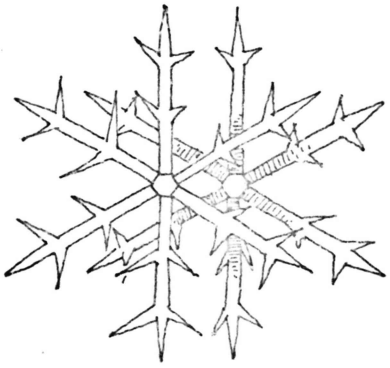
Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen
HYDROLOGISK AVDELING
Iskontoret

Islegging i sjøer og elver

Kort sammendrag av resultater fra undersøkelser

1950 - 69

Utarbeidet av
Edvigs V. Kanavin



Oslo, febr. 1970

Innhold Side

I. INNLEDNING 1

II. ISLEGGING AV INNSJØER 2

III: REGULERINGENS INNVIRKNING PÅ ISFORHOLDENE I MAGASINER 9

IV. GJENNOMSTRØMNINGEN I DYPE OG GRUNNE INNSJØER 12

1. Forholdene i dype sjøer 12

2. Reguleringens innvirkning på isforholdene i grunne sjøer og utvidete elvepartier 14

V. ISLEGGING I STRIE ELVER 17

1. Kritiske vanntemperatur og strømhastighet for islegging 17

2. Sammenheng mellom isdekkets utstrekning og varmeprosessene, særlig ved stasjonære forhold 20

3. Sarrets omdannelse og dannelse av isbruer i elveleiet 25

4. Vannstandsvariasjoner og isoppstuing. Isdammer 27

5. Vinterisganger 31

LITTERATURFORTEGNELSE 34

I. INNLEDNING.

Islegging i et vassdrag er resultatet av en sammensatt varmeutveksling mellom vann og luft. Varmetapet fra vannoverflaten foregår hovedsakelig ved varmestråling, fordampning og ved kontakt med kaldere luft (konveksjon).

a. Varmestråling foregår uavlatelig og er sterkt avhengig av skydekket. Den er størst ved klart vær.

b. Varmetapet ved fordampning er avhengig av vannets og luftens temperatur, av luftens fuktighetsgrad og av vindstyrken.

c. Varmetapet ved berøring med luften er avhengig av vannets og luftens temperatur og av vindhastigheten.

Beregning av varmetapene a-c kan t.eks. foretas på grunnlag av Deviks formler (jfr. Geofysiske Publikasjoner Vol. IX, N° 1, 1931).

I følgende tabell er vist samlet varmetap i kcal/daa,sek. fra en nullgraders vannflate, beregnet etter Deviks formler.

Skydekke (0-10)	Vindhastighet m/s	Lufttemperatur °C 0	-10	-20	-30
Klart (0)	1	33	67	96	126
	5				
Delvis skyet (5)	1	19	53	82	112
	5	21	80	129	173
Overskyet (10)	1	6	39	69	99
	5	8	66	116	160

Som man ser av tabellen kan man som en tilnærmet huskeregel si at ved middels kulde er varmetapet fra åpent null-graders vann omkring 50 kcal/daa, sek., og ved sterk kulde er varmetapet omkring 100 kcal/daa, sek.

Et varmetap på t.eks. 80 kcal/daa, sek. svarer til at det produseres 1 kg is pr. daa, sek. så lenge elva går åpen, dvs. 86400 kg is pr. daa pr. døgn, altså en meget stor ismengde.

En undersøkelse av varmeutveksling fra Suldalsvann viste eksempelvis at varmetapet i januar 1963 fordelte seg på de forskjellige faktorer slik: Utstråling 47 %, fordampning ca. 20 % og konveksjon 33 %.

Utstrålingen gir i klart vær et stort bidrag til varmetapet.

I virkeligheten foregår det et samspill mellom flere av disse prosessene samtidig.

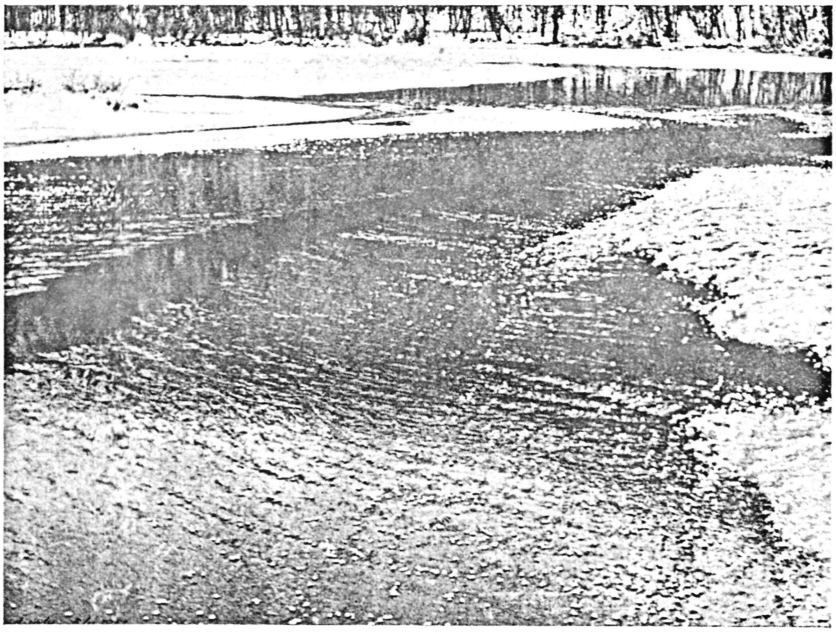
II. ISLEGGING AV INNSJØER.

Når lufttemperatur utover høsten gradvis avtar, vil likevekten av vannlagene i en innsjø forstyrres. Det avkjølte vann på overflaten blir tyngre og vil synke ned til det skikt hvor vannet har samme temperatur og tetthet, mens varmere vann stiger opp mot overflaten. Avkjølingen utløser vertikale massebevegelser som fortsetter til hele vannmassen har oppnådd maksimal tetthet ved 4 °C. Jo dypere en innsjø er desto senere på høsten vil dette inntreffe.

Ved fortsatt avkjøling vil det kaldeste vann være lettest, konveksjonen opphører og det dannes en stabil skiktning i vannet, såkalt vinterstagnasjon.

Is kan først dannes når vannets overflate er blitt avkjølet til frysepunktet, 0 °C. De fleste vil ha lagt merke til hvordan vannpytter trekkes over av is i stille vær. Isen trekker seg ikke over som en ensartet hinne, men den skyter ut fra kantene og fra punkter i overflaten. Det hele ligner et nettverk, dannet av nåler, stjerne- eller fjærformete figurer osv., og mellom punktene vil vannet være åpent en tid før det dekkes av is. I ideelle tilfelle vil et tynt overflateskikt på forholdsvis kort tid bli avkjølt til frysepunktet og dannelse av is begynner.

Fig. 1.



Isdannelse på Insetvatn.

Det var klart, stille og lufttemperatur -11 °C. Isdannelsen innledes alltid med at vannoverflaten blir litt underkjølt. Grunnen til dette er at vekst av iskrystaller krever en temperaturgradient rettet fra grensen is/vann.

Det forekommer imidlertid sjelden at isleggingen på en større innsjø foregår uforstyrret. P.g.a. vind og bølger foregår det nemlig en omrøring av vannmassene som er adskillig mer effektiv enn den som vekslende egenvekt kan forårsake. Omrøringen virker til å utjevne temperaturen og den kan gjøre seg gjeldende ned til forholdsvis stort dyp.

En innsjø som er uregelmessig i form og har partier med forskjellige dybdeforhold, vil sjelden islegges samtidig over hele sjøen. Viker som ligger lunt, og grunne partier, vil bli tidligere avkjølt enn dypere partier, og de vil derfor bli islagt tidligst i de fleste vintre. Hvis det gjenstår et område som er åpent, kan kraftig vind bryte opp isen på større deler av sjøen og på den måten forsinke isleggingen.

Når isen har lagt seg på hele sjøen vil omrøringen opphøre og temperaturfordelingen i vannet vil holde seg praktisk talt uforandret hele vinteren igjennom. Det fremgår herav at den i innsjøen oppmagasinerte varme blir størst etter en hurtig islegging i stille vær, mens den blir vesentlig mindre hvis isleggingen har foregått under vekslende værforhold med mye vind.

I alminnelighet vil man finne i større sjøer at t.eks. i 10-15 m dyp vil temperaturen være mellom 1-2 ^{o}C, alt etter hvor blåsende været har vært før isen har lagt seg.

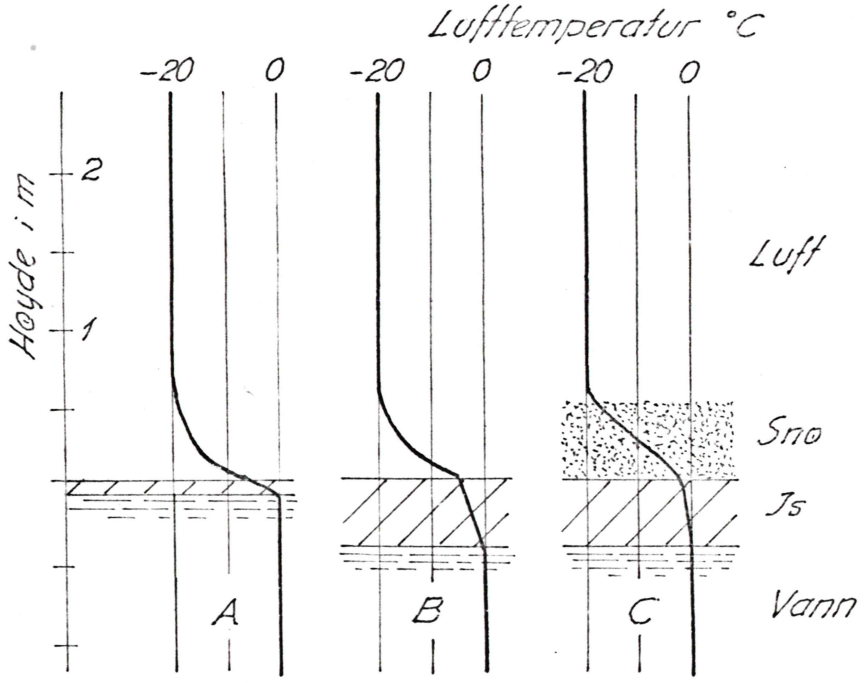
Så snart et sammenhengende isdekke har dannet seg, vil isen på undersiden ha en temperatur på 0 ^{o}C hvor den grenser mot vannet. Isens overflate mot luften blir avkjølt under null, og varmetapet gjennom isen vil fjerne varme fra vannet under isen. Derved vil vann fryse på undersiden av isen og isdekket vokser jevnt i tykkelse. Til orientering kan nevnes at når isleggingen begynner ved middels kulde vil varmetapet svare til at det fryser ca. 7 cm is i det første døgnet.

Jo tykkere isen blir, desto kaldere blir isens overflate mot luften, og følgelig blir temperaturforskjellen mellom luft og isoverflate mindre og dermed avtar varmetapet. Følgen av det er at isveksten foregår langsommere jo tykkere isen er.

Som regel avbrytes den isveksten vi her har skildret ved et snøfall. Et tørt snølag er en meget god varmeisolator. Det kan redusere isveksten til en brøkdel av hva den var før snøen kom og praktisk talt stoppe isveksten, selv under sterk kulde.

På fig. 2 er gitt en skjematisk framstilling av temperaturfordeling i snø og is.

TEMPERATURFORDELING i SNØ, IS og VANN



A - stort varmetap gjennom tynn is
B - mindre varmetap gjennom tykk is
C - liten varmetap gjennom snødekket is

Det bør her føyes til noen ord om snøbelastning. Som man vet vil et isdekke eller en isblokk som flyter på vann ha en bæreevne som svarer til den delen av isen som er over vann, eller til ca. 9 % av islaget. Faller det snø som veier mer enn 9 % av isdekket, vil isen bli trykket ned under vannets nivå og vann vil trenge inn i snøen fra alle sprekker og eventuelle råker i isen. Dette går langsomt og oftest vil en finne at hvis man hugger hull i isen vil vannet strømme opp, dvs., det står under overtrykk.

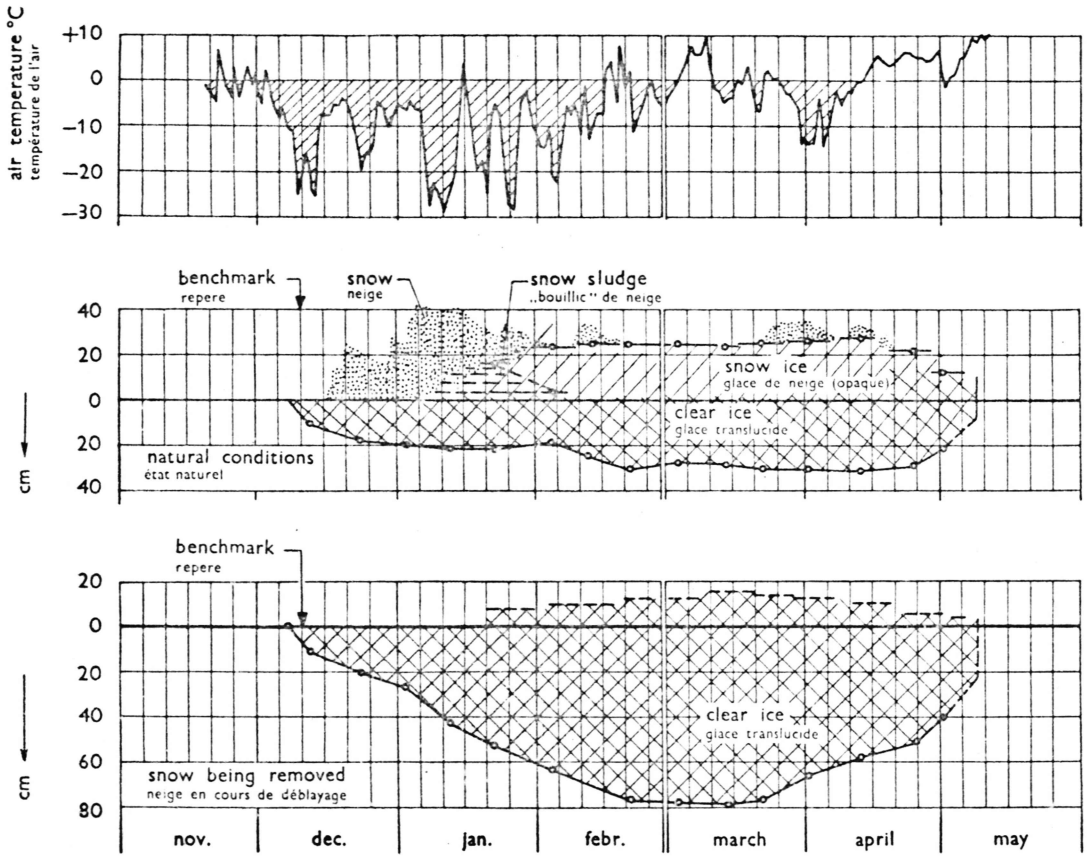
Når vann brer seg ut i den nedre delen av et snølag vil enda en ting gjøre seg gjeldende: Vannet suges opp i snøen som vann i en sukkerbit og stiger 4-6 cm over vannstanden. Dette betyr en ekstra belastning svarende til et vannlag av tilnærmet samme høyde, og for å bære dette trenges en istykkelse som er ca. 9 ganger større. Dette kommer i tillegg til den istykkelsen som trenges for å bære den del av snøen som er tørr.

En innsjø som er utsatt for væromslag, får under vinterens løp et isdekke som er sammensatt av vekslende islag. Det består dels av stålis og dels av sørpeis, se fig. 3. Lagene kan man se tydelig når man skjærer en blokk

ut av isdekket, eller et isflak blir satt på kant. Snølag som gjennomtrekkes av vann gir sørpeis, og den slags istilvekst kan foregå meget raskt når det etter et kraftig mildvær kommer sterk kulde.

Fig. 3

Ismålinger i Slidrefjord vinteren 1958-59



Growth of ice, Slidrefjord 1958–1959.

Evolution des glaces à Slidrefjord 1958–1959.

Merknad: For å undersöke hvor mye av isen som dannes på undersiden og hvor mye som dannes på oversiden ved at sörpe fryser til, blir det opprettet spesielle fastmerker i isen.

For å bedømme snøens innvirkning på utviklingen av et isdekke, har Iskontoret eksperimert med å holde en bestemt flate av isen snøfri hele vinteren. Sammenliknbare målinger av istykkelse ble foretatt samtidig i det snøfrie feltet og i et område under naturlige forhold i nærheten. Foto fig. 4 viser isprøver saget ut av isdekket fra et slik felt og fra området i nærheten.

Fig. 4.

Isprøver fra Vinjevatn den 20. mars 1955.

Målinger i snøfritt felt (til venstre): 58 cm stålis og 30 cm sammenfrosset sørpe.

Under naturlige forhold (til høyre): 12 cm stålis, 35 cm sørpeis og ca. 40 cm snø.

For beregning av istilveksten er det oppstilt flere empiriske formler, som tar hensyn til værforholdene (lufttemperatur, skydekke, vind o.a.). I praksis brukes forenklede formler, da våre observasjoner er for lite omfattende.

Når istilveksten i et tidsrom tilnærmet betraktes som funksjon bare av lufttemperaturen, kan man bruke følgende formel for beregning av maks. istykkelse:

$$E_{cm} = \varphi \sqrt{\Sigma(-t)}$$

hvor $\Sigma(-t)$ er summen av daglige lufttemperatur, målt t.eks. kl. 08.00, og φ er en koeffisient som er geografisk betinget og bestemmes eksperimentelt for hvert sted.

Et sammendrag av måleresultatene fra forskjellige forsøksfelt er gitt i følgende tabell:

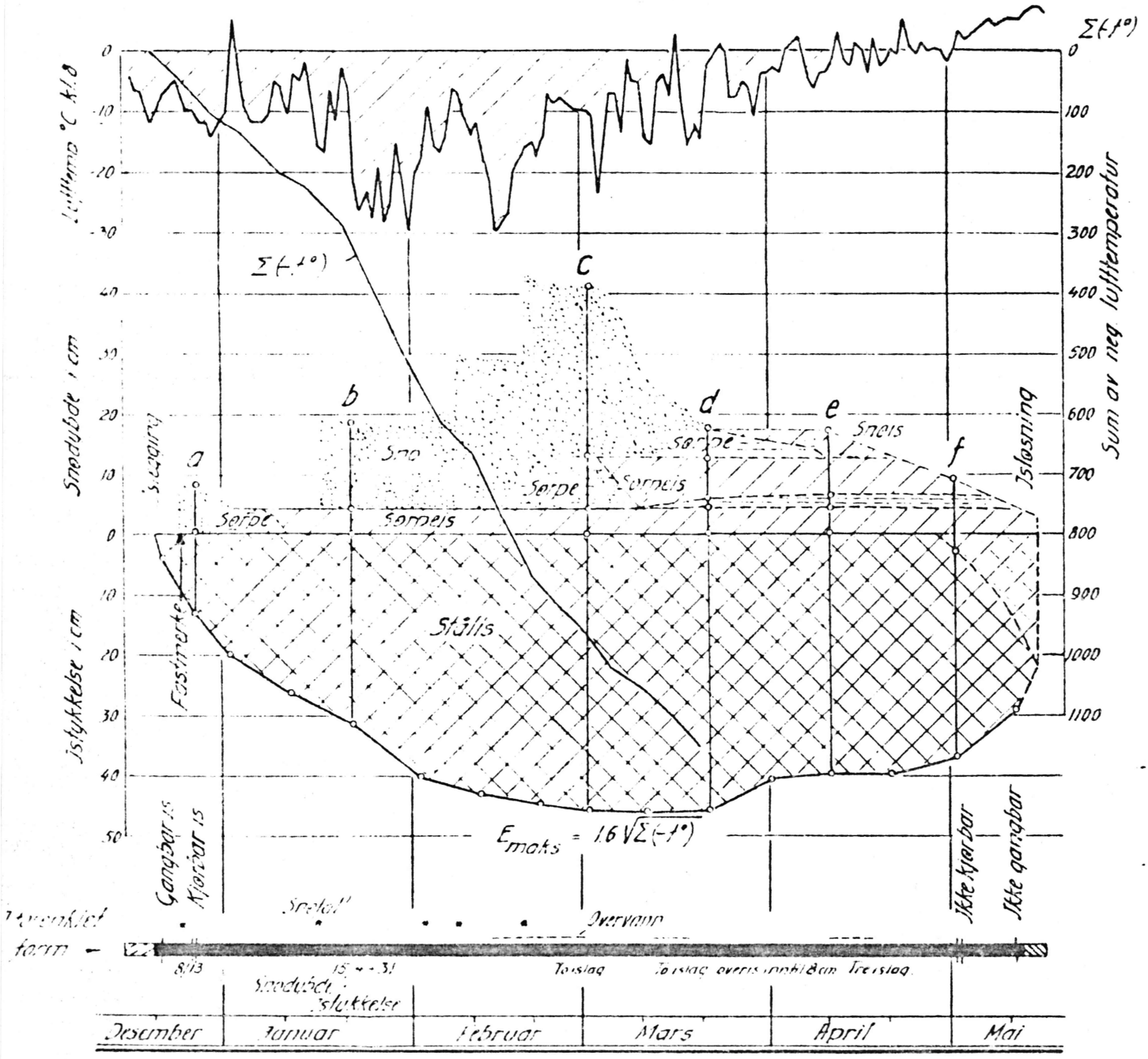
SNØENS INNVIRKNING PÅ ISTILVEKSTEN
(sammendrag av måleresultatene fra forsøksfeltene).

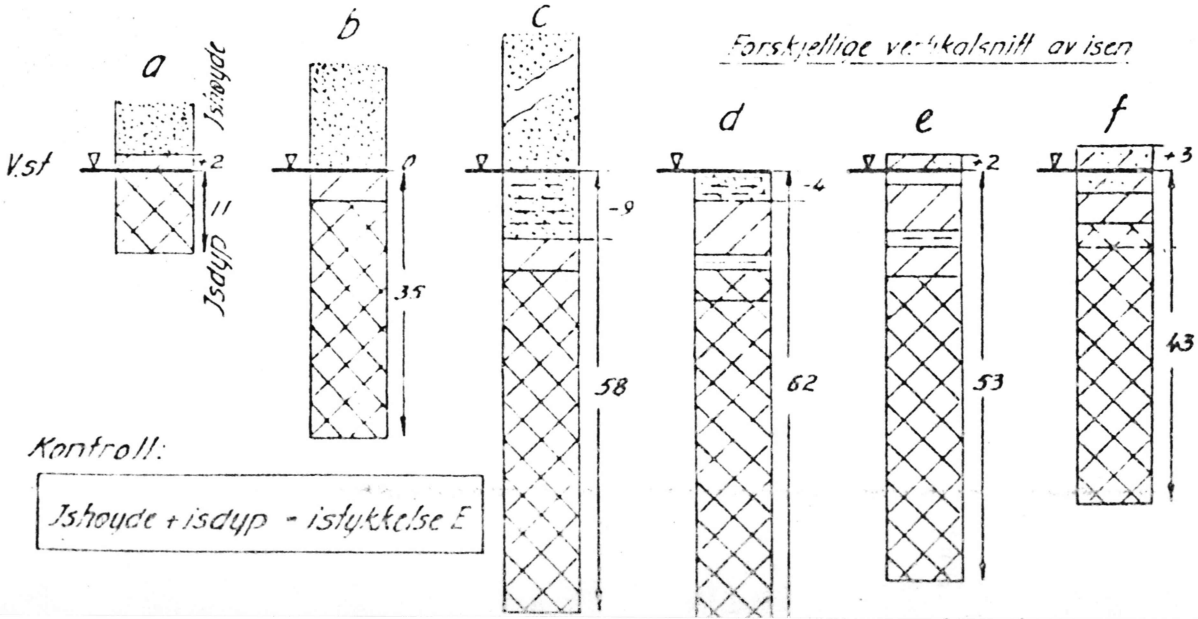
Vassdrag	Målinger i snøfritt felt		Målinger under naturlige forhold.	
	φ	E_{max} i cm	φ	E_{max} i cm
I Nord-Norge (Tana, Barduelv, Røssvatn)	2,7-3,2	90-140	2,0-2,3	50-105
På Østlandet (Femund, Slidrefjord, Vinjevatn)	2,3-2,8	60- 80	1,4-2,2	40- 60
På Sørlandet (Otra, Mandalselv)	ca. 2,0	60	ca. 1,3	40

På fig. 5 er vist eksempel på bearbeidelse av ismålinger.

Eksempel på bearbeidelse av ismålinger Fig. 5

ISMÅLINGER i SLIDREFJORD ved RØN vinteren 1953-54





Kontroll:

Ishøyde + isdyp = istykkelse E

III. REGULERINGENS INNVIRKNING PÅ ISFORHOLDENE I MAGASINER.

For en innsjø som bare reguleres ved tapping, og som ikke gjennomstrømmes av vann fra andre magasiner, vil isveksten på praktisk talt hele sjøen ha de samme betingelser som da sjøen var uregulert. Det er bare ved innløpsos og utløpsos, og i trange sund og over grunne partier at strømningshastigheten vil bli såpass stor at varmere vann fra dypere lag føres opp og tærer på isen eller holder råk åpen. Strømningen virker til å utjevne temperaturforskjellene i vannet. Stabiliteten blir da mindre, slik at selv små bevegelser kan føre varmere vann opp til isflaten og tære på den. Dette må undersøkes i hvert enkelt tilfelle.

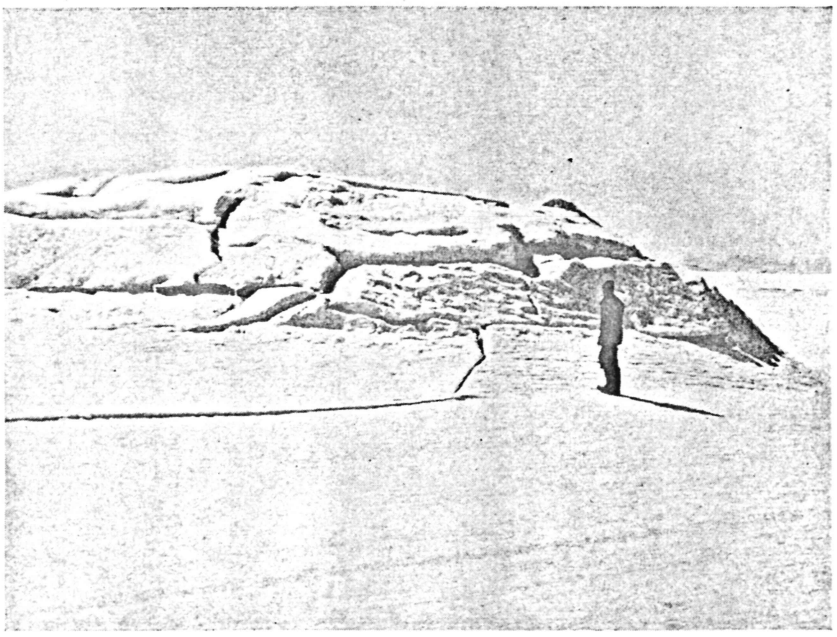
Derimot vil senkningen av vannstanden i en regulert sjø få sin største virkning på strandsonen. P.g.a. reguleringen vil isleggingen som regel begynne på høyere vannstand enn under uregulerte forhold, og ved nedtappingen dannes det en remse av landis som dels ligger på land og dels i vann. Disse forhold kan skaffe ulemper for vintertrafikken, særlig langs bratte skråninger. Etter erfaringer fra flere regulerte sjøer er den slags ulemper temmelig ubetydelige der hvor stranden er jevn og har en moderat skråning - mindre enn 1:5 - slik at isdekket kan formes etter underlaget, uten sprekker av betydning. Der hvor det er store stener, groper og bekkefar, eller hvor det er bratt, kan isen bli hengende mellom stener eller over fordypninger i marken og briste ved belastning. Det samme kan inntreffe omkring undervannsskjær som ved fullt magasin ligger under isen, men blir tørrlagt senere under nedtappingen så isdekket kan "henge seg opp".

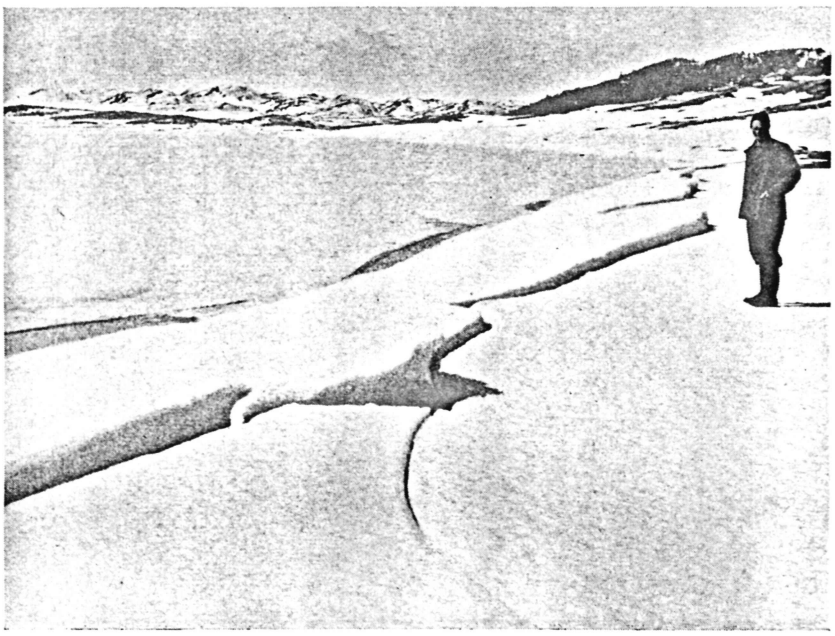
Når vannstanden synker, vil en slik sone av landis, som dels ligger på land og dels ligger i vann, også henge mer eller mindre sammen med det isdekke som er utenfor og flyter på vannet. Under nedtappingen vil isdekket tynges noe ned og det kan komme vann på isen langs isflakenes kant. Hvis stranden har moderat skråning vil også slike ulemper være ubetydelig og dessuten vil vannet fryse til ganske fort under kulde. Ved bratte strandkanter derimot kan større isblokker brytes løs, så det kan bli større hindringer for trafikken.

Erfaringer fra både norske og svenske innsjøer, hvor magasinene nedtappes i løpet av vinteren, viser at de vanskeligheter som en under slike forhold vil få ved nedkjørsel og oppkjørsel på isen ganske visst betyr en ulempe, men ikke umuliggjør den vanlige bruk av isveger, når man sørger for å legge vinterveiene på jevne strandpartier med moderat skråning.

Fig. 6.

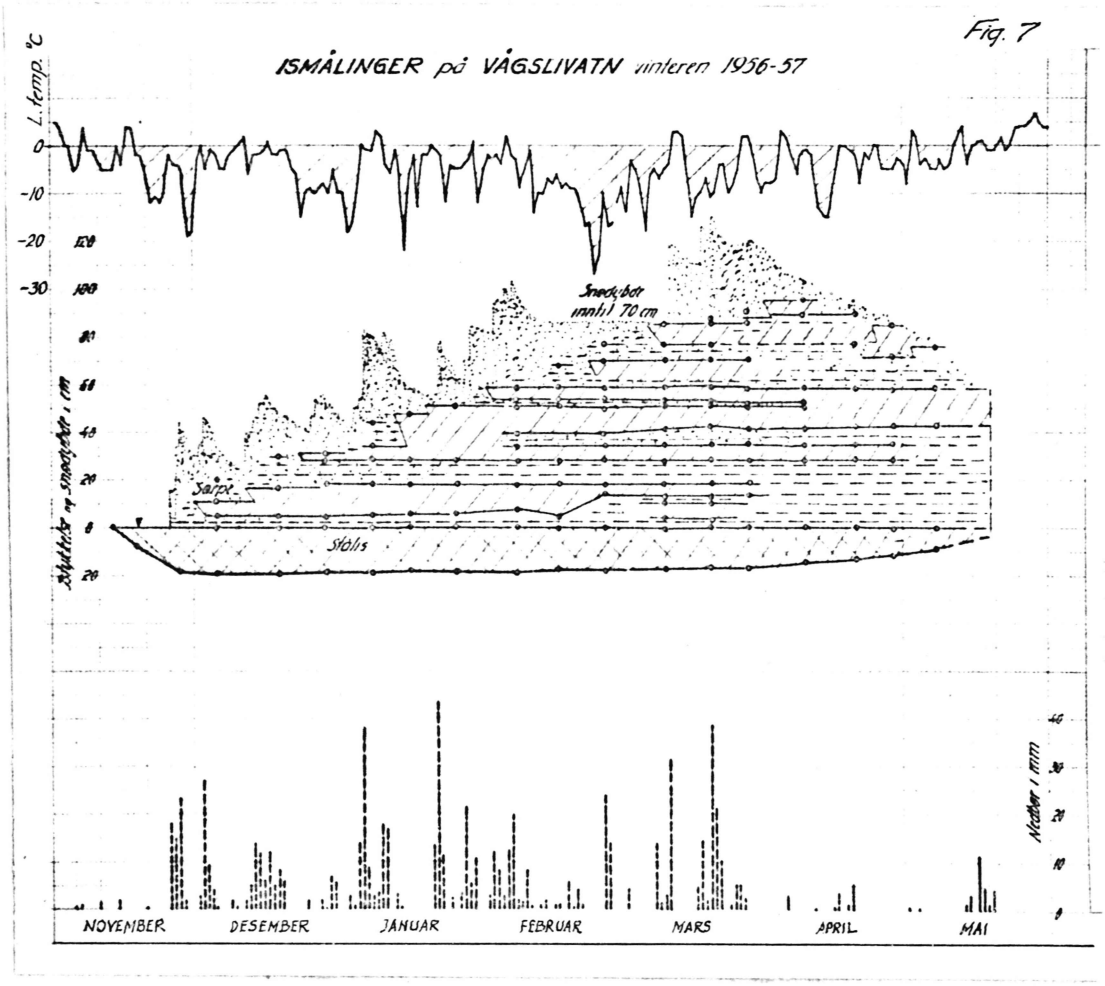
Møsvatn 3/5 1957 etter 18 m nedtapping.





Senkning av vannstanden fikk sin største virkning på isdekket langs strandsonene som etter hvert ble tørrlagt.

Som før er nevnt kan et snøfall praktisk talt stoppe isveksten og dessuten kan snøtyngden trykke isdekket ned slik at det kan komme vann i snøen med tørrsnø over. Under en kuldeperiode fryser dette til sørpe, men normalt meget langsomt, avhengig av snøtykkelsen. Kommer det et nytt snøfall vil det samme gjenta seg, og på denne måten kan det bli flere islag med sørpe mellom og tørrsnø øverst, som fig. 7 viser.



I slike tilfeller er det helt nødvendig snarest mulig å brøyte vei eller å pakke snøen sammen i et bredt belte der isvegen skal gå. Da vil vannet trenge helt opp, fryse ovenfra og resultatet blir at isdekket i veibanen blir uten de farlige lag av ufrosset sørpe.

Enten et vann er uregulert eller regulert, er det helt nødvendig å ta slike forholdsregler for å få istand brukbare isveier når snøfall har forhindret isveksten.

IV. GJENNOMSTRØMNINGEN I DYPE OG I GRUNNE INNSJØER.

En innsjø har vanligvis både tilløp og avløp. En gjennomstrømning kan karakteriseres som en langsom bevegelse av vannmasser i et stort strømførende tverrsnitt. Denne strømmen er hovedsakelig bestemt av sjøens bunntopografi, gjennomstrømningens intensitet, og i dype sjøer muligens også av stående svingninger. Jordrotasjonen har også innflytelse på en slik strøm. Denne bevirker at en fri vannstrøm med jevn fart ikke går fram i en rett linje, men i en krum bane, bøyet mot høyre (på den nordlige halvkule). Dessuten er det å merke at p.g.a. tregheten vil vannstrømmen alltid være sterkest i yttersvinger der hvor en langstrakt sjø har en sving. Mellom svingene vil strømmen være sterkest på skrå over sjøen.

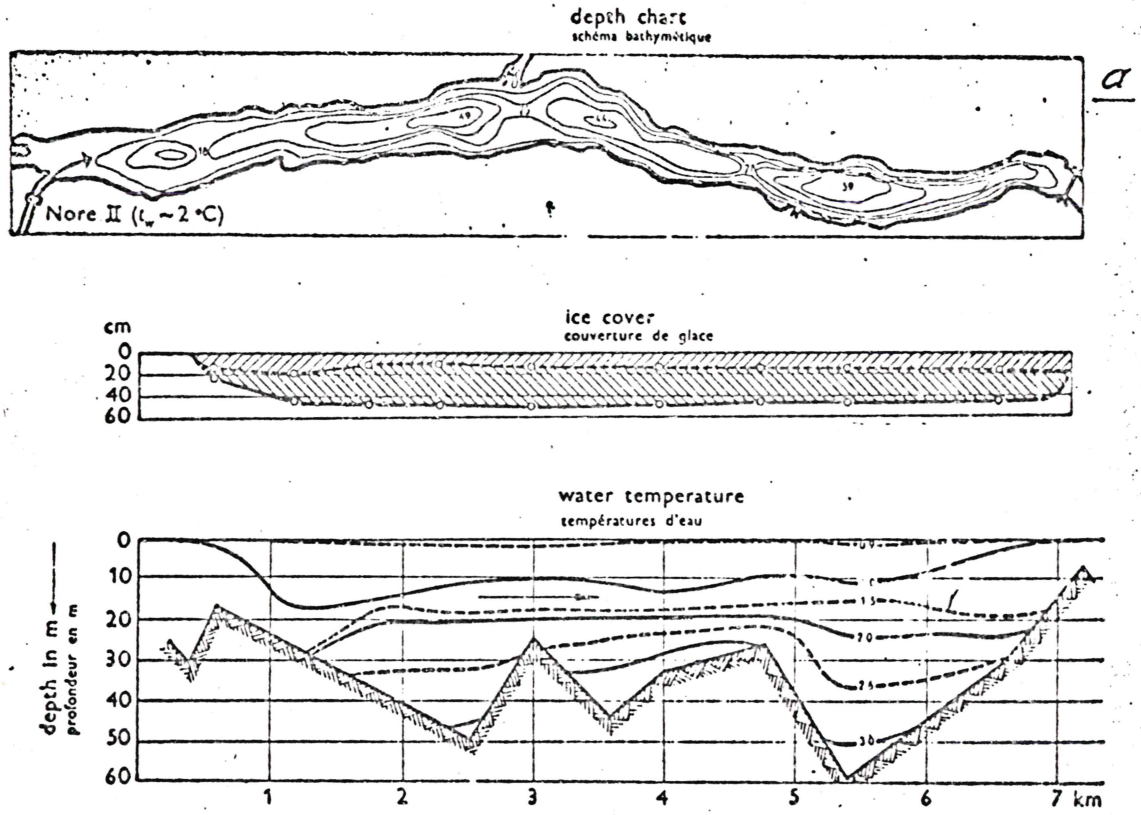
Observasjoner viser at der hvor vann strømmer inn i sjøen med betydelig hastighet, blir det dannet en utpreget hvirvling i en stor blandings- og bremsesone. Bevegelsen vil etter hvert bli overført til større vannmasser og hastigheten i hovedstrømmen avtar. Hvis t.eks. en elv med en vassføring på 100 m^3/s renner gjennom en innsjø, så strømmer det 100 tonn vann pr. sek. ut i sjøen med en forholdsvis stor hastighet t.eks. 1 m/s. Når da hvirvlingen har satt hastigheten ned t.eks. til 0,1 m/s, vil ca. 1000 tonn vann være satt i bevegelse. Det betyr at betydelige vannmengder blir ført inn i den langsomme gjennomstrømningen.

1. I en dyp innsjø avtar strømhastigheten forholdsvis hurtig og vannmassene finner sin plass der hvor de naturlig hører hjemme etter temperatur og tetthet. Vannet beveger seg deretter som et mer eller mindre avgrenset strømdrag. Som eksempel kan nevnes at driftsvannet 50 m^3/s fra Nore kraftstasjon med forholdsvis høy temperatur (ca. 2 ^oC) dukker vintertid ned i en viss dybde under isdekket og føres som en mellomstrøm med omtrent uforandret temperatur gjennom hele Norefjord uten å tære noe vesentlig på isen, se fig. 8.

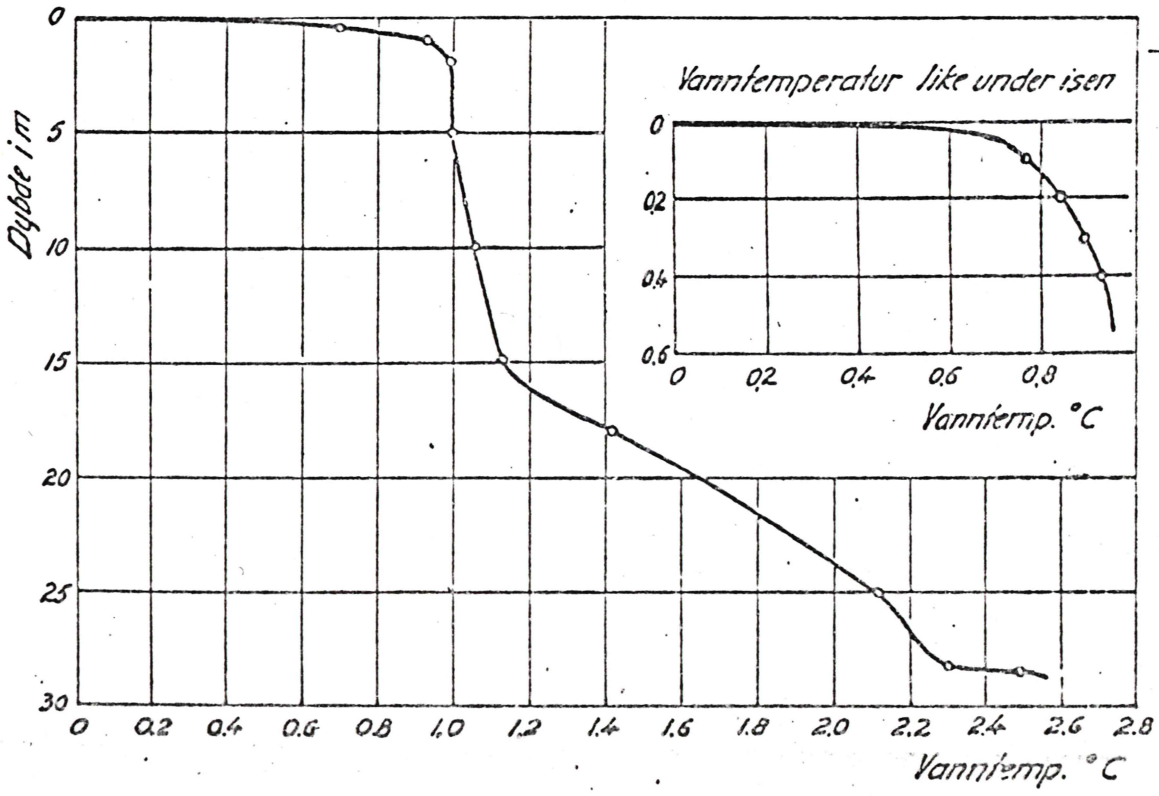
   Dette kan forklares ved at vannet tar det løp hvor det møter minst motstand. I lagdelt vann kreves nemlig mer energi ved vertikale forflytninger enn horisontale, fordi en blanding nedover vil hindres av oppdriften, og en hvirvling oppover vil motvirkes av tyngdekraften. Det er bare på de partier av sjøen hvor tverrsnittet er vesentlig innsnevret at en merkbar omrøring av vannlagene under isen finner sted og bringer opp varme som kan redusere isveksten eller smelte allerede dannet is.

Fig. 8

TEMPERATURFORHOLDENE i NOREFJORD, mars 1956



TEMPERATURSNITT i NOREFJORD, mars 1956



Våre undersøkelser viser at det er viktig å fastlegge strømbildet i en gjennomstrømt innsjø. Sjøens topografi spiller en vesentlig rolle for lagdeling av vannmasser. Ujevn bunn kan helt eller delvis bryte ned stabiliteten av vannlagene. Det labile vannlag under isen kan tross sin ubetydelige hastighet forskyve store vannmasser og derved også merkbare varmemengder. Transporten krever ikke nevneverdig mekanisk energi. En sterk varierende gjennomstrømning t.eks. ujevn tapping fra magasiner ovenfor, kan forsterke hvirvlingen og medvirke til dannelsen av svakere isområder og råker.

Det er å bemerke at innløpet med sin sterke hvirvelbevegelse, som også setter dypere og varmere vannlag i omrøring, alltid forårsaker et større åpent os enn tilfellet er i utløpet,hvor vannet går mer strømlinjeformet. Innløpsoset er stort, utløpsoset er lite.

I en dyp innsjø vil lagdelingen i den kaldeste tiden stort sett være stabil og vannlaget nærmest oppunder isen vil være praktisk talt i ro. Varmetransporten opp mot isens underside er da meget liten og har liten innflytelse på temperaturen i vannlagene under isen.

Den stabile likevekt blir nedsatt når solstrålingen øker om ettervinteren. Strålingen fører da varme ikke bare til isen, men også til vannlagene under isen, og dette kan sette i gang vertikalstrømninger som fører varme opp mot isen, så den tæres også fra undersiden.

2. I en grunn innsjø med betydelig gjennomstrømning blir det merkbar hastighet også for det vannlag som grenser mot isen og turbulensen blir da dominerende for varmeoverføringen.

Som eksempel kan Strandefjord i Hallingdal nevnes. Sjøen er ca. 7 km lang og 3-400 m bred. Det øverste parti er meget grunt, men på den nederste del er dybden inntil 15 m. Ved en vassføring på 25-30 m^3/s var den midlere strømhastighet på den øverste delen ca. 0,25 m/s, og på den nederste delen ca. 0,15 m/s.

Vannet ved innløpet i fjorden hadde en temperatur på ca. 1 ^oC, men ble avkjølt til meget nær 0 ^oC før den nådde utløpet. I avstanden 1, 2, 4 og 5 km fra øvre oset var temperaturen under middelsterk kulde henholdsvis ca. 0,50, 0,25, 0,06 og 0,03 ^oC. Beregningene viste at den midlere turbulente varmeledningskoeffisienten for den øvre del av sjøen var ca. 1200 ganger større en den molekylere eller laminære varmeledningskoeffisient.

Generelt kan en si at når en grunn innsjø gjennomstrømmes av varmere vann fra magasiner ovenfor, foregår det en effektiv varmetransport fra det varmere vann til isdekket, slik at vannet avkjøles under passasjen og at isdekket svekkes tilsvarende. Hvor dypt turbulensen vil merkes avhenger av bunntopografien og av strømningens intensitet.

Det samme gjelder for utvidete partier av en elv, når det her t.eks. er dypere kulper. I disse vil vannet stort sett bli liggende i ro som temperaturmålinger i Hallingdalselva viser, se fig. 9.

På grensen mellom det gjennomstrømte laget og det som ligger i ro dannes det et karakteristisk sprangskikt. Skiktet senkes med avstanden fra innløpet ved Husemo og med tiden utover vinteren.

Maks. strømhastighet ble målt ca. 5 cm/sek. i tverrsnitt ved Sandviken og ca. 20 cm/sek. ved Geitsund.

I en elv som går i stryk er gjennomblandingen så voldsom at vannet praktisk talt har samme temperatur over hele tverrsnittet. Den effektive varmeledningsevne av vannet blir da så enorm at det bare kreves en meget liten temperaturforskjell mellom overflaten og bunnen for å vedlikeholde en varmestrøm oppover, når luften er kaldere enn vannet.

Så lenge isen er snøfri, vil den på våre breddegrader fortsette å vokse så lenge minus temperaturer vedvarer. Ganske annerledes er det, hvis et snøfall kommer. Det vil med en gang kunne bringe isveksten til opphør. Snølaget kan nedsette varmetapet så sterkt at varmetilførselen får overtaket og følgelig vil isen smelte under snølaget. Det er da også en vel kjent erfaring, at hvis det kommer et snøfall, vil en allerede islagt elv gå opp på de steder hvor strømmen er sterkest, som foto fig. 10 viser.

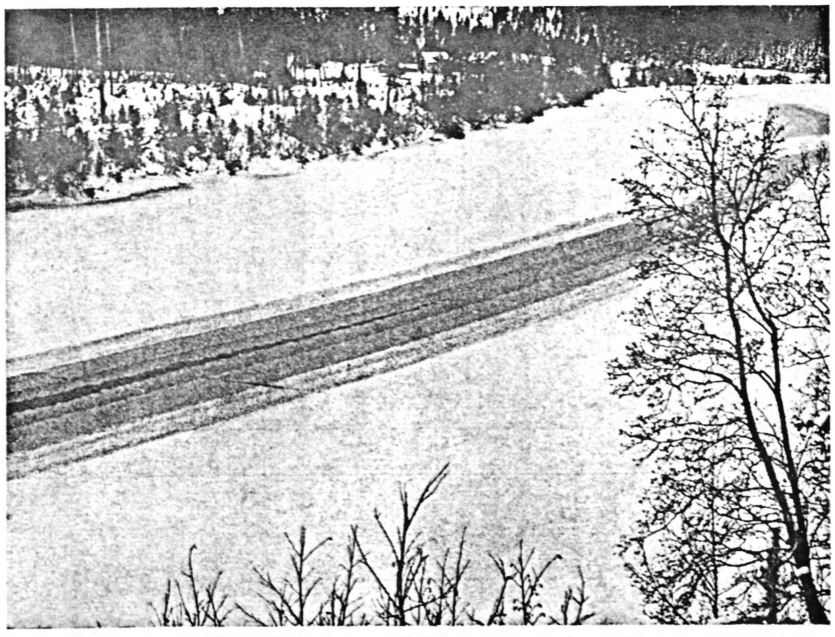


Fig. 10.

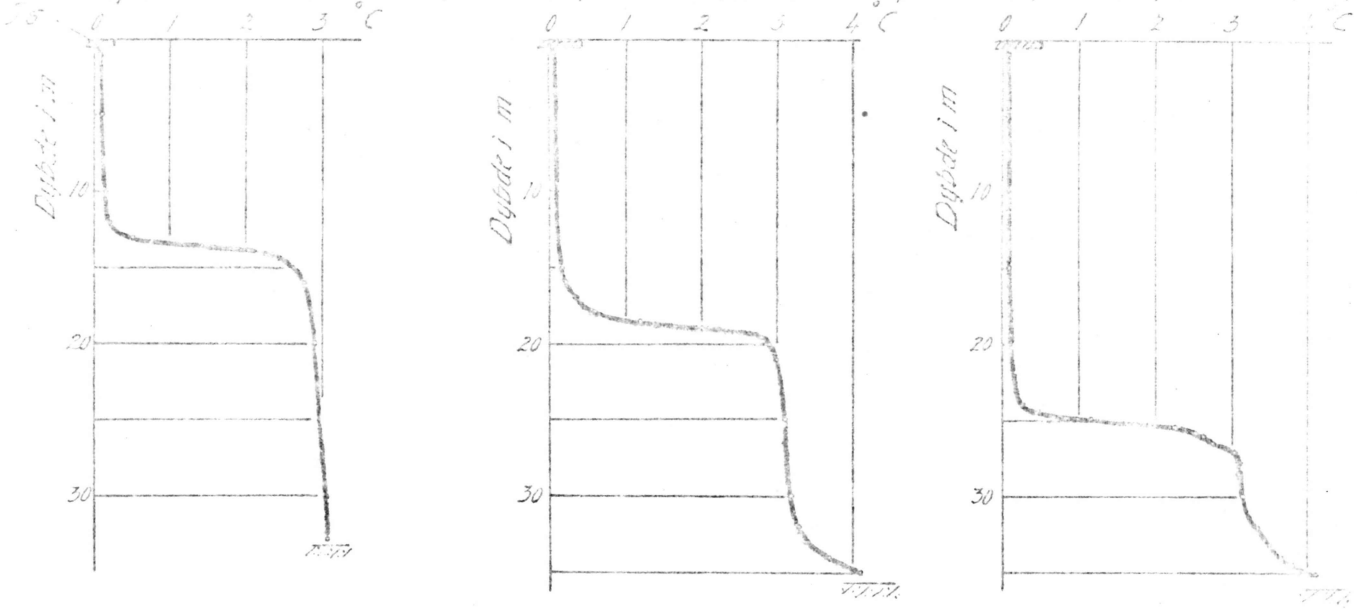
Et stilleflytende elveparti midtvinters.
Et snøfall førte her til at strømdraget gikk opp.

TEMPERATURFORHOLD I HALLINGDALSELV (Bruksma) vinter 1957-58

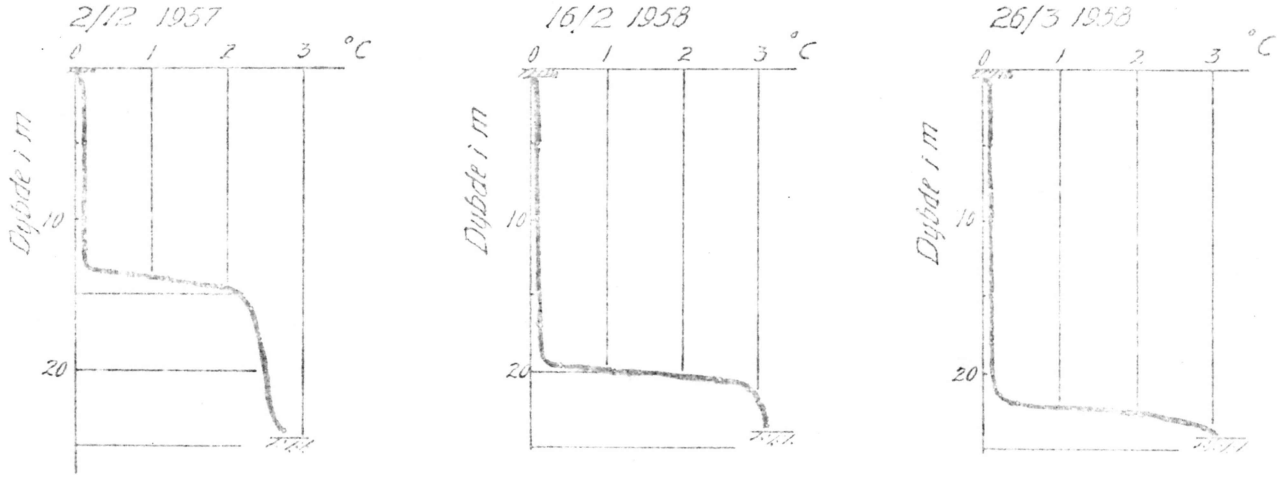
Req. vassføring 28 - 45 m³/sek

Fig. 9

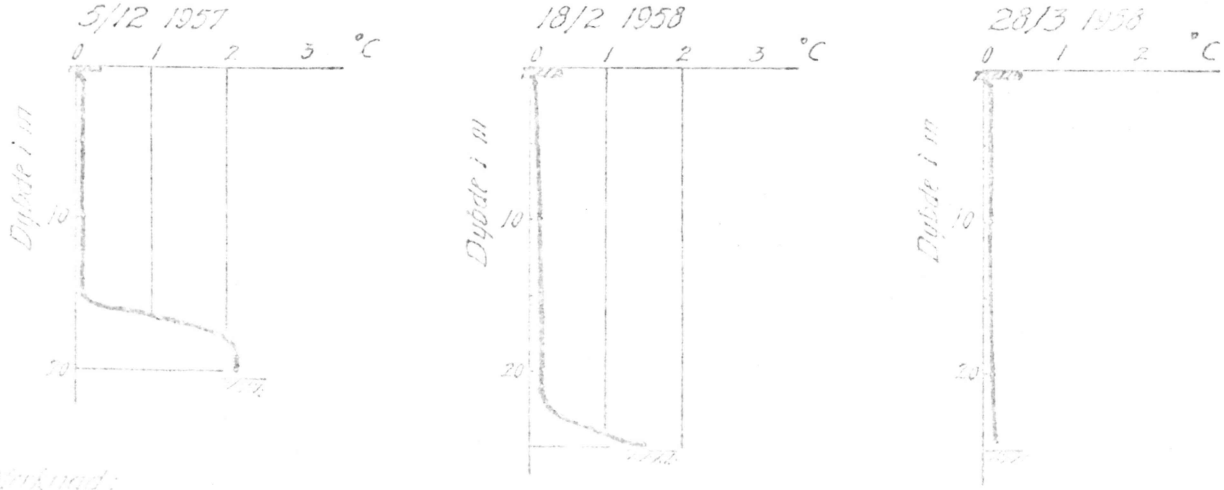
VIKEN, ca 2 km ndf. Husemo, målepunkt 200 m fra v. br



SANDVIKEN, ca 6 km ndf. Husemo, målepunkt 100 m fra v. br



Mellom GEITSUND og BERGHEIM, ca 11 km ndf. Husemo, målepunkt 200 m fra v. br



Merknad:

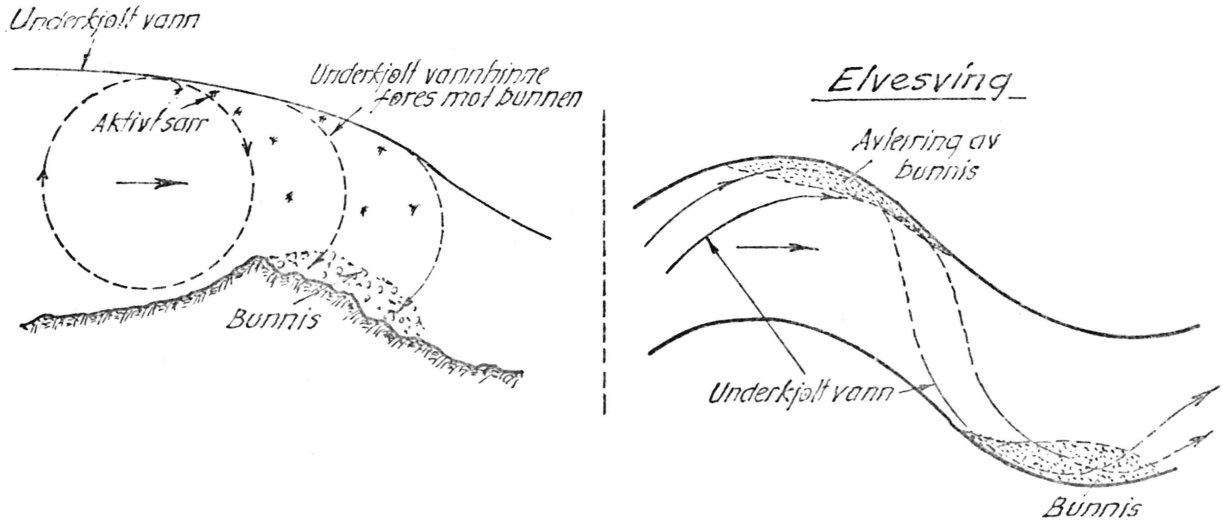
Temperaturen med termistor og spesiell måleur

V. ISLEGGING I STRIE ELVER.

Isleggingen i en elv er avhengig av temperaturforholdene, vannhastigheten og elveleiets beskaffenhet. Elvevannet røres effektivt om ved hvirvling, og avkjøles etterhvert til null grader praktisk talt samtidig over hele tverrsnittet. Ved videre avkjøling vil et tynt skikt nærmest vannoverfalten bli noe u n d e r k j ø l t, som regel bare nære noen få hundredels grader under naturlige forhold. Den underkjølte vannfilmen vil brytes opp og føres med hvirvlene gjennom vannet. Det vil gå en kort tid før temperaturen utjevnes, og dersom den underkjølte hinnen støter på en krystallisasjonsbasis, vil det dannes is av det underkjølte vannet. Består krystallisasjonsbasis av svevende partiklar, f.eks. allerede dannede iskrystaller, oppstår s a r r som flyter i strømmen. Når den underkjølte hinnen ned til bunnen, kan det dannes b u n n i s. Dannelsen av sarr og bunnis kalles k j ø v i n g.

På fig. 11 er gitt en skjematisk framstilling av sarr- og bunnisdannelsen i en stri elv.

Skjematisk framstilling
av sarr- og bunnisdannelse i en stri elv

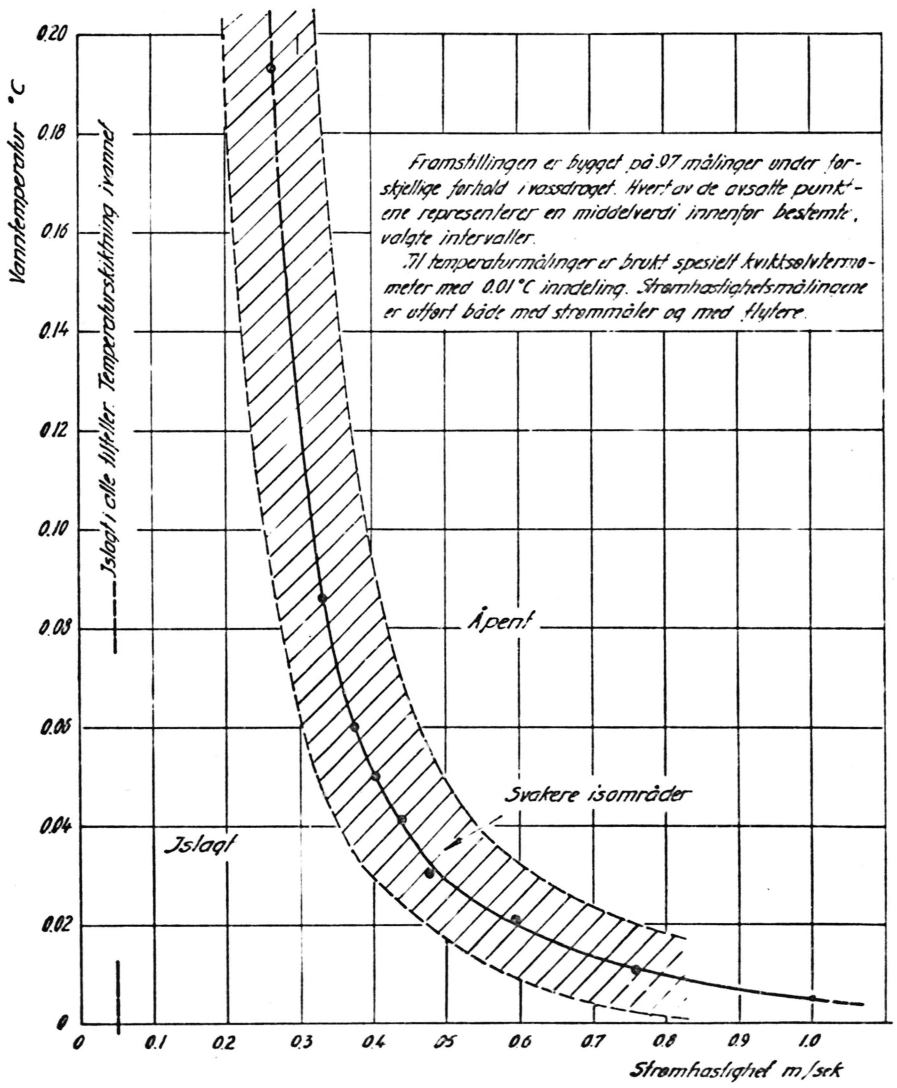


Det er hovedsakelig følgende to arter av strømninger i stri elver som er avgjørende for sarr- og bunnisdannelse:

1. *Blandings strømninger, særlig stasjonære rullende hvirvler og strandshvirvler, som fører underkjølt vann ned i dypet.*
2. *Hovedstrømmen (grunnstrømmen), som sørger for bortføring av latent varme ved isdannelse.*

1. Kritiske vanntemperatur og strømhastighet for islegging.

Undersøkelser i flere forskjellige vassdrag viser at det er en kritisk strømhastighet for islegging i en elv, som følgende tegning fig. 12 viser.

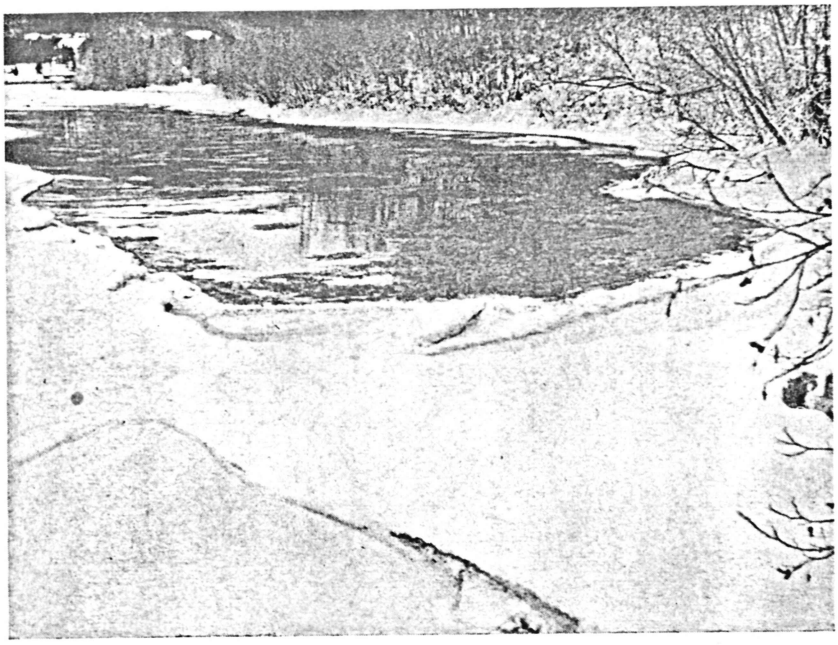


En elvs evne til å tære på isen eller til å holde en råk åpen avhenger hovedsakelig av vannets temperatur og hastighet. Hvis t.eks. strømhastigheten øker p.g.a. en regulering til 0,6 m/s, vil råkene holde seg åpne selv om vannet bare har en temperatur på ca. 0,02 °C. Såpass overtemperatur vil vannet få ved å passere et fall på ca. 8 m. Ved enda større strømhastighet, t.eks. 1 m/s, er den kritiske overtemperatur ikke mer enn noen tusendels grader.

Denne grensehastighet 0,6-1,0 m/s har meget å si for utviklingen av et sammenhengende isdekke som følgende foto fig. 13 viser.

Fig. 13.

a



b

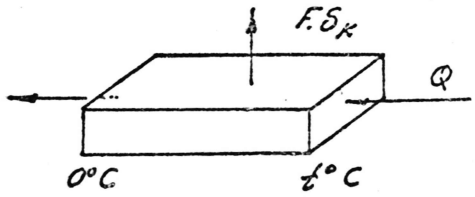
a. Isfront i Glomma ovf. Opphus, desember 1957.
Strømhastighet ca. 0,5 m/s. Flytende sarr- og drivis stanser ved iskanten og fryser til, så isdekket kan vokse oppover.

b. Folla, januar 1959.
Strømhastighet ca. 1 m/s. Flytende sarr og løsnet bunnis dukker under isdekket og avleires på nedenforliggende strøk i kulper og stilleflytende elvepartier.

2. Sammenheng mellom isdekkets utstrekning og varmeprosessene, særlig ved stasjonære forhold.

Erfaringer viser at ligningen for varmebalansen er bestemmende også for isdekkets utstrekning i en elv under givne meteorologiske og hydrologiske forhold.

Hvis det samlete varmetap er S_k kcal/daa, sek., og vannet passerer flaten F, er varmetapet $F.S_k$ kcal/sek.



Avkjølings flate $F = \frac{1000.Q.t}{S_k}$ daa

Her er Q vassføring i m³/s, og t er vannets temperatur.

I følgende tabell er gitt størrelsen i dekar av den kjøleflate som trengs for å avkjøle en vannmengde på 1 m³/s frå t = 1 °C til 0 °C for noen få karakteristiske verdier av lufttemperatur, vind og skydekke.

Skydekke (0-10)	Vindhastighet m/s	Lufttemperatur °C 0	-10	-20	-30
Klart (0)	1	30	15	10	8
	5	29	11	7	5
Delvis skyet (5)	1	52	19	12	9
	5	47	12	8	6
Overskyet (10)	1	ca. 180	25	14	10
	5	" 130	15	8	7

For en raskt overslag kan det være nyttig å regne ut en liten tabell over den kjøleflate det trengs for å senke temperaturen av vannet 1 °C ved forskjellige vassføringer og ved middels eller sterk kulde med en størrelsesorden på henholdsvis 50 kcal/daa, sek., eller 100 kcal/daa, sek.

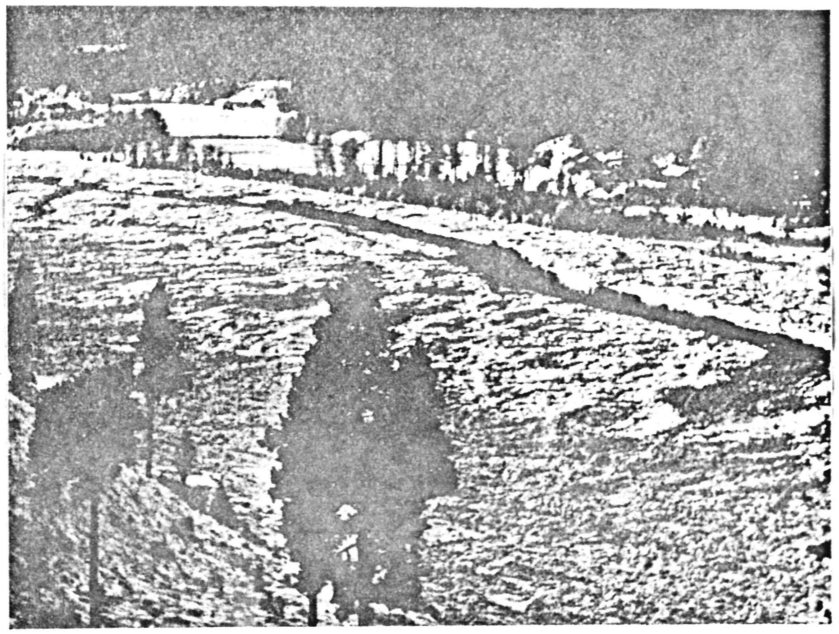
Vassføring m³/s	Kjøleflate i daa ved middels kulde S 50	ved sterk kulde S 100
1	20	10
10	200	100
25	500	250
50	1000	500

Eks.: Ved vanntemperatur 0,02°C, vassføring 10 m³/s og sterk kulde trenges bare 2 daa for å avkjøle vannet til 0 °C.

Varmetapet fra den isdekkede del av elva vil bare være en viss brøkdel av varmestrømmen fra åpen vann. Erfaringer viser at ved et snøfritt isdekke på t.eks. 20 cm vil varmetapet være bare halvparten. Kommer det et tørt snølag ovenpå, blir varmetapet så sterkt nedsatt at det kan stå vann i snøens underste lag, ovenpå isen i lengre tid. Selv ved streng kulde vil det kunne vare lenge før det fryser til sørpeis.

Under islegging spiller varmeutviklingen p.g.a. fallenergien og varmetilførsel fra elvens bunn en underordnet rolle så lenge det er mye åpent vann hvor avkjølingen blir dominerende. På en elvestrekning som har fått et isdekke - ved rolig islegging eller av pakkis - vil varmetilførselen gjøre seg merkbart gjeldende, som foto fig. 14 viser.

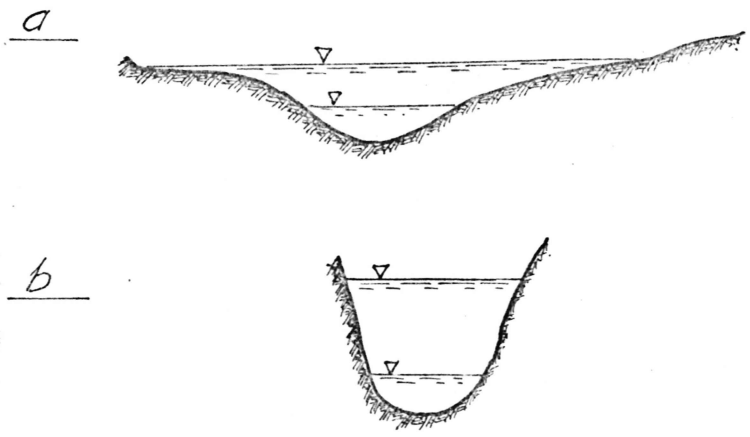
Fig. 14.



Glomma ved Bjørånes, januar 1959.
Vannet er samlet i et smalt hovedløp gjennom issamlingen. Varmetilførselen p.g.a. fallenergien er medvirkende til det. I slike tilfelle er varmelikevekt oppnådd, og isforholdene er stabile.

Fallenergien kan gi store varmemengder. Eksempelvis i ett fall på 180 m, som i Glomma på strekningen fra Bellingmo til Koppang, vil en vannmengde på ca. 25 m^3/s utvikle en varmemengde på ca. 10 000 kcal/sek. Pr. døgn utgjør dette en varmemengde som tilsvarer en forbrenning av ca. 50 tonn kull.

Når en elv blir regulert og vassføringen blir øket om vinteren, kan forholdene bli vesentlig forandret. Forandringene vil i høy grad avhenge av elvas fallforhold og av bredden, som bestemmer avkjølingsflaten. Varmeavgivelsen øker proporsjonalt med overflatearealet, den dynamiske oppvarming blir omtrent den samme.



a. Ved bredt og grunnt løp vil en få stor øking av avkjølingflaten, dvs. stor isproduksjon.

b. Med smalt og dypt tverrprofil vil elvas overflate derimot endres lite ved økt vassføring og varmeovergangen blir lite påvirket. Isproduksjon kan sogar bli nedsatt hvis falloppvarmingen er stor.

Generelt kan en si at under uregulerte forhold vil vassføringen som regel avta forholdsvis hurtig utover vinteren. Derved nedsettes strømhastigheten og bedrer betingelsene for islegging.

En regulering vil øke vintervassføringen og derved strømhastigheten, så elva vil renne i sterkere og mer sammenhengende stryk enn før. Det kreves da adskillig større ismengder og vannstandsstigning før isforholdene kan stabiliseres. En sterk regulering kan få den følge at elva vil bli gående åpen hele vinteren igjennom. Stor isproduksjon, hovedsakelig i form av sarr- og bunnis er da uungåelig.

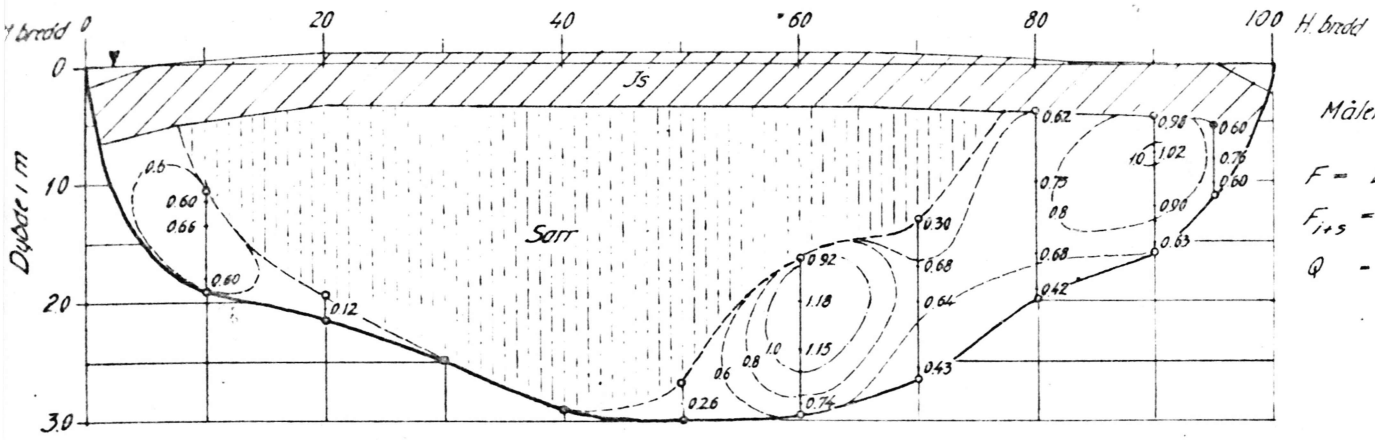
Det sarr som blir dannet i åpne elvepartier vil dels feste seg til strandkantene og dels føres videre nedover elva og bli avleiret på nedenforliggende strøk i kulper eller rolige elvepartier.

Oppsamling av sarr under isen er en prosess som likner avsetning av grus og sand i elveløpet. Forskjellen er at grus og sand legger seg på bunnen, mens sarr flyter oppunder isdekket. Slike "sarrbanker" kan forandre vannets løp så det blir annerledes enn i isfri elv og de er som regel årsak til oppvatning og råkdannelse i strømfaret og kan forårsake graving i elvemæl eller andre jordskader.

ISMÅLINGER i NEA ved GJELBAKKEN vinteren 1956-57

Fig. 15

5/1 1957 : Vst. 164.87 m på Kulset Vm



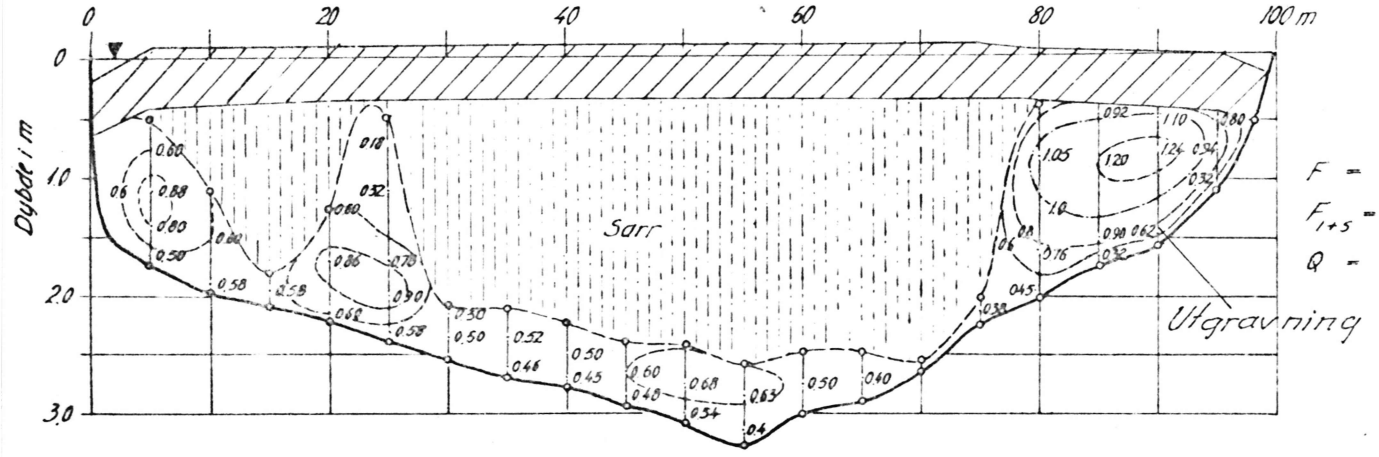
Måleresultater

F = 223 m²

F_{I+S} = 155 m²

Q = 52.2 m³/sek

6/1 1957 : Vst. 164.87 m på Kulset Vm



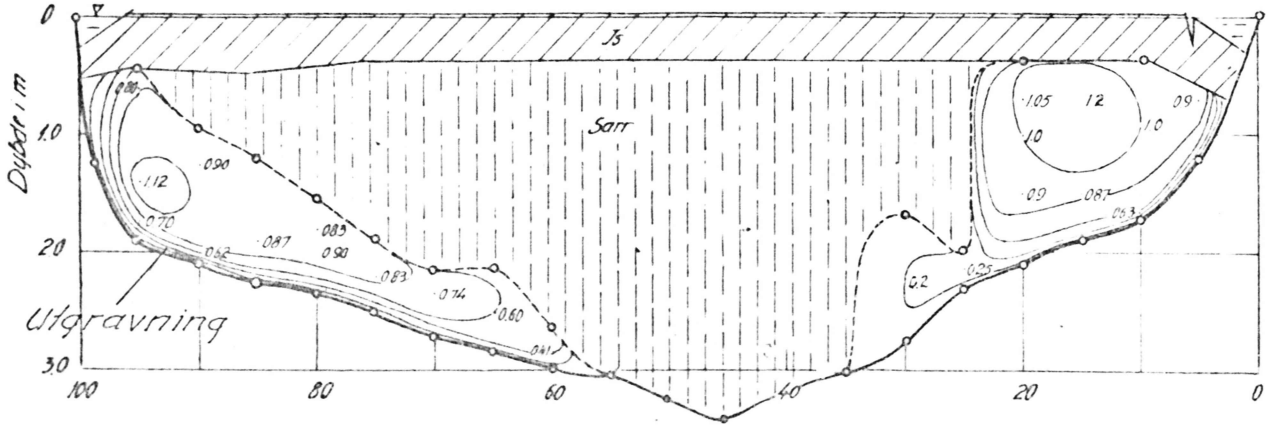
F = 230 m²

F_{I+S} = 165 m²

Q = 52.3 m³/sek

Utgravning

9/1 1957 : Vst 164.92 m på Kulset Vm



Måleresultater F = 230 m² Q = 58.1 m³/sek

F_{I+S} i vann = 160 m²

Sarret forskyver hovedstrømmen under is i løpet av kort tid

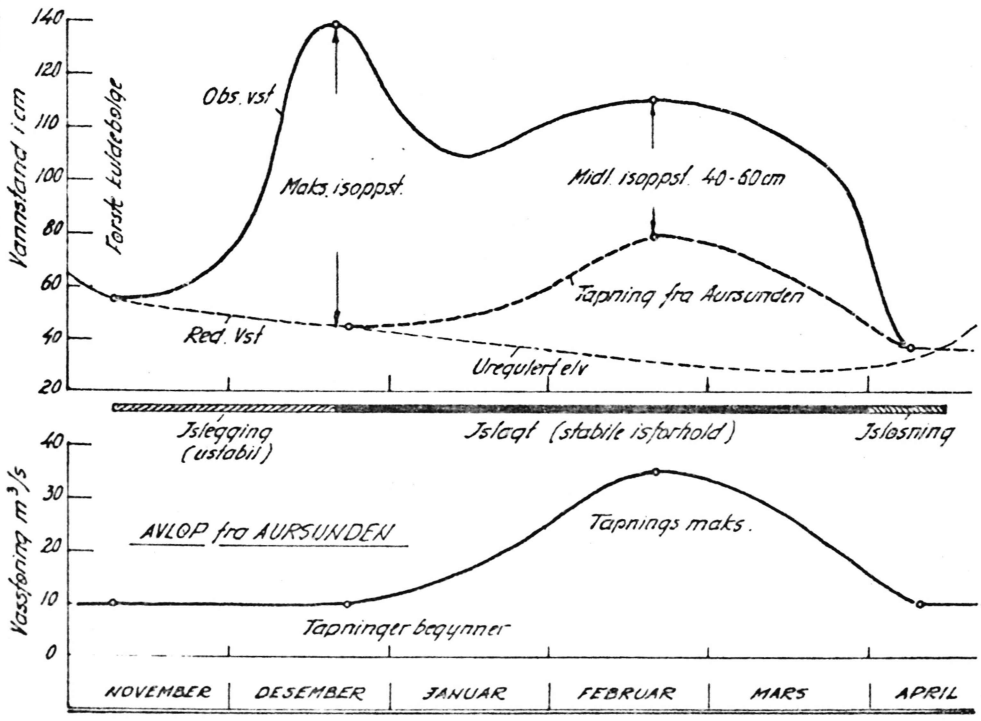
Erfaringer fra Namsen, Nea, Begna, Hallingdalselva og andre regulerte vassdrag gir eksempler på at en økt vintervassføring kan ha betydelig innflytelse på isforholdene, særlig i de nederste delene av vassdraget. Vesentlig større ismengder blir akkumulert i elveleiet. Disse forårsaker oppvatninger, utgravning av elvebreddene og ofte isganger av skadevirkende omfang.

Observasjoner viser at vinterens første store isproduksjon i et uregulert vassdrag for det vesentlige er betinget av lufttemperaturen, og bare i liten grad av vassføringens størrelse. Etter at isforholdene har stabilisert seg, foregår det en synkning av vannstanden inntil isoppstuingen nærmer seg en forholdsvis konstant størrelse. Deretter oppstå det en sammenheng mellom vannstand og vassføring, som eksempel fig. 16. fra Glomma ved Tolga viser. Tappingen fra Aursunden er til en viss grad behjelpelig ved den senere stabiliseringen i dette spesielle tilfelle.

Fig. 16

SKJEMATISK FRAMSTILLING av ISFORHOLDENE i GLOMMA ved TOLGA

etter observasjoner ved Erli bru og Hommelvoll vannmerker i tidsrommet 1936-68

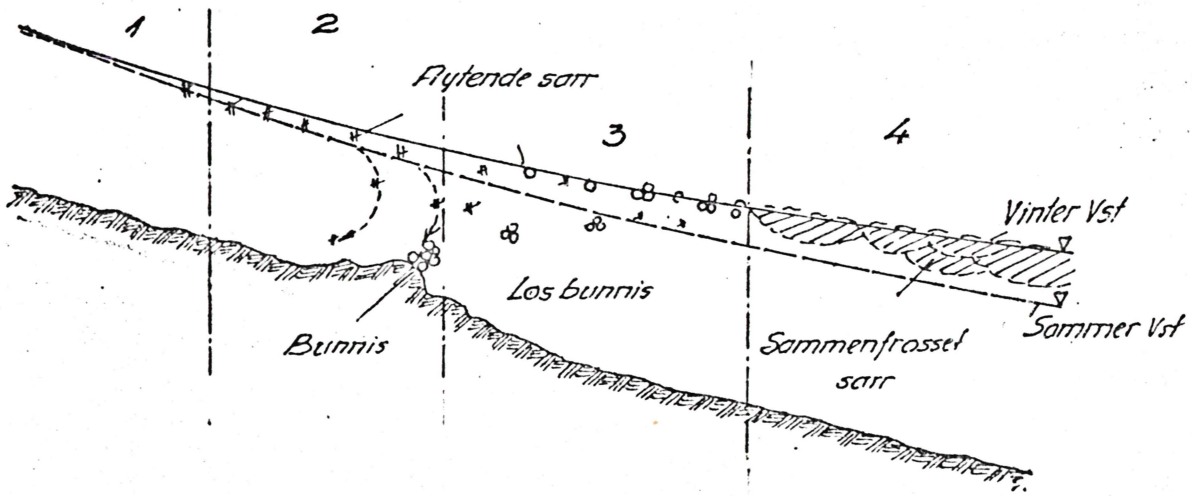


Merknad: Isgangene i Tolgastrykene starter vanligvis nedenfor de ovenfornevte vannmerker og isforholdene i forbindelse med isganger kommer derfor ikke til uttrykk i denne skjematiske framstillingen. Det kan nevnes at f.eks. der isganger stopper kan isoppstuingen komme opp i det flerdobbelte av det ovenfornevnte middelverdi.

3. Sarrets omdannelse og dannelse av isbruer i elveleiet.

På fig. 17 er gitt en skjematisk framstilling av sarrets omdannelse fra aktivt sarr til passivt sarr og sammenfrosset sarrklumper.

Fig. 17



Sone:

1. Avkjølt vann til 0 °C. Det øverste lag noe underkjølt.
2. Produksjon av aktivt sarr- og bunnis.
3. Flytende sarr og løs bunnis i oppdrift. Sarr- og bunnis klumper har tendens til å kitte seg sammen på overflaten.
4. Konsentrasjon av sarr- og drivis på overflaten. Sarrlaget dekker hele elva. Ingen eller ubetydelig produksjon av aktivt sarr- og bunnis.

Undersøkelser viser at på elvestrekninger med strømhastighet inntil 1 m/s kan det utvikles sammenhengende pakkisdekke av større flytende sarrmengder.

På strekninger med større fall og vannhastighet inntil ca. 1,2 m/s foregår oppdrift av flytende sarr til vannoverflaten. Flytende sarr stikker litt over vannflaten og reduserer varmetapet i vesentlig grad.

Ved enda større fall med vannhastighet større enn 1,2 m/s vil sarrlaget bli revet i stykker av strømmen og blandes med vann i hele elvas tverrsnitt. Isproduksjonen øker i vesentlig grad i form av aktivt sarr- og bunnis.

På visse steder i elveleiet kan det dannes isbruer av sarransamlinger som foto fig. 18 viser.

Fig. 18.

Isbru i Thjørså ndf. brua.

Erfaringer viser at en slik isbru i våre elver vil oppstå der hvor det er en innsnevring i elveløpet og en større fordypning i elveleiet, t.eks. over en kulp.

Erfaringsmessig kan man si at hvis det sterkt sarrførende elveløpet over en kulp innsnevres omtrent til 1/3 av bredden, er det mulighet til stede for dannelsen av en isbru. En sammenfrysing av sarrmasser under kulde er i vesentlig grad medvirkende årsak til dette. Aktivt sarr kittes hurtig sammen, særlig under selve sammenstuvingen.

4. Vannstandsvariasjoner og isoppstuing. Isdammer.

Erfaringer viser at når et elveparti med moderat strømhastighet over lange strekninger blir islagt med jevnt isdekke, vil vannstanden stige omtrent svarende til istykkelsen, dvs. at dybden målt fra isens underkant er omtrent lik vannstanden i isfri elv ved samme vassføring. Forskjellen mellom vannstand i islagt elv og vannstanden ved samme vassføring i isfri elv kalles isoppstuving.

I sarrførende elver er isleggingsprosessen helt annerledes og stigningen av vannstanden kan være vesentlig større og svært uregelmessig.

Også i strie elver vokser det ut strandis fra breddene, men produksjonen av sarr- og bunnis i det åpne strømdraget vil hurtig forandre forholdene. Sarrfylt vann er mindre lettflytende. En sarrførende elv ved uforandret vassføring og uforandret bredde har ca. 10-15 % større middeldybde enn isfri elv. Derved løftes vannstanden og oversvømmer strandisen. Dessuten dannes det bunnis og vannstanden stiger enda mer slik som skisse fig. 19 viser. Bunnis som løsner kan på den annen side ta med en del småsteiner fra elvebunnen og dermed øke tverrsnittet noe.

Særlig ved overgangen til sterkere fall kan bunnisen vokse opp til en demning over elva. Samtidig dannes stadig flytende aktivt sarr som har lett for å kitte seg sammen til større isklumper og disse vil sette seg fast på demningene og på grunne steder. På den måten dannes isdammer i elveleiet, se foto fig. 20.

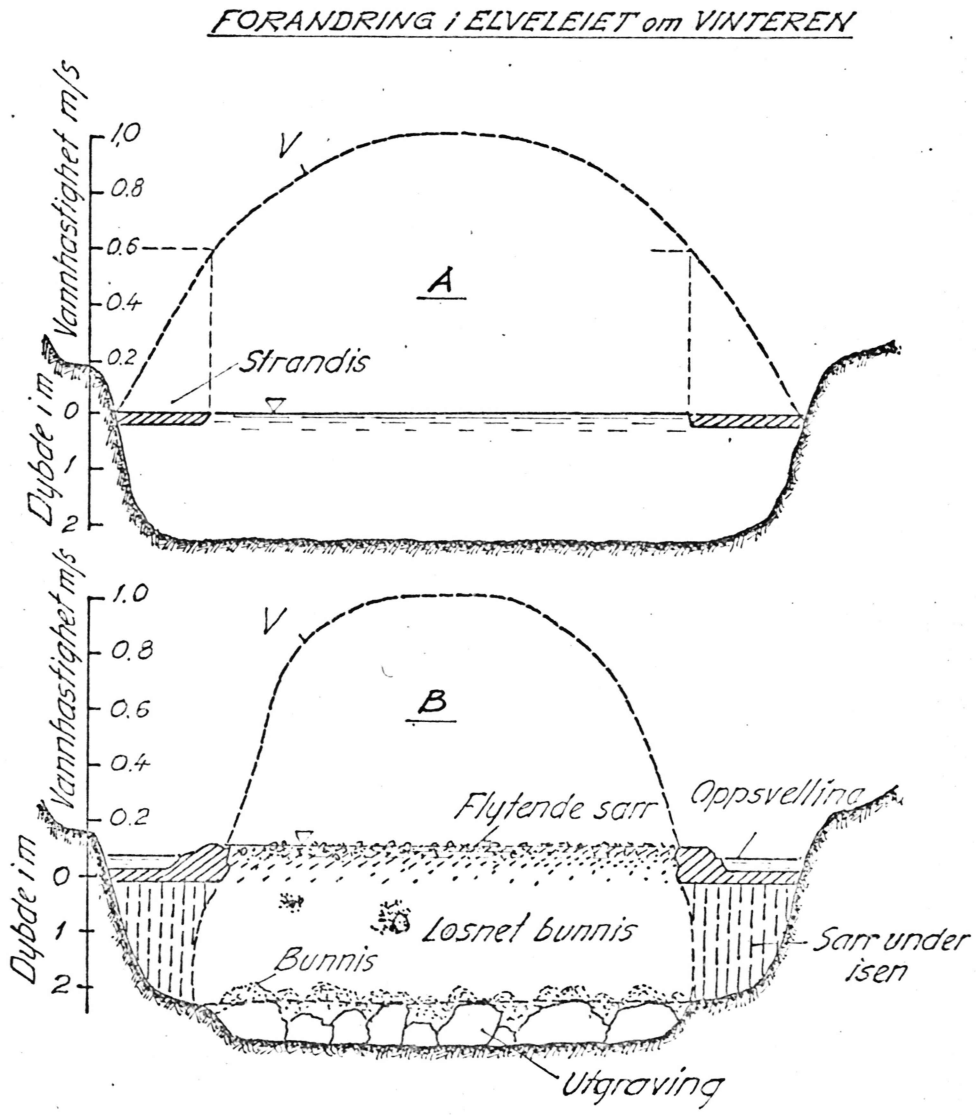
Når isdekket blir sammenhengende, opphører også sarr- og bunnisdannelse, og hvis utviklingen får foregå uforstyrret, vil vannet samle seg i et smalt hovedløp. Varmetilførselen fra fallenergien er medvirkende til det. Dessuten kan det komme noe varmetilførsel fra sol og himmel om dagen, særlig hvis fronten av isdammen ligger mot syd. Dette kan bli årsak til at isdammen tæres ved bunnen. Se foto fig. 21.

Under varig kulde kan bunnisen vokse til et tykt lag over hele elvebunnen. På fig. 22 er vist et slikt tilfelle i Thjórsá, Island etter en oppmåling av hydrolog Rist.

Sammenfattende kan en si at det forekommer tre typer av islegging som er avhengig av elvas fallforhold:

a. Relativt dype og langsomflytende elvepartier, med fall som er under 0,5 m/km, pleier å fryse til med jevnt isdekke tidlig på vinteren. På elvestrekninger med noe sterkere fall legger isen seg ofte på den måten at flytende sarr- og drivis stanses mot isfronten, så isdekket vokser oppover elva.

Fig. 19



Situasjon A: Under isleggingen dannes det strandis fra breddene inntil 0,6 m/s grensen. Midterste parti holder seg åpent.

Situasjon B: Over det åpne strømdraget foregår sarr- og bunnisproduksjon. Derved løftes vannstanden og oversvømmer strandisen. Når bunnisen løsner tar en del småsteiner fra elvebunnen med. Det foregår visse profilforandringer over det åpne strømdrag.

Fig. 20.

Islegging i Sevilla 10.12.1958. Vassføring ca. 1,5 m³/sek.

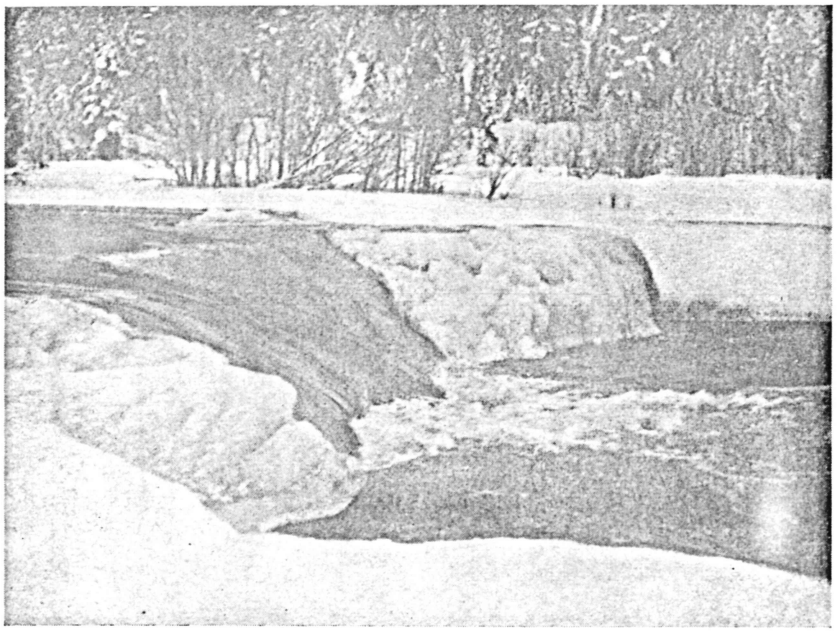
Elveprofilet er omdannet med bunnisdammer til et trappeformig profil. Fallet samles på korte strekninger med mellomliggende roligere partier. På de rolige partiene vokser så isdekket fra breddene mot midten og varmetapet nedsettes derved sterkt.

b. På middels dype elvestrekninger med betydelig strømhastighet - fall opptil 2 m/km - dannes først strandis. Strømfaret holder seg åpent og produserer sarr- og bunnis så lenge kulden vedvarer. Strandisen blir ofte oversvømmet og forsterkes fra oversiden.

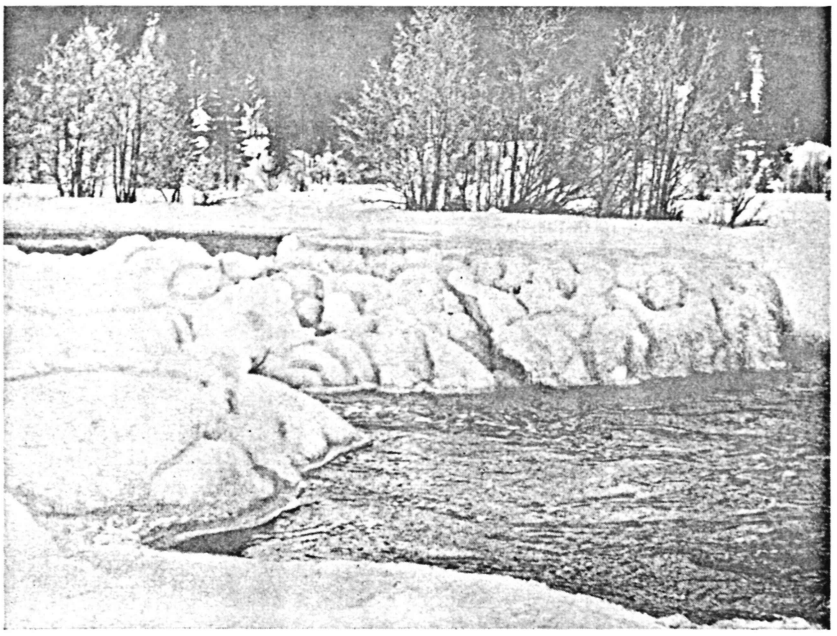
c. Der hvor elva går i stryk, starter isproduksjonen med sterk kjøving, Her fylles elveleiet etter hvert mer og mer med avleirede og sammenpakkede ismasser inntil elva nærmer seg en stabilisering med en vannstand nær flomvannstand.

Hos oss forekommer ofte samtlige typer av isleggingen i samme elv. Noen skarpe grenser mellom disse isleggingstyper kan man ikke trekke.

Fig. 21



a



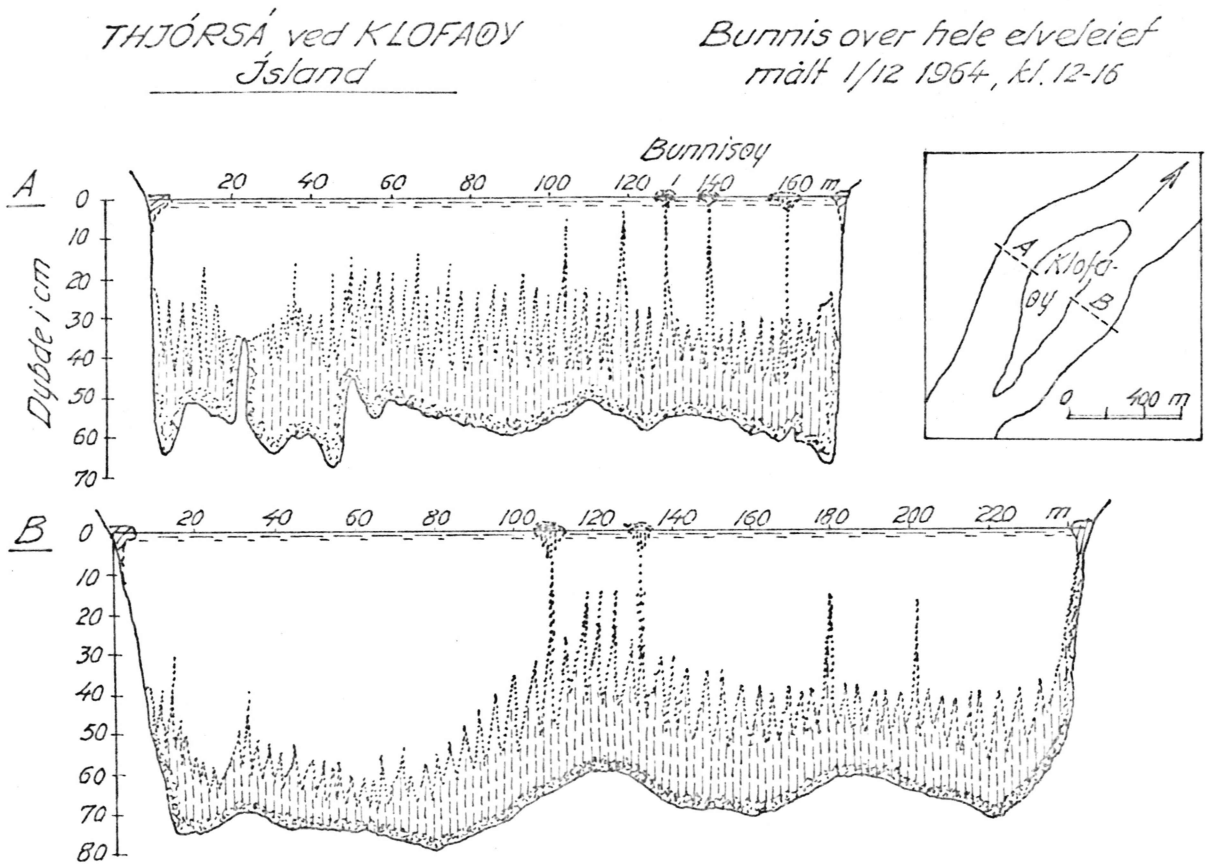
b

Bunnisdam i Begna, 10. jan. 1957.

a. Isdammen 1,2 m høy. Vannet har samlet seg i smalere løp.

b. Sammen dammen to dager senere etter at elva hadde "skåret seg ned!"

Fig. 22



Profil A : Elvas tverrsnitt 98 m², isens tverrsnitt ca 25 m², vassføring 50 m³/s
Profil B : " 163 m², " " 33 m², " 110 m³/s

5. Vinterisganger.

En isdam er bygget opp av løst materiale og er til å begynne med ofte dårlig festet til underlaget. Inntrer noen forandringer, t.eks. øket vassføring eller bare væromslag, kan en slik isdam briste. Det oppmagasinerte vann får da avløp, bryter ned de nedenforliggende isdammer, og starter en isgangbølge, som kan øke i styrke nedover i vassdraget, inntil den møter en motstand (fast isdekke, skarp sving, en holme, sterk innsnøvrig av elveløpet e.l. som er i stand til å stoppe den).

En isgang som kommer i gang på denne måten, fremkalt av kulde og stor isproduksjon, kalles for vinterisgang (kaldflo) i motsetning til vårisgang, som står i forbindelse med regn og snøsmelting.

Vinterisgangene er nærsagt årvisse foreteelse i flere elver på Østlandet og i Trøndelag. Isleggingstiden er den mest kritiske for slike. Observasjoner viser at de største isganger kan ha en flere meters høy bølgefront som bryter opp isdekket nesten i hele elvas bredde og soper alt videre med

seg til flombølgen ebber ut, vanligvis på en strekning med kulper og slakere fall. Her blir vanligvis ismassene stuet opp og liggende i ro.

På tegningen fig. 23 er vist resultater av ismengdemålinger i Trysilelva etter en stor isgang i januar 1968.

Etter isgangen ligger elva åpen igjen, og det samme spillet kan gjenta seg. I uheldige tilfeller kan da en stri og sterkt regulert elv bli gående åpen hele vinteren, til tross for sterk kulde. Stor isproduksjon er da uungåelig.

Vinterisganger har vært gjenstand for nærmere undersøkelser av flere sakkyndige kommisjoner og utvalg, t.eks. i Glomma etter reguleringen av Aursunden.

Sammenfattende kan man si at en vinterisgang er betinget av en rekke faktorer:

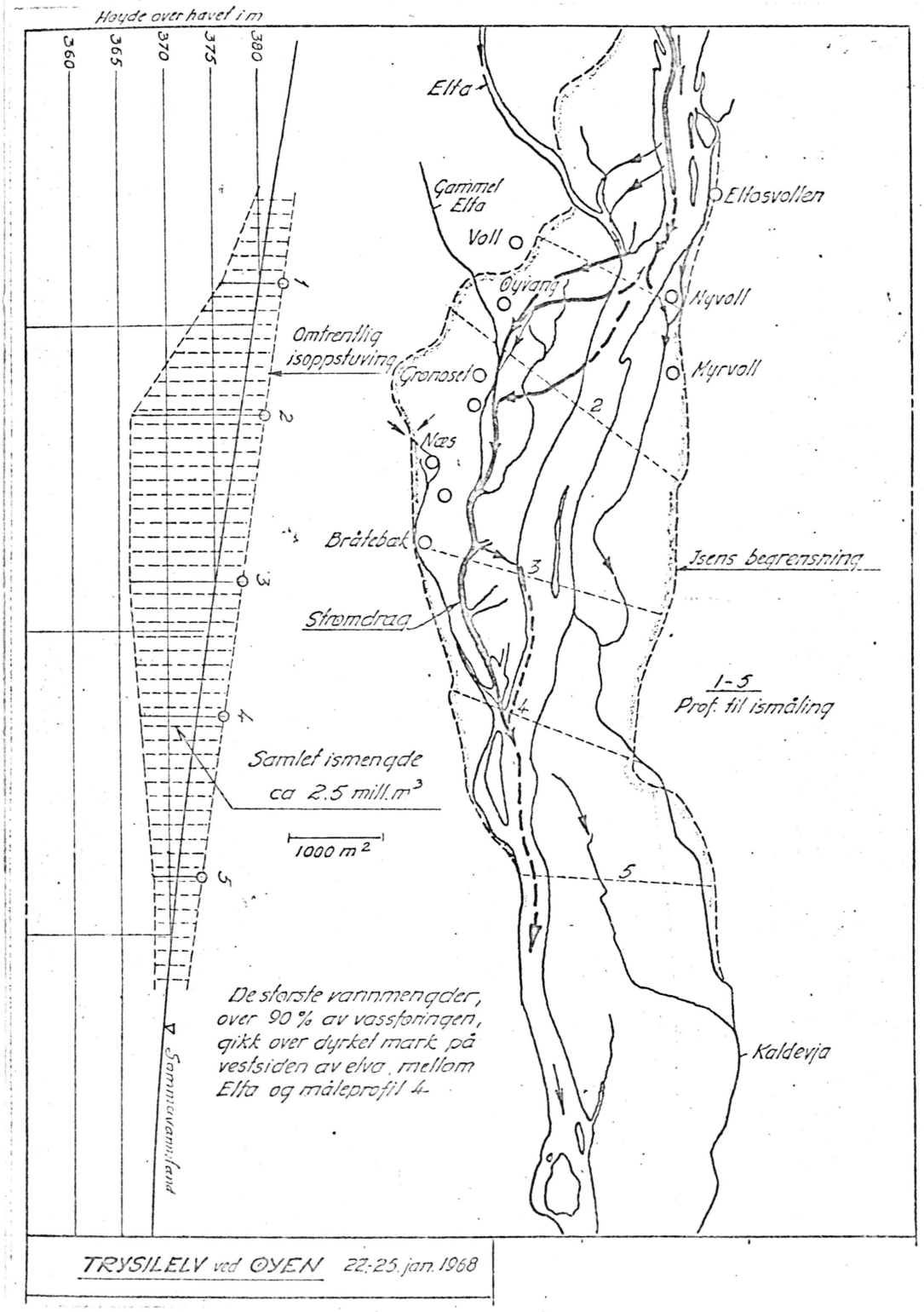
a. Vinterisgangene opptrer bare på elvestrekninger hvor det er stor produksjon av sarr- og bunnis, og hvor fallet er slik at det kan opprettholdes en flombølge.

b. Meteorologiske faktorer spiller en vesentlig rolle. De fleste vinterisganger, hvor man kjenner tidspunktet, inntraff ved et væromslag, enten omslag til mildvær i dalen eller i høyere luftlag, altså slike forhold som gir betingelser for løsning av bunnis.

c. Vassføringens størrelse har ikke noen entydig virkning. Observasjonene viser at isgangen inntrer ved ytterst forskjellige vassføringer.

Det bør nevnes at menneskers inngrep t.eks. ved en regulering av avløpet kan være medvirkende årsak til en slik isgang.

Fig. 23.


Høyde over havet i m
360
365
370
375
380
Elta
Gammel Elta
Voll
Øyvang
Eltasvollen
Nyvoll
Myrvoll
Omtrentlig isoppstuving
Grønoset
Næs
Bråtebak
Strømdrag
Isens begrensning
1-5
Prof. til ismåling
Samlet ismengde ca 2.5 mill. m³
1000 m²
De største vannmengder, over 90 % av vassføringen, gikk over dyrket mark på vestsiden av elva, mellom Elta og måleprofil 4.
Kaldevja
Sommervannstand
TRYSILELV ved ØYEN 22.-25. jan. 1968

LITTERATURFORTEGNELSER:

1. DEVIK, O., 1931: Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufen Geofys. Publ. Vol. IX, nr. 1, Oslo.

2. DEVIK, O., 1933: Uber dee Eisbildung eines Wasserlaufes und ihren Einfluss auf das Längenprofil Deutsche Wasserwirtschaft, Berlin.

3. ALTBERG, W. I., 1939: Undervannsis (sarr- og bunnis) russisk.

4. NYBRANT, G., 1945: Bidrag til teorin før isbildning i älvar Tekn. skrifter nr. 120, Stockholm.

5. MELIN, R., 1947: Undersøkningar vid Sveriges Meteorologiska og Hydrologiska Institut over vattendragens isförhallanden, Meddelanden, Serie D nr. 1.

6. BERG, K., 1957: Is-, strøm- og temperaturmålinger i Strandefjord, Hols- og Hovsfjord (Hovedfagsarbeid)

7. WOLD, K., 1957: Temperaturforhold i snø og is og beregning av varmeledningsevnen i og varmetransporten gjennom isen (Hovedfagsarbeid).

8. CHRISTIANSEN, C., 1957: Temperatur- og strømforhold i Norefjord (Hovedfagsarbeid).

9. FLATJORD, S., 1963: Utvikling av isdekket på norske vassdrag samt litt om råkdannelse, Norsk geogr. tidskrift Bind XIX H. 3-4.

10. DEVIK,O. og KANAVIN, E.V., 1963: Oversikt over isproblemer i Norske vassdrag (stensilert).

11. DEVIK,O. og KANAVIN, E.V., 1965: Analysis and Consideration of the Ice Conditions, Special Fund Project Iceland. Final Report.

12. CARSTENS, T., 1966: Experiments with Supercooling and Ice Formation in Flowing Water, Geofys. Publ. Vol. XXVI, nr. 9, Oslo.

Rapporter fra NVE, Hydrologisk avd., utarbeidet ved Iskontoret.

Rapport nr. 5/68: Vinterisgang i Trysilelv og Mistra 1967-68.

" " 2/68: Oversikt over vinterforholdene i Vestvannene, Bandak-Norsjøkanalen og Norsjø.

" " 11/68: Temperatur- og isforhold i Lomnessjøen og Storsjøen.

" " 2/69: Krøderens temperatur- og isforhold.