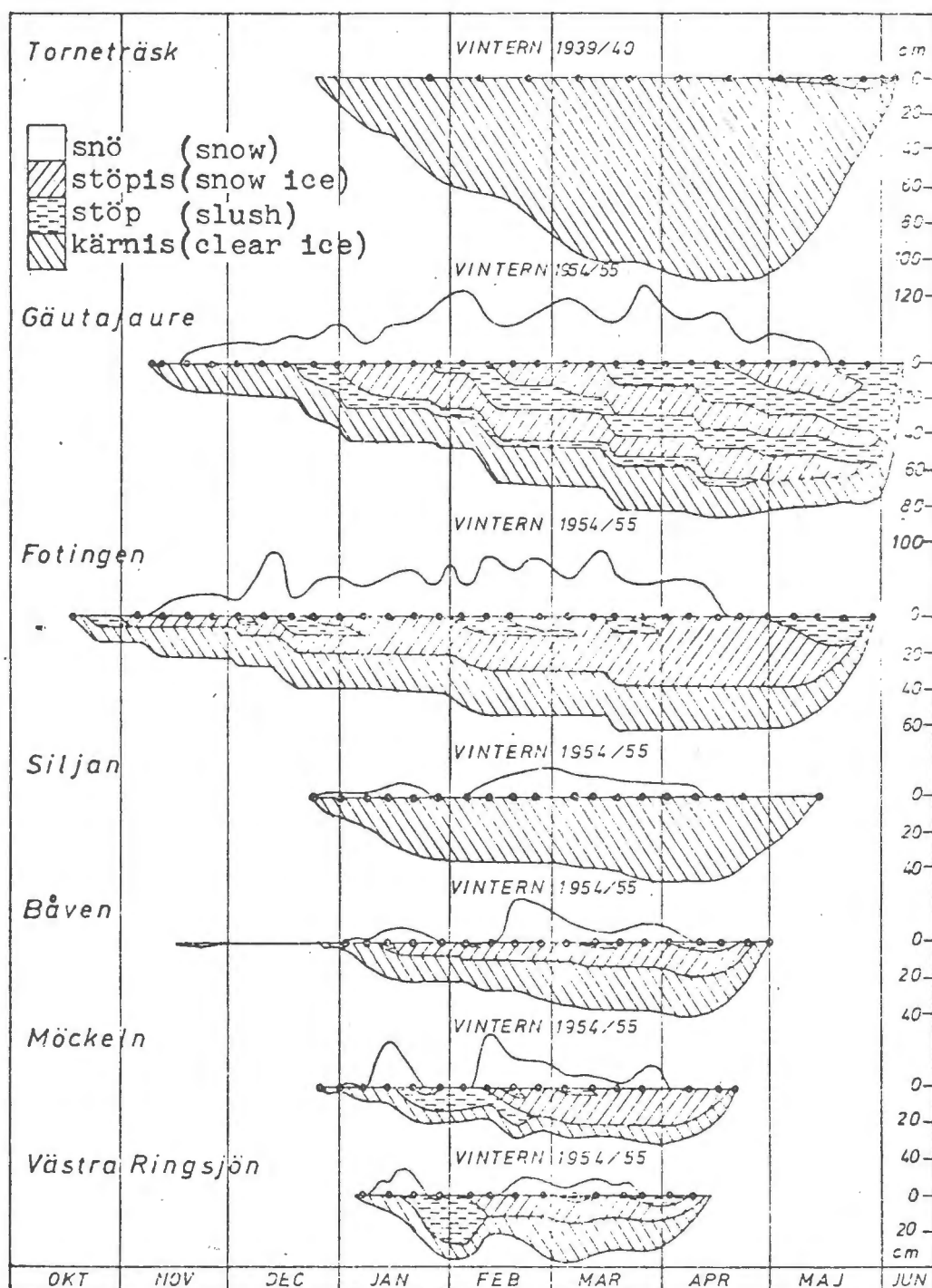
Uppgifter hämtade från rapporter till SMHI

	Sjö	Läge		Obs-period	Mät-datum	Istjocklek cm
		Lat	Long			
1	Torne-träsk	6821:1849		1939/40-72/73	1940-04-19	113
4	Paittasjärvi	6752:1915		Tjänsteresa	1960-03-18	94
9	Suorkejaure	6753:1653	"		1971-04-21	120
	Kårtjejaure	6730:1818	"		1960-04-06	117
20	Storavan	6542:1815		1953/54-72/73	1956-04-29	102
28	Överuman	6602:1457		1952/53-72/73	1956-04-16	112
38	Borkasjön	6515:1524		1945/46-55/56	1956-04-01	90
	Dikasjön	6513:1553	"	"	1949-04-15	90
	Kultsjön	6500:1515		1944/45-72/73	1956-04-16	83
40	Ottsjön	6312:1303		1944/45-70/71	1969-03-31	103
42	Fotingen	6239:1402		1939/40-72/73	1952-04-05	96
48	Lossen	6226:1248		1950/51-54/55	1952-04-02	97
53	Runn	6035:1545		1939/40-72/73	1947-04-12	75
134	Fryken	6007:1300		1939/40-72/73	1941-03-14	80
67	Glan	5836:1555	"	"	1941-04-04	70
88	Möckeln	5640:1408	"	"	1947-03-21	70
96	Västra Ringsjön	5551:1326	"	"	1963-02-22	53

Fig VI:2

ISTILLVÄXTDIAGRAM (Ice growth diagram)

I diagrammen ligger lager av torr snö ovan och övriga lager under en vågrät linje, vilket ungefär svarar mot v.y. som baslinje.



VI.B. Preparerade isar

Sjöisarna nyttjas för trafik och för virkesavläggning. Vissa krav måste då uppställas på isarnas tjocklek och kvalitet. Ofta uppfyller inte de naturliga sjöisarna kraven eller dröjer det alltför länge, innan så sker. Man utför då ispreparering. Eftersom det är snön som isolerar isen från vinterkylan, går prepareringen ut på att hålla snödjupet nere. Man kan göra detta genom att röja undan snön eller packa den och pumpa upp vatten i snön eller ev. genom att enbart underlätta den naturliga uppvattningen genom att borra ett stort antal hål i istäcket.

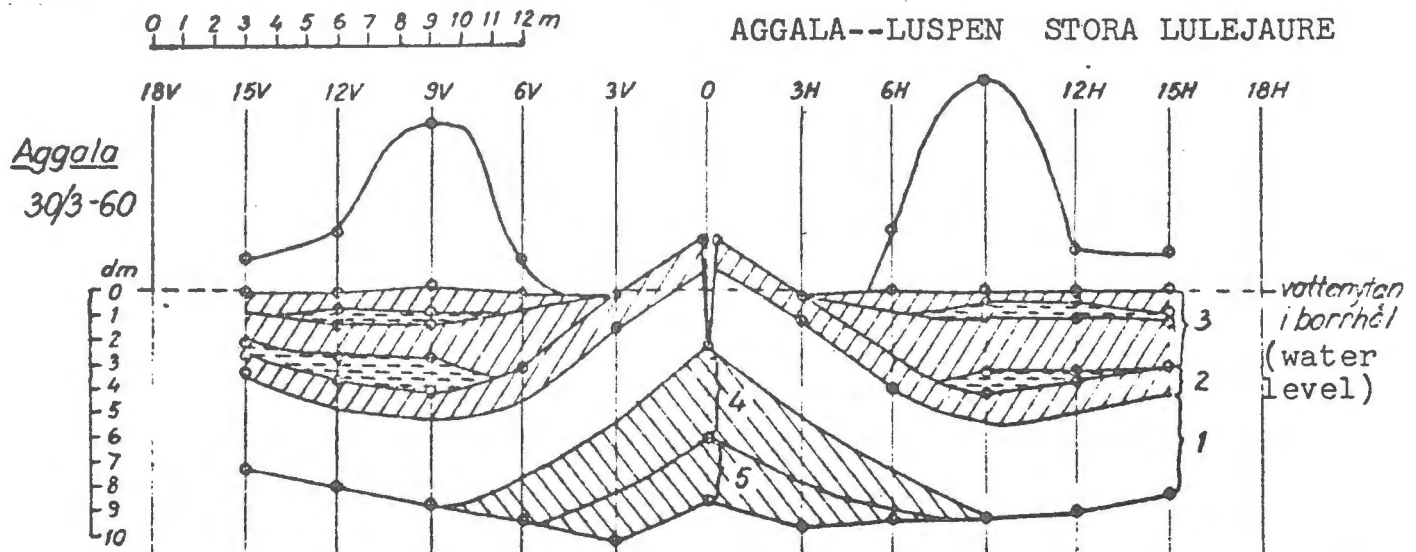
Effekten av upprepad snöplogning längs en isväg på Stora Lulejaure framgår av fig VI:3. Isen i vägen var i slutet av vintern 1959/60 metertjock och bestod nästan uteslutande av kärnis, medan isen vid sidan av vägen, särskilt under plogvallarna, till stor del bestod av stöpis med lager av 'mellanvatten'.

Vid virkesavläggning på is fordras att stora ytor prepareras. Ingående studier har bedrivits av B Ager över vilka metoder och vilken utrustning som därvid lämpligen bör komma till användning under olika isförhållanden som är vanliga i Norrland, Dalarna och Värmland; 'Preparering av virkesavlägg på is' B H:son Ager, Skogshögskolan, 1963.

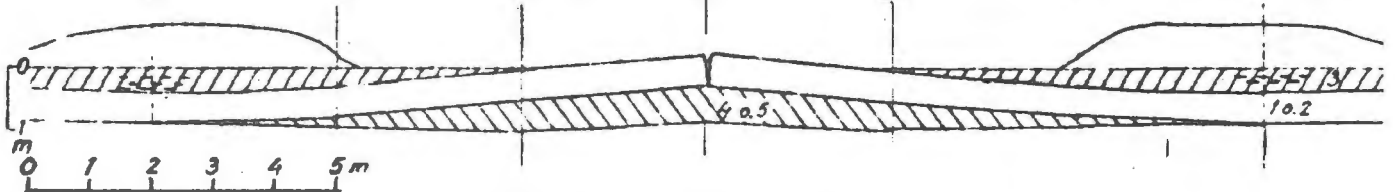
Fig VI:3

TVÄRSNITT FRÅN ISVÄG (Sections from an ice road)

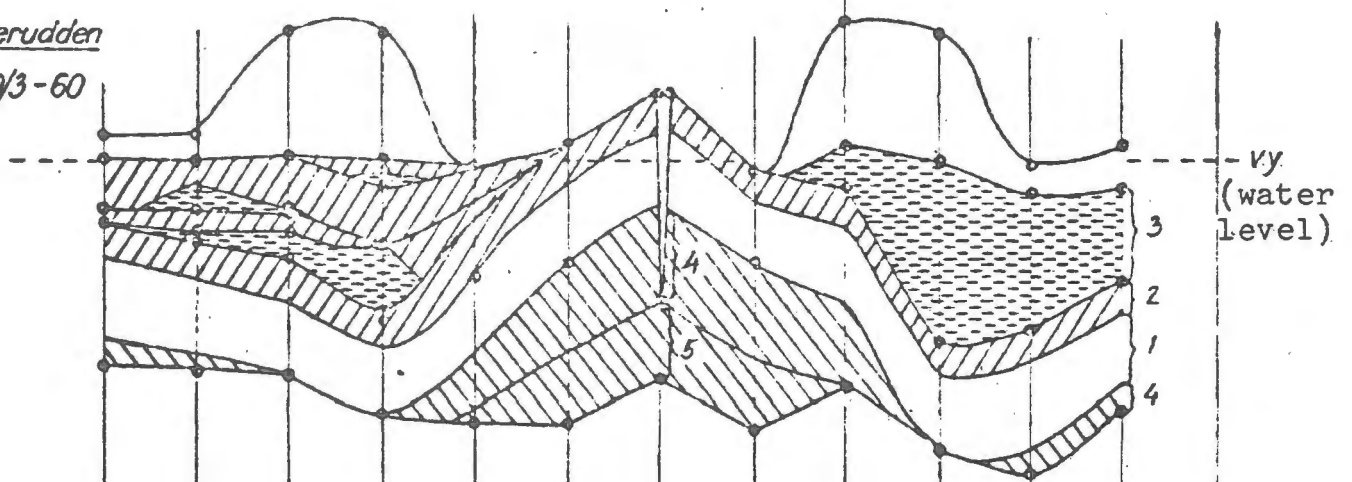
1. Kärnis bildad före	(Clear ice formed before)	1960-01-01
2. Stöpis bildad	(Snow-ice formed)	1960-01-01--01-15
3. Stöp/stöpis bildad	(Slush/snow-ice formed)	1960-02-01--03-30
4. Kärnis bildad	(Clear ice formed)	1960-01-15--02-01
5. Kärnis bildad	(Clear ice formed)	1960-02-01--03-30



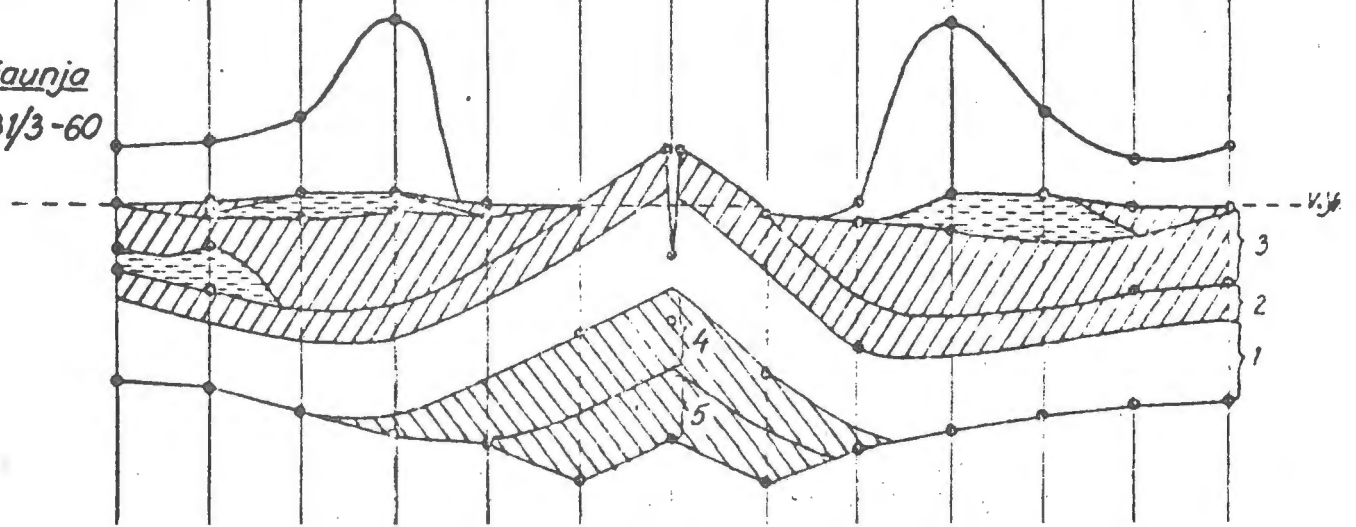
Aggala, med samma höjd- och längdskala (The section with same height- and length-scale)



Åkerudden
30/3-60



Sjaunja
31/3-60



VII. BÅGNADER, FÖRSKJUTNINGAR OCH VRÅKAR I ETT ISTÄCKE TILL FÖLJD AV TEMPERATURFÖRÄNDRINGAR

('vråk' av ordet 'vräka'; skiljes från 'råk' = öppen ränna, långsträckt vak, med anknytning till 'rak' och 'räcka').

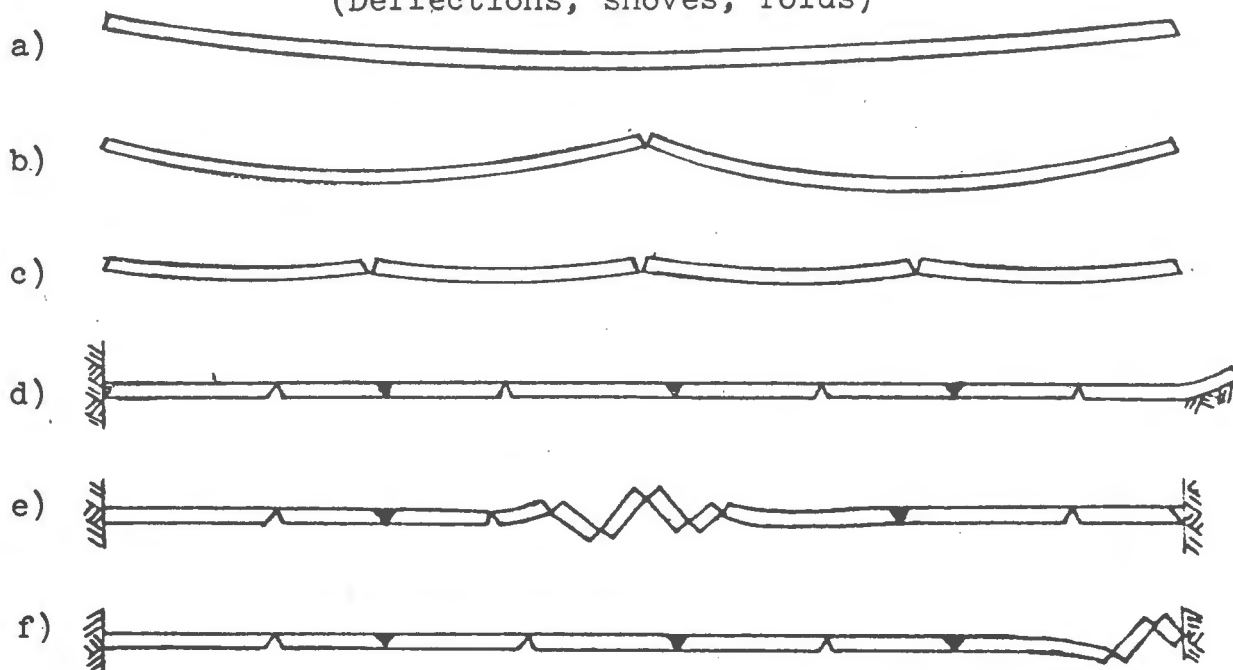
VII.A. Bågnader

När det första tunna istäcket bildas på en sjö, har isen en temperatur av 0°C . Så länge istäcket är snöfritt och stark kyla råder, växer nya nollgradiga skikt till på istäckets undersida, samtidigt med att äldre skikt antar en allt lägre temperatur och krymper, desto mer ju närmare ytan de ligger. Genom att de övre skikten sålunda krymper, medan det understa nollgradiga bibehåller sin längd, strävar istäcket att bågna nedåt och att anta skålform eller formen av ett ur-glas. Till följd av att isen flyter på vattnet, hindras emellertid bildandet av en enda stor eller några få stora nedbågnader ute på sjön. Vid bågnandet ökas nämligen vattentrycket mot istäckets undersida kring en nedbågnads mitt, som pressas uppåt, och minskas vattentrycket kring dess ytterkanter, som tyngs ned. Det uppstår därvid böjande moment och drag- och tryckspänningar i isen, som vid snabba temperaturfall når höga värden inne i de stora isfälten. Dessa spricker därför sönder i allt mindre fält och desto mindre ju tunnare isen är. Vid 10 cm tjock is kan sprickavstånden i en linje över en stor isyta t.ex. ligga vid 15 - 30 m och vid 60 cm tjock is kanske kring 100 m, varvid avstånden beror såväl på hur snabbt temperaturen i isen faller som på isens kvalitet m.fl. faktorer.

När isen spricker, utlöses spänningar i isen och går snabba vågrörelser genom isen. Dessa ger bl.a. upphov till dova utdragna ljud ('råmningar') från sjöisen. Man kan också höra, hur spricka efter spricka löper fram över sjöisen.. Ibland kan man själv orsaka att spricka utlöses t.ex. genom hugg i isen med yxa eller isbill. En del sprickor blir genomgående, särskilt i början av vintern, medan isen ännu är tunn, medan andra, särskilt senare under vintern när isen är tjock, endast blir grunda eller ytliga. Schematiska bilder över nedbågnader och sprickor ges i fig VII:1. Efter en söndersprickning i samband med stark kyla och snöfri is kan istäcket bli uppdelat i ett antal månghörningar (polygoner) ung. som skisserats i fig VII:2.

Spänningarna i isen, som har sina största värden i polygonernas mittpartier, kvarstår en tid men minskar så småningom, beroende på att isen är ett plastiskt material, som sakta 'kryper' under spänningspåverkan. Bågnaderna i polygonerna planas då ut gradvis. Genomgående sprickor i isen fylls omedelbart igen av uppträngande vatten och tillfryser snabbt, eftersom den omgivande isen har minus-temperatur. De ytliga sprickorna, som omväxlande öppnas och slutas, allt eftersom temperaturen varierar, fylls igen undan för undan med drivande snö- eller iskorn, som pressas samman och småningom övergår till is. Istäcket läkes sålunda efter viss tid mer eller mindre från sina sprickor.

Fig VII:1 BÅGNADER, FÖRSKJUTNINGAR, VRÅKAR
(Deflections, shoves, folds)

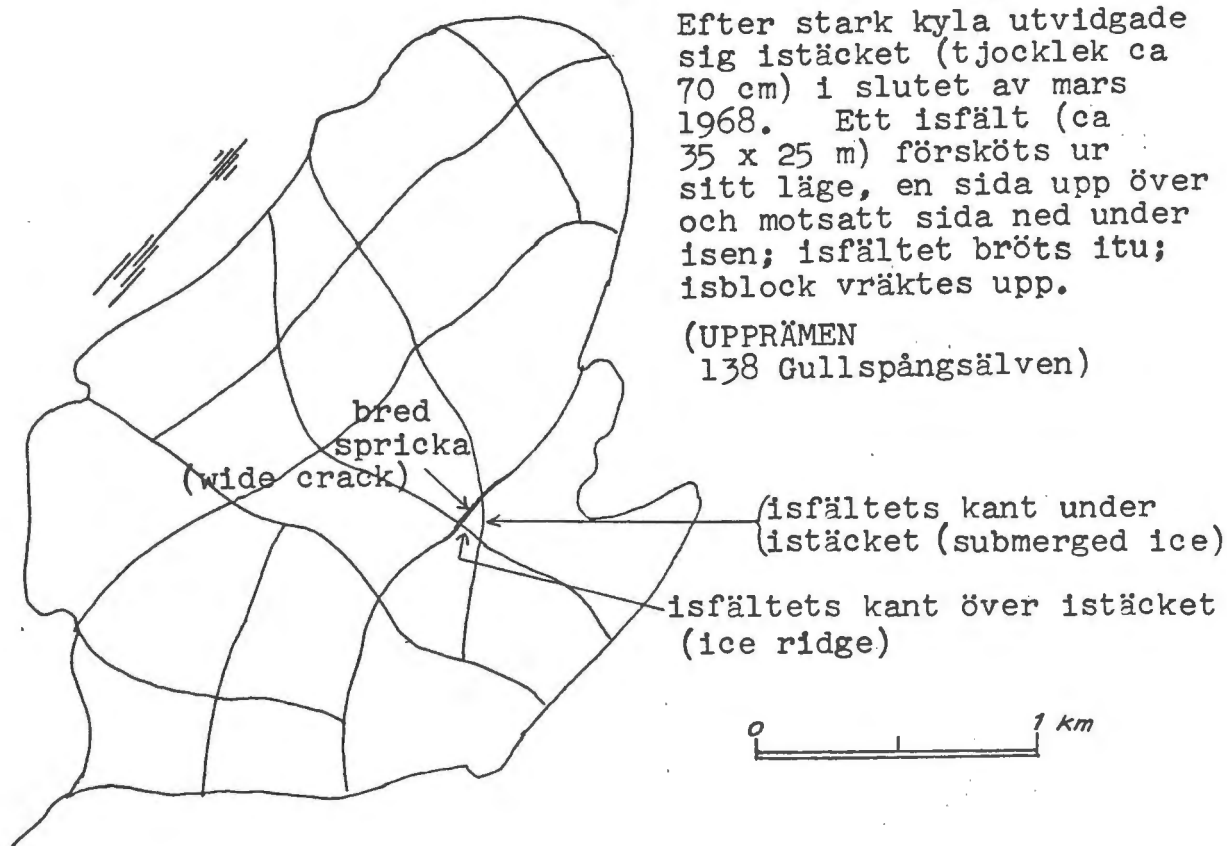


Schematiska bilder över bågnad och sprickbildning i ett snöfritt istäcke, a)-c) vid isens krympning vid temperaturfall och d) vid isbågnadernas uträtning i riktning mot en flack strand eller öppet vatten; jämte bildning av vråk (här 'uppvråd') e) ute på isen och f) vid strand.

Fig VII:2 SPRICKMÖNSTER (skiss), FÖRSKJUTNING AV ISFÄLT

[Crack pattern (sketch), shove of a large ice floe]

[The ice polygons expanded on the end of March and an ice floe (about 35 x 25 m) was shoved out of its position.]



Efter stark kyla utvidgade sig istäcket (tjocklek ca 70 cm) i slutet av mars 1968. Ett isfält (ca 35 x 25 m) försköts ur sitt läge, en sida upp över och motsatt sida ned under isen; isfältet bröts itu; isblock vräktes upp.

(UPPRÄMEN
138 Gullspångsälven)

VII.B. Förskjutningar och vråkar

Vid omslag från kallt till blott väder stiger temperaturerna i isen, mest i ytskiktet och allt mindre i de lägre skikten ned till den nollgradiga undersidan. Isskikten utvidgas, varvid ev. kvarstående grunda, torra sprickor pressas samman och de isfält (polygoner), som istäcket kan ha blivit uppdelat i, ökar var och en i storlek. Polygonerna pressar då mot varandra och mot stränderna, desto mer ju mer temperaturen i isen stiger. Om trycket blir stort, förskjuts polygonerna. De tar därvid spjörn mot fasta, ofta branta steniga eller bergiga stränder och förskjuts dit, där trycket först övervinner motståndet. Vid långsluttande och jämna stränder glider isen lätt uppför sluttningarna, medan mera brant sluttande stränder ger större motstånd. När strandmaterialet inte är tillräckligt fast, t.ex. till följd av att ingen eller ringa tjäle trängt ned i marken, och isen förskjuts upp på stranden, kan isen skjuta strandmaterial framför sig till vallar. Stenar, som ligger grunt i strandkanterna och nås av isen, kan också förskjutas vid sådana stränder. Ibland förhöjs strandkanter, där isen pressar sig in, se fig VII:3, bild 8 och 9.

Istäcket självt kan också ha svagheter och defekter, som gör att förskjutningar uppstår i isen. I sjöar, som genomströmmas av en älv, är istäcket ofta försvagat längs strömdragen vid in- och utlopp och i sund. Vid tryck utvidgar sig isen mot dessa isförsvagningar.

Efter isläggningen faller vattenståndet normalt i en sjö, vilket medför att isen bågnar svagt runt strän-

derna. Sprickor kan därvid uppstå vid uddar eller skär och ibland i strandkanterna, särskilt vid branta stränder. När stora tryck uppstår i isen, kan dessa sprickor tjäna som anvisningar för förskjutningar i isen, se fig VII:3, bild 6.

En sjö är ofta uppdelad i olika fjärdar och dessa i sin tur i vikar och olika fält. Vid isens utvidgning söker isfälten (polygonerna) var för sig röra sig i olika riktningar, som kan vara mer eller mindre fixerade för de olika fälten beroende på sjöns form och strändernas beskaffenhet. När då isfälten rör sig mot varandra, kan de ibland brytas sönder längs vissa ganska väl fixerade linjer. Isflak vräks då upp över varandra, ställer sig på kant eller bildar veck, ibland med vecket riktat uppåt, ibland nedåt. Formationerna betecknas som 'is-vråkar' eller 'vråkar', se fig VII:3. Om isfälten vrider sig vid sammanpressningen, kan också öppen spricka erhållas lokalt.

Isförskjutningar och uppvräkningar av is medför ibland stor skada, bl.a. på isvägar, båthus, dykdalber m.m.

Mätningar och beskrivningar över isars rörelse har utförts av bl.a. A Hamberg och vid SMHI.

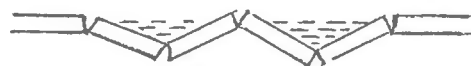
Källor: Axel Hamberg, 'Observations on the movement of lake ice in Lake Sommen 1918 ...' Bull. of Geol.

Vol. XVI, Uppsala 1919. (Sommen i Östergötland);

M Falkenmark i 'Studies on Lake-ice Movements', SMHI, 1957 (Liten i Indalsälven); 'Utlåtande om isförskjutningar på Holmsjön i Ljungan, vintern 1970/71', SMHI och 'PM ang. vråkbildningar på Storsjön i Indalsälven i jan. 1963', SMHI.

Fig VII:3

ISVRÅKAR OCH ISFÖRSKJUTNINGAR
(Ice folds and ice shoves)



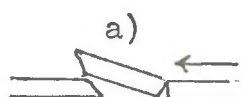
1. UPPVÅK
(Upward fold)



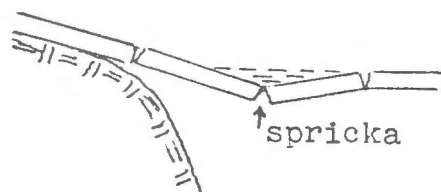
2. NEDVÅK
(Downward fold)



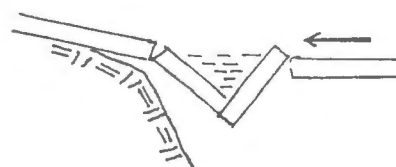
3. STÅENDE FLAK
(Upright ice floe)



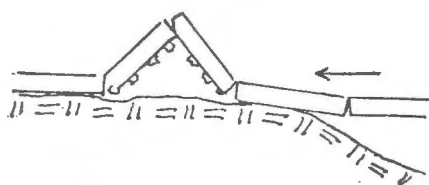
4. 'FLYGANDE' ISFLAK
(('Flying' ice floe)



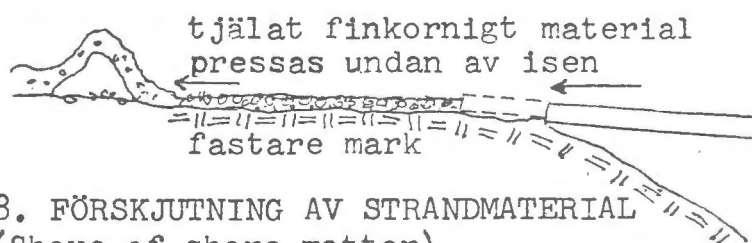
5. STRANDSVACKA VID BRANT STRAND
(Ice depression at a steep shore)



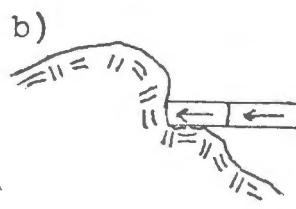
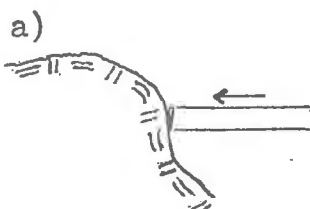
6. NEDVÅK VID BRANT STRAND
(Downward fold at a steep shore)



7. UPPVÅK VID STRAND
(Upward fold on the shore)



8. FÖRSKJUTNING AV STRANDMATERIAL
(Shove of shore matter)



9. ISSKJUTNING I STRANDBRINK
(Shove of ice into a steep bank)

VIII. TRANSPORTEN AV SENSIBELT VÄRME FRÅN VATTNET TILL ISEN I SJÖOMRÅDEN SOM EJ PÅVERKAS AV GENOM- STRÖMMANDE VATTEN

Vid föregående studium av kärnisens bildning och tillväxt har hänsyn tagits enbart till det latent värme som sjövattnet avger vid sin frysning och inte till dess s.k. sensibla värme, som först måste avges, innan vattnet kan frysa. Ofta är sjövattnet redan på några få meters djup flera grader varmt och finns då en temperaturdifferens mellan istäckets nollgradiga undre yta och sjövattnet som leder till transport av värme upp till istäcket.

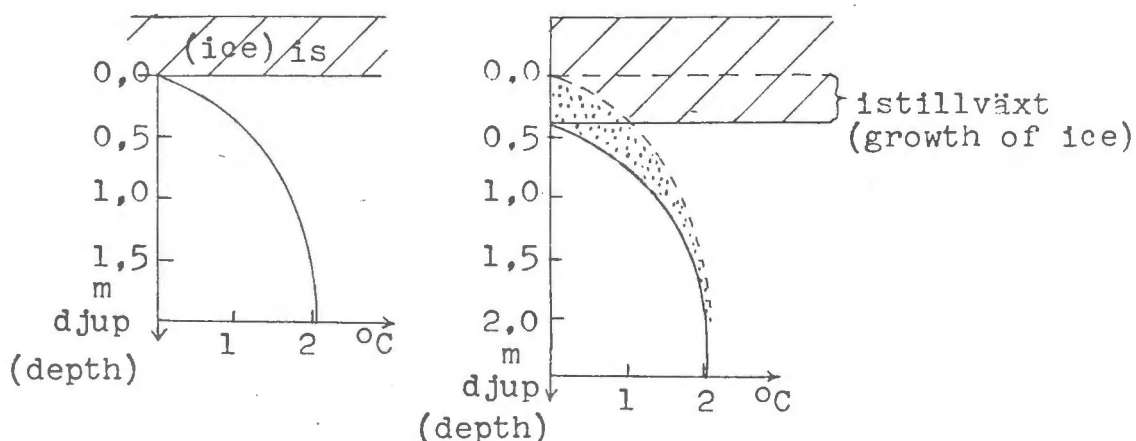
Nedan skall värden på de sensibla värmemängderna skattas.

VIII.A. Avgivningen av sensibelt värme vid isens tillväxt nedåt i sjövattnet

Om sjövattnet är 0°C och värme ledes bort genom ett istäcke, avger vattnet enbart latent värme, 334 kJ/kg , men om sjövattnet är 'varmt', avkyls det först till 0°C och avger då värme, $4,2 \text{ kJ/(kg} \cdot ^{\circ}\text{C)}$, innan det fryser. Vattenskiktet nära isen som inte fryser, avger också värme till isen till följd av att temperaturgradienten i skiktet ökar, när istäcket tillväxer. När istillväxten avstannat, antar gradienten så småningom tidigare värden under isen, så att temperaturavtagandet från djupet upp mot ytan i stort sett blir detsamma före som efter isens tillväxt, se schematisk skiss fig VIII:1.

Fig VIII:1

TEMPERATURPROFILER FÖRE OCH EFTER TILLVÄXT
(Temperature profiles before and after a growth of ice)



Den värmemängd, som sjövattnet avger vid denna avkylning, skattas enkelt. Om t.ex. vattentemperaturen på någon meters djup, såsom i figuren, är 2°C , blir värmemängden $2 \cdot 4,2 \text{ kJ/kg}$ eller $2\frac{1}{2} \%$ av den latent. Det innebär, att istillväxten blir nedsatt till $97\frac{1}{2} \%$ av den istillväxt man skulle ha fått i nollgradigt sjövattnet. Om sålunda istillväxten är 40 cm i nollgradigt sjövattnet, blir den 1 cm mindre eller 39 cm i ett sjövattnet, som är tvågradigt på några meters djup.

Istäcket rör sig nedåt mot varmare sjövattnet inte bara vid kärnisens tillväxt utan även i samband med uppvattning, då sjövattnet tränger upp och breder ut sig ovanpå istäcket. Vid en nedsjunkning av istäcket på t.ex. 20 cm i sjövattnet, som är tvågradigt på djupet, avger vattnet $200 \cdot 2 \cdot 4,2 \text{ kJ/m}^2$ eller $1,7 \text{ MJ/m}^2$. En del av denna värme smälter upp stöpvattenhål och ådrorna i snön, se fig V:1, och en del tär på isens undersida. Totalt motsvarar värmemängden i exemplet en isavsmältning på $\frac{1}{2} \text{ cm}$.

VIII:B. Värmetransport från djupet till isen

Eftersom sjövattnet har högre temperatur på djupet än vid ytan, måste någon värme transporteras uppåt alldeles oberoende av om isen tillväxer eller ej. Det är av intresse att söka skatta denna värmemängd, särskilt som transporten försiggår under hela isliggetiden.

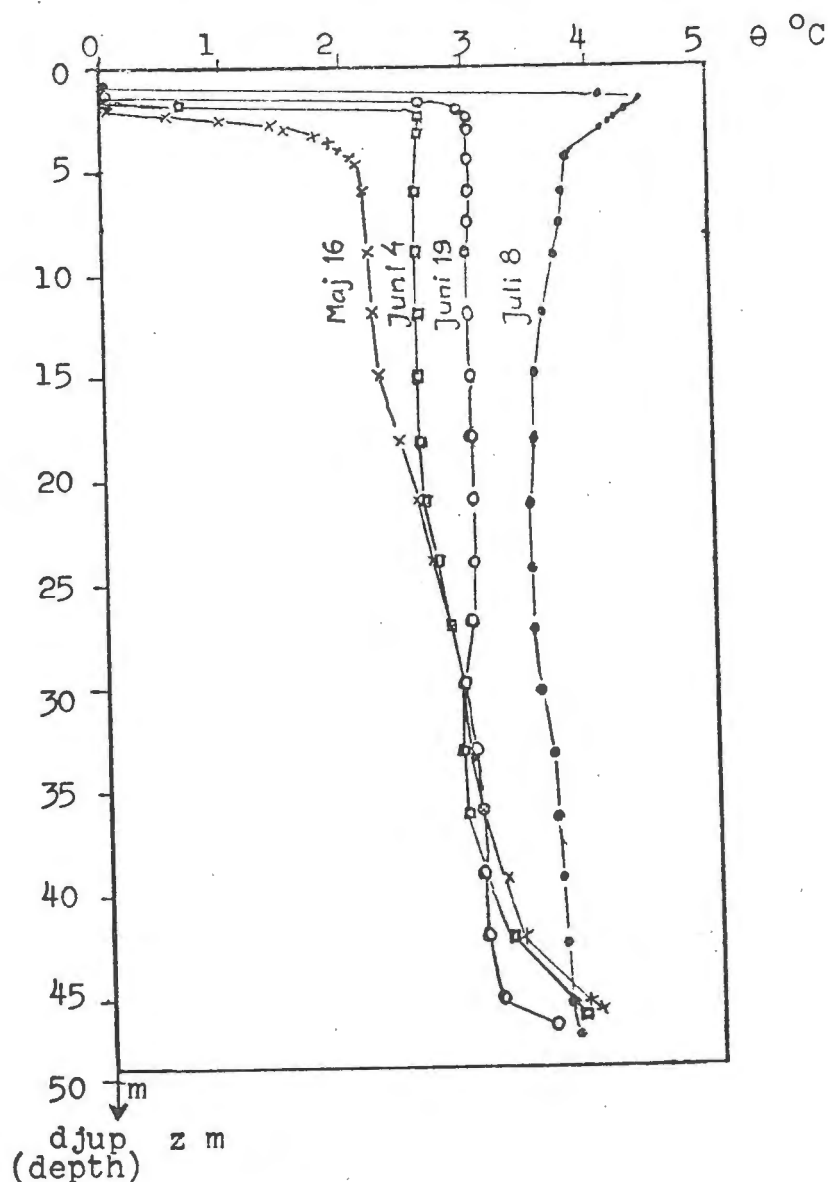
Upprepade mätningar av vattentemperaturerna i en och samma vertikal i en sjö med ringa genomströmning i förhållande till sjöns volym visar, att temperaturprofilen under en vinter, sedan istäcke lagt sig och vuxit till, förblir tämligen konstant under lång tid, vilket innebär att värmetransporten är ungefär densamma på olika nivåer. Det råder då 'vinterstagnation'. Exempel på uppmätta profiler se fig VIII:2 och I:1.

Av olika temperaturprofiler framgår, att samma värmetransport fordrar en stor temperaturgradient nära isytan och en lägre djupare ned. Detta hänger samman med att vattnet nära isytan ligger stilla och att vattnets förmåga att då överföra värme är låg samt med att vattnet djupare ned är turbulent och därför transporterar värme snabbare.

Det värme, som under vinterstagnationen förs uppåt från djupen, underhålls av värme från sjöbottnarna, där värme lagrats under sommar och höst, särskilt i grundare delar av sjön. När vattnet sålunda invid grunt liggande botten värms upp, blir det något lite tyngre och sjunker sakta ut mot djupen. I en del djuphåljor kan tillförseln av värme från bottenlutningarna överstiga upptransporten, varvid temperaturen stiger sakta på djupet.

Fig VIII:2

TEMPERATURPROFILER
(Temperature profiles)



Vattentemperaturer på olika djup och vid olika mättillfällen, maj - juli 1959, i en isbelagd sjö, Lake Peters, Alaska (lat 69°N , long 145°W , höjd ö.h. 850 m). Vid mätning 1959-05-16 var isen snötäckt och 1,8 m tjock (!)
(Rate of melting at the bottom of floating ice, Barnes/Hobbie, Geolog. Survey Research, 1960)

VIII.C. Inverkan av instrålning genom sjöisen på värmetransporten

Under de tider, då isarna är bara, kan en del sol- och himmelsstrålning gå genom isen, särskilt om denna utgöres av klar kärnis. I vattnet absorberas då strålning, allra mest i de översta skikten och mindre djupare ned, allt eftersom strålningen avtar. Den absorberade strålningen ger vattnet ett visst värmetillskott, som bidrar till att öka värmetransporten och därmed isavtärningen underifrån.

I samband med isläggningsen är isarna i regel snöfria viss tid och dessutom tunna och ofta bestående av kärnis. Vattnet har då 'fönster' mot ljuset. Under månaderna nov, dec, jan, då isläggning mestadels sker, är emellertid instrålningen under de korta dagarna låg, särskilt i norra Sverige. En viss del avskärmas av höjder runt sjöarna och en stor del reflekteras i isytan och viss del absorberas i isen, varför endast en mindre del av den låga instrålningen går ned i vattnet. Inverkan på vattentemperaturerna är under denna tidsperiod allmänt mycket ringa.

Så snart isarna täckes av nyfallen snö, reflekteras 75 - 95 % av den ljusa strålningen och absorberas. resten nästan helt i snön eller isen. Under ett snöbelagt istäcke råder därför mörker, som kan avbrytas endast vid enstaka stöpvattenfläckar, där den torra snön vattnats igenom till ytan. Eftersom isarna i norra Sverige är snötäckta mestadels hela vintrarna fram till våren, kan vattentemperaturerna under isen i dessa områden inte höjas till följd av instrålning förrän under våren.

I södra Sverige är isarna snöfria långa tider även mitt i vintern beroende på att snön ofta smälter bort vid blidväder. Mestadels har dock isarna ett övre grått stöpislager, som reflekterar bort en stor del av den infallande strålningen. Under de snöfria perioderna går dock en del strålning genom isen. Denna absorberas i vattnet som får ett visst värmeskott som i sin tur bidrar till viss ökning av värmeströmmen upp mot isens undersida.

När snön på våren i norra och mellersta Sverige smält bort och den gråa stöpisen lösts upp, så att den blivit vattendränkt och tunn, börjar strålning gå genom isen. Då dagarna är långa och strålningen mitt på dagen är mycket hög, kan vattnet under isen motta strålning, som gör att dess temperatur stiger. Eftersom vattnet under isen har temperaturer lägre än 4°C , ökar vattnets densitet, när temperaturen stiger. Efter viss tid får vattnet ett stycke ned under isens nollgradiga undersida genom bestrålningen högre densitet än vattnet i lägre liggande skikt. Genom sin större tyngd sjunker då detta vatten nedåt och blandar sig med djupare vatten. Allt eftersom mera strålningsvärme tillförs i ytlagren, fortsätter tyngre, varmare vatten att sjunka, och utbildas så småningom ett allt tjockare vattenlager, som får lika densitet alltigenom och vars densitet och temperatur stiger alltmer, se fig VIII: 2 och 5. Vattenlagret växer inte bara ned mot djupet utan också upp mot isytan, varvid det stillaliggande isolerande vattenskiktet nära isen krymper samman. Samtidigt ökar temperaturgradienten invid isytan, vilket ökar avsmältningen av isen underifrån.

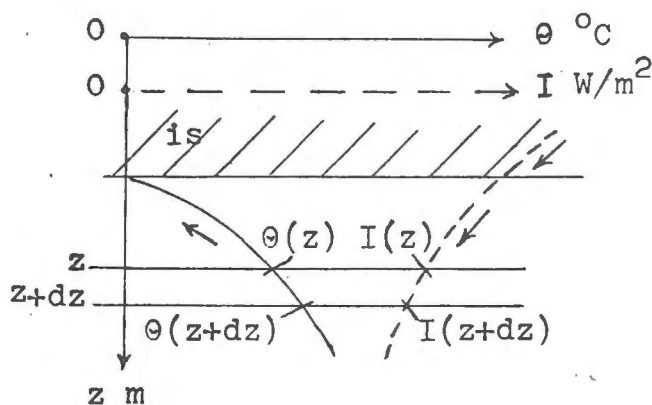
Vid snö- och isavsmältningen på våren tillförs sjön smältvatten, som bildar ett nytt ytskikt. Smältvattnet innehåller mindre mängder lösta ämnen än sjövattnet och har därför lägre densitet än detta vid samma temperatur. För att smältvattnet i ytan skall få samma densitet som sjövattnet, måste dess temperatur höjas med ett visst belopp och för att sjunka nedåt och blanda sig med lägre skikt, måste detta belopp överskridas. Exempel på temperaturhöjning i ytvattnet under avsmältningen, se fig VIII:2, profilen från 8 juli.

VIII.D. Härledning av formler för skattning av transporten av sensibelt värme upp till isen

Vi betraktar ett vattenskikt mellan z och $z + dz$ under ett istäcke, se fig VIII:3.

Fig VIII:3

TEMPERATUR- OCH STRÅLNINGSPROFILER; SKISS
(Temperature- and radiation profiles; sketch)



z m, avstånd från isens undersida (distance from bottom of ice)
 θ °C, vattentemperatur (water temperature)
 I W/m², instrålning (short wave radiation through the ice)
 λ W/(m · °C), värmetransportförmåga (heat transportability)
 A m², skiktets yta (area of the layer)

$dw(z)$, värme, som tillförs skiktet under tiden dt

$dw(z+dz)$, värme, som bortförs från skiktet

$$dw(z) = -\lambda(z) \cdot \frac{\partial \theta(z)}{\partial z} \cdot A \cdot dt + I(z) \cdot A \cdot dt$$

$$dw(z+dz) = -\lambda(z+dz) \cdot \frac{\partial \theta(z+dz)}{\partial z} \cdot A \cdot dt + I(z+dz) \cdot A \cdot dt$$

$$(1) \quad dw(z) - dw(z+dz) = \frac{\partial \left[\lambda(z) \frac{\partial \theta(z)}{\partial z} \right]}{\partial z} \cdot dz \cdot A \cdot dt - \frac{\partial I}{\partial z} \cdot dz \cdot A \cdot dt$$

$[dw(z) - dw(z+dz)]$, värme som behålles i skiktet och värmer upp detta under tiden dt

$$(2) \quad dw(z) - dw(z+dz) = \rho \cdot c \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot dt \cdot A \cdot dz$$

$\rho \text{ kg/m}^3$, vattnets densitet

$c \text{ J/(kg} \cdot ^\circ\text{C)}$, vattnets värmekapacitivitet

Av ekv. (1) och (2) erhålles

$$(3) \quad \rho \cdot c \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \left[\lambda(z) \cdot \frac{\partial \theta(z)}{\partial z} \right]}{\partial z} - \frac{\partial I}{\partial z}$$

VIII.D.1 Ingen instrålning genom istäcket

När stationära förhållanden, vinterstagnation, råder, är $\partial \theta / \partial t = 0$, och om strålningen genom isen är noll, är $\partial I / \partial z = 0$. I ekv. (3) är då alla tre termerna noll, varav följer:

$$(4) \quad \lambda(z) \cdot \frac{d \theta(z)}{dz} = C; \quad C \text{ W/m}^2, \text{ konstant.}$$

C är vertikala flödet av sensibelt värme upp till isen.

Temperaturgradienten $d \theta / dz$ är normalt hög vid isens undersida och avtar först långsamt men sedan snabbt mot djupet. Exempel härpå se fig VIII:4.

Eftersom: $\lambda \cdot d \theta / dz = C$, måste då omvänt λ från ett lågt värde, λ_0 , i gränsen till isen öka snabbt mot djupet. För skattning av värden kan man anta att λ ökar exponentiellt enligt nedan:

$$(5) \quad \lambda(z) = \lambda_0 \cdot e^{az}$$

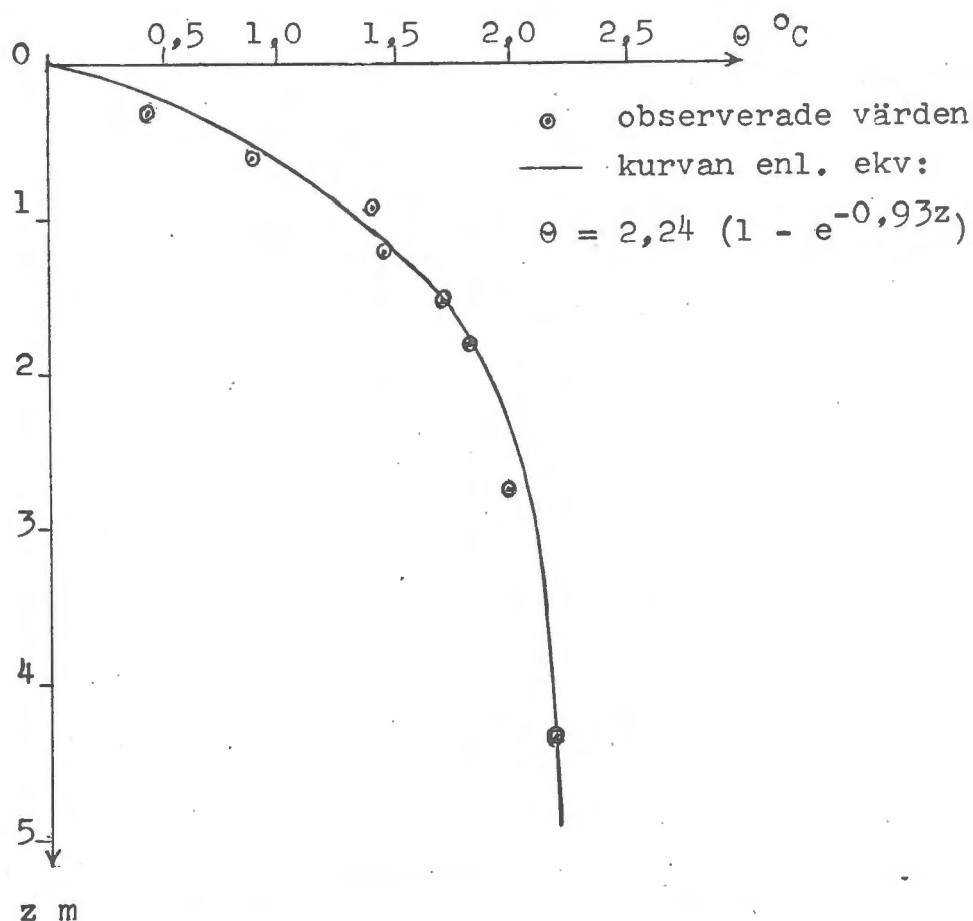
Löses ekv. (4) under detta antagande erhålles:

$$(6) \quad \theta(z) = \frac{C}{\lambda_0 \cdot a} (1 - e^{-az})$$

Fig VIII:4

VATTENTEMPERATURER I LAKE PETERS, ALASKA 1959-05-16
ENL. BARNES/HOBBIE. SNÖTÄCKT IS: 1,8 m tjock (!)

(Water temperatures in lake Peters)



Kurvan här är anpassad med hjälp av ekv. (6)

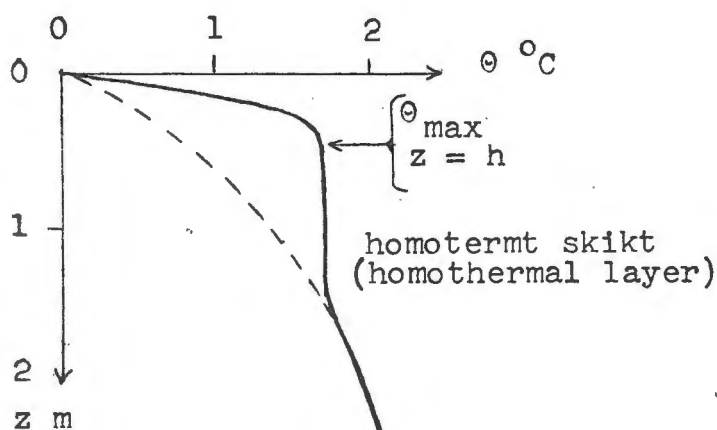
[The curve is here adapted by means of equ. (6)]

VIII.D.2 Kraftig instrålning genom istäcket

Vid hög instrålning stiger temperaturen i vattnet under isen kraftigt, se fig VIII:5. Vattnet blir då på visst djup något lite varmare än djupare liggande och når ett temperaturmaximum, $\theta_{\max}$, för $z = h$. För maximipunkter är $d\theta/dz = 0$. Värme går då dels uppåt mot isen och dels nedåt i det homoterma skiktet, vars temperatur stiger.

Fig VIII:5

TEMPERATURPROFIL, SKISS
(Temperature profile, sketch)



dI är den del av instrålningen $I(z)$ som absorberas i vattenskiktet av tjocklek dz . $\frac{dI}{dz}$ är proportionell mot $I(z)$ och har motsatt tecken, dvs: $-\frac{dI}{dz} = \eta \cdot I$, $\eta \text{ m}^{-1}$, absorptionskoefficient.

Då vi här betraktar ett skikt nära isen som har liten tjocklek, h , kan vi i våra överslagsräkningar sätta

$I \approx I_m$, dvs ett medelvärde för skiktet. I skiktet förs värme uppåt till isen främst genom värmeledning. Värdet på $\lambda(z)$ antas därför ligga nära vattnets värmekonduktivitet, λ_0 , och även vara tämligen konstant i skiktet. Vi sätter $\lambda(z) \approx \lambda_m$, ett medelvärde för skiktet ovan $z = h$.

Vi antar att stationära förhållanden uppnås i skiktet, dvs. $d\theta/dt = 0$.

Ekv. (3) ger då ekv. (7), som integreras två gånger:

$$(7) \quad \lambda_m \frac{d^2\theta}{dz^2} = -\mathcal{I} \cdot I_m$$

$$(8) \quad \lambda_m \frac{d\theta}{dz} = \mathcal{I} I_m (h-z); \quad (\text{integrationskonstanten: } \mathcal{I} \cdot I_m \cdot h, \text{ eftersom } d\theta/dz = 0 \text{ för } z = h)$$

$$(9) \quad \theta = \frac{\mathcal{I} \cdot I_m}{\lambda_m} z(h-z/2); \quad (\text{integrationskonstanten: } 0, \text{ eftersom } \theta = 0 \text{ för } z = 0)$$

Ekv. (9) ger för max-punkten ($\theta_{\max}$; h):

$$(10) \quad \theta_{\max} = \frac{\mathcal{I} \cdot I_m}{\lambda_m} \cdot \frac{h^2}{2} \text{ eller } \begin{cases} I_m = \theta_{\max} \cdot \frac{2\lambda_m}{\mathcal{I} \cdot h^2} \\ h = \sqrt{\frac{2\theta_{\max} \cdot \lambda_m}{\mathcal{I} \cdot I_m}} \end{cases}$$

Det värmeflöde som per ytenhet passerar upp till isen, $z = 0$, är enl. ekv. (8) med insatt värde på I_m resp. h enl. ekv. (10):

$$(11) \quad \lambda_m \left(\frac{d\theta}{dz} \right)_{z=0} = \lambda_m \cdot \frac{2\theta_{\max}}{h}$$

$$(12) \quad \lambda_m \left(\frac{d\theta}{dz} \right)_{z=0} = 1,4 \cdot \sqrt{\mathcal{I} \cdot I_m \cdot \lambda_m \cdot \theta_{\max}}$$

$2\theta_{\max}/h$ i ekv. (11) är ett ungefärligt uttryck för temperaturgradienten nära isens undersida.

VIII.E. Skattning av värmetransporter med hjälp av de härledda ekvationerna

VIII.E.1 Ingen instrålning

I fig VIII:2 och 4 återges mätvärden som erhållits vid mätningar i en nordligt belägen, djup och strömfri sjö, Lake Peters, Alaska, med tidig isläggning och sen islossning (Barnes/Hobbie: Rate of melting at the bottom of floating ice, Geol. Survey Research, 1960).

Vid mätning den 16 maj var sjöisen hela 1,8 m tjock och snötäckt. Vattnet under isen måste då ha varit väl avskärmat från instrålning under mycket lång tid och det förefaller rimligt att anta att stationära förhållanden hunnit inställa sig under isen till åtskilliga meters djup. Vi anpassar ekv. (6) till mätvärdena i fig VIII:4 och erhåller

$$\begin{cases} \theta = 2,24 \cdot (1 - e^{-0,93z}) \text{ och } \frac{d\theta}{dz} = 2,08 \cdot e^{-0,93z} \\ \lambda(z) = \lambda_0 \cdot e^{0,93z} \end{cases}$$

Tillväxten av $\lambda(z)$ framgår av värdena över λ/λ_0 nedan:

z m	0	0,44	0,75	1,2	1,5	2,5	3,2	4,2	5,0
λ/λ_0	1	1,5	2	3	4	10	20	50	100

Vattnet i gränsskiktet till isen antas ha molekylär konduktivitet, $\lambda_0 = 0,58 \text{ W/(m} \cdot ^\circ\text{C)}$. Värmeflödet till isen blir då enligt ekv. (4) med insatta värden för $z = 0$:

$$\lambda_0 \left(\frac{d\theta}{dz} \right)_{z=0} = 0,58 \cdot 2,08 \approx 1,2 \text{ W/m}^2,$$

vilket svarar mot en isavtärning av 0,3 mm/dygn, 2 mm/vecka eller 1 cm/månad.

Erfarenhetsmässigt vet man att avtärningen underifrån är ringa. Vid SMHI, HBI, har t.ex. många gånger kunnat konstateras att islager, som under lång tid under högvintern helt isolerats från kyla av stöpvattenskikt, därvid inte nämnvärt minskat sin tjocklek på strömfritt vatten.

VIII.E.2 Kraftig instrålning

Om mätvärden finns för både $\theta_{\max}$ och h , skattas värmeflödet till isen vid kraftig instrålning enl. ekv. (11).

Ett ungefärligt värde på $\theta_{\max}$ erhålles i allmänhet lätt, då detta skiljer sig föga från värdet i det djupare liggande homoterma skiktet. Ett någorlunda noggrant värde på h är dock svårare att erhålla, särskilt som h varierar i takt med instrålningen; hög instrålning ger enl. ekv. (10) ett lågt h -värde och omvänt.

Vid mätning den 8 juli i Lake Peters, Alaska, se fig VIII:2, var $\theta_{\max} = 4,5^\circ\text{C}$ och $h \approx 0,6 \text{ m}$, vilket ger en temperaturgradient, $2 \theta_{\max}/h$, vid $z = 0$ av 15°C/m . Väljes $\lambda_m \approx 1,5 \cdot \lambda_0$ erhålles värdet 13 W/m^2 på värmeflödet, dvs. en isavtärning av ca 0,3 cm/dygn. Värdet är ca 10 ggr högre än vid snö-täckt is. Vid mättillfället var instrålningen

mycket hög, men eftersom isen ännu var nära 1 m tjock, kunde endast en liten del tränga genom isen ned i sjön. Lake Peters (lat ung. 69°) ligger något nordligare än Torneträsk (lat ung. 68°).

Vid en mätning 1957-04-04 i Erken, lat ca 60° , (58 Broströmmen) erhöjls $\theta = 2,8^{\circ}\text{C}$ vid $h = 0,2\text{ m}$; istjocklek 25 cm 'rutten' is. (K Byrde: Vattentemperaturmätning i Erken den 4 - 5 april 1957, SMHI, Not.o.prel.rapp. Vol.1 nr 3.) En skattning enl. ekv. (11) ger ca 20 W/m^2 , vilket svarar mot en isavsmältning av ca $0,6\text{ cm/dygn}$. Den tunna isen torde ha tillåtit, att en stor del av instrålningen nådde ned i sjön.

Vid en mätning 1942-04-18 i Skärsjön (54 Tämmarån) i Uppland (W Rodhe) erhöjls $\theta_{\text{max}} = 6,61^{\circ}\text{C}$ vid $h = 0,25\text{ m}$; istjocklek 25 cm. (H Johnsson: Termisk hydrologiska studier i sjön Klämmingen, 1946). En skattning enl. ekv. (11) ger det höga värdet av 45 W/m^2 eller en isavsmältning av ca $1\frac{1}{2}\text{ cm/dygn}$ vid tiden strax före islossningen.

Om värden på h saknas, men $\eta \cdot I_m$ kan skattas, liksom θ_{max} , kan värmeflödet till isen erhållas ur ekv. (12). I Erken har mätningar gjorts av sol- och himmelsstrålning ovan istäcke och under, bl.a. 1960 (L Raab: Undersökningar över temperatur och strålningsförhållanden i Erken. 3:e nordiske hydrologkonference i Viborg 1961). Så länge istäcket, ca 20 cm, var täckt av torr snö, ca 15 cm, gick ingen mätbar strålning genom isen, men sedan snön smält i början av april, passerade ca 30 % eller ca 45 W/m^2 i medeltal per dygn; $\eta \approx 0,6\text{ m}^{-1}$;

$\theta_{\max} \approx 3,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Ekv. (12) ger då ca 12 W/m^2 , dvs. en isavsmältning underifrån på ca $0,4 \text{ cm/dygn}$.

I ett ryskt arbete, 'Hållfasthet hos is och istäcke', I Butiagin, Novosibirsk, 1966; översatt vid SMHI 1969, omtalas en mätning över isavsmältningen våren 1935 i Bajkalsjön (lat $52 - 56 \text{ }^{\circ}\text{N}$; höjd ö.h. ca 470 m); isens maximitjocklek var 95 cm ; enbart kärnis. På 20 dygn mellan 15 april och 4 maj smälte 15 cm från isens övre yta eller $0,75 \text{ cm/dygn}$ och 6 cm från dess undre yta eller $0,3 \text{ cm/dygn}$.

IX. INVERKAN PÅ ISARNA AV STRÖMNINGAR I OCH GENOM SJÖAR

Strömningar uppträder i sjöarna bl.a. vid inflödet av älvar, åar och bäckar, i smala sund och vid sjöars utlopp. Där värme förs med upp till ytan, påverkas istäcket och kan vakar bildas eller kan isen tillväxa långsammare än eljest eller täras underifrån.

Härnadan beskrives hur olika faktorer påverkar värmets transport upp till sjöytan och antyds dess inverkan på istäcket. Först behandlas allmänna förhållanden i en stor och djup sjö, vid inlopp, i stora sjön och vid utlopp, samt därefter särskilda förhållanden i en mindre och grundare sjö.

IX.A. Stor och djup sjö

IX.A.1 Inloppet

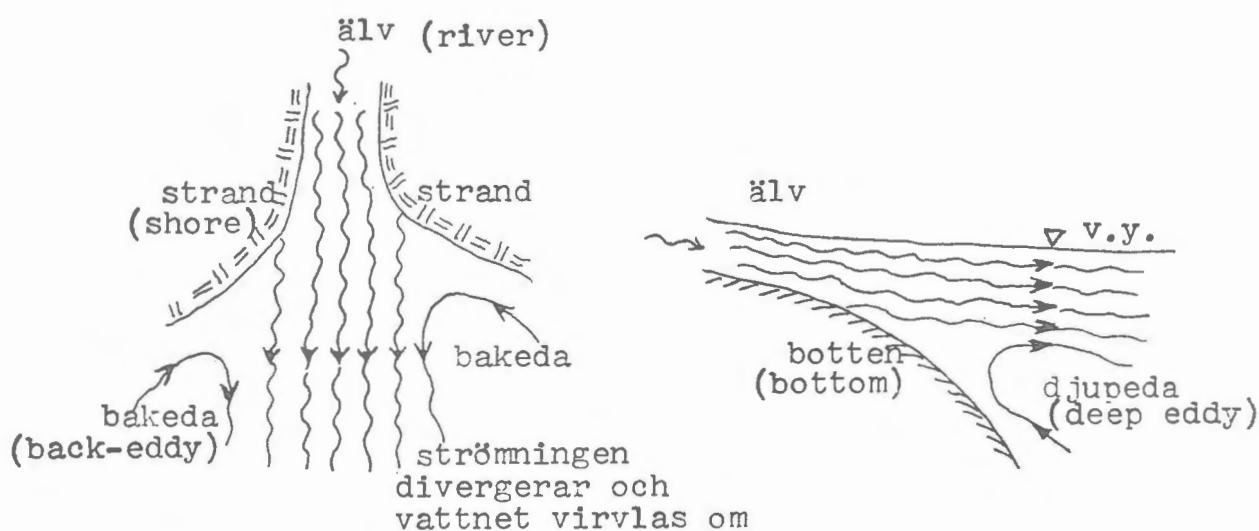
Vattnet i älvar, åar och bäckar kyles på hösten snabbt ned till 0 °C, varvid lugnflytande partier islägges. Vattnet håller sedan i regel större delen av vintern nollgradig temperatur. Älvvatten, som vid ett inlopp faller in i en sjö, besitter sålunda sällan någon sensibel värme. Däremot äger älvvattnet i regel stor rörelseenergi, olika för olika älvar, beroende bl.a. på respektive älvs vattenföring och lutning fram mot sjöinloppet. Där älvvattnet möter sjövattnet, sker en omblandning och överförs genom friktion rörelseenergi till sjövattnet. Kring det framströmmande älvvattnet skapas ibland omfattande edor, se fig IX:1.

Rörelseenergin överförs så småningom till allt större vattenmassor, och den omvandlas till sist till värme i en mängd, som dock alltid är mycket ringa jämfört med sjövärmén.

Fig IX:1

STRÖMNINGEN VID INLOPP

(Water current at an inflow)



Efter isläggningen av en stor och djup sjö finns alltid viss värme kvar på djupen i sjön. När sådant 'varmt' sjövattnen dras upp mot inloppet i olika edor och sugas med av älvvattnet och blandas med detta, för 'strömdraget' med sig värme.

Vid hög turbulens i vattnet förs värme upp till ytan och påverkar sjöns istäcke. Därvid kan långa strömråkar och svagis-områden utbildas, särskilt i början av vintern, innan sjön nära inloppet hunnit förlora delar av sin magasinerade värme och innan vatten-

föringen sjunkit till låga vintervärden. När en större djuphölja finns nära inloppet, kan sjövärmens ibland räcka till för att hålla inloppsvakar vintern igenom.

Värmeinverkan vid ett inlopp kan vara mycket olika olika vintrar beroende på hur mycket värme, som blivit kvar i sjön efter avkylningen under hösten fram till isläggningen, och på vattenföringen i älven.

På våren, då längre blidväder inträffar och solstrålningen är stark, öppnar sig forssträckor och närliggande älvsträckor. Älvvattnet kan då motta allt större mängder solenergi. När älven öppnat sig uppströms sjön, för älvvattnet med sig värme ned till inloppet, varvid den öppna strömråken i älven skär ned vid inloppet och växer vidare in i sjön allt eftersom värmetillförseln från älven ökar under våren.

IX.A.2 Stora sjön

Från älvars, åars och bäckars inflöden förs vatten genom stora sjön så småningom till utloppet, eftersom i medeltal lika mycket vatten tillförs sjön som bortförs. I en stor och djup islagd sjö är strömmingarna svåra att kartlägga, då de ofta är oregelbundna och svaga och beror av många faktorer. Allmänt kan sägas att strömmingarna drivs fram till följd av tryckdifferenser mellan olika delar av sjön. Sålunda uppstår vissa tryckdifferenser mellan inloppen och sjön, när vatten genom tillrinningen samlas kring inloppen och höjer vattennivån, och mellan sjön och utloppet genom att vattennivån faller i utloppsområdet, när vattnet rinner ut ur sjön.

Tillfälligt uppstår också tryckdifferenser inom en stor sjö i samband med att de stora hög- och lågtryckssystemen förflyttar sig över landet. Tryckdifferenserna och dess förändringar i luften överförs därvid till sjövattnet.

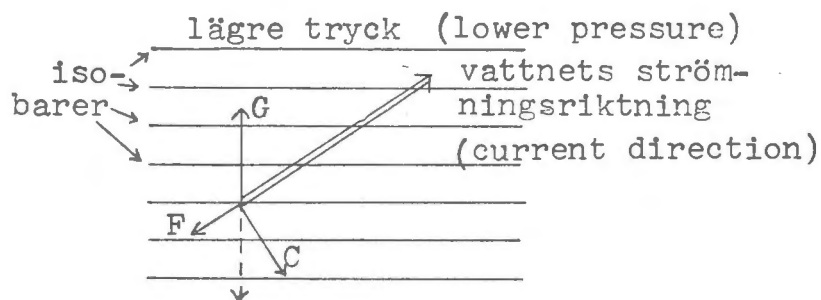
På en islagd sjö, där vinden inte direkt kan påverka sjövattnet, torde vinden ändå i kårar och byar kunna pressa ned istäcket och då också driva vatten framåt i vindens riktning. Vid en vindutsatt strand kan man sålunda, när isen är tunn, ibland iaktta att vattenytan förhöjs påtagligt och att långa dyningar går in mot stranden.

I en sjö kan tryckdifferenser också uppstå mellan närliggande vattenmassor, om de fått olika densitet, t.ex. genom att vattnet i olika delar av sjön avkylts eller uppvärmts olika snabbt eller genom att det fått motta lösta och suspenderade ämnen i olika mängder.

Tryckdifferenser av olika slag sätter vatten i rörelse men rörelsen avlänkas till följd av jordrotationen och bromsas genom friktionen. Man kan säga att varje vattenpartikel påverkas av tre olika krafter, gradientkraften, corioliskraften och friktionskraften. Gradientkraften har samma riktning som största tryckdifferensen, dvs. går vinkelrätt mot isobaryterna. Corioliskraften går vinkelrätt mot strömningsriktningen, åt höger på norra halvklotet; medan friktionskraften är rakt motsatt strömmingen. Se fig IX:2.

Fig IX:2

KRAFTVERKAN PÅ VATTENPARTIKEL I RÖRELSE MOT LÄGRE TRYCK
 (The effect of different forces on a water particle
 when in movement against lower pressure)



G = gradientkraften, vinkelrät mot isobarerna
 (ytorna för lika tryck)

C = corioliskraften, vinkelrät mot strömmingen,
 som avlänkas till höger

F = friktionskraften, rakt motsatt strömmingen

Källa: 'Oceanografi', S Fonselius, Stockholm 1974

Eftersom vattenmassor i rörelse möter motstånd genom friktion mot istäcke och bottenar och rörelserna avlänkas åt höger, finner man i sjöar med stor genomströmning i regel en huvudtransport av vatten i djupstråk som följer sjöarnas högersidor.

Svaga strömmar på djupet påverkar inte istäcket även om vattnet är 'varmt'. Men där strömmingarna passerar över grundare sjöpartier eller förbi utskjutande uddar, ökas turbulensen i vattnet och förs värme upp mot ytan. Istäcket tärs därvid lokalt underifrån och vakar, strömråkar och svagisområden kan uppträda.

Vid lufttrycksförändringar och stark vind sättes också vattenmassor i rörelse, särskilt påtagligt i början av vintern vid tunna isar och medan ännu någon del av sjön går öppen. Vatten förflyttas då till den vindutsatta sidan av sjön. När 'störningen' sedan upphör, sker en återtransport av vatten till den motsatta sidan. Trögheten hos vattenmassorna gör att dessa kommer att skvalpa fram och åter till dess att friktionen mot stränder, bottnar och istäcke dämpar rörelserna. Skvalpningarna ger sig tillkänna bl.a. genom regelbundna variationer i vattennivån, s.k. seicher. De blir särskilt stora i ändarna av långsträckta djupa sjöar. I en stor sjö, som består av två bäcken med sund emellan, kan vatten strömma över från det ena bäckenet till det andra och omvänt. Därvid kommer vattenståndet i sundet att variera föga, men stora mängder vatten att strömma fram och åter genom sundet. Sådan strömning kan då och då påverka isen i sundet och där bidra till att vakar, strömråkar eller svagis-områden uppkommer.

Densitetsskillnader kan också ge upphov till strömningar, såsom vid ojämn avkylning av vattnet på hösten fram till isläggningen. Ibland lägger sig t.ex. delar av en sjö, mindre djupbäcken eller vikar tidigt, varvid deras djupvatten får hög temperatur, medan vattnet i närliggande sjöområde hinner bli mera avkylt på djupet, innan området islägges. På ett och samma djup i de olika sjöområdena blir då vattentrycket olika, varför varmare tyngre vatten från det ena området strömmar över till det andra, vilket i sin tur orsakar en ytström i motsatt riktning. Sådan densitetsströmning i gränsområdet mellan olika vattenmassor kan med-

föra viss avsmältning av is underifrån och kan bidra till att vakar står kvar viss tid i samband med isläggning.

IX.A.3 Sjöutloppet

När vattnet faller ut från en sjö, uppstår ett tryckfall, som orsakar en gradientkraft i vattnet, inte bara vid själva sjöutloppet utan också fastän svagare längre upp i sjön. I gränsområden mellan stora sjön och utloppsområdet rör sig sjövattnet till följd av den svaga gradientkraften med låg hastighet, och vattnet är efter passagen på djupen i stora sjön i regel 'varmt' och har låg turbulens. Nämnvärd mängd värme går då inte upp till istäcket genom de kalla och tämligen stillaliggande ytlagren. Allteftersom sjön smalnar av och grundar upp, ökar gradientkraften, varvid strömningen av det varma sjövattnet acceleras och får ökad hastighet. Genom accelerationen ökar vattnets turbulens endast långsamt, vilket medför att omblandningen mellan varmt sjövattnet och kallare ytvatten också i regel sker ganska långsamt, liksom värmetransporten upp till ytan.

Virvelbildningar, som för värme upp till ytan och som brukar uppträda på ställen, där strand- och bottenkonturen ändras plötsligt eller där skär eller storstenar ligger, dämpas i viss mån till följd av vattenströmningens tämligen låga turbulens och dess acceleration mot utloppet.

Till sist brukar strömningen vid utloppet nå en gräns, där vattnet tämligen plötsligt blir starkt turbulent,

varvid omblandningen av varmt och kallt vatten blir kraftig. Här bildas då utloppsvak, som sedan övergår i den öppna älven nedströms.

På våren vidgas utloppsvaken sakta motströms, särskilt sedan snön smält bort från sjöisen. Då kan nämligen solstrålningen allmänt gå genom isen och värma det kalla vattenlager, som ligger nära under isen och som endast sakta rör sig medströms. Densitetsskillnaderna mellan djupare och ytligare vattenlager minskar därvid, vilket ökar vattnets turbulens i ytlagren och värmeöverföringen till isen. Isen tärs då underifrån och småvakar börjar uppträda här och var. Utloppsområdet går i regel upp tidigare än stora sjön.

IX.B. Mindre grundare sjöar

IX.B.1 Tillrinning av kallt älvvatten

I en grund sjö med stor genomrinning byts sjövattnet till stor del ut snabbt mot älvvatten. När detta på hösten kyls ned och blir nollgradigt, kommer också sjöns vatten att snabbt bli kallt i ytlagren. Sjön får därigenom tidig isläggning. Vid omslag i vädret kan dock älvvattnet tillfälligt höja sin temperatur. Strömråk jämte isförsvagning kan då tillfälligt uppträda vid inloppet.

Vid isläggningen brukar sjön ännu ha kvar en del värme i djupare partier. Det genomströmmande vattnet tar då upp någon värme och för det till utloppet, där värmen når upp i ytan och håller utloppet öppet.

Allt eftersom vintern fortgår, byts också största delen av sjöns varmare djupvatten ut mot älvvatten.

Någon nämnvärd värme kan då inte längre föras upp till ytan ens där turbulensen är förhöjd, såsom vid uddar eller skär. Isförhållandena på sjön blir då allmänt goda. En mindre vakt brukar dock hålla sig kvar vid utloppet vintern igenom, emedan alltid någon värme finns kvar och tillförs strömningen, t.ex. från bottenarna i sjön. Ibland finns också vikar med stillastående vatten med högre temperatur än sjön i övrigt. Små mängder värme kan då under lång tid tillföras strömningen också från dessa vikar.

På våren, då älvvattnet börjar värmas upp, tärs isen först vid inloppet och sedan steg för steg allt längre ned genom sjön, så att en mycket lång strömråk till sist bildas. Även utloppsvaken vidgas men växer i regel endast sakta motströms.

IX.B.2 Tillrinning av 'varmt' älvvatten

En grund sjö, som är belägen nära nedströms en stor och djup sjö, blir beroende av dennas 'varma' vatten. Vattnet kan vid stark kyla förlora sin värme men vid blidväder också behålla den på sträckan ned till grunda sjöns inlopp. Älvvattnet får sålunda under vintern ständigt växlande temperatur. Under blidväder hålles strömdraget öppet vid inloppet, medan det vid stark kyla kan bli isbelagt. Strömdraget skär sedan åter upp vid blidare väder. Genom att älvvattnet för med sig värme under stor del av vintern, kan istäcket påverkas underifrån från inloppet och långt ned i sjön.

Strömningen genom en relativt grund sjö brukar uppta endast en del av sjöns tvärsnitt och följa ett visst

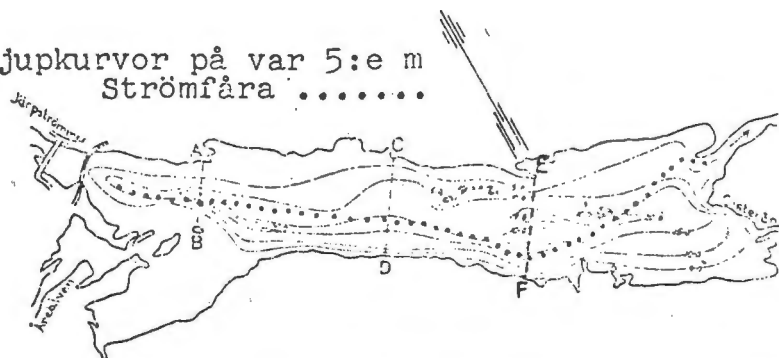
stråk. Från inloppet, där strömningen styrs av strand och botten, böjer den så småningom till följd av jordrotationen av mot höger och följer då djuppartier utanför höger strand i riktning mot utloppet. Eftersom strömningen för med sig värme, tärs isen underifrån där turbulensen är hög, såsom vid uddar och grund, och hålles ofta större utloppsvak öppen.

Genom att särskilt på våren observera var strömråkar och vakar uppträder och ev. genom att mäta isens tjocklekstillväxt och avtärning i linjer över sjön, kan man kartlägga strömstråket genom sjön, exempel se fig IX: 3 och 4; Källa: 'Undersökningar vid SMHI över vattendragens isförhållanden', R Melin, 1947, SMHI.

Man kan också genom mätningar av vattentemperaturen i vertikaler mellan ytan och botten, utlagda i linjer över sjön, få fram en god bild av genomströmningen. Av temperaturerna i vertikaler kan man också avläsa, inom vilka djupintervall temperaturen är mest utjämnad till följd av hög turbulens. Inom dessa djupintervall bedömes då strömningshastigheten vara störst, exempel se fig IX:5.

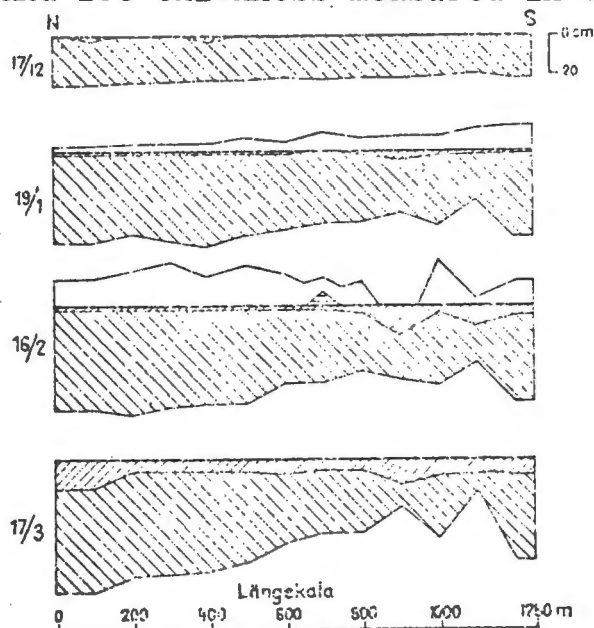
IX:3 DJUPKARTA ÖVER LITEN, 40 INDALSÄLVEN (Depth map)

Djupkurvor på var 5:e m
Strömfåra

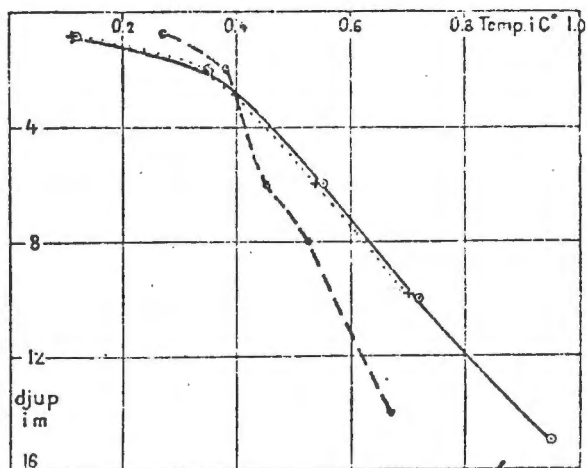


A-B) Strömstråket följer djupet utan-
C-D) mätlinjer för höger strand fram mot linje
E-F) (measuring-lines) E-F och böjer där av mot utloppet
(..... Course of the stream through the lake)

IX:4 SNÖ- OCH ISTJOCKLEK I MÄTLINJE E-F
(Snow- and ice thickness measured in line E-F)



IX:5 TEMPERATURVERTIKALER PÅ TRE STÄLLEN I MÄTLINJE E-F
(Temperature profiles in three verticals on the line E-F)



Hög turbulens ger
brant temp.-profil
vid höger S strand,
särskilt mellan
2 och 6 m djup.

(High turbulence
gives a steep temp.-
profile along the
right S shore spec.
between 2 and 6 m
depth)

• Temp. i vertikal nära S stranden (near S shore),

X. INVERKAN PÅ SJÖISEN AV VÄRME I LUFTEN OCH AV STRÅLNING

Ett snöfritt istäcke mottar vid blidväder sensibel värme från luften och instrålad värme. Värmen i luften når endast själva isytan, vars temperatur stiger till 0°C , varefter isen smälter i ytan. I övrigt påverkas inte isens kvalitet av luftens värme.

Strålningen som når isen kan allmänt indelas i en långvågig och en kortvågig del. Den långvågiga, mörka värmestrålningen absorberas av ett mycket tunt isskikt, varför också dess verkan hänför sig enbart till isens yta och bidrar där till avsmältning av is. Den kortvågiga, sol- och himmelsstrålningen har däremot förmåga att tränga in i isen, om denna är snöfri. I början av vintern är den dock alltför svag för att då nämnvärt påverka isen; dagarna är korta och solstrålningen faller in snett, särskilt i norra Sverige. Den infallande strålningen växer dock snabbt under vintern fram till våren, såsom framgår av nedanstående tabell.

Månadssummor för totalstrålning (sol+himmel) på en horisontell yta, MJ/m^2 (MJ = mega-joule) (1971, SMHI)

	Nov	Dec	Jan	Febr	Mars	Apr	Maj
Kiruna	15	0	5	49	239	420	571
Frösön	38	7	20	80	266	439	549
Stockholm	63	28	40	80	197	369	614

Jämförelsevärden:

För smältn. av 1 cm is ($\rho=0,9 \text{ g/cm}^3$) åtgår ca 3 MJ/m^2
 " " " 50 " " " " " 150 "-
 " " " 50 " snö ($\rho=0,25 \text{ g/cm}^3$) " " 40 "-

100

Av sol- och himmelsstrålningen avskärmas en del av höjder runt sjöarna. Av den strålning, som träffar en yta av nyfallen snö, reflekteras 75 - 95 %. I en yta av gammal snö reflekteras 40 - 70 %. Inträngande strålning utsläckes till ca 95 % redan i ett 2 cm tjockt snölager, varför ett så tunt snölager som 5 cm torr snö kan sägas avskärma isen helt från den kortvågiga strålningen.

På snöfri is sker viss reflektion i isytan, ju mer desto snedare solstrålningen faller in. Om den inträngande strålningen når ett stöpislager, sprids och utsläcks huvuddelen av strålningen snabbt. Ett stöpislager på 8 - 10 cm släpper sålunda endast igenom en ringa del av strålningen. Om den kortvågiga strålningen däremot träffar klar kärnis utan en mängd blåsor, tränger strålningen djupt in i isen. Den infraröda delen av den kortvågiga strålningen absorberas starkast av isen, hälften absorberas redan av ca 6 cm kärnis. En del av den synliga strålningen absorberas också relativt snabbt, hälften i ca 10 cm kärnis, medan den strålning som sedan går vidare absorberas mindre. En liten del synlig strålning når djupt ned i kärnistäcket och en del genom detta.

Källa: Spectral transmission of snow and some ice varieties, Gaitskhoki, The Physics of ice, Bogorodskii, Leningrad 1970. Översättning, Jerusalem 1971.

Vid kraftig absorption av strålning förändras isen. Den blir gråaktig av små blåsor, vattnig och uppdelad i pilar eller stavar, varvid dess genomskinlighet också blir mindre, se fig III:4.

Som framgår av tabellen är värdena för sol- och himmelsstrålningen höga fr.o.m. mars. Så länge snö finns

på isarna är de skyddade, men när snön smält är de starkt utsatta för dagsmejan, särskilt i solutsatta lägen. Ett stöpislager utgör till att börja med ett skydd för den underliggande kärnisen. Då stöpisens lösts upp eller blivit starkt vattenhaltig, tränger strålningen vidare och löser upp kärnisen i stavar under dagarna. Isen innehåller då en mängd vatten mellan kristallerna, och isens kvalitet blir starkt försämrad. Det förekommer ofta att ett istäcke har god bärighet på morgonen efter nattfrost, då kristallerna frusit samman, men är ofarbar under dagen i övrigt till följd av dagsmejan.

Inom strömdragsfria sjöområden minskar isens tjocklek på våren främst genom avsmältning från ytan men också något genom avsmältning underifrån, se kap. VIII.

XI. ISLOSSNINGEN AV EN SJÖ

XI.A. Islossningsförloppet

Snöfria isar tillförs på våren värme från luften och från sol- och himmelsstrålningen och is smälter. Avsmältningen sker då främst i ytan men också inuti isen och från dess undersida, se kap. VIII och X.

Älvar, åar och bäckar öppnar sig under senvintern och våren steg för steg och allt snabbare ju större öppna sträckor som kan ta emot strålning och luftvärme. När de öppnat sig fram till sjöarna, får dessa motta värmen från tillrinnande vatten. Sjöisarna smälter då i mynningsområdena, och stora områden med svag is och vakar bildas.

Sjöisarnas strandpartier påverkas allmänt av värme och kyla från närliggande marker. När snön på våren smält bort från markerna, värms dessa upp, och ger då ifrån sig värme till de kalla isarna. Värme överförs genom värmestrålning från markerna direkt till isarna men också indirekt genom motstrålning, se kap. IV.A.3. Härtill kommer att vindarna för ut värme från markerna till sjöisarna. Men eftersom tung, kall och fuktig luft ofta lägrar sig över de stora sjöytorna, kan den varma och lättare luften i regel endast nå isarnas strandpartier, där kalluften virvlas undan.

Allt eftersom våravsmältningen fortskrider, uppträder landvakar här och var, bl.a. vid uddar och särskilt vid solbelysta stränder. När tillrinningen ökar, stiger vattenståndet i sjöarna. Därvid lyftes den

sjöis, som flyter på vattnet, medan däremot den is, som är fastfrusen i botten vid strandkanterna ligger stilla. Strandsvackor utbildas härigenom och i dessa samlas smältvatten. Isen löses upp alltmer längs stränderna och sjöisen blir till sist landlös. Stora isfält kan då börja röras av vinden.

Ökad genomströmning av sjöarna ökar turbulensen på många håll och värme tillföres sjöarnas vatten till följd av strålning genom isarna, vilket leder till en ökad avtäring underifrån. De öppna områdena och svagisområdena vidgas alltmera, bl.a. vid inlopp, i sund och vid utlopp.

Så länge isen ute på de stora sjöflatorna är hård, ligger den kvar, men bearbetas dag för dag och ruttar så småningom. Isen blir då mörk eller i viss belysning nästan svart av det vatten som trängt in mellan de olika iskristallerna. Redan måttlig vind kan då på kort tid skölja bort isen, så att sjöarna blir isfria. Isen smältes då av sjövattnet och endast i undantagsfall drives större mängder is ut genom sjöutloppen.

Ibland kan stora isfält i samband med stark vind försvinna mycket plötsligt. Isen pressas då mot vindutsatta stränder, bryts upp i flak och gnages flak mot flak eller mot stränderna, varvid massor av iskristaller lösgöres. De blandas om med sjövattnet och smälter. Den värme, som behövs för att smälta t.ex. 30 cm tjock is, kan tas från ett 10 m djupt vattenlager, vars temperatur då sänkes ca $2\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$. Till följd av mottagen solstrålning genom isen kan vattnet på djupet dessförinnan ha haft en temperatur nära ca 4°C , se kap.VIII.

XI.B. Islossningstidpunkter

Som framgått av det föregående är det många faktorer som bestämmer den tidpunkt, då en sjö sköljer eller blir isfri. Av betydelse är särskilt vädret och dess förändringar, som hör samman med lokalklimatet. Av bilagda karta fig XI:1 framgår det geografiska lägets betydelse. Islossningen i sjöar i Norrland infaller t.ex. tidigare i kustlandet än i inlandet och tidigare i inlandet än i fjällområdena.

Källa: Svenska sjöars isläggnings- och islossningstidpunkter 1911/12 - 1960/61, A Moberg, SMHI, 1967.

Jämför man sjöar inom ett begränsat område, kan man säga att små sjöar, som genomströmmas av en älv, i regel går upp tidigt, vilket då beror på att deras inloppsvakar snabbt skär ned genom större delen av sjöarna. Sjöar med lång strand i förhållande till deras yta får också i regel en något snabbare islossning än övriga sjöar. Däri innefattas då i första hand små sjöar men också sådana större sjöar som är rika på öar och som är uppskurna i många små fjärdar.

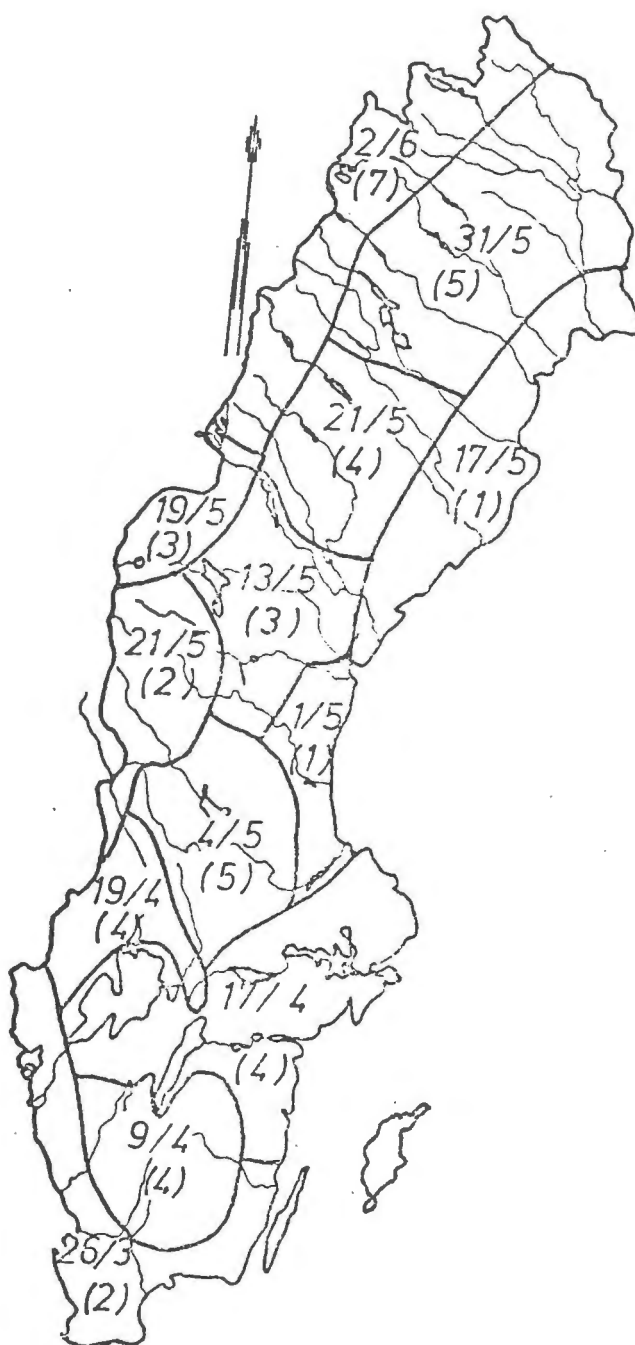
Sist brukar sköljningen inträffa på de stora vida fjärdarna. Därvid spelar djupförhållandena mindre roll för tidpunkten, till skillnad från vad som är fallet vid sjöarnas isläggning. Differenserna mellan tidpunkterna för 'isfritt' för olika djupa sjöar inom ett och samma distrikt är nämligen i medeltal små, jämförda med motsvarande differenser vad gäller isläggningsens slutfas, 'helt islagt'.

Fig XI:1

ISLOSSNINGSTIDPUNKTER (Break-up data)

Medeltal för medelstora sjöar (10 - 50 km²; antal inom parentes) för vintrarna 1911/12 - 1960/61

[Averages for medium large lakes (10 - 50 km²; numbers in parentheses) for the winters of 1911/12 - 1960/61]



R E F E R E N S E R

- AGER B H:SON, 1962: Studies on the density of naturally and artificially formed fresh-water ice. - Journal of Glaciology, Vol 4, No 32
- AGER B H:SON, 1963: Preparering av virkesavlägg på is. - Studia Forestalia Suecica No 1, Skogshögskolan, Stockholm
- ALTBERG V J, 1927: Nutida inställning till frågan om vattnets molekyllära byggnad och isens kristallstruktur. - Meddelanden från Hydrometeorologiska centralbyrån, band VII, Leningrad - Översättning vid Hydr. byrån, SMHI
- ANISIMOV M I, 1961: Approximativ värdering av formler för snöns värmeledningsförmåga. - Meteorologiya i Gidrologiya nr 9, Moskva - Översättning vid Hydr. byrån, SMHI
- BARNES & HOBBIE, 1960: Rate of melting at the bottom of floating ice. - Geolog. Survey Research, Geophysics, Nr 181
- BYRDE K, 1957: Vattentemperaturmätning i Erken 4-5 april 1957.- Notiser och preliminära rapporter, Vol 1, nr 3, SMHI
- BUTIAGIN I, 1966: Hållfasthet hos is och istäcke. - Sibiriska forskningsinstitutet för energetik, Novosibirsk - Översättning vid Hydr. byrån, SMHI
- DEVIK O, 1931: Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufen; Auf Norwegische Verhältnisse angewant. - Geofysiske publikasjoner, Vol IX, No 1, 1931, Oslo
- DEVIK O, 1942: Supercooling and ice formation in open waters.- Geofysiske publikasjoner, Vol.XIII, No 8, 1942, Oslo
- FALKENMARK M, 1957: Studies on lake-ice movements. - Assemblée Générale de Toronto 1957, Tome IV p 266 à 278
- FALKENMARK M, 1964: PM angående råkbildningar på Kallsjön i Indalsälven i jan 1963. - Hydr. byrån, SMHI
- FONSELIUS S, 1974: Oceanografi. - Generalstabens litografiska anstalts förlag, Stockholm
- FREMLING S, 1962: Om stöpvattendjupet på ett snötyngt istäcke. - Stencil, Hydr. byrån, SMHI

- FREYSTEINSSON S, 1969: Water temperature and heat balance of rivers. - Jökull 18. Ár, Reykjavík
- GAITSKHOKI B, 1968: Spectral transmission of snow and some ice varieties. - The physics of ice, Bogorodskii V V, Transactions Vol 295, Leningrad 1970 - Israel Translations, Jerusalem 1971
- HAMBERG A, 1919: Observations on the movement of lake ice in Lake Sommen 1918 and remarks on the geographical distribution of similar phenomena. - Bulletins of the Geological Institution of the University of Uppsala, XIV:13
- JOHNSSON H, 1946: Termisk-hydrologiska studier i sjön Klämningen. - Meddelande från Geografiska institutet vid Stockholms Högskola, No 70 - Geografiska Annaler 1946
- LILJEQUIST G, 1970: Klimatologi. - Generalstabens litografiska anstalts förlag, Stockholm
- MELIN R, 1947: Undersökningar vid Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut över vattendragens isförhållanden. - SMHI Meddelanden, Serie D No 1
- MOBERG A, 1967: Svenska sjöars isläggnings- och islossnings-tidpunkter 1911/12 - 1960/61. - SMHI, Notiser och preliminära rapporter, Serie Hydrologi, No 4
- MUGURUMA J & KIKUCHI K, 1963: Lake ice investigation at Peter's Lake, Alaska. - Journal of Glaciology, Vol 4, No 36
- RAAB B, 1972: Isförskjutningar på Holmsjön i Ljungan vintern 1970/71. - Utlåtande till Jämtbygdens Tingsrätt, Vattendomstolen i mål A 43/1961/10 - Hydr.byran, SMHI
- RAAB L, 1961: Undersökningar över temperatur och strålningsförhållanden i Erken. - 3:e Nordiske hydrolog-konfence i Viborg. Det danske Hedeselskap, Viborg
- SIMOJOKI H, 1940: Über die Eisverhältnisse der Binnenseen Finnlands. - Suomalainen Tiedeakatemia, Sarja A. Nid. L II, No 6, Helsinki
- TAESLER R, 1972: Klimatdata för Sverige. - Byggforskningen, Svensk Byggtjänst, Stockholm

Notiser och preliminära rapporter

Serie HYDROLOGI

- Nr 1 Sundberg-Falkenmark, M: Om isbärighet. Stockholm 1963
- 2 Forsman, A: Snösmältning och avrinning. Stockholm 1963
- 3 Karström, U: Infrarödteknik i hydrologisk tillämpning: Värmebilder som hjälpmedel i recipientundersökningar. Stockholm 1966
- 4 Moberg, A: Svenska sjöars isläggnings- och islossningstidpunkter 1911/12-1960/61. Del 1. Redovisning och observationsmaterial. Stockholm 1967
- 5 Ehlin, U & Nyberg, L: Hydrografiska undersökningar i Nordmalingsfjärden. Stockholm 1968
- 6 Milanov, T: Avkylningsproblem i recipienter vid utsläpp av kylvatten. Stockholm 1969
- 7 Ehlin, U & Zachrisson, G: Spridningen i Vänerns nordvästra del av suspenderat materiel från skredet i Norsälven i april 1969. Stockholm 1969
- 8 Ehlert, K: Mälarens hydrologi och inverkan på denna av alternativa vattenavledningar från Mälaren. Stockholm 1970
- 9 Ehlin, U & Carlsson, B: Hydrologiska observationer i Vänern 1959-1968 jämte sammanfattande synpunkter. Stockholm 1970
- 10 Ehlin, U & Carlsson, B: Hydrologiska observationer i Vänern 17-21 mars 1969. Stockholm 1970
- 11 Milanov, T: Termisk spridning av kylvattenutsläpp från Karlshamnsverket. Stockholm 1971.
- 12 Persson, M: Hydrologiska undersökningar i Lappträskets representativa område. Rapport I. Stockholm 1971
- 13 Persson, M: Hydrologiska undersökningar i Lappträskets representativa område. Rapport II: Snömätningar med snörör och snökuddar. Stockholm 1971
- 14 Hedin, L: Hydrologiska undersökningar i Velens representativa område. Beskrivning av området, utförda mätningar samt preliminära resultat. Rapport I. Stockholm 1971
- 15 Forsman, A & Milanov, T: Hydrologiska undersökningar i Velens representativa område. Markvattenstudier i Velenområdet. Rapport II. Stockholm 1971
- 16 Hedin, L: Hydrologiska undersökningar i Kassjöåns representativa område. Nederbördens höjdberoende samt kortfattad beskrivning av området. Rapport I. Stockholm 1971
- 17 Bergström, S & Ehlert, K: Stochastic Streamflow Synthesis at the Velen representative Basin. Stockholm 1971

- Nr 18 Bergström, S: Snösmältningen i Lappträskets representativa område som funktion av lufttemperaturen. Stockholm 1971
- 19 Holmström, H: Test of two automatic water quality monitors under field conditions. Stockholm 1972
- 20 Wennerberg, G: Yttertemperaturkartering med stråliningstermometer från flygplan över Vänern under 1971. Stockholm 1971
- 21 Prych, A: A warm water effluent analyzed as a buoyant surface jet. Stockholm 1972
- 22 Bergström, S: Utveckling och tillämpning av en digital avrinningsmodell. Stockholm 1972
- 23 Melander, O: Beskrivning till jordartskarta över Lappträskets representativa område. Stockholm 1972
- 24 Persson, M: Hydrologiska undersökningar i Lappträskets representativa område. Rapport III: Avdunstning och vattenomsättning. Stockholm 1972
- 25 Häggström, M: Hydrologiska undersökningar i Velens representativa område. Rapport III: Undersökning av torrperioderna under IHD-åren fram t o m 1971. Stockholm 1972
- 26 Bergström, S: The application of a simple rainfall-runoff model to a catchment with incomplete data coverage. Stockholm 1972
- 27 Wändahl, T & Bergstrand, E: Oceanografiska förhållanden i svenska kustvatten. Stockholm 1973
- 28 Ehlin, U: Kylvattenutsläpp i sjöar och hav. Stockholm 1973
- 29 Andersson, U-M & Waldenström, A: Mark- och grundvattenstudier i Kassjöåns representativa område. Stockholm 1973
- 30 Milanov, T: Hydrologiska undersökningar i Kassjöåns representativa område. Markvattenstudier i Kassjöåns område. Rapport II. Stockholm 1973

SMHI Rapporter

HYDROLOGI OCH OCEANOGRAFI

- Nr RHO 1 Weil, J G
Verification of heated water jet numerical model
Stockholm 1974
- Nr RHO 2 Svensson, J
Calculation of poison concentrations from a hypothetical
accident off the Swedish coast
Stockholm 1974
- Nr RHO 3 Vasseur, B
Temperaturförhållanden i svenska kustvatten
Stockholm 1975
- Nr RHO 4 Svensson, J
Beräkning av effektiv vattentransport genom Sunninge sund
till Byfjorden
Stockholm 1975
- Nr RHO 5 Bergström, S & Jönsson, S
The application of the HBV runoff model to the Filefjell
research basin
Norrköping 1976
- Nr RHO 6 Wilmot, W
A numerical model of the effects of reactor cooling water on
fjord circulation
Norrköping 1976
- Nr RHO 7 Bergström, S
Development and Appl. of a Conceptual Runoff Model
Norrköping 1976
- Nr RHO 8 Svennson, J
Seminars at SMHI 1976-03-29--04-01 on Numerical Models of
the Spreading of Cooling-water
Norrköping 1976
- Nr RHO 9 Simons, J & Funkquist, L & Svensson, J
Application of a numerical model to Lake Vänern
Norrköping 1977
- Nr RHO 10 Svensson, S
A statistical study for automatic calibration of a conceptual
runoff model
Norrköping 1977
- Nr RHO 11 Bork, I
Model studies of dispersion of pollutants in Lake Vänern
Norrköping 1977
- Nr RHO 12 Fremling, S
Sjöars beroende av väder och vind, snö och vatten
Norrköping 1977

