

Eigendoms  
Westicom  
Brugge

Boekbureau  
boek

**SVENSKA  
HYDROGRAFISK-BIOLOGISKA KOMMISSIONENS  
SKRIFTER**

Ny serie: Hydrografi XVIII.



---

---

**STUDIER AV ISEN I GULLMARFJORDEN**

AV

*NILS G. JOHNSON*

---

---



131653

SVENSKA  
HYDROGRAFISK-BIOLOGISKA KOMMISSIONENS  
SKRIFTER

Ny serie: Hydrografi XVIII.



---

---

STUDIER AV ISEN I GULLMARFJORDEN

AV

NILS G. JOHNSON

---

---

**D**E senaste vintrarna ha bundit havet vid våra kuster i extensiva islägg, som försvårat trafiken och vållat stort avbräck i fisket. Därmed ha de praktiskt viktiga problem, som röra isläggning och islossning, ånyo aktualiserats. Sedan flera år tillbaka har Svenska hydrografisk-biologiska kommissionen haft sin uppmärksamhet riktad på studiet av isen vid västkusten med särskild hänsyn till fjordisens bildning och uppgång samt de meteorologiska och hydrografiska förutsättningarna härför. Vid västkusten och särskilt i fjordarna med deras starkt skiftande hydrografiska förhållanden visar problemet is — vatten rikare skiftningar än vad som är fallet vid ostkusten. Först de gångna isvintrarna ha emellertid berett möjlighet att bedriva intensiva observationer av fjordisens, och dessa ha utförts vid Bornö Station, som genom sin belägenhet i Gullmarfjorden och genom sin moderna utrustning erbjuder en gynnsam observationsplats. I jan. 1940 uppgjordes på initiativ av prof. HANS PETTERSSON ett program för fortsatta ismätningar, vilket främst beaktade »isens hydrografi», dvs betingelserna för isbildning och issmältning i vatten av olika slag, men även avsåg kontinuerliga observationer av vattenrörelserna i fjorden under ett istäcke. Under arbetets gång har dessutom någon uppmärksamhet ägnats åt en för isens hållfasthet betydelsefull faktor nämligen saltinnehållet i isen.

På grund av tidsläget ha Kommissionens vetenskapsmän endast sporadiskt kunnat bedriva undersökningarna vid Bornö Station, och de gynnsamma studietillfällena ha därför inte alltid kunnat utnyttjas i full utsträckning.

Den omfattande litteratur, som behandlar isen och dess egenskaper kan jag ej gå närmare in på. Här skall endast nämnas några arbeten, som föreliggande undersökning mera direkt anknyter till, nämligen OTTO PETTERSSONS bearbetningar av »Vega»-expeditionens vetenskapliga iakttagelser [17] samt FINN MALMGRENS undersökningar av havsisens egenskaper huvudsakligen utförda under »Maud»-expeditionen, som tillbringade omkring 3 år i det frusna Ishavet [12]. En ingående teoretisk behandling av den statiska och dynamiska isbildningen i färskvatten har givits av OLAF DEVIK [3].

För att ge relief åt våra resultat har jag samordnat dem med tidigare rön i ämnet, men denna framställning gör endast anspråk på att belysa några sidor av isproblemet.

### Isbildning och isläggning.

Om vi bortse från underkylning, så är den enkla och normala *hydrografiska* betingelsen för ett islägg i ytan ett frys-kallt ytvatten, som befinner sig i stabil jämvikt, dvs är lättare än underliggande vattenlager. Avger vattnet ytter-

ligare värme till atmosfären genom utstrålning, avdunstning och ev. konvektion inträder isbildning i vattenytan.

Den avkylningsprocess, varigenom vattnet blir isbildningsmoget, sker emellertid principiellt på annat sätt i vatten av stor än i vatten av liten salthalt. Vi böra i detta sammanhang kasta en blick på det diagram, som anger relationen mellan vattnets salthalt och den temperatur, då vattnet når sin maximala täthet resp. då det fryser (Fig. 1) [9]. Linjen för täthetsmaximum och linjen för fryspunkt skära varandra vid 24,7 ‰, vilket innebär, att vatten av mindre än 24,7 ‰ vid avkylning först uppnår sitt täthetsmaximum sedan sin fryspunkt, då däremot vatten av mer än 24,7 ‰ vid avkylning ned till fryspunkten hela tiden blir tyngre.

I vatten, vars salthalt understiger 24,7 ‰, exempelvis i en sötvattensjö eller i Östersjöns bräckta vatten, avkyles först hela vattenmassan genom konvektion ned till täthetsmaximum, varefter ytvattnet, som vid ytterligare sjunkande temperatur blir lättare, nedkyles till fryspunkten. På grund av turbulensen eller omblandningen i de övre vattenlagren genom vågrörelse och strömmar, som kan sträcka sig långt ned (i Östersjön ända ned till 50 m.) måste dock ofta ganska stora värmemängder borttransporteras, innan själva ytlagret är frysferdigt. Man erhåller härvid i de övre skikten en katoterm fördelning, dvs temperaturen stiger med djupet. Det är utan vidare klart, att den behandlade avkylningsprocessen sker snabbare i en grund än i en djup sjö.

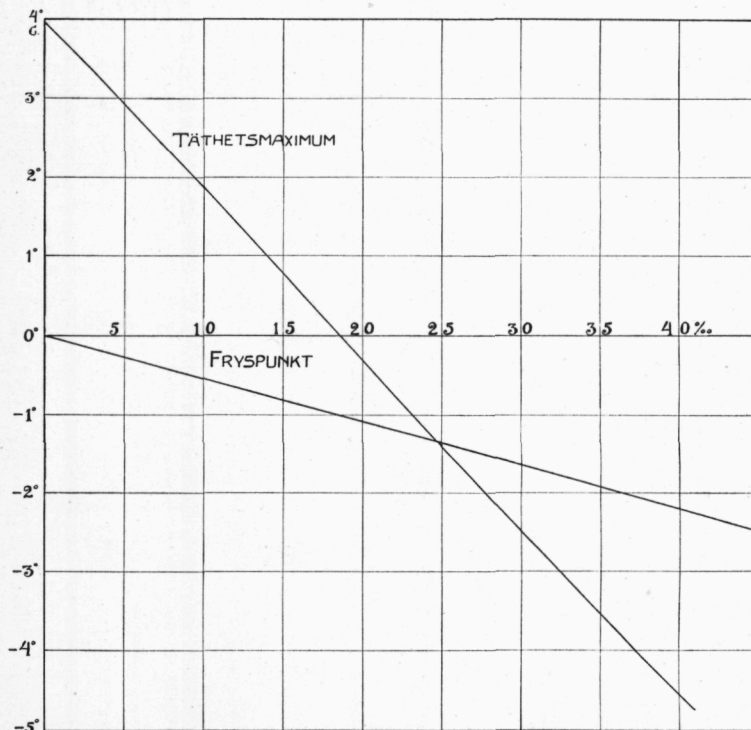


Fig. 1. Täthetsmaximum och fryspunkt i vatten av olika salthalt.

I ett vatten, som håller en konstant salthalt av mer än 24,7 ‰, fortsätter den vertikala konvektionen tills alla djup ha fryspunktstemperatur, varefter ytans isbildning inträffar.<sup>1)</sup> Av denna anledning är det ytterst sällan som ett isohalint hav av större djup tillfrysar.

Det framgår av det redan sagda, att den hydrografiska situationen är helt utslagsgivande för isläggningen i våra skiktade västra vatten. I Gullmarfjorden med dess starkt växlande salthaltsfördelning kunna de hydrografiska förutsättningarna för isbildning på kort tid slå om från det ena ytterlighetsfallet, homogent, mäktigt ytlager med hög salthalt, till det andra, tunt ytlager av bräckvatten. Det har inträffat vid Bornö, att fjordvattnet varit praktiskt taget isohalint ned till stort djup och samtidigt stark kyla  $-10^{\circ}$  till  $-15^{\circ}$  rätt under en hel veckas tid. Isröken eller kalltjockan har då stått tät över fjorden men någon isbildning har inte förekommit. I gengäld har vertikalkonvektionen varit desto livligare, och fjorden har länsats på sitt värmeförråd ned till tiotals meter. Bland västkustens fiskare och skärkarlar brukar man säga: »Sjön skall ryka först innan den lägger sig». I det fallet — liksom i många andra — kan vetenskapen endast verifiera, vad den praktiska erfarenheten redan visste.

Om detta salta, ännu icke fryskalla vatten övertäckes med ett färskvattenslager genom tillrinning från floder eller genom nederbörd, så ge några få köldgrader, förutsatt lugnt väder, genast upphov till extensivt islägg. Denna i Gullmarfjorden ofta återkommande situation skall belysas med ett exempel (tab. 1). Den 29 november 1937 är täthetsskillnaden mellan det övre bräckta vattnet och det undre salta så stor, att konvektionen begränsas till det övre skiktet ned till 35 cm, som snabbt nedkyles och fryser. I detta fall är fjorden termiskt att likna vid en 35 cm djup bräckvattensjö. Dylåka stora temperaturgradienter i ytskiktet uppstå naturligtvis endast vid frånvaro av turbulens. Den 30 nov. efter en nattlig genomsnittstemperatur av  $-2^{\circ}$  har några få sekundmeters vind brutit sönder isen, och den i och för sig obetydliga vågrörelsen utjämnat temperaturer och salthalter i de översta dm, varvid isen smält. Den is, som bil-

dats på detta sätt utan tillräckligt »termiskt understöd» är ofta en tillfällig företeelse. Prof. HANS PETTERSSON berättar härom ur sin rika erfarenhet: »Den 28 dec. isbelades fjorden mellan Bornö och fastlandet, men trots fortsatt köld tillväxte istäcket ytterst långsamt i tjocklek. Orsaken var, att ända upp till islagret vatten av hög salthalt förefanns, som vägrade att frysa. Ett prov på isen, som fick smälta, innehöll ej mindre än 6 ‰ salt, tjockleken av denna lösa, porösa och salthaltiga is, som ej höll att gå på, men var besvärlig för motorbåtstrafiken, hade ännu efter en vecka ej blivit mer än 5 cm. Så på en dag gick isen upp, men redan samma natt lade sig fjorden på nytt, denna gång över mycket större områden, med is, som snart nog blev decimeter-tjock. Vattenprov tagna genom hål i isen med pipett visade, att nu ett tydligt gulfärgat, föga salt lager, till stor del älvvatten, låg omedelbart under isen. Redan på 40 cm djup vidtog emellertid klart saltvatten nästan  $7^{\circ}$  varmt! Detta vatten var strömstillt och hela värmeförlusten uppåt, som fick isens tjocklek att gradvis ökas, togs från det tunna gulaktiga bräckvattenlagret. Återkommen från en dags resa till Göteborg den 12 jan. gick jag på skridsko över isen, som var av bastant tjocklek, men redan en timme efter min ankomst började över allt hål slå upp, genom vilka bubblade upp luft, som stått fångad nedanför isen. Det verkade direkt kusligt att se, huru detta solida istäcke på några få timmar blev perforerat som en schweizerost. Det visade sig, att det varma vattnet trängt upp under isen, och en rivande ström utifrån havet förde nya massor därav inåt. Pappersblad, som nedsläpptes i en vak, gled omedelbart under isen vidare med en fart av över 20 cm i sek., och på en halv meters djup var strömhastigheten nästan dubbelt så hög. Redan nästa morgon hade havet brutit en flera km lång och åtskilliga hundra m bred ränna in förbi Bornö Station, så att iskanten, låg något norr om observationsbryggan. Men där gjorde invasionen halt, och man kunde tydligt på en skumrand i kilform framför stationen se, huru det allttjämt inåtströmmande varma vattnet dök ned under ett kallare och färskare ytlager, som skyddade isen för fortsatt avsmältning. Nästan exakt samma position bibehöll isfronten ända till slutet av följande vecka, trots blidväder och frisk vind från havet. Isen kvarhöll sig i hela tio dagar med överraskande envishet. De meteorologiska förhållandena voro gynnsamma för smältning men icke de hydrografiska.»

De sagda må här vara nog för att framhäva den stora roll, som de i snabbt tempo förlöpande inre rörelserna i fjorden spela för isläggningen. Det är ej endast tjockleken och hårdheten hos ett nybildat istäcke, som borgar för dess säkerhet utan även den termiska situationen i djupet, och myten om den falska Ran kan gott berättas med tanke på den bohuslänska isen.

Vi ha berört möjligheterna för islägg i ett typiskt skiktat vatten och funnit att isbildningen sker snabbare ju grundare bräckvattenslagret är. Om fjorden, såsom ofta är fallet, visar en med djupet ökande salthalt utan mera märkbart salthaltssprång, begränsas dock vertikalkonvektionen — förutsatt att stark vind ej råder — i allmänhet till några få meter, emedan vattnets täthetsförändring vid avkyllning är liten i förhållande till täthetsskillnaden mellan vatten av olika

Tab. 1. Isbildning i skiktat vatten vid Bornö.  
29/11 1937. 19<sup>h</sup>—22<sup>h</sup>: Halvklart, stiltje, lufttemp.  $-0^{\circ},8$ ,  
begynnande isbildning.  
22<sup>h</sup>40: Is 4 mm.

| Djup<br>cm | 29/11 1937      |                    |                    |        |                    | 30/11              |
|------------|-----------------|--------------------|--------------------|--------|--------------------|--------------------|
|            | 19 <sup>h</sup> | 20 <sup>h</sup> 15 | 21 <sup>h</sup> 15 |        | 22 <sup>h</sup> 40 | 10 <sup>h</sup> 30 |
|            | Temp.           | Temp.              | Temp.              | Salth. | Temp.              | Temp.              |
| 0          | -0,18           | -0,18              | -0,18              | 3,48   | -0,18              | 0,67               |
| 5          | 0,24            | 0,20               | 0,17               | 3,59   | -0,01              | 1,42               |
| 10         | 1,21            | 1,01               | 0,92               | 3,75   | 0,04               | 1,93               |
| 15         |                 | 2,95               | 2,37               | 4,90   | 0,13               | 2,21               |
| 20         | 5,30            | 4,72               | 2,76               | 5,99   | 0,54               | 2,27               |
| 25         |                 | 5,31               | 3,96               |        | 1,35               | 2,27               |
| 30         |                 | 5,44               | 5,14               |        | 4,02               | 2,27               |
| 35         |                 | 5,52               | 5,40               | 26,15  | 5,04               | 2,32               |

<sup>1)</sup> Vi bortse här från instabil vattenskitning, som faktiskt kan uppträda och leder till isbildning i ytan, innan ännu temperaturen i vattenmassan utjämnats.

salthalter; vid 25 ‰ motsvarar en avkylning från 1° till 0° i sin verkan på tätheten en salthaltsökning på endast 0,04 ‰. Det fall, då vattnet är praktiskt taget isohalint ned till stort djup och isbildningen — som vi sett — är kraftigt fördröjd, inträffar relativt sällan i Gullmarfjorden.

I västkustens fjordar äro de hydrografiska betingelserna för isbildning i allmänhet gynnsammare än ute till havs, då fjordens ytvatten ofta håller liten salthalt. Den tidigare isläggningen i fjordarna jämfört med förhållandena i havsbandet är emellertid även en följd av att vinden har mindre spelrum i de trängre farvattnen, där isen dessutom finner fäste vid stränder och skär. Den första fasen i fjordisens tillkomst är isbildning i lävatten och i strömstilla vatten med förkärlek vid mynning av färskvattensutflöden. Den fortsatta isläggningen sker i Gullmarn i etapper från det inre av fjorden ut mot tröskeln. Mycket sällsynt är, att fjorden på en gång isbindes i hela sin utsträckning.

Ett hydrografiskt fenomen, vilket spelar en viss roll som försenande moment vid isbildningen, är den i vatten av alla slag uppträdande *underkylningen*. Enligt ALTBERG [1] håller sig till och med en svag underkylning flera timmar i frysende vatten. Underkylningsfenomenet har även studerats av DEVIK i de norska floderna. Den inre friktionen mellan vattenpartiklarna är även vid häftiga vattenrörelser ej tillräcklig för att häva underkylningen, men fasta föremål såsom sjöbotten, sjögräs, fiskgälar m. m. utlösa kristallbildningen. Denna form av is är sedan gammalt bekant som grundis eller ankaris och kan på sina håll vålla fiskdöd. Det fenomen, som benämnes isgång, och som uppträder på våren i samband med islossningen i norska och svenska floder, där ismassorna kunna torna upp sig till stora höjder, beror enligt DEVIK sannolikt på en lösning av grundis.

Med underkylning sammanhänger även den egenartade form av isbildning, som försiggår i gränsskiktet mellan ett övre fryskallt lager av mindre salthalt och ett undre saltare av lägre temperatur. I detta fall är den undre delen av överskiktet underkyld, och isbildningen i gränsskiktet inträder med stor plötslighet. För att nämna ett exempel från Bornö: den 19 jan. 1942, då ett 65 cm ovanskikt av 3 ‰ och  $-0^{\circ},15$  vilade på ett 21 ‰ vatten av  $-0^{\circ},93$  temperatur, iaktogs, hur i en öppen vak långa isnålar delvis sammangyttrade



Fig. 2. Is från gränsskiktet.



Fig. 3. »Isklär» på undersidan (svärtad) av den fasta isen.

till isklumpar i stor myckenhet uppstego från gränsskiktet till ytan (Fig. 2). I Kattegatt är ofta förutsättningarna för dylik intern isbildning förhanden, då tidigare i ytan nedkyld nordsjövatten bildar underlag för det saltfattigare baltiska vattnet. Är underkylningen stark bildas i gränsskiktet stora tallriksliknande isstycken, som med kanten före skjuta upp ur vattnet och på kort tid kunna bli ett allvarligt hinder för sjöfarten, tallriksis eller pannkaksis [8, 13]. Om gränsskiktet ligger nära under den fasta isen, så kan i gränsskiktet bildad is finna fäste på dess undersida. Det händer stundom, att fiskaren, då han huggit upp sin gamla vak och slängt i sin dörj finner, att den omedelbart bottnar; underisen har bryggat över öppningen i isens underkant. Natten till den 29 febr. 1940 erhöles i en vak i Bornöisen en dubbel isbildning, 23 mm i vattenytan, 3 mm i isens underkant. Gränsskiktet låg då tätt under den 44 cm tjocka isen.

Från gränsskiktet torde också de egenartade isbildningar leda sitt ursprung, som man ibland finner under Bornöisen, plana, några mm tjocka isstycken, som till synes växa ut från den fasta isen, så gott som alltid bredast vid fästet och avsmalnande nedåt med ormbunksliknande struktur. Fig. 3 visar två av dessa bildningar — bärisens yta har svärtats för att de skola framträda bättre, på fig. 4 ser man ett exempel, som tagits loss. Ofta kan man finna, att från en dylik »isköl» ännu en liknande bildning växer ut. Sannolikt härröra dessa formationer från isbildning i gränsskiktet, från vilket de med den breda ändan först skjutit upp i det strömstilla vattnet och mer eller mindre nedåtpekande frusit fast under den tjocka isen.

De *meteorologiska* faktorer, som bestämma isbildningen äro: utstrålningen, luftens temperatur och fuktighet samt vindstyrkan. Vinden befordrar isläggningen genom konvektiv värmebortförel, om lufttemperaturen är lägre än vattnets fryspunkt, i annat fall har den motsatt verkan. Samtidigt har emellertid vinden en fördröjande effekt på isbildningen, då den ger upphov till vågor och strömmar, vilka om-

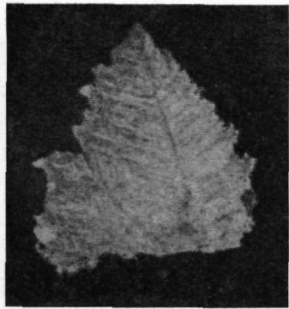


Fig. 4. Strukturen hos en »isköl».

blanda ytlagren och hindra is-kristallerna att baka sig samman till isstycken, vidare — som vi sett — genom att bortdriva och sammanpressa redan bildad tunn-is [4].

Ett snöfall underlättar givetvis isbildningen, dels avkyles ytvattnet vid snösmältningen dels bilda snökristallerna centra för isbildningen, vilket är särskilt verk-samt, om vattnet är underkyllt [2].

Den bildade snöisen är knotrigrig och på grund av sin lufthalt av porös konsistens.

Snötäcket tjocklek på isen bestämmer även i hög grad den fortsatta istillväxten. Att snö har dålig värmelednings-förmåga är allbekant. Den utgör för nyfallen snö 1/75 av isens [6], dvs 1 cm snö motsvarar 75 cm is. Ett snötäcke nedsätter därför kraftigt den vertikala värmetransporten och därmed istillväxten [3]. Värmeförlusten genom utstrålning, avdunstning och konvektion lokaliseras till själva snöytan, som härigenom antar en temperatur, som kan ligga betydligt under luftens [14]. En annan illustration på snöns isolerande verkan: våta fläckar i snön, som ligger på isen, ha som bekant svårt att frysa till. Då snön blir gammal och isartad tilltar givetvis värmeledningsförmågan.

I motsats till isbildning i färskvatten, vilken utgör en enkel fysikalisk process med endast en fas, är *isbildningsprocessen i saltvatten* ett betydligt mera komplicerat fenomen med ett flertal deltagande komponenter. Vid frysningen går en del av vattnets salt in som beståndsdel i isen, saltlösningen blir därför mera koncentrerad och söker sig nedåt, varvid kristallytorna ställa sig vertikalt och »saltisens» välkända struktur av vertikaltställda lameller uppstår, vilken också är mest välutbildad i underdelen av nyfrusen is. Enligt gängse uppfattning [12, 13] är frysningshastigheten bestämmande för den mängd salt, som stannar i isen. Vi skola senare komma in på detta problem. Det har först visats av O. PETERSSON [17], att frysningen i havsvatten därjämte är en selektiv process med hänsyn till de i havsvattnet lösta salterna, vilket sammanhänger med bildandet av fasta kryohydrat i isen. MALMGREN har behandlat denna och hithörande frågor i en omfattande undersökning baserad på resultat från »Maud»-expeditionen [12]. Han har visat, att vid inneslutning av salt i isen dess egenskaper i synnerhet de termiska modifieras mycket starkt.

Det är en allmän erfarenhet, att isens *hållfasthet* varierar inom vida gränser beroende på det vatten, varur isen bildats, dess ålder, temperatur m. m. Saltinnehåll i isen medför en väsentlig förminskning av hållfastheten. Saltisens lamell-artade struktur gör i synnerhet dess hållfasthet mot böjning liten. Enligt den ryske hydrografen amiral MAKAROFF [11] är sålunda mellan  $-5^{\circ}$  och  $-9^{\circ}$ :

|                         | hållfasthet mot tryck | mot böjning |
|-------------------------|-----------------------|-------------|
| is ur färskvatten ..... | 29 kg                 | 12 kg       |
| is ur 33 ‰ vatten ..... | 19 »                  | 4 »         |

## De tre isvintrarna 1939—1942.

Isförhållandena i Kattegatt och Skagerack under de senaste tre vintrarna ha varit föremål för ett flertal undersökningar. Från danskt håll föreligga två berättelser över is- och seglationsförhållandena i de danska farvattnen under vintrarna 1939—40 och 1940—41 [7]. De isobservationer, som på föranstaltande av Statens meteorologisk-hydrografiska anstalt kontinuerligt utföras vid våra kuster, ligga till grund för tre publikationer behandlade isvintrarna [22, 10]. Av dessa sammanställningar framgår, att man med viss rätt får anse vintern 1942 som den strängaste av de tre. Slutligen har G. PRÜFER i en mycket grundlig undersökning avseende de tyska och närliggande Östersjö- och Nordsjö-områdena utrett de allmänna betingelserna för isbildning och isens normala utbredning under vintrar av olika slag [19].

Innan vi gå in på en beskrivande framställning av isförhållandena i Gullmarsfjorden skall en anmärkning förutskickas angående sättet för uppmätning av isens tjocklek. Det låter sig ej göras, att mäta isen i en vak, som hålles öppen, emedan den undre iskanten snart avrundas. Man kan naturligtvis borra hål i isen, vilket dock i tjock is är tidsspillande. Enklare är då att säga upp ett isblock ur en befintlig vak och mäta isens tjocklek vid den kant, som befann sig längst bort från vaken, en metod som vi stannade för. Fig. 5 visar observationsplatsens läge 1940 resp. 1941. År 1942 mättes ungefär på samma ställe som 1941.

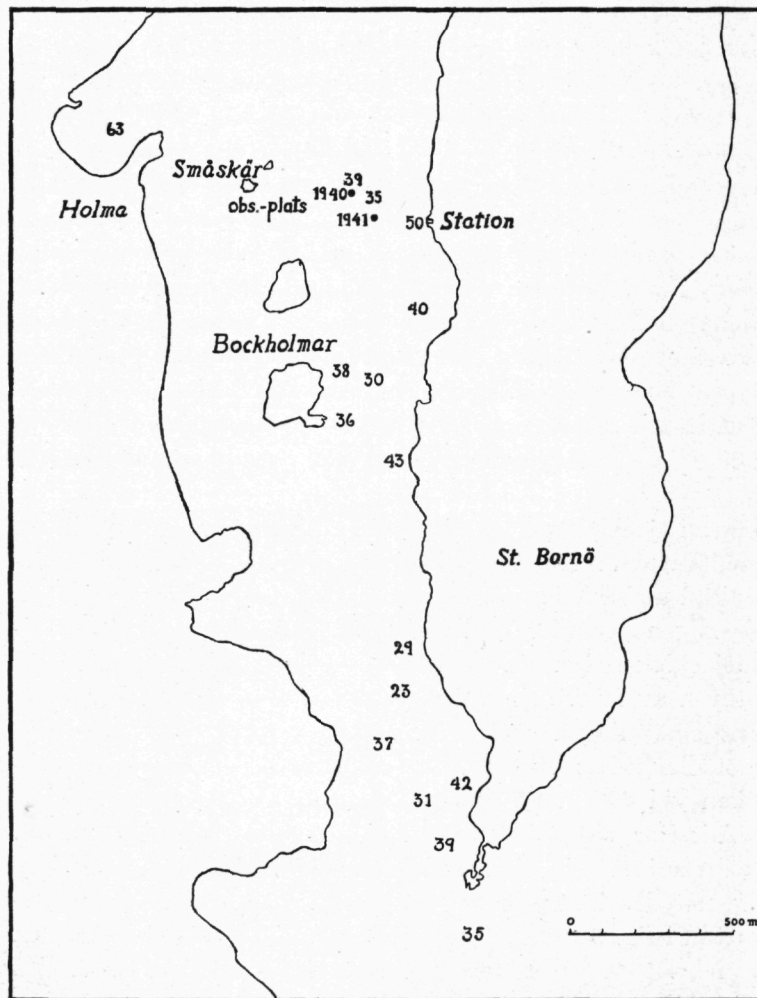


Fig. 5. Isens tjocklek vid Bornö den 29 febr. 1940.

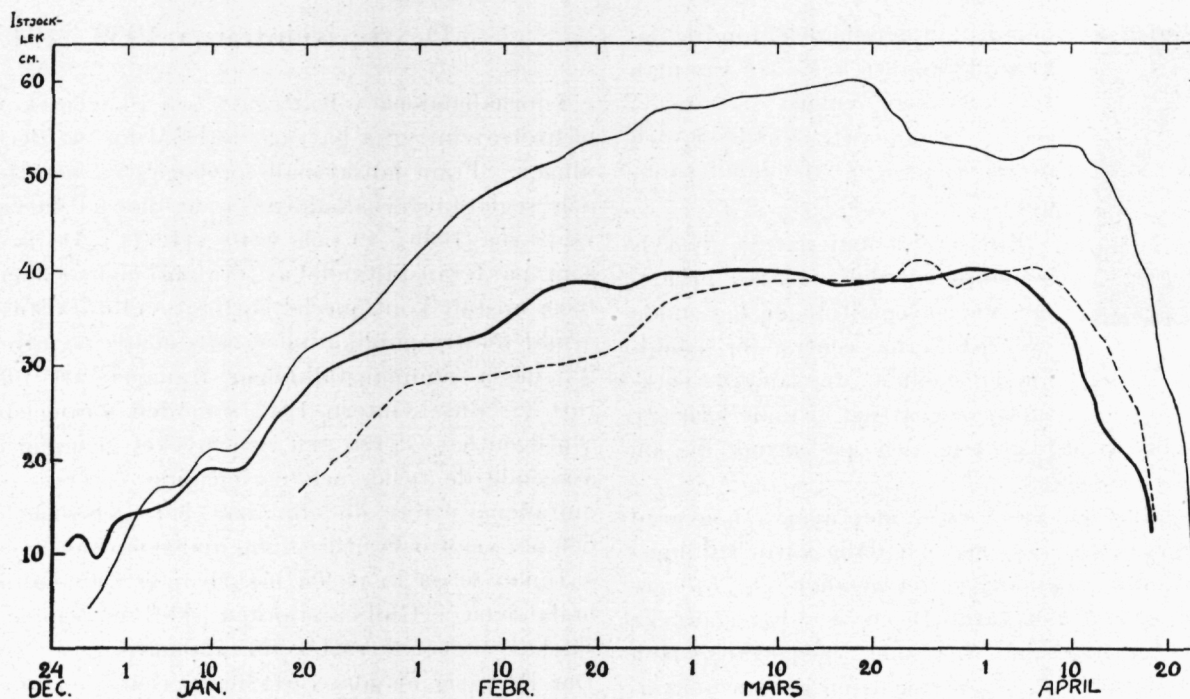


Fig. 6. Isens tjocklek vid Bornö station vintern 1939—40 ———, 1940—41 - - - - - , 1941—42 . . . . .

År 1939 bildas isen i Gullmarfjorden snabbt ur ett 0,5 m tjockt skikt av bräckvatten (5 ‰), som vilar på saltare (23 ‰) och varmare undervatten, alltså för isbildning gynnsamma hydrografiska förutsättningar. Den 20 dec. ligger isen vid Bornö redan fast ehuru gångbar endast mellan Holma och Småskär. Efter töväder den 21 och 22 blir det kallt den 24, varvid vattnen kring Bornö definitivt läggas i isbojor för vintern. Det saltfattiga ytvatten, ur vilket isen bildats, ligger kvar under isen till den 22 jan., under vilken tid isen snabbt tillväxer i ett ytvatten med något varierande men hela tiden katoterm temperaturlagring. Den 23 jan. är temperaturen i ytan  $-0^{\circ},1$ , på en halv meters djup  $+1^{\circ},1$ . Vid denna tid angripes emellertid detta isen konserverande överlager underifrån av en gigantisk underhavsvåg av salt vatten (fig. 10), omblandning sker i ytskiktet, och den 2 febr. finner man ett ytvatten, som håller 30 ‰ salthalt och är fryskallt ( $-1^{\circ},6$ ). Denna situation med mycket salt vatten i ytan bibehålles ända till den 23 febr., då efter töväder ett 5 cm färskvattenslager (smältvatten) uppträder överst, vilket så småningom tillväxer i tjocklek genom tillförsel av älvvatten och ytterligare smältvatten. Denna skiktning kvarstår principiellt oförändrad under hela issäsongen, och saltvattnet lyckas ej mera bryta genom underifrån. Isen når praktiskt taget sin maximaltjocklek redan efter den svåra köldperioden under första hälften av febr. och håller sig sedan så gott som konstant, tills smältningen sätter in. På grund av ett försvarligt snötäcke tidvis upp mot 20 cm stannar den högsta tjockleken vid 40 cm på observationsstället.

Alltefter snötäckets tjocklek, strömförhållanden m. m. varierar isens tjocklek med lokaliteten. Där isen först lagt sig, når den i vanliga fall sin största mäktighet. Översiktskartan i fig. 5 ger en föreställning om istäckets tjocklek den 29 febr. 1940 på ett antal punkter vid sydöstra Bornö. På ett ställe uppmättes endast 23 cm. På grund av strömförhållandena — inströmmen ligger rakt på — har isen kring

Bornö här sin svagaste punkt, stället är beryktat för dålig is och är sist vid isläggningen men först vid ismältningen.

År 1940 sker den första isbildningen i ett tunt ytlager av ringa salthalt. Ett mera extensivt islägg kommer natten mellan den 22 och 23 dec., då fjorden mellan Holma och Bornö isbelägges. Den 24 håller sig endast öppet vatten i en fläck norr om Bornö Stations observationsbrygga samt öster om Södra Bockholmen, i övrigt är fjorden isbelagd, så långt man kan se. Ytskiktet av bräckvatten är emellertid så tunt, att det relativt fort uppblandas med varmare saltvatten underifrån. I början av jan. bryter saltvattnet helt igenom upp i ytan. Detta inverkar menligt på den nybildade isen, på sina håll uppstå råkar, och den fortsatta isbildningen hämmas. Fjorden isbelägges endast långsamt i etapper ut till mynningen trots ordentlig kyla. Den 5 jan. 1941 är situationen:  $-1^{\circ},5$ -gradigt vatten i ytan,  $-1^{\circ},3$ -gradigt på en halv meters djup. Först så småningom ursaltas detta ytlager genom färskvattentillförsel, den 20 febr. finner man i ytan praktiskt taget färskt vatten. Liksom förra året bibehålles denna skiktning till säsongens slut. På grund av snötäckets ringa djup tillväxer isen ända till den 18 mars, då den mäter den aktningvärda tjockleken av 60 cm. Efter denna datum visar isen, tack vare mildare väderlek, tendenser att avtaga, men först sedan en köldknäpp i början av april övervunnits, börjar den definitivt att smälta.

År 1942 kommer det första mera utbredda islägget först så sent som den 6—8 jan., även denna gång i ett grunt ytvatten med obetydlig salthalt ovanpå vatten av 30 ‰. På västsidan av Bornö har isbildningen svårt att komma i gång, då däremot på östsidan, där det ytliga färskvattnet är djupare, isen ligger allmänt redan den 7 jan. Denna hydrografiska situation med ett starkt skiktat vatten förändras märkligt nog ej under hela vintern. Gränsskiktet, vars läge följes från dag till dag, pendlar svagt med en amplitud av 1 à 2 dm, men medelläget förskjutes ej uppåt

Tab. 2. Temperatur- och salthaltsfördelning utanför Lysekil den 28 jan. 1942.

| Djup<br>m | Temp.<br>°C | Salthalt<br>‰ |
|-----------|-------------|---------------|
| 0         | -1,81       | 26,66         |
| 1         | -0,79       | 25,72         |
| 2         | -0,29       | 26,64         |
| 3         | 2,71        | 30,53         |
| 4         | 4,73        | 31,35         |
| 5         | 5,43        | 31,80         |

utan tvärtom hela tiden nedåt med en svag men bestämd tendens från c:a 50 cm:s djup (från vattenytan) den 20 jan. till omkring 170 cm:s djup den 18 april. Isens bildning och tillväxt sker alltså helt trivialt som i en grund sötvattensjö. Trots den stränga kölden under senare hälften av jan. och i febr. ökar isen ganska långsamt tack vare snötäcket. Först med en köldknäpp den 20—23 mars uppnås maximum 40,5 cm.

Efter en lång period av ostliga vindar inträffar i slutet av jan. en snabb uppstigning av isohalinerna för Bornö salthalter: från den 24 till den 28 stiger 30 ‰-vattnet från 24 m upp till 4 m, där det dock måste göra halt inför det ovannämnda färskvattensskiktet, som ligger under isen. Vid denna tidpunkt uppträder trots stark kyla med under -20° på ett flertal ställen vid västkusten i stor skala det fenomen, som i mindre skala ofta iakttagits i Gullmarfjorden, nämligen en uppsmältning av isen underifrån genom varmt, salt vatten. Det färskvattenslager, som skyddar bornöisen tunnar av ut mot fjordmynningen, en följd av frånlandsvindens sugverkan, och utanför Lysekil är det salta vattnet uppe i ytan. Temperatur- och salthaltsfördelningen här den 28 jan. framgår av tab. 2. En ytterligare höjning av det varma och salta vattnet vid 3 m djup, så att det når kontakt med isen, ger förutsättningar för en uppsmältning av isen underifrån, då det varma, salta vattnet smälter is, varvid det avkyles, sjunker (salthalt > 24,7 ‰) och ersättes med varmare vatten. Med andra ord en vertikalkonvektion startas, varvid stora värmemängder hos det salta vattnet förbrukas för ismältning, i synnerhet om strömmen dessutom är stark. Redan den 28 jan. hade isen mellan Hällö och Smögen gått upp, och vattnet var +3° i ytan. Natten mellan den 28 och 29 förtärdes vid Knippla ett istäcke, som var hela 20 cm tjockt!

En dylik uppvällning av varmt vatten mitt under fimbulvintern är i och för sig märklig, men man måste ha klart för sig, att det här endast är fråga om en genom vindverkan åstadkommen ojämn fördelning av Västerhavets värmeresurser — det kalla ytvattnet, som termiskt är i jämvikt med isen, har blåst bort med den ostliga vinden. Värmeplus vid svenska västkusten balanseras av värmeminus i västligare farvatten.

### Issmältning och islossning.

HAMBERG [5] har ingående beskrivit saltvattenssens smältning och funnit, att dess övre lager smälter inifrån. Smältningen ansättes först kring de små håligheter i isen,

som innesluta saltlösning. På grund av volymminskningen insipprar luft, så länge nedre delen av isen är tät och ej genomsläpper vatten.

Underifrån smälter isen under inverkan av varmt vatten principiellt på samma sätt, men håligheter fyllas nu i stället med vatten. Tar man upp ett isstycke under smältning, så avrinner en ansevärd kvantitet vatten. Innan ännu smältningen fortskridit alltför långt, kan man se, hur långa vertikala håligheter i isens inre snabbt fyllas med luft. I mera avancerat stadium finner man en helt snöliknande massa, som ej håller att gå på men är oframkomlig för mindre fart. Dess specifika vikt, sedan vattnet avrunnit, befanns enligt mätningar 1941 och 1942 vara så låg som 0,70 gr/cm<sup>3</sup>.

Genom den porösa isen sipprar saltlösningen nedåt, vilket medför ursaltning av isen. MALMGREN, som ägnat ursaltningens fenomenet i polarisen en ingående undersökning, har framhållit, att saltinnehållet i ett stycke havsis är starkt beroende på dess ålder, ju äldre det är, desto mindre saltinnehåll. Vi kunna åskådliggöra detta med ett exempel från ismältningen 1941. Vid Bornö sydspets var isens salthalt (beräknad ur titrerad Cl ‰)

|                         |        |
|-------------------------|--------|
| den 7 mars överst ..... | 1,50 ‰ |
| i mitten .....          | 2,56   |
| underst .....           | 2,11   |

En knapp månad senare voro motsvarande siffror:

|                          |        |
|--------------------------|--------|
| den 3 april överst ..... | 0,30 ‰ |
| i mitten .....           | 0,86   |
| underst .....            | 0,30   |

Vi ha sett, att det för ismältning erforderliga värmets ofta levereras underifrån och i så stor mängd, att ett försvarligt istäcke snabbt förtäres. Om så det uppstigande varmare vattnet har en salthalt, som överstiger 24,7 ‰, igångsättes en vertikal konvektion, som kan utnyttja värmets från tiotals meter vattenskiakt för ismältningen, tills det salta vattnet kylts ned eller späts ut med smältvatten. Är däremot salthalten mindre än 24,7 ‰, så utbildas i ytskiaktet en katoterm temperaturfördelning med smältvatten överst i termisk jämvikt med isen. Ett dylikt konserverande ytlager, tillika strömstillt, härrörande från smältvatten och älvvatten förekom under senare delen av is-säsongen samtliga tre vintrar. Den gigantiska våg av varmt saltvatten, som i slutet av jan. 1942 smälte bort isen i den yttre skärgården lyckades i fjorden ej genombryta det saltfattiga och orörliga övre skyddslagret.

Den vårliga ismältningen genom vattnets inverkan ansättes väsentligen vid sprickor och hål i isen. Regn- och smältvatten sippra ned genom öppningar i isen, vilka därvid förstöras eller också väller vatten nedifrån upp, då fjordisen, såsom ofta är fallet särskilt vid stränderna, där den är förankrad, ej kan följa med vattenståndets stundom snabba förändringar. I april 1941 inträffade av denna anledning nära Bornö, att en flera dm hög fontän bildades på isen.

Även smältverkan underifrån visar sig först på svaga punkter, där vattnet kan tränga upp via tidigare bildade håligheter i isen. Här uppstå hål i isen, trots att den allra närmsta omgivningens is ännu kan ha respektabel tjocklek

(fig. 7). Tar man upp ett isstycke i avancerat smältningsstadium, finner man undersidan till formationen mest likna ett berglandskap med höga toppar och djupa klyftor i miniatyr.

Issmältningen i fjorden är i sitt senare stadium förenad med islossning, stora isflak lösgöra sig och driva med strömmen. De fastna lätt i de trånga farvattnen och äro till stort hinder för trafiken. Först en god nordostlig vind befriar Gullmarfjorden från dessa sista påminnelser om en hård vinter.

Normalt sker fjordisens uppsmältning till större delen underifrån genom varmt ytvatten, som av vinden drives in i fjorden. I vanliga fall får även en del av smältningen räknas på en verkan uppifrån genom regn, ljumma vindar och instrålning. Våren 1940 med dess extensiva islägg var så tillvida märklig som instrålningen då torde varit ansvarig för huvudparten av isens upplösning. Aprilsolen slösade då med så mycket som 10300 grkal/cm<sup>2</sup> och tillfrysningen på nätterna var ej tillräcklig för att balansera denna värmeinstrålning. Överdelen av isen blev snart starkt porös, och man trampade genom decimeterdjupet. Efter en köldknäpp mellan den 11 och 14 april, som endast tillfälligt hejdade upplösningen i ytan, blev även underisen angripen uppifrån. För att nå förbindelse med fastlandet måste man från



Fig. 7. Smälthål i 30 cm tjock is.



Fig. 8. Isen går upp!

Bornö liggande på långa plankor såga en ränna i isen till närmsta 800 m avlägsna udde, genom vilken en båt kunde ta sig fram. Den 23 april var fjorden helt fri från is.

Första hälften av april 1941 var det för årstiden mycket kallt med tidvis stark nattfrost, varför instrålningen ej påtagligt minskade istäckets tjocklek. Däremot hade smältningen genom vattenvärmets bättre effekt. Det var dock endast sakta och i etapper med hänsyn till väderleken som det varma vattnet utifrån förmådde driva isranden in genom fjorden. Det tog sålunda en hel vecka för uppsmältning av isen mellan Södra Bockholmen och Bornö Station, en sträcka på 600 m. Den jämförelsevis långsamma islossningen får dock ses med hänsyn till isens rekordartade tjocklek detta år.

I april 1942 företogs en särskild undersökning av isens bortsmältning uppifrån- respektive underifrån. Närliggande isblock togs upp, och isens övre och undre kant refererades till en markerad rand i isen, som löpte absolut horisontellt. Tab. 3

Tab. 3. Issmältningen vid Bornö i april 1942.

| Datum<br>1942 | isens<br>överdel<br>mm | isens<br>underdel<br>mm |
|---------------|------------------------|-------------------------|
| april 8       | 190                    | 225                     |
| 10            | 175                    | 225                     |
| 11            | 165                    | 225                     |
| 12            | 147                    | 225                     |
| 13            | 137                    | 222                     |
| 14            | 126                    | 218                     |
| 15            | 117                    | 195                     |
| 16            | 112                    | 185                     |
| 17            | 104                    | 175                     |
| 18            | 96                     | 138                     |

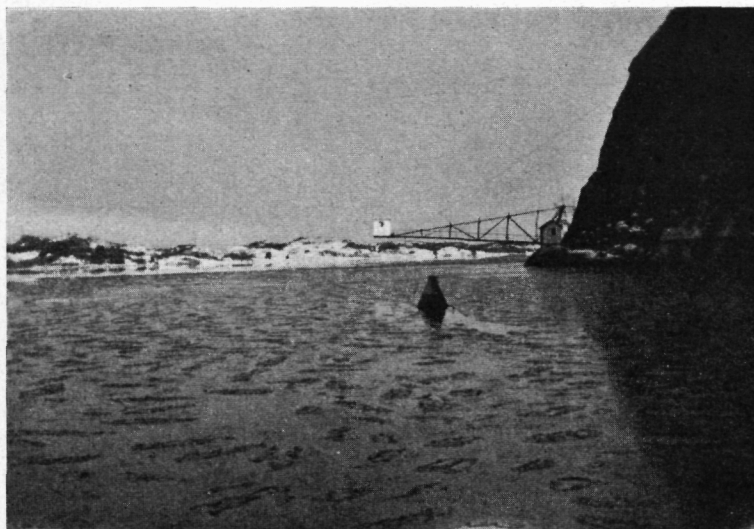


Fig. 9. Sista stadiet i ismältningen.

ger en sammanställning av dessa mätningar från den 8 april då ismältningen på allvar satte i gång t. o. m. den 18, då den starkt porösa isen föll sönder vid upptagningen, och mätningarna måste avbrytas. Under inflytande av instrålningvärmet (från den 13 till den 18 var det hela tiden klart), luftens värme och även något regn (den 9—10) smälte isen uppifrån i snabbt tempo. Underdelen av isen var till en början konstant i tjocklek men upplöstes sedan i ökad takt. Sedan ytvatten av  $+2^{\circ},5$  strömmat in i fjorden på eftermiddagen den 17 april gick isen hastigt mot sin förintelse.

Ännu den 19 kunde man med iseka ta sig över från Bornö till fastlandet, men isen var nu som ett såll, full med hål 2—12 mm i diameter och vidast upptill. Tack vare den kraftiga instrålningen blev islossningen denna vår en kortvarig historia. Sex dagar senare eller den 25 april försvann den sista isen från Gullmarfjorden.

## Vattenombytet i Gullmarfjorden under ett istäcke.

Vi skola nu en stund stanna inför frågan: Vilken verkan har istäcket på fjordens dynamik, eller med andra ord: Hur modifieras vattnets rörelser, då vattenytan är bunden i is, och den mäktiga drivkraften i havets dynamik, vinden, är urkopplad. Det bör från början betonas, att under de tre isvintrarna var ej Skagerack i hela sin utsträckning isbelagd, och en vindverkan i de öppna vattnen här och i Nordsjön kan ge impulser, som nå in i fjorden. Det är sedan länge känt [16], att de inre vågorna på olika ställen vid Bohuskusten i stora drag löpa parallellt. Gullmarfjorden är att likna vid ett provrör, i vilket man när som helst kan ta ett stickprov på den allmänt förhärskande hydrografiska situationen. Detta betyder att de vindförhållanden, som behärska västra Skageracks vatten, även vid ett extensivt islägg i någon mån kunna diktera det hydrografiska skeendet i fjorden.

I figg. 10, 11, 12, 13, de två första för tiden 13 dec. 1939—23 april 1940, de två sista för samma tid 1940—1941 ha de rutinobservationer, som utföras vid Bornö Station, sam-

manförts till jämförande bilder. Med ledning av de med få avbrott dagliga hydrografiska serierna tagna kl. 8 ha läget av isohaliner för 30—34 ‰ och isotermer för hela grader uttrits för bägge säsongerna. Likaledes dagliga temperaturobservationer med vinkeltermometer i yak på var tionde centimeter ned till en halv meter ha kompletterat temperatursituationen. Luftens minimitemperatur under natten, avläst kl. 8, och barometerståndet i millibar registrerat med barograf ha förts tillsammans med isotermerna, under det att isohalinerna jämförts med vattenståndet i cm. Detta har utjämnats över ett halvt dygn, två punkter äro alltså givna för varje dygn, och kurvan är därför detaljrikare än isohaliner och isotermer. För vintern 1942 har jag nöjt mig med att sammanföra isohaliner och barometerstånd under tiden 1 febr.—16 mars i ett diagram (fig. 14).

Undervattensvågorna i den isbelagda Gullmarfjorden ha tidigare åskådliggjorts av OTTO PETERSSON för perioden den 5—18 mars 1929. Djupvariationerna hos isotermer och isohaliner äro emellertid i hans diagram betydligt mindre än i figg 10—13. Det innebär på sätt och vis en överraskning, att vattenombytet i fjorden är så livligt under istäcket. Skillnaden mellan de interna vågorna, då fjorden ligger fri för vindinflytande och då den ligger bunden av is, är dock påtaglig. I senare fallet ha vågorna mindre amplitud, kurvorna äro med andra ord utjämnade. Det våldsamma insteg av saltfattigt vatten i den isfria fjorden, som inträffar den 3—17 dec. 1940 och medför en nedstörtning av isohalinerna har sålunda ingen motsvarighet senare, då fjorden är isbelagd.

Det är ett känt förhållande, att vattenståndet är en indikator på rörelser av alla slag, som försiggå i fjordvattnet. Det framgår ju också av diagrammen, att vattenståndskurvan ehuru mera detaljrik återspeglar — variationen är invers — även små förskjutningar i isohalinskaran.

Det som mest faller i ögonen vid en blick på dessa diagram är dock, att isohaliner och isotermer följas åt med stor regelbundenhet. Efter isläggningsen uppträder, som vi sett, mycket snart under istäcket ett fryskallt lager av varierande tjocklek, som oftast tillika är strömstillt. Ytterligare värmetransport uppåt medför frysning av detta ytvatten, men det djupare fjordvattnets värmeinhåll blir oförändrat. Värmeförlusten får alltså helt föras på isens konto. På våren vid smältningen betalas först värmeskulden i och med isens bortsmältning — för smältning av en halv meter is åtgår lika mycket värme, som för uppvärmning med en hel grad av vattenmassan utanför Bornö Station (ned till 35 meters djup) — och först därefter värmes vattnet. Fjordens värmeinhåll under istäcket regleras därför genom in- och utström via fjordtröskeln, och dess värde följer de interna vågornas fluktuationer. Den 22 febr. 1940 uppnådde det sitt hittills lägsta värde sedan bornöobservationernas början — 3000 kgkal/m<sup>2</sup>, dvs vattnet var i genomsnitt  $-0^{\circ},88$ .

En mera ingående diskussion av de krafter, som driva undervattensvågorna i fjorden försvarar ej sin plats i denna framställning. Här skall endast ges några synpunkter, som man ej kan komma förbi vid behandlingen av föreliggande primärmaterial. I en omfattande undersökning över sambandet mellan meteorologiska faktorer och inre vågor i Gullmarfjorden har HANS PETERSSON visat, att de senare i



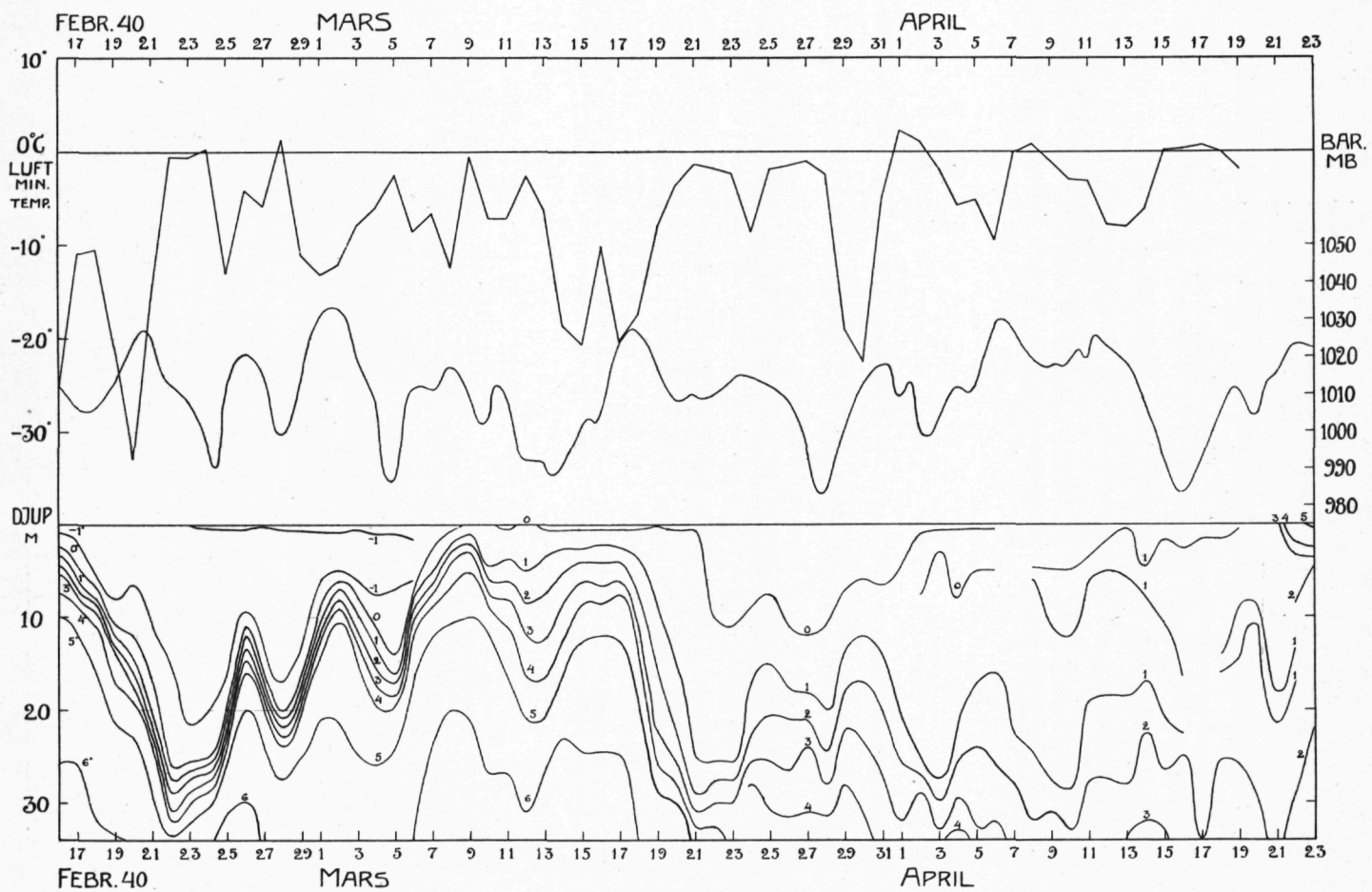
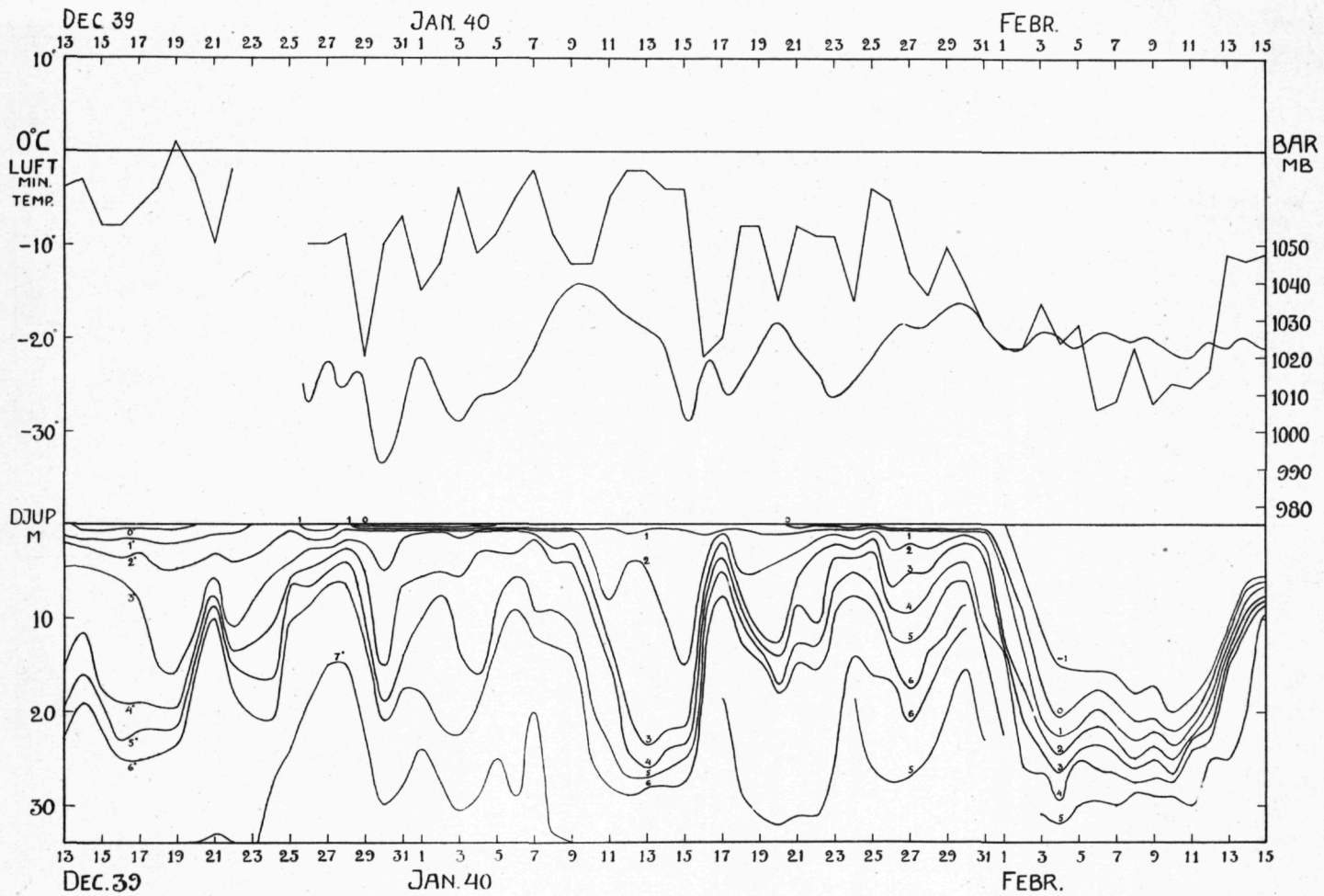


Fig. 11. Luftens minimi-temperatur, barometerstånd och vattnets isotermer vid Bornö vintern 1939—40.



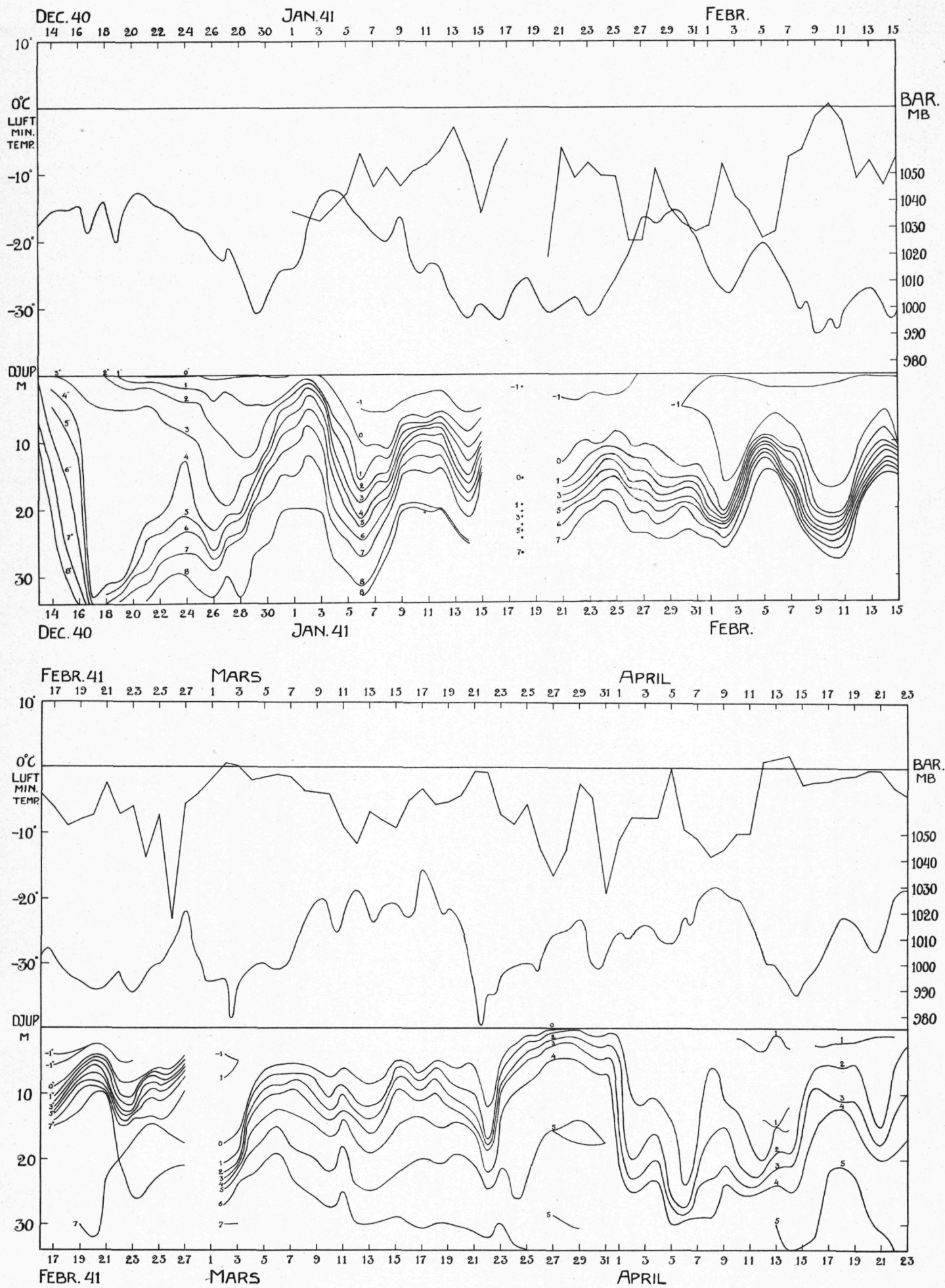


Fig. 13. Luftens minimi-temperatur, barometerstånd och vattnets isotermer vid Bornö vintern 1940—41.

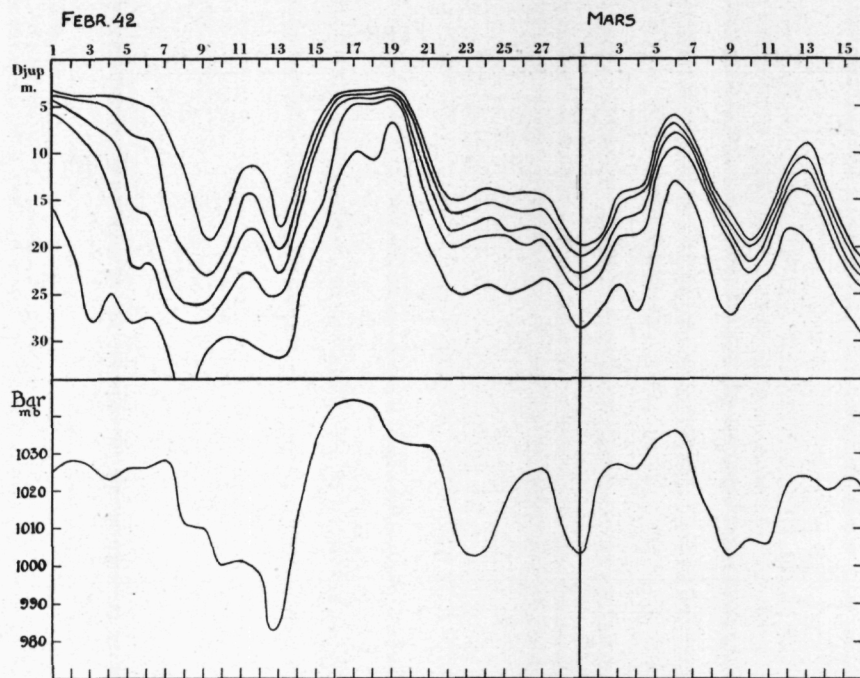


Fig. 14. Isohaliner och barometerstånd vid Bornö 1 febr. — 16 mars 1942.

huvudsak regleras av vinden, under det att barometerståndets effekt är praktiskt taget att försumma jämfört med vindverkan. Gå vi till de i figg 10—13 publicerade diagrammen, finna vi på sina håll — särskilt då islägget varit mest utbrett — en slående parallellitet mellan barometerkurvan och isohalinerna eller isotermerna. Så visar t. ex. perioderna 20 febr.—15 mars 1940, 31 jan.—4 mars 1941 och 7 febr.—14 mars 1942 ett mer eller mindre utpräglat

samgående mellan barometerståndet och de väl utbildade inre vågorna. Enligt det resonemang, som fördes i början av detta avsnitt kan man ej helt utesluta en vindefekt, som dock måste vara av sekundär art och därför mindre betydande, då vinden i fjorden och större delen av Skagerack ej kan ingripa direkt i havets dynamik genom att sätta ytvattnet i rörelse. Bland de inflytelser av meteorologisk och kosmisk natur, som reglerar de inre rörelserna i Gullmarfjorden måste obestridligen barometereffekten inordnas som en viktig faktor. Med andra ord lufttrycksskillnaderna mellan fjorden och längre bort belägna farvatten måste även anses som direkt eller indirekt ansvariga för de inre rörelserna.

De impulser, som den isbelagda fjorden mottager utifrån omsättes också i störningar av lokal natur, som sammanhånga med fjordens egensvängningar. Dessa seicher ha teoretiskt och experimentellt behandlats av ZEILON. Gränsskiktseichen på 2—3 dagar, den långsammaste av fjordens egensvängningar är i åtskilliga partier av vattenståndskurvan företrädd på ett vackert sätt. Ytseichen på 1<sup>h</sup> 50<sup>m</sup>,

som sporadiskt förekommer ehuru med liten amplitud på vattenståndsdigrammen, kunde även påvisas genom strömmätningar. En registrerande strömmätare av Pettersontyp uthängdes genom en vak i isen på 4,5 m djup och fick där registrera under några dagars tid i april 1940. Resultatet av dessa upptagningar är framställt i fig. 15, där som synes denna ytseiche är väl utbildad. Den korta ytseichen

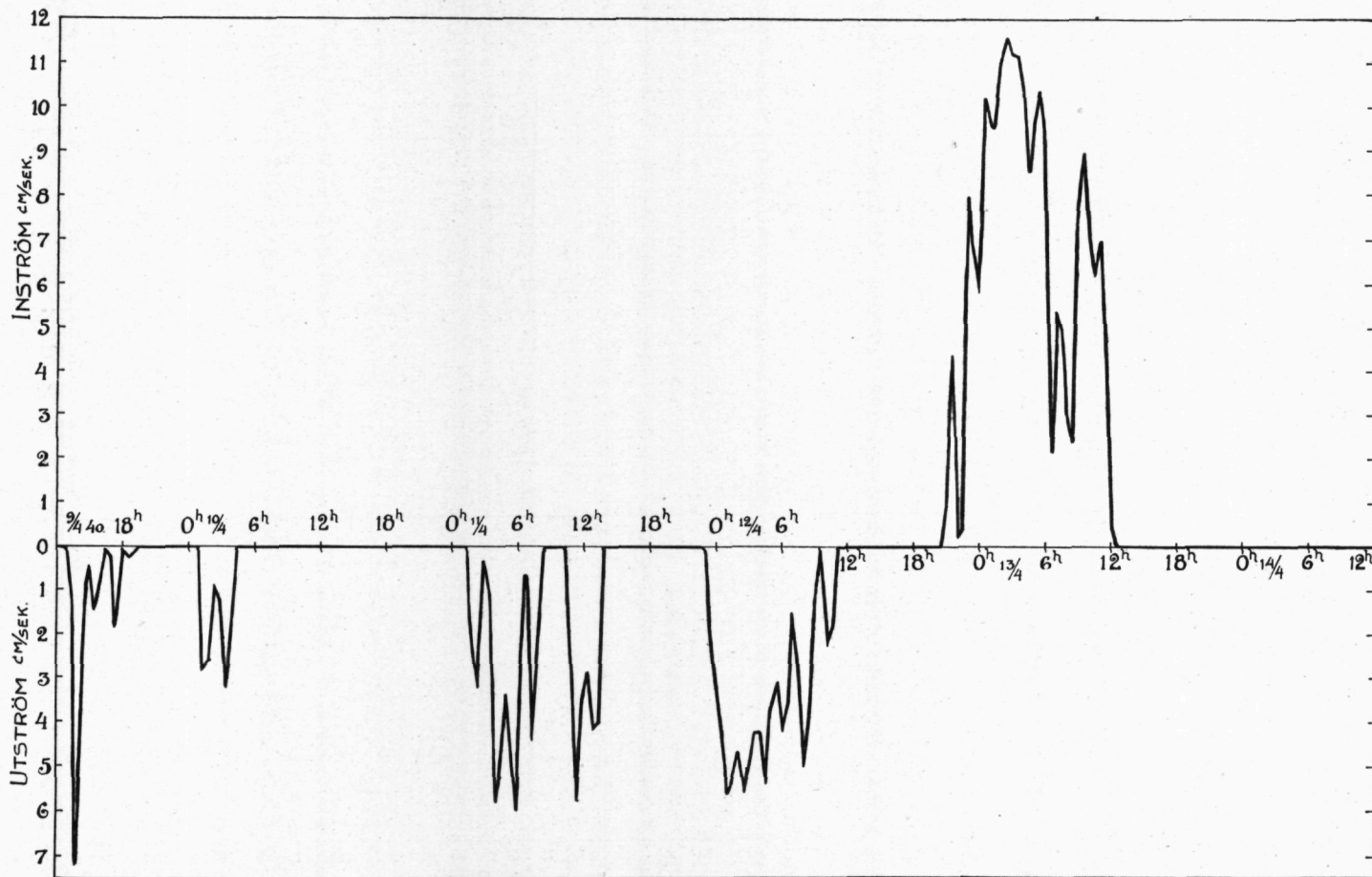


Fig. 15. Strömregistreringar på 4,5 m. djup vid Bornö 1/4 12<sup>h</sup> — 14/4 12<sup>h</sup> 1940.

på 13<sup>m</sup> har också vid något tillfälle iakttagits, t. ex. den 9 febr. 1942 efter stark inström.

Detta, att de inre rörelserna i Gullmarfjorden ej äro lokala fenomen utan ingå som en del i de stora inre vattenförskjutningarna vid Bohuskusten, gör den dagliga hydrografiska serien vid Bornö Station värdefull även för prognos. Här kan från dag till dag den hydrografiska situationen följas, och då denne ger anledning befara en uppsmältning av isen underifrån, kan en varning ges för denna risk, vilket via radio även skedde i slutet av jan. 1942.

## Den statiska isbildningen.

### Teoretiskt.

Den statiska isbildningen har teoretiskt behandlats av DEVIK [3]. Hans utredning gäller isbildningen i 0-gradigt färskvatten. Vi skola här för kommande ändamål något modifiera hans framställning genom att antaga vattnets frystemperatur vara  $t_v$ . Följande beteckningar användas:

- $t_l$  = lufttemperaturen
- $t_i$  = övre isytans temperatur
- $t_v$  = vattnets temperatur
- $\rho$  = isens täthet i gr/cm<sup>3</sup>
- $\lambda$  = isens värmeledningsförmåga i grkal/cm tim grad
- $L$  = isens smältvärme i grkal/gr
- $H$  = isens tjocklek i cm
- $n$  = tiden i timmar.

Vid stationärt tillstånd med värmeströmmen  $S$  bestämes istillväxten  $dH$  genom följande ekvationsystem:

$$\rho L dH = -\lambda \frac{t_i - t_v}{H} dn = S dn \quad (1)$$

Under förutsättning att värmetillförsel från botten och genom instrålning försummas diktens värmeströmmen enligt DEVIK av utstrålning, avdunstning och konvektion efter följande schema:

$$S = 10,8 (1 - 0,09 N) + 0,38 (t_i - t_l) + A_1 (f_i - f_l) + A_2 (t_i - t_l) \quad (2)$$

$$A_1 = 1,23 \sqrt{v + 0,3} \quad (3)$$

$$A_2 = 0,5 \sqrt{v + 0,3}$$

där i uttrycken för  $A_1$  och  $A_2$  räknats med barometerståndet 760 mm Hg, och  $v$  = vindhastigheten i m/sek.

- $N$  = hela molnigheten i skalan 1—10
- $f_l$  = luftens fuktighetstryck i mm Hg
- $f_i$  = isens fuktighetstryck i mm Hg.

Mellan 0° och -25° kan  $f_i$  med tillnärmelse framställas som en funktion av  $t_i$ :

$$f_i = 4,6 + 0,32 t_i + 0,0065 t_i^2 \quad (4)$$

Vi införa följande förkortningar:

$$C = 0,0065 A_1$$

$$D = 0,38 + 0,32 A_1 + A_2 \quad (5)$$

$$St_v = 10,8 (1 - 0,09 N) + A_1 (4,6 - f_l) - t_l (0,38 + A_2) + Dt_v$$

Ur ekv. (1), (2) och (4) erhålles med förkortningarna i (5)

$$C t_i^2 + (D + \lambda/H) (t_i - t_v) = -St_v \quad (6)$$

I explicit form är alltså isytans temperatur:

$$t_i = \frac{-(D + \lambda/H) + \sqrt{(D + \lambda/H)^2 - 4C (St_v - t_v (D + \lambda/H))}}{2C} \quad (7)$$

I det följande komma vi att tillämpa ekv. (6) för nybildad is med en maximitjocklek av 8,5 cm. Den första termen  $C t_i^2$  utgör då högst 1/10 av den andra  $(D + \lambda/H) (t_i - t_v)$ . Som första approximation kan man därför skriva:

$$t_i = -\frac{St_v}{D + \lambda/H} + t_v \quad (8)$$

och om detta uttryck för  $t_i$  insättes i första termen  $C t_i^2$  i ekv. [6]:

$$t_i - t_v = -\frac{St_v}{D + \lambda/H} \left( 1 + \frac{C St_v}{(D + \lambda/H)^2} - \frac{2C t_v}{D + \lambda/H} + \frac{C t_v^2}{St_v} \right) \quad (9)$$

Man kan lätt övertyga sig om att med  $t_v = -1,6$  den sista termen inom parentesen  $\frac{C t_v^2}{St_v}$  ej kan betyda mer än hundra delars grader i  $t_i - t_v$ ; den försummas därför. Andra och tredje termerna inom parentesen spela däremot en viss roll, då  $H$  blir stort. Skillnaden mellan isytans och vattnets temperatur kunna vi alltså uttrycka på följande sätt:

$$t_i - t_v = -\frac{St_v}{D + \lambda/H} (1 + u) \quad (10)$$

där

$$u = \frac{C St_v}{(D + \lambda/H)^2} - \frac{2C t_v}{D + \lambda/H} \quad (11)$$

Insättes uttrycket för  $t_i - t_v$  i ekv. (1) erhålles:

$$(H D + \lambda) dH = \frac{\lambda}{L \rho} St_v (1 + u) dn \quad (12)$$

Vid stationärt tillstånd under en tidrymd av  $n$  timmar kunna vi för  $u$ , som är en liten storhet, införa ett konstant medelvärde  $u_m$  motsvarande ett medelvärde på  $H$ ,  $H_m = \frac{H_1 + H_2}{2}$ , då isen växer från  $H_1$  till  $H_2$ .

$$u_m = \frac{C St_v}{(D + \lambda/H_m)^2} - \frac{2C t_v}{D + \lambda/H_m} \quad (13)$$

Integrationen ger:

$$H_2 = -\lambda/D + \sqrt{(H_1 + \lambda/D)^2 + \frac{2\lambda}{L \rho D} St_v (1 + u_m) n} \quad (14)$$

Beräkningen av istjockleken sker således med tillhjälp av ekv. [3], [5], [13], [14]. För  $t_v = 0$  övergå dessa identiskt i DEVIKs formler.

### Experimentellt.

Sedan isen lagt sig för vintern, och ytskiktet blivit frys-kallt, utfördes en del frysningsförsök i en vak, vilka syftade att experimentellt undersöka sambandet mellan de meteorologiska faktorerna och isbildningen i vatten av olika salthalt. De gingo ut på att bestämma, hur många mm is, som bildades i vaken från kl 18 på kvällen till kl 8 på morgonen

med observation av de för isbildningen avgörande meteorologiska och hydrografiska elementen. Vaken mätte c:a  $2 \times 2$  m, och den närmsta omgivningen var rensopad från snö. På ett avstånd av 5 m var vaken omgiven av en ram av låga, kantställda bräder, vilka tjänstgjorde som snöbarriärer. Trots detta kunde det ej förhindras att vid stark vind smärre mängder snö blåste ned i vaken.

Kl 18 befriades vaken fullständigt från is, ytvattnets temperatur observerades och salthaltsprov togs. Nästa morgon kl 8 mättes den nybildade isens tjocklek med förnyad bestämning av vattnets temperatur och salthalt.

Lufttemperaturen registrerades med ett termoelement av koppar-konstanten med 6 lödställen, som var fastfruset i den gamla isen, så att de nedre lödställena doppade i vattnet, under det att de övre befann sig i luften 10 cm ovanför isen. Termoelementet kopplades till en fallbygelgalvanometer, som sålunda registrerade skillnaden mellan luftens och vattnets temperatur. Lufttemperaturen avlästes dessutom medelst termometer kl 18 och kl 8, varjämte nattens minimitemperatur iakttogs på morgonen.

Molnigheten var under de två första vintrarna endast föremål för direkt observation på kvällen och på morgonen. År 1942 användes emellertid en utstrålningsmätare enligt ÅNGSTRÖM, som placerades på isen i närheten av vaken. Kopplad till fallbygelgalvanometern gav den registreringar av den nattliga utstrålningen, som ger ett säkert mått på molnigheten.

Vindstyrkan mättes med vindmätare kl 18 och 8 samt i vanliga fall ytterligare en gång under kvällen. Någon registrering av vindstyrkan under natten var däremot ej anordnad.

År 1942, då vattnet i vaken var praktiskt taget färskt under hela vintern, utfördes en del frysningsförsök i kar, som placerades på isen, detta för att utnyttja de möjligheter, som stode till buds att studera isbildningen även i saltare vatten. Två stora kar fylldes till brädden med vatten av känd salthalt c:a 15 resp. c:a 30 ‰, som fick frysa. Vid några tillfällen slogs vatten från vaken i ett av karn, och det visade sig då, att lika mycket is bildades i vak som kar, vilket ger vid handen, att frysningsbetingelserna äro desamma.

#### Isbildningen i färskvatten.

Ur DEVIKS formler, dvs ur ekv. [3], [5], [13], [14] med  $t_p = 0$ , har under antagande av en fuktighetsprocent i luften av 85 % isbildningen i färskvatten under 14 timmar ( $\Delta H$ ), från  $H_1 = 0$  beräknats för olika värden på  $N$  (0, 5, 10), på  $v$  (0, 1, 2, 5, 10) och på  $t_l$  (0, -5, ... -25°). Härvid ha använts konstanterna  $L = 80$  grkal./gr och  $\lambda = 18,36$  grkal/cm tim. grad. Jag har föredragit att ge resultatet av dessa beräkningar i diagramform, fig. 16 för  $N = 0$ , fig. 17 för  $N = 5$  och fig. 18 för  $N = 10$ , där kurvorna utdragits till -30°, trots att formlerna strängt taget endast äro giltiga till -25°. Ur dessa kurvskaror kan man direkt eller genom interpolation bestämma isbildningen under natten med kännedom om medelmolnigheten, medeltemperaturen och den genomsnittliga vindstyrkan. Diagrammen visa i övrigt den stora skillnaden i frysningsbetingelser vid absolut stillt väder och vid en svag vind på 1 m/sek.

De experimentellt funna värdena på den nattliga till-

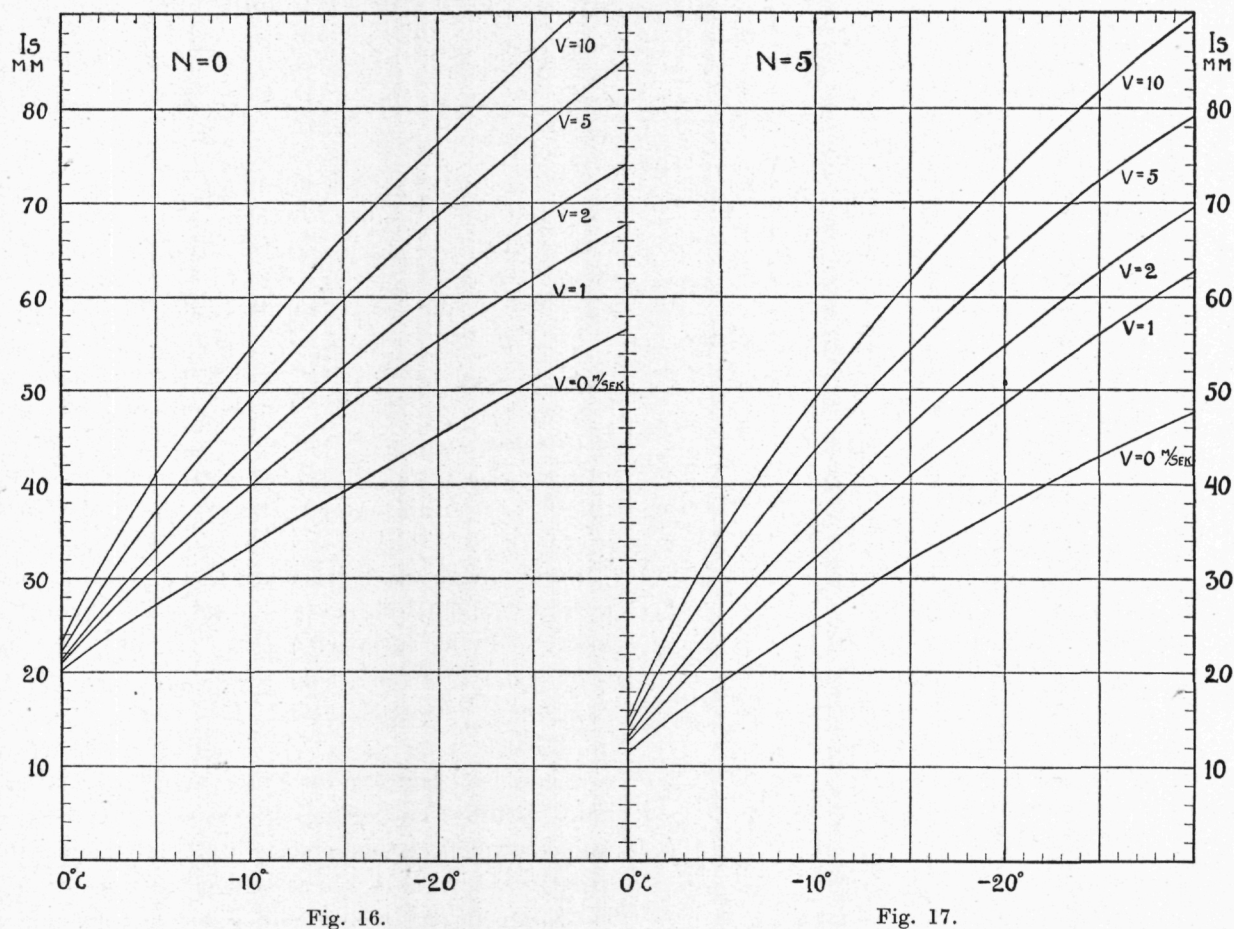


Fig. 16 och 17. Isbildningen i färskvatten under 14 tim.  $N$  = molnighet,  $v$  = vindhast. (enl. DEVIKS formler).

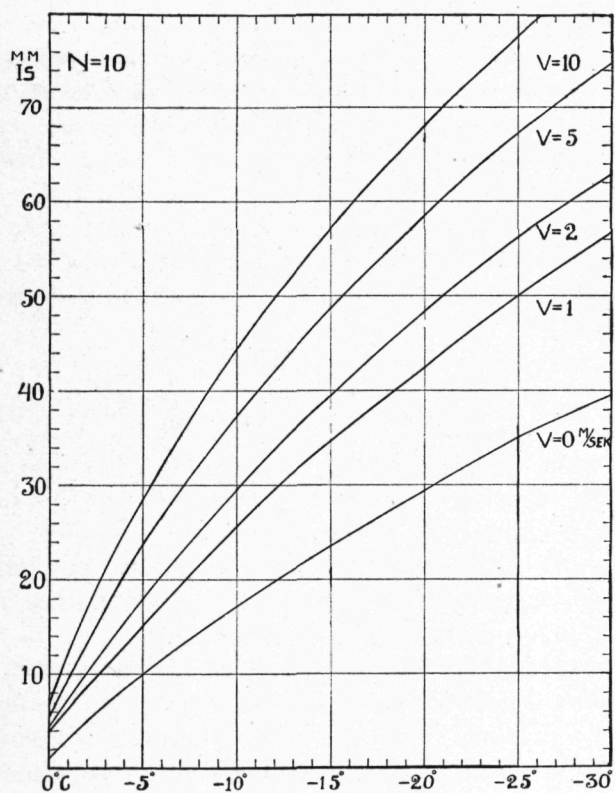


Fig. 18. Isbildningen i färskvatten under 14 tim.  $N$  = molnighet,  $v$  = vindhast. (enl. DEVIKS formler).

Tab. 4. Experimentellt och teoretiskt funna värden på isbildningen  $(\Delta H)_0$  i vatten av 0—4 ‰ salthalt.

| N  | v<br>m/sek. | $t_l$<br>°C | $(\Delta H)_0$ mm |       |           |
|----|-------------|-------------|-------------------|-------|-----------|
|    |             |             | exp.              | teor. | avvikelse |
| 0  | 0           | -21,8       | 47                | 47    | 0         |
| 1  | 0           | -20,7       | 64                | 64    | 0         |
| 2  | 4           | -11,4       | 42                | 46    | -4        |
|    | 9           | + 1,5       | 3                 | 2     | +1        |
| 3  | 0,5         | -15,6       | 39                | 41    | -2        |
|    |             | -22,0       | 51                | 49    | +2        |
| 4  | 0,5         | -10,8       | 28                | 31    | -3        |
| 5  | 0,5         | -15,4       | 39                | 38    | +1        |
|    |             | -10,3       | 31                | 33    | -2        |
|    |             | -10,5       | 28                | 33    | -5        |
|    |             | -14,7       | 41                | 40    | +1        |
|    | 5           | -19,1       | 47                | 47    | 0         |
|    |             | - 0,5       | 13                | 16    | -3        |
| 7  | - 9,0       | 44          | 44                | 0     |           |
|    |             |             |                   |       |           |
| 6  | 1           | - 7,0       | 20                | 25    | -5        |
| 8  | 3           | -13,4       | 39                | 43    | -4        |
|    | 7           | + 0,7       | 4                 | 7     | -3        |
| 10 | 0           | - 0,8       | 5                 | 3     | +2        |
|    | 1           | -11,4       | 29                | 26    | +3        |
|    | 2           | - 8,7       | 28                | 27    | +1        |
|    |             | - 9,0       | 25                | 27    | -2        |
|    | 4           | - 0,1       | 6                 | 6     | 0         |
|    | 5           | - 1,1       | 8                 | 10    | -2        |
|    | 6           | - 3,8       | 19                | 21    | -2        |
|    |             | - 6,7       | 25                | 30    | -5        |
|    | + 0,3       | 4           | 6                 | -2    |           |

frysningen ha i tab. 4 jämförts med den istjocklek, som teoretiskt bestämts ur observerade genomsnittsvärden på molnighet, temperatur och vind. Undersökningarna ha till större delen utförts i vak med vatten av låg salthalt 0—4 ‰, mindre delen av värdena äro resultat av frysningförsök i kar med färskvatten. Ur observationsmaterialet har konsekvent bortgallrats alla försök, då vädret undergick större förändring under natten och frysningen ej skedde under stationära förhållanden eller då det kunde påvisas, att snö blåst ned i vaken. I tab. ha medtagits (mera av kuriositets-skäl) några frysningvärden för lufttemperatur över noll, i vilket fall konvektionen motverkar isbildningen.

Sista kolumnen i tab. 4 innehåller det teoretiska värdets avvikelse från det experimentella. I genomsnitt ligga de teoretiska värdena 1 mm högre än de experimentella, en obetydlig skillnad. Någon gång i avvikelsen med ökad molnighet, temperatur eller vindstyrka är ej märkbar. Avvikelsen kan bero på att lufttemperaturen som regel är högre på kvällen än på morgonen, vilket leder till något mindre isbildning än som svarar mot medeltemperaturen.

Med hänsyn till de anspråk, man kan ställa på en formelmässig framställning av den statiska isbildningen, äro vi berättigade att säga, att DEVIKS formler stämma med den experimentella erfarenheten.

#### Isbildningen i saltvatten.

Vi ha nämnt, att is, som innehåller salt, visar starkt förändrade termiska egenskaper jämfört med ren is. MALMGREN har påpekat, att man för saltisen ej i egentlig mening kan tala om frysvarme, vars definition förutsätter mediets övergång från flytande till fast vid konstant temperatur, då däremot saltisen vid sjunkande temperatur fortsätter att frysa. Först då den nått  $-55^\circ$  är den i egentlig mening fast. Enligt OTTO PETERSSON utvecklas vid frysning av 1 gr 30 ‰-vatten mellan  $-6^\circ$  och  $-8^\circ$ , 55 grkal. En utredning av MALMGREN ger för smältning av 1 gr is med temperatur  $-2^\circ$  och salthalt 15 ‰ värdet 43 grkal. Om således själva »isbildningen» sker lättare i en vak med saltvatten än med färskvatten — lättare ju saltare vattnet är — så måste å andra sidan för avkyling av isen, då den fryser ytterligare, opropotionellt stora värmemängder bortföras uppåt. MALMGREN har funnit, att det specifika värmestegras våldsamt med saltinnehållet i isen, i synnerhet om dennas temperatur är nära fryspunkten. Vid  $-2^\circ$  har sålunda is med 15 ‰ salthalt ett »specifikt värme» på 16,0 grkal/gr grad — den rena isens specifika värme utgör 0,50!

Av de övriga fysikaliska storheter, som ingå i formlerna för isbildningen, visar isens specifika vikt endast obetydliga variationer med isens saltinnehåll (12, 17). Däremot är det att vänta, att saltisen leder värme sämre än ren is, eftersom saltlösningens värmeledningsförmåga endast är c:a en fjärdedel av den rena isens. Värmeledningsförmågan bör då vara minst vid fryspunkten för att öka vid avkyling av isen. Hittills föreliggande emellertid inga undersökningar, som kunna bekräfta dessa antaganden.

Det är tydligt, att isbildningen i saltvattnet ej kan teoretiskt beskrivas på samma enkla sätt som var fallet för bildning av is ur färskvatten. Emellertid kunna vi alltid till-

Tab. 5. Experimentellt och teoretiskt funna värden på isbildningen  $(\Delta H)_{15}$  i vatten av 15 ‰ salthalt.

| N  | v<br>m/sek | t <sub>l</sub><br>°C | (ΔH) <sub>0</sub> mm | (ΔH) <sub>15</sub> mm |       |        |
|----|------------|----------------------|----------------------|-----------------------|-------|--------|
|    |            |                      | exp.                 | exp.                  | teor. | avvik. |
| 0  | 0          | -17,3                | 47                   | 43                    | 41    | +2     |
|    |            | -17,8                |                      | 44                    | 42    | +2     |
|    |            | -18,8                |                      | 45                    | 43    | +2     |
|    |            | -21,8                |                      | 48                    | 46    | +2     |
|    | 0,5        | -17,2                |                      | 41                    | 46    | -5     |
|    |            | -15,0                |                      | 43                    | 50    | -7     |
| 2  | 0          | -4,5                 |                      | 17                    | 20    | -3     |
| 5  | 1          | -9,8                 | 41                   | 30                    | 31    | -1     |
|    |            | -11,6                |                      | 29                    | 34    | -5     |
|    |            | -14,7                |                      | 46                    | 40    | +6     |
| 6  | 1          | -7,0                 | 20                   | 23                    | 19    | +4     |
| 8  | 1          | -12,4                |                      | 31                    | 32    | -1     |
|    | 5          | -13,0                |                      | 48                    | 45    | +3     |
| 10 | 1          | -8,4                 | 29                   | 22                    | 20    | +2     |
|    |            | -11,4                |                      | 25                    | 28    | -3     |
|    | 2          | -6,3                 | 25                   | 19                    | 20    | -1     |
|    |            | -9,0                 |                      | 26                    | 23    | +3     |
|    | 4          | -3,3                 |                      | 14                    | 14    | 0      |

gripa det mindre exakta förfarandet att tillämpa ekv. [13] och [14], där vi beakta saltvattnets frystemperatur, under det att vi bibehålla de värden på frysvärme  $L$  och värmeledningsförmåga  $\lambda$ , som gälla för ren is. Vi ämna se, hur de experimentella resultaten passa till detta hypotetiska antagande.

Tab. 5 innehåller iakttagelserna av den nattliga (14 tim.)

Tab. 6. Experimentellt och teoretiskt funna värden på isbildningen  $(\Delta H)_{30}$  i vatten av 30 ‰ salthalt.

| N  | v<br>m/sek. | t <sub>l</sub><br>°C | (ΔH) <sub>0</sub> mm | (ΔH) <sub>30</sub> mm |       |        |
|----|-------------|----------------------|----------------------|-----------------------|-------|--------|
|    |             |                      | exp.                 | exp.                  | teor. | avvik. |
| 0  | 0           | -21,8                | 47                   | 40                    | 45    | -5     |
|    | 1           | -21,1                |                      | 56                    | 55    | +1     |
|    | 2           | -15,4                |                      | 50                    | 51    | -1     |
|    | 3           | -18,8                |                      | 60                    | 59    | +1     |
|    | 4           | -20,2                |                      | 64                    | 64    | 0      |
| 1  | 3           | -20,7                | 64                   | 64                    | 62    | +2     |
| 3  | 0,5         | -15,6                | 39                   | 37                    | 37    | 0      |
|    |             | -22,0                |                      | 51                    | 49    | 0      |
| 5  | 0,5         | -15,4                | 39                   | 38                    | 37    | +1     |
|    | 1           | -19,1                |                      | 47                    | 48    | 45     |
|    | 2           | -21,5                |                      | 59                    | 54    | +5     |
|    | 3           | -6,8                 |                      | 21                    | 28    | -7     |
|    | 4           | -22,0                |                      | 59                    | 62    | -3     |
|    |             | -24,3                |                      | 72                    | 66    | +6     |
| 6  | 1           | -7,0                 | 20                   | 20                    | 17    | +3     |
| 8  | 0           | -5,3                 |                      | 9                     | 12    | -3     |
|    | 3           | -9,8                 |                      | 29                    | 31    | -2     |
|    |             | -13,4                | 39                   | 40                    | 35    | +5     |
| 10 | 0,5         | -6,6                 |                      | 7                     | 10    | -3     |
|    | 1           | -11,4                | 29                   | 26                    | 26    | 0      |
|    | 2           | -9,0                 | 25                   | 19                    | 21    | -2     |
|    | 5           | -5,4                 |                      | 16                    | 19    | -3     |

Tab. 7. Den genomsnittliga skillnaden mellan experimentellt och teoretiskt värde på  $(\Delta H)_{15}$

| (ΔH) <sub>15</sub><br>mm | antal<br>obs. | medelavvik.<br>mm |
|--------------------------|---------------|-------------------|
| 10-25                    | 6             | 0                 |
| 25-40                    | 4             | -1                |
| 40-55                    | 8             | +1                |
| 10-55                    | 18            | 0                 |

Tab. 8. Den genomsnittliga skillnaden mellan experimentellt och teoretiskt värde på  $(\Delta H)_{30}$

| (ΔH) <sub>30</sub><br>mm | antal<br>obs. | medelavvik.<br>mm |
|--------------------------|---------------|-------------------|
| 5-25                     | 6             | -2                |
| 25-40                    | 6             | 0                 |
| 40-55                    | 3             | +1                |
| 55-75                    | 7             | +2                |
| 5-75                     | 22            | 0                 |

frysningen ur 15 ‰ vatten  $(\Delta H)_{15}$  jämsides med observationer av de meteorologiska elementen. Då experimenten utförts i kar har den samtidigt erhållna istjockleken i färskvatten  $(\Delta H)_0$  även angivits. De teoretiska värden ha beräknats med tillhjälp av formlerna [3], [5], [13], [14], varvid  $t_p$  satts lika med  $-0^{\circ},80$ , vilket är fryspunkten för 15 ‰ vatten. I de fall då  $(\Delta H)_0$  är känd, har den noggrannare metoden valts att beräkna  $(\Delta H)_{15}$  ur denna storhet, varvid av de meteorologiska elementen endast vindstyrkan behövt användas.

Tab. 6 framställer på analogt sätt isbildningen i 30 ‰ vatten  $(\Delta H)_{30}$ , vars fryspunkt är  $-1^{\circ},63$ .

Avvikelsen mellan experimentellt och teoretiskt värde är givet i tabellernas sista kolumn och företer utslag åt såväl positivt som negativt håll. I mera översiktlig form äro avvikelserna framställda i tab. 7 och 8. Dessa visa medelavvikelsen eller aritmetiska mediet av avvikelserna inom olika gebit av  $(\Delta H)_{15}$  resp.  $(\Delta H)_{30}$ . Denna medelavvikelse är som synes praktiskt att försumma för alla värden på  $(\Delta H)_{15}$  från 10 till 55 mm. Däremot visar för  $(\Delta H)_{30}$  medelavvikelsen en svag tendens att stiga, då tillfrysningen sker i snabbare takt. Diskrepansen ligger emellertid även här inom felgränserna. Otvivelaktigt kan det ovan angivna teoretiska förfaringssättet med gott resultat användas för beräkning av saltisens tjocklek.

Kontentan av detta kapitel blir alltså:

Den statiska isbildningen i såväl färskvatten som saltvatten upp till 75 mm tjocklek kan med god tillnärmelse beskrivas teoretiskt med formelsystemet [3], [5], [13], [14], varvid även för saltvatten räknas med värden på smältvärme och värmeledningsförmåga, som gälla för ren is.

#### Temperaturfördelningen i isen.

Teoretiskt ha hithörande problem för ren is fullt klarlagts av DEVIK, vars behandling omfattar, isytans temperatur, temperaturgradienten i isen samt värmeströmmen genom istäcket. DEVIK har även utrett betingelserna för att isytan

är kallare resp. varmare än luften. I förra fallet uppträder vid fortsatt istillväxt och därmed fallande temperatur i isytan så småningom kondensation, vilket leder till bildning av den knottriga ytis, man ofta finner på i övrigt blank is. Den varslar om att isen här är tjockare än den blanka isen och förekommer t. ex. vid stränder och på ställen med ringa vattendjup.

MALMGREN har utfört fleråriga observationer av temperaturfördelningen i den tjocka polarisen. Undersökningarna utmytna i en framställning av värmeledningsförmågan som funktion av isdjupet. Den visar, att värmeledningsförmågan snabbt avtar nedifrån och uppåt, vilket sammanhänger med isens struktur; isen blir upp mot ytan allt mer bemängd med luftblåsor. Mot större djup, där polarisen håller ungefär  $1,5 \text{ ‰}$  salt, tenderar ledningsförmågan mot ett värde  $5,1 \times 10^{-3}$  grkal/cm sek. grad, som stämmer överens med det av MALMGREN laboratoriebestämda värdet för ren is utan luftblåsor. En dylik minimal inblandning av salt i isen på  $1,5 \text{ ‰}$  tycks alltså ej märkbart minska ledningsförmågan.

Eftersom ett studium av saltisens yttemperatur  $t_i$  ger möjlighet att bedöma om värdet på den rena isens värmeledningsförmåga kan användas även för saltisen, ha vi företagit några bestämningar av storheten  $t_i$  för is av olika tjocklek. Fig. 19 visar i diagramform resultatet av ett dylikt experiment. Från den 28 jan. 1941 kl. 18 till den 29 kl. 8 observerades kontinuerligt lufttemperaturen, yttemperaturen i 31 cm tjock is samt yttemperaturen i nyfrusen is i en vak i Bornöisen medelst 3 enkla termoelement av koppar-konstantan, som alla doppade ett lödställe i vatten under det att det andra befann sig i luft resp. var fastfruset i isytan. De kopplades med några minuters mellanrum i tur och ordning till en Lange-Multiflex galvanometer (känslighet c:a  $4 \times 10^{-8}$  A/skaldel). På kurvan för nyfrusen is kan man följa temperaturens avtagande i isytan under frysningens gång; det framgår, att den observerade lokala temperatursänkningen sker ganska diskontinuerligt. Då de

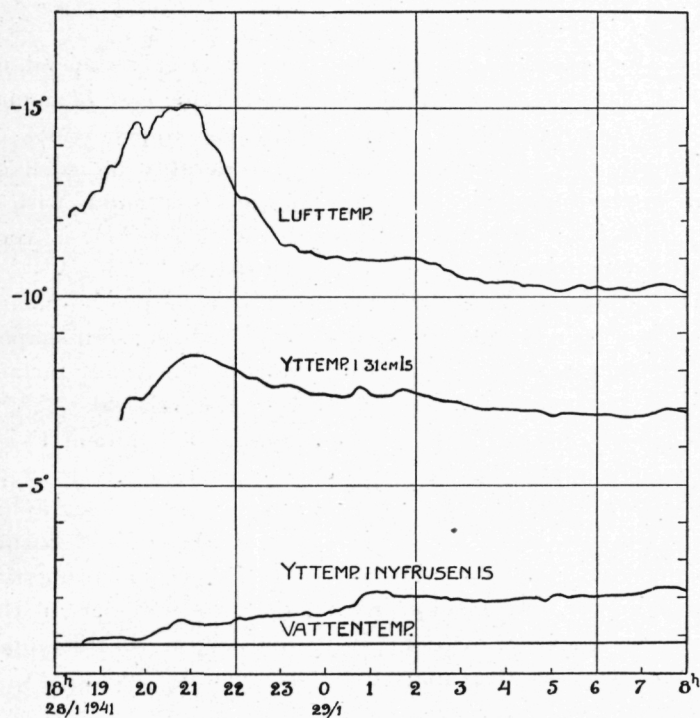


Fig. 19. Isens yttemp. den 28–29 jan. 1941.

Tab. 9. Experimentella och teoretiska värden på isytans temperatur.

| Datum 1941 | N  | v m/sek. | $t_l$ °C | $t_v$ °C | H mm | $t_i$ °C |       |
|------------|----|----------|----------|----------|------|----------|-------|
|            |    |          |          |          |      | exp.     | teor. |
| 29/1       | 10 | 2        | -10,2    | -0,8     | 28   | -2,2     | -2,5  |
|            |    |          |          |          | 310  | -6,9     | -6,9  |
| 31/1       | 0  | 0        | -18,3    | -0,6     | 44   | -6,2     | -5,6  |

meteorologiska faktorerna voro tämligen konstanta från kl. 0 till kl. 8, kan man betrakta tillståndet som stationärt och tillämpa ekv. [7] för den 31 cm tjocka isen, de enklare ekv. [10] och [11] för den nyfrusna isen. I tab. 9 ha dessa värden på  $t_i$ , som beräknats med användning av  $\lambda = 18,4$  grkal/cm tim grad, sammanställts med de experimentellt funna värdena. Tab. innehåller också resultaten från ett analogt experiment behandlande yttemperaturen den 3 jan. kl. 8 hos 44 mm tjock is, som frusit under natten. Den is, det rör sig om i dessa bägge fall, höll mellan 5 och 7 ‰ salt. Trots detta visar det sig, att man med  $\lambda = 18,4$  grkal/cm tim grad kommer fram till beräknade värden på  $t_i$ , som nära gruppera sig kring de observerade. Beräknar man i stället värmeledningsförmågan ur de tre observerade värdena på  $t_i$ , finner man i ordning 22, 18, 16 grkal/cm tim. grad, utgörande genomsnittsvärde för istäcket ifråga, inom vilket ledningsförmågan varierar såväl med saltinnehåll som med temperatur. I själva verket torde man ej ens genom många observationer av temperaturer i isytan kunna nå fram till en säker bedömning av ledningsförmågan i saltis, därtill är metoden för inexakt.

På grund av att värmetransporten i is sker uteslutande genom ledning, och ledningsförmågan är liten, utbildas endast långsamt ett stationärt tillstånd i ett istäcke av någorlunda tjocklek. Dagens instrålning värmer isytan, och på kvällen finner man ofta den lägsta temperaturen i det inre av isen, vilket har till följd att den nattliga isbildningen nedsättes. Genom fasförseningen gör sig alltså dagens instrålning gällande genom minskad istillväxt under natten. Av denna anledning ha de ovan beskrivna frysningförsöken ej utgått från ett redan befintligt istäcke utan från en på kvällen öppen vak.

### Saltinnehållet i isen.

I hithörande frågor ha vi tidigare nämnt, att isbildningen i saltvatten med hänsyn till de i vattnet lösta salterna är en selektiv process. På basis av »Maud»-expeditionens undersökningar har dock MALMGREN visat, att en selektiv frysningprocess knappast kan förekomma i större skala, emedan nyisen bildas vid tämligen hög temperatur. Detta är i överensstämmelse med andra mätningar [12 sid. 9], som visat, att förhållandet  $SO_3$  till  $Cl$  är praktiskt taget normalt i smältningsszonerna.

Vi ha även behandlat det av MALMGREN undersökta förhållandet, att saltisen innehåller mindre salt ju äldre den är. Detta problem lämpar sig ej väl för studium på fjordisen,

Tab. 10. Förhållandet  $S_i/S$  mellan saltinnehållet i nyfrusen is och i vatten. Salthalterna genom *Cl*-titrering.

| Vatten<br>$S$ ‰ | Nyfrusen (14 tim.) is |    | $S_i/S$ |
|-----------------|-----------------------|----|---------|
|                 | $S_i$ ‰               | mm |         |
| 4,73            | 1,48                  | 13 | 0,31    |
| 5,83            | 2,43                  | 27 | 41      |
| 7,70            | 2,74                  | 17 | 36      |
| 16,8            | 7,85                  | 49 | 47      |
| 18,4            | 8,87                  | 23 | 48      |
| 19,3            | 8,82                  | 49 | 46      |
| 21,4            | 10,4                  | 21 | 49      |
| 25,4            | 11,9                  | 40 | 47      |
| 25,7            | 11,1                  | 50 | 43      |
| 29,6            | 15,9                  | 38 | 54      |
| 30,7            | 17,1                  | 64 | 56      |
| 30,9            | 17,0                  | 40 | 55      |
| 31,3            | 15,0                  | 48 | 48      |
| 32,0            | 15,2                  | 34 | 48      |
| 32,2            | 17,0                  | 37 | 53      |
| 33,2            | 15,3                  | 18 | 46      |
| 33,8            | 15,7                  | 38 | 46      |
| 33,9            | 16,4                  | 17 | 48      |
| 35,6            | 16,1                  | 51 | 45      |

emedan, som vi sett, saltisen relativt tidigt på vintern kommer i kontakt med ett nästan färskt ytvatten, varvid den snabbt ursaltas.

De undersökningar, som bedrivits vid Bornö, ha närmast avsett saltinnehållet i nybildad is. I det följande skola vi gå in på detta problem, som hittills endast i ringa grad studerats.

Enligt MALMGREN skall frysningshastigheten vara bestämmande för den mängd salt, som ingår i isen, en uppfattning, vilken han grundar dels på ett antal salthaltsbestämningar i 20 cm tjocka block av nyis, dels på undersökning i ett fält av nyis (dock 4 mån. gammalt), som visar en med isdjupet avtagande salthalt. MAURSTAD [13] anger också i sin »Atlas of sea ice», att den temperatur, vid vilken isen fryser, avgör dess saltinnehåll; vid  $-40^\circ$  får nyisen en salthalt på 10–20 ‰, vid  $-10^\circ$  får den endast 4–6 ‰.

Våra mätningar kunna emellertid ej bekräfta denna uppfattning, att frysningshastigheten bestämmer saltinnehållet — i varje fall ej då det gäller måttliga frysningshastigheter motsvarande 15–65 mm isbildning i vak på 14 timmar. Undersökningarna ha utförts dels i vak dels i kar med saltvatten. Den under natten (14 tim.) frusna isen har tagits upp och skakats lätt (men ej pressats), varefter smältvattnet titrerats på *Cl*. Resultaten ha sammanställts i tab. 10, som innehåller vattnets salthalt  $S$ , isens salthalt  $S_i$  och isens tjocklek i mm utgörande ett mått på frysningshastigheten. Sista kolumnen ger förhållandet  $S_i/S$  eller den del av vattnets salthalt, som blir kvar i isen. Det förefaller, som om kvoten  $S_i/S$  är något mindre, då vattnet har liten än då det har hög salthalt, men bestämningarna äro i förra fallet osäkrare. Något samband mellan värdet på  $S_i/S$  och frysningshastigheten föreligger tillsynes ej. I medeltal ingår knappa 50 % av vattnets salthalt i den bildade isen, och i is, som bildats ur 30 ‰ vatten finner man upp till 17 ‰ salt, en förvånansvärt hög siffra med tanke på att MALMGREN i Ishavet erhöll maximalt 14,6 ‰.

Om frysningshastigheten bestämde isens salthalt, skulle man finna, att salthalten i isen avtogs från ytan nedåt, men en dylik fördelning har ej kunnat iakttagas ens i 20 cm tjock nyis. Tvärt om är oftast de översta mm av isen saltfattigare än övriga delar. Sålunda höll ett isblock på 38 mm fruset vid c:a  $-8^\circ$  i ett överskikt på 2 mm 11,7 ‰ salt ( $S_i/S = 0,35$ ), under det att resten av isen genomgående bestod av 15,9 ‰ salt ( $S_i/S = 0,47$ ). I dessa ytliga mm fanns ingen egentlig struktur, då däremot isen i övrigt visade en väl utbildad vertikalstruktur. Natriumkloriden förekommer i isen i vattenlösning, eftersom det fasta kryo-hydratet bildas först under  $-23^\circ$ , en temperatur, som isen i dessa experiment aldrig nått. Saltlösningen synes alltså med förkärlek kvarhållas mellan de vertikaltställda lamellerna, där den dock står i diffusionsjämvikt med vattnet. Detta kan man visa genom att doppa saltisen i färskvatten, varvid den snabbt ursaltas eller genom att nedföra den i  $KMnO_4$ -lösning, då även det inre av isen ganska hastigt färgas röd.

Större delen av de hydrografiska och meteorologiska observationer, som ligga till grund för denna studie, ha med största omsorg utförts av trälmästare AUGUST NILSSON, för vilket jag är honom stor tack skyldig. Även vaktmästare OSKAR ÅKERMO har vid arbetets utförande nedlagt ett förtjänstfullt arbete. Slutligen tackar jag också fröken LILLY MAGNUSSON, som lämnat värdefull hjälp med räknearbetet.

## Summary.

From Bornö Station studies of the ice on the Gullmar Fjord, west coast of Sweden, have been carried out during the three exceptionally severe winters of 1940, 1941 and 1942, with the following results:

The formation of ice on the fjord is largely dependant on its strate of stratification. In the extreme case of homogeneous water of high salinity filling the upper layers of the fjord, the formation of ice is considerably retarded or even made impossible, whereas, on the other hand, with a very thin layer of brackish water in the surface, ice is very rapidly formed even during a light frost.

The formation of subsurface ice, i. e. in or near a boundary layer, has been studied, a peculiar product being fern-shaped ice flakes attached to the lower side of the thick surface ice like *keels*, more or less inclined to the vertical.

A general survey of the ice conditions in the Gullmar Fjord during the three winters before mentioned is given, with special emphasis on the part played by the hydrographic conditions prevailing at the formation of the ice and during its melting. The normal thawing of the ice in spring has been followed with results proving that the first part of the process is more or less due to radiation on to the upper surface, whereas the final stages are mainly due to action of warm water in contact with the lower ice surface.

A comparison with results from the daily hydrographic

series made at Bornö Station and from occasional current measurements below the ice have shown, that water movements like currents and seiches in the fjord are quite considerable below a solid sheet of ice, although perhaps not quite as pronounced as when the fjord is open. A striking parallelism sometimes occurs between the trend of the boundary movements and the barometric curve, when the ice extends far beyond the fjord into the open sea. This appears to imply — since under these circumstances any direct effect from the local wind is excluded — that differences in atmospheric pressure between the fjord itself and more distant areas of the surrounding sea may be responsible, directly or indirectly, for the internal movements in the fjord.

By a modification of the theory propounded by DEVIK for a statical formation of surface ice, but with due consideration to the varying freezing temperature of the water, has led to the formulae 3, 5, 13 and 14 of the preceding paper. A number of freezing experiments with water of

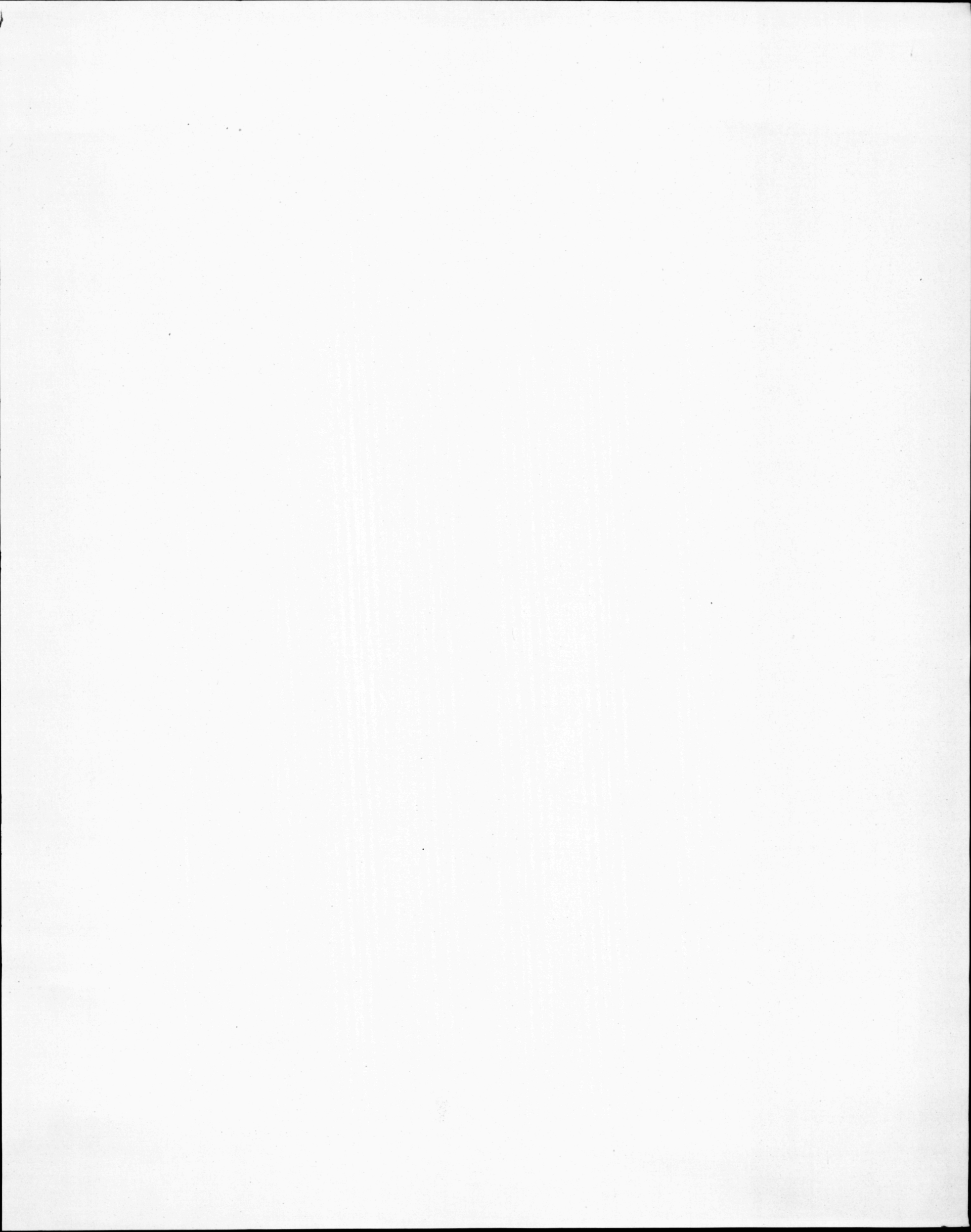
the salinity 0, 15 and 30 ‰ made at Bornö, combined with observations or recordings of the hydrographic and meteorologic factors indicate, that these equations, with a fair degree of accuracy are valid for ice formation both in fresh water and in salt water, when using coefficients of latent heat and of thermal conductivity found for pure ice. Records made by thermopiles of the temperature in the ice and on its surface also give a close approach between theory and observation.

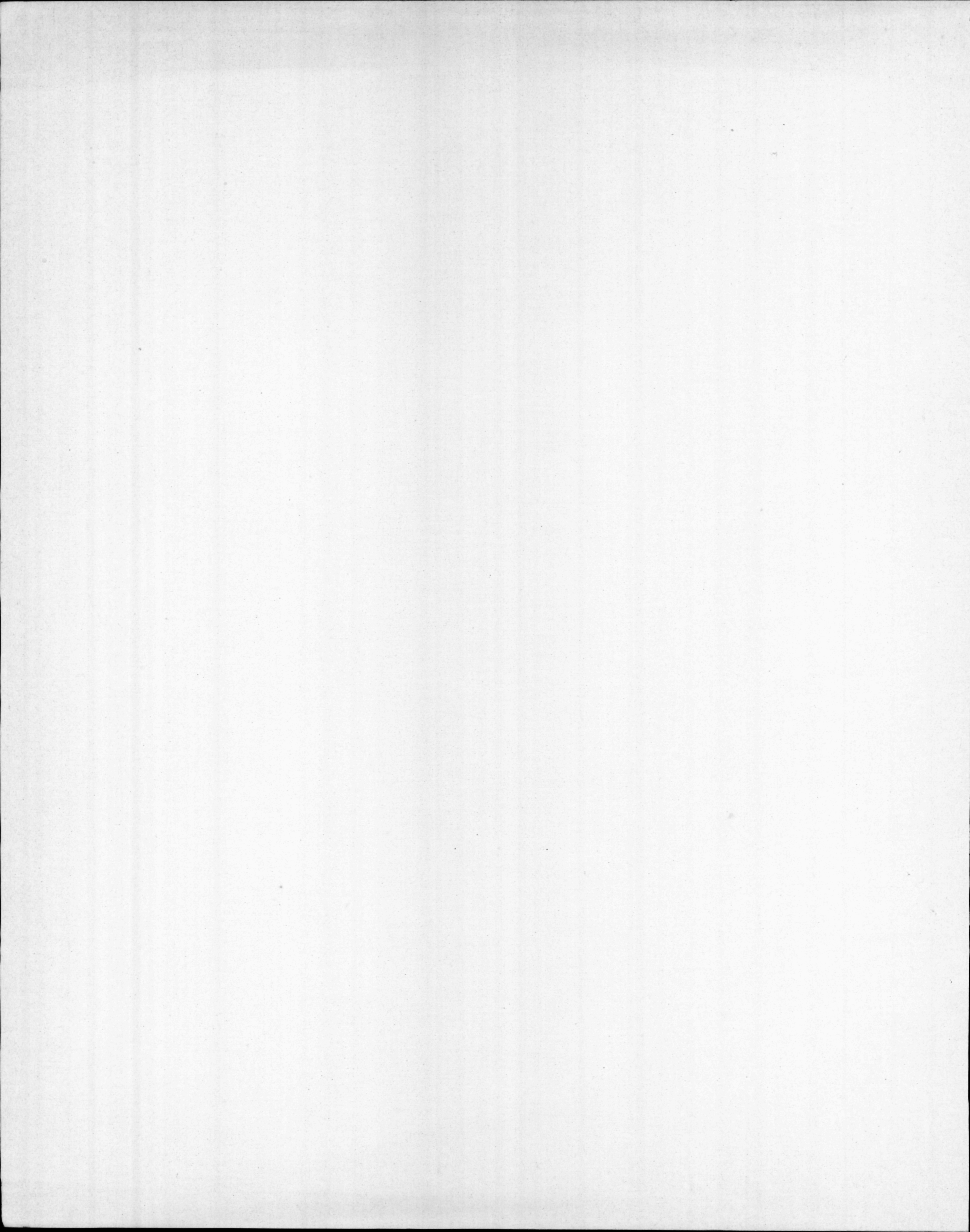
Measurements of the salt contained in newly formed ice (which had not been exposed to mechanical pressure) have shown, that the amount of salt included in the ice is independent of the rate of freezing, at least within the limits reached in the experiments, viz. between 15 and 65 mm of ice formed in the course of 14 hours. About *one half* of the salt originally contained in the sea-water remains in the ice in a state of aqueous solution which is in diffusion equilibrium with the water below, a circumstance due to the lamillated vertical structure of the sea-ice.

### Litteraturförteckning.

- |  |  |
|--|--|
| <p>[1]. W. ALTBERG: Ann. d. Hydrographie Bd 52, 225, 273, 1924.<br/>         [2]. J. BLÜTHGEN: Ann. d. Hydrographie Bd 64, 439, 1936.<br/>         [3]. O. DEVIK: Geofys. Publik. Vol. IX, No. 1, 1930.<br/>         [4]. J. V. ERIKSSON: Meddel. Stat. Met.-Hydr. Anstalt Bd 4, Nr 2, 1920.<br/>         [5]. A. HAMBERG: Bih. K. Vet.-Akad. Förh. Bd 21, Avd. II, No. 2.<br/>         [6]. HANN-SÜRING: Lehrb. d. Meteorologie, Leipzig 1915.<br/>         [7]. Is- og Besejlingsforholdene i de danske Farvande i Vinteren 1939—40 1940—41.<br/>         [8]. Istjänsten i Finland, Helsingfors 1937.<br/>         [9]. O. KRÜMMEL: Handb. d. Ozeanographie, Stuttgart 1907.<br/>         [10]. G. LILJEQUIST: Stat. Met.-Hydr. Anstalt. Medd. Ser. Uppsatser No. 43, 1942.<br/>         [11]. MAKAROFF: Jermak wa ljedach.</p> | <p>[12]. F. MALMGREN: The norwegian north polar expedition with the »Maud» 1918—1925. Scientific results, Vol. I, No. 5, 1927.<br/>         [13]. A. MAURSTAD: Geofys. Publik. Vol. X, No. 11, 1934.<br/>         [14]. A. NYBERG: Stat. Met.-Hydr. Anstalt. Medd. Ser. Uppsatser No. 27, 1939.<br/>         [15]. H. PETTERSSON: Ymer, Årg. 1938, Hf 1.<br/>         [16]. — — Geogr. Ann. Hf 1, 1920.<br/>         [17]. O. PETTERSSON: Vega-exp. vet. iakt. Bd II, Stockholm 1883.<br/>         [18]. — — Sv. hydr.-biol. kom. Ny serie. Hydr. VIII A, 1930.<br/>         [19]. G. PRÜFER: Ann. d. Hydrographie Bd 70, 33 1942.<br/>         [20]. C. J. SPEERSCHNEIDER: Publ. f. d. Danske Met. Inst. No. 6, 1927.<br/>         [21]. N. ZEILON: Sv. hydr.-biol. kom. skrifter Bd V.<br/>         [22]. C. J. ÖSTMAN: Stat. Met.-Hydr. Anstalt. Medd. Ser. Uppsatser No. 33, 1940; 38, 1941.</p> |
|--|--|









**Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens skrifter**

Ny Serie: Hydrografi

- I. VILHELM I. PETERSSON: Étude de la Statistique Hydrographique du Bulletin Atlantique de Conseil International pour l'exploration de la mer . . . . . 4:—
- II. VILHELM I. PETERSSON: Improvements in the Hydrographique Technique I. A registering Photothermograph II. A new Plankton-catcher . . . . . 4:—
- III. Improvements in the hydrographic technic . . . . . 5:—  
 HANS and OTTO PETERSSON: Methods för determination of the density and salinity of sea-water.  
 OTTO PETERSSON: A new apparatus for the taking of bottom-samples.  
 OTTO PETERSSON: Current-meter for determination of the direction and velocity of the movement of the water at the bottom of the Ocean.  
 OTTO PETERSSON: Waterbottle with apparatus for currentmeasurement and quantitative catch of plankton.
- IV. O. PETERSSON: Der Golfström und der Atlantische Strom . . . . 3:—
- V. O. PETERSSON: Aperçu d'orientation vers la conception actuelle de la circulation océanique dans l'atlantique . . . . . 5:—
- VI. ARVID R. MOLANDER: Investigations into the vertical distribution of the fauna of the bottom deposits in the Gullmar fjord.  
 O. PETERSSON: A new apparatus for the taking of bottom-samples . . . . . 4:—
- VII. O. PETERSSON: The Swedish saving-trawl . . . . . 4:—
- VIII. O. PETERSSON: Flodkraften och vattenutbytet mellan de tropiska och de polara haven. En studie i Geofysik och Kosmisk fysik . . . 6:—
- IX. O. PETERSSON: Vattenutbytet mellan Skagerak och Östersjön . . 3:—
- X. T. GUSTAFSON o. B. OTTERSTEDT: Svenska strömmätningar i Kattegat 1930 . . . . . 4:—
- XI. T. GUSTAFSON et B. OTTERSTEDT: Observations de Courants dans la Baltique 1931 . . . . . 4:—
- XII. BÖRJE KULLENBERG: Interne Wellen im Kattegat . . . . . 4:—
- XIII. T. GUSTAFSON und B. KULLENBERG: Untersuchungen vom Trägheitsströmungen in der Ostsee . . . . . 4:—
- XIV. NILS G. JOHNSON and GÖSTA LILJEQUIST: On the angular distribution of submarine daylight and on the total submarine illumination . . . . . 4:—
- XV. NILS G. JOHNSON: Östersjöns värmeekonomi . . . . . 4:—
- XVI. BÖRJE KULLENBERG och ILMO HELA: Om tröghetssvängningar i Östersjön . . . . . 4:—
- XVII. M. WRETLAND: Några iakttagelser från undervattenssprängningar vid Bornö Station 1941 och 1942 . . . . . 1:—
- XVIII. NILS G. JOHNSON: Studier av isen i Gullmarfjorden . . . . . 5:—

