

**RAFORKUMÁLASTJÓRI  
VATNAMÆLINGAR**

**STATENS ELEKTRISITETSVESEN**  
Hydrologisk afdeling  
Island



## **DEN 4. NORDISKE HYDROLOGKONFERANSE**

**REYKJAVÍK 10.-15. AUGUST 1964**

**BIND 1**

Reykjavík 1965

**RAFORKUMÁLASTJÓRI  
VATNAMÆLINGAR**

STATENS ELEKTRISITETSVESEN  
Hydrologisk afdeling  
Island



**DEN 4. NORDISKE HYDROLOGKONFERANSE**

**REYKJAVÍK 10.-15. AUGUST 1964**

**BIND 1**

Reykjavík 1965

## I N N H O L D

### BIND 1 : Deltagerliste

Liste over emner til behandling

Foredragsliste

Mötereferat

Åpningstale av generaldirektör J. Gíslason

Foredrag :

- Emne 1. ISLANDS HYDROLOGI
- " 2. MÅLING AV ISTRANSTORT I ELVER
- " 3. NYE OBSERVASJONS- OG  
BEREKNINGSMETODER

### BIND 2 : Foredrag :

- Emne 4. MEKANISERAT BEREKNING AV  
HYDROLOGISKE DATA
- " 5. STATISTISKE METODER I  
HYDROLOGIEN
- " 7. SNÖSMÄLTNING OCH AVRINNING
- " 8. ISBÄRIGHET
- " 9. DIVERSE.

## DELTA GERLISTE

### FINLAND :

Pentti Mälkki	bitr. hydrolog, fil. mag.	Hydrologiska byrån
Maunu Seppänen	hydrolog, fil. dr.	"
Allan Sirén	statshydrolog, fil. dr.	"
Juhani Virta	fil. lic.	"
J. M. Angervo	fil. dr.	Meteorologiska Centralanstalten
Ove Vinqvist	fil. mag.	Vattendragsreglerings- byrån
Pentti Kaitera	professor	Tekniska Högskolan
Toivo Liukko	dipl. ing.	Lantbruksstyrelsen
Seppo Mustonen	tekn. lic.	"

### SVERIGE :

Sten Ernfors	civilingenjör	Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut
Malin Falkenmark	byrådirektör	"
Arne Forsman	statshydrolog	"
Sven Fremling	byrådirektör	"
Gunnar Nybrant	byråchef	"
Lars Raab	l:e statshydrolog	"
Olof Tryselius	byrådirektör	"
Anders Bergström	hydrolog, civiling.	Kungl. Vattenfallsstyrelsen
Hilding Hedqvist	ingenjör	Indalsälvens Vatten- regleringsföretag
Lars Johan Oscarson	ingenjör	Umeålvens Vatten- regleringsföretag



Per Eric Ohlsson	ingenjör	Ångermanälvens Vattenregleringsföretag
Åke Fleetwood	civilingenjör	Tekniska Högskolan, Stockholm
Yngve Gustafsson	professor	»

NORGE :

Öystein Aars	statshydrolog	Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen
Edvigs V. Kanavin	overingeniör	»
Jakob Otnes	fagsjef	»
Syver Roen	statshydrolog	»
Knut Wold	statshydrolog	»
Olaf Devik	dr.	Det Offentlige Isutvalg
Carl A. Boe	statsmeteorolog	Det Norske Meteorologiske Institutt
Anton Jakhelln	avdelingssjef	»
H. Berge	laboratoriesjef	Vassdrags- og Havnelaboratoriet
Sverre Nordnes	hydrolog	Samkjöringen
Aasmund Baumann	overingeniör	Glommens og Laagens Brukseierforening
Arne Lieungh	direktör	»
Lars Ljögødt	direktör	Foreningen til Hallingdals- vassdragets regulering
Arne Bang	direktör	Reguleringsforeningenes Landssammenslutning
E. Harildstad	dosent	Norges Landbrukshöyskole, Institutt for Kulturteknikk
A. B. Berdal	sivilingeniör	Firma Ingeniör A. B. Berdal
L. G. Kiel	sivilingeniör	»
K. Haraldseth	dirftsbestyrer	A/S Eidefoss

DANMARK :

Christian Fryd	akademiing.	Det Danske Hedeselskab Slagelse
Frederik Heick	direktör	Viborg
Jörgen Lundager Jensen	civiling.	Slagelse

ISLAND :

Árni Þ. Árnason	cand. oecon.	Raforkumálastjóri ( Statens elektrisitetsvesen )
Eberg Elefsen	tekniker	”
Eiríkur Briem	direktör	”
Guðmundur Pálmason	geofysiker	”
Jakob Björnsson	siviling.	”
Jakob Gíslason	generaldirektör	”
Jón Jónsson	fil. lic.	”
Per Wendelbo	stud. real	”
Sigurjón Rist	hydrolog	”
Adda Bára Sigfúsd.	avdelingssjef	Veðurstofa Íslands ( Meteorologisk institutt )
Flosi H. Sigurðsson	avdelingssjef	”
Hlynur Sigtryggsson	direktör	”
Jón Eypórsson	avdelingssjef	”
Teresía Guðmundsson	forhenv. direktör	”
		Háskóli Íslands ( Islands Universitet )
Bragi Árnason	dipl. chem.	Eðlisfræðistofnunin ( Fysisk laboratorium )
Páll Theodórsson	mag. scient.	”
Þorbjörn Sigurgeirss.	professor	”
Bjarni Helgason	B. Sc. Ph. D.	Atvinnudeild Háskólans ( Institutt for landbruks- forskning )
Oddur Benediktsson	dr.	Reiknistofnun Háskólans ( Universitets regne- central )
		Náttúrugripasafnið, Jarðfræði- og landafr. deild ( Naturhistorisk museum Geologisk- geografisk avdeling )
Guðmundur Kjartanss.	mag. scient.	
Sigurður Þórarinsson	docent	

Þór Guðjónsson	direktör	Veiðimálastofnunin ( Direktoratet for ferskvannsfiske )
Pálmi Einarsson	direktör	Landnám ríkisins
Stefán Sigfússon	landbrukskandidat	( Statens Institutt for opp- rettelse av nye landbruk )
Ásgeir L. Jónsson	kulturtekn.ing.	Búnaðarfélag Íslands
Björn Bjarnarson	agronom	( Islands Landbruksselskap )
Bjarni P. Jónasson	direktör	Skýrsluvélar ríkisins og
Óttar Kjartansson	systemplanör	Reykjavíkurborgar ( Islands hullkortscentral )
Ingólfur Ágústsson	avdelingsing.	Sogsvirkjun
Steingrímur Jónsson	direktör	( Kraftverkene ved Sogelven )
Haukur Pálmason	avdelingsing.	Rafmagnsveita Reykjavíkur
Jakob Guðjohnsen	direktör	( Reykjavíks elektrisitetsverk )
Sigurður Briem	siviling.	"
Jóhannes Zoëga	direktör	Hitaveita Reykjavíkur ( Reykjavíks fjernoppvarming )
Þóroddur Sigurðsson	direktör	Vatnsveita Reykjavíkur ( Reykjavíks Vannverk )
Sigm. Freysteinnsson	siviling.	Verkfræðistofa
Sigurður Thoroddsen	overing.	Sigurðar Thoroddsen ( Rådgivende ingeniører )
Ögmundur Jónsson	direktör	Almenna byggingafélagið h/f ( Ingeniör firma )
Guðmundur Hlíðdal	forhenv.gen.direktör	( Post- og telegrafvesen )
Gunnar Sigurðsson	Ph. D., siviling.	( Rådgivende ingeniör )
Jóhann Már Maríuss.	siviling.	( Rådgivende ingeniör )
Rögnvaldur Þorlákss.	siviling.	( Rådgivende ingeniör )

EMNER TIL BEHANDLING

- Emne :
1. ISLANDS HYDROLOGI
  2. MÅLING AV ISTRANSPORT I ELVER
  3. NYE OBSERVASJONS- OG BEREKNINGSMETODER
  4. MEKANISERAT BEREKNING AV  
HYDROLOGISKA DATA
  5. STATISTISKE METODER I HYDROLOGIEN
  6. FORMIDLING AV HYDROLOGISKE DATA  
TIL OFFENTLIGHETEN OG SPESIALISTER
  7. SNÖSMÄLTNING OCH AVRINNING
  8. ISBÄRIGHET
  9. DIVERSE

DEN HYDROLOGISKE DEKADE

F O R E D R A G S L I S T E

ÅPNINGSTALE av generaldirektör Jakob Gíslason

Emne : 1. ISLANDS HYDROLOGI

- |     |  |                                      |
|-----|--|--------------------------------------|
| 1I1 | Overflatehydrologi :   | S. Rist hydrolog                     |
| 1I2 | Nedbör og temperatur :   | Adda Bára Sigfúsdóttir<br>meteorolog |
| 1I3 | Geologiske betingelser<br>for islandske flodtyper :                        | G. Kjartansson mag. scient.          |
| 1I4 | Breer og bremålinger :   | J. Eythorsson meteorolog             |
| 1I5 | Jökulhlaup och<br>deras taxering :   | S. Thorarinsson docent               |
| 1I6 | Geothermal activity<br>in Iceland :  | G. Pálmason geofysiker               |
| 1I7 | Grundvatten och tektonik<br>i nærheten av Reykjavík<br>och Hafnarfjörður : | J. Jónsson fil. lic.                 |

Emne : 2. MÅLING AV ISTRANSPORT  
I ELVER

- |     |   |                          |
|-----|---|--------------------------|
| 2N1 | Produksjon, transport<br>og oppsamling av is i<br>Glomma i Österdal,<br>særlig på strekningen<br>OS-Stai :                            | K. Wold statshydrolog    |
| 2N2 | Redegjørelse for is-<br>undersøkelser i et<br>spesielt ekspertiment-<br>område i Forra- vass-<br>draget og i kulde-<br>laboratorium : | S. Roen statshydrolog    |
| 2S1 | Diskussionsinlegg :   | S. Fremling byrådirektör |



Emne : 3. NYE OBSERVASJONS- OG  
BEREKNINGSMETODER

- 3F1 Bestämmandet av  
variationerna i markens  
fuktighet inom ett litet  
område : J. Virta fil. lic.
- 3F2 Om bestämning  
av den potentiella  
evapotranspiration : S. Mustonen tekn. lic.
- 3I1 Vandföringsmålinger  
med isotopfortyding  
i vandløb : P. Theodórsson mag. scient  
B. Árnason dipl. chem.  
S. Rist hydrolog
- 3N1 Enkle metoder til bruk  
under feltarbeide : J. Otnes fagsjef

Emne : 4. MEKANISERAT BEREKNING  
AV HYDROLOGISKA DATA

- 4N1 Maskinell databehandling  
ved hydrologisk avdeling  
NVE : I. Hagen statshydrolog
- 4S1 Olika grader av  
mekaniserat omhänder-  
tagande av hydrologiska  
observationer och  
registreringar : L. Raab statshydrolog

Emne : 5. STATISTISKE METODER  
I HYDROLOGIEN

- 5F1 Elektroniska data-  
maskiner och vårhög-  
vattenprognoserna  
i Finland : P. Mälkki bitr. hydrolog
- 5N1 Litt om maksimal-  
flommer og statistisk  
behandling av for-  
skjellige flomtyper : A. Tollan

Emne : 6. FORMIDLING AV HYDROLOGISKE  
DATA TIL OFFENTLIGHETEN  
OG SPESIALISTER

Ikke noe foredrag fremlagt

Emne : 7. SNÖSMÄLTNING OCH  
AVRINNING

- 7F1 Snötäcket i skogs-  
gläntor av olika  
storlek : Dr. M. Seppänen hydrolog
- 7F2 Snöackumulation och  
avrinning inom  
Peerajärv fjällområde : Dr. A. Sirén statshydrolog
- 7N1 Snöens akkumulasjon på  
Ålfotbreen 1963-64 : V. Karlén og G. Östrem
- 7S1 Undersökningar över  
snösmältning och av-  
rinning : A. Forsman statshydrolog
- 7S2 Mätning av snötäcket  
med radiometrisk  
metoder : Å. Fleetwood civilingenjör

Emne : 8. ISBÄRIGHET

- 8S1 Svenska isbärighets-  
undersökningar  
1959 - 1963 : M. Falkenmark byrådirektör
- 8S2 Om genomkörnings-  
olyckor på is : S. Fremling byrådirektör

Emne : 9. DIVERSE

- 9N1 Geohydrologisk aktivitet  
ved forskjellige  
institusjoner i Norge : Ö. Aars statshydrolog
- 9N2 Om bestemmelse av  
netto snömagasin i  
norske nedbørsfelt : A. Jakhelln avdelingssjef
- 9N3 Hydrologi -  
kulturteknikk : E. Harildstad dosent

## MÖTEREFERAT

Den 4 Nordiske Hydrologkonferanse ble holdt 10-15. august 1964 i Hagaskóli í Reykjavík. Konferansen ble åpnet av generaldirektør Jakob Gíslason som i sin tale (se appendiks) ønsket de utenlandske deltagere velkommen.

I slutten av talen opplyste han at hydrolog Sigurjón Rist ville lede konferansen.

Sigurjón Rist tok siden ordet og mintes den danske hydrolog Frode Ebert. De tilstedeværende reiste seg til hans ære. Rist orienterte kort om møtet og presenterte forberedelseskomitéen som foruten ham selv som formann bestod av Adda Bára Sigfúsdóttir og Guðmundur Pálmason. Videre fortalte han at Per Wendelbo, Adda Bára Sigfúsdóttir og Flosi Sigurðsson ville bli konferansens sekretærer. Han presenterte derefter Árni Þ. Arnason som ansvarlig for det praktiske arrangement og Magnús Jóhannsson som ville stå for lydbåndopptak og fremvisning av film og lysbilder. Rist understreket at arrangøren ikke har noe imot det økende antall av deltakere, men er opmerksom på at vi må bevare den livlige og intime diskusjonsmåte fra de foregående konferanser; veksle erfaringer, gi impulser og inspirasjon til nabolandene er konferansenes mål. Og tilslutt sa han: "Jeg håper at konferansen får en lett og behagelig rytme og at dere følger mottoet "ikke å tie hvis man har noe på hjertet".

### Formiddagsmøte mandag 10. august 1964

Ordstyrer: Allan Sirén

Emne: 1. ISLANDS HYDROLOGI

SIGURJÓN RIST gjorde rede for sitt foredrag 1I1 om Islands overflatehydrologi.

ADDA BÁRA SIGFÚSDÓTTIR ga et resymé av sitt foredrag 1I2 om nedbør og temperatur i Island.

GUÐMUNDUR KJARTANSSON kommenterte sitt innlegg 1I3: Geologiske betingelser for islandske flodtyper.

JÓN JÓNSSON holdt foredraget 1I7: Grundvatten och tektonik i nærheten av Reykjavík och Hafnarfjörður.

ANGERVO spurte hvilken erfaring man hadde med totalisatorer i Island og hvor ofte i året de ble inspisert.

SIRÉN bemerket at man ikke hadde gode erfaringer fra Finnland.

ADDA BÁRA SIGFÚSDÓTTIR svarte at man ikke hadde utført sammenligninger mellom totalisator og vanlig nedbørmåler i Island. Hun nevnte, at man i et vel definert avrinningsområde i nærheten av Þingvellir hadde forsøkt å finne forholdet mellom avrinning og nedbør målt i en rekke totalisatorer. Man kom ikke til tilfredstillende resultater, hvilket delvis kan skyldes terrengets meget uregelmessige relieff. Totalisatorene blir som regel inspisert to ganger i året eller oftere.

RIST sa snømålinger og nedbørmålinger i høylandet ikke så ut til å stemme godt.

TRYSELIUS nevnte at til og med små endringer i totalisatorens konstruksjon kunne medføre betydelige endringer i måleresultatet.

OTNES fortalte at det ikke var utført mange forsøk i Norge med å verifisere nedbørmålinger i totalisatorer. Han nevnte videre at man målte mer avløp enn nedbør i noen norske fjellområder, noen steder det dobbelte. Han trodde det samme kunne være tilfelle for eksempel i Nord-Island.

LUNDAGER JENSEN syntes det var hyggelig, at Adda Bára Sigfúsdóttir i sitt foredrag hadde satt opp de meteorologiske data på en måte som var av interesse for hydrologer, men ville ha foretrukket en annen definisjon av tørke. Men dette var et vanskelig spørsmål som burde diskuteres særskilt.

JAKHELLN mente totalisatorer ga tvilsomme resultater og sa at han ennå ikke hadde funnet en som så ut til å passe for Norge. Åpningen kunne delvis eller helt tillukkes under vanskelige værforhold med mindre man brukte oppvarming, men også det bød på store vanskeligheter:

S. ÞÓRARINSSON påpekte breenes store betydning for avrinningen i Island og særlig det forhold at breenes tilbakégang virker som ekstra tillegg til avløpet, noe som kunne forklare forskjell mellom nedbør og avløp.

FLOSI SIGURÐSSON fremhevet at ikke bare totalisatorer, men også vanlige nedbørmålere kunne gi tvilsomme resultater idet ikke en ubetydelig del av nedbøren i Island faller som snø under sterk vind. Han påpekte videre at når man sammenlignet nedbøren målt på noen få stasjoner med avrinningen over et stort område, måtte man være

oppmerksom på nedbørens store variasjon fra et sted til et annet. Man har således i nærheten av Reykjavík målt en 100% stigning av nedbøren på en strekning av 12 km.

HEICK spurte Jónsson om det ikke var problemer med forurensning av grunnvannet i Reykjavikområdet da grunnen var så permeabel.

JÓNSSON svarte at dette problem begynner å bli aktuelt. Det er nødvendig med tilsyn med kloakk, olje og bensin i nærheten av byens vannforsyningsområde.

AARS spør Jón Jónsson om forholdet mellom tilsig og avtapping, om saltinntrengning og om vannets alder i Reykjavikområdet.

JÓNSSON sier man ennå ikke har utført mange undersøkelser, men tror det er meget store vannmengder i grunnen.

GUSTAFSSON spør hvordan grunnvannstanden er i forhold til havets stand, videre om variasjoner i grunnvannstanden i løpet av året særlig i Reykjaviktraktene.

Han spør videre om vannets kjemiske sammensetning og om forandringer av denne.

JÓNSSON svarer man ikke har noen problem med saltinntrengning og at bunnen i de påtenkte borehull kommer til å ligge 2 m over havet.

ÞÓRODDUR SIGURÐSSON opplyser at faren for forurensning av olje er større her enn i andre skandinaviske land på grunn av utstrakte sprækkesystemer i vannforsyningsområdet. Om vannets kjemiske sammensetning kan man si at vannet er meget bløtt med en syregrad på mellom 7,5 og 8,5 og med 70-80 ppm av mineraler. Vannstanden i Gvendarbrönnene varierer 50-60 cm.

#### Ettermiddagsmøte mandag 10. august

Ordstyrer: Sigurjón Rist

Emne: 1. ISLANDS HYDROLOGI

JÓN EYÞÓRSSON gjorde kort rede for sitt foredrag 114 om breer og bremålinger.

Det ble vist film fra ekspedisjoner på Vatnajökull. Filmen der var tatt av Magnús Jóhannsson, viste bygging av hytte ved jökulranden samt fysiske målinger på breen.



S. ÞÓRARINSSON fortalte om 115 Jökulhlaup och deras taxering.  
Det ble vist lysbilder fra jökulhlaup og film om Islands høyland.

Emne: 2. MÁLING AV ISTRANSPORT I ELVER

K. WOLD gjorde rede for sitt innlegg 2N1 om produksjon, transport og oppsamling av is i Glomma.

FREMLING fortalte om isundersökkelser i Sverige og la frem kommentarer som følger vedlagt.

---

NYBRANT spør hvordan den første regulering i Glomma vassdraget var.

DEVIK svarer at den første regulering var slik at man öket tappingen raskt om hösten.

Ved det nye reglement gikk man med godt resultat over til en mer langsom ökning.

---

Efter mötet innböd landbruksminister Ingólfur Jónsson de utenlandske deltagere til middag.

Formiddagsmöte tisdag 11. august

Ordstyrer: Jakob Otnes

Emne: 2. MÅLING AV ISTRANSPORT I ELVER

ROEN kommenterte sitt foredrag 2N2 om isundersøkelser i et spesielt eksperimentområde i Forra-vassdraget og i kuldelaboratorium.

---

BERGE tilføyte noen bemerkninger til Roens foredrag og fortalte om de planer man har med forsøkene i Forra-vassdraget. Han poengterte at ett av siktepunktene med forsøkene både i Forra og kuldelaboratoriet var å få klarlagt sammenhengen mellom de hydrauliske og klimatologiske faktorer ved isdannelse i strømmende vann.

DEVIK ville i tillegg til det Berge sa, nevne at isnåler i vann ved 0°C (passiv blanding) oppfører seg som andre partikler i suspensjon, mens is i underkjølet vann (aktiv blanding) er av en annen karakter og et helt annet problem. Han sa videre at begge blandinger kunne undersøkes i kuldelaboratorium og at bare den siste blanding dannet bunnis.

ROEN sa man i laboratoriet hadde observert isdannelse på propellen i vannkanalen når vannet var underkjølt. Isen forsvant igjen við 0° C.

Emne: 8. ISBÆRIGHET.

FALKENMARK behandlet sitt innlegg 8S1 om isbærighetsundersøkelser gjort i Sverige 1959 - 1963.

FREMLING gjorde så rede for sitt innlegg 8S2 om gjennomkjøringsulykker på is.

---

BOE spør de svenske foredragsholdere om man har gjort noen sammenligning mellom bærigheten på ferskvannsis og på saltvannsis.

FALKENMARK svarer at man i U. S. A. har lagt stor interesse i studiet av havis på grunn av interessen for polarområdene og sier videre at disse studier har vært av havis, med relativ stor saltholdighet, mens man i Sverige er interessert i forholdene omkring den lave saltgehalt som forekommer langs Östersjøkysten. Man planerer egne undersøkelser i dette avseende.

ROEN bemerker til Falkenmarks foredrag at man her regner med sirkulær last og spør hvordan forholdene endres når lasten fordeles på fire hjul.

FALKENMARK svarer at den deformasjon isen får ved belastning i fire punkter beregnes gjennom superposisjon av deformasjonsområdene for hvert av hjulene. Deformasjonsfiguren blir derved stort sett den samme som ved sirkulærbelastning fra en sirkulær last motsvarende den omkring hjulene omskrevne sirkel, og at man derved kan regne med at spenningsfordelingen i de to tilfelle stort sett er den samme. Hun sa videre at i visse tilfelle kunne dog skjærspenningene i vertikal retning i belastningspunktene få betydning.

BANG refererte til at tidlig om våren fikk bruddet i isen samme form som lasten og spurte om dette intreffer samtidig med dannelsen av pipeis slik at man må kunne regne med at også folk i alminnelighet kan se at isen er svekket.

FALKENMARK svarte at vakens endrede form henger sammen med at isens "deformations- og hållfasthetsegenskaper ändras genom opplösningen av kristallfogarna". At stålisen blir pipig og at gråisen får konsistensen av grovkornig snö er en fölge af samme fenomen.

Emne: 3. NYE OBSERVASJONS- OG BEREGNINGSMETODER

OTNES omtalte kort sitt foredrag 3N1 og demonstrerte et enkelt og billig kulminasjonsmeter (Griffins flomrör).

---

Eftermiddagsmöte tisdag 11. august

Ordstyrer: Jakob Otnes

Emne: 3. NYE OBSERVASJONS- OG BEREGNINGSMETODER

VIRTA behandlet sitt foredrag 3F1 om bestemmelsen av variasjonene i markens fuktighet innenfor et lite område.

---

FORSMAN bemerket at forsökene har vært gjort i granskog og spurte hvilken jordart man hadde og om man hadde noen vanskelighet med å få ned rören. Videre spurte han om höyden av grunnvannet.

VIRTA svarte at man hadde brukt handbor og valgt målesteder med god jordart uten stener. Grunnvannet var i ca. 1 m dypde.

NYBRANT spør hvor stort volum integreres med apparatet.

VIRTA svarte at fabrikken oppgir en diameter på 30-60 cm.

---

MUSTONEN gjorde rede for sitt foredrag 3F2 om bestemmelsen av den potensielle evapotranspirasjon.

HEICK sier det Mustonen her har undersøkt har stor betydning i praktisk jordbruk og forteller at kunstig vanning tas mer og mer i bruk i Danmark. Man går ut fra den teori at det er full produksjon mens plantene bruker de første 50% av det maksimalt tilgjengelige vann, men derefter nedsettes produksjonen. I praksis har man ordnet det slik at jordbrukerne har fått bestemt sin jords vannkapasitet i mm. Rundt i distriktene er det satt opp en rekke fordampningsmålere og resultatet av målingene fra disse blir offentliggjort. Landmennene kan så ved hjelp av tallene fra sin regnmåler og fordampningen i distriktet samt sin jords vannkapasitet vite når de skal begynne vanningen. Det vil være når en er kommet til ca. 50% av vannkapasiteten. Heick sa videre at dette var praktisk hydrologi og spurte tilslutt om fordampningskoeffisienten skulle være 0,7 eller 0,8.

MUSTONEN svarer at amerikanerne regner med 0,7 for havet men at koeffisienten forandrer seg med årstiden og at man ennå har for lite forskning her.

OTNES sier at koeffisienten varierer med årstiden og også geografisk, den blir også forskjellig om flaten er lukket med netting eller fri.

KAITERA mente at Mustonens korrelasjoner var gode og av betydning for Norden. Han fremholdt viktigheten av at man kom til felles måle-metoder for Norden. Videre bemerket han at den potensielle evapotranspirasjon dannet et godt grunnlag for undersøkelser av den aktuelle evapotranspirasjon og spurte om Mustonen hadde prøvet å tegne kart over den potensielle evapotranspirasjon i Finland.

MUSTONEN svarte at stasjonene ennå var for få, men man håpet å kunne tegne kart om noen år når man hadde fått ti års observasjons-serier.

SIRÉN sa at problemet evapotranspirasjon ikke hadde vært så aktuelt i den alminnelige hydrologien, men at man nå arbeider med det både innen jordbrukshydrologien og den alm. hydrologi. Han understreket Kaiteras ord om betydningen av å komme til felles målemetoder i Norden. Behandling og plasering av karene kunne f.eks. lett influere på måleresultatene.

KAITERA bemerket i tilknytning til Siréns ord om at problemet potensiell evapotranspirasjon ikke hadde vært så aktuelt i den alm. hydrologi, at den potensielle evapotranspirasjon dannet det beste grunnlag når det gjalt undersøkelser over korte tidsrom.

HEICK sa at i Danmark hadde fordunstningskarene alle vært oppstillet på samme måte i de siste 30 år slik at feilen blir den samme. Vannet spiller avgjørende rolle for jordbruket og ved bruk av lebelter nedsetter man fordampningen, men lebeltene forbruker også vann. Kunne man utsette vanningen 2 dager ville dette øke mulighetene enormt for å få regn.

OTNES mente evapotranspirasjonen burde komme inn på Nordens program til den hydrologiske dekadé.

LUNDAGER JENSEN synes man i tabellen på side 12 i Mustonens foredrag burde fått den månedlige nedbør, først og fremst ut fra en landbruksteknisk interesse. Man kunne da ta differansen evapotranspirasjon-nedbør og for en bestemt jordart få en tørkestatistikk.

OTNES tilføyer at man må være klar over forskjellen mellom den potensielle evapotranspirasjon, det som optimalt kan fordunste, og den aktuelle evapotranspirasjon, det som virkelig blir borte.

HEICK understreket også viktigheten av å holde den potensielle evapotranspirasjon fra den aktuelle, men sa at som veiledning til jordbruket bruker man i Danmark den potensielle evapotranspirasjon.

FORSMAN spurte om koeffisienten i formelen for evapotranspirasjonen gjaldt for snødekket mark. Han bemerket at det kunne den dog ikke gjøre under snøsmeltingen.

KAITERA sier han i 1930 årene gjorde forsøk med transpirasjon fra snø og fant særlig ved snøsmeltingstider at når temperaturen steg da ble transpirasjonen mindre som betyr at kondensasjonen da var så stor



at det forminsket transpirasjonen. For den potensielle evapotranspirasjon må man anvende helt andre regler for sommer og vinter. Han synes det må være viktig også på vintertid å få bestemt den potensielle evapotranspirasjonen.

Emne: 1. ISLANDS HYDROLOGI

G. PÁLMASSON holder sitt foredrag 116 om den geotermiske aktivitet i Island.

RIST omtaler Pálmasons opplysning om at man i et borehull 10 km syd for Reykjavík hadde funnet at temperaturen ikke overskrider  $5^{\circ}\text{C}$  helt ned til 750 m dyp. Hvis en ser på området omkring, så viser det seg at i nærheten forsvinner vann fra en bekk ned i lavamarken, den nedgående strøm må bevirke den lave gradient ned til 750 m dyp. Området er helt uten overflateavrinning og derfor må vannet her sirkulere underjordisk ut til havet.

GUSTAFSSON spør hvilke trykk man kan ha i borehull i høytemperatur-områdene med en temperatur på  $230\text{-}240^{\circ}\text{C}$ .

PÁLMASSON: Når man lukker igjen dampgivende borehull, observerer man ofte et trykk på  $10\text{-}15\text{ kg/cm}^2$  ved munningen. Dette trykk avtar så etter hvert ned til ca.  $5\text{ kg/cm}^2$ .

---

Reykjavik fjernoppvarming arrangerte ekskursjon etter møtet.

Formiddagsmöte onsdag 12. august

Ordstyrer: F. Heick

Emne: 4. MEKANISERAT BEREKNING AV HYDROLOGISKA DATA

OTNES refererte Hagens foredrag 4N1 om maskinell databehandling ved hydrologisk avdeling, NVE.

FORSMAN sier det var interessant å høre om de norske erfaringer med vannføringskurver og spør om det er forsvarlig for naturlige vassdrag å bruke en parabolisk funksjon. Man har visse erfaringer for at det ikke er så bra i Sverige. Han sa videre at om kurven besto av to paraboliske segmenter måtte fem parametre bestemmes og at det da kunne være spørsmål om å bruke et polynom av femte orden i steden.

OTNES sier det Forsman var inne på er riktig. De fleste elver synes å ha et rettlinjert intervall i vannføringskurven omkring midlere vannstand og dette gjør at man med tilfredsstillende resultat kan bruke to parabler med en rett forbindelseslinje.

Han forklarer dette ved at en viss profil regulerer vannføringen i et visst intervall, men kommer man over dette vil en nedenforliggende profil bli den dominerende. Har en altså en trangere profil lenger nede vil den fra en viss høyde av stuve vannet tilbake og denne profilen blir da den bestemmende.

De norske erfaringer med paraboliske kurver er gode, muligvis er det mer komplisert å bruke polynom.

TRYSELIUS sier han er helt enig i forklaringen til Otnes og at man i Sverige har noen eksempler på at det utvetydig forholder seg slik. Videre advarer han mot ekstrapolasjon etter en rett linje av vannføringskurver tegnet på log.-papir da uregelmessighet i selve profilen gjør dette farlig.

ANGERVO kommer med et matematisk tillegg og forklarer at man kan klare seg med 5 konstanter til å forene de paraboliske former og det linjære stykket.

OTNES spør om svenskene har gått bort fra den paraboliske form for vannføringskurve.

TRYSELIUS bekrefter dette.

OTNES nevner at man er tvunget til ekstrapolering og at det er liten forskjell på de enkelte metoder her. Han sier man føler seg sikrere ved ekstrapolering nedad da man ofte kjenner sadelpunktet, nullpunktet.

LUNDAGER JENSEN spurte om de minste kvadraters metode var brukt på logaritmen til  $\Delta q$  og  $\Delta h$ .

OTNES svarer at den er brukt på logaritmen.

LUNDAGER JENSEN snakker om nedfor liggende profilers innflytelse på vannføringen og nevner tillslutt at log.-papiret er godt å ha når man bare har få målinger å holde seg til.

TRYSELIUS sier at ofte er det den øvre del av vannføringskurvene det er viktig å ha kjennskap til, for eksempel ved prosjektering av broer og liknende, og at man da ikke har noen objektiv metode å bruke, men må fuske eller gjette seg frem. I Sverige tar man da til hjelp erfaringer fra vassdrag med godt bestemt øvre register. Ekstrapolasjonen har vist seg bli bedre på denne måten.

SIRÉN mener man kan holde på med dette problem i mange konferanser. Han var overrasket over å høre at man i Norge for isreduksjonene har fått gode korrelasjoner med det meteorologiske materialet og data fra andre vassdrag. Han mente dette måtte være vanskelig siden Norge er så langstrakt. Han hadde vanskelig for å tro maskinen kunne utføre isreduksjon tilfredstillende og bemerket at vannføringskurven man får etter isreduksjon jo ikke er regelbundet.

RIST påpeker vanskeligheten med å få limnigrafmålingene overført til datamaskinene og at Pencil Follower ville være nyttig her. Han nevnte at en annen mulighet var automatisk punching av vannstandsdata ved vannmålerne, men da må man være oppmerksom på at ved avløpsmerker er det nødvendig å korrigere for eventuelle isdannelser.

OTNES bemerket at man selvsagt ikke kan få isreduksjonen bedre enn det materiale man har å sammenligne med. Man må beregne korrelasjonskoeffisienter som tilsier hvilke steder man kan bruke til sammenligning. Maskinene vil kunne ta flere forhold under betraktning og regne så mye fortere enn oss, så det skulle kunne gi bedre resultater.

RIST bemerket at netopp det at man ofte ikke kunne sammenligne elver som lå nær hverandre, hadde ført til at man i Island opererte med tre elvetyper. Man må ta isreduksjon i drag-elver for seg, og lindakelver for seg o. s. v.

NORDNES ville i forbindelse med Siréns innlegg gjøre oppmerksom på at det meteorologiske og hydrologiske materiale som var benyttet ved korreksjonsanalyser for beregning av isreduksjonen refererte seg til nærliggende stasjoner. Områder med forskjellig klimatisk karakter var holdt adskilt.

---

RAAB gjorde rede for sitt innlegg 4S1. Olika grader av mekaniserat omhändertagande av hydrologiska observationer och registreringar. Han ville gjerne höre om databehandling i de andre nordiske land.

OTNES sa det Raab behandlet var interessant og at man ved SMHI må ha lagt ned stort arbeid i "digital recorders". Dette system må være av stor betydning når det er mange forskjellige fysiske størrelser å måle. Han spurte om man skulle gå over til å bruke dette forholdsvis kompliserte apparat i felten ved vanlige målinger av vannstand o. s. v. og uttalte frykt for at disse instrumenter var for vanskelig for det uövete mannskap man nu har. Han sa videre at alle hadde noen maskinprogram utarbeidet og at i Norden måtte man kunne hjelpe hverandre her og utveksle programmer. Videre kunne man standardisere noe av publiseringen av data tabellverk og lignende.

GUSTAFSSON ville ha en nærmere utredning av punkt 3 side 2 i foredraget hvor det står at om observatör mangler kan den batteridrevne mekaniske hullremsen lemplig anvendes og spurte videre hvordan stansingen foregikk.

RAAB fortalte at instrumentet gir data på hullremse som kan gå opp til 6 måneder og at man derfor kan regne med at det blir betjent fra hovedkontoret. Instrumentet er nyanskaffet og har vært i bruk ved Hammarbyslussen ved Stockholm. Man har bearbejdet materialet ved hjelp av et oversettelsesutstyr som gir en ny hullremse. På denne remse får man visse resultater i klar tekst uten bruk av datamaskin.

GUSTAFSSON spør hvordan man overfører vannstandsdata til hullremse.

RAAB svarer at apparatet består av et stativ med en aksel og et hjul hvorover henger tråd til flottören og til motloppet. Videre sitter på akselen to kodete hjul, hver forsynt med 9 forskjellige konsentriske koderinger arrangert etter et visst system. Dette motsvarer de 18 hull på hullremsen. Når så remsen passerer over hjulene slår en klaff til og hullene stanses tilsvarende de stillinger ringene har.

GUSTAFSSON spør hva et slikt apparat kan koste.

NYBRANT svarer at det koster ca. 4.500 Sv.kr. og at man først kjøpte et par stykker fra Amerika og at de har vist seg å fungere meget bra. Han tilføyer at de egentlig var anskaffet for vannstandsregistreringer, men at de har flere anvendelsesområder, for eksempel kan man registrere lufttemperatur og vanntemperatur. Til og med mer kompliserte strømmålinger har vi tenkt på å overføre ved denne apparaturen.

---

#### Emne: 5. STATISTISKE METODER I HYDROLOGIEN

AARS refererer Tollans foredrag 5N1 om maksimalflommer og statistisk behandling av forskjellige flomtyper. Han omtalte videre et instrument til avlesning av vannstand ved vannmerker, konstruert av tidligere justerdirektør dr. Falk og utalte at det var anledning til å se det på møtestedet.

LUNDAGER JENSEN sier at man hadde brukt en logaritmisk normalfordelingskurve for å uttrykke overskridelsessannsynligheten for flom av forskjellig art og ved bruken av slike fordelingsformler må det også bli spørsmål om å gjøre en eller annen utjevning. Vi så høstflommen gikk hen og ble større enn maksimalflommen og der må det ha vært problem med utjevning. Han spør så hvilke uttrykk man bruker for det man kanskje kunne kalle den observerte overskridelseshyppighet.

ØTNES sier at utjevningsformelen har to ledd. I det første innfører man de gaussiske konstanter for hvilken sannsynlighet man vil ha, forutsatt at det er en normal fordeling, og i det andre leddet kommer skjevhetkoeffisienten inn med pluss eller minus etter som skjevheten er positiv eller negativ. Han sier videre at vårflommene er i middel de største, men de aller største flommer man har i Norge er dog høstflommer, det vil si regnflommer. Dette kan ha bevirket at kurven for høstflommer har gått over kurven for maksimalflommer.

Eftermiddagsmöte onsdag 12. august

Ordstyrer: A. Sirén

Emne: 5. STATISTISKE METODER I HYDROLOGIEN

MÄLKKI gjorde rede for sitt foredrag 5F1 om elektroniske datamaskiner og vårhöyvnansprognosene i Finland.

TRYSELIUS sa at man i Sverige hadde gjort prognoser i denne stil og hevdet at man må se nøye på resultatet når flere faktorer bringes inn selvom man matematisk har større korrelasjon desto flere parametre man bruker.

Han spurte videre om observasjonsperiodens varighet.

MÄLKKI sa det dreiet seg om en 30 års periode.

---

Emne: 9 DIVERSE

AARS holdt sitt foredrag 9N1 om den geohydrologiske aktivitet ved forskjellige institusjoner i Norge.

Videre gjorde han spesielt rede for Vassdragsvesenets virksomhet og nevnte da blandt annet undersøkelser av grunnvann i nærheten av elver. Han ville gjerne høre om forholdene i de andre nordiske land.

SIRÉN bemerket at han hadde inntrykk av at grunnvannsundersøkelsene er sporadiske i Norden.

NYBRANT uttalte at i Sverige er det Sveriges Geologiska Undersökning som skal stå for grunnvannsundersøkelser, men en mengde observasjoner lå hos private og kommuner. Før drev Lunds Universitets Geologiska Institusjon intensive undersøkelser.

GUSTAFSSON opplyste at grunnvannsundersøkelser i Sverige er dårlig organisert. Videre nevnte han at man behövet særlig lange observasjonsserier og spurte om man i de andre landene hadde slike serier.

AARS fortalte at man i Norge har enkelte serier på 10-15 år.

LUNDAGER JENSEN opplyste at Danmarks Geologiske Undersøgelse har observasjonsrekker på 10-15 år. I København har man observasjoner som går tilbake til århundreskiftet, men deres verdi er diskutabel på grunn av innflytelse av bebyggelsen. Forskjellige institusjoner utfører arbeid på dette område, men det er ikke koordinert.

RIST påpekte at varmtvannet var det grunnvannsfenomen som hadde størst interesse i Island idet man ennå har forholdsvis små vanskeligheter med forsyning av kaldt vann.

Forskjellige grunnvannsundersøkelser utføres av varmtvannsforskere. Man har enkelte observasjonsserier på 5-6 år.

SIRÉN sa man også i Finland savnet koordinering av arbeidet og håpet at dekadens som har grunnvann på programmet vil gi mer liv på dette felt.

OTNES sa at det var tydelig at institusjoner i Norden sitter inne med en god del opplysninger, men muligens ikke i den form hydrologene ønsker. Han sa videre at vi må ta oss av grunnvannsforskningen for å få helhet i vannets sirkulasjon og at dette vil ha betydning ved prognosering av tilsig fra grunnvannet i lavvannsperioder. Det er viktig å empirisk vel å finne relasjonen mellom grunnvannsstand og avsiget. ,Grunnvann kunne eventuelt bli et av hovedpunktene på neste konferanse.

GUSTAFSSON fremhevet viktigheten av å ta grunnvann og markens vannkapasitet inn i beregningene da de har stor utjevnings- og magasineringseffekt i likhet med snøen.

NORDNES sa det fra kraftverkenes synspunkt er viktig med grunnvannsbrønner da man kan bruke grunnvannsstanden som indikator for tilløpet ved utarbeidelse av prognoser.

---

HARILDSTAD holdt sitt foredrag 9N3 om hydrologi og kulturteknikk.

BOE spurte om størrelsen av hullene på de av Harildstad omtalte dreneringsrør.

HARILDSTAD svarte at lengden var 20 mm.

Ekskursjon torsdag 13. august

Statens elektrisitetsvesen arrangerte en ekskursjon til Þjórsá og kraftverkene ved Sog. Under ekskursjonen gjorde P. Theodórsson og B. Árnason rede for foredraget 3I1 om vannføringsmålinger med isotopfortynning i vannløp. Deltagerne overvar begynnelsen av en måling med denne metode av vannføringen i Þjórsá.

Vidare gjorde R. Þorláksson rede for de planer man har hatt om et stort kraftverk med inntak ovenfor Tröllkonuhlaup í Þjórsá og Steingrímur Jónsson orienterte om kraftverkene ved Sog. Ekskursjonen avsluttedes i Valhalla på Þingvellir hvor styrelsen for kraftverkene innbød til middag.



Formiddagsmöte fredag 14. august

Ordstyrer: G. NYBRANT

Emne: 7. SNÖSMALTNING OCH AVRINNING

FORSMAN refererte kort sitt innlegg 7S1 om undersøkelser over snösmeltning og avrinning.

Han spurte til slutt om det de tilstedeværende kjente til målinger av maksimumintensitet i snösmeltningen.

JAKHELLN spurte Forsman om ikke vindhastigheten burde gå inn i temperaturindeksen. Han tvilte på at det i alminnelighet kunne være to maksima i den daglige avsmeltning og spurte om man i litteraturen har eksempler på dette.

Videre innvendte han at 4 vektprosent bundet vann var lite i forhold til tidligere publiserte tall.

FORSMAN svarte at han på side 10 bare hadde satt opp et eksempel, men man hadde mange andre eksempler på to maksima.

Han sa at de 4 vektprosent er det som bindes kapillært og at der man har fått større verdier har ikke avrinningen vært fri. Videre sa han at indeksene i korrelasjonsregningene ikke er uavhengige. Vinden er usikkert målt og derfor er det tvilsomt å ta den inn i dagsgradene.

JAKHELLN fremhevet vindens virkning på avsmeltningen og trodde det ville gi bedre resultat å ta den med i temperaturleddet.

DEVIK påpekte at målingene er gjort i skogsterreng og at vinden derfor har liten innflytelse på temperaturindeksen. På åpen mark ville forholdet vært anderledes.

SIRÉN fremhevet undersøkelsens store betydning og Forsmans store arbeid. Han fortalte at man i alminnelighet regnet med omtrent 30 mm avsmeltning per dag som maksimum, men på åpen mark kunne man dog få større tall. Han nevnte videre vindens betydning for avsmeltning og avdunstning.

FREMLING nevnte at kapillariteten har stor betydning og fortalte om et "Snow kill powder" som har den egenskap at den öker avsmeltningen uten å ha en smeltepunktnedsettende virkning.

FORSMAN fremhevet at spørsmålet er komplisert. Man har ikke bare kapillareffekt, vann bindes også på krystallene.

RIST fortalte at vinden flytter sand indover jöklene. Det ville være av interesse å vite hvor tett med sand det skal være for at man skal få maksimal avsmelting og hvor tykt sanddekket må være for at det skal virke isolerende. Det ville være av betydning hvis man under dekaden kunne komme frem til lempelige koeffisienter mellom meteorologiske faktorer og smelting.

NYBRANT sa at når sand strös på veier i uregelmessige mengder så er avsmeltingen størst på de steder der sandkornene ikke helt dekker snöen.

---

SEPPÄNEN refererte sitt foredrag 7F1 om snötacket i skogsgläntor av olika storlek.

NYBRANT spurte om skogsgläntornas diametre og om hvordan de er bestemt.

SIRÉN svarte at hver observatör angir störrelsen på öyemål og at man hadde kunnet bruke et omfattende, gammelt materiale i undersökelsene.

---

Ordstyreren ga ordet fritt også for diskusjon av emner som ikke var ferdig diskutert på tidligere mötedager.

BAUMANN snakket om grunnvannsundersökelse og håpet man kunne få vite mer om grunnvannstilsiget i lavvannsperioder.

Han snakket videre om prognosering av vårsmeltingens begynnelse og spurte så om undersökelse av forbindelsen mellom vårens komme i Skåne og i N-Sverige var blitt fortsatt.

TRYSELIUS sa han ikke visste hvordan det nå står til med undersökelsene, men de ser ikke ut til å ha fört frem. Han sier at selv om middeltall viser regelmessig geografisk forskyvning av vårsmeltingen, så er forholdene i enkelte år meget forskjellige.

KAITERA opplyste at han hadde undersøkt snömengder og avsmelting på åkrer og i forskjellige typer av skog og funnet at vinden kunne gjøre store forskjeller. Han fortalte videre at man for hjelp til prognosering av vårens komme hadde definert en nulltid, det var ved den tid da 80-90 prosent av snöen var borte fra åkrene. Da er snö-

smeltningen størst og denne tid har man kunnet bestemme på tre dager nær. Denne nulltid er til stor hjelp når man gjør sammenligninger mellom N- og S-Finnland.

NYBRANT föyet noen kompletterende ord til Tryselius opplysninger om arbeid med prognosering av vårens komme i N-Sverige på grunnlag av data fra S-Sverige. En nu avdöd ingeniör hadde utfört et arbeide på dette område og fått gode korrelasjoner. Han visste ikke om Vattenfallsstyrelsen hadde fortsatt dette arbeid.

BERGSTRÖM opplyste at Vattenfallsstyrelsen ikke hadde utfört noe systematisk arbeid på dette felt.

TRYSELIUS refererte til Kaiteras innlegg om snöfriheten på åkrer og fortalte at han hadde med dårlig resultat prøvd å korrelere den tid de fleste meteorologiske stasjoner rapporterer snöfritt med vårflommens begynnelse. Riktignok var det slik at vårflommen kom först efter at de aller fleste meteorologiske stasjoner hadde rapportert snöfritt, men i enkelte år kom den like efter, mens den i andre år kunne komme först en måned senere.

OTNES bemerket i tilknytning til Baumann og Tryselius at korrelasjon av middeltall kan være farlig hvis man glemmer den fysikalske bakgrunn for tallene. Det er klart at vårflom bör inntre för i syd enn i nord, men noen ganger kan det være omvendt. Han fremholdt så at man til hjelp i prognoseringen må samråde seg med meteorologene og håpe på at de gjør fremskritt i langtidsvarsling.

KAITERA fortalte at i små vassdrag korresponderer nulltiden til maksimumavrinning. Både i skog og på åkrer smelter omtrent 95% av snöen bort på 1 måned, mens ca. 50% smelter på 5 dager. Dette gjelder omtrent like godt i N- og S-Finnland.

NYBRANT fremhevet at det for kraftverkene er viktig å bestemme tidspunktet for vårflommene og at hydrologene ennu er til liten nytte her, men at kraftverkene foretrekker en viss pekepinn fremfor ingen.

FLEETWOOD presenterte så sitt foredrag 7S2 Mätning av snötacket med radiometriske metoder. Han fortalte at mens vanlige snømålinger tar 3-4 dager, kan man ved denne metode gjøre målingene på 1/2 dag.

OTNES spør hva en slik apparatur kan koste.

FLEETWOOD svarte at utrustningen de hadde arbeidet med kostet ca. 20.000 Sv.kr.

NYBRANT uttalte at apparatur bygget på denne metode vel ikke var godt egnet til målinger av tynt snødekke.

---

Eftermiddagsmøte fredag 14. august

Ordfører: G. Nybrant

Emne: 7. SNÖSMELTING OCH AVRINNING

OTNES presenterte Karlén og Östrem's foredrag 7N1 om snöens akkumulasjon på Ålfotbreen 1963-1964.

RIST bemerket at man støter på forskjellige vanskeligheter når man skal lage brekart. Den beste metode er å bruke flyfoto, men det er vanskelig å si hva som er bre og hva som er fonn og breene kan desuten være delvis dekket av sand. Han understreket breenes viktighet i vannhusholdningen.

OTNES var enig i at det alltid vil være tvil når man skal analysere et flyfotografi, om hva som kan sies å være bre og hva som er snöfonn. Men har man et godt flyfoto, tatt på riktig tid, skulle man kunne se forskjell mellom lys snö og den mørkere is. Han nevnte at de norske topografiske kartene ikke hadde vært til hjelp her.

RIST diskuterte om undersökelse av breer med henblikk på brekart og vannhusholdning ikke burde komme inn under dekadens program.

---

SIRÉN gjorde rede for sitt foredrag 7F2 om snöakkumulasjon og avrinning innen Peerajärvi fjellområde.

NYBRANT sa han var glad for at dette arbeid vil fortsette under dekadene.

OTNES uttalte også sin fornøyelse over å höre Sirén si at undersøkelserne vil pågå forhåpentligvis under hele dekadene. Disse undersøkelser er av stor betydning for oss siden området ligger nær Norge. Det er særlig nedbøren i slike fjellområder som det er vanskelig å få målt. Man kan muligens få folk som bor der om sommeren til å gjøre nedbørmålinger og så ta snøtakseringene til hjelp om vinteren. Resultatet kunne så jevnføres med data fra en nærliggende værstasjon.

SIRÉN opplyste at man ikke hadde noen bebyggelse i området og at den nærmeste værstasjon ligger under litt andre forhold.

NYBRANT spurte Sirén om solskinsregistreringer fra Kilpisjärvi skulle kunne la seg overføre til dette område.

SIRÉN svarte man sikkert kunne trekke paralleller mellom målinger i de to områdene, men at værforholdene ofte var forskjellige.

RIST spurte hvor langt det er fra bebyggelse til de mest avsidesliggende hydrologiske stasjoner i de andre nordiske land.

SIRÉN svarte at i dette tilfellet bor observatøren 30 km fra limnigrafen.

OTNES opplyste at man i Norge hadde observatører som måtte bruke 2 dager til reisen.

RIST sa det er omtrent det samme i Island.

TRYSELIUS nevnte at det i Sverige fins limnigrafer som har halvt års registrering og som man betjener med fly.

---

## Emne: 9. SNÖMAGASIN

JAKHELLN holdt sitt foredrag 9N2 om bestemmelse av nettosnömagasinet i norske nedbørsfelt.

TRYSELIUS påpekte at hensikten med snøakkumuleringskart er prognose av vårflom. I S-Sverige bygger man prognosene direkte på snøtaksering, men i N-Sverige er dette vanskelig og man beregner derfor akkumulasjonen som differens mellom nedbør og avrinning. Man lager prognoser hver måned for 30 viktige steder.

OTNES nevner at man nå arbeider med kart som gir netto snøoversikt, men at man ved siden av dette vil fortsette med de vanlige snøtakseringer som mest blir utført av brukseierforeningene og kraftselskapene. Han omtalte så et forsøk med å bestemme snødybde med hjelp av flyfotografering av staker med tydelig malte plater med faste mellomrom. Man vil også foreta vanlig snøtaksering ved noen av stakene. Imidlertid er dette forsøk i sin begynnelse.

A. B. SIGFÚSDÓTTIR takket Jakhelln og sa det var interessant å høre hvordan man laget snøakkumuleringskart i Norge. Hun fortalte at det var vanskelig å holde rede på snøakkumulasjonen i Island. Videre spurte hun om fordunstning og fordunstningsmålinger i Norge og om fordunstningens årlige variasjon.

JAKHELLN sier man i Norge har så liten fordunstning om vinteren at man kan se bort fra den og at man forutsetter en årlig variasjon som gir hele fordunstningen på våren og sommeren. Videre sier han at det ikke har vært gjort målinger av fordunstningen, men at man har fått rimelige verdier ved indirekte beregninger på grunnlag av nedbør og avløp. Man regner med en årlig fordunstning på opptil 400 mm på Sørkysten, kanskje en 200 mm i 7-800 m høyde og 100-150 mm i høyfjellet og i landets nordligste deler.

SIRÉN sier man i Finland ikke kan bruke den metode Jakhelln beskriver da grunnvannstilslaget der er av stor betydning og meget vanskelig å bestemme. Han opplyste at på 17 utvalgte steder foretok man snømålinger ved hjelp av et stort antall staker. Dette er anstrengelser man må gjøre for å få et tilfredsstillende resultat når det gjelder snøakkumulasjonen.

OTNES opplyste som svar på A. B. Sigfúsdóttirs forespørsel at Sögnens beregninger av fordunstning bygget på snøtaksering, nedbør- og avrinningsmålinger. Han gjorde rede for Sögnens fremgangsmåte i detalj.

Formiddagsmöte lördag 15. august

Ordstyrer: J. Otnes

Emne: 9. DIVERSE

SIRÉN meddelte at han hadde fått i oppdrag å fremføre Finnlands innbydelse til den femte nordiske hydrologkonferanse. Vi holder nettopp i dag på å avslutte en mønsterkongress og vi i Finland vil gjøre vårt beste til å følge det gode eksempel som Island har gitt. Tilslutt uttrykte Sirén et ønske om at den femte nordiske hydrologkonferanse også ville få et godt og resultatrikt forløp og at gjestene fra de andre nordiske land ville komme til å trives.

OTNES takket Sirén for innbydelsen til den neste hydrologkonferanse i 1967 og uttalte et ønske om at man i god tid ble underrettet om møtetid og at foredragene ville bli distribuert på forhånd som før denne konferanse.

Han meddelte videre at resultatet av vannføringsmålingen utført under ekskursionsjonen torsdag med bruk av isotopen J-131 var 426 kl/s mens limnigrafen ga 419 kl/s.

NYBRANT spurte om Finland tenkte på en lignende ordning som den man hadde hatt med et forberedende programmöte til konferansen.

SIRÉN svarte at man fra finsk side sannsynlig ville ta initiativet til et forberedende møte som det vi hadde i Stockholm før denne kongressen.

LUNDAGER JENSEN diskuterte nedbørmålinger og avløp fra bebyggede områder. Han spurte om man hadde arbeidet med dette problem som hydrologisk oppgave i de andre nordiske land. Han opplyste at det var dårlig med hensiktsmessig nedbørstatistikk i Danmark.

ERNFORS svarte at man nylig hadde hatt dette problem oppe i Sverige og uttalte at det ville være bra om dette lite undersøkte spørsmål kunne bli behandlet ved en senere anledning.

JAKHELLN sa at spørsmålet om registrering av nedbøren for kloakkdimensjonering har vært oppe flere ganger og at man stadig hyppigere har fått forespørsler om disse tingene.

Han opplyste videre at man nedsatte et utvalg for et par år siden som skulle sette opp en plan for øket registrering av nedbøren slik at de steder som skal anlegge kloakker skulle ha et statistisk materiale

når den tiden kommer. Meteorologisk Institutt har bare i drift 7-8 registrerende nedbørmålere. Registreringene har ikke vært brukt for slik statistikk. Man mener at det er nødvendig å komme frem til et hendig instrument som ikke er for dyrt og som registrerer i en form som er egnet for maskinell databehandling. Det har vært på tale å installere 100 nye instrumenter.

KAITERA syntes dette problem var meget viktig og at det ved planering av kloakkanlegg finnes ganske få opplysninger om hvor stor kapasiteten skal være. Han nevnte videre at man i de enkelte land har hatt forskjellige fordringer til vannets renhet. For eksempel anvender man i Tyskland utspedningsgrad 1:20 når man må begynne biologisk rensning, mens samme grad i England er 1:150.

F. H. SIGURÐSSON opplyste at dette problem var lite undersøkt i Island. I Reykjavik hadde man en pluviograf og i byens umiddelbare nærhet har man opprettet 10 nedbørstasjoner med henblikk på byens ekspansjon i fremtiden. Han nevnte at den største fare for oversvømmelse i byens dreneringssystem hadde man når det var sterkt regn samtidig med avsmeltning av snø på frosset mark.

OTNES bemerket at dette problem eventuelt burde tas opp på en senere konferanse da det så ut til å interessere hele Norden.

LUNDAGER JENSEN nevnte at man i Danmark arbeidet med avløpskoeffisienter som var forskjellige for f. eks. gater og haver. Disse koeffisienter kunne være riktige for kortvarig regn, men antagelig tvilsomme når man hadde langvarig regn eller frosset mark.

JAKHELLN sier dette problem vil presse seg på og at det er viktig å behandle det så tidlig som mulig.

BERGE nevner at problemet slik Lundager Jensen fremstilte det i stor utstrekning er et hydraulisk problem. Man har behandlet det i U. S. A., og det var oppe på et internasjonalt møte i Jugoslavia i 1961.



## Emne: DEN HYDROLOGISKE DEKADE

FORSMAN holdt et innledende foredrag om den hydrologiske dekada og omtalte bakgrunnen for UNESCO's virksomhet på dette område.

Han opplyste at idéen ble diskutert i April 1961 på et symposium som var organisert av internasjonale assosiasjoner for vitenskapelig hydrologi og UNESCO. Saken ble siden behandlet av UNESCO som arrangerte første forberedende møte i 1962 der programmet ble diskutert i grove trekk.

Efter at UNESCO's generalforsamling hadde vedtatt å ta seg av dette program arrangertes det et nytt forberedende møte i mai 1963 i Paris. Der ble det presentert et preliminært program for en internasjonal hydrologisk tiårsperiode. Det deltok representanter for 47 stater.

På den Internasjonale Union for Geodesi og Geofysikk's trettende generalforsamling i Berkeley i august 1963 rettet man spesielt oppmerksomheten på det vitenskapelige programmet under dekadens og man forutsatte at IASH, den Internasjonale Assosiasjonen for Vitenskapelig Hydrologi, skulle spille en fremtredende rolle under dekadens som rådgiver i forbindelse med andre vitenskapelige unioner.

Det er flere av FN's organisasjoner som bidrar til dekadens.

WMO vil således utarbeide normer for hydrologiske målinger og observasjoner og IAEA kommer til å bistå med målinger med radioaktive stoffer, FAO og FN's egen bistandsvirksomhet kommer til å hjelpe med hydrologiske observasjonsnett i økonomisk underutviklede land.

Det seneste møtet organisert av UNESCO var i april i år og da ble dekadeprogrammet fastlagt. I dette møte deltok representanter for 50 medlemsstater fra alle verdensdeler og 15 FN organ og internasjonale vitenskapelige organisasjoner var representert.

De viktigste resultater og bestemmelser fra møtet kan sammenfattes slik:

1. Det ble fastsatt et program for internasjonal hydrologisk forskning og bestemt at virksomheten skulle drives på global, regional og nasjonal basis under en ti års periode som skulle begynne 1. januar 1965.

2. For programmets gjennomføring ble det opprettet et samordnende råd innen UNESCO som skal bestå av atten medlemsstater som velges av UNESCO's generalforsamling for en tid av 2 år.

Dessuten deltar i dette råd som rådgivere et antall FN organ og vitenskapelige organisasjoner.

3. Innen medlemsstatene skal det opprettes nasjonale dekadekomitéer. Deres oppgave er å samordne virksomheten innen landet og å være kontaktorgan med UNESCO's samordnende råd.

4. UNESCO's egen oppgave består i å holde et sekretariat for den hydrologiske dekadene og å bidra til spredning av informasjon om pågående og avsluttede forskningsprosjekt. Den skal fremme utdannelsen av hydrologer og i visse tilfelle yde direkte bistand til underutviklede land.

5. Dekadeprogrammet omfatter undersøkelser over vannbalansen, det naturlige vanns kvalitet, erosjon, transport og deponisjon av sediment og tilslutt effekten av den menneskelige virksomhet på de hydrologiske prosessene. Programmet er blitt oppdelt i 3 punkter. Den første er innsamling av grunnleggende standardiserte observasjonsdata og man forutsetter at alle land kan delta her. Punkt to er studier av vannets forekomst og av vannbalansen på nasjonal, regional og global basis, og man anser at de fleste kan delta under dette punkt. Tilslutt er punkt tre hydrologisk forskning og innsamling av spesialdata og man regner med at det hovedsakelig er de mer utviklede land som deltar her.

6. For programmets gjennomføring forutsetter man en viss støttende virksomhet, internasjonal utveksling av observasjoner, informasjon om forskningsprosjekt, symposier om spesielle vitenskapelige problem, gjensidige studiebesøk av forskere og støtte til utdanning av hydrologer.

7. Når det gjelder innsamling av observasjonsdata så er det meningen at man skal fastsette i store trekk hvilken tetthet som er ønskelig på observasjonsnett av henholdsvis overflatevanns- og nedbørsstasjoner. Det legges vekt på grunnvannsobservasjoner, men organisert stasjonsnett savnes i de fleste land. Under dekadene vil man prøve å fremme opprettelsen av nye grunnvannsstasjoner.

8. Innsamling av observasjoner og hydrologiske målinger bør organiseres rundt 4 ulike typer av stasjoner eller områder. Den første er de såkalte hydrologiske dekadestasjoner. Der tenker man seg først og fremst observasjoner over nedbør og vannføring, men også andre hydrologiske observasjoner kan bli aktuelle. Det viktige er at målinger utføres etter internasjonalt fastsatte normer og at resultatene publiseres. Dekadestasjonene bør legges til områder der ingen større inngrep gjøres i naturen. I de mer utviklede land kan man regne med at man kommer

til å velge ut et antall allerede eksisterende stasjoner og kalle dem for dekadestasjoner. Videre har man referensstasjoner eller referensområder (bench mark stations). Dette er stasjoner som gir opplysninger om langtidsvariasjoner i de hydrologiske elementer.

Ved disse skal observasjonene pågå selv etter dekadene. Man regner med at et meget lite antall slike stasjoner kan etableres i verden. Det er mulig at man kan innrette en i Sverige. Det er kanskje bedre på Island da det gjelder å få tak i et område hvor den menneskelige virksomhet ikke kommer til å gripe inn i de hydrologiske prosessene. Den tredje typen er de såkalte representative områdene der vannhusholdningen skal studeres i forbindelse med sediment transport og vannets fysikalske og kjemiske kvalitet. Slike områder bør opprettes for ulike typer av geologi, topografi og vegetasjon. Den siste typen er eksperimentområder. Disse kan deles i to hvorav den ene er slike områder der virkningen av den menneskelige inngripen studeres og da må man ha et urørt kontrollområde i nærheten. Den andre typen av eksperimentområder er slike hvor man utprøver nye målemetoder.

9. Det anbefales at bearbeidelsen av allerede eksisterende hydrologiske observasjoner blir utført under perioden 1965-1966. Resultatene bør fremlegges i form av kart eller tabellverk på et tidlig stadium av dekadene. De data som dette gjelder er nedbør, avrinning, grunnvannsforholdene, markfuktighet, avdunstning, oppgaver over sjøer, snø, is og breer, sedimenttransport og vannets fysikalske og kjemiske egenskaper.

10. Om den hydrologiske forskningen uttalte møtet at det er innlysende at ethvert forskningsprosjekt innenfor den hydrologiske dekadens ramme er verdifull, men at det var visse prosjekt som særskilt burde fremholdes. Disse henføres til følgende rubrikker:

I. Forskning som berører hydrologiske prosesser:

1. Forskning innen grensesonen luft - mark (nedbør, avdunstning og markfuktighet).
2. Forskning berørende overflateavrinningen.
3. Grunnvann, dets forekomst og bevegelse.
4. Hydrodynamiske og termodynamiske problem i sjøer og vannmagasin.
5. Geomorfologiske og geokronologiske problem (produksjon og transport av sediment) paleohydrologi, morfologiske problem i forbindelse med elvemunninger og kyster.

6. Forskning av snö, is, permafrost og isbreer.
7. Vannets geokjemi.
8. Effekten av den menneskelige virksomhet på de hydrologiske prosessene.

II. Metodologiske forskningsprosjekt:

1. Moderne databehandling.
2. Hydrologiske prognoser.
3. Eksperimentområder.
4. Anvendelse av radioaktive isotoper.

11. De nasjonale dekadekomitéene skal se til at observasjonsdata både fra tiden før dekadene og data som innsamles under dekadene samles og holdes tilgjengelig. Videre skal de utarbeide og fastsette dekadeprogrammet for landet og planlegge det regionale og internasjonale samarbeidet. De skal være kontaktorgan for UNESCO's samordnende råd. I dekadekomitéene bør det inngå representanter fra statlige institusjoner og universitets- og høyskoleinstitutter som har tilknytning til hydrologi.

---

I slutten av sin tale fremhevet Forsman at Norden danner en naturlig region og at man på denne konferanse hadde anledning til å diskutere nærmere det regionale nordiske samarbeidet.

---

OTNES etterlyste et kort innlegg fra hvert land om de nasjonale forberedelser.

NYBRANT sa det forberedende arbeid til dekadene kom relativt sent i gang i Sverige. I slutten av januar vendte kongen seg til seksjonen for vitenskapelig hydrologi og ba om forslag for Sveriges deltagelse i dekadene. Seksjonen fikk en funksjon motsvarende en nasjonalkomitées. Seksjonen for vitenskapelig hydrologi er sammensatt av representanter for ulike statsinstitusjoner som for eksempel SMHI, SGU og siden representanter for universitets- og høyskoleinstitusjoner. Skriftlige forslag fra seksjonens medlemmer er blitt sammenstilt og satt opp i et programforslag som snart skal legges frem for seksjonen og siden for regjeringen.

KAITERA opplyste at ordfører i Finnlands nasjonalkomité er dr. Simojoki og at det ellers i komitéen sitter medlemmer fra Meteorologiske Byrået, Universitet og den Tekniske høyskole og fra Landbrukstyrelsen, tilsammen 7-8 medlemmer.

Man har diskutert hvilke områder man skal tillegge særlig vekt, men en plan foreligger ikke. Man har særlig heftet seg ved snöproblem, avdunstningsproblem og problem i tilknytning til sjøer, skog og myr.

LUNDAGER JENSEN sa det i Danmark ble dannet en dekadekomité i desember siste år og som nå står for en utvidelse.

Man har tenkt å konsentrere seg om vannbalansen og har sett ut to områder, et på Sjælland og et annet på Jylland for disse undersøkelser. Man regner med å utføre grundige fordampningsundersøkelser supplert med måling av jordfuktighet og grunnvannstanden.

JAKOB BJÖRNSSON uttalte at Island bare for noen måneder siden ble medlem av UNESCO. Dekadekomitéen ble opprettet i juli i år.

Den består i øyeblikket av representanter for ti institusjoner: Islands Elektrisitetsvesen, Elektrisitetsvesenets hydrologiske avdeling, Meteorologisk Institutt, Sunnhetsvesenet, Reykjaviks Vannforsyning, Elektrisitetsvesenets geotermiske avdeling, Geografisk og Geologisk avdeling ved Islands naturhistoriske museum, landbruksavdelingen ved Universitetets Forskningsinstitutt, Universitetets fysiske laboratorium og Islands Glasiologiske Forening. Man har ennå ikke utarbeidet noen plan for det arbeid som skal utføres under dekadene, men den vil bli satt opp i nær fremtid.

OTNES sa man i oktober i fjor fikk den første henvendelsen fra UNESCO og at man da kalte sammen til et forberedende møte.

Man foreslo en nasjonalkomité bestående av 13 mann hvorav en representerer den nasjonale UNESCO-kommisjon mens de andre er fra statlige institusjoner som driver forskning og fra høyskoler og universiteter. Dette ble en for stor komité slik at det ble nedsatt et arbeidsutvalg med 4 representanter fra sentrale institusjoner: Meteorologisk Institutt, Vannforskningsinstituttet, Geologiske Undersøkelser og Vassdragsvesenet.

Arbeidsutvalget har kommet med et forslag som er sendt ut til de øvrige medlemmer, der ennå ikke har tatt stilling til det. Otnes opplyste videre at finansiering skjer gjennom hvert institutt som er delaktig og som gjennom departementene får bevilgning.

Departementene som har oppnevnt komitéen er Industri-, Landbruks- og Kirke- og Undervisningsdepartementet.

Man håper å få programmet ferdig i løpet av høsten.

NORDNES tok frem et problem som han mente var betydningsfullt i den hydrologiske tjeneste. Han sa at etterhvert som reguleringene utvides i vassdragene, vil selvreguleringsevnen avta, og særlig i lavvannsperioder vil dette påvirke naturlig tilsig til regulerte sjøer og nedenforliggende deler av vassdraget. Under nedtapping av magasinene om vinteren vil tørrlagt is etterhvert redusere magasinbeholdningen, og i enkelte tilfeller kan det bli tale om forholdsvis store ismasser som ikke registreres som magasinbeholdning. Ved uheldige topografiske forhold kan det da inntreffe at tilsiget beregningsmessig blir negativt i visse perioder, selv om virkelig tilsig er positivt. Brukseierforeningene er blitt bedt om å være behjelpelig med å sette opp vannmerker i vassdrag som ikke ventes å bli berørt av noen regulering i fremtiden. Disse kunne kanskje kalles "bench mark" stasjoner eller referansestasjoner, og de vil være til stor nytte for vurdering av tilsigets størrelse i prognoseøyemed.

OTNES opplyste at "benchmark stations" var stasjoner i områder som var absolutt uberørt av menneskelig virksomhet. I Norge er det meget vanskelig å finne et slikt område uten å kjøpe hele nedbørfeltet. De stasjonene Nordnes nevnte kommer inn under det vanlige stasjonsnett, som vil bli utvidet under dekadene. Og rent nasjonalt sett er de helt uunnværlige.

KAITERA synes man ikke ved en slik konferanse kan gå dypt i problemene, men man kunne gjøre en rekommandasjon til de ulike lands nasjonale komitéer om å danne et felles arbeidsutvalg for å studere hvilke fellesproblemer man har og enes om felles retningslinjer for planlegging.

OTNES omtalte noen problemer som kunne være felles for hele Norden og sa det ville være av interesse hvis Nybrant kunne fortelle litt om det svenske programforslag.

NYBRANT orienterte om Sveriges forslag til program og fremholdt at UNESCO ekspertkonferanser har tatt opp en stor mengde ulike undersøkelser i sitt program, men har samtidig fremholdt at de ikke venter at de enkelte land skal ta opp alle disse ulike undersøkelser. I det

svenske forslaget har man satt opp det man tror man kan gjennomføre og få bevilgning til. Imidlertid er det mulig at regjeringen vil redusere programmet noe. Når det gjelder dekadestasjoner skulle det ikke være vanskelig å ta ut en 30-40 stykker nedbørstasjoner, respektive hydro-metriske stasjoner og å påse at disses observasjoner utføres etter de retningslinjer man stiller opp. Et annet viktig punkt er de representative områder, og man har jo kommet frem til at Sverige først og fremst skulle svare for skogbevokste områder og likeledes Finland. Danmark skulle svare for åkerområder, Norge for fjellområder og Island for glasialområder. I Sverige har man tenkt på 4 skogsområder, fordelt slik at både sydlige og nordlige deler av landet blir representert og videre på to myrområder. Hertil kommer mindre områder av hvilke professor Gustafsson skal stå for ett. I de representative områder vil man blandt annet måle nedbør, stråling, lufttemperatur, fuktighet og avdunstning. Avdunstningen kommer til å måles med de amerikanske pans og på et par av områdene kommer man til å gjennomføre mer spesielle avdunstningsmålinger.

Man kommer til å gjennomføre ganske omfattende forundersøkelser av områdenes geologi og topografi som SGU vil svare for. Utover dette har man tatt opp en del hydrologiske forskningsprosjekt, blandt annet undersøkelser av noen av de større sjøene.

Videre har man tenkt på utvikling av metoder til automatisk behandling av hydrologisk materiale og som før nevnt kommer professor Gustafsson til å gjøre en undersøkelse innen et visst område noen mil utenfor Stockholm.

Man vil studere vannets bevegelse i marken under ulike betingelser ved hjelp av isotoper og man planlegger bearbeidelse av det meget store materiale som finnes samlet hos embetsverk og vanndomstoler.

Ennvidere tenker man på fluvial-morfologiske undersøkelser, dels i felten, dels i laboratorium, og en viss glasial hydrologisk forskning.

Man vil prøve å få visse lisensiatstuderende eller doktorander ved Uppsala Universitet til å utføre hydrologiske undersøkelser.

På spørsmål av Otnes opplyste Nybrant tilslutt at engangsomkostningene ved det svenske programforslag var blitt anslått til 2.269.150, -- sv.kr. og driftomkostningene i 1965-66 var beregnet til 1.511.600, -- sv.kr. Foruten disse omkostninger kommer utgifter for en del arbeid i de enkelte institusjoner.

RIST meddelte at han hadde fått et telegram om jökulhlaup i Jökulsá á Breiðamerkursandur.

OTNES bemerket at de utenlandske deltagere hadde fått höre om et vulkanutbrudd som fant sted når de islandske alltingsmenn var samlet på þingvellir året 1000 og nå når de nordiske hydrologer er samlet i Reykjavik så tåler ikke jöklene dette, men kommer med sitt jökulhlaup. Imidlertid måtte man nå avslutte konferansen som på mange måter hadde vært givende.

RIST takket deltagerne for å ha hjulpet til med å la programmet gå så lett. Videre rettet han takk til statsråd Ingólfur Jónsson og generaldirektør Jakob Gíslason som inviterte til konferansen. Han omtalte viktigheten av programmet i Stockholm i februar som SMHI inviterte til og blev ledet av överdirektör A. Nyberg.

Representanter fra alle nordiske land var der tilstede, d. v. s. det var de nåværende delegasjonledere. Den ordning å distribuere på forhånd stensilerte foredrag har viset seg å være meget nyttig.

Rist takket til slutt alle dem som på en eller annen måte hadde bidratt til å gjøre konferansen vellykket.

J. Gíslason avsluttet konferansen med en kort tale. Han takket deltagerne for interessante foredrag og livlig diskusjon. Nordiske hydrologer vil mötes igjen i Finland i 1967 men samarbeidet vil ikke bli avbrutt i disse tre årene, snarere vil det öke, takket være den hydrologiske dekade. Til slutt takket Gíslason de utenlandske gjester, önsket dem god reise hjem, og erklærte den 4. nordiske hydrolog-konferanse for avsluttet.



Å P N I N G S T A L E

av generaldirektör Jakob Gíslason

## Åbningstale av Jakob Gíslason

Det er mig en stor glæde at få lejlighed til at åbne denne den fjerde nordiske hydrologkonference, som denne gang afholdes i Island, og jeg byder jer alle som i den anledning gæster vort land hjærtelig velkommen.

Vi i Island er særdeles glade for at nordiske hydrologer samles til deres faglige møde i Island. Den videnskabsgren hydrologerne beskæftiger sig med, er som bekendt af overordentlig stor betydning for alle jordens beboere og den er ikke mindre vigtig for os, som bebor dette land, end for andre nationer.

Man kan vel tillade sig at udtale, at næst efter luften er vandet menneskehedens livsvigtigste materielle behovsartikel. Selv består vi jo for tre femte dele af vand som skal fornyes ikke sjældnere end een gang hver måned

Og alt liv på jorden er afhængigt af vandets tilstedeværelse, også det liv vi lever af.

Men menneskehedens brug af vandet er af mange forskellige slags og i de industrielt udviklede lande får det industrielle forbrug af vand efterhånden så store dimensioner at en faretruende mangel av vand begynder at gøre sig gældende. Dels overstiger forbruget den naturlige tilgang af vand; dels gör menneskerne sig skyldige i skadelig påvirkning af naturlige vandløb.

I mange lande har man bygget imponerende dæmninger og store ledningsanlæg blot for at sikre den almindelige vandforsyning til tætbebyggede områder.

Her i Island er en stor dæmning en del af en vandkraftstation. Fremskaffelsen af vand til almindeligt forbrug er her med enkelte undtagelser kun et mindre problem som ikke udforder ingeniører til nogen større dåd. Vort specifikke vandforbrug er da også ret højt i sammenligning med andre europæiske lande. Det gennemsnitlige vandforbrug fra Reykjaviks vandværk er således omkr. 650 l/dögn pr. indbygger. Dette store forbrug af vand står nok ikke i direkte forbindelse med nationens renlighed. Jeg vil dog tillade mig at påstå, at vor renlighed ligger på et ganske høj niveau, til trods for at international statistik viser at brug af sæbe er mindre pro persona

her i landet end i de flester andre udviklede lande. Melder der sig her måske et lille men interessant forskningsobjekt på det hydrologiske område: Er vandet her i Island af en beskaffenhed, som bevirker en så stor besparelse i nationens sæbeforbrug, at dette forhold bliver iøjnefaldende i international statistik?

Det som til alle tider har interesseret os Islændinge mest i forbindelse med landets overflod af vand, er mulighederne for udnyttelse af vandkraften. Vor teknisk udbygbare vandkraft anslås til ca. 35 000 GWh om året hvilket er vel omtrent det dobbelte af hvad Finland har, omkring 40% af Sveriges vandkraft og en tredjedel af hvad Norge har. I forhold til indbyggerantallet kommer dog Island som flot nr. 1 idet forholdet bliver omtrent dette:

Island .....	190.000 kWh pr. indbygger			
Norge .....	29.000	-	-	-
Sverige .....	11.000	-	-	-
Finland .....	4.000	-	-	-

Vi har endnu ikke bygget ud mere end ca. 2% af vor vandkraft medens udbygningen i Norge, Sverige og Finland allerede er fra 30 til 48% eller derover.

I overensstemmelse med den store interesse som vandkraften har i vort land er vor hydrologiske institution en afdeling i Islands Elektricitetsvæsen og beskæftiger sig ganske overvejende med de hydrologiske spørgsmål, som vedrører vandkraftens udnyttelse. Disse spørgsmål er mange og mangeartede; de fleste af dem er vel af samme slags, som kendes fra andre vandkraftlande, men nogen af dem er specielle for vort land og andre har her i Island fået større dimensioner end andre steder.

Variationer i vandføring er nok ikke større i Islands floder end i mange andre lande, medens vi på den anden side har elve med forbavsende jævn vandføring, som f. eks. Sog-elven, som udløber fra Thingvallasöen, hvis tilstrømning for over fire femtedele sker underjordisk gennem vidtstrakte lavamarker. Den høje permeabilitet af jordbunden som bevirker denne udjævning af vandføringen og således her virker i gunstig retning for udbygning, kan også føre til store problemer når det gælder bygning af dæmninger og forhindring af vandtab fra reservoirer.

Materialtransporten i islandske vandløb er som regel betydelig større end i Skandinavien, men på den anden side meget mindre end hvad man kender til i de såkaldte aride områder. Største delen af vor udbygbare vandkraft er i jökelelver som på visse steder og årstider transporterer store mængder erosionsmaterialer, dels fra jöklernes bundskrabning, men nok for størstedelen hidrørende fra overfladeerosion af nedslagsfeltet, navnlig der, hvor store deler af dette er uden vegetation og måske dækket med aske fra en række vulkanudbrud gennem årtusinder. Vor hydrologiske afdeling beskæftiger sig en hel del med problemer som følger af denne materialvandring.

Is i vandløb skaber også betydelige problemer for bygning og drift af kraftværker. Dr. Devik og hr. Kanavin, som nu undersøger isforholdene i vore elve i opdrag fra De Forenede Nationers Special Fund fortæller os, at nogle af dem er mindst dobbelt så effektive isproducenter som nogen anden floder de har kendskab til i denne henseende.

Jöklerne, som dækker 1/10 del af landet spiller større rolle i hydrologien her i Island end i de fleste andre lande. Foruden en række spørgsmål af videnskabelig interesse fører dette forhold også til visse praktiske problemer med hensyn til kraftudbygningen, som f.eks. hvilken indflydelse de sidste årtiers tilbagegang af bræerne har haft på jökkelvenenes vandføring og udbygbare kraftmængder, samt hvilke konsekvenser det ville få i denne henseende hvis denne tilbagegang ophørte og bræerne begyndte at vokse igen.

Den anden af Islands store energikilder, jordvarmen, er også i høj grad knyttet til og betinget af landets hydrologiske forhold, idet udnyttelse af denne energikilde er helt bundet til grundvandet som varmebærer. Boring efter jordvarme forbliver uden praktisk resultat, hvis man ikke støder på vandførende lag eller årer, selvom boringen foregår i klippegrund hvor temperaturen er et par hundrede grader eller mer. Vi Islændinge begyndte ikke rigtig at interessere os for grundvandsforskning før vi for alvor gav os i gang med udforskning og udnyttelse af landets jordvarme.

---

I de islandske indlæg på denne hydrologkonference vil vi forsøge at give vore gæster et vist overblik over de specielle islandske forhold som jeg nu lige har antydet.

På torsdagens udflugt vil der blive lejlighed til at se nogen typisk islandske naturforhold. Men desværre kan vi kun overkomme at vise ganske lidt af alt det vi gerne vilde give mødets deltagere og gæster lejlighed til at se og blive bekendt med.

---

Vi takker for de særdeles interessante og vigtige indlæg som allerede er indesendt fra de øvrige nordiske lande og glæder os til en livlig diskussion om hydrologiens aktuelle udviklingsproblemer. Vi må måske tillade os i anledning af konferencens afholdelse i Island at fremlægge et uforholdsmæssigt antal af vore egne problemer både i diskussioner indenfor programmet og mand og mand imellem udenfor møderne. Vi Islændinge gør os klart at indenfor det nordiske samarbejde, som vi anser at være særdeles værdifuldt, er vi selv bl. a. på grund af nationens lidenhed, mere nydende end ydende.

I denne forbindelse vil jeg gerne omtale at vi har tilladt os at sætte den "internationale hydrologiske dekade" på dagsordenen ganske specielt med det for øje, at få nærmere besked om det påtænkte nordiske samarbejde indenfor dekadens løb. Island har bestemt sig til at deltage i dekadens løb i den grad vore finansielle og andre resurser tillader det. Vi tror at den internationale organisering og koordination som dekadens løb indebærer vil have en resultatsrig virkning indenfor dette vigtige forskningsområde. Vi er indenforstået med et specielt nordisk sammenhold og samarbejde indenfor dekadens løb og vil meget gerne være med til dette.

Jeg vil nu til slut udtale min forventning at denne hydrologkonference vil blive faglig udbytterig som de tre andre forudgående konferencer og samtidig udtale ønsket om at deltagerne fra de andre nordiske lande og deres fruer vil have fornøjelse af dette besøg til vort land.

Fra Islands side vil dette møde blive ledet af Sigurjón Rist, direktør for vor hydrologiske afdeling og formand i den komité, som her i Island har besørget forberedelsesarbejdet til mødet. Sigurjón Rist vil nu tage ordet og give nogen orienterende oplysninger.

Og med disse ord erklærer jeg den fjerde nordiske hydrologkonference åbnet.

Emne : 1. ISLANDS HYDROLOGI

II1	Overflatehydrologi :	S. Rist hydrolog
II2	Nedbör og temperatur :	Adda Bára Sigfúsdóttir meteorolog
II3	Geologiske betingelser for islandske flodtyper :	G. Kjartansson mag. scient.
II4	Breer og bremålinger :	J. Eythorsson meteorolog
II5	Jökulhlaup och deras taxering :	S. Thorarinsson docent
II6	Geothermal activity in Iceland :	G. Pálmason geofysiker
II7	Grundvatten och tektonik i närheten av Reykjavík och Hafnarfjörður :	J. Jónsson fil. lic.

Sigurjón Rist:

## OVERFLATEHYDROLOGI

Hensikten med foredraget er å gi en orienterende skildring av de generelle hydrologiske forhold i Island. Vi tar utgangspunkt i overflatehydrologien. Mer vekt er lagt på den fysikalske sammenheng enn å ramse opp data, lett tilgjengelige i andre kilder.

I de etterfølgende foredrag behandler andre øvrige innflytelsesrike faktorer i Islands hydrologi. Tilsammen skal foredragene gi et grunnriss av landets hydrologi.

### 1. Topografi og avløpsforhold

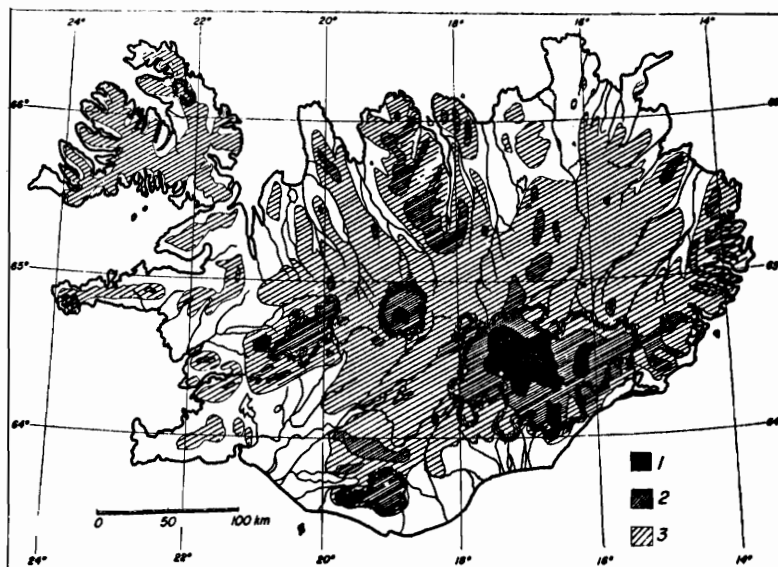
Island ligger i Atlanterhavet 990 km vest for Norge omslynget av varme havstrømmer som kommer helt fra Floridakysten. Fra Islands vestkyst over til Grönland, som er kjent for kalde luftmasser, er det bare 287 km. Langs Grönlands østkyst går en sørgående kald havström, som fører sydover store ismasser fra Polhavet. Før i tida kom drivisen i årrekker helt opp til Island og gjenpakket nordkystens fjorder. I de senere år, unntatt i 1949, er det bare enkelte isfjell som driver for vind og ström opp til nordvestkysten. Våren 1949 var det store ismasser i havet utenfor nordkysten; vårlösningen satte først inn for alvor etter midten av juni, mot vanlig i april eller mai. Dette medførte særlig store vårflokker, da dal- og höyffjellsflommene falt sammen. Men våren 1964 er det helt motsatt, nesten ingen sne under 600 m, takket være en vedvarende töværsperiode fra utpå vinteren. Ingen må oppfatte værforholdene 1949 og 1964 som noe unormale, store avvikelser fra år til annet er det normale. Værforholdene fra dag til dag avhenger av, hva som har overtaket, de kalde arktiske luftstrømmer fra nord som blåser over öya eller luftmasser fra de relativt varme havområder i syd. Dette medfører at man ikke kan peke på noen bestemte isleggnings- eller islösningstider. Det viser seg at det i tidsrummet sept-april inntreffer ganske mange korte isleggnings og islösningstider, kanskje fra 5 til 10, mere eller mindre ufullstendige d, v, s. Isleggningen eller islösningen er ikke fört helt frem når været slår om igjen. Isleggningen kommer tidligere i gang om hösten i fjellet enn på lavlandet og

Fig. 1. Topografien.

Landets areal er:  
103106 km<sup>2</sup> (+ Surtsöy)

1. 2119 - 1500 m o.h.  
2. 1500 - 1000 " "  
3. 1000 - 400 " "  
tilsammen ca. 60000 km<sup>2</sup>

Under 400 m ca. 43000 km<sup>2</sup>



isen står der også lenger ut på våren, men allikevel er tallet på isleggings- og isløsningsperioder vanligvis adskillig lavere i fjellet enn på lavlandet. Dette skyldes at i fjellet ligger isdekket forholdsvis stabilt ut vinteren, hvis vi unntar på elver dannet av store oppkommer, de såkalte "linda"-elver. Disse fryser ikke nær oppkommene og har hele veien til havs et meget ustabil isdekke.

Man skal dog alltid være forberedt på tövær opp til de høyeste fjelltrakter midt på vinteren medførende voldsom flom og isgang. Men det vanligste er at en lavvannsperiode begynner i desember og strekker seg ut over månedene januar, februar og blir særlig utpreget hvis den vedvarer uavbrutt ut april. Vårflommene setter vanligvis inn i april på sydlandet, midten av vestlandet og nord- og østlandets laveste strök. Ellers er mai den mest utpregede vårflommensmåned. I midten av nordlandets høyfjell når vårflommene vanligvis sitt maksimum i juni. Fra breene er vannføringa størst i juli og august. Men juli og august er også utpregede lavvannsmåneder for store deler av landet, særlig i øst og vest og på vestliggende deler av nordlandet, hvor de såkaldte "draga"elver er. Sneen er borte i et par uker unntatt i enkelte høyfjell, nedbøren er liten fra april til september. Den spesifikke avrinning blir da veldig liten fra de nakne og forholdsvis steile fjelltrakter av vanntett grunnberg.

September måned ligger på overgangen til de nedbørsrike måneder okt, og nov. Draga-elvene er følsomme, der følger vannføringa nesten helt nedbøren, som nå faller som regn. Linda-elvenes vannføring öker ikke nevneverdig. Nær oppkommene avleses vannstanden presis på samme cm selvom det regner hver dag, ukevis. Bre-elvene går ned i slutten av august



eller i september, det er når det fryser på breene om natta. Vannføringa öker ikke i vesentlig grad i den våte höstperioden da nedbøren faller som sne på de høyere breströk. De største höstflommer kommer når det setter i med sne i fjellet og i de lavere strök og så blir etterfulgt av varme og voldsomme regnskyll.

Her har jeg gitt en kort orientering om avlöpsforholdene til de enkelte tider av året. Avvikelsene er så store at man slett ikke kan snakke om lover, men kanskje om regler. Vinterflommer, vårflommer og höstflommer har vært nevnt, men dette er ikke tilstrekkelig man må tilföye at flom kan komme på hvilken som helst tid av året.

Island har et utpreget öyklima, man må allikevel være oppmerksom på at inne på fjellviddene i midten av landet gjør innlandsklimaet seg gjeldende, tydligere enn de fleste av islendingene selv, som bor ved kysten, tror. Innlandsklimaet er særlig utpreget når et høytrykksområde er over landet. Det hvite snedekket som ligger i fjellet fra september til mai eller juni gir en mektig utstråling mot klar himmel, medförende lav temperatur; forskjellen er da stor til de relativt varme kystområder. Det motsatte har man igjen om sommeren i juli og august, hyggelig varme ut på ettermiddagen over mørke lavamarker hvor sjöbrisen ikke når til, der blir det også kjölige netter.

Polarsirklen tangerer landet i nord og i forbindelse med diskusjonen om værforholdene skal man legge merke til at alle de övrige nordiske land strekker seg lenger syd og også lenger mot nord, unntagen Danmark. Grönland hörer jo Danmark til, så det går samnsynligvis ikke forbi danske hydrologer å sysle med hydrologiske spørsmål i nordlige egner.

Til videre informasjon om værforholdene viser jeg til etterfölgende foredrag "Nedbör og temperatur" av meteorolog Adda Bára Sigfúsdóttir.

## 2. De islanske elvtyper

2.1 Geologi. Utförelsen av de hydrologiske undersøkelser i Island i sin nåværende form "Vatnamælingar raforkumálastjóra" strekker seg ikke langt tilbake i tida, bare fra 1947. I disse 17 år har det vært tre vulkanske utbrudd, Hekla 1947, Askja 1961 og nå bygger Surtur opp en öy syd av landet.

Det har fra landnåmstiden (1100 år) vært vulkansk utbrudd gjennomsnittlig hvert 5-te år. Ser vi nærmere på landets geologiske hovedtrekk er det förste vi legger merke til, et bredt belte av vulkanske bergarter fra istid og postglacial tid den såkalte palagonittformasjonen. Den går tverrs over landet fra Melrakkaslétta i nordöst til Reykjanes (videre til Surtur) i sydvest. Dens sammensetning varierer og permeabiliteten er i høy grad

vekslende. Det mest eiendommelige er ung lavaen (postglacial) "hraun", som dekker store områder. "Hraunen" er porøs og har høy permeabilitet. De øvrige deler av landet i øst og vest består vesentlig av relativt vanntette basalter fra tertiærtida. Når vi tar alt dette i betraktning og det faktum at en tiendedel av landet er dekket med breer ser en lett at de hydrologiske og geomorfologiske forhold er sterkt vekslende fra en egn til en annen. Vi må derfor klassifisere elvene på geologisk grunnlag, jevnfør geolog G. Kjartanssons foredrag: "Geologiske betingelser for de islandske elvtyper". Man kan si at nøkkelen til Islands hydrologi er en fullstendig kjennskap til de islandske elvtyper. Det første anleggsingeniøren må vite om vassdraget, er til hvilken type det tilhører, om det er jökel-elv, linda-elv eller draga-elv. Når han kjenner elvtypen eller elvtypene, hvis det er flere og deres omtrentlige blandingsforhold, vet han allerede en god del om vassdraget.

2.2 Linda elvene er de mest eiendommelige. Som før nevnt er de dannet av oppkommer og topografien er vanligvis slik at elva får hele sin vannføring på en kort strekning. På islandsk kalles oppkommene "lindir" eller "kaldavermsl" og man sier at de er kalde om sommeren og varme om vinteren, men det må skyldes relativiteten. Temperaturen i vannet er nemlig praktisk talt konstant hele året i gjennom. Vannføringa er også meget jevn; svinger dog dempet og med stor faseforskyvning i forhold til nedbøren. Spesielle flomfenomener omtales senere. Vanntemperaturen i de fleste oppkommer ligger i intervallet 2,0° til 5,5° C. Derfor går linda-elvene åpne et godt stykke innen de fryser til, selv i sterk kulde med tørr og hard vind. Linda-elver som blander seg med de andre elvtyper draga-elver eller jökul-elver er effektive til å hindre dannelse av stabilt isdekke. I streng kulde nærmer fronten av isdekket seg linda-elvens oppkomme, men i mildere vær tæres isen bort igjen ned langs elva. På denne måte jages isleggnings og isløsnings området fram og tilbake langs elva hele vinteren i gjennom. De åpne vannflatene er alltid meget sarrproduserende i de første dager av hver kuldeperiode. Dette forårsaker store sarransamlinger (på islandsk "hrönn"), som faller på de samme steder hvert år. Dette fenomen blir forresten mer utpreget da linda-elvens vannføring er konstant gjennom frostperioden mens de andre elvene går ned, særlig draga-elvene. Et karakteristisk trekk på en linda-elv er at det langs elva gror helt ned til vannkanten. Ofte er det bare en smal stripe, med örken utenfor.

Innen vi går videre må vi ta vegetasjonsforholdene i betraktning. Kort sagt er Island et nakent land. Landet er nesten uten skog, der finnes

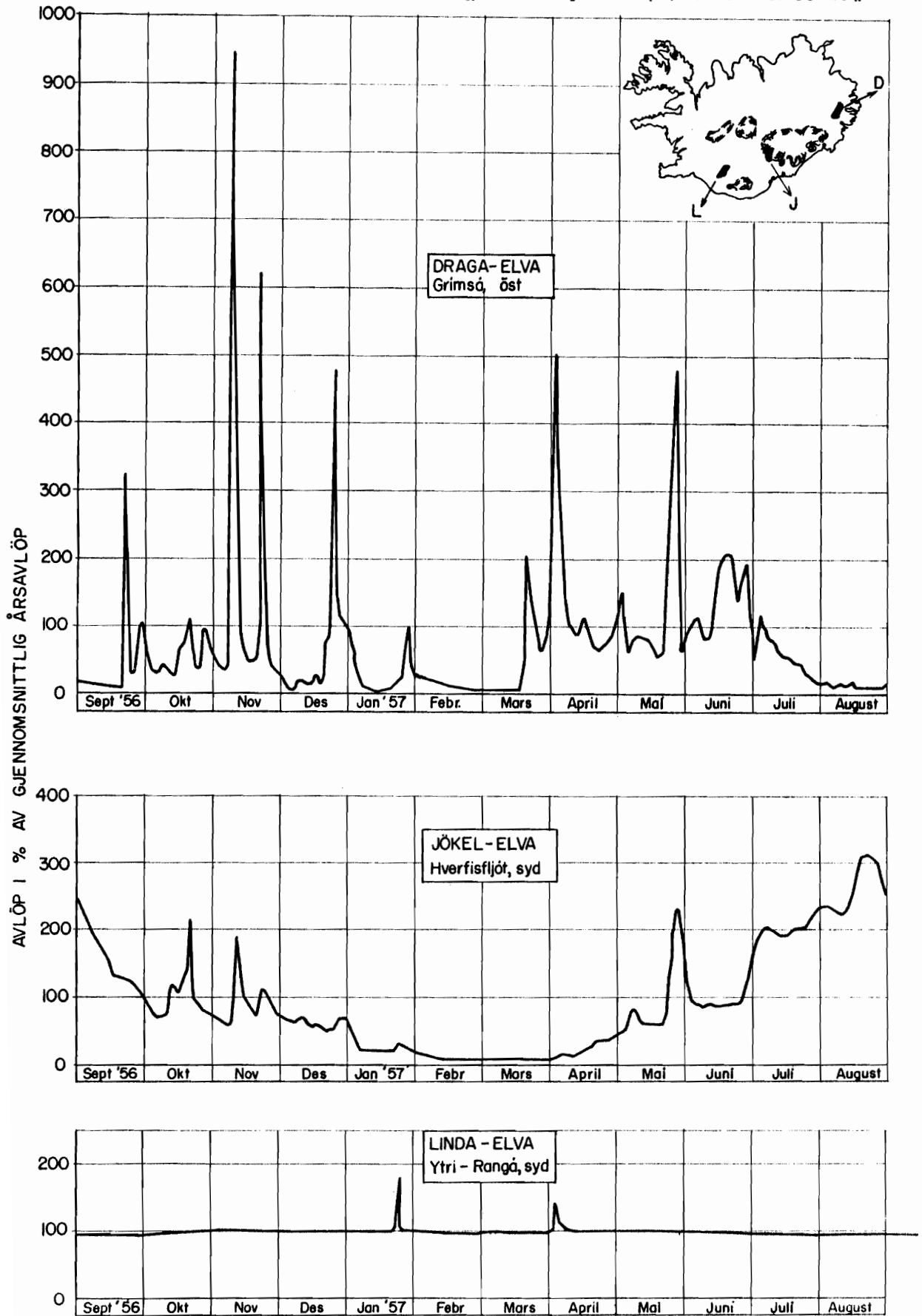
bare små arealer med lav bjerkeskog (*betula pubescens*) som til sammen utgjør knapt 1% av landets areal. Skogfattigheten er ofte årsak til en viss forundring, lærer en derimot islands natur bedre å kjenne og besøker de ubebodde strøk, forårsaker landets nakenhet sikkert større forundring enn skogfattigheten. Vinderosjonen er sikkert den mest aktive faktor i å hindre dannelsen av et grasteppes. Trefjerdedeler av landet er nakent. Vegetasjonen har derfor liten innflytelse på avrinningen. I nedbørsfeltene til mange vassdrag finnes ikke noe tett plantedekke. Dette vedkommer særlig linda-elvenes nedbørsfelter, hvor vinden lager vidstrakte sandflyer. Nå er det lett å forklare linda-elvens flomfenomen. De ellers porøse sandsletter tetter telen tidlig igjen om vinteren. Der oppmagasineres så vann i form av sne. Påfølgende tøvær og regn setter i gang overflatestrømning. Til å begynne med holder senkninger i terrenget på vannet, når de er fulle kommer overflatestrømningen ut til selve elveleiet. Vannføringa der vokser, kanskje til det mangedobbelte i løpet av noen timer. Flommen varer kun en kort tid bare unntaksvis mer enn et døgn. Senkningene står fulle et par dager og da været sikkert slår om legger et is-sjikt seg på. Telen på bunnen av senkningene holder ikke lenge, vannet forsvinner ned.

2.3 Draga-elvene. I motsetning til de porøse lavafelter med stor permeabilitet er det forholdsvis vanntette tertiære basaltområder i øst og norvest, på sentrale deler av nordlandet og dets vestlige strøk. Disse trakter har utpregede U-daler fra istiden og V-formede daler, som elvene eroderer ned. Det tette og nakne grunnfjell medfører at elvene vokser fort i regnvær og blir nesten tørre i lange tørke- eller frostperioder. Elvene dannes av små bekker fra dal-"dragene" og har derfor fått navnet draga-elver. Ingen av de tre islandske elvtyper ligner mer de skandinaviske enn draga-elven, det er jo rimelig da elvsystem i Skandinavia kalles "vattendrag" og "vassdrag". Et karakteristisk trekk ved draga-elvene er at de gjerne skjærer seg dypt ned i de bratte fjellskråninger og legger opp gruskjegler når de kommer ned på flat mark. Kjeglene består av grovt material överst, finere nedentil. Elva vil her ustanselig skifte leie under flom.

I basalttraktene er mektigheten av avleiringer fra istid og postglacial tid sterkt vekslende. Avleiringer og sjøer virker regulerende på avrinningen. Dette kan gå så langt at ikke alle elver her kommer inn under betegnelsen draga-elv. I enkelte daler har også fjellskred fylt igjen dalbunnen, herav følger en så stor regulerende virkning at elva, som kommer fra foten av rasmassene, blir karakterisert som linda-elv.

SAMMENSTILLING AV DE TRE ISLANDSKE ELVTYPER AVLÖP I % AV GJENNOMSNTTLIG ÅRSAVLÖP

Elvene vi viser har alle nogenlunde samme gjennomsnittlig årsavlöp (i nærheten av 30 kl/s).



2.4 Jökel-elv (breelv). Breene dekker som sagt en tiendedel av landets areal. Vatnajökull er den største på 8400 km<sup>2</sup>. Dette betyr at breene må sette sitt tydelige stempel på islandske vassdrag. I virkeligheten er innflytelsen enda større enn disse tall angir da den spesifikke avrinning for breene er mye større enn gjennomsnittet for landet. De største vassdrag i landet har alle sin opprinnelse i breer.

Materialføringa i jökel-elver er stor om sommeren, vannet er helt ugjennomsiktig og har alltid den karakteristiske "jökel-farge". Ved brefoten ser det ut som sementsvann, kanskje med en rødbrun tone. Når det blandes opp med klart vann fra draga- eller linda-elver går fargen over i gråhvit, melkeaktig; de kalles da gjerne Hvítá (Hvit-elv). Her må man tilføye at klare bielver til jökel-elv ofte kalles Svartá (Sort-elv). Det klare vannet synes helt mørkt når det løper ved siden av jökel-vannet i det samme elveleiet innen det blandes. Effekten er særlig tydelig når sola står lavt på himmelen. Et karakteristisk trekk ved en jökel-elv er dens i vifteform utstrakte grus- og sandavleiring. Sandkjeglen er helt naken og ved lavvann og tørke er sanden et lett bytte for vinden.

Det er ganske alminnelig i de nedre deler på sandkjegler at grunnvannet kommer til syne og eroderer ned i sanden dype furer. Der oppstår en linda-elv (vanligvis liten), når så jökel-elven skifter leie og kommer fram til linda-elvens leie fylles denne igjen.

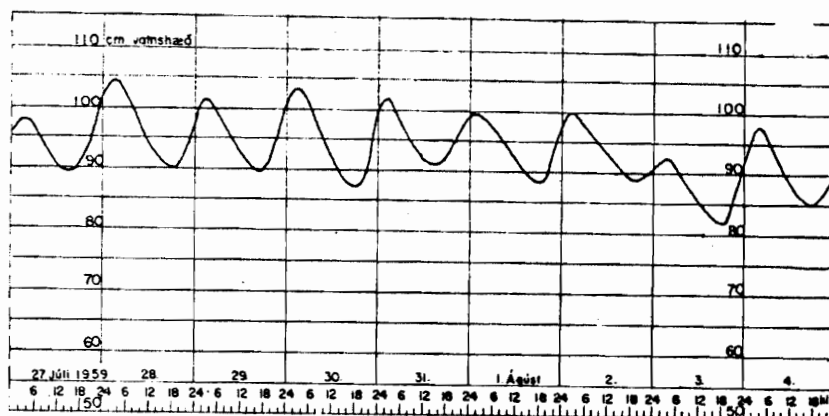
Man har konstatert ved boring (til 30 m dyp) at breene her i landet er tempererte selv de høyeste lag. I juni er det fremdeles minusgrader fra siste vinters frostperiode like under overflaten, men ut på sommeren stiger temperaturen der også til 0° C. Smeltevann fra overflaten fryser da ikke lenger til igjen, og må komme fram til elvene. Dette passer godt med jökel-elvenes store vannføring i juli og august.

Nærmere om breenes innflytelse på hydrologien i meteorolog J. Eypórs-sons foredrag.

Hele sommeren er det store døgnvariasjoner i jökel-elvene som skyldes snesmeltingen. Vanlig maksimum for vannføringa ved brefoten er fra klokken 15-17, relativt til hvilken side breen heller og på dens størrelse. Den maksimale vannføring forplanter seg ned over elva; for et vassdrag som Thjorsá (200 km) når den havet hele 30 timer etter. Skal man krysse en jökel-elv på et vadested, enten på hest eller i bil, må man ta hensyn til døgnvariasjonene, så man kan benytte seg av minimum vannstand. Man bør være oppmerksom på at det ikke er tolv timer mellom maks. og min. Maksimum følger alltid tettere etter min., kanskje tida min- maks. er 9 timer, da er maks-min. 15.

Fig. 3

Jökel-elva Kaldakvísl  
viser typiske døgn-  
variasjoner i vannstanden



Et spesielt flomfenomen er knyttet til jökel-elvene, det såkalte "jökulhlaup".

Jökulhlaup kommer av to ting:

- 1) En dalbre går forbi munningen av en isfri sidedal og demmer opp avløpet fra denne. Når vanntrykket blir for stort dermed også oppdriften av isen, gir demningen seg og det oppdemte vann tömmes i løpet av kort tid.
- 2) Vulkansk varmeutstrømning fra breens underlag smelter isen og lager vannmagasiner under isdekket. Smeltevann fra overflaten må også samles i disse magasiner. Før eller senere baner vannet seg vei under breen. Når vannet rinner fram kommer det til syne en ringformet senkning "ketilsig" i breen over lagrings plassen.

Dette gjøres på enkelte faste steder med nogenlunde bestemte mellomrom. Vulkanske utbrudd under isen kan imidlertid hende når som helst medførende et raskt jökulhlaup.

I begge tilfeller begynner flommen langsomt. Når jökulhlaup har nådd maksimum faller vannføringa brått, med andre ord hydrografen har en omvendt karakter av den vanlige ved flombølge fra dambrudd.

### 3. De varme kilder

Island er kjent for varme kilder og geysire og det er rimelig å tro at de tar en stor del av hydrologien. Det gjør de jo men ytterst lite av overflatehydrologien. Utstrømningen av rinnende vann fra de varme kilder utgjør bare ca. 0,3 o/oo av den totale avrinning. Største delen av varmen fra kildene går bort i form av damp.

De varme kilders virkning viser seg tydeligst i sterk kulde om vinteren, da kan de holde bekker og små elver isfrie. I større elver blir varmeeffekten

forsvinnende og åpen råk kan bare holdes et par hundrede meter, ikke å forveksle med linda-elvens istærende evne. Linda-elvens varmemengde er et resultat av nedbørfeltets varmevinst fra sommeren på den ene side og fra grunnfjellets naturlige varmeledning på den annen. De varme kilders ekstra høye temperatur må skyldes at grunnvann, sannsynligvis en relativt liten del av grunnvannet, henter varme ved dyptgående sirkulasjon. Varmemengden som lindaelvene gir vassdragene er av mye høyere størrelsesorden enn den fra de varme kilder.

Det varme vann er et grunnvannsfenomen og i forbindelse med dets benyttelse er foretatt geofysisk forskning for å konstatere temperatur, varmemengde, vannets underjordiske veier, alder og kjemiske sammensetning o.s.v.; jevnfør foredrag av dr. G. Bödvarsson og geofysiker G. Pálmason.

#### 4. Grunnvannet

I et så tynt befolket og nedbørsrikt land som Island har det alltid vært nok med drikkevann. Det fremgår av linda-elvens geologi at de porøse materialer i de postglaciale områder og i avleiringer fra istida innen basalt-traktene har en god filteringsevne. For en islending har det vært helt ukjent ikke å kunne svale sin tørst fra en hvilken som helst elv, også fra de slamførende jökel-elver som er rene i biologisk henseende. I den senere tid har det skjedd en endring her. Vannforbruket öker og det begynner å knipe med vann, samtidig forurenses bekker og elver i tettbygde strök.

Overfloden av vann har medfört at vi ikke skjönner den rikdom som grunnvannet er. Ved siden av å utföre grunnvannsmålinger må det være hydrologens oppgave å få folk interessert i bevarelsen av grunnvannet, som ressurs. Som för sagt er studiet av grunnvannet knyttet til benyttelsen av jordvarmen og på andre steder er det utfört primære målinger av grunnvannstanden. Jevnför foredrag av geolog Jón Jónsson om grunnvannet nær Reykjavík d.v.s. i landets tettest bebygde område.

#### 5. Menneskelig virksomhet

I et åpent skogfattig land, som Island, har vinden stor makt ved jordoverflaten, den ödelegger lett grasteppet. Det er vanskelig å få noenlunde sikker rede på hvor stor skade vinderosjonen til en hver tid har gjort, men fra landbrukshold blir det antydnet at erosjonen satte inn for alvor for omtrent

200 år siden. Ved gransking av beretninger fra de siste århundre går det fram at oversvømmelser i de store elvene (d.v.s. i Hvítá, Árnessýsla) ikke var så hyppige som i de senere decenni. Det passer nemlig godt med at vegetasjonen og jordsmonnet i nedbørsfeltene har blåst bort på store områder. Det er et åpent spørsmål om den økte vinderosjon skyldes menneskers inngripen, råhogst av skog i gammel tid og senere for sterk beiting, eller om det er en klimadepresjon.

Allerede i 1906 vedtok Alltinget en lov som tok sikte på å sette i gang tiltak for å hindre vinderosjonen. I årenes løp har de gitt gode resultater, men ennå har dog den frie natur overmakten. Ved økning av plantedekket oppnår man minst to ting av hydrologisk interesse, jevnere vannføring og redusert materialtransport i elvene. En annen inngripen har en nesten motsatt hydrologisk virkning, det er tørring av land. Mekaniseringen av landbruket har nemlig muliggjort graving av ca. 12000 km lange og 2,3 m dype kanaler i de siste 20 år og gravingen fortsetter uavbrutt, resulterende i øket avrinning under flom og senkning av grunnvannstanden på områder på tilsammen noen hundrede km<sup>2</sup>, dette foregår i de lavere strøk.

Menneskers største inngripen i vassdragenes daglige vannføring kommer til uttrykk ved bruken av kunstige reservoir knyttet til kraftproduksjonen. I Island er denne beskjedne i nordisk målestokk. De største kraftproduserende elver på syd- og nordlandet, henholdsvis Sog og Laxá, er begge linde-elver, de har også sjøer med stor naturlig reguleringsevne, derfor vil vannføringa nedenfor kraftverkene bli lite affisert. På nord- og vestlandet finnes reguleringer ved små kraftverk som utjevner draga-elvens vannførings-bilder fullstendig. Hittil har jökelelver ikke blitt benyttet.

## 6. Data

I bilaget står noen hydrologiske data som kan være av interesse. Symbolene L, D, J og S står for henholdsvis linda-elv, draga-elv, jökel-elv og sjö. Prosentvise andeler er ikke satt opp for vassdragens blandingsforhold. Symbolet for dominerende elvtype står først, f.eks. D+J+S betyr: draga-elv iblandet jökeltvann og noen sjøer i nedbørsfeltet.

Det spesifikke avløp angis i	l/s · km <sup>2</sup>
Vannføring angis i	kl/s
Vannmengde angis i	Gl



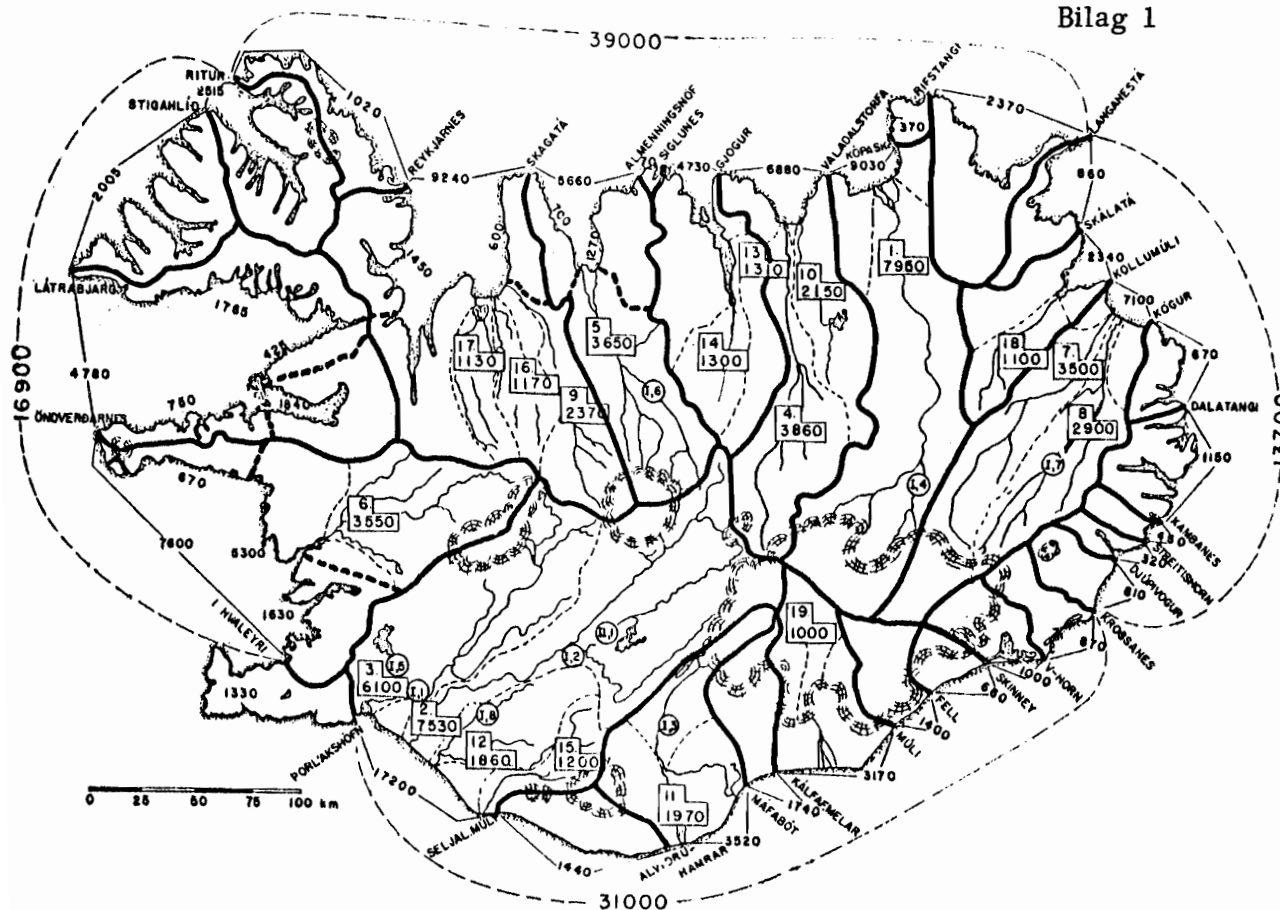


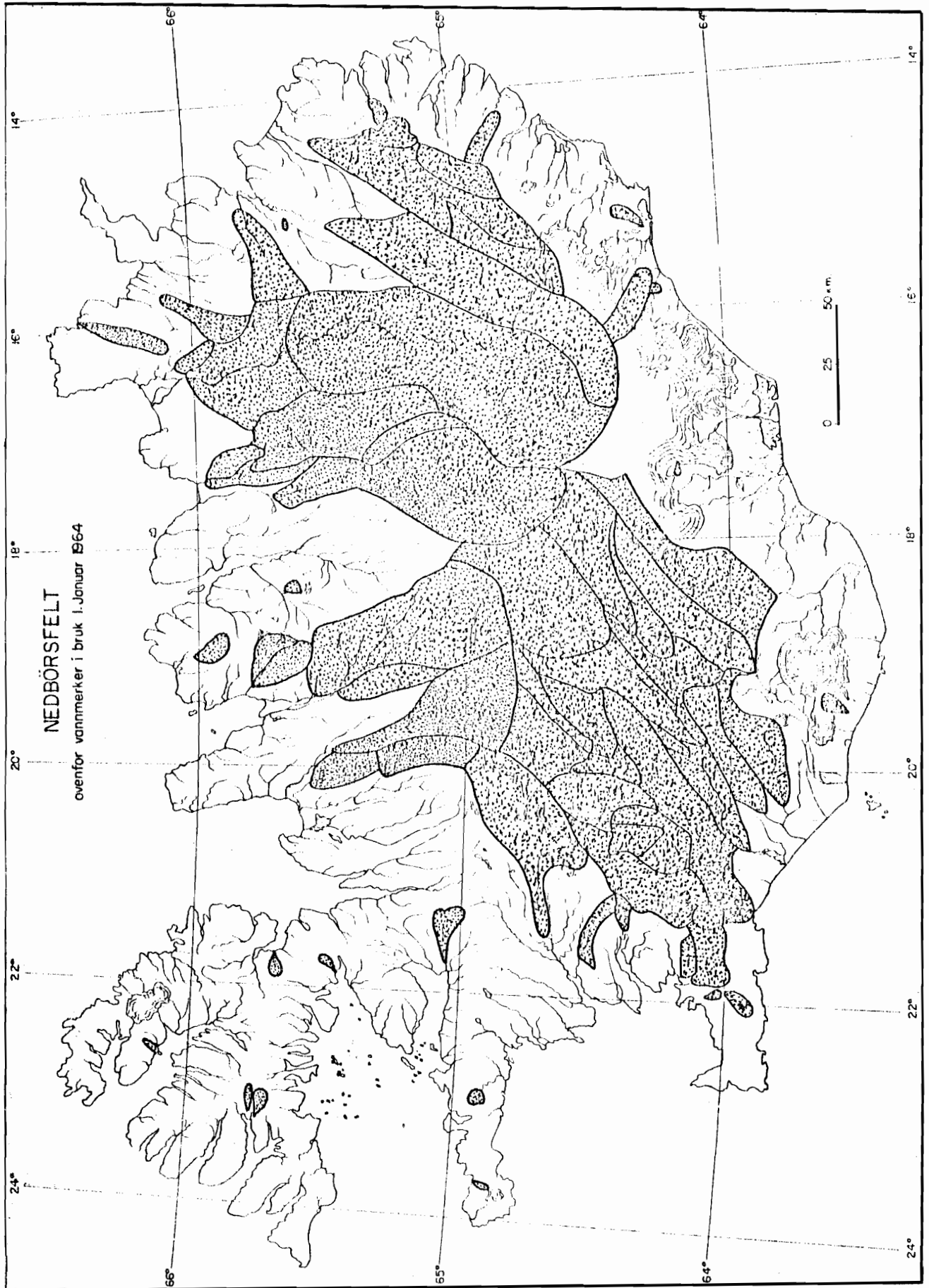
Fig. 4. De viktigste avløpssoner i km<sup>2</sup>

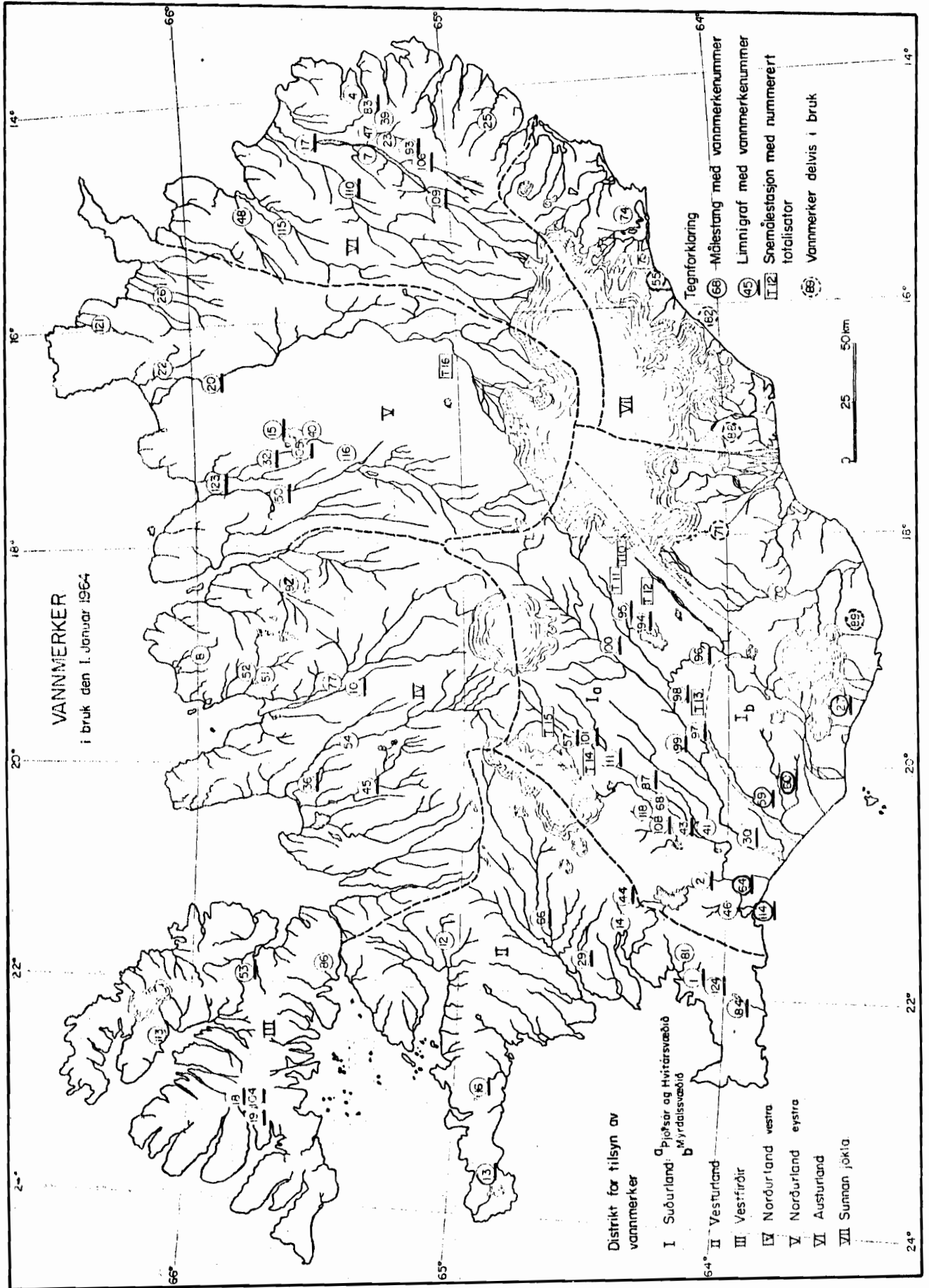
Vassdrag over 1000 km<sup>2</sup> har størrelsesnummer og nedbørsfelt i km<sup>2</sup> innrammet på tegningen.

Nr.	Vassdrag	Beliggenhet	Betegnelse	Nedbørsfelt i km <sup>2</sup>	Lengde i km	Breenes andel av nedbørfeltet km <sup>2</sup>	%
1.	Jökulsá á Fjöllum	nord	J+L+D	7950	206	1700	21,4
2.	Þjórsá	syd	D+J+L+S	7530	230	1200	15,9
3.	Hvítá - Ölfusá	syd	L+J+S+D	6100	185	690	11,3
4.	Skjálfandafljót	nord	D+L+J+S	3860	178	140	3,6
5.	Héraðsvötn	nord	D+J	3650	130	225	6,2
6.	Hvítá í Borgarfirði	vest	D+L+J+S	3550	117	365	10,3
7.	Jökulsá á Brú	ðst	J+D	3500	150	660	18,9
8.	Lagarfljót	ðst	S+D+J	2900	140	190	6,6
9.	Blanda	nord	D+J	2370	120	200	8,4
10.	Laxá S.-Þing.	nord	L+S	2150	93	-	-
11.	Kúðafliót	syd	J+L+D	1970	115	420	21,3
12.	Hólsá, Rangárvallas,	syd	L	1860	71	10	0,5
13.	Fnjóská	nord	D	1310	117	-	-
14.	Eyjafjarðará	nord	D	1300	60	-	-
15.	Markarfljót	syd	J+D	1200	100	250	20,8
16.	Hnausakv. (Vatnsdalsá)	nord	D+S	1170	74	-	-
17.	Þjargaós (Vífirdalsá)	nord	D+S	1130	69	-	-
18.	Hofsá í Vopnafirði	ðst	D	1100	85	-	-
19.	Skelðará	syd	J	1000	30	975	97,5
<b>BIELVER</b>							
I.2	Tungnaá	syd	J+L+S+D	3470	129	688	19,8
I.3	Skafthá	syd	J+L+S	1375	70	350	25,2
I.4	Kreppa	nord	J	1330	71	730	55,0
I.5	Sog	syd	L+S	1200	53	-	-
I.6	Eystri-Jökulsá	nord	D+J	1200	81	145	21,1
I.7	Jökulsá í Fljótsdal	ðst	D+J	1050	61	190	18,1
I.8	Ytri-Rangá	syd	L	1000	58	-	-
II 1	Kaldakvísl	syd	J+L	1740	109	460	26,4

INNSJÖER, areal over 10 km<sup>2</sup>

Innsjöens navn	Tilhörer vassdraget:	Höyde m o. h.	Areal km <sup>2</sup>	Störste dyp m	Volum Gl	Middeldyp m	Anmerkning
1. Þingvallavatn	Sog	100,5	83,7	114	2855	34,1	
2. Þórisvatn	Þjórsá	571,0	70,0	109	2900	41,4	
3. Lögurinn	Lagarfljót	20,2	53,0	112	2690	50,7	
4. Mývatn	Laxá, S.-Þing.	278,3	36,5	ca. 4,5	ca. 90	ca. 2,5	ikke ekkoloddet
5. Hvítárvatn	Hvítá, Arness.	421	29,6	84	817	27,6	
6. Hóp	Þjargaós	ca. 1	29				ikke mált
7. Langisjór	Skaftá	660	27	75			under bearbeidelse
8. Grænalón	Súla	500-600	18				bredeimt
9. Skorradalsvatn	Andakílsá	57	14,8	48	333	22,5	
10. Apavatn	Brúará	59	14				under bearbeidelse
11. Svínavatn	Efri-Laxá	123	11,8	39	147	12,5	
12. Öskjuvatn	(Jökulsá á Fj.)	1050	10,7	220	1260	118	
13. Höfðavatn	-	ca. 1	10,1	6,4	39	3,9	
14. Kleifarvatn	-	140	10,0	97	290	29,0	





## VANNFÖRING - SPESIFIKKE AVLÖP - VARIGHET

Vi har plukket ut en del elver fra de forskjellige landsdeler etter geografisk beliggenhet i håp om at listen vil orientere om avløpsforholdene og klassifikasjonen av elvene.

MQ, HQ og LQ er henholdsvis gjennomsnittlig-, høyeste- og laveste vannføring.

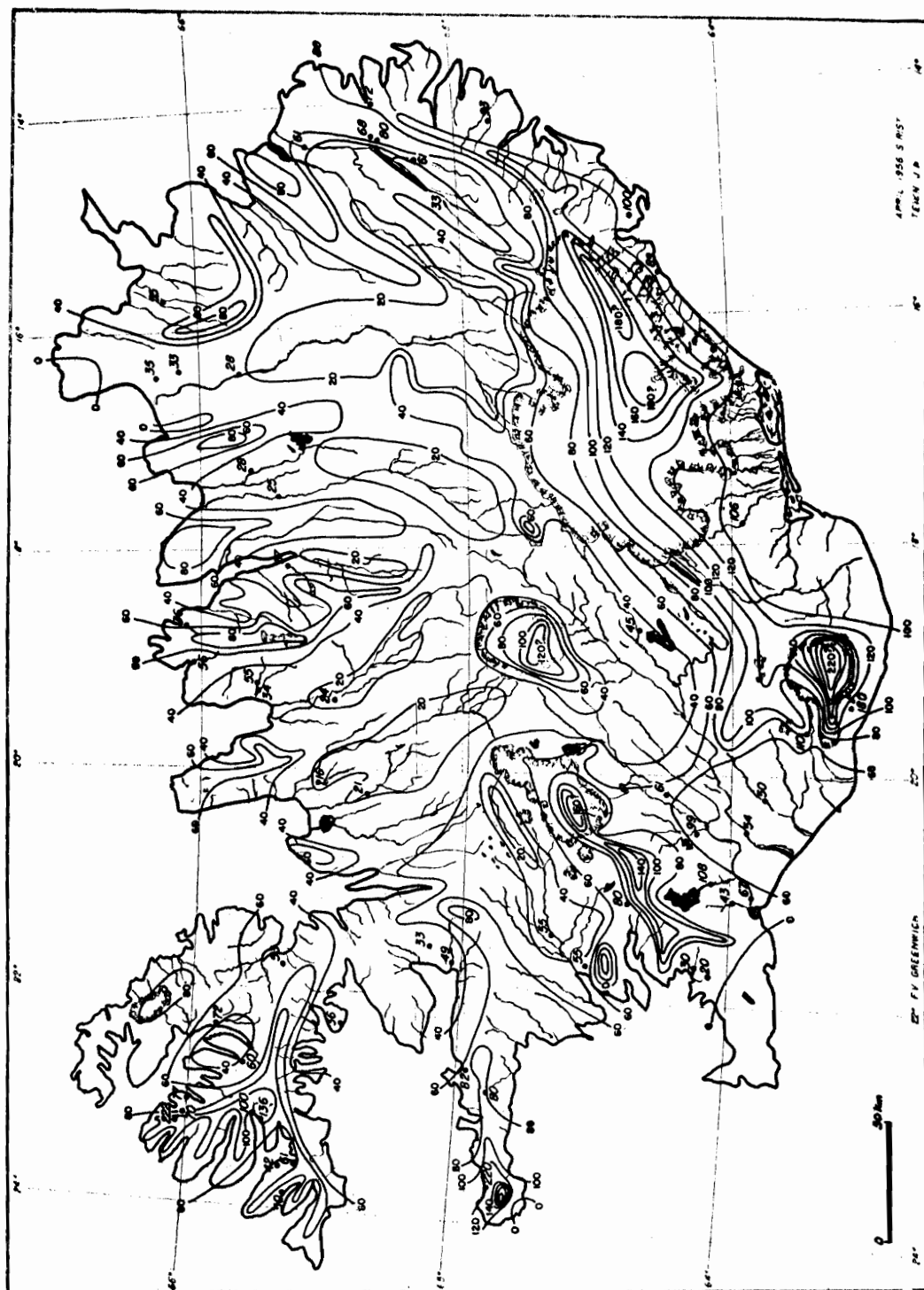
Mq: den spesifikke avrinning gir en idé om nedbøren.

Listens siste del som er utregnet i % av gjennomsnittlig vannføring viser varigheten.

Vann- merke Nr.	Vassdrag Navn	Be- liggen- het	Obser- vasjons- tid	Be- tegnelse	Nedbørs- felt km <sup>2</sup>	Vannføring i kl/s			Spesifikke avløp l/s · km <sup>2</sup>	Lq	Avløpsvarigheten Q <sub>n</sub> som % av MQ						
						MQ	HQ	LQ			Mq	Hq	HQ i % av MQ	Q <sub>3</sub>	Q <sub>25</sub>	Q <sub>50</sub>	Q <sub>75</sub>
71	Hverfisfljót, Dal	syd	8	J	330	38	250	2,5	115	757	8	658	330	143	52	19	9
27	Skógá, Skógafoss	"	14	D+L	34	6,2	75	1,0	182	2200	29	1210	164	112	87	62	42
30	Þjórsá, Urriðafoss	"	15	D+J+L+S	7200	394	3500	20*	55	490	3	888	194	116	85	60	42
99	Fossá, Háifoss	"	3	D	125	7,7	228	0,5**	62	1825	4	2960	286	118	66	45	27
94	Þórisós, Vædsted	"	3	L+S	330	15,9	33	8,2	48	100	25	207	156	116	96	79	65
64	Hvífá (Ölfusá), Selfoss	"	11	L+J+S+D	5760	392	2200	162	68	382	28	561	159	106	89	77	67
2	Sog, Ljósifoss	"	24	L+S	1050	111	175	73	106	167	70	158	124	109	101	92	83
43	Brúará, Dynjandi	"	12	L+S	670	66	253	41	99	378	61	383	151	113	91	83	77
87	Hvífá, Gullfoss	"	11	D+J+S	2000	122	2000	29	61	1000	14	1640	203	122	85	66	41
66	Hvífá, Borgf., Kljáfoss	vest	10	L+J	1685	93	450	57	55	267	34	484	151	110	97	87	75
16	Ströumfjarðará, Snæfellsn.	"	16	D+S	31	2,4	31	0,3**	77	1000	10	1290	301	125	68	48	27
19	Dynjandi, Arnarfirði	"	7	D+S	36	3,9	34	0,5**	108	944	14	875	210	115	53	32	16
45	Vatnsdalsá, Forsæludal	nord	12	D+S	450	8,9	212	1,9	20	471	4	2380	278	91	71	61	53
10	Svartá, Reykjafoss	"	29	D+S+L	390	9,4	125	5,0	24	320	13	1330	183	99	86	73	62
50	Skjálfandafliót, Cobafoss	"	12	D+J+L	3420	83	640	23	23	180	6	770	208	114	87	60	44
32	Laxá, Brúar	"	16	L+S	1550	43,5	164	31**	28	106	20	377	124	107	100	90	78
20	Jökulsá á Fjöllum, Dettif.	"	22	J+L+D	7000	190	1550	15*	27	221	2	816	245	125	73	59	48
17	Lagarfljót, Lagarfoss	øst	12	D+S+J	2800	155	887	4*	55	317	1	572	252	123	73	45	24
106	Grímsá, Skriðdal	"	16	D	500	27,8	350	1,1**	56	700	2	1260	354	129	55	28	16
74	Laxá í Nesjum	"	8	D	50	4,8	39	0,4**	96	780	8	813	328	116	55	34	22

\* Den lave vannføring må delvis skyldes isens tilstoppelse av elveleiet

\*\* Ved kraftig isdannelse blir elva helt tørrlagt



Kart over gennemsnittlig avløp i  $l/s \cdot km^2$  (utarbejdet 1956)

Adda Bára Sigfúsdóttir:

## NEDBÖR OG TEMPERATUR I ISLAND

### kort orientering med hensyn til de hydrologiske forhold

Ved forsök på å danne et noenlunde pålitelig bilde av nedbörforholdene i Island stöter man på store vanskeligheter. Terrenget er i den grad uregelmessig, at selv et forholdsvis tett stasjonsnett neppe kunne gi nedbörkart av önskelig nöyaktighet, og hertil kommer også, at helt inntil de siste årene har nedbörstasjoner vært meget fåtallige. Ved utgangen av 1963 fant det 104 stasjoner som målte nedbör, men så sent som i 1950 var antallet kun halvparten av dette.

Næsten alle stasjonene ligger i lavlandet mens det store innlandsplatå er praktisk talt uten stasjoner. Bare på den nordöstlige del fins det bebyggelse, og her har man de to høyestliggende stasjoner på henholdsvis 385 m og 450 m høyde. Opplysninger om de klimatologiske forhold i de høyere liggende områder er slik ytterst sparsomme. Det hittil største bidraget til forskning av værforholdene i det islandske høyland kommer fra en sveitsisk ekspedisjon som i polaråret 1932-1933 oppholdt seg på Snæfellsjökull\* i 825 m høyde. Ellers har man bare målinger for noen sommermåned mellom Hofsjökull og Langjökull og ved vestkanten av Vatnajökull. Når det gjelder nedbör har man også en del snömålinger på selve isbreene å holde seg til og nedbörmålinger i totalisatorer som nu står på syv steder i den sydlige del av høylandet.

Tross disse sparsomme opplysninger har man tillatt seg å tegne kart over årsnedbören i Island (Bilag II). Ifølge dette kart kan man i grove trekk inndele landet i følgende nedbörrområder.

- 1) Den sydöstlige del med over 1600 mm i lavlandet og over 4000 mm på de de mest utsatte steder i fjellet.
- 2) Den sydvestlige del med under 1200 mm for største parten av lavlandet og over 3000 mm på de mest utsatte steder i fjellet.
- 3) Fjordene på den nordvestlige halvøy og i Öst-Island, som har årsnedbör på 1000-1400 mm. (Med unntagelse av Ísafjarðardjúp.)
- 4) Nordlandet og det östlige innland med 400-600 mm bortsett fra noen høyere fjellpartier nær nordkysten og i Nordöst-Island, som har mere nedbör.

\* For stedsnavn, se Bilag I

Innenfor alle disse områder fins det selvsagt store orografiske variasjoner i nedbøren. Man har i de siste årene foretatt en undersøkelse av nedbørforholdene i Reykjavik og omegn. Her fremkommer en meget rask økning av nedbør mot fjellene i øst og sydøst. Årsnedbøren på flyplassen ved Reykjavik er 805 mm, 12 km lenger mot sydøst er den vokset til det dobbelte, og i 24 km avstand på 230 m høyde ser den ut til å være noe over 2500 mm. På det sydvestlige lavland har man nu i 4 år operert med forholdsvis tett stasjonsnett. Bilag III viser nedbørfordelingen i dette relativt flate område 1961-1963. Går man her langs kysten finner man et minimumområde med under 1000 mm i den midtre del. Annet minimum fins i de øverste østlige bygder, mens maximum med 1500-1600 mm ligger langs fjellkjeden som begrenser området mot vest.

Andre steder i landet har man ennu ikke hatt anledning til å utføre topografiske nedbørmålinger men det foretas forbedringer av stasjonsnettet fra år til år. Tre stasjoner er nylig opprettet i det meget nedbørrike strøk syd for Vatnajökull, og det ser ut til at den midlere årsnedbør kommer her opp til ca. 3500 mm på en stasjon ved navn Kvísker, som således får den største årsnedbør av alle stasjoner i landet.

Innerst i dalene på Nordlandet og på det forholdsvis flate høyland har man på den annen side funnet den minste årsnedbør i landet 365 mm. Her må det imidlertid bemerkes, at måling av nedbør som faller i form av snø i sterk vind, er meget usikker og disse omstendigheter bevirker sikkert en del lavere nedbørsummer i forhold til den virkelige nedbør på Nordlandet enn på Sydlandet, på grunn av strengere vinter i den førstnevnte landsdel.

Normalt kan man vente, at en del av nedbøren faller som snø i tiden september - mai på fleste steder i landet. I dette tidsrum faller 75-80% årsnedbøren i de vestligste områder. På kyststasjonene i Nordøst-Island får disse måneder minst andel i årsnedbøren eller 60-70%, mens andre landsdeler ligger mellom disse grenser. Det er selvsagt meget vanskelig å holde rede på hvor meget av denne vinter nedbør faller i form av snø, men det kan med sikkerhet påstås, at regnvær kan ventes å forekomme i hvilken som helst vintermåned, hvor som helst i landet. Det kan her nevnes, at den førnevnte sveitsiske ekspedisjon observerte regn på ialt 8 dager i januar 1933. Denne måned karakteriseres riktignok i våre klimatologiske oversikter som mild. Den påfølgende februar var derimot kald, men også her fins det en dag med regn på Snæfellsjökull.

Ser man på nedbördager i januarmåned faller de fleste av dem i gruppen "dager med snø", men vinterværet er i den grad ustadigt at ofte faller en vesentlig del av nedbøren også på disse dager som regn eller sludd.



I Reykjavik máles nedbör tre ganger i døgnet, kl. 05, 08 og 17, og her har man ved hjelp av værobservasjoner hver tredje time utført sortering av nedbøren for månedene oktober - april i årene 1949-1960, efter som nedbøren mellom to terminer bestod utelukkende av regn, utelukkende av snö eller var blanding av begge nedbörformer. Tabell I viser inndelingen av nedbör i disse tre grupper.

Tabell I. Nedbör i Reykjavik i tiden oktober - april 1949 - 1960.

	Regn %	Snö %	Blandet nedbör %	Midlere nedbör mm
Oktober	90	4	6	103
November	75	12	13	90
Desember	50	26	24	73
Januar	40	28	32	87
Februar	58	28	14	74
Mars	60	22	18	60
April	77	10	13	58
Oktober-April	65	18	17	545

Her ser man at selv i januarmåned faller for det første 40% av nedbøren som regn, og hertil kommer at 32% faller i såpass ustabil vær, at man innenfor maksimalt 12 times intervall har både fått snövær og regn.

Ser man på den anden side på antall nedbördager i Reykjavik har man her i middel 19 nedbördager i januar og herav 14 dager med snöfall. I det nordöstlige innland, hvor man har mest stabil vintertid, er midlere antall nedbördager i januar 14-16, mens antall dager med snö bare er 1-2 mindre.

Nedbörfordeling efter måneder: Nedbörnormal for årene 1931-1960 er blitt beregnet for 42 stasjoner og foreligger i Bilag IV. Av tabellen fremgår, at oktober er den nedbörrikerste måned untatt på de östligste stasjoner. Denne måned får 12% av årsnedbøren på stasjonene vest for Fagurhólsmýri i Syd-Island, og vest for Grímsstaðir i Nord-Island. På de östligste stasjoner hvor maximum fordeles i alt vesentlig på månedene august-januar får oktober 11% av årsnedbøren.

På de fleste stasjoner er mai og juni de törreste måneder. På samtlige stasjoner i Nord-Island (fra Suðureyri til Raufarhöfn) faller minimum i maimåned, som her får 4% av årsnedbøren, mens denne måned får i gjennemsnitt 6% på andre stasjoner i landet.

Variasjoner i månedsnedbøren: For tre stasjoner, Reykjavík, Akureyri og Hólar í Hornafirði, som godt representerer de tre hovednedbørområder i landet har man oppstilt quintilfordeling av månedssummer for nedbør 1931-1960. På fig. 1 har man innført grensene for øverste og laveste quintiler samt middelnedbør for de enkelte måneder. Alle disse fordelinger viser stor positiv skjevhet i de nedbørrikere måneder. Det mest utpregede eksempel er Hólar i januar hvor de 6 tørreste måneder dekker et intervall på 65 mm mens de 6 nedbørrikeste strekker sig over 225 mm. De forholdsvis tørre vår- og sommermåneder på Akureyri og Reykjavik viser meget jevnere fordeling. Påfallende liten er variasjonen i den tørre maimåned på Akureyri. Hele variasjonsbredden er her 45 mm og 60% av samtlige maimåneder hadde nedbør mellom 8 og 20 mm.

Diagrammene viser, at alle måneder i tiden januar til august kan ventes å bli meget tørre på alle tre stasjoner, med derimot har ingen måned i denne 30 års periode i tiden september-desember gitt nedbør under 27 mm på Hólar, og her er øvre grense for føste quintil i disse måneder 88-119 mm.

Tilsvarende tall for Reykjavik er henholdsvis 13 mm for absolutt tørreste måned og 36-54 mm for øvre grense av føste quintil. På Akureyri har en septembermåned praktisk talt vært uten nedbør (0,3 mm) og de tørreste oktober og november måneder kommer ned til 1-3 mm, mens desember har minst fått 19 mm. Øvre grense for laveste quintil i disse 4 måneder er her 19-46 mm.

Når det gjelder største nedbørsummer pr. måned fremkommer meget stor forskjell på Reykjavik og Akureyri på den ene side og Hólar på den andre side. Største månedsnedbør i tredveårsperioden er 166 mm på Akureyri, 212 mm i Reykjavik og 520 mm på Hólar. På den sistnevnte stasjon fikk man 3 måneder med over 400 mm nedbør, 18 måneder med over 300 mm og 73 med over 200 mm. Reykjavik hadde en måned med nedbør over 200 mm men Akureyri ingen.

De to største månedssummer man kjenner til i Island er 677 mm og 615 mm, og ble målt på Kvísker i januar 1964 og oktober 1963. Den tredje største er på 611 mm, og ble oppnådd i Stóri-Botn i Hvalfirði i november 1958. Den sveitsiske ekspedisjon på Snæfellsjökull målte 549 mm i august 1933 (samtidig ble det målt 101 mm nedbør nede ved kysten), og på Hveradalir ved hovedveien mellom Reykjavik og det sydvestlige lavland fikk man 595 mm i januar og 584 mm i september 1933.

Daglige nedbørmengder: E. Hovmöller, avdelingssjef i den svenske klimaavdeling, har utført en detaljert undersøkelse av daglige nedbørmengder på islandske værstasjoner i årene 1946-1955. Det som her blir sagt om dette emne bygger i alt vesentlig på hans arbeide. De enkelte stasjoner innenfor de forskjellige nedbørområder i landet viser selvsagt varierende fordelinger, men for at gi et bilde av de fordelinger som forekommer kan man betrakte de tall man får i den tørreste landsdel på den ene side og den nedbørrikeste på den andre side.

Tabell II. Fordeling av 24-times nedbørmengder 1946-1955

		Antall døgn i % av samtlige døgn	
		De sydøstlige områder	Nordlandet
Nedbör	$\geq 0.1$	50-60	35-50
	$\geq 1.0$	40-50	20-30
	$\geq 5.0$	20-30	6-10
	$\geq 10.0$	10-20	2-5
	$\geq 20.0$	3-12	1/2-1

For dager med nedbör  $\geq 40.0$  mm kommer man opp til 2% på stasjonene i Sydöst-Island mens alle andre har her forholdstall under 1%.

Den absolutt største nedbör pr. 24 timer man kjenner til ble målt i Vík, en stasjon syd for Mýrdalsjökull, i desember 1926 og var på 215,8 mm. Nærmest denne rekord kommer 184,6 mm på Stóri-Botn i Hvalfirði i november 1958. I juli 1960 varte et usedvanlig intensivt regnvær i to døgn i et begrenset område syd for Vatnajökull. På Fagurhólsmýri målte man da 118,1 mm den 4/7 og 121,5 mm neste morgen. Nedbørmengder på  $\geq 100$  mm pr. 24 timer er ellers sjeldne.

I tabell III ser man største nedbör pr. 24 timer på noen stasjoner som hadde fullstendig obserasjonsrekke i årene 1931-1960.

Tabell III. Største nedbör (mm) pr. 24 timer 1931-1960.

	Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.
Reykjavík	36	40	57	22	19	30	31	35	49	37	44	55
Suðureyri	60	53	59	59	36	36	52	71	64	75	54	65
Akureyri	17	21	27	16	24	19	27	52	92	30	27	33
Teigarhorn	78	110	48	46	52	67	68	68	72	84	62	62
Hólar	134	107	78	90	106	84	61	56	122	100	106	92
Vík	64	78	49	68	78	92	75	93	150	77	139	76
Hæll	36	67	68	38	32	32	59	42	44	54	55	46

På alle disse stasjoner har man fått de største nedbørmengder i tidsrummet september - mars. I denne sammenheng er det verdt å poengtere, at storflom kan ventes å forekomme når som helst i vintertiden, og at de værste flomsituasjoner ikke har vært forbundet med den største nedbør. Her har markens beskaffenhet og snøsmelting spilt den avgjørende rolle.

Den årlige variasjon av 24 timers nedbør gjenspeiles også i tabell IV.

Tabell IV. Hyppighet av døgn med nedbør  $\geq 1.0$  mm og  $\geq 5.0$  mm i % av samtlige døgn 1946-1955.

Nedbør $\geq 5$ mm	Jan.	Mars	Mai	Juli	Sept.	Nov.
Reykjavík	23.5	15.8	7.4	13.6	11.3	15.0
Suðureyri	23.9	20.6	6.1	11.3	22.3	21.3
Kjörvogur	7.7	7.1	5.2	11.6	21.0	12.3
Akureyri	9.7	11.6	1.9	7.1	12.7	7.7
Dalatangi	27.1	13.9	11.0	18.1	26.3	28.7
Hólar	40.3	21.0	10.3	18.4	23.0	28.7
Hæll	19.0	21.0	12.6	23.9	18.3	18.0
Nedbør $\geq 1$ mm						
Reykjavík	56.8	39.4	29.7	39.0	37.3	38.7
Suðureyri	53.2	48.1	23.5	29.4	40.7	49.3
Kjörvogur	26.8	32.3	14.8	30.6	46.7	34.7
Akureyri	34.2	26.5	13.9	21.9	33.0	33.0
Dalatangi	48.7	36.8	28.4	33.6	45.0	55.8
Hólar	48.4	37.7	28.7	39.4	39.9	44.7
Hæll	44.7	40.3	27.7	45.5	38.3	37.3

Den årlige variasjon av hyppigheten av nedbør  $\geq 5$  mm er her minst eller 11% for innlandsstasjonene Akureyri og Hæll, hvor man forholdsvis ofte får kraftige sommerbyger. På Hæll får man til og med den største hyppighet i juli mens de andre stasjonene har maximum i høst eller vintertiden. Hólar, som har utpreget maximum i januar, utmerker seg ved årlig amplitude på 30%, mens de resterende stasjoner, som alle er kyststasjoner, har 16-18%. Fordelingen av dager med  $\geq 1$  mm går stort sett i samme retning men her er variasjonen større for alle stasjoner unntatt Hólar som nu kommer i gruppe med Hæll og Akureyri med årsamplitude på 18-20%, mens de andre stasjoner ligger på 27-32%.

Törkeperioder: For stasjonene Hólar, Reykjavik og Akureyri har man undersøkt varigheten av tørkeperioder i årene 1949-1963. Lengden av en tørkeperiode ble målt ved antall påhinanden følgende dager med nedbør  $< 1$  mm. Opptellingen ble foretatt månedvis. Hvis en tørkeperiode strakte seg over månedsskille ble den tilskrevet den måned som flertallet av dagene tilhørte.

Tabell V. Antall tørkeperioder 1949 - 1963

Lengde	Reykjavik	Akureyri	Hólar
$\geq 10$ dager	91	109	78
$\geq 15$	36	51	21
$\geq 20$	14	25	12
$\geq 25$	4	9	6
$\geq 30$	2	3	1
$\geq 35$	1	0	0

Tabell V viser summarisk resultat av opptellingen for året som helhet. Akureyri får her fleste perioder innenfor alle grupper opp til 30 dagers lengde, men den absolutt lengste periode på 36 dager inntraff i Reykjavik sommeren 1956.

Undersøkelse av de enkelte måneder viser at langvarige tørkeperioder er hyppigst om sommeren på alle stasjonene men ellers er variasjonen fra måned til måned temmelig uregelmessig. Man får imidlertid frem de karakteristiske trekk i den årlige variasjon ved å gruppere materialet i 3 grupper på 4 måneder. Fig. 2 viser hvordan tørkeperiodene fordeles etter lengde og årstid på disse 3 stasjoner.

Akureyri utmerker seg ved størst forskjell mellom sommer og vinter mens det ikke er særlig stor forskjell på de 4 første og 4 siste måneder i året. På Hólar forekommer langvarig tørke sjelden i tiden september - desember, mens variasjonen innenfor de første åtte måneder av året er liten. For Reykjavik ligger september - desember en del lavere enn januar - april når det gjelder de middels lange perioder på 6-14 dager, mens den årlige variasjon blir ytterst liten når man er kommet opp til 19 dages lengde.

Sammenligner man stasjonene på enkelte punkter ser man f.eks. at tørke på minst 15 dager har i middel forekommet 2 ganger hver sommer på Akureyri men 1 gang på de to andre stasjoner. Ser man på tiden september - desember har tørkeperiode av denne lengde ialt forekommet 3 ganger på disse 15 år på Hólar men henholdsvis 9 og 8 ganger i Reykjavik og Akureyri. De 4 første måneder av året viser meget jevnere resultat eller 13 tilfeller for Reykjavik og Akureyri og 9 tilfeller for Hólar.

Betrakter man den grense som gjennomsnittlig er blitt oppnådd hvert annet år så ligger den høyest for Akureyri om sommeren eller på 24 dager. Lavest faller den for Hólar om høsten og i den tidlige vintertid hvor man finner 12 dager, men her har Reykjavik 17-18 dager for alle gruppene.

Samtidig med denne undersøkelse gjorde man en optelling av dager med nedbør  $\geq 1$  mm. Denne optelling er her av mindre interesse men det kan nevnes at i alt forekom det henholdsvis 20 og 22 perioder med nedbør  $\geq 1$  mm hver dag i 10 dager eller mer, i Reykjavik og på Hólar. Med en unntagelse inntraff alle disse nedbørperioder i tiden september - mars, og til tross for årstiden kan man påstå, at her har det for det meste dreiet seg om regn og ikke om snøvær. På Akureyri forekom 10 dages regnvær bare en gang.

Den lengste regnværperiode, som inntraff i disse 15 år, var på 21 dager og fant sted i Reykjavik i november 1958.

Av stor interesse ville være å gjøre nærmere statistisk utredning for sannsynligheten av meget langvarig tørke men dette arbeidet er ennå ikke utført.

### Temperaturforhold

Temperaturen og da særlig den forholdsvis høye og meget variable vintertemperatur er av stor betydning for de hydrologiske forhold i landet.

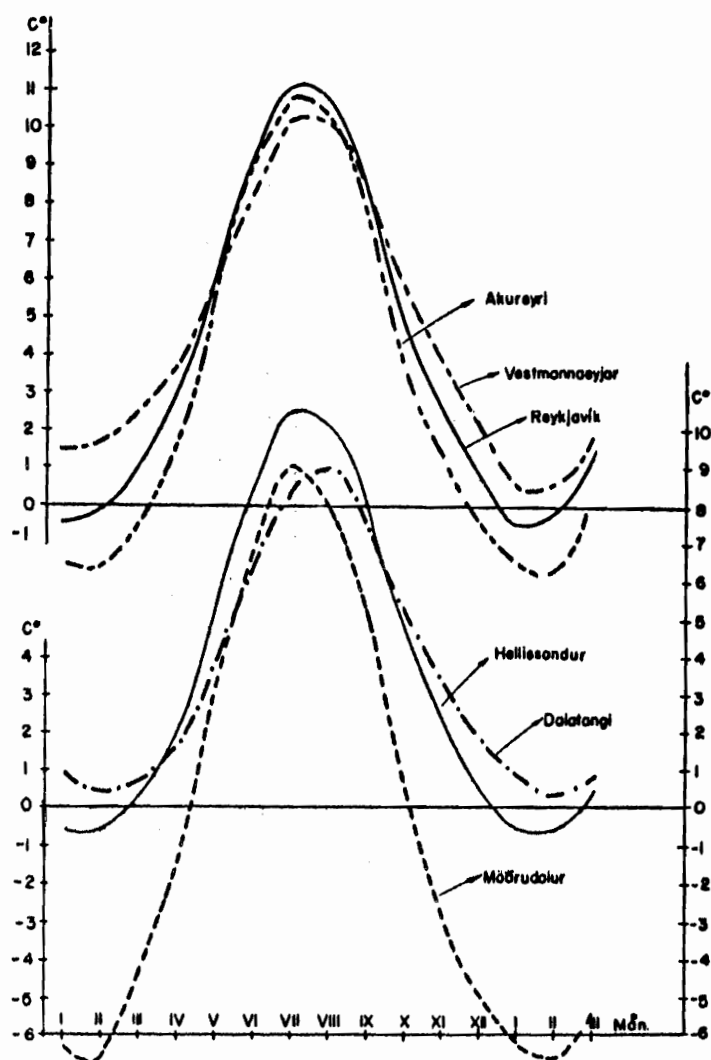
I den sydlige og sydvestlige del av landet er januar den koldeste måned i året med middeltemperatur fra ca.  $1^{\circ}$  på de sydligste kyststasjoner til  $-2^{\circ}$  på høyeste innlandsstasjoner. I andre landsdeler ble februar den koldeste måned i normalperioden 1931-1960, men forskjellen på januar og februar er liten. Langs kysten varierer middeltemperaturen fra  $0^{\circ}$  til  $-1^{\circ}$ , mens de høyeste stasjoner i Nordöst-Island kommer ned til temperaturer mellom  $-4$  og  $-6 \frac{1}{2}$ . Som for nedbøren mangler man her målinger fra innlandsplatået men der kan man regne med middeltemperaturer mellom  $-6$  og  $-8$  på store områder.

På noen av de ytterste kyststasjoner i nord og øst blir august den varmeste måned med middeltemperaturer fra  $8^{\circ}$  til  $9 \frac{1}{2}^{\circ}$ , men ellers er juli varmest med  $10^{\circ}$ - $12^{\circ}$ .

Fig. 3 viser temperaturen efter måneder på noen stasjoner. Möðrudalur i Nordöst-Island har den største årlige amplitude på  $15,6^{\circ}$  mens Dalatangi på østkysten viser minst årlig variasjon, kun  $9,3^{\circ}$ . Som illustrasjon av forskjellen mellom øst- og vestkyst har man inntegnet temperaturen på Hellissandur, en kyststasjon nord for Snæfellsjökull på omtrent samme bredde

MÅNEDSMIDDEL-  
TEMPERATURER  
1931 - 1960

Fig. 3



som Dalatangi. Vestmannaeyjar viser typiske oseaniske forhold. Reykjavik og Akureyri representerer de tettest bebyggede strök i henholdsvis Syd- og Nord-Island.

Variasjonen om normaltemperaturen er temmelig stor, særlig om vinteren. Man har ikke utført noen statistisk undersökelse av denne variasjon men tabell VI viser ekstremene på to stasjoner for perioden 1931-1960.

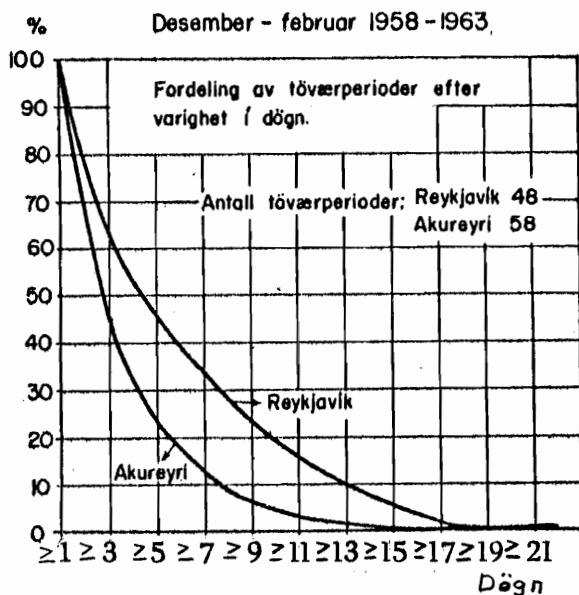
Tabell VI. Ekstreme månedsmiddeltemperaturer 1931-1960

		Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.
Reykjavik	varmest	3,6	5,2	3,9	5,6	8,9	10,9	12,5	12,1	11,5	7,7	6,3	4,4
	koldest	-3,8	-3,5	-3,0	-0,0	3,9	8,3	10,0	9,3	6,1	2,2	-0,1	-2,6
Akureyri	varmest	3,2	5,0	3,4	5,1	9,5	12,6	13,3	13,2	11,6	7,9	4,8	3,7
	koldest	-6,0	-5,9	-5,6	-2,1	1,9	5,9	8,8	6,7	4,1	0,9	-2,0	-4,3

For Reykjavik blir forskjellen mellom varmeste og koldeste år i tiden juni til august  $2,5^{\circ}$  -  $2,8^{\circ}$ , men for månedene desember - mars er denne differens  $6,9^{\circ}$  -  $8,7^{\circ}$ . For Akureyri er svingningene større både sommer og vinter. Her har variasjonen vært minst i juli  $4,5^{\circ}$ , og størst i tiden januar - mars  $9,0$  -  $10,9^{\circ}$ .

Tövær: Stadig vekslende tövær og frost samt sterk vind karakteriserer den islandske vinter. For å skaffe seg et innblikk i disse forhold kan man studere dager med middeltemperatur  $\geq 0,0^{\circ}$  i tiden desember - mars i Reykjavik og Akureyri. Tar man for seg årene 1958-1963 viser det seg at 44% av alle døgn på Akureyri hadde positiv middeltemperatur i månedene desember - februar og i mars falt 55% i denne gruppe. Tilsvarende tall for Reykjavik er henholdsvis 58% og 70%.

Fig. 4



Diagrammene i Fig. 4 viser hvorledes disse dager fordeles på töværperioder av varierende lengde i tiden desember - februar. På Akureyri dominerer de meget kortvarige töværperioder. Her varer töværet hyppigst bare 1 eller 2 dager, 55% av alle tövær faller i denne gruppe, mens kun 5% tilhører töværperioder av 10 dagers lengde eller mer. Tilsvarende tall for Reykjavik, som har mildere klima, er 36% og 20%. Denne 5 års periode er selvsagt for kort til å gi pekepinn om

de ekstremer man kan vente å få, men de lengste töværperioder i dette tidsrum var på 20 dager i Reykjavik og 22 dager på Akureyri. I mars måned er middeltemperaturen i Reykjavik blitt positiv ( $1,5^{\circ}$ ) og i 3 av 5 år har man hatt tövær i mer enn 23 dager. På Akureyri hvor månedsmidlet nærmer seg  $0^{\circ}$  ( $-0,3$ ) har halvparten av töværperiodene lengde av 7 dager eller mer.

Et godt mål for töværenes varme har man i antall graddager over  $0^{\circ}$ . Man har imidlertid ikke beregnet graddager i Reykjavik eller Akureyri, men en av meteorologene ved den islandske værtjeneste, Jónas Jakobsson, har beregnet midlere antall graddager i varierende høyde over Keflavik flyplass for 10 års perioden 1954-1963. Tabell VII gir hans resultater.



Tabell VII. Midlere antall graddager ifølge sonderinger over Keflavik flyplass 1954-1963.

Höyde	Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.
Ved bakken 49 m	58	53	93	132	200	271	334	319	247	174	105	60
500 "	28	23	43	64	106	174	232	217	159	100	62	27
1000 "	9	8	11	21	44	94	151	131	83	40	24	7
1500 "	2	3	4	6	21	48	83	62	39	18	9	2
2000 "	1/2	1 1/2		2	8	23	37	21	19	8	4	1/2

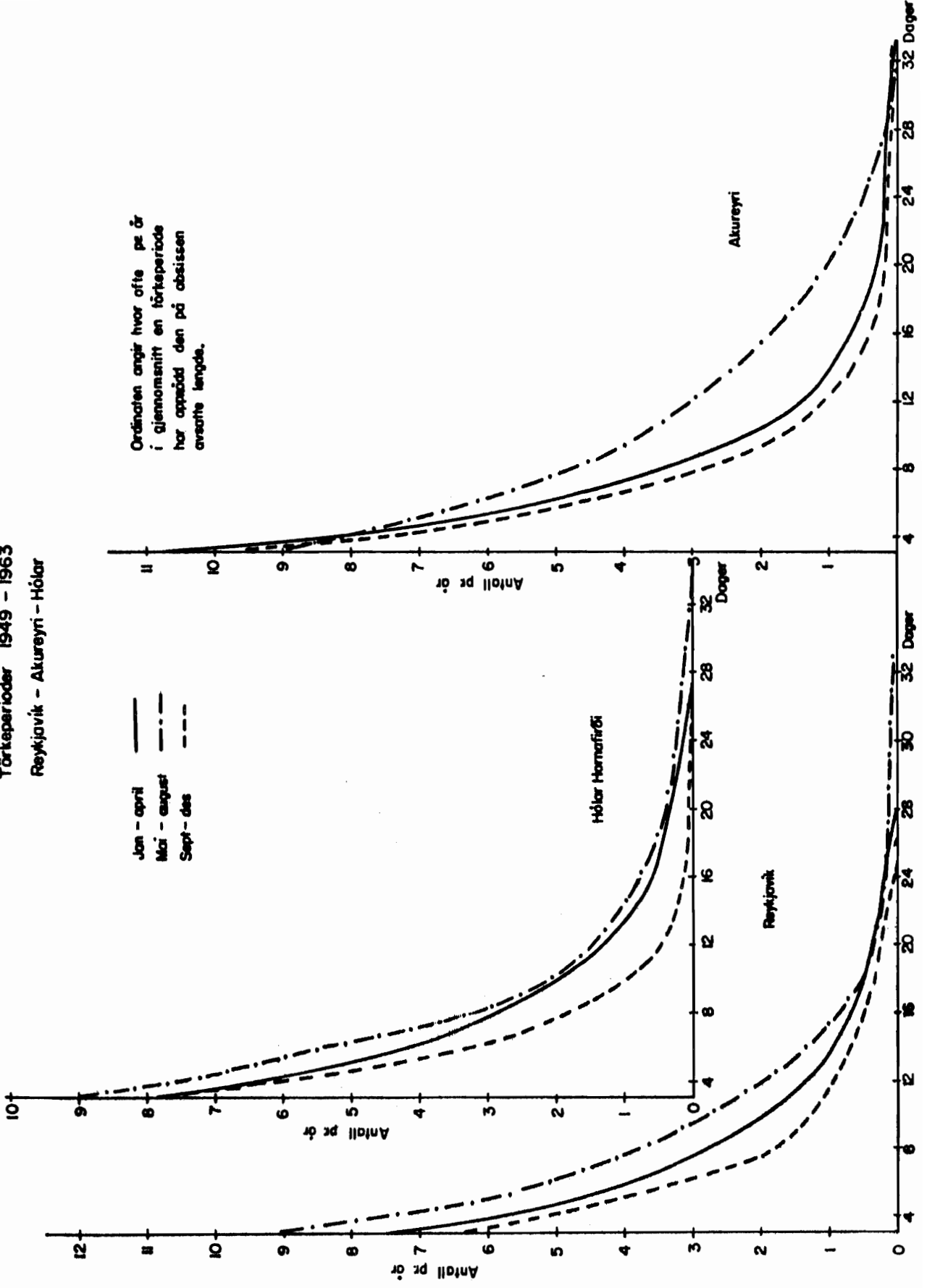
Daglige temperatursvingninger: Undersöker man de midlere daglige svingninger i temperaturen får man frem at i desember og januar er den daglige amplitude ganske nær ved 0, men om sommeren kommer den opp til 2<sup>o</sup>, og fremkaller da regelmessig pulsering i breelvenes vannføring. Mangelen på regelmessig daglig variasjon i vintertiden betyr selvsagt ikke, at man ikke har store daglige variasjoner i denne årstid, men gir kun uttrykk for at disse variasjoner er forbundet ved adveksjoner av varme eller kolde luftmasser. Disse adveksjoner kan ofte være meget kraftige og forårsaker da store temperaturendringer på kort tid. De fleste virkelig store temperatursprang skjer om vinteren, men som et ekstremt tilfelle kan man nevne, at i Reykjavik var temperaturen 6,8<sup>o</sup> den 9 april 1963 kl. 11 men kl. 20 samme dag -6,4, og nattens minimum temperatur falt ned til -10,7. På to døgn fra kl. 8 den 9. til kl. 8 den 11. falt temperaturen 20,1<sup>o</sup>.



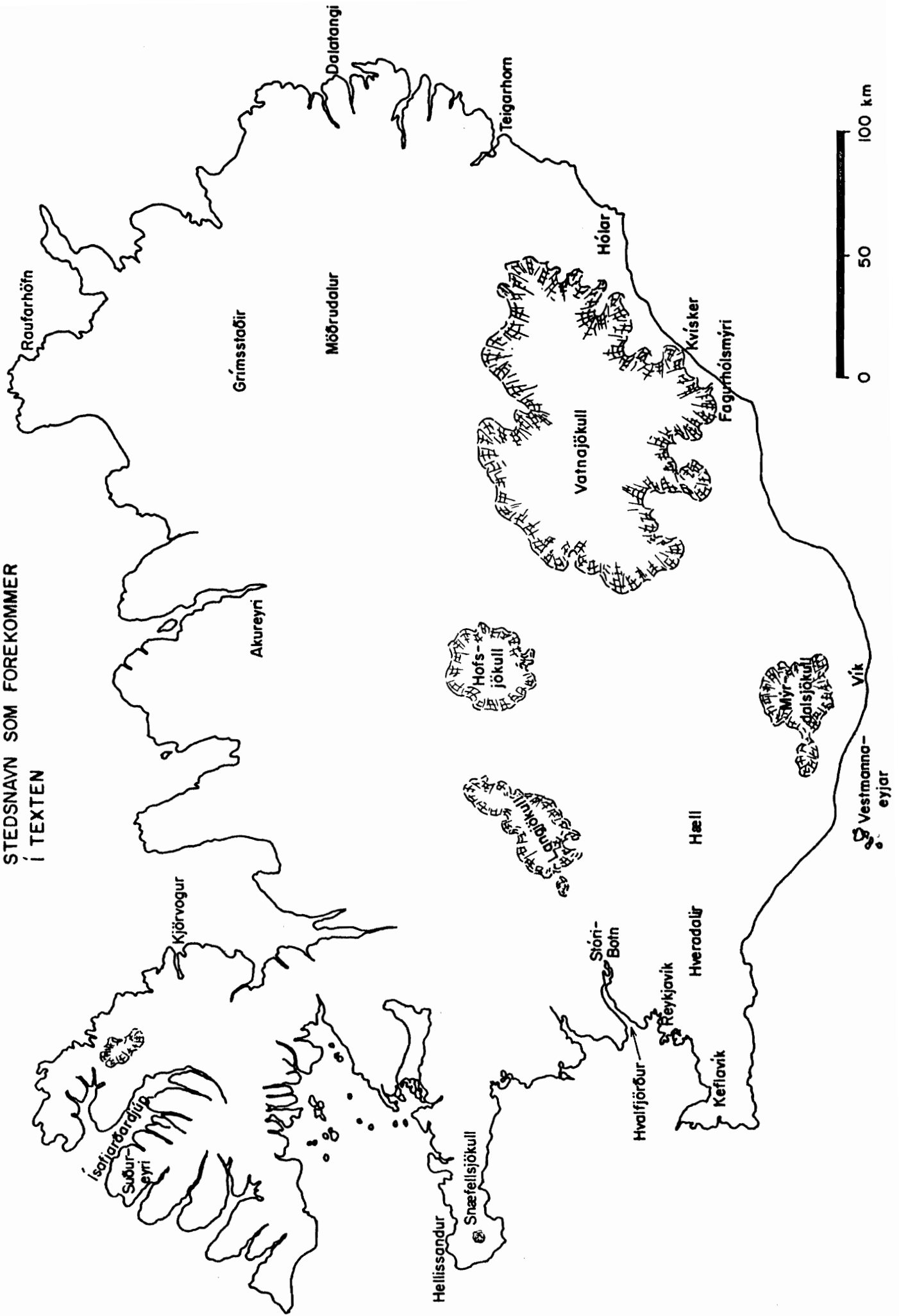
Fig. 2

Törkeperioder 1949 - 1963

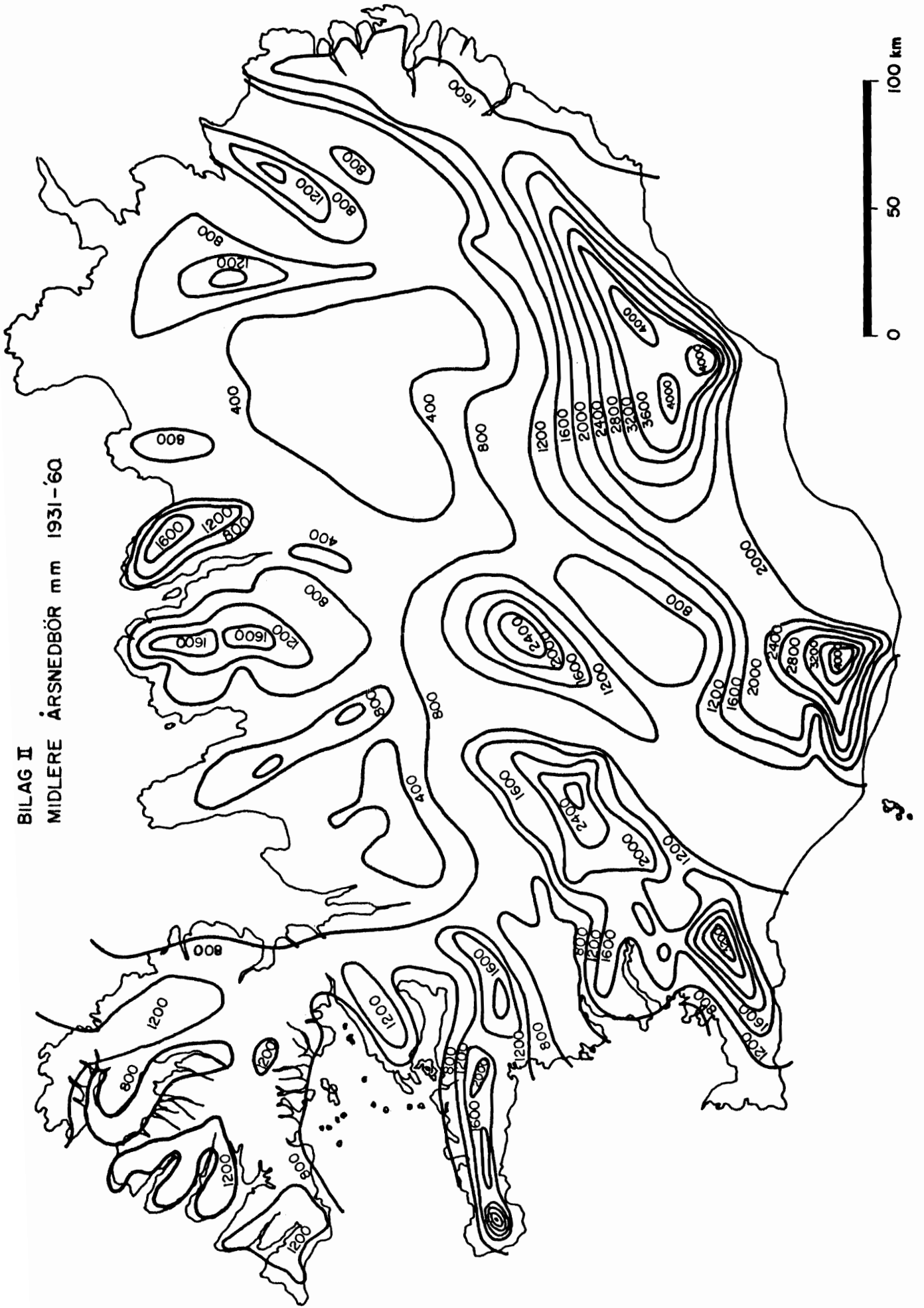
Reykjavík - Akureyri - Hólar



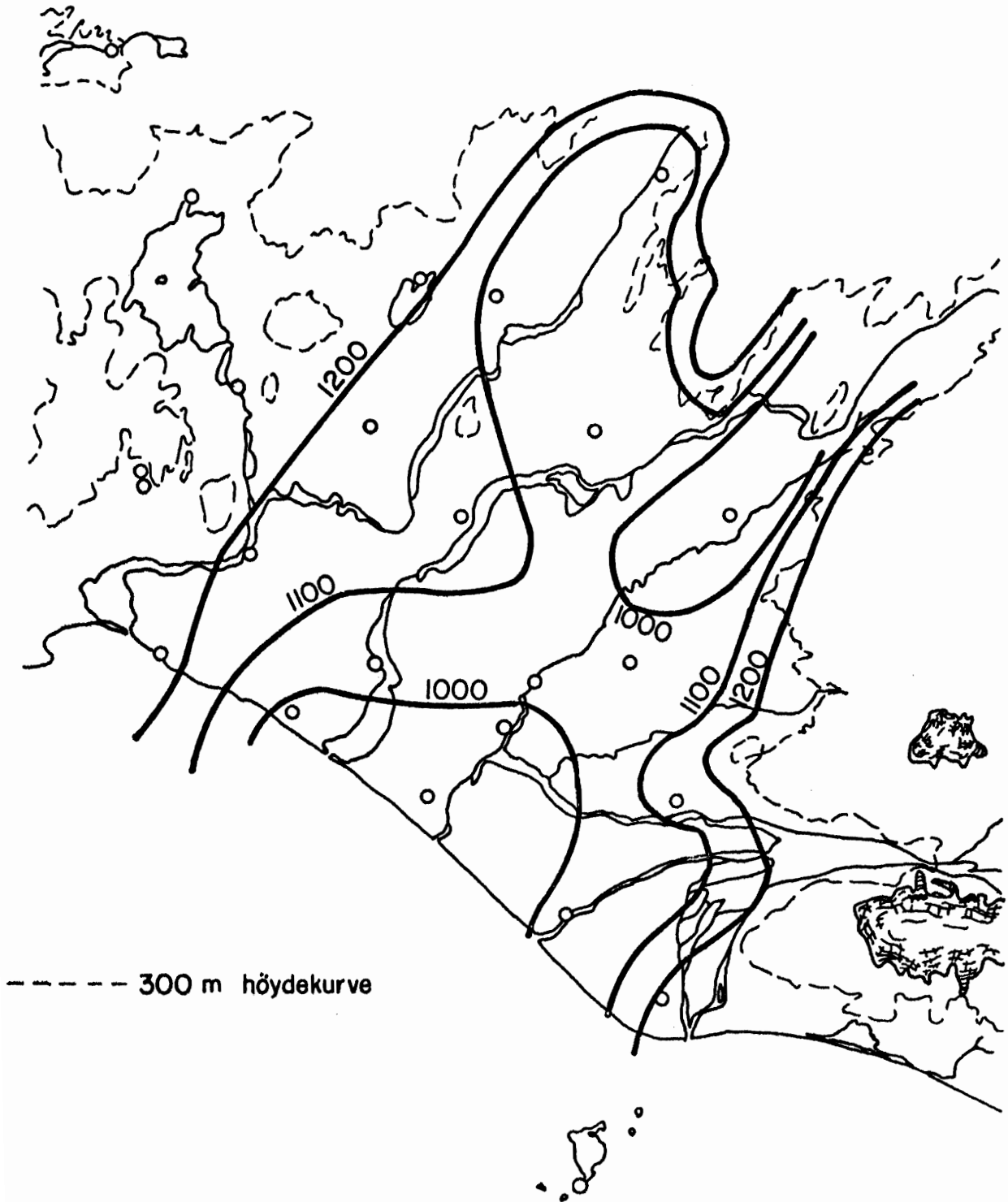
BILAG I  
STEDSNAVN SOM FOREKOMMER  
Í TEXTEN



BILAG II  
MIDLERE ÅRSNEDBÖR mm 1931-60



BILAG III  
SUDURLANDSUNDIRLENDI  
Midlere ársneðbör 1961-1963



**BILAG IV**  
**MIDLERE NEDBÖR I MM**  
**1931-1960**

Stöð	Jan.	Febr.	Marz	Apríl	Mai	Júní	Júli	Ágúst	Sept.	Okt.	Nóv.	Des.	Ár
Reykjavík . . . . .	90	65	65	53	42	41	48	66	72	97	85	81	805
Ellíðaárstöð . . . . .	100	71	76	60	48	43	49	66	74	113	101	93	896
Síðumúli . . . . .	60	58	57	52	38	45	52	65	73	88	72	60	720
Arnarstapl . . . . .	135	112	105	104	90	93	88	101	140	161	158	125	1412
Hellissandur . . . . .	95	74	72	61	51	43	44	55	93	107	106	85	886
Stykkishólmur . . . . .	83	72	66	47	37	38	36	50	76	87	89	77	758
Reykhólar . . . . .	68	59	55	43	35	36	38	50	71	78	72	65	670
Lambavatn . . . . .	91	74	77	57	56	55	57	75	108	117	107	94	968
Kvígingisdalur . . . . .	132	107	113	86	71	63	61	97	159	168	156	137	1350
Suðureyri . . . . .	107	102	83	64	40	43	44	73	124	151	128	123	1082
Hornbjargsvíti . . . . .	96	84	94	70	56	66	105	135	158	137	122	118	1241
Kjörvogur . . . . .	56	49	56	43	35	48	63	89	99	93	75	68	774
Hlaðhamar . . . . .	38	36	37	34	22	31	40	50	58	65	50	43	504
Blönduós . . . . .	34	35	35	32	22	31	42	48	57	60	40	42	478
Nautabú . . . . .	35	34	35	33	21	33	39	45	52	53	36	38	454
Skríðuland . . . . .	41	35	34	33	19	28	42	44	55	59	43	45	478
Síglunes . . . . .	34	33	40	38	23	44	63	79	82	78	50	46	610
Akureyri . . . . .	45	42	42	32	15	22	35	39	46	57	45	54	474
Sandur . . . . .	27	26	24	25	19	33	41	55	70	71	46	40	477
Húsavík . . . . .	33	30	26	27	20	37	48	62	65	84	50	49	531
Reykjahlíð . . . . .	31	27	25	27	19	26	42	41	41	46	33	34	392
Grímsstaðir . . . . .	26	26	21	21	15	28	49	49	43	34	26	23	366
Raufarhöfn . . . . .	43	37	35	38	22	39	62	73	86	80	50	53	618
Þorvaldsstaðir . . . . .	30	24	24	29	25	33	62	69	64	61	50	42	513
Fagrdalur . . . . .	50	33	35	42	46	53	105	116	105	94	83	68	830
Hof . . . . .	36	33	27	33	27	33	67	71	66	63	60	52	573
Hallormsstaður . . . . .	91	56	38	35	22	29	53	49	59	66	78	88	664
Dalatangi . . . . .	113	76	74	84	69	82	132	132	154	154	138	138	1346
Teigarhorn . . . . .	138	97	96	82	74	70	87	100	136	143	127	143	1293
Hólar í Hornafirði . . . . .	191	115	132	108	90	83	93	116	162	170	187	185	1632
Fagurhólsmýri . . . . .	166	122	152	120	116	110	105	137	182	187	176	188	1761
Kirkjubæjarklaustur . . . . .	147	112	135	110	108	127	123	156	175	188	174	170	1725
Vík . . . . .	182	159	164	171	143	167	169	188	237	238	212	226	2256
Vestmannaeyjar . . . . .	138	104	109	97	81	81	84	108	132	166	141	156	1397
Sámsstaðir . . . . .	110	96	95	71	53	56	67	93	105	134	114	107	1101
Hæll . . . . .	92	84	82	74	59	63	76	92	113	131	103	95	1064
Eyrbakkí . . . . .	138	108	109	98	72	72	79	103	127	160	137	139	1342
Ljósafoss . . . . .	155	115	140	109	91	92	96	127	162	204	171	144	1606
Þingvellir . . . . .	134	103	110	90	70	68	72	95	120	157	139	134	1292
Reykjanes . . . . .	98	71	80	75	60	57	58	73	103	121	107	103	1006
Keflavíkurflugvöllur . . . . .	101	72	85	64	55	56	54	79	117	124	119	123	1049
Viðstaðir . . . . .	125	83	94	68	55	48	51	78	89	125	118	109	1043

Guðmundur Kjartansson:

## GEOLOGISKE BETINGELSER FOR ISLANDSKE FLODTYPER

### Indledning

Hensigten med dette foredrag er en summarisk redegørelse for forbindelsen mellem de forskellige flodtyper og de geologiske forhold på Island. Vi har allerede, i Sigurjon Rists foredrag, fået en oversigt over den her i landet anvendte klassifikation, inddelingen i tre hovedtyper: draga-, linda- og jökelfloder. Jeg skal ikke her komme nærmere ind på den sidstnævnte type, jökelfloderne, men vil hovedsagelig forsøge at gøre rede for de to første: dragafloder og lindafloder. Det er jo disse to typer der har deres udspring i grundvandet og vedligeholdes af dette. De er derfor i langt større grad end jökelfloderne præget af de geologiske forhold inden for deres afvandningsområder. Meget træffende er de i lange tider blevet betegnet med et fælles navn bergvatnsár ("bjergvandsfloder") til adskillelse fra jökulár (jökelfloder. - Jeg må måske minde om at berg på islandsk ikke betyder "bjerg" eller "fjeld", men "klippe" el. "bjergart").

I geologisk henseende kan Island prale af to verdensrekorder:

(1) Intet andet landområde på jordens overflade - så stort og så vel afgrænset, at det fortjener betegnelsen "et land" - er i så stor udstrækning opbygget af vulkansk materiale, (2) efter samme definition af "et land" er Island det yngste land på jorden.

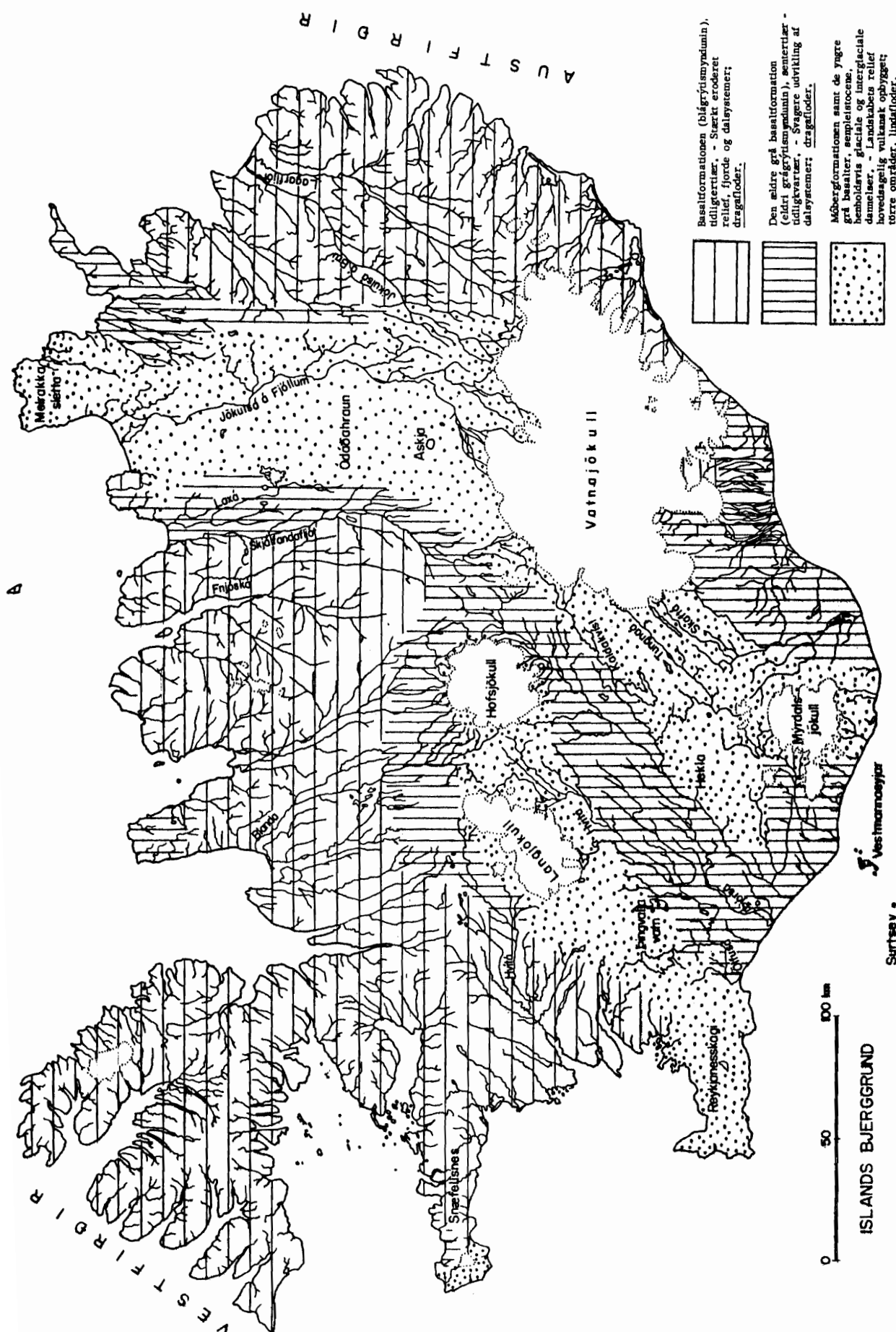
Opstablingen af de ældste kendte lag i Islands bjerggrund går kun tilbage til overgangen fra mesozoisk til kænozoisk tidsalder for en 60-70 mill. år siden. På dette tidspunkt lå næsten alt, hvad man kan kalde for "fast klippe", færdigdannet i det øvrige Norden - lige med undtagelse af Færøerne, som i denne henseende slutter sig til de ældste dele af Island. Begrebet bjerggrund (isl. berggrunnur) har derfor en speciel betydning her i landet, idet den islandske bjerggrund ikke alene omfatter de prækvartære dannelser, men også næsten ligeså vældige vulkanske klippemasser af kvartær alder.

På det ny geologiske kort af Island skelnes der mellem fire forskellige formationer inden for bjerggrunden. Disse skal i det følgende omtales hver for sig i aldersfølge.

### Basaltformationen el. plateaubasalterne (isl. blágrýtismyndunin)

Denne ældste formation af Islands bjerggrund udgør to store dele af landet, det østlige og det vestlige basaltplateau (se medfølgende kort). Disse

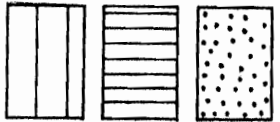




Basaltformationen (blágrýsmýrdunin),  
 nðilgertlar. - Sérkt eroderet  
 relief, fjorde og dalssystemer;  
 dragafloðer.

Den eldre grá basaltformation  
 (eldri grágrýsmýrdunin), semertlar -  
 nðilgertlar. - Sragere utvikling af  
 dalssystemer; dragafloðer.

Móbergformationen samt de yngre  
 grá basalter, sempleistocene,  
 hemoldaris glaciale og interglaciale  
 dannelser. - Landkabeta relief  
 hovesdagelig vulkanisk opbygget;  
 torre onráder, lindafloðer.



A

ISLANDS  
 BJERGGRUND

0 50 100 km

ISLANDS BJERGGRUND

Surtsey

plateauer er opbygget af horisontale eller svagt hældende basaltlag, som hver for sig i form af tyndflydende lava har oversvømmet det forhenværende forholdsvis flade terræn. Tit hviler lavalagene umiddelbart ovenpå hverandre, men nok så ofte er der indskudt såkaldte mellemlag, der oprindeligt er dannet ved askeregn fra vulkaner eller afsat af vand og vind og senere ved tryk og cementering hærdnet til bjergarter, henholdsvis tuf, konglomerat, sandsten og lersten. I de fleste fjeldsider er mellemlagenes samlede mægtighed ganske underordnet i forhold til basalternes.

I mellemlagene har man fundet planteforsteninger tilhørende en tidligtertiær flora.

Basaltformationens regelmæssige opbygning af lavabænke og mellemlag afbrydes mange steder af intrusiver, d.v.s. bjergartsmasser, som i smeltet tilstand er trængt nedefra ind i formationen. Små intrusiver, særlig gange af basalt, er almindelige inden for de fleste dele af formationen. Sure (lyst farvede) bjergarter, som liparit, forekommer også spredt inden for begge basaltområderne såvel i form af gange som af noget større og mere uregelmæssigt formede intrusiver, og enkelte steder findes der endelig rigtige dybbjergarter, som gabbro og en slags granit.

Basaltlavaer er i almindelighed porøse og spaltede, særlig i det øverste lag, men også tit i et tyndere lag på undersiden. I unge lavaer (sådanne, som vi skal omtale senere) har grundvandet forholdsvis fri bane til at bevæge sig horisontalt i disse utætte lag. Men inden for det gamle tertiære, basaltplateau er såvel lavaer som andre oprindeligt porøse bjergarter i den grad blevet imprægneret ved udfældning af mineraler (kiselsyre, kalkspat og zeoliter) at de er blevet forholdsvis vandtætte. Også de talrige basaltgange nedsætter formationens permeabilitet for vand, da de som lodrette vægge skærer de vandrette og til dels vandførende lag på tværs. Det forhold, at varme kilder har vist sig fortrinsvis at springe frem langs gange, tyder på, at gangene standser de dybtgående horisontale grundvandsstrømme og dirigerer dem op til overfladen.

Den vulkanske aktivitet og dermed opbygningen af bjerggrunden hørte op indenfor de to tertiære basaltområder for millioner af år siden. Af den grund viser disse egne også landskabsmæssigt en vis modenhed frem for de yngre landsdele. Basaltplateauernes relief er skabt ved erosion. Systemer af dale forgrener sig fra kysten ind i højlandet. Den ydre del af hver hoveddal ligger under havfladen og danner således en fjord. Vi har her typiske fjordlandskaber som i Vest-Norge og på Grönland. Alle dalene har i tværsnit den velkendte U-form, der er karakteristisk for iseroderede dale. Et andet karakteristisk træk er fordybede partier af dalrenden, "glaciale trug",

som efter gletscherens afsmeltning udgør dybe, langstrakte søer. Sådanne dalsøer - gennemstrømmet af dalens hovedflod - forekommer i alle dele af den islandske basaltformation (Skorradalsvatn, Haukadalsvatn, Svínavatn, Lögurinn o.m.fl.). De er dog langt fra så almindelige som i Skandinavien og savnes inden for de fleste flodsystemer på Island. - På den anden side er det forholdsvis mange islandske floder og åer, der i længdesnit nærmer sig en kurve med regelmæssigt aftagende hældning fra vandskellet eller plateauranden ud til havet. I den henseende viser vandløbene inden for den islandske basaltformation - trods deres unge alder - en større modenhed end de skandinaviske elve. Grunden er sikkert den, at Skandinaviens grundfjeld yder stærkere modstand overfor erosion end de islandske basalter. - Det må understreges, at denne forholdsvis fremskredne udvikling af flodernes længdeprofil på Island er strengt begrænset til den tidligtertiære basaltformation.

Bortset fra de ovennævnte træk afviger vandløbene inden for denne ældste bjerggrundsformation ikke væsentligt fra de floder og åer der har deres udspring i den næstældste formation, som nu skal omtales.

#### De ældre grå basalter (isl. eldri grágrýtismyndunin)

De ældre grå basalters formation ligger blottet over store områder mellem de to endnu ældre basaltplateauer i øst og i vest (se kortet). Og ligesom disse består denne formation også hovedsagelig af basaltlavaer og mellemlag. Men der er den forskel, at her har både basaltlagene og mellemlagene - særlig de sidste - i almindelighed større mægtighed, men mindre horisontal udstrækning, og vidner dermed om landskabets mere ujævne relief under aflejringen. Mange af basalterne er af en finkornet og lyst farvet varietet, der på islandsk betegnes som "grágrýti" (hvorimod de tætte, mørke basalter, der er mere fremtrædende i andre aldersgrupper af bjerggrunden, kaldes "blágrýti"). Mellemlagene består for en stor del af konglomerater, der er blevet fortolket som hærtnede moræner og fluvioglaciale aflejringer. Enkelte steder i mellemlagene har man fundet fossiler, både af landplanter og havdyr. I nogle lag er der arter, der kun trives i et mildt klima, men i andre findes sådanne, der kun kan leve i et betydeligt koldere klima end det nuværende på samme sted. De ældste led i denne formation er sikkert sentertiære (antagelig pliocene), medens størstedelen er tidligkvartær. De tidligere nævnte forhold beviser, at den er opbygget såvel under glaciale som interglaciale perioder.

Både basaltiske og liparitiske intrusiver forekommer i de grå basalters formation, hvor de optræder på lignende måde og næsten lige så talrigt som i basaltformationen.

I sammenligning med det gamle basaltplateau er de grå basalter - på grund af deres unge alder - betydeligt mindre eroderede: fjordlandskaber savnes, og dalsystemer er kun svagt udviklede. Også flodernes længdeprofil er mere uregelmæssig og tit med høje vandfald på overgangen fra højlandet til lavlandet.

Men med hensyn til permeabilitet synes der ikke at bestå nogen betydelig forskel imellem det (op til 60 mill. år) gamle basaltplateau og de grå basalter (hvis alder næppe overskrider et par mill. år). Disse to ældste led i Islands bjerggrund er ganske væsentlig mindre permeable end alle de yngre. Vi kan sammenfatte de landsdele, disse to formationer når over, under betegnelsen de tætte områder. De udgør omtrent de to tredjedele af landets areal (linieret, henholdsvis vandret og lodret, på kortet).

I disse egne trænger kun en lille brökdél af regn- og smeltevandet ned i bjerggrunden. Afrindingen foregår ad overfladen - samt i de överste, löse jordlag, som moræne, ur (skredmasser) grus, sand, lössjord og törv. I disse lag har vandet et kortvarigt ophold. Under regnperioder og de nærmeste dage efter sådanne strømmer vandet frem igen som utallige bittesmå kilder og samles i bække. Men under törkeperioder udtörres de fleste af dem. Alle fordybninger i bjerggrunden, der ikke er fyldt af löse jordlag, indtages af søer og kær. De flade strækninger dækkes af törvemoser. Disse "tætte områder" er da også lige så betegnende blevet kaldt for de våde områder. Grundvandsspejlets höjde varierer stærkt og hurtigt efter vejrforandringerne.

Et vandløb, der afvander et sådant område er en dragaflod (isl. dragá). Den har ofte ikke noget bestemt udspringssted, idet dens överste tilløb snart er vandfyldte, snart törre. Et sådant tilløb hedder på islandsk drag, heraf navnet på denne flodtype.

Da Sigurjón Rist i sit foredrag allerede har gjort rede for dragaflodens karakteristiske træk skal jeg kun minde om de to vigtigste:

(1) Store svingninger i vandföringen, forårsaget af hurtig reaktion på regn og tö, törke og frost.

(2) Ligeledes store svingninger i vandets temperatur, der tilnærmelsesvis følger lufttemperaturen, så længe denne ligger over frysepunktet.

Af disse to egenskaber afledes alle de andre. På grund af de store og hyppige flomme eroderer dragaflooderne meget effektivt og transporterer store mængder fast materiale. I stærkt hældende terræn löber de næsten altid på bunden af klöfter, de selv har gravet, for det meste efter istidens afslutning. Men på flade strækninger breder de sig, som oftest forgrenede, over vidtstrakte grussletter, hvis materiale de også har aflejret i postglacial tid. Normalt förer de klart vand, som da langtfra dækker hele bunden af det egentlige

flodleje. Men under flomme og i tilfælde af bundisdannelse kan hele flodlejet blive oversvømmet. Næsten ingen vegetation kan fæste rod på grussletterne på grund af skiftevis aflejring og videretransport af materialet. På disse floder sætter isdannelse ind så snart lufttemperaturen synker under  $0^{\circ}\text{C}$ . De lægger forholdsvis hurtigt til og kan forblive mere eller mindre fuldstændigt islagte i langvarig frost. Men under de hyppige tøbrud om vinteren sprænges isdækket af de svulmende vandmasser. Det er netop i disse - ofte katastrofeagtige - vinterflomme, at de islandske dragafloder plejer at opnå deres maksimale vandføring. Både bundisen og de drivende isflager spiller også en betydelig rolle i disse flommers erosion og udformning af flodlejet.

### Móbergformationen (Palagonitformationen)

Denne formation dækker tre store områder på Island, på Nordlandet, Sydlandet og Sydvestlandet, foruden nogle små arealer i andre landsdele (se kortet). Den består for en stor del af bjergarten móberg (palagonittuffer og -breccier). Dette er en eruptiv bjergart af omtrent samme kemiske komposition som basalt, men i modsætning til denne af hyalin, klastisk struktur, d.v.s. ikke krystalliseret, men dannet ved ophobning og påfølgende sammenkitning af fint fordelt basaltisk glas. Den har en brunlig farve, er fint porøs og står betydeligt tilbage for basalten med hensyn til hårdhed. Over store arealer af móbergområderne (særlig det sydlige) består bjerggrunden næsten udelukkende af denne bjergart, men de fleste steder indgår der krystallinsk basalt - i form af gange, årer eller også andre, mere voluminøse intrusiver - i móbergfjeldene. Størstedelen af denne basalt har ved størkningen fået en ejendommelig struktur, efter hvilken den ganske betegnende kaldes for "pillow-lava" (isl. bólstraberg).

Bjergarterne móberg og pillow-lava antages at være opstået ved hurtig afkøling og størkning af basaltmagma og kan også betragtes som to særlige afarter af basalten. Deres forekomst i geologiske formationer i almindelighed viser da også, at de fortrinsvis eller udelukkende er dannet under vand. På Island er de sikkert størknet i smeltevand under et isdække i løbet af den kvartære istid. Móbergområderne på Island er en speciel, bjergrig landskabsform, og móbergfjeldene er subglaciale vulkaner. Langt de fleste er langstrakte rygge, der løber parallelt i retning NØ - SV på Syd- og Sydvestlandet og N - S på Nordlandet.

På grund af móbergformationens porøsitet siver næsten alt regn- og smeltevand ned i bjerggrunden i disse egne. I stærk regn kan der samle sig små vandpøle i lavninger på klippeoverfladen, men de bliver i regelen opsugt af dennes fine, kapillære porer i løbet af nogle få timer. Der forekommer

dog tættere partier af bjerggrunden, men de plejer at være af så begrænset omfang, at formationen som helhed må betragtes som porøs og permeabel. Overfladevand, både rindende og stillestående, er en sjældenhed indenfor de mest udprægede móbergområder. Disse forhold bevirker, at móbergfjeldene yderligere kendetegnes ved en svag udvikling af eller fuldstændig mangel på erosionskløfter.

#### De yngre grå basalter (isl. yngra grágrýtið)

Indenfor móbergområderne er det hovedsagelig fjeldene der består af de ovenfor omtalte bjergarter, móberg og pillow-lava. Men i det jævne terræn, mellem fjeldene, udgøres bjerggrunden de fleste steder af lavaer. Disse lavaer har den almindelige lavastruktur (der ikke minder det mindste om pillow-lavaerne i fjeldene). En forholdsvis stor del af dem består af en lysegrå, doleritisk basalt, det mest typiske grágrýti. Man kan let påvise udbrudsstederne for mange af disse lavastrømme, for i det store og hele hælder deres overflade endnu i den retning, hvori de oprindelig flød. De kendte udbrudssteder er alle af skjoldvulkanernes type (isl. dyngja). Denne er en svagt hældende regelmæssig lavakuppel, ofte forsynet med et stort krater på toppen. Disse vulkaner tillige med deres lavastrømme er isskurede og afhövlede af istidens gletschere, således at den oprindeligt ujævne, spaltede eller slaggeagtige lavaoverflade nu er omdannet til glatte, hvælvede rundklipper. Derfor er disse "grå" lavastrømme letkendelige fra de postglaciale lavaer, der alle har bevaret deres oprindelige ru overfladeformer godt.

De to sidstnævnte formationer, móbergfjeldene og de grå basaltlavaer er nært knyttet til hinanden, både med hensyn til udbredelse og alder. De danner de to yngste led i det, vi kalder landets bjerggrund. Begge stammer fra den senere del af den kvartære istid, d.v.s. er mindre end ca. en halv million år gamle. Af gode grunde (jfr. ovenfor) kan man antage, at móberg-formationen er dannet under glacielle forhold, nemlig i glacieltiderne, medens de grå lavastrømme må være flydt på isfri landoverflade, d.v.s. i interglaciale tiderne.

De yngre grå basaltlavaer er porøse på en anden måde end móberget, idet deres porer ikke ligger så tæt, men til gengæld er grovere (ikke kapillære), og desuden er lavaerne mere opspaltet. Stort set viser disse to formationer en lignende og ganske betydelig permeabilitet for vand. Men før jeg kommer nærmere ind på vandløbene i disse egne, vil jeg lige præsentere endnu en formation, der i hydrologisk henseende kan grupperes sammen med de to foregående.

### Postglaciale vulkaner og lavaer

Den vulkanisme, Island kan takke for sin tilblivelse og vedligeholdelse, er i tidens løb blevet indskrænket til stadigt snævrere områder. Ved istidens afslutning, for en 10 tusind år siden, er de aktive områder skrumpet sammen til de zoner, der på kortet betegnes som "móbergformationen" og "de yngre grå basalter". Spredt over størstedelen af disse zoner ligger de over 200 postglaciale eller nutidens vulkaner. Af dem har omtrent 30 været aktive i historisk tid (d.v.s. efter år 900). Her har vulkanerne med enestående produktivitet fortsat opbygningen helt op til vore dage. I jävnförelse med andre landes vulkaner excellerer de islandske i produktion af lava, medens deres produktion af lösmateriale (tefra) er underordnet. Det samlede areal af postglaciale lavamarker på Island anslås til omkring 11000 km<sup>2</sup>, og den samlede mægtighed af lavalagene er sikkert mange steder flere hundrede meter. De postglaciale udbrudsprodukter udgör således en ret betydelig tilföjelse af solide klippemasser til den egentlige (præglaciale, glaciale og interglaciale) bjerggrund. Da de postglaciale lavaer bevarer de oprindelige, ejendommelige störkningsformer praktisk talt uberört af forvitring og erosion på deres overflade, er de letkendelige fra bjerggrundens isskurede klippeflader. I almindeligt sprogbrug benyttes ofte betegnelsen lava (isl. hraun) i betydning af postglacial lava (således for eks. i signaturforklaringerne på de topografiske kort).

De postglaciale lavaer er permeable for vand i endnu höjere grad end både móberget og de isskurede grágrýtilavasträmme. Men da udbredelsen af disse tre formationer stort set falder inden for de samme områder og eftersom deres indbyrdes grænser er for indviklede til at kunne angives i medfölgende korts lille målestok, skal vi her nöjes med at behandle disse områders hydrologi under et.

I disse egne siver praktisk talt alt regn- og smeltevand ned i klippegrunden. Grundvandsspejlet ligger de fleste steder dybt - og ofte tilnærmelsesvis horisontalt, da grundvandet let kan bevæge sig i de poröse eller stærkt spaltede bjergarter. Store og små sænkninger uden afløb er almindelige. Mange er törre helt ned til bunden, men i andre ligger der söer, hvis overflade er en fortsættelse af grundvandsspejlet og hæver og sænker sig med dette (Kleifarvatn, Öskjuvatn). Disse svingninger er langsomme, sæsonbestemte eller endda flerårige. Men over store strækninger af de "törre" områder findes der overhovedet ikke noget vand på overfladen (jfr. Reykjaneshalvöen, Heklaegnen og Ódáðahraun på kortet).

Inden for de tárre områder er det vanskeligt at bestemme den nöjagtige beliggenhed af vandskellene mellem de forskellige afvandingsområder, da den ikke fremgår af de topografiske forhold.



Hvor disse områder, som på Reykjaneshalvöen, ligger ud til kysten er dræningen udelukkende underjordisk. Ikke en bæk løber ud i havet, men ved ebбетid vælder der store kilder med fersk vand frem nede ved strandkanten (i fjæren). Hvor på den anden side et "tört" område grænser op til et "vådt" el. "tæt" område, opstår der vældige kilder på de lavestliggende strækninger af grænsen. Det er på sådanne steder lindafloderne har deres udspring.

En lindaflod afvander et "tört" område. Den har i modsætning til dragafloderne et skarpt afgrænset kildeområde hvor den dannes af forholdsvis få, men store kilder (heraf navnet, lind = kilde). Disse kilder fører klart, koldt vand. Både vandføringen (der kan gå op til mere end 1 m<sup>3</sup>/sek. for en enkelt kilde) og vandtemperaturen er meget konstante. Disse forhold præger floden, som oftest i hele dens længde.

Selv i den stærkeste regn og snesmeltning over en lindaflods afvandingsområde får floden som regel ingen tilstrømning af vand ad overfladen, men kun gennem grundvandet, og tilførslen udjævnes fuldstændigt ved dets langsomme bevægelse over ulige store afstande fra de forskellige kanter af afvandingsområdet. Derfor har vejrforandringer i almindelighed ingen mærkbar indflydelse på disse floders vandføring og heller ikke på vandtemperaturen i deres øverste løb. - Dog kan der i sjældne tilfælde forekomme flomme i en lindaflod. Dette sker kun under heftige tøbrud om vinteren, når jordbunden (som oftest lössjord eller flyvesand), der dækker den permeable klippegrund, først er blevet fortættet af tele (jordfrost).

På grund af deres jævne vandføring har lindafloderne en forholdsvis ringe erosionsevne, og i transport af fast materiale står de langt tilbage for både jökelfloder og dragafloder. En lindaflods leje plejer derfor at være mindst nedgravet, og disse floder løber sjældent på bunden af kløfter. De breder sig heller ikke over grusbanker på sletterne, men plejer at holde sig smalle og dybe. Bredderne er ofte græsbevoksede helt ned til vandfladen.

Vandtemperaturen i lindaflodernes kilder varierer omkring 3-5° C fra det ene afvandingsområde til det andet, mest efter områdets højde over havet. Ned efter floden forandres temperaturen selvfølgelig i retning mod luftens temperatur, altså stiger i varmt vejr og falder i frost. Men denne forandring foregår så langsomt i lindafloderne, at selv i en afstand på 20-30 km fra kilden adskiller de sig fra de andre flodtyper ved, at vandets temperatur ofte afviger væsentligt fra luftens. Om sommeren plejer de at være koldere og om vinteren varmere end de andre. Selv jökelfloder, der ved deres udspring har en temperatur af 0° C, plejer i varme sommerdage i en afstand på 15-20 km fra jökkelranden at være varmere end en lindaflod i samme afstand fra sin kilde. Dette skyldes sikkert forskellen imellem de respektive flodtypers leje: Medens lindafloden plejer at løbe i en dyb, smal rende, har



jökelfloden tendens til at brede sig ud til siderne på en lignende måde som før beskrevet om dragafloderne - og endda i endnu højere grad.

Som følge af lindahodernes temperaturforhold karakteriseres de endvidere ved ringe isdannelse om vinteren. I deres øverste løb, en 10-20 km ned fra kilden, lægger de aldrig til. Og i større afstand fra deres udspring sker dette kun i perioder af særlig streng frost - og dog sjældent uden en yderligere afkøling af flodvandet ved snefygning. Den sjældne forekomst af eller den fuldstændige mangel på isrydninger spiller antagelig en rolle for lindahodens karakteristiske udformning af sit leje.

Jeg har i det foregående søgt at gøre rede for et led i den almindeligt anvendte klassificering af vandløbene her i landet, nemlig de mest karakteristiske træk for bjergvandsflodernes to hovedtyper, dragafloder og lindahoder. Som det jo skulle fremgå af det, jeg allerede har sagt, kan dragafloderne ikke siges at være nogen islandsk specialitet. De er snarere den almindelige, normale flodtype for de respektive topografiske og klimatologiske forhold. Derimod er lindahoderne en geologisk betinget flodtype og lige så speciel som Islands geologi er speciel - takket være de to verdensrekorder jeg nævnte i min indledning til dette foredrag.

J. Eythorsson:

## BREER OG BREMÅLINGER

Man regner med, at omkring 11800 km<sup>2</sup> eller 11% av Island er dekket med breer. Det er ikke mulig a gi et nøyaktig tall, da breernes størrelse har forandret seg med raske skritt de siste årtier. Våre topografiske karter er utarbeidet efter målinger fra årene 1903-1938, og siden den tid er de fleste breer skrumpet inn, især efter 1925. Vi vet heller ikke, hvor mange breer det er her i landet. Det er en hel del små breer på Nordlandet, som ikke er inntegnet på de topografiske karter eller medregnet i det hele tatt.

De tre store breer, som dominerer de andre, er ordnet i en rekke fra det sydøstlige hjørne av landet i nordvestlig retning, den fjerde storbre er midt på sydkysten.

Lengst mot sydøst er Vatnajökull, som har sitt navn av de mange "vann", d.v.s, elver, som går ut fra den i alle retninger. Dens areal oppgis til 8400 km<sup>2</sup>, høyde over havet er for det meste 1200-1600 m og volumet av isen omkring 3500 km<sup>3</sup>

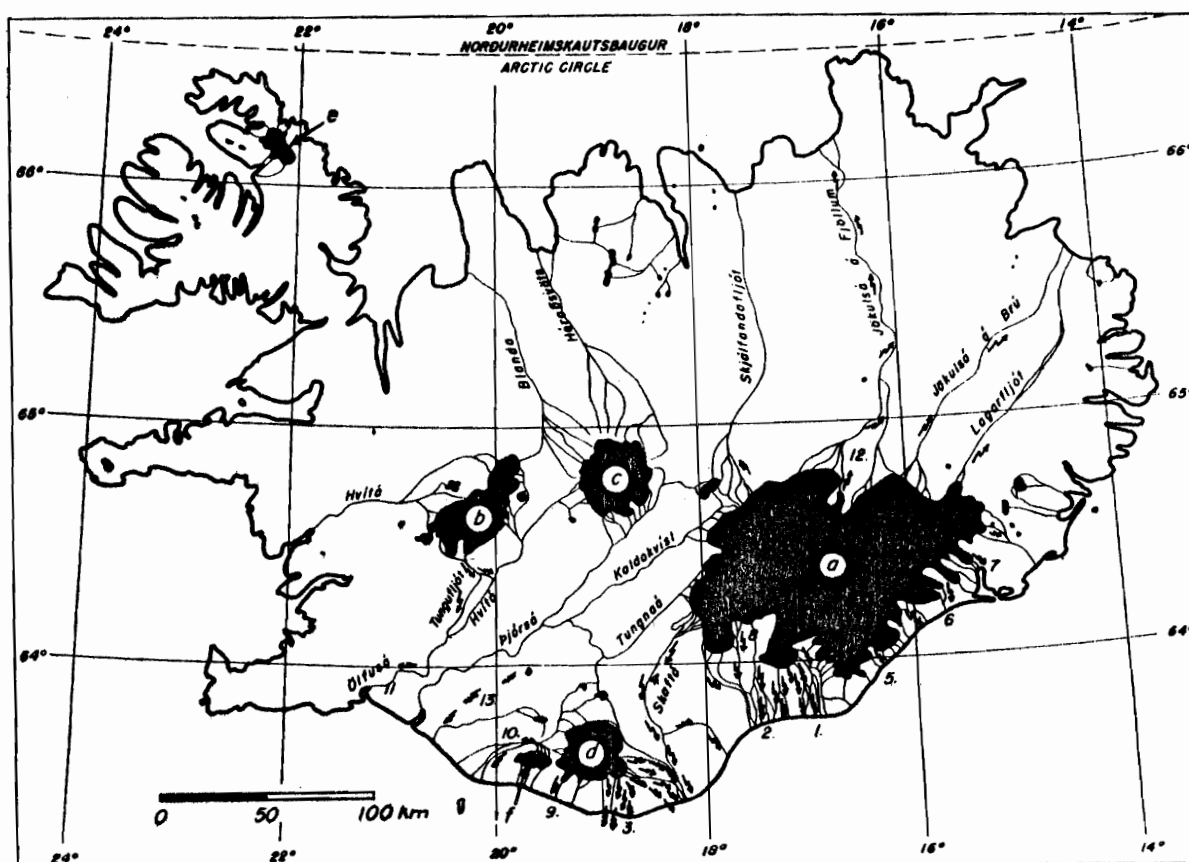


Fig. 1. Oversiktskart. a) Vatnajökull, b) Langjökull, c) Hofsjökull, d) Mýrdalsjökull, e) Drangajökull. Pilene angir elver hvor jökulhlaup har forekommet.

Midt i landet er Hofsjökull, omkring  $1000 \text{ km}^2$  og høyden er 1200-1600 m. Den er meget lite undersøkt. Fra den får Þjórsá en stor del av vannføringen sin. Fra Hofsjökull får også Hvítá på Sydlandet, Blanda og Héraðsvötn på Nordlandet største parten av sitt vann.

Langjökull med Þórisjökull måler omkring  $1050 \text{ km}^2$  og høyden er for det meste 1200-1300 m. Fra den får Hvítá på Sydlandet det meste av sin vannføring, ved overflåteelvene Fúlakvísl og Farið, men man må dessuten regne med at en stor del av Sogs vannføring stammer fra Langjökull og samles underjordisk i Þingvallavatn. Hvítá í Borgarfjorden får også sine største kildefloder fra Langjökull.

Mýrdalsjökull og Eyjafjallajökull har et samlet areal på  $800 \text{ km}^2$ . Fra dem strømmer flere korte elver, som nesten utelukkende fører brevann.

Dessuten har man Drangajökull på Nordvestlandet på  $200 \text{ km}^2$ , Snæfellsjökull på  $22 \text{ km}^2$  i 1908 og  $11 \text{ km}^2$  i 1958, Tindafjallajökull på  $27 \text{ km}^2$ , Eiríksjökull  $23 \text{ km}^2$ , Torfajökull  $21 \text{ km}^2$ , Tungnafellsjökull  $50 \text{ km}^2$  og endelig Þrándarjökull på Östlandet  $27 \text{ km}^2$ .

Det meste av det indre av Island er i grunnen en slette på 500 á 700 m over havet dekket med sand, lava og gressgange, strödd med store og små sjöer og mange koller eller fell, som vi kaller det. Over denne höyslette reiser de nettop nevnte bredekkede fjellmassiver seg med forholdsvis korte mellomrum.

Passet mellom Langjökull og Hofsjökull er godt og vel 25 km bredt og 700-800 m höyt. Det kalles "Kjöllur" eller Kjölen, og det er lett á tenke seg opprinnelsen av navnet. Fra Hofsjökull öst over til Tungnafellsjökull - Vatnajökull er det også 20-30 km.

De tre hovedbreer danner både vann- og værskille mellom de fire fjerdinger, som Island gjerne deles i geografisk og fra gammel tid av også administrativt. De har således en gjennomgripende innflytelse på landets hydrologi, idet nedbören på deres nordside kun er halvdelen eller bare fjerdedelen av Sydlandets nedbör.

På lignende måte deler Mýrdalsjökull Sydlandet i to nedbörrområder. Nedbören på landet vesten om jökelen er bare 2/3 deler av det man har på östsiden.

Nedbörfordelingen gjenspeiles i firngrensens höyde over havet. På sydlandet er den gjennomsnittlig 1000-1100 m, på Vatnajökulls nordside 1300-1400 m og opp til 1650 m i det

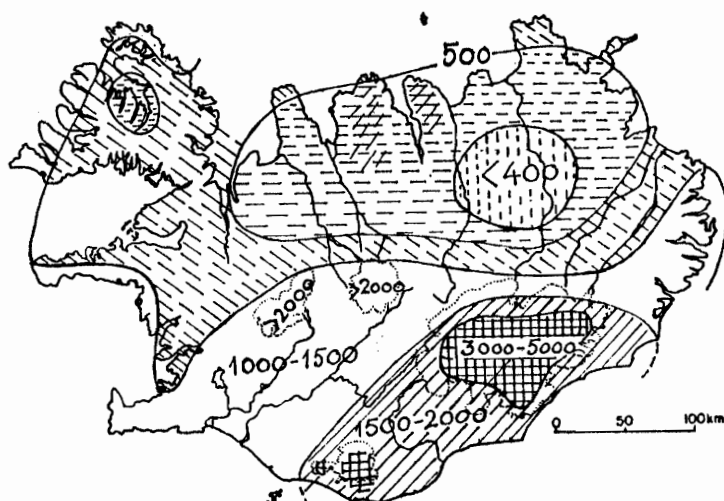


Fig. 2. Nedbörfordelingen i grove trekk.

nordøstlige innland, hvor den 1680 m høye Herðubreid praktisk talt er uten bredannelse nu for tiden.

Våre breer er hittil kun ufullstendig undersøkt. Vi har i grunnen for store breer, for få utdannede folk og for små kroner! Det er derfor vi ikke er kommet så langt som til å kunne fremlegge regnskaper over materialhusholdningen hos våre breer. Men dette blir mere forståelig, når man husker på, at Bretungene eller ablasjonsområdene gjerne er av størrelsesordenen  $100 \text{ km}^2$  og akkumulasjonsarealet noe større. Dertil kommer, at man ofte er i villrede med skillet mellom de enkelte breer og avrinningsområder. Dette må vi for fremtiden overkomme ved nøyaktige målinger av breenes tykkelse, således at den underliggende landform trer frem. Det er allikevel ikke sikkert at denne metode vil løse problemet i alle tilfelle. Men til undersøkelse av slike storbreer må man ha snebiler og forholdsvis mange dyktige folk. Det må også innrømmes, at detaljerte breundersøkelser hittil har vært av begrenset praktisk interesse her til lands. Først med planene om forøket utnyttelse av vannkraften blir disse undersøkelser aktuelle og påkrevet.

Vi har derfor for det meste måttet nøye oss med de mest elementære målinger: nemlig forandringen av Bretungenes lengde. En Bretunge eller ablasjonsområdet av en bre kalles på islandsk skriðjökull. De folk, som har bodd tett opp til Bretungene har sett dem med egne øyne skride eller krype langsomt fremover og funnet på navnet, som jeg for øvrig synes de andre nordiske språk gjerne kunne "låne" i stedet for mere fremmedartede betegnelser. En bre (ísl. breði) betyr, så vidt jeg vet, det samme som jøkel og innbefatter både ablasjons og akkumulasjonsområdet.

Målinger av våre skridjökler ble dog først begynt omkring 1930. Som bilag følger en oversikt over resultater av disse målinger i årene 1931-1960. Forandringene er gjennomgående av samme størrelsesorden som ved de norske breer, men i noen tilfelle betydelig større. Dette har delvis sin forklaring i, at enkelte breer har det med å rykke plutselig frem, hvorefter de synes å stå nesten stille i noen år, således at ablasjonen blir helt dominerende. I andre tilfelle, hvor breene rekker helt ned på lavlandet, kan det være terrasser eller gamle frontmorener under isen, som plutselig blir synlige på grunn av forøket ablasjon. Så blir den forreste del av breen til døis, som forsvinner helt i løpet av en sommer eller to. Det bemerkes at det ved de større breer gjerne er flere målesteder og at de oppgitte tall er middelveier.

Et eksempel på en storslått og uventet fremrykning har man i Brúarjökull, som i oktober siste år plutselig skred 8-10 km fremover. Brúarjökull har et areal mellom  $1000$  og  $1200 \text{ km}^2$  og hele dette område er kommet i

bevegelse. I stedet for det flate og fredelige utseende er hele området nu merket av et utall gapende spalter og selve brefronten er 30-50 m høy, stupbratt og oppspaltet.

Det er ikke tvil om at de islandske breer fantes, for det meste i sin nuværende form, i Sagatiden. Derom vidner de mange hovedelver, som fikk navnet Hvítá eller Jökulsá allerede dengang. Men det er grunn til å anta at jöklene hadde betydelig mindre utstrekning. Det mest berømte bevis er den fra Njáls Saga kjente gård Breiðá ved Vatnajökulls sydrend. Ennu i 1343 er det en velhavende kirke på Breiðá, men så kommer det veldige utbruddet i Vatnajökull i 1362. Sannsynligvis er da gården forlatt i noen år og kirkens inventar fordelt på andre kirker. Av et kirkeregister opptatt ca. 20 år etter utbruddet ser man nemlig, at kirken har mistet det meste av sitt inventar, men beholder fremdeles sine jordbesittelser og herligheter. Ennu ved 1600 tallet ser det ut til å være forholdsvis velhavende bønder på Breiðá, men i 1698 blir gården forlatt fordi jökelen (Breiðamerkurjökull) truer hjemmemarken og husene. Ennu i 1712 er gardens ruiner synlige tett ved jökulranden. Noe senere har jökelen dekket dem helt og man vet nu ikke nøyaktig stedet. De har ligget under breen i ca. 200 år, men ligger nu begravet under en 3-4 m tykk morene.

Dette nevnes som bevis på, at de islandske breer er gått frem ved 1700-tallet, omtrent samtidig med de norske breer. Sin fremskutte stilling har de så beholt i det store og hele til begynnelsen av dette århundrede.

Breiðamerkurjökull har overrent flere gårder, den siste i 1869, og da breen ble kartlagt i 1903 var dens mest fremskutte rand kun 500 m fra stranden. Siden - og hovedsakelig etter 1930 - er den gått sterkt tilbake og det har dannet seg dype laguner ved dens rand, hvilke man knappest hadde anelse om så sent som i 1936. Den største er over 100 m dyp og har sjøvann på bunnen.

Jeg tror at Breiðamerkurjökull i Sagatiden lå mellom 5-10 km lengere tilbake enn den gjør i dag. Ellers hadde det vært for knappe beiter for en storgård som Breiðá.

De fleste glaciologiske undersøkelser her i landet er for så vidt knyttet til Vatnajökull. I 1936-38 gjorde den Svensk-islandske ekspedisjon under professor Ahlmanns ledelse mange verdifulle målinger og studier m.h.t. akkumulasjon og ablasjon på den østlige halvdel av jökelen; og våren 1951 utførte den Fransk-islandske ekspedisjon de første målinger av Vatnajökulls tykkelse samt vinterens akkumulasjon.

Fra og med 1953 har Den glaciologiske forening foretatt mange kortere og lengere ekspedisjoner til Vatnajökull, især Grímsvötnområdet, og målt akkumulasjonen på jökulens vestlige del.

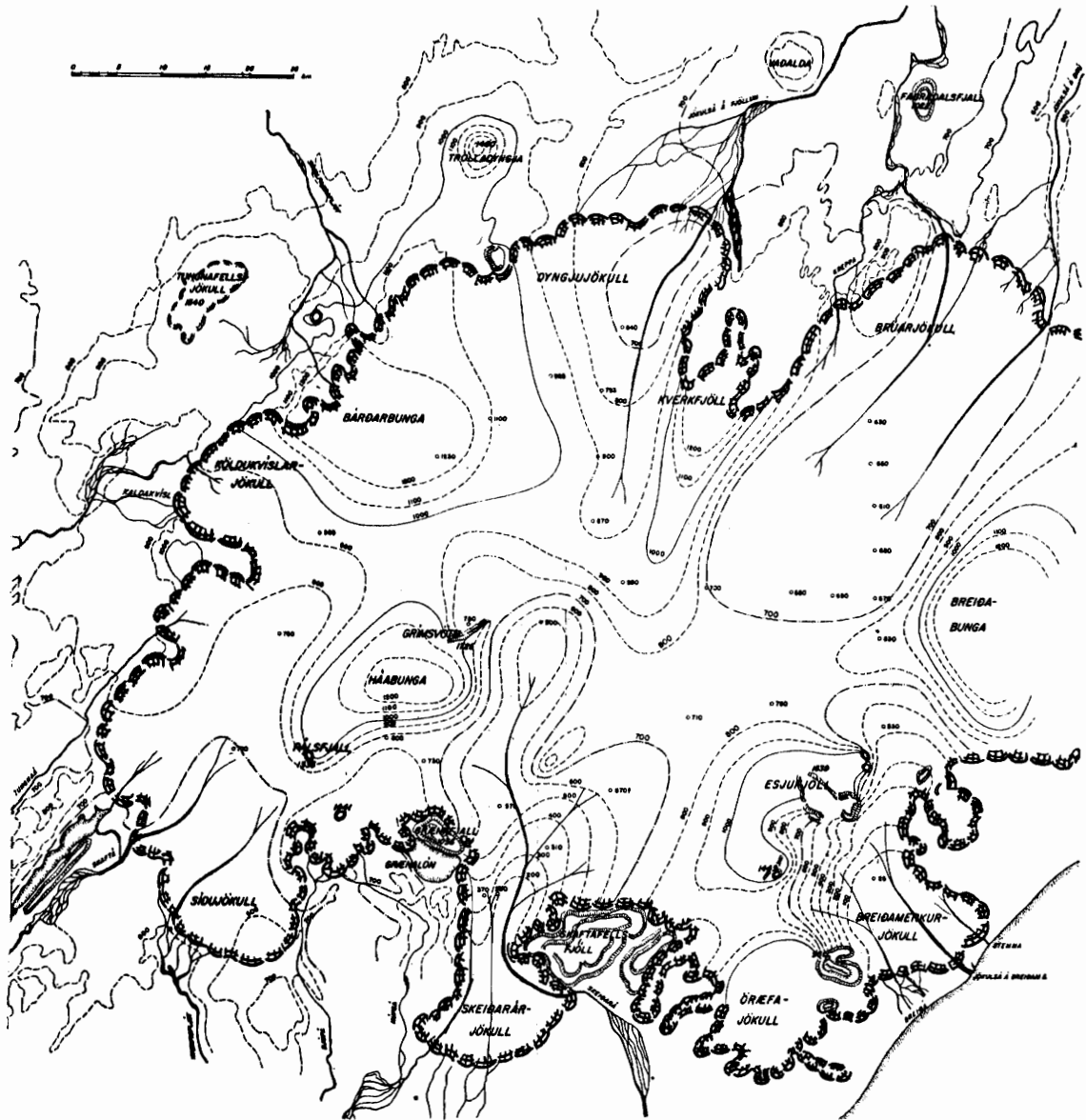


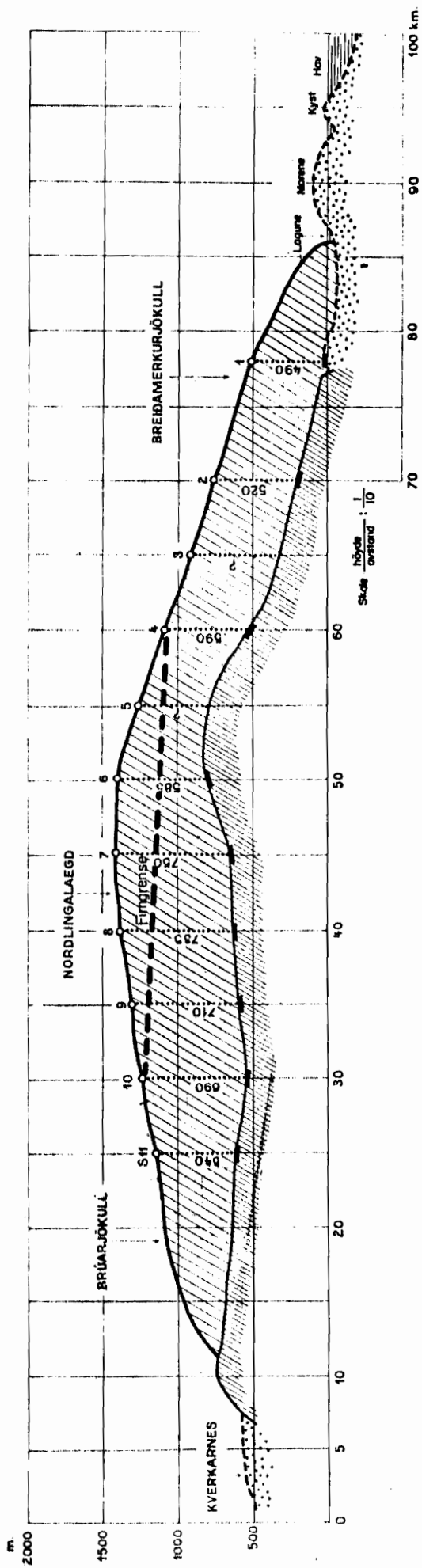
Fig. 3. Sokkelen under Vatnajökull. Ekvidistanse 100 m.

Skönt disse målinger er alt for få og spredte, gir de allikevel et fingerpek om materialbalansen, breens mektighet og landskapet under den.

Det viste seg, at breen for det meste er 600-1000 m tykk, mens platået under den gjennomgående ligger på 800-1000 m over havet.

Dette vil si, at her, som i Norge forresten, er undergrunnen langt under den nuværende firngrense. Som bevis for, at Vatnajökull må ha vært smeltet bort, i hvert fall for det meste, efter istiden, har man den kjensgjerning, at i det brede dalføret, som Skeiðarárjökulen fyller nu for tiden, var det begrodd land med torvemoser og kratskog for 5000 år siden. Ved store flommer eller jökulhlaup i Skeiðará fløter elven store stykker tørv samt endel bjerkestammer ut over forlandet. Ved karbonanalyse har man fastslått, at torven er 5000 år gammel ( $4970 \pm 100$ ), hvilket altså vil si, at 3000 år før vår tidsregning var

TVERRSNITT OVER DEN SENTRALE VATNAJÖKULL



Vatnajökull i hvert fall ikke en sammenhengende ismasse, skjönt de høyeste topper godt kunne være bredekkede. Men Vatnajökull i sin nuværende form må være under 5000 år gammel, og den må være bygget opp i en periode med betydelig kaldere og/eller fuktigere klima enn det nuværende, da firngrensen ikke lå stort over 800 meter. Når dette skjedde, vet man ikke, men man tenker jo gjerne på ca 500 f.kr., på Fimbulvinteren, men kan foreløpig ikke fastslå noe.

Fig. 4 viser et tverrsnitt over den sentrale Vatnajökull, fra Breiðamerkjökull til Brúarjökull, hvor den nuværende firngrense er fremhevet. Dette viser tydelig at Vatnajökull delvis er et "kunstig" fjell, bygget opp av is og sne over firngrensen. Dette kunstige fjell har imidlertid en stor klimatologisk innflytelse og spiller en vesentlig rolle i landets hydrologi. Man må anta at lignende forhold finnes ved de øvrige storbreer. Deres tykkelse er ukjent med unntagelse av den sentrale del av Mýrdalsjökelen, som målte 500-600 meter.

Den svensk-islandske ekspedisjons målinger i 1936/38 viste stigende akkumulasjon på Vatnajökulls sydskråning opp til 1400 m men svakt avtagende over den høyde. Ved 800-900 m nivået var vinterakkumulasjonen 160 cm vann mens den i intervallet 900-1500 m gjennomsnittlig var 245 cm eller 85 cm mere. Flatestørrelsen 900-1500 m er omkring  $5000 \text{ km}^2$  ifølge det topografiske kart, således at det årlige overskuddet blir omkring  $4 \text{ km}^3$ , hvis man tør regne med samme overskudd i hele området. Det bemerkes, at dette kun gjelder vinter-sneen, dertil kommer sommerhalvårets nedbør.

Den overskytende høyde av jökelen forminsker i høy grad nedbøren på dens nordside og "stjeler" således fra de nordlanske vassdrag. Det er påfallende at sletten nordenfor Vatnajökull for det meste er 700-800 m over havet eller nesten av samme høyde som platået under jökelen, men i dette område faller så lite sne, at det ses ikke en skavl der om sommeren. Muligens kan dette gi en idé om forholdene i det nordlige Island under istiden og forklare, hvorfor det fantes isfrie områder der i le av den veldige breryggen, som blev bygget opp på den sydlige del av høylandet.

Mens den Svensk-islandske ekspedisjon fant den største akkumulasjon i 1200-1300 m høyde viste det seg i 1951 at den største akkumulasjon fantes på høyplatået i 1500 m høyde og på Brúarjökulls nordskråning i 1300 m høyde. Vinteren 1950/51 var også ualminnelig snerik i de nordøstlige distrikter, men samtidig viser dette, hvor varsomt man må trekke generelle slutninger av alt for få målinger over et kort tidsrum.

De fleste målinger av vintersne på Vatnajökulls platået har gitt 600-700 cm tykkelse av snelaget med en vannverdi på mellom 300 og 430 cm. På Mýrdalsjökull fant vi omkring den 20. juni 1955 920 cm snedybde med vannverdi på 580 cm, hvilket minner om Ålfotbreen i Norge.



Den glaciologiske forening arbeider på å bygge opp en base for glaciologiske undersøkelser ved Vatnajökulls vestrand i 670 m høyde, da erfaring har vist at dette sted er best egnet som oppstigningssted på jökelen. Men vi har hittil ikke vært i stand til å holde lønnet arbeidskraft til regelmessige undersøkelser og har måttet nøye oss med kortere ekskursjoner af frivillige. Men dette er også en nødvendig begynnelse, da reiser på et så utstrakt jökeldområde som Vatnajökull krever erfaring og betydelig reise-teknikk.

På grunn av de store snemasser og hårde værforhold på Vatnajökull nytter det ikke å stikke ned noen bambusstaker i håp om å finne dem til neste år. Det har vi oppgitt for lenge siden. Vi har også prøvet å sette opp hickorystaker med barduner, men uten resultat. Til slutt er vi gått over til konstruksjon av snestaker bestående av tre 2" jernrør stilt i trekant med 90 cm mellomrum og støttet med ringer av smijern på 125 cm mellomrum. Disse staker må så rake minst 8 m opp av sneen om høsten.

I tre år har vi hatt slike staker ved Grímsvötn og ved firngrensen mot vest. Men nu ved foråret var staken ved Grímsvötn forsvunnet. Den er trolig blitt overbelastet av isdannelse og knekket.

For å overkomme de vansker, som utstrekningen av våre jökler har i forhold til de midler vi råder over, er vi slått inn på den metode å nivellere

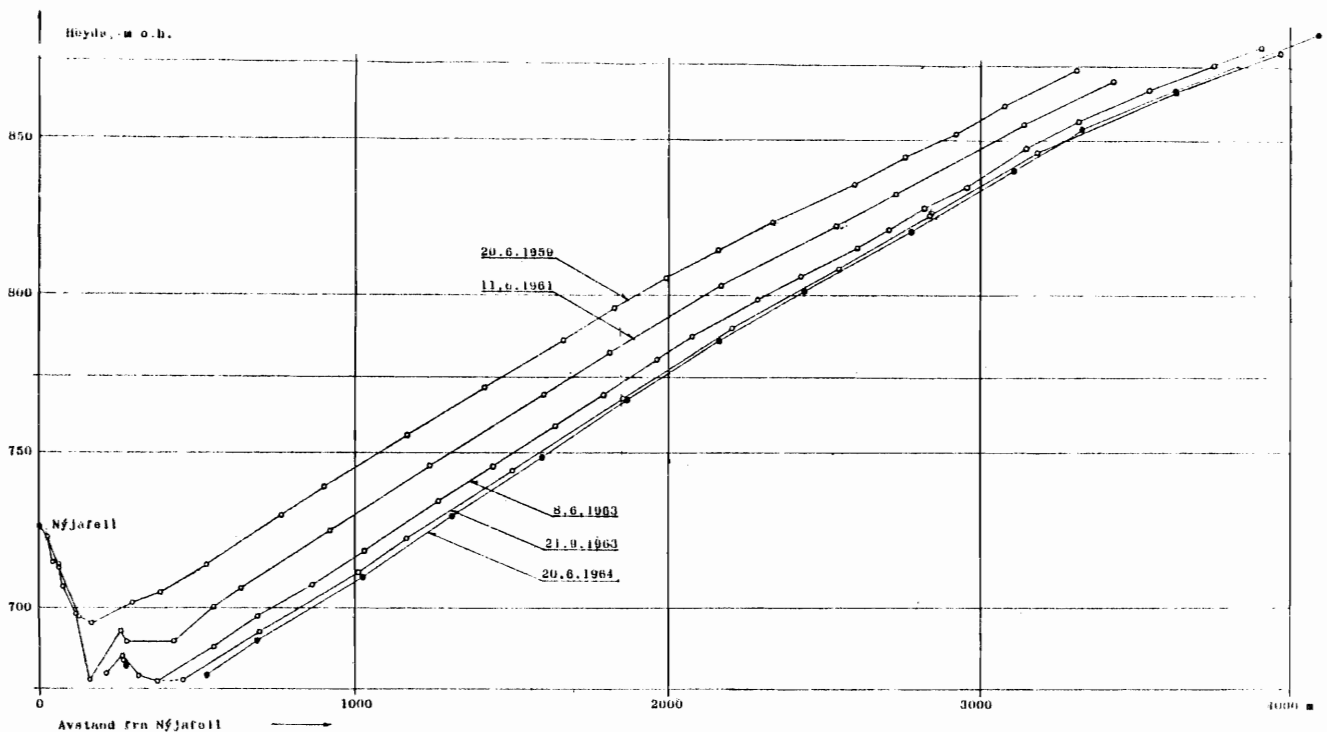


Fig. 5

VATNAJÖKULL  
LÆNGDEPROFILER VED NfJAFELL

snitt mellom faste punkter for å fastlegge overflatens form og høyde. Ved gjentatt nivellering vil vi se om overflaten senker seg eller svulmer opp. En slikt snitt har vi bl. a. på en 40 km distanse mellom Grímsvötn og Kverkfjöll. Vi har for øyeblikket ikke noe bevis for om platået senker seg i trinn med resesjonen av jökulranden. Dette snitt ble målt i 1961 og burde repeteres om et par år.

På samme vis har vi målt lengdesnitt på Tungnaárjökull opptil 4 km fra jökulranden. Disse snitt viser at isens overflate har senket seg 33 m nær randen i løpet av de fire siste somre. I forbindelse med ablasjonsmålinger siste sommer har vi funnet at Tungnaárjökull er blitt redusert med ca.  $200 \times 10^6 \text{ m}^3$  årlig i denne periode, det svarer til 20% av Tungnaá-elvens vannføring i de tre sommermånedene juni-august.

---

Dette innlegg går jo dessverre mere ut på å konstatere, hva vi ikke vet enn på å gi positive opplysninger. Men problemene vil trenge på, og skjönt vårt arbeide mest har vært av forberedende art, så har vi høstet erfaringer og fått klarhet i hvorledes arbeidet skal gripes an og tilrettelegges.

Det første vi mangler er nøyaktige seismiske målinger av Tungnaárjökulls tykkelse for å være i stand til å avgrense den. Andre deler av Vatnajökull og de øvrige storbreer bør også måles for å kartlegge undergrunnen.

Når vi har bestemt jökulens grenser og flatemål må vi gå systematisk i gang med å måle dens årlige husholdning og dermed dens andel i Tungna og Þjórsá's vannføring.

Ennvidere kjenner vi alt for lite til jökulens årlige bevegelser og hastighet.

Til slutt vil jeg uttale det ønske at vi ved slutten av den hydrologiske dekadé måtte være i besittelse av større erfaringer og mere viten enn de vi i dag kan fremvise.



Sigurdur Thorarinsson:

## JÖKULHLAUP OCH DERAS TAXERING

(Föredrag något förkortat)

Med den isländska termen jökulhlaup (översatt till svenska med jökellopp, ty. Gletscherlauf, eng. glacier burst) avses ett vattenflöde, som inträffar genom en mer eller mindre fullständig avtappning av en vattenreservoar som bildats under en glaciär eller längs dess kanter.

De vanligaste jökelloppen är de som uppstår genom tappning av isdämda sjöar. De har benämnts glacialimnogene (Thorarinsson 1938). Dylika jökellopp är kända från många glaciärområden utom de isländska. Jag nämmar som exempel från Europas fastland jökelloppen från Demmevatn vid Rembesdalskäki, en av Hardangerjöelns utlöpare, och från Märjelensee vid Aletschglaciären i Alperna. Den till arealen största isdämda sjö som finns i världen är troligen Lake George, som uppdämms av Knik glaciären i södra Alaska. Den når en areal av ca. 70 km<sup>2</sup>. En maximum vattenföring på ca. 10 000 m<sup>3</sup>/sek. har uppmätts vid avtappning av denna sjö (Stone 1963a, s. 35).

På Island är isdämda sjöar ganska många. Den största av dessa, och den till volumen troligen den näst största i världen är Grænalón, uppdämd av Skeiðarárjökull.

Denna sjö har en maximum areal på ca. 18 km<sup>2</sup>, ett maximum djup på ca. 200 m och maximum volym på ca. 1,5 km<sup>3</sup>. Vid en total tömning av Grænalón når jökelloppens vattenföring ca. 6 000 m<sup>3</sup>/sek. (Åskelsson 1936, Thorarinsson 1939). Andra kända issjöar på Island är Vatnsdalslón við Heinabergsjökulls östrand och Hagavatn vid Langjökulls sydrand som uppdämms av glaciären Hagafellsjökull eystri (Wright 1935, Thorarinsson 1939). Den sistnämnda har ej isdämts sedan 1939.

Den andra typen av jökellopp är den som jag kallat den vulkanogena. Den åstadkommes genom avtappning av vatten som samlats under en glaciär på grund av värmetillförsel underifrån. Denna värmetillförsel kan ske genom subglaciala vulkanutbrott eller genom permanent tillförsel av värme från subglaciala hög- eller låg-temperaturområden (solfatara- och varma källområden).

Island är de vulkanogena jökelloppens klassiska land, fast de förekommer på andra håll, t. ex. i Patagonien (Lliboutry 1956, s. 413 - 414). Men de isländska jökelloppen är de ojämeförligt mest storslagna som förekommer. Det rör sig här om vattenföring som kan uppgå till flera tiotals tusen, ja t.o.m. över 100 tusen m<sup>3</sup>/sek.

De mest kända jökelloppen på Island är de som översvämmar Mýrdals-sandur i samband med vulkanen Katlas utbrott (isl. Kötluhlaup) samt de som har sitt ursprung i Grímsvötn calderan i Vatnajökulls centrala del och översvämmar Islands största sandurområde, Skeiðarársandur. Dessa jökellopp kallas Grímsvatnahlaup eller Skeiðarárhlaup.

Jag ämnar icke här att gå in på frågan om själva mekanismen vid dessa reservoarerers avtappning. Troligen spelar flera faktorer in. I många fall tycks det helt enkelt vara fråga om lyftning av den dämmande isbarriären när vattendjupet innanför blivit tillräckligt. I andra fall, särskilt när det är fråga om stora vattendjup, synes avtappning kunna äga rum innan vattnet nått det djup att lyftning kan äga rum. I dylika fall måste andra faktorer spela in s. s. smältning, vilken man alltid måste räkna med när det är fråga om vulkanogena jökellopp. Den kan också som Liestöl påpekat (Liestöl 1956, s. 124) äga rum fast vattnet är nollgradigt, enär potentiell energi kan övergå till värmeenergi genom friktion. Det har också antagits av Glen (1954, s. 316 - 318) och andra att vid ett visst vattendjup förekommer en plastisk deformation av isen, så att vatten kan tränga in under den. Enligt Glen kan detta ske när vattnet når över 150 m djup, och han anser, att både Grænalón och Grímsvötn avtappas på detta sätt. Emellertid visar Grænalónjökelloppens historia, att fast denna sjö kan nå 200 m djup sker ingen avtappning när den uppåtdämmande glaciären är tillräckligt mäktig men först sedan en betydlig avtunning av denna ägt rum så att där tycks upplyftning av isbarriären vara den avgörande faktorn. Däremot är det möjligt att Glens hypotes måste tillgripas för att förklara Grímsvötn jökelloppen.

Direkta mätningar av ett stort jökellopps vattenföring och totala vattenmängd erbjuder stora praktiska svårigheter. De stora jökelloppen på Skeiðarársandur strömmar ut ur ett flertal tunnlars längs den 25 km breda glaciärfronten (Fig. 1). Stor del av jökelloppen är därför oåtkomlig för direkta mätningar. Mätning av flodfårorna sedan jökelloppet avslutats ger osäkra mätningar enär flodfårornars profil ständigt ändras under jökelloppens gång. Enstaka gånger är dock flodfårorna så väl definierade att direkta mätningar kan företagas och Mannings formel tillämpas. Det största jökellopp som kunnat mätas på detta sätt på Island, var Grímsvötn jökelloppet 1954, med en maximivattenföring på  $10\,500\text{ m}^3/\text{sek}$ , som mättes av S. Rist (Fig. 2). Den totala dämnda vattenmängden uppgick till  $3.5\text{ km}^3$ . Men i många fall erbjuder det hartnär oöverstigliga svårigheter att taxera jökelloppen nere på sandurslätterna och då måste andra metoder tillgripas.

Även om absoluta mätningar av de stora jökelloppen erbjuder stora svårigheter är det relativt lätt att erhålla tämligen tillförlitliga upplysningar om dessa jökellopps relativa förlopp. Sådana upplysningar föreligger faktiskt

om ganska många jökellopp, både Skeiðarárhlaup, Kötluhlaup och Grímsvatnahlaup. Dessa upplysningar har vi mestadels tack vare vakna och intresserade bönder som noga nedtecknat tidpunkten för jökelloppens början, kulmination, begynnande avtagande samt slut. Det visar sig att i stort sett är gången densamma vare sig det gäller Grímsvatnahlaup eller glacilimnoga jökellopp; s.s. Grænalónshlaup. De växer till en början långsamt, sedan allt snabbare så att vattenföringen är en exponentiell funktion av tiden, tills de når ett ephemeralt maximum, varefter de avtar synnerligen snabbt. Det diagram över Grænalón jökelloppen 1935 och 1939 som här visas (Fig 3 C), är uppgjort enligt beskrivningar av bonden Hannes på Núpsstaður, gården närmast väster om Skeiðarársandur. De absoluta siffrorna är baserade på taxering av den totala vattenvolymin i sjön Grænalón som avtappades fullständigt. Det inses lätt, att om man vet den totala vattenmängd som avtappas, så kan man med någorlunda säkerhet bestämma vattenföringen ty därigenom är ju den totala arealen innanför diagrammet given och jökelloppets gång som redan nämnts någorlunda fastställd. Det visar sig ju också att de diagram, som på detta sätt konstruerats stämde mycket väl överens med ett diagram över ett litet jökellopp från en av Hoffellsjökulls isdämda sjöar (Fig. 4) baserat på pegelmätningar av vattenföringen (Hjulström 1953, s. 171).

Det visar sig också att Grímsvötn jökelloppen har ett förlopp slående lika de glacilimnoga jökelloppens. Det framgår av diagrammen över jökelloppen 1922, 1934, 1938 och 1945 (Fig 3 D och E), konstruerade på samma sätt som de för Grænalón jökelloppen samt det diagram över jökelloppet 1954 som baserats på Rists direkta mätningar av vattenföringen.

Men hur har då den totala vattenmängden i Grímsvötn jökelloppen före 1954 taxerats? Till denna taxering, som måste betecknas så som approximativ har vi nått fram på följande sätt.

Vi vet att under de senaste århundraden och fram till 1934 inträffade Grímsvötn jökellopp slående regelbundet med 9 - 12 års mellanrum, i medeltal vart 10de år, t.ex. 1934, 1922, 1913, 1902, 1892, 1883, 1873. Vi vet genom fleråriga undersökningar av Grímsvötnområdet, att det vatten som dräneras i ett dylikt jökellopp är endast till liten del smältvatten som bildas i samband med själva utbrottet. Huvudsakligen är det smältvatten tillkommet genom kontinuerlig subglacial solfatara-aktivitet inom Grímsvötn området, samt ablationsvatten från det område som dräneras till Grímsvötn depressionen, ett område på 300 km<sup>2</sup>. Jökelloppen regelbundna mellanrum förklaras enklast genom antagandet att avtappningen regleras av samma slags mekanism som reglerar de glacilimnoga jökelloppen och att vattentillförseln till Grímsvötn depressionen är någorlunda konstant, samt att det troligen är avtappning av vattnet i depressionen med en sänkning av vattenytan på 200 m och medföljande tryckavlastning som sätter i gång vulkanutbrotten och inte vice versa.

Om det ej rådde någorlunda ballans mellan tillförsel av is till Grímsvötn depressionen och smältning av den samma så skulle denna depression antingen fyllas eller fördjupas, men den har av allt att döma existerat i form liknande den nuvarande i många hundra år. Vi kan därför antaga, att den totala vattenföringen i ett normalt Grímsvatnahlaup motsvarar 10 årig nederbörd på det område av  $300 \text{ km}^2$  som dräneras till Grímsvötn depressionen. Sedan 1953 har vi därför utfört årliga mätningar av ackumulationen inom detta område för att komma fram till ett någorlunda medelvärde för årsnederbörden som varierar mycket från år till år. Detta materiel har ännu inte bearbetats fullständigt, men värdet ligger mellan 2 000 och 2 500 mm/år. 2 500 mm års nederbörd inom detta  $300 \text{ km}^2$  område motsvarar  $7,5 \text{ km}^3$  på 10 år. Utgår man från den siffran kan man med ledning av det vi vet om Grímsvötn jökelloppens förlopp taxera maximivattenföringen till inemot  $50\,000 \text{ m}^3/\text{sek}$ . Troligen kommer den definitiva bearbetningen av vårt material att visa att dessa siffror är snarast i överkant och att omkr.  $40\,000 \text{ m}^3/\text{sek}$ . är en sannolikare maximisiffra för vattenföringen i ett Grímsvötn jökellopp.

Under våra årliga expeditioner höst och vår till Grímsvötn undersöker vi inte endast ackumulation och avsmältning utan även de årliga ändringarna inom Grímsvötn området där vi kunnat konstatera en regelbunden höjning av firn-isstället inom Grímsvötn depressionen mellan jökelloppen, vilket bevisar antagandet av en kontinuerlig vattentillförsel. Under de senaste decennierna har intervallen mellan jökelloppen varit mycket kortare än tidigare, i medeltal omkr. 5 år, med motsvarande minskning av deras totala vattenföring. Orsaken är med all sannolikhet huvudsakligen att söka i jökeln avtunning, men ändringar i den subglaciala topografien kunna också ha ägt rum. Seismiska undersökningar av istäckets mäktighet inom Grímsvötnområdet har visat sig vara förbundna med stora svårigheter, sannolikt på grund av de stora mängder aska som är inbäddade i isen. Men kort sydöst om Grímsvötn har Vatnajökull sin största mäktighet, 1000 m.

Med hjälp av våra nuvarande kunskaper om Grímsvötn området kan vi bedöma sannolikheten för att ett jökellopp skall inträffa. Vi anser det t.ex. möjligt att ett jökellopp kan inträffa där nu till hösten, men sannolikare, att det ej sker förän näste år. Och när ett jökellopp från Grímsvötn börjat, och de börja som redan nämnts långt innan de kulminera, kan vi någorlunda förutsäga den totala samt den maximala vattenföringen.

Erfarenheterna från Grímsvötn får man akta sig för att generalisera när det gäller andra vulkanogena jökellopp. Sålunda får det anses mycket sannolikt att de våldsammaste jökellopp som inträffar på Island, Kötluhlaup, är direkt förbundna med vulkanen Katlas utbrott och att smältningen äger rum



under en mycket kort tidsperiod innan det synliga utbrottet börjar. Katlas utbrott brukar inträffa 2 gånger per sekel, det sista inträffade 1918, så att ett nytt är snart att vänta.

Katlas jökellopp är i sanning fantastiska. Med all säkerhet uppgår maximivattenföringen till över 100 000 m<sup>3</sup>/sek. och troligen överträffar den Amazonas vattenföring, så att det blir världens största älv som flödar fram över Mýrdalssandur. Det har varit svårt att förklara hur så stora vattenmängder att de kan astådkomma ett dylikt jökellopp kan magasineras under Mýrdalsjökulls istäcke, som har en mäktighet av ca. 500 m. Men ett litet jökellopp som inträffade där den 25. juni 1955 ger en nyckel till förklaring av detta. Detta jökellopp som härstammde från Katla området mättes av S. Rist (Rist och Thorarinsson 1955). Fig. 5 visar ett diagram av detta jökellopp, jämfört med jökellopp från Grímsvötn och några andra (Thorarinsson 1957, Fig. 2). Den frapperande skillnaden är att jökelloppet från Katla området är så kortvarigt och att dess maximi vattenföring är så mycket större än de andra jökelloppens i relation till den totala vattenföringen. Detta jökellopp maximivattenföring som nåddes inom en timme efter dess början, uppgick enligt Rists mätningar till omkr. 3 000 m<sup>3</sup>/sek. eller omkr. 50% av maximivattenföringen i ett Grænalónhlaup under det att dess totala vattenmängd var endast 28 gigalitrar eller 2% av den totala vattenföringen i ett Grænalónhlaup. Med ledning av diagrammet över detta jökellopp kan vi grovt uppskatta att en avtappning av 2 km<sup>3</sup> vatten från Katla området, d.v.s. en tredjedel av det som avtappas genom ett normalt Skeiðarárhlaup skulle resultera i en maximivattenföring på ca. 200 000 m<sup>3</sup>/sek. Så stor är maximi-vattenföringen knappast, varav den slutsatsen kan dragas, att den totala vattenmängden i ett Kötluhlaup troligen ligger mellan 1 och 2 km<sup>3</sup>. Förklaringen till Katla jökelloppens speciella typ är troligen den stora höjdskillnaden mellan vattenreservoaren jämfört med längden av den väg vattnet har att bana sig under isen, vilket framgår av följande tabell:

	<u>Höjdskillnad mellan vatten- reservoarens yta och utlopp vid jökelfranden.</u>	<u>Horisontalavstånd reservoar/utlopp.</u>	<u>Höjdskillnad: Horisontalavstånd</u>
Katla	900 m	14 km	1:16
Grímsvötn	1330 -	50 -	1:38
Skaftárkvos	650 -	42 -	1:65
Grænalón	500 -	20 -	1:40
Gjánúpsvatn	80 -	3,8 -	1:47



Att taxera den totala vattenmängden och den maximala vattenföringen när Katlas nästa stora jökellopp inträffar blir en svår uppgift och vi är tack-samma för alla uppslag om hur detta bör lämpligast göras. En möjlighet vi diskuterat som den troligen lättast genomförbara är att mäta volymen av jökeltvattnet i oceanen utanför Mýrdalssandur. Det förefaller troligt att sammanblandningen med havsvattnet är långsam nog för att tillåta detta om ett skepp och utrustning är i beredskap. Det gäller då att försöka Katlas utbrott så att vi har en tillräcklig tid för förberedelser. Hur detta kan göras är en sak som ligger utanför detta föredrag men jag kan nämna att kontinuerliga undersökningar av den kemiska sammansättningen av det jökeltvatten som har sitt ursprung från Katlaområdet möjligen kan ge en indikator på ett Katlautbrotts och därigenom ett Kötluhlaups annalkande (Sigvaldason 1963).

#### Literaturförteckning

- Áskelsson, J. 1936: On the Last Eruptions in Vatnajökull. Soc. Sci. Isl. 18. Reykjavík.
- Glen, J.W. 1954: The Stability of Ice Dammed Lakes and other Water filled Holes in Glaciers. Jour. of Glaciol. 2, 15:316-318.
- Hjulström, F. 1953: På expedition till isländska sandurfält 1951 och 1952. Ymer, 73: 161-191.
- Liestøl, O. 1956: Glacier Dammed Lakes in Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 15, 3-4: 122-149.
- Lliboutry, L. 1956: Nieves y glaciares de Chile. Ediciones da la Universidad de Chile. Santiago de Chile.
- Nielsen, N. 1937: Vatnajökull. Kampen mellem Ild og Is. København.
- Rist, S. 1953: Skeiðarárhlaup 1954 (The Hlaup of Skeidará 1954 ). Jökull, 5:37-40.
- Rist, S. og 1955 a: Skaftárhlaup í september 1955. Jökull, 5: 37-40.
- Thorarinss., S. 1955 b: Rannsókn á Kötlu og Kötluhlaupi 1955. Jökull, 5: 43-46.
- Sigvaldas., G. 1963: Influence of Geothermal Activity on the Chemistry of three Glacier Rivers in Southern Iceland. Jökull, 13:10-17.
- Stone, K.H. 1963 a: Alaska Ice-Dammed Lakes. Ann. Ass. Amer. Geographers 53, 3: 332-349.
- 1963 b: The Annual Emptying of Lake George, Alaska. Arctic, 16, 1:27-40.

- Thorarinss, S. 1938: Über anomale Gletscherschwankungen mit besonderer Berücksichtigung des Vatnajökullgebietes. Geol. Fören. Förh., 60:490-506.
- 1939: The Ice Dammed Lakes of Iceland with Particular Reference to their Values as Indicators of Glacier Oscillations. Geogr. Ann. Stockh., 21:216-242.
  - 1953 a: Some new Aspects of the Grímsvötn Problem. Jour. of Glaciol., 2, 14:267-274.
  - 1953 b: The Grímsvötn Expedition June-July 1953. Jökull, 3:6-23.
- 1957: The Jökulhlaup from the Katla Area in 1955 compared with other Jökulhlaups in Iceland. Jökull, 7:21-25.
- Wright, J. 1935: The Hagavatn Gorge. Geogr. Jour., 86.

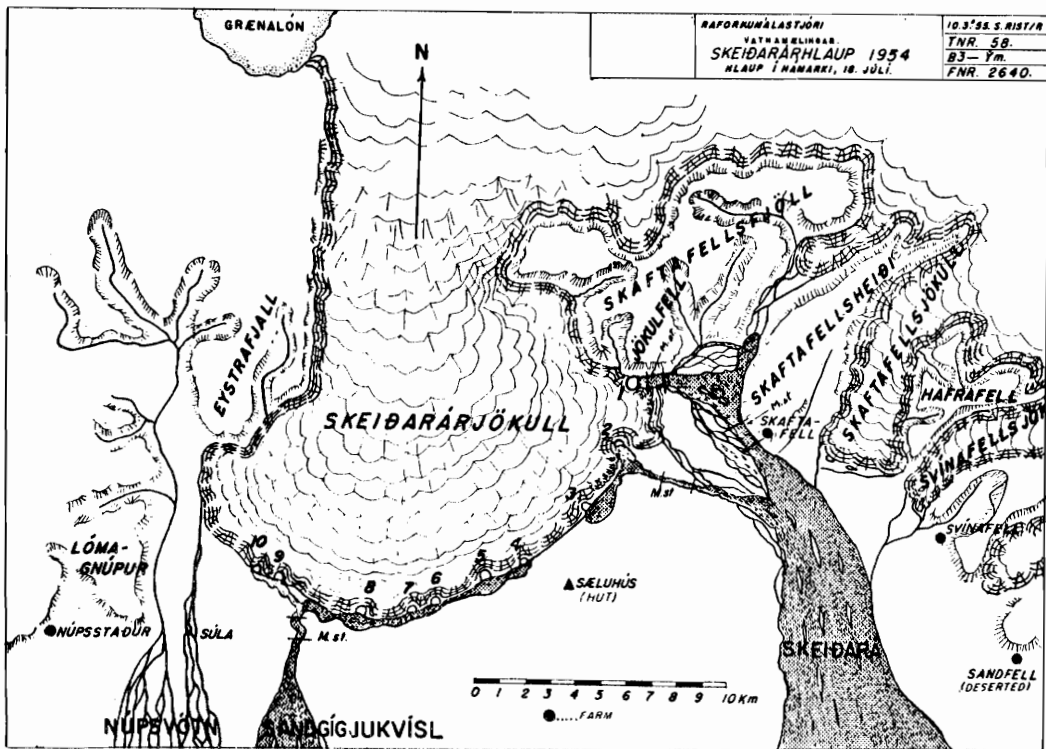


Fig. 1. Skeiðarárjökull och utloppen för Grímsvötn jökelloppet i juni 1954 (Ur Rist 1955).

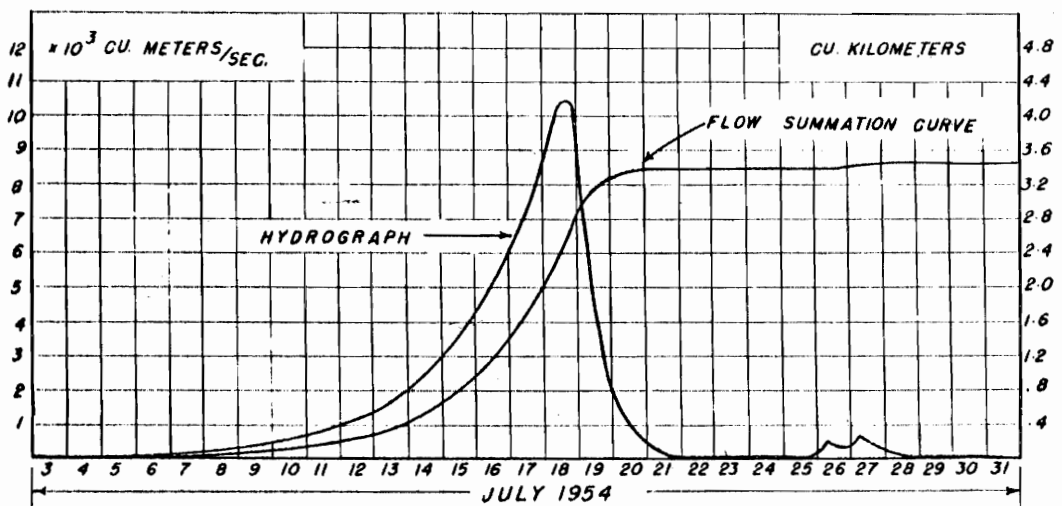


Fig. 2. Vattenföringen i Grímsvötn jökelloppet 1954 (Ur Rist 1955).

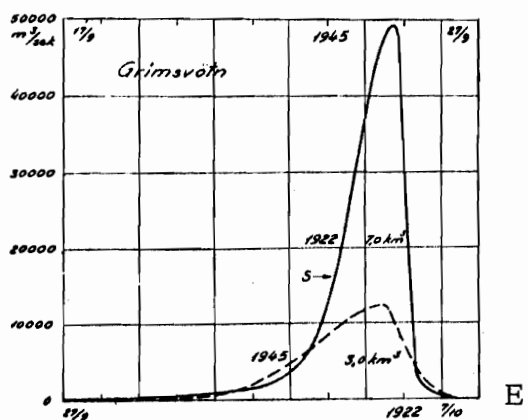
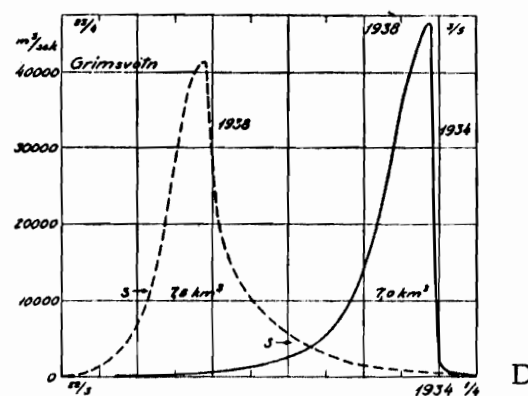
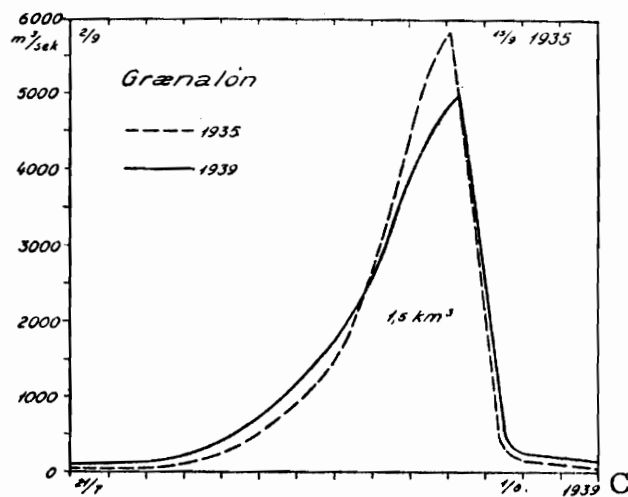
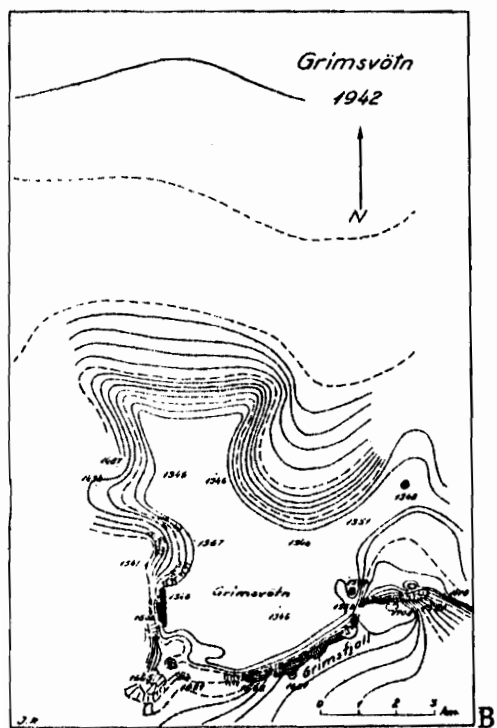
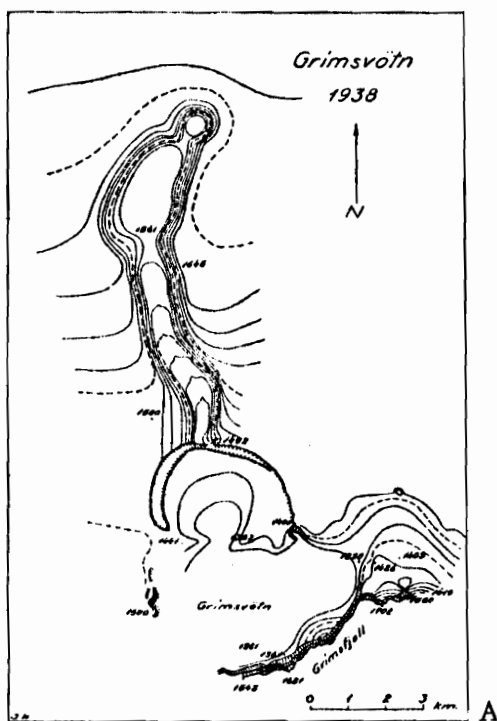


Fig. 3. A och B: Kartor över Grímsvötn 1938 och 1942.  
 C: Diagram över vattenföringen i Grænalón jökelloppen 1935 och 1939.  
 D: Grímsvötn jökelloppen 1934 og 1938.  
 E: Grímsvötn jökelloppen 1922 och 1945 (Ur Thorarinsson 1953).

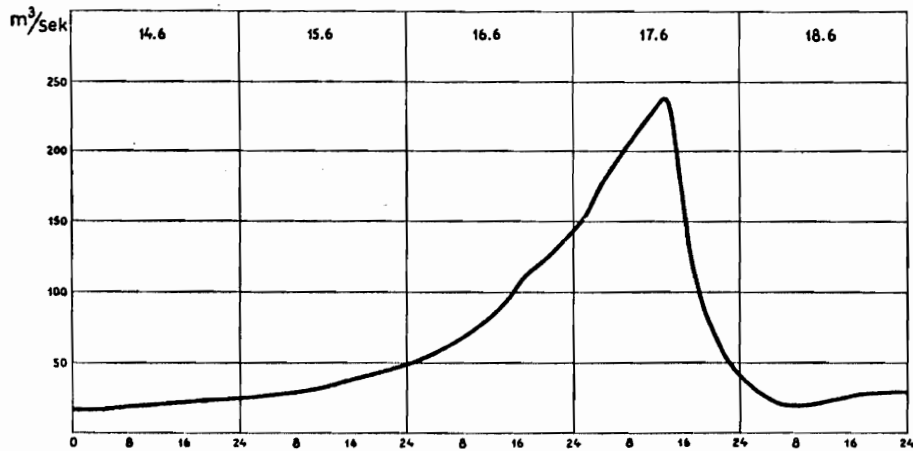


Fig. 4. Pegelregistering av ett litet jökellopp från Gjänúpsvatn 1951 (Ur Hjulström 1953).

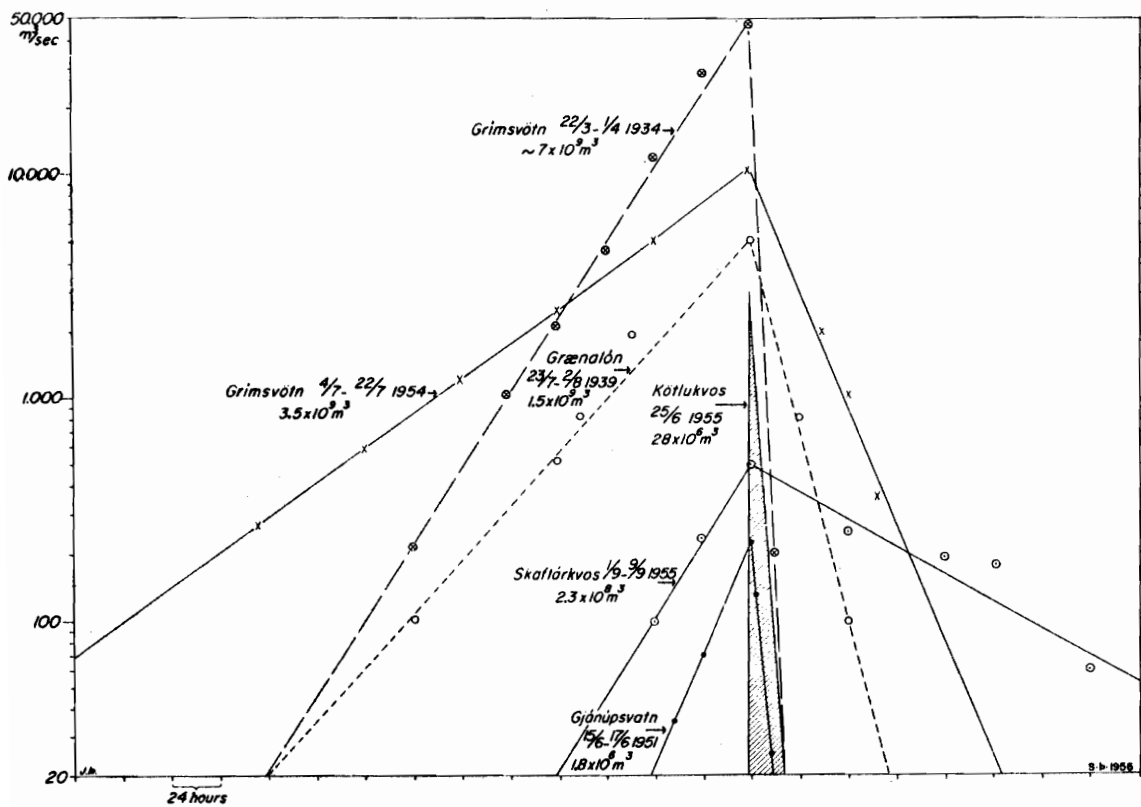


Fig. 5. Vattenföringen i ett litet jökellopp från Katla området i juni 1955 jämförd med vattenföringen i några andra vulkanogena och glacialimnoga jökellopp. (Ur Thorarinnsson 1957).

Guðmundur Pálmason

and

Gunnar Bodvarsson:

## GEOTHERMAL ACTIVITY IN ICELAND

### Introduction

The purpose of the present paper is to review the main results of geothermal exploratory work and indicate the role of thermal water in the general hydrological cycle in Iceland. Current view on the nature of thermal activity is given as well as a description of the main geophysical methods used in exploration of thermal fields.

Of the more important contributions to the study of thermal activity in Iceland the following should be mentioned: Thoroddsen (1925), Thorkelsson (1940), Einarsson (1942), Barth (1950) and Bodvarsson (1950, 1951, 1961, 1962).

### Geological aspects

Iceland is located on the crossings of two oceanic structures, the Faeroes-Iceland-Greenland Rise and the Mid-Atlantic Ridge. It is composed largely of Tertiary flood basalts, that is more or less horizontal lava flows with thin intercalations of sediments, with younger volcanic rocks occurring along the belt of active volcanism, which crosses the country from southwest to northeast. According to recent seismic work on the structure of the pile of basalt lava (Tryggvason and Båth, 1961, Pálmason 1963), it consists of three seismic layers with P-wave velocities 2.8 km/sec, 4.2 km/sec and 5.1 km/sec overlying a substratum with P-velocity 6.3 km/sec. The three layers are interpreted as Quaternary volcanic rocks along the active belt, Tertiary flood basalts, and Tertiary flood basalts mixed with intrusions, respectively. The substratum is believed to consist of mafic material. The total thickness of the three lava formations is from 1.2 to 4.5 km. Fig. 1 shows a cross section through the plateau basalts in northern Iceland along line A-B shown on Fig. 2.

A conspicuous feature of Iceland is a large number of tectonic fissure systems generally running in a northeast-southwest direction, mainly along the belt of active volcanism. Basalt dykes cutting through the flood basalts are very common. Postglacial volcanism is largely confined to the active belt.

The geological structure of Iceland is thus very different from continental structure, and this is intimately related to the occurrence of thermal activity in Iceland.

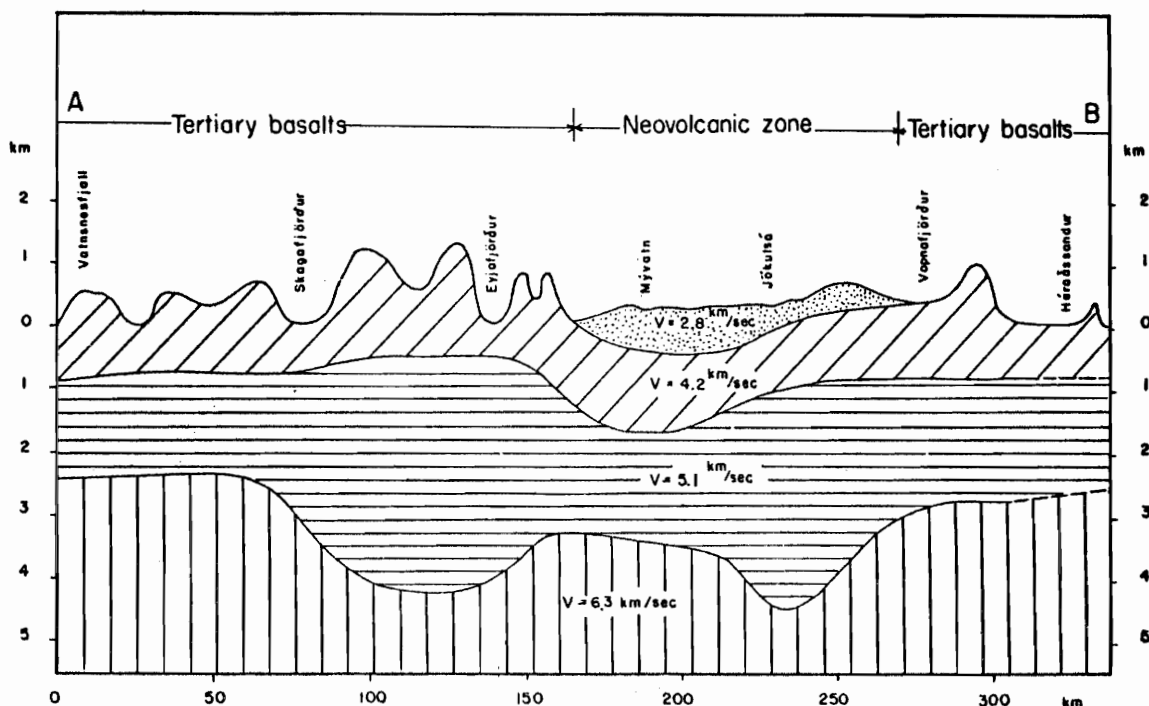


Fig. 1. Schematic structure section through the basalt lava in northern Iceland (after Pálmason, 1963).

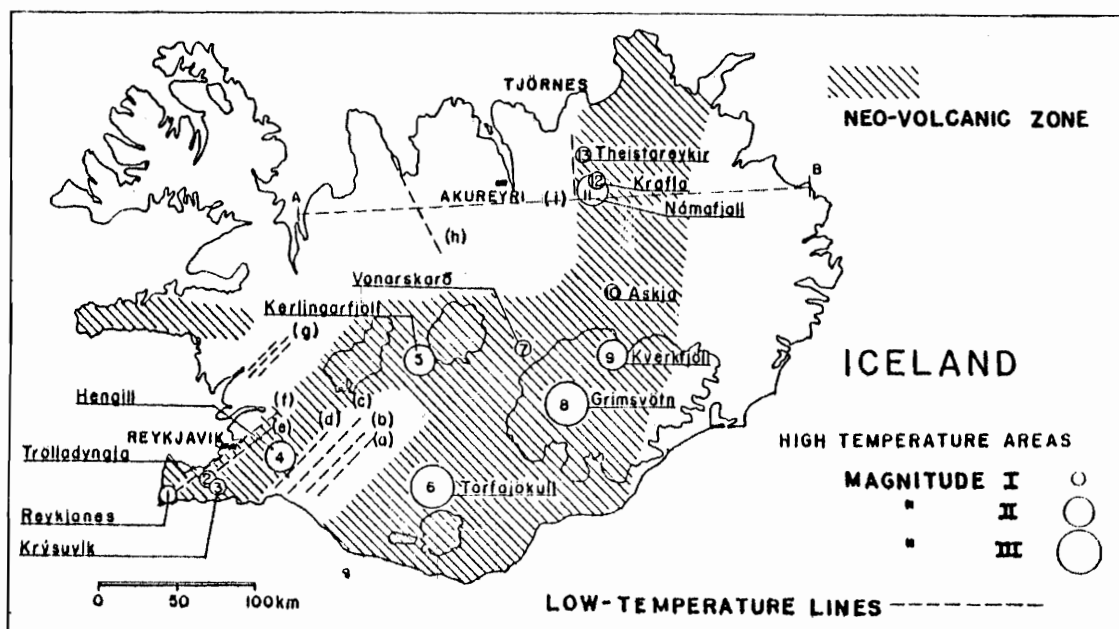


Fig. 2. Distribution of thermal areas in Iceland.

### Geographical distribution of thermal areas

Bodvarsson (1961) has divided thermal activity in Iceland into two groups, the high-temperature activity and the low-temperature activity. This division is based on temperature conditions and the concept of base temperature discussed later.

The low-temperature activity is mainly confined to the lowlands of the western half of the country where about 600 major springs are scattered over about 250 thermal areas. The occurrence of springs is often found to follow a linear pattern. The total integrated flow of all hot-water springs is roughly 1500 l/sec. The total sensible (above 4° C) heat output of the springs amounts to some  $10^8$  cal/sec, giving an average temperature of 75° C.

The high-temperature areas are all situated in the Neovolcanic zone. There are 13 such areas in Iceland, and they are characterized by a great number of steam holes, large areas of hot ground and a very high degree of thermal metamorphism. The total heat output of these areas has been very roughly estimated at  $10^9$  cal/sec, i.e. ten times that of the low-temperature activity.

Fig. 2 shows the geographical distribution of the main thermal areas in Iceland. A magnitude scale has been adopted to roughly classify the areas with regard to heat output as follows:

Magnitude	Total heat output
I	5 - 25 · 10 <sup>6</sup> cal/sec
II	25 - 125
III	125 - 750

Data on individual thermal areas are given in Tables I and II.



TABLE I

Major low-temperature thermal lines in Iceland

	Total natural flow liters/sec.	Max. surface temp. C.	Heat output magnitude	Remarks on drilling base temperature, etc.
(a)	52	100	I	
(b)	140	100	I	
(c)	60	100	I	Includes the Great Geysir, borderline case.
(d)	70	100	I	Borderline case.
(e)	120	83	I	Base temp. at Reykir 98° C, 70 boreholes at Reykir, max. depth 1,380 meters. Output of boreholes 320 liters/sec. at 87° C.
(f)	10	88	I	Base temp. in Reykjavik 146° C, max. depth 2,200 meters. Output of boreholes 310 liters/sec at a max. temp. 138° C.
(g)	400	100	II	System of lines. Includes largest hot water spring at Deildartunga.
(h)	70	89	I	
(i)	145	100	I	Borderline case.

TABLE II

High-temperature thermal areas in Iceland

Name	Elevation m	Area km <sup>2</sup>	Heat output magnitude	Remarks on drilling base temperature etc.
1. Reykjanes	15	1	I	One borehole 162 m deep
2. Trölladyngja	120	5	I	
3. Krýsuvík	150	10	I	15 boreholes, max. depth 1,200 m. Base temp. appr. 230° C.
4. Hengill	30-600	50	II	Base temp. approx. 230° C. Numerous shallow boreholes, 8 deep boreholes max. depth 1,200 m.
5. Kerlingafjöll	900	5	II	
6. Torfajökull	900	100	III	
7. Vonarskard	1,000		I	
8. Grímsvötn	1,000	12	III	Under the Vatnajökull ice sheet.
9. Kverkfjöll	1,500	10	II	
10. Askja	1,050		I	
11. Námafjall	350	2,5	II	Several boreholes, max. depth 430 m. Base temp. approx. 220° C.
12. Krafla	450	0,5	I	
13. Theistareykir	330	2,5	I	

### Nature of the hydrothermal systems

As mentioned above the structure of the plateau basalts in Iceland is rather favorable to deep circulation of water. Although not much is known in detail about this circulation, certain conclusions can be drawn from available data. A few of the main points will be discussed in the following.

Opinions have differed on the question of the origin of the thermal water. It was earlier considered (Barth, Sonder), that the thermal water derived its heat content from magmatic water and gases ascending from below. This view was never accepted by Icelandic geologists and has now been discarded. The energy balance of the large thermal areas cannot be explained on the basis of the magmatic theories.

A more likely explanation is that the thermal water is mainly surface meteoric water, which circulates through the deeper strata of the flood basalts and derives its heat content from contact with the rock. Chemical and isotopic composition of the water is indicative of meteoric origin. The thermal gradient has been measured in a number of boreholes in Iceland and the results indicate a gradient between 30 and 150° C /km. The thickness of the flood basalts is from about 1.2 to 4.5 km, and sufficiently high temperatures are therefore found in the lower parts of the flood basalts to account for the thermal activity. Energetic considerations also show that the heat content of relatively small volumes of rock can very well sustain the low-temperature thermal activity.

The high-temperature activity is probably connected with magmatic intrusions, which heat up circulating ground water at depth. This activity is confined to the zone of recent volcanism, and it is therefore likely that magmatic intrusions which do not reach the earth's surface are a major source of heat for these areas.

As mentioned earlier the structure of the flood basalt formations is favorable to water circulation. Although individual lava flows are relatively impermeable, the contacts between these may be permeable, and hot springs are sometimes associated with such contacts at the surface. More or less vertical dykes also form permeable channels along which hot-water may ascend to the surface. Thermal activity in the Tertiary basalt districts is frequently found to be related to basalt dykes.

The hydrothermal circulation systems thus are composed of presumably widespread aquifers in the lower part of the flood basalt formations and associated recharge and outlet areas. These deeper aquifers are largely isolated from the surface ground water except for the recharge areas. A good example of this isolation is the Reykjavik thermal area, which is located close to the sea shore. Boreholes have been drilled to 2,200 meters

depth with water production at various depths. No signs have been found of sea water in these holes. This isolation of the lower circulation channels is explained by the chemical action of the water. The hot water at depth dissolves minerals from the rock and on approaching the surface and cooling, precipitates are formed in the channels, mainly silica and calcite. Opening of new channels may be the result of tectonic processes. There is considerable seismicity in Iceland and changes in surface thermal activity are often observed to accompany earthquakes. It is also possible that the isostatic upwarping of Iceland at the end of the Pleistocene may have been an important factor in opening up water channels in the flood basalts.

The recharge areas to the hydrothermal systems are less well known than the outlet areas, which constitute the surface thermal areas. The recharge areas are believed to be closely related to the large tectonic fault systems which are very common in the Neovolcanic zone. In one recently drilled exploratory borehole at Kaldársel about 10 km south of Reykjavik, a fairly constant temperature of 2-5<sup>0</sup> C was observed down to a depth of 750 meters. This is close to the average temperature of ground water below the seasonal temperature variations near the surface. This phenomenon has not been observed in other boreholes in Iceland of comparable depth. The borehole is situated in a major tectonic fault system, and the nearly constant temperature found may be due to an unusual permeability of the volcanic formations down to a depth of 750 meters.

The driving force of the circulation systems is the thermo-artesian pressure difference generated between the intake and outlet channels. The density difference of water at 5<sup>0</sup> C and 100<sup>0</sup> C for instance is 0.04 g/cm<sup>3</sup>. The hydrostatic pressure difference at the bottom of 1000 meters long columns of 5<sup>0</sup>C and 100<sup>0</sup> C water would thus be 40 metres of water. Boreholes producing hot-water or steam can always be quenched by pumping cold water into them. As the cold water is warmed up again by the surrounding rocks the holes gradually reach full discharge capacity again.

The effect of boreholes in thermal areas is to decrease the resistance to flow of water offered by the outlet near-surface channels. The boreholes which cut water aquifers provide a low resistance channels to the surface and such holes may have a heat output which exceeds the natural heat flow of the thermal area, both by conduction and as sensible heat (above 4<sup>0</sup> C) of water and steam. Natural thermal activity in the vicinity of such boreholes is often found to diminish.

The temperature of the deeper parts of the hydrothermal circulation systems is defined as the base temperature of the system. For the flood

basalt formation with a thickness usually about 2-3 km it will probably in most cases be reached at a depth of the order of 1,000 meters. The above mentioned division of thermal areas into high-temperature and low-temperature areas is conveniently based on the base temperature concept. The upper limit for the low-temperature areas is somewhat arbitrarily put at 150°C, while the high-temperature areas have higher base temperatures. The highest base temperature measured so far is 232°C in the Hengill thermal area, which is about 50 km east of Reykjavik.

The base temperature of a hydrothermal system can often be inferred from the amount of chemical components dissolved in the water, as it emerges at the surface in a thermal area. Of particular importance appears to be the SiO<sub>2</sub> content of the water. Silica from the basaltic rock is dissolved in the water, and the solubility increases with increasing temperature. Precipitation of SiO<sub>2</sub> on cooling is a very slow process in weak oversaturated solutions and the content of silica in the water is therefore indicative of the temperature at the base of the hydrothermal system. The available data on base temperatures, T<sub>b</sub>, and SiO<sub>2</sub> content indicate the following relationship

$$\text{SiO}_2 \text{ (ppm) } = 25 + T_b$$

where T<sub>b</sub> is in °C. This relationship is of importance in preliminary evaluation of thermal areas.

A programme for the study of isotopic composition of natural hot-water as well as surface ground water is being carried out by the Physical Laboratory of the University of Iceland. This involves study of the deuterium and tritium content of the water. There are regional variations in the deuterium content of surface ground water and by comparison the deuterium content of thermal water may indicate possible sources of the hot-water. The tritium content of natural thermal water may disclose the "age" of the water, i.e., the circulation time along the subsurface hydrothermal system. In recent years the tritium content of rain water has increased considerably due to the H-bomb tests which have been carried out every now and then since 1954. This is evident in surface ground water. No increase in tritium content of thermal water has been detected so far, which indicates an "age" of the water of more than 10 years.

### Exploration methods

As thermal areas are of frequent occurrence in Iceland, exploration has been largely confined to areas, where natural thermal activity occurs at the surface. The exploration methods in current use involve a) geological surveys to detect structural features (faults, dykes etc.) which can be related to the surface thermal activity, b) geophysical and geochemical investigations as an aid to and continuation of the geological survey, and c) exploratory drilling with accompanying geological, geophysical and geochemical investigations in the boreholes.

In the following the geophysical methods will be described somewhat further and examples given of their use.

The geophysical methods can be divided into two groups, the direct and the indirect methods. The direct methods furnish data on the subsurface temperature, while the indirect methods are used to investigate structural features of the rocks in a thermal area, such as faults, dykes and other types of intrusions, which may have a relation to the thermal activity.

### Direct methods

Two direct methods are in common use, a) the thermal methods which involve temperature measurements in boreholes and heat flow studies at the surface, and b) the electrical resistivity method.

a) The subsurface temperature field constitutes the most important set of physical data to be assessed in an exploration of a thermal area. Measurement of temperatures in boreholes for the purpose of inferring formation temperature is therefore carried out in most available boreholes, both in thermal and non-thermal areas.

Many disturbing factors can affect the normal subsurface temperature field. In Iceland the most important factor is flow of water in the flood basalt formations, and possibly gases and magma in the zone of active volcanism.

Most boreholes which have been drilled lately in thermal areas have a depth of 500-1,500 meters. The deepest hole is in Reykjavik and is 2,200 meters deep. In addition to these a number of shallow holes, 50-100 meters, have been drilled both in thermal and non-thermal areas to measure the surface temperature gradient.

An important consideration in thermal studies in boreholes is the disturbance of the rock temperature due to the drilling fluid circulation and water flow after drilling has come to an end. For the effect of the drilling fluid to become negligible it may be necessary to wait for weeks and even months after the drilling has stopped.

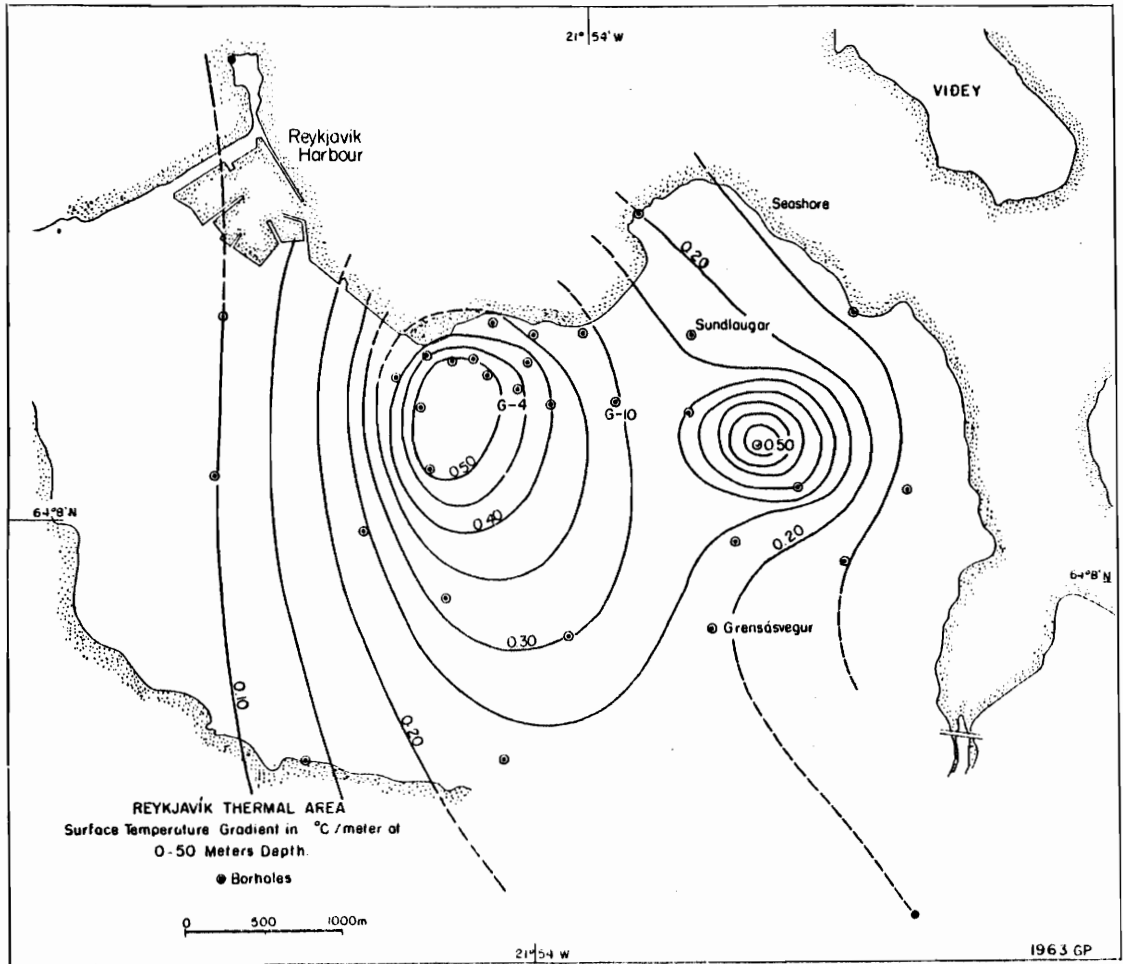


Fig. 3

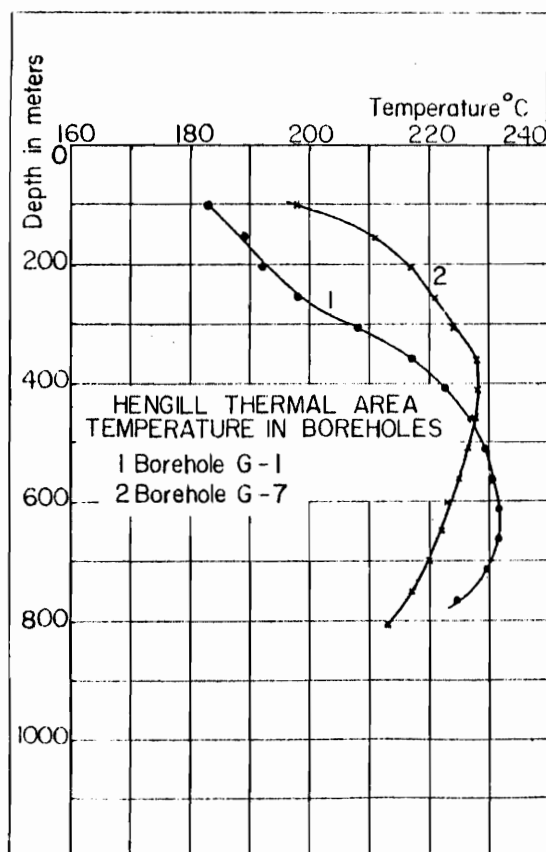


Fig. 4

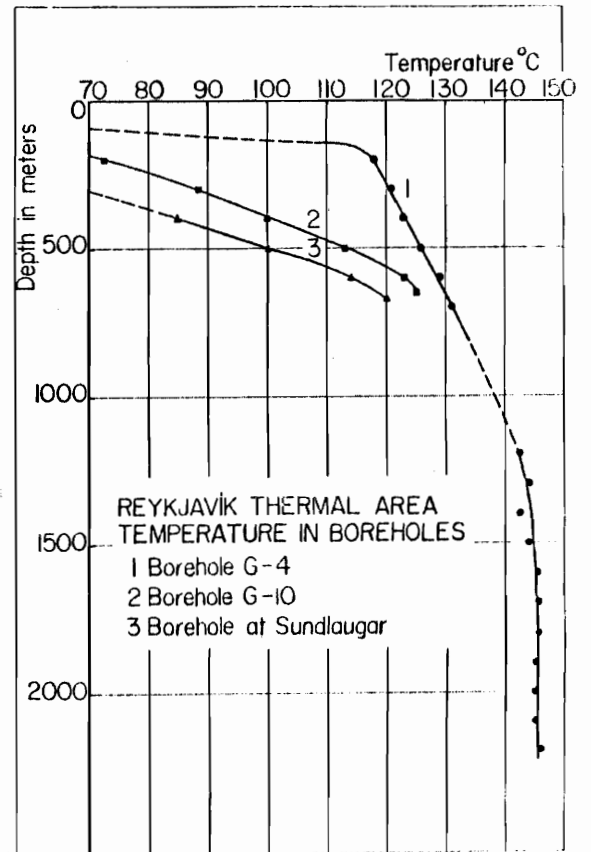


Fig. 5

For a preliminary study of a thermal area, measurement of surface temperature gradient is indicative of possible flow of hot-water at depth. As mentioned earlier another indicator of subsurface temperature conditions is the mineral content of natural thermal water in the area, in particular the  $\text{SiO}_2$  content of the water.

A few results of thermal measurements in boreholes are shown in Fig. 3-5. Fig. 3 shows lines of equal temperature gradient near the surface in the Reykjavik thermal area, which is located within the city of Reykjavik, and Fig. 4 gives temperature-depth relations for a few boreholes in this area. The temperatures are formation temperatures in the undisturbed holes. The Reykjavik area is a low-temperature area with a base temperature of about  $146^\circ\text{C}$  as indicated by the deepest borehole in Fig. 4.

The surface gradient map shows two maxima which correspond to two main upflow zones from the deeper aquifers and which were both associated with natural surface thermal activity.

Fig. 5 shows temperature-depth relation for two boreholes in the Hengill thermal area, which is located about 50 km east of Reykjavik. This area is a high-temperature area where a maximum temperature of  $232^\circ\text{C}$  has been measured. The temperature-depth curves show maxima at 400-600 meters depth with a marked decrease in temperature at greater depth. A probable explanation of these maxima is that they are due to a more or less horizontal flow of water at a depth of 400-600 meters. A total of 8 boreholes 300 to 1,200 meters deep have been drilled in the Hengill area. A correlation of the depth of the maxima between these holes indicates increasing depth towards the northern part of the borehole area and this is presumably the direction from which the water gradually ascends to the surface.

b) The electrical resistivity method of thermal prospecting is based on the fact that the resistivity of rocks decreases with increasing temperature and increasing degree of thermal alteration. The method has mainly been used for a study of near surface formations down to a depth of 100-200 meters. Geological conditions in Iceland are often such, that hot-water ascending through the bedrock spreads out on reaching highly permeable near-surface formations, such as Postglacial alva flows or alluvial sediments, which may be tens of meters thick. Under such circumstances the upflow zone in the bedrock may not readily be detectable from the distribution of surface thermal activity. Electrical resistivity mapping will usually localize the upflow zone as a *minimum* resistivity area.



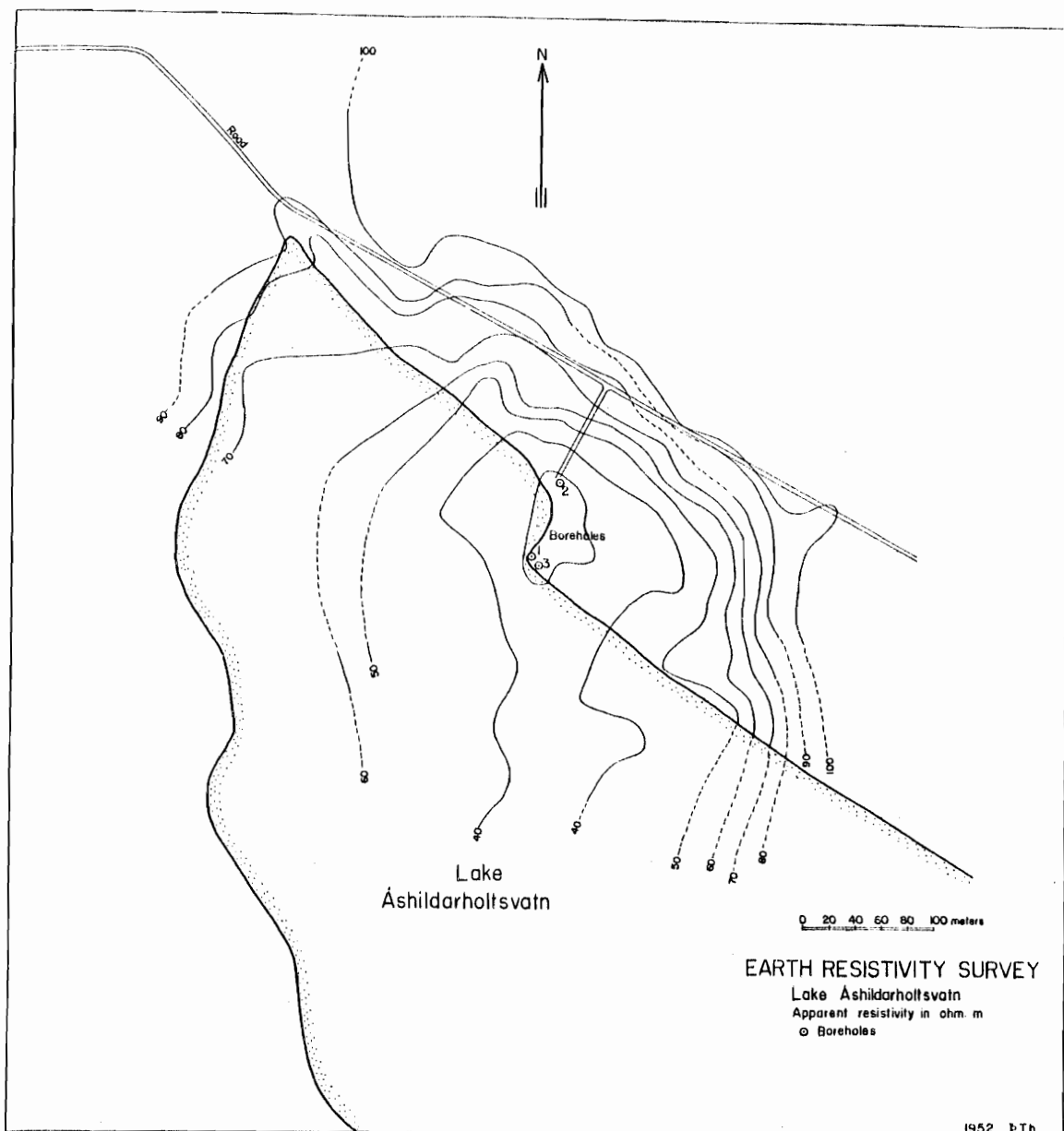


Fig. 6.

Fig. 6 shows an example of such a resistivity map for Saudárkrókur in northern Iceland. The area shown is at the shore of a small lake. Lines of equal apparent resistivity gave a minimum near the shore of the lake. A subsequent drilling at the minimum was successful.

Electromagnetic methods, which are commonly used in mineral prospecting, have as yet only been used on an experimental scale in thermal prospecting in Iceland.

#### Indirect methods

The indirect methods, which have been used in exploration of thermal areas in Iceland are a) magnetic, b) gravimetric and c) seismic methods. These methods furnish information on geological structure, which may be of use in locating thermal water channels.

a) The basalts in Iceland generally have a relatively strong remanent magnetization which is variable in strength and direction from one lava flow to another and probably to a lesser extent within single lava layers. Basalt dykes and other intrusions commonly have a magnetization different from the surrounding rocks. Anomalies of the earth's magnetic field near the surface are therefore frequently found above faults, dykes and other intrusions. As the flow channels in thermal areas are often associated with such structural features the magnetic method has been very useful in locating them where the bedrock is hidden under a surface cover of moraine and sediments.

b) The gravimetric method has been used to some extent for structural investigations. A regional survey of gravity has been made for the whole of Iceland (Einarsson, 1954). Mainly broader structural features of the flood basalts have been delineated with this method.

c) The seismic method has been used mainly for regional studies of the flood basalts (cf. Fig. 1) whose structure is believed to be closely related to the hydrothermal circulation systems. The thickness of the flood basalts is generally about 1.5 to about 4.0 km, and their longitudinal wave velocities vary from about 3.7 to 5.1 km/sec. The underlying substratum is little known and has a velocity of about 6.3 km/sec. It is believed to be largely impermeable to water.

#### Other methods

Of other methods that are used for the study of thermal areas, the isotopic method has been briefly mentioned earlier.

Besides regional studies of deuterium and tritium content of natural waters, experimental work is being done in areas with existing boreholes to study the subsurface thermal hydrology using radioactive iodine <sup>131</sup>. This is injected into some of the holes, and the effect is studied in other holes. Such work may be of importance in estimating the potentialities of individual thermal areas under exploitation.

## REFERENCES

- Barth, T.F.W.: Volcanic Geology, Hot springs and Geysirs of Iceland. Carnegie Institution of Washington Publ. 587, 1950.
- Bodvarsson, G.: Geofysiske metoder ved varmtvandsprospektering i Island. Journal of the Engineers' Association in Iceland, 35, 49-59, 1950.
- " " Report on the Hengill Thermal Area. (In Icelandic with a summary in English.) Journal of the Engineers' Association in Iceland, 36, 1-48, 1951.
- " " Physical Characteristics of Natural Heat Resources in Iceland. Jökull, Reykjavik, 11, 29-38, 1961.
- " " The Use of Isotopes of Hydrogen and Oxygen for Hydrological Purposes in Iceland. Jökull, Reykjavik, 12, 49-54, 1962.
- Einarsson, Tr.: Über das Wesen der heissen Quellen Islands; Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 1942.
- " " A Survey of Gravity in Iceland. Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 1954.
- Pálmason, G.: Seismic Refraction Investigation of the Basalt Lavas in Northern and Eastern Iceland. Jökull, Reykjavik, 13, 40-60, 1963.
- Sonder, R.: Studien über heisse Quellen und Tektonik in Island. Zürich, 1941.
- Thoroddsen, Th.: Die Gesichte der isländischen Vulkane. D. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter. Naturvidenskab og Matematik, Afd. 8, Række IX, Copenhagen, 1925.
- Thorkelsson, Th.: On Thermal Activity in Iceland, Reykjavik, 1940.
- Tryggvason, E. and M. Båth: Upper Crustal Structure of Iceland. J. Geoph. Res., 66, 1913-1925, 1961.

Jón Jónsson:

GRUNDVATTEN OCH TEKTONIK I NÄRHETEN AV REYKJAVIK OCH HAFNARFJÖRDUR. (Sammanfattning)

Beggrunden i området i fråga består till största delen av interglaciala, doleritiska lavar, som mestadels härstamma från en sköldvulkan, Borgarhólar öster om Reykjavik, men även postglaciala lavaströmmar täcka ett betydande område. I områdets norra del förekomma tertiära lavar och tuffer.

Hela området genomsättes av ett stort antal tektoniska sprickor och förkastningar med riktning nordöst sydväst. Det har visat sig att nära nog samtliga källor i dette område stå i samband med sprickorna. Så är t.ex. fallet om Gvendarbrunnar, som Reykjavik får sitt dricksvatten ifrån och likaså om Kaldárbotnar där Hafnarfjördur tar sitt dricksvatten. Borrningar på skilda håll inom området tyda på att grundvattenivån i den del av sprickzonen som genomsätter de post-tertiära bergarterna torde vara ungefär den samma, eller i varje fall variera obetydeligt från plats till plats. Vidare har framkommit att mycket stora mängder utmärkt dricksvatten äro magasinerade i detts spricksystem. Det anses därför att man i framtiden bör inrikta sig på at skaffa dricksvatten åt Reykjavik, Hafnarfjördur och andra tätorter i dess närhet med borrningar i den del av sprickområdet som genomsätter de interglaciala och postglaciala lavorna. Undersökningar ha visat, at vad som är avgörande för grundvattenströmmarna i detta område äro förkastningar och tektoniska sprickor samt det predoleritiska landskapet d.v.s. det landskap som existerade innan de doleritiska lavorna började utbreda sig i området. Undersökningar av grundvattenståndet och grundvattenströmmarna inom detta område äro därför av vital betydelse. En del självregisterande pglar ha redan blivit uppsatta genom Hydrologiska Byråns (Vatnamælingar) försorg och ett betydande antal undersökningsborrningar ha redan blivit gjorda av Reykjaviks Stads Vattenverk (Vatnsveita Reykjavíkur),



Emne : 2. MÅLING AV ISTRANSPORT I ELVER

- 2N1 Produksjon, transport  
og oppsamling av is i  
Glomma i Österdal,  
særlig på strekningen  
OS-Stai : K. Wold statshydrolog
- 2N2 Redegjørelse for is-  
undersøkelser i et  
spesielt eksperiment-  
område i Forra-vass-  
draget og i kulde-  
laboratorium : S. Roen statshydrolog
- 2S1 Diskussionsinlgg : S. Fremling byrådirektör

Knut Wold.

PRODUKSJON, TRANSPORT OG OPPSAMLING AV IS I GLOMMA  
I ØSTERDAL, SÆRLIG PÅ STREKNINGEN OS - STAI.

Innhold.

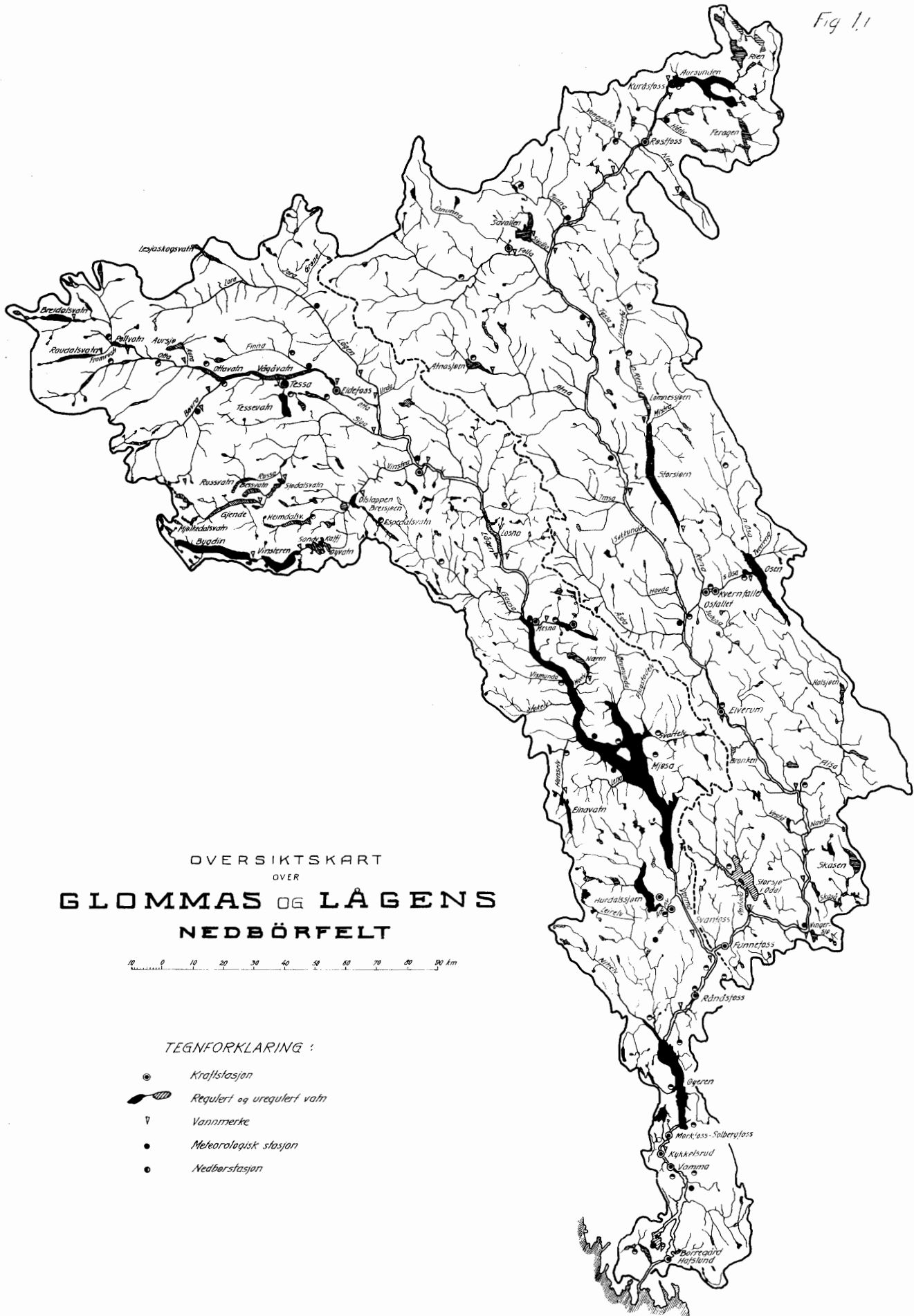
1. Kort oversikt over vassdraget.  
Nedbørfelt og fallforhold, klima- og avløpsforhold.
2. Ismengdemålinger.  
Iskorkenes plassering i lengdeprofilen.  
Utvasking av sarrbanker under isdekket utover vinteren.  
Målte ismengder på bestemte strekninger.
3. Oppstuing av vannstanden p. g. a. is.  
Enkelt-tilfeller, gjennomsnittstall fra Vm og statistisk  
behandling av disse.

1. Kort oversikt over vassdraget.

Glomma med bielver danner landets største vassdrag. Den største av bielvene er Gudbrandsdalslågen, som renner ut i Mjøsa, vår største innsjø. Mellom utløpet av Mjøsa og samløpet med Glomma kalles tilløpet Vormå. Alt i alt er nedslagsdistriktet på omlag 42.000 km<sup>2</sup> i det elva når havet. Av dette ligger ca. 15.000 km<sup>2</sup> ovenfor Elverum og knappe 9.000 km<sup>2</sup> ovenfor Stai. Ved utløpet av reguleringsmagasinet Aursunden er nedbørfeltet 830 km<sup>2</sup>. Se forøvrig oversiktskart, fig. 1, 1.

På strekningen fra utløpet av Aursunden og ned til Elverum løper Glomma gjennom Østerdalen, som er et typisk østlandsdalføre, og derfor har et utpreget innlandsklima. En har her i alminnelighet svært strenge vintre, hvor lufttemperaturer på -40 °C ikke er sjeldne og -30 °C kan opptre sammenhengende i flere dager. For å gi en liten ide om klimaforholdene er det på fig. 1, 2 samlet noen månedsmidler av lufttemperaturen for Røros meteorologiske stasjon.

Fig 1/1



OVERSIKTSKART  
 OVER  
**GLOMMAS OG LÅGENS**  
**NEDBÖRFELT**

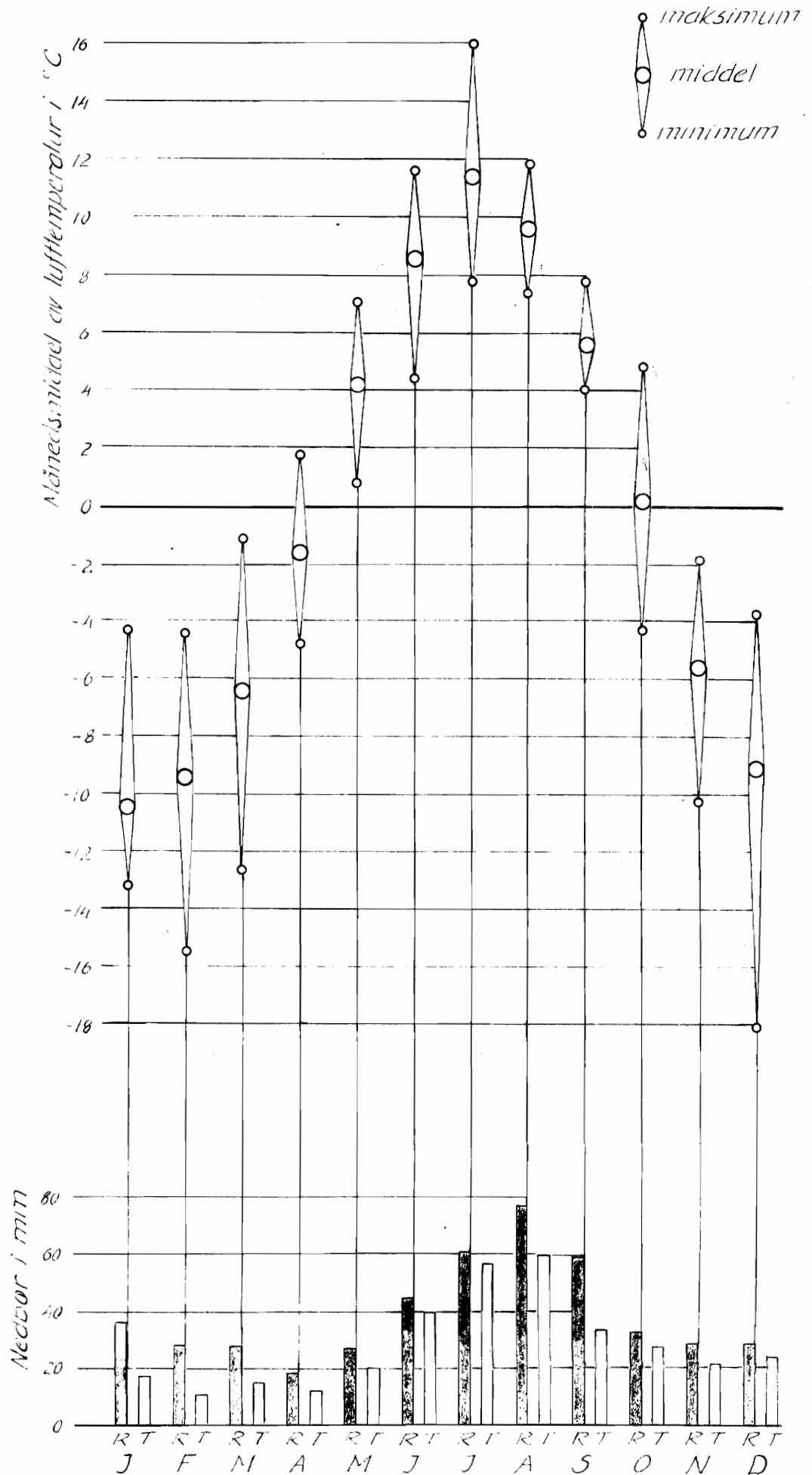
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 km

TEGNFORKLARING :

- Kraftstasjon
- ▬ Regulert og uregulert vatn
- ∇ Vannmerke
- Meteorologisk stasjon
- Nedbørstasjon



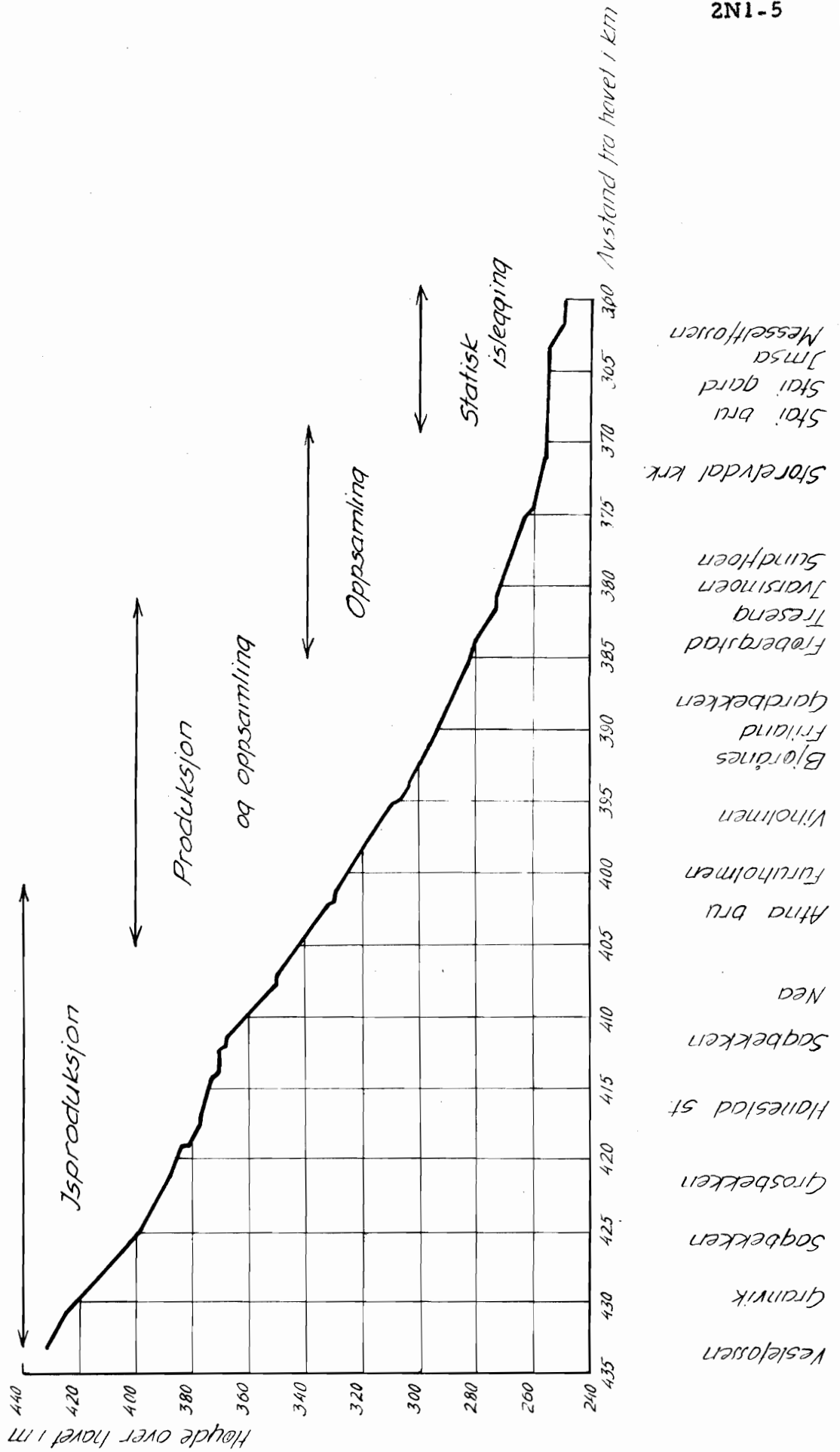
Månedsmidler av LUFTEMPERATUR og NEDBOR ved RØROS  
 For perioden 1901-30



Røros - R  
 Tynset - T



LENGDEPROFIL av GLOMMA mellom BARKALD og STAI



Månedssummer av nedbør, både for Røros og Tynset, er også tatt med.

Aursunden reguleres mellom kote 684 og 690 m. o. h. Ved Os er høyden over havet 597 og ved Stai 255 m, altså et samlet fall på 342 m. Gjennom Nord-Østerdal, fra Os til Bellingmo, er fallet ca. 126 m, d. v. s. ca. 1,6 m/km. Det er imidlertid på langt nær jamnt fall på denne strekningen, men avvekslende relativt stille og sammenhengende stryk. I følgende tabell er det derfor foretatt en oppdeling, slik at disse typiske trekk av lengdeprofilen kommer fram.

Strekning	avstand i km	fall i m	relativt fall i m/km
Os - Hommelvoll	9	10	1,1
Hommelvoll - Åkerøyen	24,5	108	4,4
Åkerøyen - Sør-Auma	45	8	0,2

I Stor-Elvdal, fra Bjørånes til Stai, en strekning på ca. 23 km, er fallet 45 m, eller ca. 1,9 m/km. Av dette er 34 m ovenfor Sundfloe (relativt fall 2,4 m/km) og 11 m nedenfor (1,2 m/km).

Se forøvrig lengdeprofilene, fig. 1,3 og 1,4.

Aursunden har vært regulert siden 1924, men det tappingsreglementet som følges i dag har vært i bruk siden 1934. Det naturlige tilsiget til sjøen ligger mellom 3 og 10 m<sup>3</sup>/sek. for vintermånedene november - april. Ved den nåværende regulering tappes det alltid minst 10 m<sup>3</sup>/sek. og fra omkring nyttår økes denne langsomt til ca. 35 m<sup>3</sup>/sek. i slutten av februar. Fra Aursunden til Stai økes nedbørfeltet til omkring det tidobbelte. Det naturlige tilsiget pr. km<sup>2</sup> er imidlertid noe lavere nedover i vassdraget enn i fjellområdet, slik at en kan regne med et naturlig vinteravløp ved Stai på mellom 20 og 70 m<sup>3</sup>/sek. for de samme vintermånedene som nevnt foran.



## 2. Ismengdemålinger.

Som det framgår av tabellen fig. 2, 1 har en den første isdannelsen i Nord-Østerdal i begynnelsen av november og fast isdekke gjerne i siste halvpart av samme måned. I Stor-Elvdal (ved Stai) er de tilsvarende data henholdsvis slutten av oktober og månedsskiftet oktober/november. Isløsningen tar i alminnelighet til i slutten av april, og i begynnelsen av mai er vanligvis elva isfri i hele Østerdalen.

Isproduksjonen kan en ha i nesten hele isleggingsperioden, men den er selvsagt størst i de første vintermånedene, desember og januar.

På de mer rolige partiene, som f. eks. på strekningen mellom Tynset og Alvdal, foregår utviklingen av isdekket dels som statisk islegging, dels ved at drivende overflatesarr stanser og danner en isfront. Videre vekst av isdekket skjer imidlertid som ved statisk islegging. I strykene har en imidlertid en livlig dynamisk isproduksjon. Her er det da både dannelse av bunnis og ansamling av sarr på overflaten. Sarret føres hele tiden med strømmen nedover til de roligere partiene nedenfor strykene og avleires der. I tillegg løsner også en del bunnisklumper, særlig under mildværsperioder, så en i alt kan få ganske betydelige ismasser samlet på den første delen av et rolig parti nedenfor et stryk.

En slik karakteristisk strekning av Glomma hvor store drivismasser ansamles, særlig i første del av vinteren, er partiet mellom Telnestet og Åkerøyen, se lengdeprofilet, fig. 1, 3. Ved Åkerøyen er det utført ismålinger i en årrekke, og i nedenforliggende tabell er midlere istykkelse for en rekke år angitt. Til sammenlikning er tatt med resultatene av tilsvarende målinger ved Tynset, som ligger på det rolige partiet ca. 9 km lenger ned.

### Midlere istykkelse i m

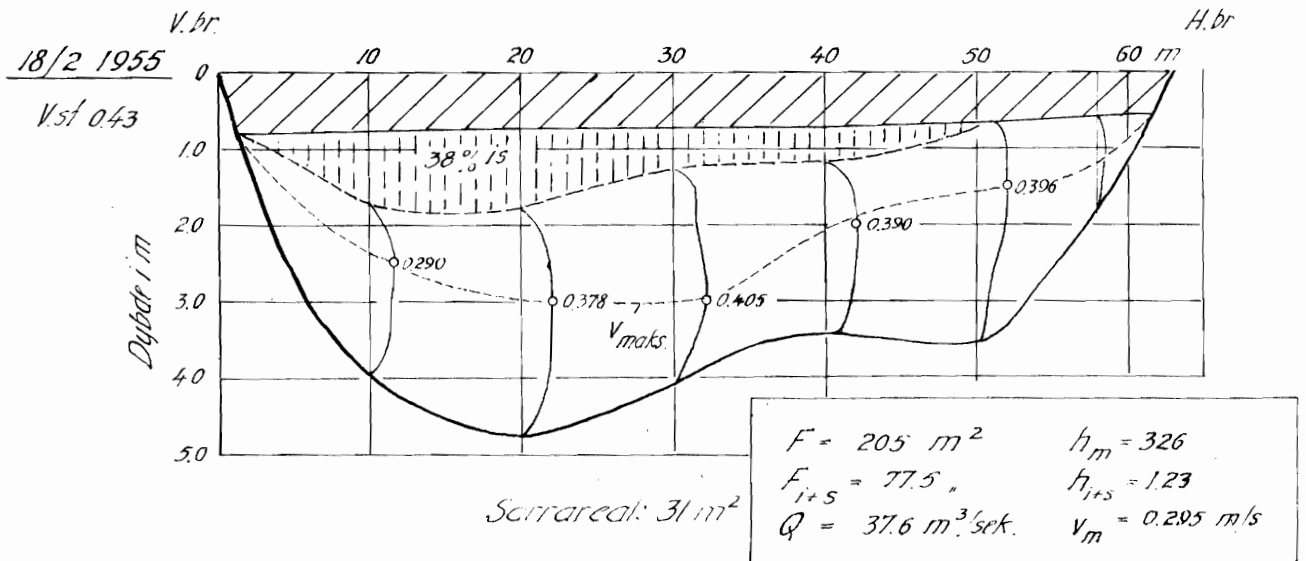
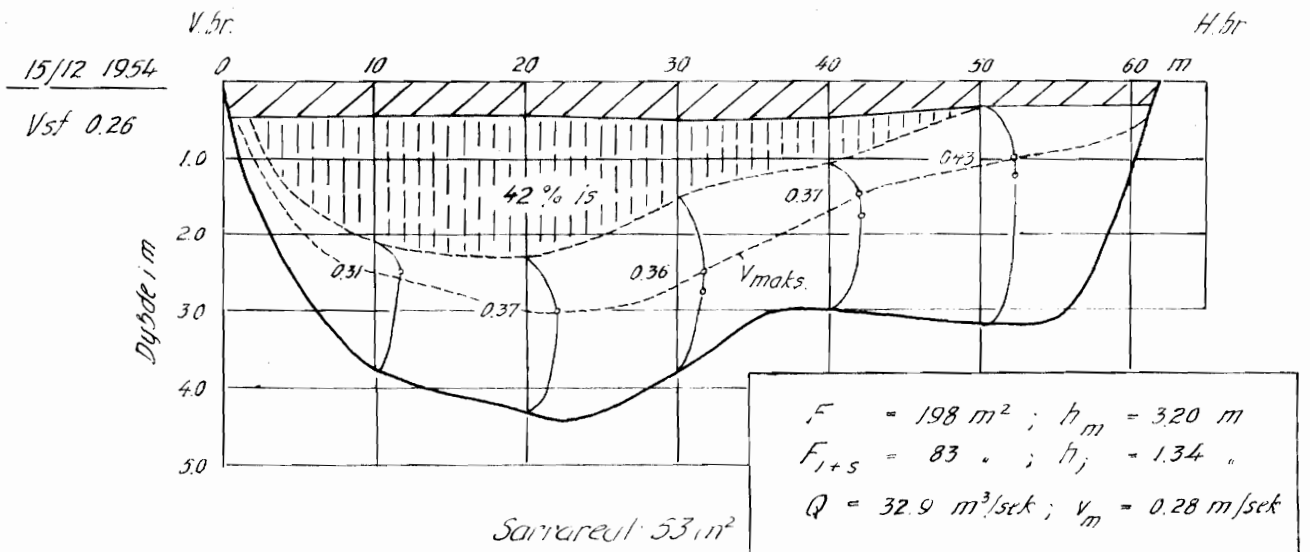
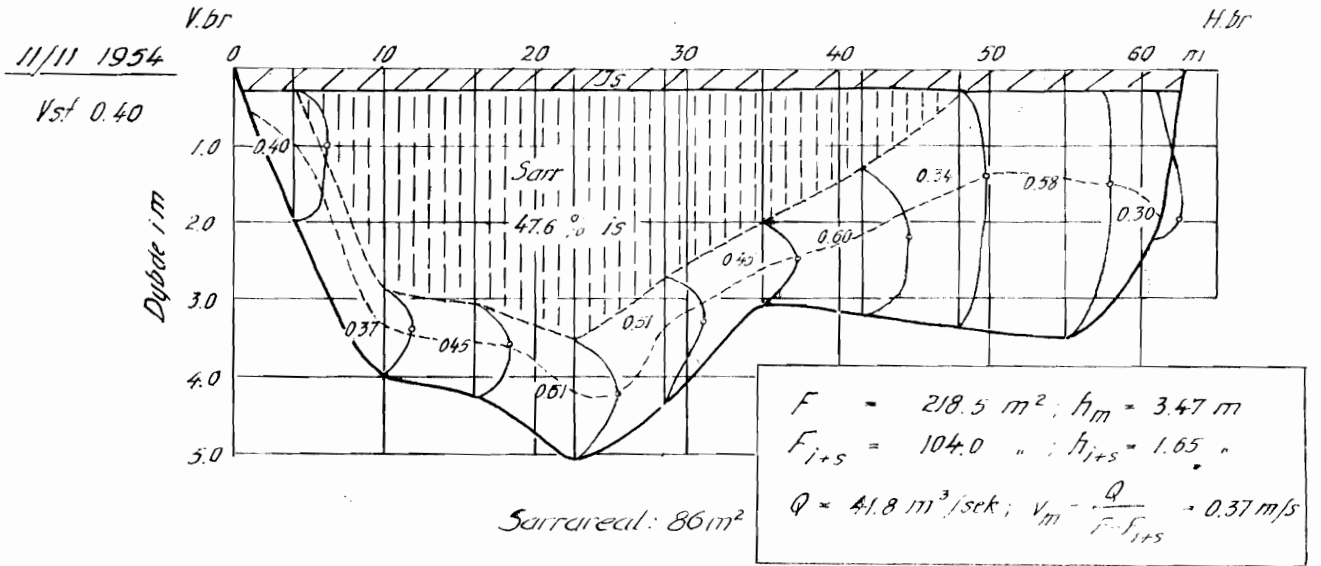
Måleprofil	des. 1954	des. 1955	mars 1956	des. 1956	des. 1957	des. 1963
Åkerøyen	1,28	0,76	1,40	1,76	2,27	2,00
Tynset	0,25	0,14	0,50	0,36	0,55	0,20

Som en ser av tabellen er istykkelsen ved Åkerøyen fra 3 til 10 ganger så stor som ved Tynset.

**GLOMMA** ved **KVEBERG** bru

Vinteren 1954-55

Måleprofil ca 500 m nedf. Vm



I Stor-Elvdal har en ikke fullt så differensierte fallforhold som i Nord-Østerdal. En har imidlertid et typisk isproduserende parti fra Barkaldfossen og nedover forbi Atna, med et kort "oppsamlingsparti" ved Hanestad. Fra Atna til et stykke forbi Bjørånes foregår dels produksjon dels oppsamling av is. Videre nedover til Stai har en et typisk oppsamlingsparti igjen. Nedenfor Stai er det et parti med så rolige strømforhold at statisk islegging er mulig. Konferer lengdeprofilet, fig. 1, 4.

Likevel finner en tilsvarende forhold angående istykkelse i Stor-Elvdal som i Nord-Østerdal. Mens f. eks. midlere istykkelse mellom Treseng og Stai ligger på over 2 m, er den på det stille partiet nedenfor Stai 0,76 m.

Disse ismassene, som er framkommet ved dynamisk isproduksjon i strykpartiene og ført nedover til de roligere partiene nedenfor, vil til å begynne med være med på å danne et overflateisdekke. Dette skjer ved at de flytende ismassene danner en isfront (f. eks. mot et tidligere, statisk dannet isdekke), som etter hvert vokser oppover. Etter at et sammenhengende isdekke er dannet vil ismassene for det meste dukke under og avleires som sarrbanker på isdekkets underside, ofte hardpakket helt til bunns. Når det senere på vinteren er inntruffet balanse mellom avkjøling og oppvarming i vassdraget (ved at elveoverflaten er praktisk talt dekket av is), vil isproduksjon etter hvert opphøre. Senere vil da disse løsere sarransamlingene vaskes ut litt etter litt og delvis foredeles på en lengre strekning, delvis oppløses ved den tilførte falloppvarming. Som eksempel kan nevnes en del målinger som ble foretatt vinteren 1954-55 nedenfor Kveberg bru. Sarrmassene her skyldes alt vesentlig bielva Folla, som kommer ut i Glomma ved Alvdal, ca. 6 km ovenfor. Den 11/11 1954 var sarrmengden i tverrprofilet her 86 m<sup>2</sup>, den 15/12 allerede redusert til 53 m<sup>2</sup> og den 18/2 1955 var det bare 31 m<sup>2</sup> igjen. Måleresultatene er framstilt grafisk på fig. 2, 2.

Det samme fenomenet kan en også se av målingene i Stor-Elvdal siste vinter, der de er samlet i tabell, fig. 2, 3. For målestedene Ivarsmoen og Sundfloen f. eks. er sarrmengdene redusert til henholdsvis 62 og 84 % i februar og ytterligere 46 og 71 % i mars, i forhold til første måling i januar. Av samme tabell kan en imidlertid også se at ved andre målesteder, f. eks. Koppangøya, er sarr-

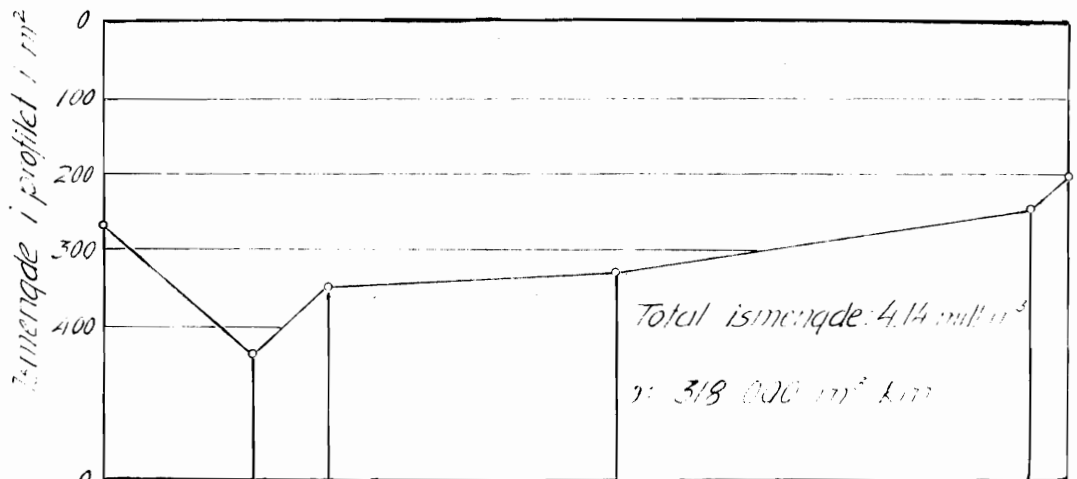


## LJUMENGDØMÅLINGER I GLOMMA vinteren 1953 - 54

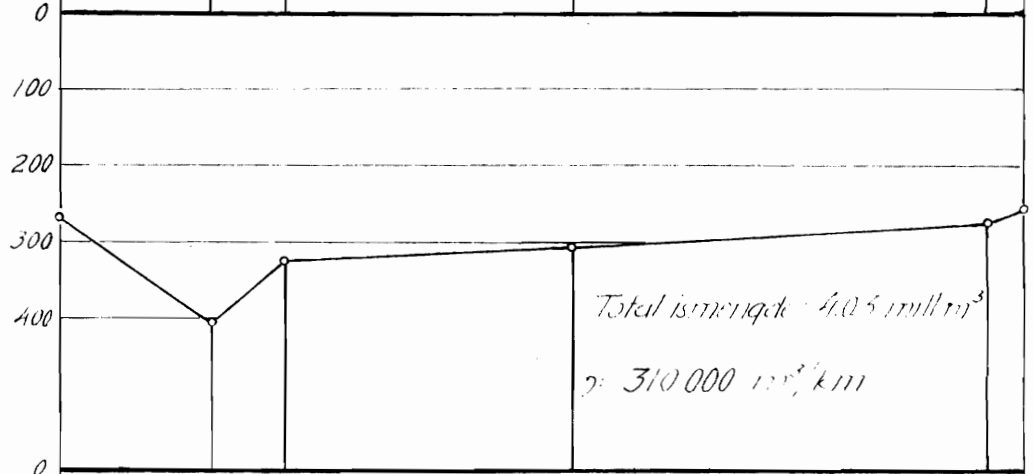
Målested	17. - 20.12		29. - 31.1		24. - 26.2		16. - 21.3		20. - 21.4	
	Fis i m <sup>2</sup> total/sarr is	Fis:B, i m total/fast is/is	Fis i m <sup>2</sup> total/sarr is	Fis:B, i m total/fast is/is	Fis i m <sup>2</sup> total/sarr is	Fis:B, i m total/fast is/is	Fis i m <sup>2</sup> total/sarr is	Fis:B, i m total/fast is/is	Fis i m <sup>2</sup> total/sarr is	Fis:B, i m total/fast is/is
Strand ndf. Os	53/52	0,73/0,15			145/80	1,31/0,56				
Telneset I 400m ndf. Stor-Tela					69/0	0,64/0,64				
Tilneset II 350 m ovf. brua	110/90	2,0/0,36			77/33	1,24/0,78	44/8	0,71/0,13		
Åkerøyen	67/49	0,96/0,25								
Kveberg bru							247/0	0,99/0,99		
Hanestad I v/ Rønningen gard							216/0	0,73/0,73		
Hanestad II 400m ndf. Rønningen			265/131	2,31/1,20	265/131	2,31/1,17	206/57	1,78/1,30		
Treseng			435/196	2,42/1,36	407/121	2,26/1,56	390/90	2,19/1,67		
Ivarsmoen			349/212	2,25/0,86	321/178	2,07/0,92	337/149	2,39/1,21		
Sundfløen			170/68	1,36/0,83	156/24	1,25/0,85	179/45	1,43/1,07	173/72	1,33/0,8
Koppangøya I (venstre løp)			159/108	2,65/0,75	152/86	2,53/1,40	141/79	2,35/1,03	131/93	1,93/0,8
Koppangøya II (høyre løp)			329/175	1,78/0,80	308/110	1,66/1,07	320/124	1,73/1,58	304/165	1,72/0,8
Koppangøya (I + II) tilsammen										
Stai bru I 50 m ovf. brua	185/90	0,78/0,40	247/51	1,04/0,79	274/49	1,15/0,11	218/10	0,92/0,87	153/0	0,64/0,8
Stai bru II 400 m ndf. brua			202/70	1,03/0,67	255/69	1,28/0,94	225/60	1,14/0,83	177/32	0,89/0,8

ISMENGDENMÅLINGER I GLOMMA I STORELVDAL  
vinteren 1963-64

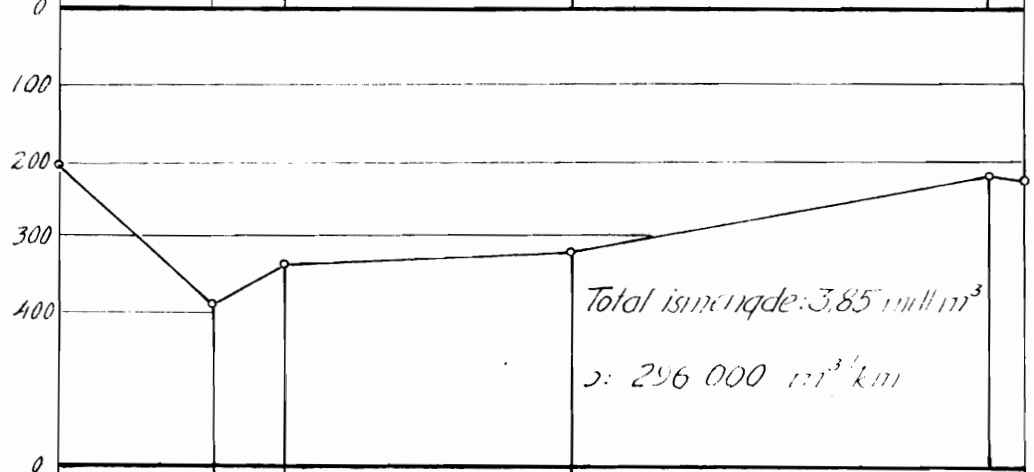
29.-31.1.



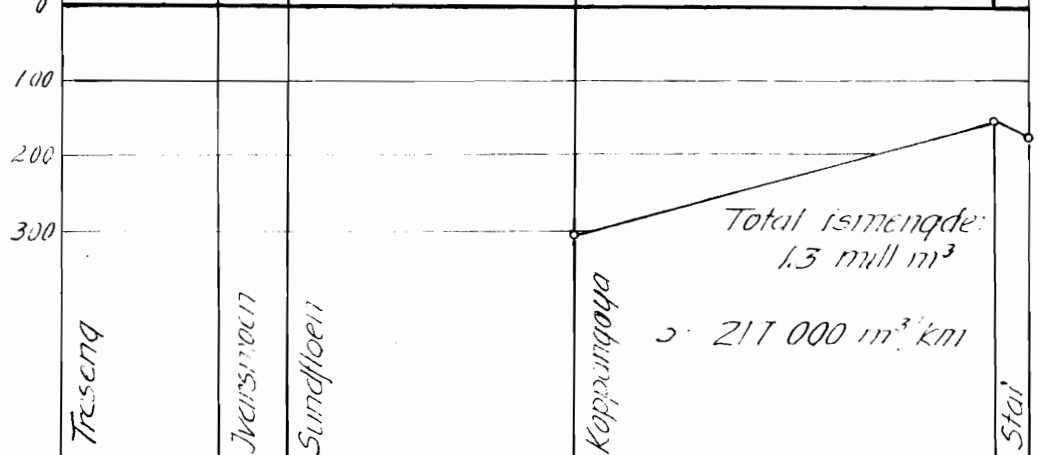
24.-26.2.



18.-21.3.



20.-21.4.



## Ismengder i Glomma

på den ca. 5 mil lange strekningen mellom Telneset og Bellingmo.

Foretatte målinger:	På hele strekningen i alt mill. m <sup>3</sup> m <sup>3</sup> pr. km		Merknad om tappingen fra Aursunden.
11. -13/3 1954		100 000	Tappingen ble satt i gang straks over nyttår. Den maks. vassføring - ca. 35 m <sup>3</sup> /sek. - ble nådd ca. 1/3.
13. -16/12 1954	1,7	33 000	Tappingen begynte i begynnelsen av januar. Vassføringen ble øket jevnt opptil 25 m <sup>3</sup> /sek. den 5/2.
16. -18/2 1955	2,8	57 000	
28/11-3/12 1955	1,1	25 000	Tappingen begynte i slutten av desember, økte gradvis til 35 m <sup>3</sup> /sek. i februar og opphørte i slutten av mars.
21. -29/3 1956	2,3	50 000	
13. -16/12 1956	2,5	50 000	Stort tilsig i vassdraget utover høsten. Tappingen begynte 22/12 og ble øket gradvis inntil 35 m <sup>3</sup> /sek. i midten av februar. Deretter avtok den jevnt.
7. -12/3 1957	3,7	70 000	
8. -9/12 1957	2,7	54 000	Tappingen begynte sist i desember, og ble øket jevnt inntil 35 m <sup>3</sup> /sek. i midten av februar.

+ ) Vinteren 1953/54 var det usedvanlig høy vannstand i Glomma nedover fra Tolga og forbi Telneset. På den ca. 18 km lange strekningen mellom Lille Telneset og Tynset ble det målt ca. 1,3 mill. m<sup>3</sup> is, d. v. s. på enkelte steder inntil ca. 100 000 m<sup>3</sup> pr. km.

mengden faktisk økt (i mars og april). Dette kommer av at sarr er ført nedover fra området ved Sundfloen, etterhvert som dette vaskes ut her.

Ved måling av istykkelsen i flere vertikalsnitt i en del tverrprofiler med ikke alt for langt mellomrom, kan en beregne den totale ismengden på en lengre strekning. Dette gjøres årvisst i Glomma i Østerdal, og siste vinter er målingene særlig vært konsentrert i Stor-Elvdal. På fig. 2, 4 er resultatene av ismengdemålingene framstilt grafisk, og som en ser dreier det seg om ismengder på ca. 300.000 m<sup>3</sup>/km.

De totale ismassene som ansamles i elveleiet består ikke bare av relativt løse masser som sarr og bunnis, men også av iskoss (store flak) som er brutt opp av og ført nedover med en isgang. Under en sammenstuing etter at en slik isgang har stanset kan det selvsagt ansamles enda større ismengder i konsentrerte korker fra noen hundre meter til et par km's lengde, sannsynligvis det dobbelte av det som ble nevnt ovenfor (i m<sup>3</sup>/km).

Til sammenlikning tas også med resultatene av tidligere ismengdemålinger (i Nord-Østerdal), i tabellen fig. 2, 5.

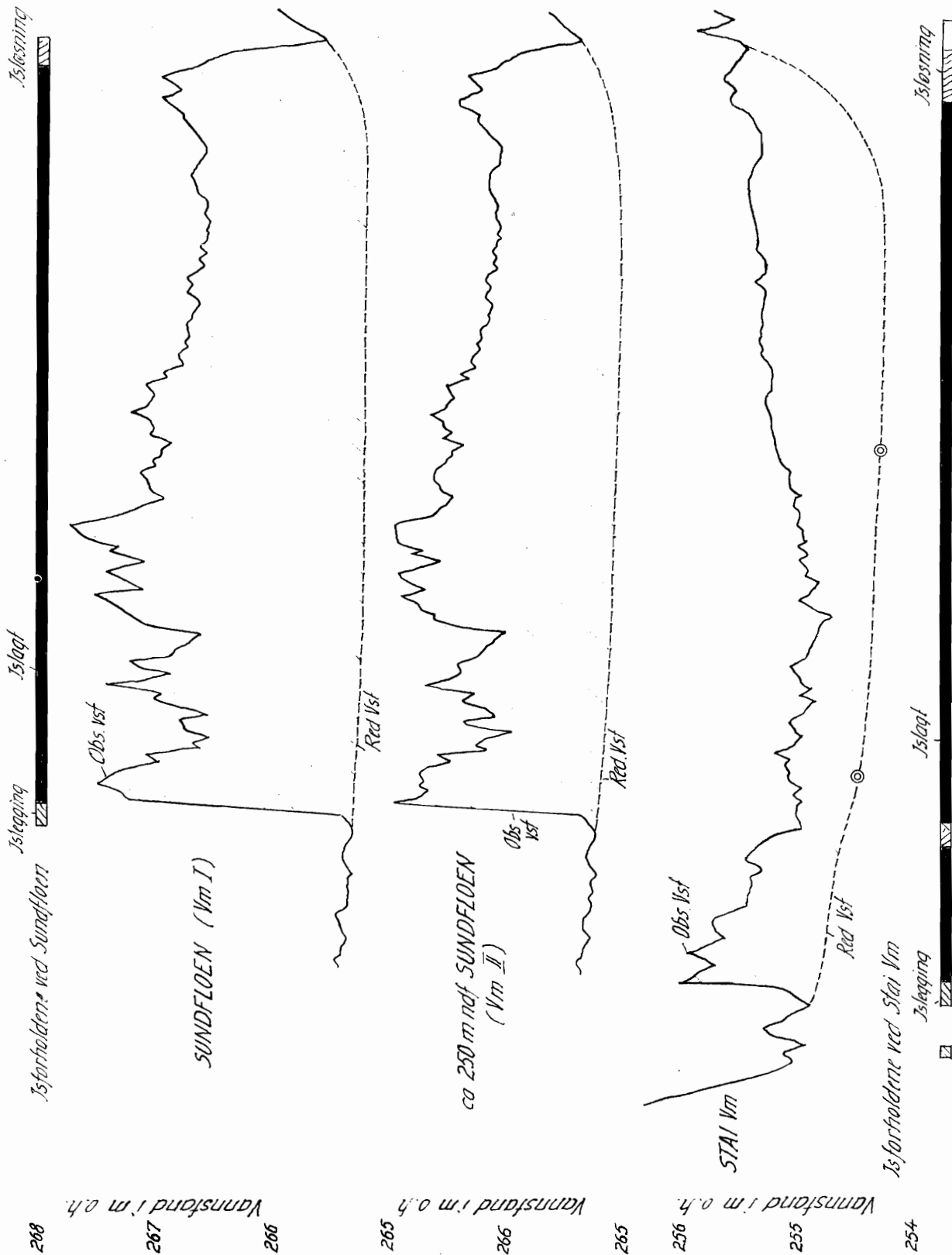
Av isganger har en to hovedtyper. Vinterisgang kaller en det når en større ansamling av is i elveleiet (isdam) brister og ismassene føres nedover som en flombølge. Disse kan anta ganske voldsomme dimensjoner, med en bølgefront på flere meter. En annen type er de såkalte vårisganger, som er så og si årvisse i de fleste islagte norske vassdrag. Disse forårsaker som oftest ikke så mye skader, selv om temmelig store ismengder kan være i bevegelse på en gang.

### 3. Oppstuing av vannstanden p. g. a. is.

I tillegg til de direkte skader isen gjør, som utgraving av elvemælen, ødelegging av tømmer og brukar etc., er det særlig ved oppstuing av vannstanden at de største skadene forvoldes. Dette forårsaker da først og fremst at vannet flommer innover markene og bl. a. vasker bort dyrket jord og kan trenge inn i hus og kjellere.

Fig. 3.1

VANNSTANDSVARIASJONER I GLOMMA I STORELVIDAL VINTEREN 1929-30



KARAKTERISTISKE DATA for ISOPPSTUING i GLOMMA ved STAI

	NOVEMBER			DESEMBER			JANUAR			FEBRUAR			MARS			
	Månds- Temp. °C	Midl vassføring m <sup>3</sup> /sek	Isoppstuing i cm		Månds- Temp. °C	Midl vassføring m <sup>3</sup> /sek	Isoppstuing i cm		Månds- Temp. °C	Midl vassføring m <sup>3</sup> /sek	Isoppstuing i cm		Månds- Temp. °C	Midl vassføring m <sup>3</sup> /sek	Isoppstuing i cm	
			midl.	maks.			midl.	maks.			midl.	maks.			midl.	maks.

1904-1923

Maks.	0.1		70	110	- 3.0		60	70	- 5.0		70	80	- 2.6		75	85	0.7		75	85
1 kv.	- 1.7		40	80	- 5.3		40	55	- 7.9		52	60	- 5.1		50	62	- 1.5		45	62
Median	- 3.9		20	60	- 7.8		30	40	- 10.7		40	50	- 7.1		40	48	- 3.5		40	50
2 kv.	- 4.8		15	35	- 10.6		25	30	- 12.0		25	30	- 8.9		22	30	- 5.3		22	30
Min.	- 6.4		2	15	- 18.1		10	15	- 20.8		6	8	- 12.6		10	16	- 7.4		15	18

1923-1933

Maks.	1.1		60	120	- 1.3		95	115	- 2.8		130	140	- 2.7		125	135	- 0.4		110	135
1 kv.	- 1.5		40	75	- 2.7		60	80	- 4.6		100	105	- 7.5		95	109	- 2.1		95	100
Median	- 3.3		33	70	- 8.4		58	70	- 7.4		60	68	- 8.6		68	75	- 4.1		73	81
2 kv.	- 6.4		30	60	- 11.6		50	70	- 10.0		45	60	- 10.1		55	65	- 6.1		55	60
Min.	- 9.9		20	40	- 16.5		30	45	- 13.0		40	52	- 14.3		40	40	- 7.9		35	35

1933-1947

Maks.	0.7		60	110	- 1.4		60	130	- 4.2		85	90	- 2.3		95	100	1.4		80	95
1 kv.	- 1.7		40	65	- 4.4		45	70	- 7.8		55	70	- 5.0		75	80	- 2.9		70	80
Median	- 2.4		35	57	- 6.9		37	47	- 9.6		47	53	- 9.0		60	67	- 4.4		60	65
2 kv.	- 3.4		20	40	- 10.1		30	55	- 10.8		40	45	- 12.1		40	40	- 5.5		40	40
Min.	- 6.3		10	20	- 11.5		10	20	- 20.6		10	20	- 17.2		25	35	- 8.9		20	35

Syver Roen.

REDEGJØRELSE FOR ISUNDERSØKELSER I ET SPESIELT  
EKSPERIMENTOMRÅDE I FORRA-VASSDRAGET OG I  
KULDELABORATORIUM.

I. Isundersøkelser i forsøksfelt i og ved Forra ved Høggås bru.

Vassdrags- og havnelaboratoriet ved Norges Tekniske Høgskole i samarbeid med Iskontoret ved Vassdragsvesenet, satte vinteren 1962-63 i gang forberedelse for et nærmere studium av ulike isforhold. Undersøkelsene skal konsentreres mest mulig på et begrenset område, slik at en har bedre anledning til å observere og klarlegge de inngripende naturlige agenser og forhold, samtidig som en bedre kan påvirke og forandre enkelte av disse.

Etter at det vinteren 1962-63 var gjennomført en del målinger som først og fremst skulle gi opplysninger om det valgte stedet, Forra ved Høggås bru, ble det høsten 1963 satt opp et foreløpig program for undersøkelsene. I følge dette programmet skal spesielt følgende faktorer og forhold måles, observeres og studeres.

1. Meteorologiske observasjoner.

Det skal i vintermånedene tas kontinuerlige observasjoner av lufttemperatur, relativ luftfuktighet, skydekke, vindstyrke og vindretning.

2. Isvekstmålinger og avkjølingsmålinger av vann i bunn-og sideisolerte plastkar.

Her kan en ved å måle under ulike meteorologiske forhold og ved f. eks. å hindre fordunsting ved å dekke den frie vannoverflate med en oljehinne eller tynn plastfolie, ha mulighet for å få fram verdifulle opplysninger.

3. Måling av hydrauliske faktorer.

Slike målinger skal delvis foretas i selve elveløpet, men de fleste målingene skal utføres i en spesiell kanal der en systematisk kan variere en rekke av de hydrauliske parametrene. Ved disse målingene er det blandt annet viktig å få målt viskositeten - og da særlig viskositeten i vann-sarrblandinger. Endringer i viskositetsforholdene i vannet på en elvestrekning kan nemlig ha stor innvirkning på strømforholdene der. Øker f. eks. viskositeten, vil vannspeilet begynne å stige uten at vassføringen øker.

4. Undersøkelse av ising på konstruksjoner utsatt for underkjølt vann.

I kanalen kan konstruksjoner av forskjellig materiale og form anbringes og studium av ising på disse utføres. Virkningen av forskjellige påstrykningsmidler kan også undersøkes på tilsvarende måte her.

5. Studium av islegging og råkdannelse.

Undersøkelsene gjøres under ulike meteorologiske forhold og under variasjon av strømhastighet, dybde og turbulensgrad.

6. Eksperimentering med forskjellige tiltak for å hindre eller redusere isulemper.

I kanalen kan det anbringes grunndammer - terskler - eller andre byggverk som antas å kunne ha gunstig virkning på isforholdene og prøve disse i liten målestokk. Etterpå kan de samme arrangementer, om de har vist positive resultater i kanalen, overføres til selve elva hvor de kan prøves i større målestokk.

Elva Forra vil ikke bli berørt av noen regulering de første 3-4 åra, og en kan derfor regne med å disponere dette undersøkelsesområde uforstyrret i samme tidsrom.



Observasjoner i gang eller utført hittil.

Meteorologiske observasjoner har vært i gang siden vinteren 1962-63. En meteorologisk hytte med termograf, hydrograf og hovedtermometer er plassert i området og en observatør passer instrumentene, leser av og observerer lufttemperatur, skydekke, vind og snødybde en gang om dagen i tida 1. oktober - 30. april.

Høsten og vinteren 1963-64 ble en ca. 40 m lang kanal sprengt ut ved siden av det naturlige elveløpet. Ved oppstrømsenden av kanalen er det anbrakt et kombinert bjelke- og nålestengsel. Umiddelbart nedenfor dette kombinerte innløpsarrangementet er det plass for en rist og mellom denne og innløpet kan en få en "stilling-pool" hvor energien i overløpet kan bli dempet og vannet kan renne forholdsvis rolig og jevnt videre nedover. 28 m nedenfor innløpet er det nok et bjelkestengsel, og dette sammen med det øvre, regulerer både vassføring, dybde og strømhastighet i den anvendte delen av kanalen.

Undersøkelsene skulle starte for fullt vinteren 1963-64, men på grunn av at denne vinteren ble ekstraordinær mild, var det dessverre ikke mulig å få satt i gang forsøk av nevneverdig grad. I de fire vintermånedene desember - mars, var det bare ca. 20 dager med døgnmaksimum under 0 °C. Disse dagene var spredt over hele perioden og dessuten var temperaturen de fleste dagene bare så vidt under 0 °C. Den eneste noenlunde brukbare observasjonsperiode var uken 16. - 21. mars med nattetemperatur på -8 - -12 °C. Dagtemperaturen var imidlertid +2 - 5 °C, så målinger og observasjoner av isforhold som krevde kuldeperioder lenger enn 10 - 15 timer var umulig.

Av undersøkelser og observasjoner som ble foretatt eller prøvt satt i gang kan nevnes:

- (1) Meteorologiske observasjoner.
- (2) Måling av isvekst og avkjøling av vann i bunn- og side-isolerte plastkar.

Avkjølingsmålingene ble foretatt i vann som var i stadig omrøring og både med fri og tildekket overflate. Måling av is-tilvekst foregikk samtidig i to like plastkar. Noen ganger med

lik begynnelsestemperatur i begge karene, andre ganger med ulik.

(3) Måling av hydrauliske faktorer.

Måling av viskositeten i sarr-vannblandinger, skulle ha første prioritet av alle målinger i kanalen. Det viste seg imidlertid straks, som fryktet, at det flytende sarret i vannet klebet så lett til de kalde, ru fjellveggene i kanalen og forårsaket oppstuinger, at fallmålinger hadde ingen verdi. Skal fallmålinger som kan brukes til viskositetsbestemmelser tas, må kanalen i det minste kles med bord, noe som vil bli gjort før neste vintersesong.

(4) Observering og måling av ising på forskjellige konstruksjoner.

Det ble foretatt observasjoner og målinger av ising på en varegrind med staver av forskjellige materialer og form, og et vasshjul med vinger av fire forskjellige materiale.

(5+6) Forsøk på islegging ved hjelp av lenser.

Det ble gjort forsøk med både enkelt og "dobbelt" lense. En dobbelt lense, som bestod av to enkelt-lenser med innbyrdes avstand 7 - 8 m, syntes å gi bedre resultat enn en enkelt.

Ved siden av disse ovenfornevnte undersøkelsene, som direkte kan knyttes til punkt i programmet, ble det også gjort innledende forsøk med følgende:

- a. Måling av sarrmengde i strømmende vann ved hjelp av en spesialkonstruert sarrhenter. Sarrhenteren er laget av et gjennomsiktig plastrør som kan lukkes samtidig i begge ender ved hjelp av sektorluker.
- b. Måling av temperaturen i overflateskiktet av stillestående og strømmende vann. Målingene foregår ved hjelp av en termosøyle (Dr. Deviks instrument).

- c. Måling av rim forårsaket av frostrøyk.
- d. Måling av snøens albedo og smelting under ulike værforhold og i felt med påstrødd kullpulver og sagflis i forskjellig tykkelse.

Slik som været artet seg denne siste vinteren ble målingene altfor få og lite omfattende til å kunne trekke holdbare konklusjoner ut av. Det har derfor ingen hensikt her å gå nærmere inn på de forskjellige måleresultater og observasjoner, men det bør nevnes at selv de få målingene og observasjonene som ble foretatt, ga positive impulser og optimisme til å fortsette undersøkelsene.

## II. Forsøk i kjølerom.

I forbindelse med forsøkene i Forra, ble det, spesielt etter denne milde vinteren, aktuelt med liknende forsøk i kjølerom. Det som i første omgang ble planlagt undersøkt var følgende:

1. Undersøkelse av avkjøling og sarrproduksjon i sirkulerende vann i en isolert plastrenne. Renna har en middellengde på 11,6 m, er 20 cm bred og 30 cm høg og vannet blir drevet fram av en propell tilkoblet en faststående motor.
2. Undersøkelse av vanngjennomtrengeligheten i sarr.
3. Undersøkelse av viskositeten i sarrførende vann.
4. Undersøkelse av avkjøling av vann i isolert plastkar. Vannet i stadig omrøring.
  - a. Karet plassert i kjølerommet uten forandring av rommets naturlige innvirkning på vannet i karet.
  - b. En kunstig himmel (beholder med f. eks. flytende luft) plassert over karet.
  - c. En vifte plassert i nærheten av karet for å få sterkere sirkulasjon i lufta over.

d.  $b + c$ .

5. Isvekstmålinger på stille vann i isolert plastkar. Forsøkene kan utføres under de samme betingelsene som vist i pkt. 4 a-d.
6. Plassering av konstruksjoner av forskjellig materiale og form i renna for studium av ising, kjøving o. s. v.

Å utføre slike forsøk i laboratorium har både sine fordeler og bakdeler.

Av fordeler kan nevnes: 1) Stabilere og bedre målbare forhold.  
2) Mulighet for å skille ut og variere de virkende agenser i tur og orden og uavhengig av årstiden.

Av bakdeler kan nevnes vanskelighetene med å kunne overføre enkelte av resultatene fra laboratoriet til forhold ute i naturen.

S. Fremling :

## OM BERÄKNING AV ISMÄNGDER I ÖSTERDALÄLVEN VINTERN 1962/63

### Allmän orientering

Nederbördsområde vid Trängslet 4 500 km<sup>2</sup>, vid Dynggraven 6 500 km<sup>2</sup>.  
- Magasinet i Trängsletsjön regleras mellan 423 m och 398 m ö h (388 m ö h före väntad hög vårflood) och utgör ca 700 Gl. - Tunnelutloppet vid Storsugnet ligger på nivån 281 m ö h, Dynggraven på nivån 161 m ö h. Älven har ett tämligen jämnt fall av 120 m på en sträcka av 60 km, d v s ca 2 m/km, och därefter lugnvatten ned till Siljan. - Den reglerade vattenföringen från Trängslet ligger mellan 60 och 90 m<sup>3</sup>/s olika vintrar.

Till följd av att det avrinnande vattnet från Trängslet är varmt hela vintern, 2 - 3 °C, går älven efter regleringen öppen till hela sin bredd, ca 100 m, ner till avkylningsgränsen, d v s på hela strömsträckan, 60 km, vid blidväder och på ca 20 km vid stark kyla. Till följd av dels den höga vattenföringen och dels flottledsrensingar på alla grunda ställen går älven även vid långvarig kyla helt öppen nedströms avkylningsgränsen ända ner till den punkt, dit isen har packat sig nedströmsifrån, eller i början av vintern ner till 60 km från Trängslets utlopp. Under milda vintrar, såsom 1961/62 och 1963/64, får vi endast tillfälligt mindre isanhopningar, som snart smälter upp vid blidväder.

Under den ovanligt stränga vintern 1962/63 hopade sig is, i form av drivande issörja, lossbrutna strandisflak m m, först nere vid Dynggraven 60 km från Trängslets utlopp och sedan nedströmsifrån allt längre motströms till maximalt 40 km nedströms utloppet. Då var således de 20 nedersta kilometerna av strömsträckan helt igensatta av is, med en hel del översvämningar av intilliggande mark som följd. Denna ispackning pågick i ca 2 månader, från mitten av december till mitten av februari, och upphörde först när väderleken blev något mildare och solstrålningen började bli stark.

### Ismängdsberäkningar

Uppmätningar av ismängderna har endast gjorts i a) lugnvattenområdet närmast nedströms strömsträckan. Maximalt uppmättes 9 m djup issörja under isen i Dynggraven, och stora omlagringar pågick hela vintern. Även före Trängslets reglering brukade det samlas mycket issörja under isen där.

b) På strömsträckan har ismängderna inte kunnat mätas, eftersom isen bestod av hårt packad och upptornad is, med upp till 5 á 6 m höga isvallar. I stället gjordes ett försök att beräkna ismängderna. Beräkningen har utförts enligt formeln

$$\overline{Q} \cdot C (t_{\text{luft}}) - Q \left[ t_{\text{vatten}} + \frac{h}{427} \right] = W \quad \begin{array}{l} \text{Förlust för} \\ \text{isproduktion} \end{array}$$

Förlust från öppna ytan  $\overline{Q}$ .                      Värmetillförsel

$$W = 80 \text{ Mcal/ton} \cdot 0,92 \text{ ton/m}^3 \cdot V \text{ m}^3 / \text{d} \text{ygn}$$

Volymen producerad is har beräknats tämligen grovt genom medelvärdesberäkning för ett större antal dygn i taget, under vilka  $\overline{Q}$ ,  $C$ ,  $Q$  och  $f$  har antagits vara lika med sina medelvärden under dessa dygn.  $\overline{Q}$  har bestämts med hjälp av rapporter från iskartläggningar, som utförts tämligen ofta under vintern,  $C$  har erhållits ur ett diagram, som avser värmeförlusten från en vattenyta av temperaturen  $0^\circ \text{C}$  och som iordningstälts vid institutet. Man har därvid tagit temperaturdifferensen mellan lufttemperaturen och medelvattentemperaturen på den isfria sträckan.  $Q$  och  $t$  har erhållits från dagliga avläsningar, som utförts av kraftverket.

### Resultat

Den sammanlagda volymen is, som producerats fram till ett visst datum, har prickats in i ett diagram i förhållande till var isgränsen låg just den dagen. Därigenom har den totala ismängden på olika delsträckor och på hela sträckan erhållits, se bilagan. En stor del av den myckna isen torde successivt ha flutit vidare och lagrat sig under isen i lugnvattenområdet eller eventuellt flutit ut i sjön Siljan 10 km längre ned.

Om all is som producerats fanns kvar i älven samtidigt, fanns det enligt beräkningen, när det var som mest is i älven, omkring 9 Gt is på 20 km av strömsträckan och 8 km av lugnvattensträckan.

### Tillägg beträffande beräkningar

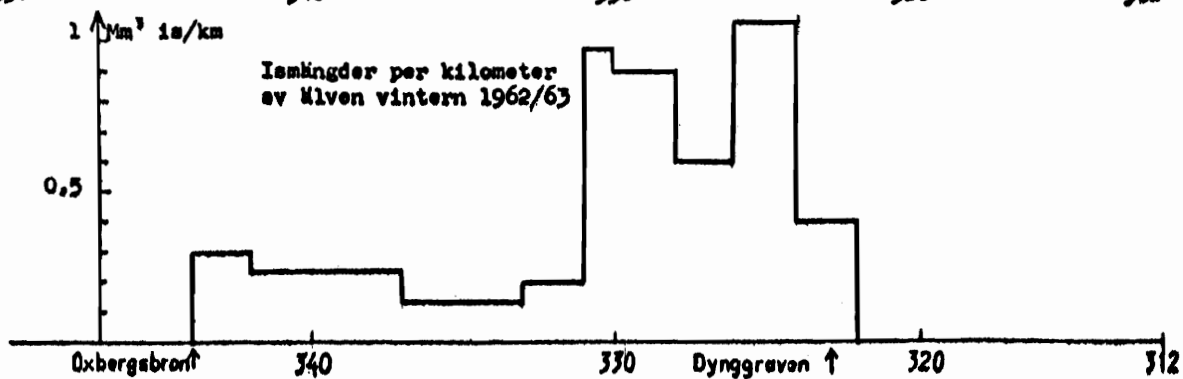
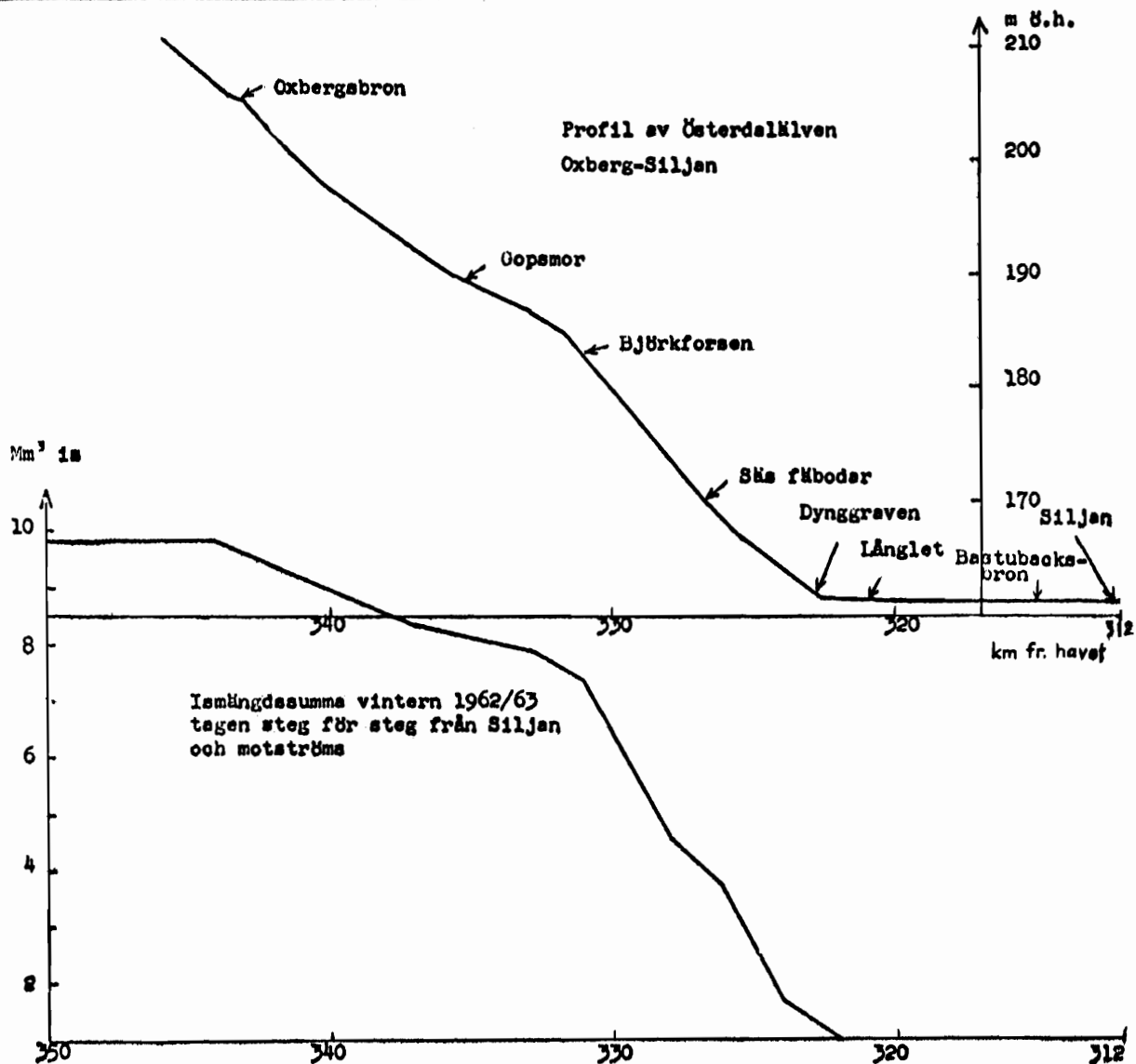
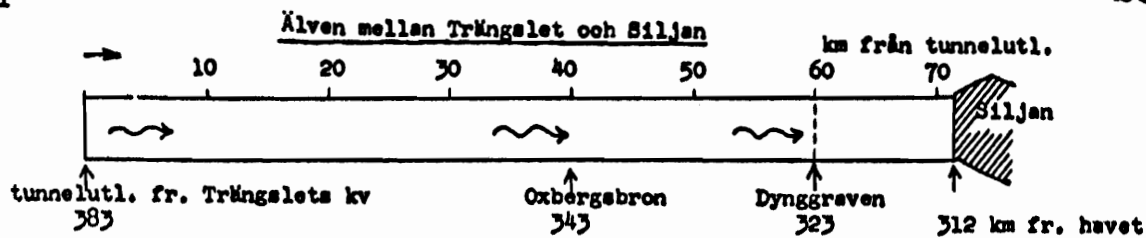
Is kan inte produceras, förrän vattnet kylts ned till  $0^\circ \text{C}$ . Om man genom fortlöpande vattentemperaturmätningar håller reda på avkylningsgränsen, får man den öppna delen av älven delad i två delar med ytorna  $\overline{Q}_1$  och  $\overline{Q}_2$  och

man kan sätta upp två formler.

$$\left. \begin{aligned} \underline{P}_1 \cdot C(t_{\text{luft}}) &= Q \left[ t_{\text{vatten}} + \frac{h_1}{427} \right] \\ \underline{P}_2 \cdot C(t_{\text{luft}}) - Q \frac{h_2}{427} &= W \end{aligned} \right\}$$

Man får då fram ett värde på  $W$  utan att ha tillgång till något diagram över  $C(t_{\text{luft}})$ .

SMHI  
HBI





Emne : 3. NYE OBSERVASJONS- OG BEREKNINGSMETODER

- 3F1 Bestämmandet av  
variationerna i markens  
fuktighet inom ett litet  
område : J. Virta fil.lic.
- 3F2 Om bestämning av den  
potentiella evapo-  
transpiration : S. Mustonen tekn.lic.
- 3I1 Vandföringsmåliger  
med isotopfortynding i  
vandlöp : P. Theodórsson mag. scient  
B. Árnason dipl. chem  
S. Rist hydrolog
- 3N1 Enkle metoder til bruk  
under feltarbeide : J. Otnes fagsjef

Hydrologiska byrån, Helsingfors

J. Virta:

## BESTÄMMANDET AV VARIATIONERNA I MARKENS FUKTIGHET INOM ETT LITET OMRÅDE

Kontinuerliga hela året igenom gjorda bestämningar av markens fuktighet har utförts i rätt liten utsträckning. Detta torde bero på att man icke haft tillgång till för ändamålet lämplig apparatur. En direkt mätning genom att taga markprov lämpar sig ej, ty vid upprepade provtagningar blir de naturliga förhållandena i marken på platsen störda. Dessutom är metoden arbetsdryg. Indirekta metoder har utarbetats ett flertal. Tensiometer eller porösa elektriska celler kan användas till vissa ändamål, men dessa metoder förutsätter upprepade kalibreringar på platsen. Resultatet är beroende av jordarten. På senare tider har man utvecklat metoder i vilka markens fuktighet mätes antingen ur gammastrålningens absorption eller med en metod som baserar sig på återvändande neutroner. I denna framställning skall vi närmare gå in på den sistnämnda metoden.

Användandet av neutroner vid bestämmandet av markens fuktighet grundar sig därpå att antalet långsamma neutroner kring en strålningskälla som utsänder snabba neutroner är beroende av jordfuktigheten kring strålningskällan. Mängden av sådana långsamma neutroner kan bestämmas. En av fördelarna av denna metod är att området för vilket bestämningen göres är stort, 30-60 cm i genomskärning. Vidare torde kalibreringen vara nära nog oberoende av markens beskaffenhet. En nackdel är framför allt den att apparaturen är dyr. Mätområdets stora utsträckning försvårar differentieringen. Metoden kan sålunda icke användas för alla ändamål. Mätområdets utsträckning är beroende av markens fuktighet och detta kan förorsaka felaktiga resultat i fall då fuktigheten starkt varierar med djupet. Apparaturen väger över 30 kg, vilket försvårar längre transporter i terräng.

Hydrologiska byrån har i Finland utfört mätningar från och med hösten 1963 på två platser nära Helsingfors. Vartdera mätområdet befinner sig i granskog. I Tusby har inom ett 1000 m<sup>2</sup> stort område nedsänkts i marken 7 stycken stålrör av 1-2 meters längd. I Karkkila har vi på ett lika stort område 5 stycken 2-4 m långa rör. Mätningen försiggår sålunda att sonden med strålningskällan och mottagaren förs ned i röret meddels en kabel. Kabeln leder till en räknare, med vars till hjälp bestäms antalet impulser som mottagaren erhåller inom en bestämd tidsintervall. Mätningarna ha utförts så att mätområdets mittpunkt

befunnit sig på 30, 40, 50, 70, 100, 150 ..... cm:s djup och i varje punkt har impulserna räknats under 2 minuter. Under denna tidsintervall har räknaren i allmänhet mottagit 10 000 - 14 000 impulser. Mätningarna utföras två gånger i månaden.

Apparaten bör kalibreras för att jordfuktighet skall kunna bestämmas. Kalibreringen kan ske i terrängen, varvid fuktigheten bestämmas i på platsen tagna jordprov. Härvid bör observeras, att apparaten registrerar allt vatten i marken, även sådant som måhända icke frigöres från jordprovet då det torkas som brukligt är vid en temperatur om  $105\text{ C}^{\circ}$ . En annan kalibreringsmetod är att använda ett konstgjort jordprov. Douglass (1) har introducerat en metod att bestämma kalibreringskurvans lutning. Metoden förutsätter att kurvan är linjär inom den intervall som undersöks. Sedan kalibreringskurvans lutning har bestämts kan man beräkna förändringarna i jordfuktigheten. Den apparatur som kommit till användning vid Hydrologiska byrån har kalibrerats i sandjord enligt sistnämnda metod.

Hur mätningen utföres är beroende därpå om man önskar bestämma markens fuktighet som sådan eller dess variationer i en viss punkt eller inom ett visst område. Variationerna framgår i allmänhet med större noggrannhet. Detta framgår ur de mätningar Douglass (2) utfört i barrskog. Beroende på lerhalten var dispersionen hos värdena för fuktighetens variationer 1.7 - 2.5 % av volymen medan densamma hos fuktighetsvärdena själva var 5.2 - 7.5 % av volymen. Detta skulle betyda att, om man önskar bestämma markens fuktighet inom ett visst område med en lika stor noggrannhet som fuktighetens förändring, borde mätpunkternas antal tiodubblas.

Enligt Hawlett, Douglass och Clutter (3) kan de fel som uppstår vid nu ifrågavarande mätningar hänföras till tre grupper : instrumentala fel (inclusive fel som härröra sig av oregelbundenheter i radioaktiva ämnens sönderfall), fel i tidsbestämningen och fel som beror på markens inhomogenitet. Meddels variationsanalys konstaterades att det sistnämnda felet var betydligt större än de båda förstnämnda. Härav drogs den slutsatsen, att mättiden i en punkt kunde göras kort om blott punkternas antal var stort. Då man undersöker jordfuktigheten blott i en viss punkt torde de instrumentala felen överväga.

Ur hydrologiska byråns mätningar har här utväljts två perioder, den ena omfattande vintern, den andra våren. På basen av observationerna har förändringen i markens fuktighet beräknats i ett 1 m:s jordskikt. Vidare har försök gjorts att med tillhjälp av variationsanalys få klarlagt i vilken mån de erhållna differenserna mellan värdena för de olika rören samt för skillnaderna mellan värdena på olika djup statistiskt är utslagsgivande. Resultaten är ej tillförlitliga beroende på observationsmaterialets otillräcklighet. För Tusby föreligger observationer i 6 rör och på 4 olika djup. Karkkila-värden har i

analysen använts för 5 rör och 5 olika djup. Resultaten framgår ur följande tabell.

Jordfuktighetens medelvariation (i % av volymen) (2), på olika djup (1), dess medelspridning (3), jordfuktighetens genomsnittliga förändring inom området (4) samt sistnämnda storhets medelspridning (5-7) uträknad på basen av värdena för de olika mätpunkterna (5), ur medelvärdena för de olika rören (6) och ur medelvärdena för olika djup (7).

1	2	3	4	5	6	7
Ruotsinkylä 18. 11. 1963-3. 3. 1964						
30 cm	-14.9 %	1.7 %				
50	-8.6	1.0				
70	-4.9	0.7				
100	-1.7	1.0	-7.5 %	1.2 %	0.8 %	2.8 %
3. 3-5. 5. 1964						
30	3.4	2.0				
50	1.6	0.8				
70	0.7	0.4				
100	-0.5	0.5	1.3	0.6	0.8	0.8
Karkkila 28. 11. 1963-4. 3. 1964						
30	-2.2	1.7				
40	-4.5	0.7				
50	-3.1	0.5				
70	-2.1	0.4				
100	0.0	0.7	-2.4	0.5	0.5	0.7
4. 3 - 8. 5. 1964						
30	8.4	2.4				
40	6.6	2.0				
50	2.2	1.4				
70	0.6	1.4				
100	-0.2	0.9	3.6	0.9	0.5	1.7

Ur tabellen framgår, att förändringen i jordfuktigheten liksom denna storhets spridning är störst i ytskiktet. Vidare ses att spridningen hos medeltalen för jordfuktigheten på olika djup är större än spridningen hos medeltalen för de olika mätrören. Variationsanalysen gav också det resultatet, att förutom för värdena i tabellens andra grupp blev utslaget: statistiskt "rätt tillförlitliga" för differenserna mellan fuktighetens förändring på olika djup i jämförelse med de fel som förorsakas av tillfälliga faktorer. För differenserna mellan förändringarna i fuktigheten i de olika rören erhöles intet säkert utslag. För

fel beroende på tillfälliga faktorer erhöles här ett stort värde. I detta fall tillkommer utom de instrumentala felen ännu en faktor som fuktighetens vertikala rörelser i de olika rören åstadkommer.

Litteratur:

- (1) Douglass, J. E. 1962. A method for determining the slope of neutron moisture meter calibration curves. Southeastern Forest Experiment Station Paper No. 154. Forest Service, U. S. Dep. Agr.
- (2) Douglass, J. E. 1962. Variance of nuclear moisture measurements. Southeastern Forest Experiment Station Paper No. 143. Forest Service, U. S. Dep. Agr.
- (3) Hawlett, J. D., Douglass, J. E. and Clutter, J. L. 1964. Instrumental and soil moisture variance using the neutrons scattering method. Soil. Sci. 97:19-24.

Maj 1964

Seppo Mustonen:

OM BESTÄMNING AV DEN POTENTIELLA EVAPOTRANSPIRATIONEN

1. **Begreppen ET och PET**

Vattnets återgång till atmosfären genom avdunstning sker i huvudsak från fem olika slags ytor. På basen härav kan man särskilja följande fall: avdunstning genom växternas stomata-porer (transpiration), avdunstning från bar markyta, avdunstning av nederbörd som kvarhållits på växternas yta (interception), avdunstning från vattenytor samt avdunstning från snöytan. Den totala avdunstningen från ett landområde, evapotranspirationen utgöres sommartid av de tre förstnämnda typerna. Evapotranspirationen (ET) kan anses vara beroende av tre faktorer (1)

$$(1) \quad ET = m \cdot p \cdot PET$$

ET = evapotranspiration

m = markfuktighetskoefficient, som uttrycker den relativa mängd vatten på området som är utsatt för avdunstning, m=1 när markens fuktighet är optimal ur avdunstnings-sympunkt

p = växtlighetskoefficient, som uttrycker den relativa avdunstningsförmågan hos områdets växtlighet, p=1, när området är helt täckt av tät grön växtlighet

PET= potentiell evapotranspiration.

En uppställning av samma typ som ekvationen (1) har använts av bl.a. Kharchenko (1962). PET-begreppet framfördes ursprungligen av Thornthwaite (1944), men har senare preciserats av flere forskare (Penman 1956, Blaney 1952, Kohler & Richards 1962). PET kan definieras som avdunstningen från ett större område täckt av tät grön växtlighet och med optimal fuktighet. **Begreppet** PET underlättar märkbart behandlingen av avdunstningsproblem. Alla de viktigaste meteorologiska faktorer, som inverkar på avdunstningen, är sammanfattade i denna storhet, som kan observeras och uttryckas på samma sätt som t.ex. temperatur eller nederbörd. PET är ett åskådligt och som sådant användbart begrepp, emedan det direkt uttrycker maximiavdunstningen från ett större område. Metoder har utvecklats för bestämning av vattenhalten hos åkerjord och bevattningstidpunkten med hjälp av PET och nederbörden (Holmes & Robertson 1959, Wolfe 1962). Likaså kan man vid vattenbyggnadsteknik bestämma avrinning förorsakad av regn genom att kontinuerligt beräkna markens mätningsdeficit på basen av PET och nederbörden (Kohler & Richards 1962). Även vid förhandsberäkning av avrinningen i samband med snösmältningen kan PET användas som mått på avdunstningen.

## 2. Bestämningen av PET

Enligt definitionen på PET kan denna direkt bestämmas genom lysimeterprov i mitten av ett större, odlat område. Lysimetermätningarna är dock arbetsdryga och kostsamma, varför man inte kan bedriva kontinuerliga praktiska avdunstningsmätningar på detta sätt. Lysimeterobservationerna är dock värdefulla som jämförelsematerial vid indirekta PET-mätningmetoder.

Vid bestämningen av PET kan man även använda avdunstningskärl med vatten. Den vanligaste käriltypen är "Class A land pan", som användes av U.S. Weather Bureau. I Finland finns dessa i bruk på ett trettiotal platser. På basen av Fritz' (1948), Blaneys (1956) och Penmans (1948) undersökningar har Linsley, Kohler & Paulhus (1958) dragit den slutsatsen, att de meteorologiska faktorernas inverkan vid potentiell evapotranspiration och vid avdunstning från en fri vattenyta är så likartad, att PET kan bestämmas på samma sätt som avdunstningen från en sjö, där ingen förändring av värmeupplagringen äger rum (2)

$$(2) \quad \text{PET} \approx E_L$$

$E_L$  = avdunstning från en sjö.

I USA utförda prov på flere sjöar har man kommit till resultatet (3)

$$(3) \quad 0,70 \cdot E_P \approx E_L$$

$E_P$  = avdunstning ur U.S.W.B:s avdunstningskärl.

Sålunda kommer man approximativt till (4)

$$(4) \quad \text{PET} \approx 0,70 \cdot E_P$$

Resultaten av endel nyligen utförda prov ger stöd åt PET-bestämningar enligt formel (4). I Utah har man vid prov på andra årets alfalfavallar under åren 1951...1956 fått följande genomsnittsvärden för förhållandet  $\text{PET}/E_P$ : slutet av april = 0,77, maj = 0,85, juni = 0,80, juli = 0,74, augusti = 0,72 och början av september = 0,68 (Kijne & Milligan 1963). I Kalifornien har man vid prov med alfalfa på fem orter fått följande medelvärden för  $\text{PET}/E_P$ : juni = 0,69, juli = 0,73, augusti = 0,67 och september = 0,82 (Blaney 1963).

Det finns emellertid skäl att anta, att formel (4) i finländska förhållanden ger alltför höga PET-värden om våren och alltför låga om hösten. Detta beror på att metoden inte tar någon hänsyn till att om våren, då marken är kall, en avsevärd del av den inkommande energin går åt till att värma upp marken. På hösten åter förmår marken avge värme till avdunstningsprocessen. Till sådana slutsatser har Ward (1963) kommit beträffande användbarheten av Penmans formel i England. För Finlands vidkommande kräver ett

klarläggande av saken specialundersökningar.

Nackdelen med avdunstningskärl är, att man kan göra observationer endast vid temperaturer över  $0^{\circ}\text{C}$ . Den vanligaste och lättaste metoden för bestämning av PET är att använda avdunstningsformler. Det finns formler av de mest skilda typer, som innehåller en eller flera meteorologiska storheter och experimentella koefficienter, som fastställts genom lysimeter-, avdunstningskärl- eller fältprov.

Nu mera anses Penmans (1948) teori vara den teoretiskt fullständigaste. Enligt denna bestäms avdunstningen från en vattenyta, och därmed även PET, genom en ekvation baserad på samtidig lösning av energibalans- och fuktighetsutbyte - ekvationen. M.a.o. beror avdunstningen i första hand av den infallande solstrålningen, men den regleras samtidigt av luftens temperatur och fuktighet samt vindstyrkan. Avdunstningen förutsätter att två huvudvillkor uppfylls. Den första förutsättningen är energitillförsel, ca 590 cal per gram avdunstande vatten. Den andra förutsättningen är att luften invid den avdunstande ytan kommer åt att förnyas.

De ovan anförda fyra meteorologiska faktorerna korrelerar sinsemellan, såsom t.ex. instrålningen och lufttemperaturen. Därigenom är luftens temperatur i viss mån ett uttryck för instrålningens storlek. På ett visst klimatområde kan dessutom någon faktor ha endast en obetydlig inverkan; i mycket torrt klimat är sålunda luftfuktigheten i allmänhet inte något hinder för avdunstningen. Därför kan man inom begränsade områden bestämma PET relativt noggrant med hjälp av en eller två meteorologiska storheter. Sådana enkla, lätthanterliga formler är t.ex. Thornthwaites (1948) och Blaney-Criddles (1952) formler, som är baserade enbart på lufttemperaturen, Haudes (1955) formel som bygger på luftfuktigheten samt en formel baserad på instrålningen och luftens temperatur (Jensen & Haise 1963, Jensen & Stewart 1964). På grund av den teoretiska svagheten hos dessa formlers bas, innehåller de ett flertal experimentella koefficienter, som ingalunda är allmängiltiga.

Penmans formel (1948) och U.S. Weather Bureaus formel (Kohler & Nordenson & Fox 1955), som är baserad på Penmans teori, har konstaterats ge tillförlitliga resultat i olika klimatförhållanden, men en nackdel med dem är de invecklade räkneoperationerna samt att de kräver observationer av instrålningen eller motsvarande antal solskenstimmar. Sådana observationer göres på relativt få väderleksstationer.

U.S. Weather Bureaus formel har utvecklats på följande sätt: Med Penmans teori som utgångspunkt har man med hjälp av avdunstningskärlobservationer samt instrålningen  $R$ , lufttemperaturen  $T_m$ , daggpunktstemperaturen  $T_d$  och vindhastigheten  $v$  mätt på 0,6 m höjd, genom grafisk korrelationsanalys



kommit fram till nomogrammet i fig. 1 (Kohler & Richards 1962) för bestämning av dygnsvärdet för  $E_L \approx$  PET. Detta nomogram har överförs i matematisk form för användning i datamaskiner (Lamoreux 1962), ekvation (5)

$$(5) \quad E_L = 25,4 \frac{A + B - 0,0001}{C}$$

$$A = \exp \left[ (1,8 T_m - 180) (0,1024 - 0,01066 \ln R) \right]$$

$$B = 0,0105 (h \cdot 0,2202 v + 0,37) \times \left\{ 6413260 \left[ \exp \left( - \frac{7482,6}{1,8 T_m + 430,36} \right) - \exp \left( - \frac{7482,6}{1,8 T_d + 430,36} \right) \right] \right\}^{0,83}$$

$$C = \frac{68554 \exp \left( - \frac{7482,6}{1,8 T_m + 430,36} \right) \cdot 10^6}{(1,8 T_m + 430,36)^2} + 0,015$$

$E_L$  = avdunstning från en sjö [mm]  
 $T_m$  = dygnets medeltemperatur [°C]  
 $T_d$  = dygnets medeldagpunktstemperatur [°C]  
 $v$  = vindhastigheten vid 0,6 m höjd [m/s]  
 $R$  = total instrålning [cal/cm<sup>2</sup> dygn]  
 $h$  = parameter, vars storlek beror av vindmätarens höjd som visas i fig. 6.

Både nomogrammet i fig. 1 och formeln (5) har här omvandlats till europeiska måttenheter.

$E_L$  avser avdunstningen från en sjö, där ingen värmeupplagring äger rum. Olika sjöar upplagrar dock värme, vars mängd beror närmast av sjöns djup. Därför ger formel (5) om våren alltför stora värden och om hösten alltför låga värden för den verkliga avdunstningen från sjön.

Jämförelser mellan PET-värden erhållna med olika avdunstningsformler och med U.S.W.B.'s kärl erhållna värden samt PET-värden erhållna genom lysimeterprov med St Augustine-gräs i Florida (Stephens & Stewart 1963) har givit vid handen att de med U.S.W.B.'s formel erhållna avdunstningsvärdena korrelerar bäst av nio formler med kärlobservationer ( $r=0,909$ ). Dessa värden korrelerar även ypperligt med lysimeterresultaten ( $r=0,944$ ). Penmans formel gav lika gott resultat, och formeln baserad på endast instrålningen och temperaturen visade sig under de aktuella väderleksförhållandena vara allra noggrannast ( $r=0,953$ ).

Strävan att utveckla och använda sådana formler för PET-bestämningar, som inte innehåller alla fyra av de mest inverkan meteorologiska faktorerna har berott på bristen på meteorologiska observationer. En annan orsak är, att de noggranna metoderna är så invecklade. I Finland finns det tillgång

till tämligen långa serier av samtliga behövliga meteorologiska storheter, och datamaskiner underlättar räkneoperationerna. Därigenom erbjuder Finland möjligheter att tillämpa de teoretiskt fullständigaste metoderna. Vid de avrinningsundersökningar som utföres av Lantbruksstyrelsens vattentekniska undersökningsbyrå har man valt U.S.W.B.'s formel för beräkning av PET. Nedan redogöres för metodens tillämpning i Finland.

### 3. Bestämning av instrålningen genom solskensobservationer

För att använda formel (5) måste man känna till den totala instrålningen under dygnet, R. I Finland mätes denna faktor med pyrrheliometer vid fyra av Meteorologiska centralanstaltens stationer (fig. 2): Helsingfors, Jokioinen, Luonetjärvi och Sodankylä. Dessutom göres solskensobservationer med Campell-Stokes' solautograf vid ett tjugotal stationer.

För bestämning av instrålningen genom solskensobservationer har många metoder utarbetats. De flesta grundar sig på Ångströms ekvation, som har formen (6)

$$(6) \quad R = R_0 \left[ a' + (1-a') \frac{n}{N} \right]$$

R = faktisk instrålning

$R_0$  = instrålningen en helt molnfri dag

n = det faktiska antalet solskenstimmar

N = teoretiskt maximiantal solskenstimmar, beroende av platsens geografiska läge och årstid

$a'$  = koefficient för det genomsnittliga förhållandet mellan instrålningen en helt molnig dag och en helt molnfri dag.

Hamon & Weis & Wilson (1954) har med metod utvecklad ur formel (6) bestämt instrålningen vid stationer i olika delar av USA. Korrelationen mellan dygnets observerade och beräknade R har varit fast ( $r=0,97$ ) och medelfelet =  $36 \text{ cal/cm}^2 \text{ dygn}$ .

Penman (1948) samt Black & Bonython & Prescott (1954) har använt en något avvikande ekvation (7)

$$(7) \quad R = R_A (a + b \cdot \frac{n}{N})$$

$R_A$  = teoretisk instrålning under förutsättning att atmosfären genomsläpper all strålning

a och b = konstanter

Formeln (7) har i denna undersökning tillämpats vid fyra stationer i Finland för dygnsinstrålning- och solskensobservationer under åren 1958...1963 i avsikt att bestämma värden för koefficienterna a och b i Finlands klimat. Dygnsobservationerna under sex år för alla fyra stationerna har behandlats separat som fig. 3 visar. Regressionslinjen mellan  $R/R_A$  och  $n/N$  har bestämts månatligen. I ekvationen har använts av Angot angivna värden för  $R_A$  (Smithsonian Meteorological Tables 1963) och av Kalaja (1958) publicerade värden för  $N$ . I början kalkylerades regressionslinjen på hela det månatliga materialet från varje station, men koefficienten uppvisade inte några meningsfulla variationer med tidpunkten och breddgraden. Orsaken visade sig vara de observationer, där  $n = 0$ . När solautografen visar  $n = 0$ , varierar instrålningens värde från några tiotal till några hundra  $\text{cal/cm}^2$  dygn, beroende av molntäckets art. Om man ser på den grafiska framställningen i fig. 3, framgår det att alla värden för  $R/R_A$ , vilka på sätt och vis motsvarar olika stora negativa värden för  $n/N$ , projicieras på y-axeln, emedan  $n/N$  i verkligheten inte kan få negativa värden. Av i medeltal 180 observerade värden under sex år är en varierande del sådana "negativa" värden för  $n/N$ , vilka ger  $R/R_A$  ett lägre värde än vad  $n/N = 0$  i själva verket skulle förutsätta. Därför visade det sig nödvändigt att beräkna a och b på basen av material, från vilket alla värdepar med  $n=0$  avlägsnats. De på basen av dygnsobservationer uträknade värdena för b återges i tabell 1 och värdena för a i tabell 2. Tabell 3 anger konstanten  $a_0$ , som är medelvärdet för förhållandet  $R/R_A$  i de fall, då  $n = 0$ . Motsvarande korrelationskoefficienter återges i tabell 4. Fig. 4 visar de uträknade koefficienterna samt de slutliga koefficienterna bestämda som ett approximativt medeltal av de olika stationernas koefficienter. De slutliga koefficienterna har använts för beräkningen av instrålningen på basen av solautografobservationerna (tabell 5).

Tabell 1. Storleken av koefficienten b bestämd enligt fig. 3 månadsvis på respektive väderleksstationer.

Station	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Helsinki	0,499	0,538	0,546	0,594	0,597	0,509	0,548	0,467
Jokioinen	0,481	0,558	0,618	0,610	0,606	0,570	0,549	0,513
Luonetjärvi	0,518	0,524	0,558	0,596	0,531	0,552	0,567	0,582
Sodankylä	0,481	0,476	0,608	0,553	0,584	0,558	0,504	0,518

Tabell 2. Storleken av koefficienten  $a$ , månadsvis.

Station	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Helsinki	0,302	0,255	0,239	0,195	0,199	0,220	0,206	0,224
Jokioinen	0,315	0,254	0,221	0,226	0,217	0,221	0,224	0,206
Luonetjärvi	0,350	0,302	0,262	0,246	0,244	0,239	0,239	0,217
Sodankylä	0,406	0,372	0,274	0,249	0,241	0,248	0,289	0,262

Tabell 3. Storleken av koefficienten  $a_0$ , månadsvis.

Station	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Helsinki	0,206	0,151	0,141	0,190	0,144	0,155	0,136	0,132
Jokioinen	0,237	0,178	0,128	0,081	0,143	0,130	0,131	0,094
Luonetjärvi	0,253	0,185	0,166	0,165	0,159	0,136	0,164	0,162
Sodankylä	0,309	0,292	0,243	0,218	0,208	0,206	0,159	0,181

Tabell 4. Korrelationskoefficienterna för  $R/R_A$  och  $n/N$ , månadsvis för de olika stationerna.

Station	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Helsinki	0,822	0,909	0,963	0,941	0,950	0,905	0,948	0,843
Jokioinen	0,922	0,935	0,956	0,944	0,948	0,941	0,939	0,968
Luonetjärvi	0,862	0,870	0,913	0,905	0,822	0,910	0,902	0,899
Sodankylä	0,838	0,868	0,902	0,881	0,885	0,886	0,824	0,879

Tabell 5. Värdena för konstanterna  $b$ ,  $a$  och  $a_0$ , som använts vid beräkningen av instrålningen.

Månad	$b$	$a$	$a_0$
5.	0,580	0,240	0,175
6.	0,590	0,230	0,165
7.	0,590	0,230	0,160
8.	0,560	0,230	0,155
9.	0,540	0,230	0,150
10.	0,520	0,230	0,140

En granskning av tabellerna 1...5 och fig. 4 utvisar att observationerna i Jokioinen har den bästa korrelationen, varierande månadsvis från 0,922 till 0,968. Värdet för koefficienten  $b$  uppvisar en klar variation med årstiden. Man kan också konstatera tydliga skillnader i månadsvärdena mellan de olika stationerna. Sålunda ökas konstanten  $a$  med högre breddgrad.

Koefficienten  $b$  är däremot inte så tydligt beroende av läget. Under vårmånaderna spelar även snötäcket en betydande roll. I varje fall kan man än en gång konstatera det faktum, att dispersionsstrålningens andel av totalstrålningen ökar med breddgraden. På grund av otillräckligt material har här inte använts olika värden för  $a$  och  $b$  vid olika breddgrader. Under tiden maj...oktober är variationen liten, och  $b$ 's kontravariationer utjämnar delvis fel förorsakade av  $a$ 's variationer. Man konstaterar att  $a_0$  är ca 30 % mindre än  $a$ , varför man uppenbarligen kan förbättra metodens noggrannhet genom att behandla skilt för sig de värden där  $n=0$ , speciellt under månader med många molniga dagar.

Med användande av koefficienterna i tabell 5 har man med datamaskin på basen av observationer vid nästan alla solautografstationer i Finland beräknat den dagliga instrålningen under tiden maj...oktober för 3...6 år ända fram till 1963. Instrålningen har beräknats även för de stationer som använts för bestämning av koefficienterna. Medelfelet vid bestämningen av dygnsvärdena återges i tabell 6 månadsvis och årsvis för de olika stationerna.

Tabell 6. Medelfelet ( $\text{cal/cm}^2$  dygn) vid bestämning av instrålningen med hjälp av solskensobservationer, per månad och år.

Station	Månad						År						Medeltal
	5.	6.	7.	8.	9.	10.	58	59	60	61	62	63	
Helsinki	46	56	45	44	30	18	43	43	41	36	45	41	42
Jokioinen	44	51	48	41	29	20	43	36	37	40	44	41	40
Luonetjärvi	64	66	58	41	31	19	58	53	44	55	45	40	49
Sodankylä	71	66	62	49	33	16	51	40	51	62	57	54	53
Medeltal	57	60	54	44	31	18	49	43	44	49	48	44	46

Jokioinen uppvisar det minsta medelfelet med en månadsvariation mellan 20...51  $\text{cal/cm}^2$  dygn och en årsvariation mellan 36...44  $\text{cal/cm}^2$  dygn. Medelfelet är i genomsnitt 12 % av instrålningen.

Fig. 5 visar hur metoden testats mot observationer från Jokioinen och Sodankylä. Testningen har utförts med material som omfattar observerade och beräknade värden för månadens 5:te, 15:de och 25:te dag, maj...oktober 1958...1963. Korrelationskoefficient  $r=0,981$  i Jokioinen och  $0,969$  i Sodankylä.

Den ovan beskrivna metoden för beräkning av instrålningen  $R$  har utvecklats genom att använda dygnsvärden. Ofta räcker det dock om man känner till månadsmedeltalet eller månadssumman för instrålningen. Metoden har prövats mot material från Jokioinen för 1958...1963 genom att använda månadsmedeltal för antalet solskensstimmar. Medelfelet för maj...oktober är ca 200  $\text{cal/cm}^2$  mån.

vilket innebär att felet är ca 2 % av den månatliga medelinstrålningen. Under maj-augusti är felet endast 1 %. Med hjälp av de i tabell 5 återgivna koefficienterna kan man sålunda bestämma månadsstrålningen tillräckligt noggrant även på basen av månadens medelvärden.

#### 4. Beräkning av PET enligt U.S.W.B.'s formel

Den potentiella evapotranspirationen har beräknats inom Lantbruksstyrelsens vattontekniska undersökningsbyrås observationsområden med tillhjälp av formel (5), varvid datamaskin använts.

De meteorologiska kvantiteter som behöves för bestämning av PET, d.v.s. dygnets medeltemperatur  $T_m$ , motsvarande dagpunktstemperatur  $T_d$  samt vindhastigheten  $v$  observeras vid Meteorologiska centralanstaltens väderleksstationer.

$T_m$  fås som ett medeltal av mätningar kl. 2, 8, 14 och 20. En liten månadskorrigering är dock nödvändig. Om ingen nattmätning göres, har man utgått från tre observationer och applicerat Kolkkis formler (Finsk Meteorologisk Årsbok 1960).

$T_d$  har beräknats direkt som ett medelvärde av tre eller fyra observationer. Enligt observationer vid Jokioinen 1963 får man visserligen under maj... oktober i medeltal  $0,1 \dots 0,2^\circ\text{C}$  högre dagpunktstemperatur med tre dagobservationer än med fyra. Skillnaden är dock obetydlig jämfört med andra felkällor. PET blir i medeltal  $0,5 \dots 1,0$  % mindre än om man använder fyra observationer vid uträkningen av  $T_d$ .

Vindhastigheten mätes med olika slags anemometrar eller Wilds vimpel på  $7 \dots 30$  m höjd. Emedan formeln förutsätter  $v$  på  $0,6$  m höjd över marken, har vindhastigheten omvandlats till denna höjd med hjälp av den korrelation som återges i fig. 6, och som är ett medeltal av en del mätningar i USA (Wisler & Brater 1959). Fig. 7 visar vindens medelhastighet på de aktuella stationerna under maj...oktober åren 1958...1963 som en funktion av mätarens höjd. Kurvan i fig. 7 har dragits i enlighet med korrelationen så, att den sammanbinder de punkter, som anger medelvindhastigheten för mätare på  $12 \dots 22$  m höjd. Man fäster sig speciellt vid det i förhållande till höjden låga värdet för Ylistaro (det minsta värdet i fig. 7). Då det inte finns någon orsak att tro att Ylistaro är vindfriare än andra, närliggande inlandsområden, har vindhastigheterna från Ylistaro multiplicerats med  $1,4$ , varvid medelhastigheten sammanfaller med kurvan i fig. 7.

Instrålningen R har uppmätts på de tidigare nämnda fyra stationerna, medan den på övriga stationer beräknats på basen av solautografobservationer som ovan beskrivits.

Räkneoperationerna har utförts med en datamaskin av typ Elliot 803 vid Tekniska högskolans datamaskinsavdelning. Till uträkning av ett PET-värde åtgick ca 6 sekunder maskintid.

Utom dygnsvärden har även månadsmedelvärden använts vid beräkningen av PET. Vid en jämförelse av de värden för månadsavdunstningen som erhållits med respektive metoder finner man, att man med månadsmedelvärden för de meteorologiska observationerna erhåller i medeltal ca 5 % lägre värden än med dygnsobservationer. Absolut sett är skillnaden under maj, juni, juli och augusti i medeltal 3...4 mm, i september 2 mm och i oktober 1 mm.

Observationsfel i de meteorologiska storheter som användes i formel (5) förorsakar fel i beräkningen av PET. För att klarlägga storleksgraden av dessa fel, har följande kalkyl gjorts. Vi förutsätter dygnets medeltemperatur  $12^{\circ}\text{C}$ , daggpunkt  $8^{\circ}\text{C}$ , vindhastigheten på 0,6 m höjd 1,5 m/s och instrålningen  $400 \text{ cal/cm}^2$  dygn. Ett fel om  $0,1^{\circ}\text{C}$  i observationen av  $T_m$  och  $T_d$  förorsakar då vid beräkningen av PET ett fel  $\approx 0,01$  mm eller ca 0,5 % av PET:s värde (PET = 2 mm). Ett fel om 0,1 m/s i vindhastigheten förorsakar likaså ett fel  $\approx 0,02$  mm eller 1 %, och ett fel om  $10 \text{ cal/cm}^2$  dygn i instrålningen förorsakar ett fel  $\approx 0,05$  mm eller 3 % i bestämningen av dygnsavdunstningen.

Upphovsmännen till U.S.W.B.'s formel har konstaterat att den ger tillfredsställande resultat i mycket olikartade klimatförhållanden (Kohler & Richards 1962). I föreliggande undersökning har formeln tillämpats på stationer, som ligger på betydligt högre breddgrader ( $60^{\circ}$ ... $67^{\circ}$  N) än de stationer som lämnat material till formeln. Därför är det intressant att iakttaga hur väl de med formeln beräknade PET-värdena korrelerar med avdunstningskärlobservationer. Vid jämförelsen har använts på basen av dygnsvärden uträknade månads-summer. Om man vill jämföra dygnsvärden, måste kärlobservationer korrigeras med vattnets temperatur, luftens temperatur och vindhastigheten för att eliminera advektionens inverkan (Linsley & Kohler & Paulhus 1958). Fig. 8 visar korrelationen mellan månadsavdunstningen beräknad enligt formel (5) och den med avdunstningskärll observerade avdunstningen multiplicerad med 0,70 på ett antal stationer. Observationerna från Jokioinen visar mycket god korrelation ( $r=0,989$ ) och medelfelet är endast 5,6 mm. För Helsingfors del har instrålningen uppmätts i Ilmala, vindhastigheten i Sjöskog, lufttemperaturen och daggpunktstemperaturen i Vichtis samt kärlavdunstningen

i Dickursby. Korrelationskoefficienten  $r=0,967$  och medelfelet 7,6 mm, trots att  $T_m$  och  $T_d$  uppmätts över 30 km från Helsingfors. Sodankylä har  $r=0,980$  och medelfelet 6,8 mm. För Luonetjärvi ger jämförelsen  $r=0,902$  och medelfelet 20 mm. Här är de uppmätta värdena nästan undantagslöst mindre än de beräknade. Detta tyder på att avdunstningskärlet möjligen är olämpligt placerat eller att kärlobservationerna inte utföres tillräckligt omsorgsfullt.

På samtliga tidigare nämnda stationer har observerade värden för instrålningen använts. I Ylistaro och Revonlahti däremot har instrålningen bestämts på basen av solautografobservationer. Också här är korrelationen god ( $r=0,968$  resp.  $0,989$ ) och medelfelet 7,6 resp. 7,9 mm.

Fig. 8 visar att man förutom i Luonetjärvi på samtliga här behandlade stationer med formel (5) får tämligen noggrant samma resultat som med kärlobservationer, varför formeln tydligen lämpar sig även för finländska klimatförhållanden.

Tabell 7 återger månadsvärden för PET på vissa väderleksstationer under åren 1958...1963, uträknade så som ovan beskrivits.



Tabell 7. PET maj...oktober 1958...1963 på vissa orter beräknad enligt U.S.W.B.'s formel på basen av dygnsvärden.

År	Månad	Helsinki= Vihti	Joki= oinen	Luonet= järvi	Ylis= taro	Revon= lahti	Sodan= kylä	Medeltal
1958	5.	61	59	52	53	50	37	52
	6.	85	99	101	96	87	86	92
	7.	80	89	83	80	75	64	79
	8.	59	61	53	51	53	50	55
	9.	33	32	23	25	19	18	25
	10.	11	8	5	8	4	5	7
	$\Sigma$	329	346	317	313	288	260	309
1959	5.	84	86	59	79	87	60	76
	6.	115	114	96	116	101	103	108
	7.	127	130	97	112	107	99	112
	8.	83	87	64	67	64	60	71
	9.	36	34	23	23	18	20	26
	10.	15	11	7	5	5	4	8
	$\Sigma$	460	462	346	402	382	346	400
1960	5.	95	93	82	71	96	84	87
	6.	113	106	107	92	97	94	102
	7.	94	90	85	69	84	114	89
	8.	47	50	62	36	53	47	49
	9.	26	29	22	14	15	15	20
	10.	9	7	5	3	7	6	6
	$\Sigma$	384	375	363	285	352	360	353
1961	5.	71	66	66	54	40	58	59
	6.	111	103	105	93	89	101	100
	7.	79	63	77	66	66	88	73
	8.	48	45	50	43	40	42	45
	9.	25	26	26	26	22	23	25
	10.	10	10	9	11	8	4	9
	$\Sigma$	344	313	333	293	265	316	311
1962	5.	80	54	64	53	52	58	60
	6.	79	83	101	86	82	74	84
	7.	64	59	62	64	61	65	63
	8.	45	42	34	32	31	39	37
	9.	14	18	16	16	16	18	16
	10.	12	11	10	12	13	8	11
	$\Sigma$	294	267	287	263	255	262	271
1963	5.	98	97	86	91	80	97	92
	6.	122	114	105	82	76	83	97
	7.	99	101	101	94	91	101	98
	8.	56	53	55	51	48	46	52
	9.	34	29	27	26	23	21	27
	10.	9	7	8	8	6	5	7
	$\Sigma$	418	401	382	352	324	353	372
1958... 1963	5.	82	76	68	67	67	66	71
	6.	104	103	103	94	89	90	97
	7.	91	89	84	81	81	89	86
	8.	56	56	53	47	48	47	51
	9.	28	28	23	22	19	19	23
	10.	11	9	7	8	7	5	8
	$\Sigma$	372	361	338	319	311	316	336

## 5. Slutsatser

1. Potentiell evapotranspiration är en användbar storhet som uttryck för meteorologiska faktorerers inverkan på avdunstningen. PET är ett viktigt lantbruksmeteorologiskt element jämsides med nederbörden och temperaturen. Även inom vattenbyggnadstekniken är PET en nyttig kvantitet, som tillsammans med nederbörden kan uttrycka markens mätningsdeficit.
2. PET kan sommartid bestämmas genom kärlobobservationer. Formler baserade på instrålningen, temperaturen, daggpunktstemperaturen och vindhastigheten, såsom t.ex. U.S.W.B.'s formel, erbjuder emellertid en lika noggrann och dessutom under den kalla årstiden användbar metod att bestämma PET.
3. Instrålningen kan bestämmas genom solautografobservationer med tillräcklig noggrannhet genom att använda i denna undersökning erhållna koefficienter, vilka är olika stora under olika månader. Sålunda kan instrålningen bestämmas på ett tjugotal orter i Finland.
4. De invecklade räkneoperationerna i samband med U.S.W.B.'s formel är inte något hinder för dess användning, om de utföres med datamaskin.
5. U.S.W.B.'s formel har utarbetats för beräkning av dygnsavdunstningen, men man kan även beräkna månadsavdunstningen med hjälp av månadsmedelvärden. Härvid får man i medeltal 5 % lägre värden.
6. U.S.W.B.'s formel ger med tämlig noggrannhet lika stora värden för avdunstningen som kärlobobservationer även i finländska klimatförhållanden.

## LITTERATUR:

- Black, J.N. & Bonython, C.W. & Prescott, J.A. 1954. Solar radiation and the duration of sunshine. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 80: 231-235.
- Blaney, H.F. 1952. Consumptive use of water. *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.* 117.
- Blaney, H.F. 1956. Discussion of paper by H.L. Penman, Estimating evaporation. *Trans. Amer. Geoph. Un.* 37.
- Blaney, H.F. 1963. Discussion of paper by V.E. Hansen, Unique consumptive use curve related to irrigation practice. *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. J. Irr. Drain. Div.* 89: 49-51.
- Fritz, S. 1948. The albedo of the ground and atmosphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 29.
- Hamon, R.W. & Weiss, L.L. & Wilson, W.T. 1954. Insolation as an empirical function of daily sunshine duration. *Month. Weath. Rev.* 82: 141-146.
- Hansen, V.E. 1963. Unique consumptive use curve related to irrigation practice. *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. J. Irr. Drain. Div.* 89: 43-50.
- Haude, W. 1955. Zur Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Mitt. Deut. Wetterdienst.* 11 (Bd.2).
- Holmes, R.M. & Robertson, G.W. 1956. Estimating irrigation water requirements from meteorological data. *Exp. Farms. Serv. Can. Dep. Agr. Ottawa.*
- Jensen, M.E. & Haise, H.R. 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. J. Irr. Drain. Div.* 89: 15-41.
- Kalaja, P. 1958. Die Zeiten von Sonnenschein, Dämmerung und Dunkelheit in verschiedenen Breiten. *S. geodeet. lait. julk.* 49, Helsinki.
- Kharchenko, K.J. 1962. Total evaporation from various types of arable land with optimal soil moisture. *Sovjet Hydrology.* 1: 182-193. (Translated from Russian).
- Kijne, J.W. & Milligan, C.H. 1963. Discussion of paper by Hansen, Unique consumptive use curve related to irrigation practice. *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. J. Irr. Drain. Div.* 89: 97-105.
- Kohler, M.A. & Nordenson, T.J. & Fox, W.E. 1955. Evaporation from pans and lakes. *U.S. Dept. Comm. Res. Pap.* 38.

- Kohler, M.A. & Richards, M.M. 1962. Multicapacity basin accounting for predicting runoff from storm precipitation. J. Geoph. Res. 67: 5187-5197.
- Lamoureux, W.W. 1962. Modern evaporation formulae adapted to computer use. Month. Weath. Rev. 90: 26-28.
- Linsley, R.K. & Kohler, M.A. & Paulhus, J.L. 1958. Hydrology for engineers. New York.
- Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. Lond. Ser. A. Math. Phys. Sc. 193: 120-145.
- Penman, H.L. 1956. Estimating evaporation. Trans. Amer. Geoph. Un. 37: 43-50.
- Smithsonian Meteorological Tables, 1963. Smithsonian miscellaneous collections. 114. Washington.
- Suomen meteorologinen Vuosikirja, nide 60, osa 1 a, Ilmastohavainnot 1960. Helsinki.
- Stephens, J.C. & Stewart, E.H. 1963. A comparison of procedures for computing evaporation and evapotranspiration. Int. Assoc. Scient. Hydr. General Assembly of Berkeley. Publ. 62.
- Thornthwaite, C.W. 1944. Report of the committee on transpiration and evaporation 1943 = 1944. Trans. Amer. Geoph. Un. 25, 5.
- Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward rational classification of climate. Geogr. Rev. 38.
- Ward, R.C. 1963. Observations of potential evapotranspiration on the Thames floodplain 1959 = 1960. J. Hydr. 1: 183-194.
- Wolfe, J.W. 1962. Direct scheduling of irrigations with evaporation pans. Amer. Soc. Agr. Eng. Pac. Northw. Sect.

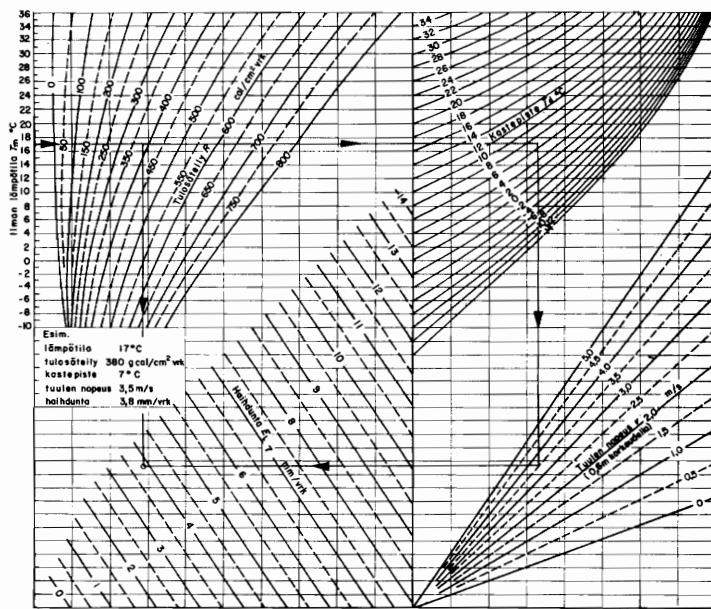


Fig. 1. Bestämning av avdunstning från sjö med tillhjälp av klimatologiska observationer (Kohler & Richards 1962).

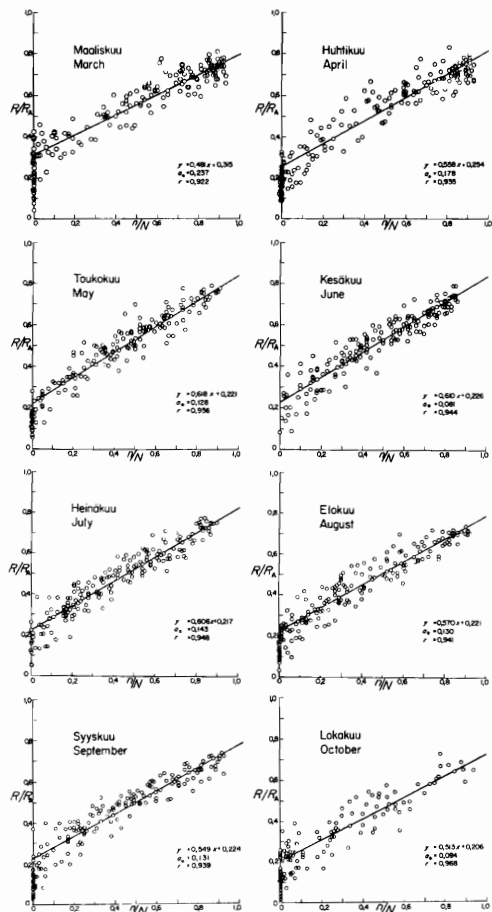


Fig. 3. Förhållandet mellan den dagliga relativa instrålningen  $R/R_A$  och den relativa solskenstiden  $n/N$  i Jokioinen månatligen åren 1958...1963.

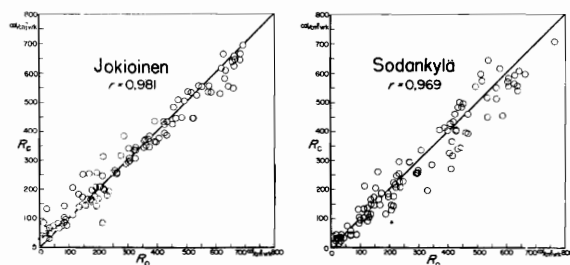


Fig. 5. Testning av den vid beräkningen av instrålningen använda metoden i Jokioinen och Sodankylä.

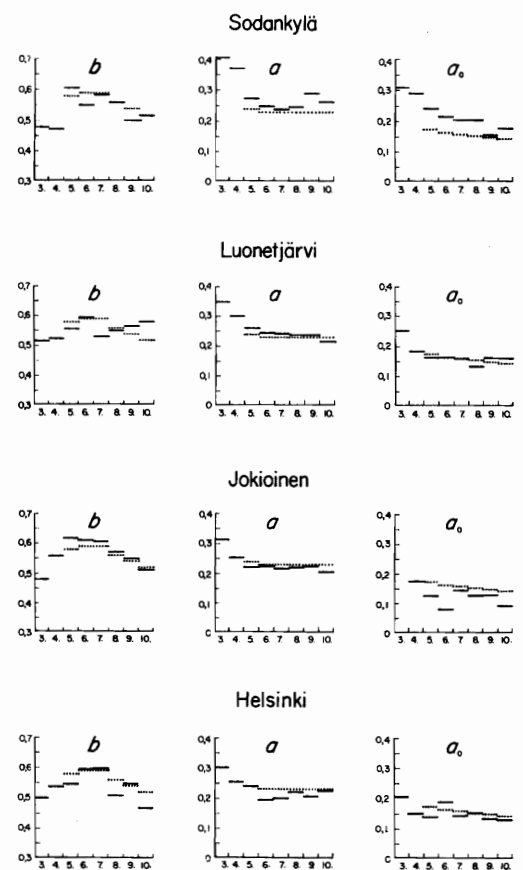


Fig. 4. Konstanterna  $b$ ,  $a$  och  $a_0$  månatligen på de olika stationerna (heldragen linje) samt de vid bestämningen av instrålningen använda motsvarande medelvärdena (punktlinje).

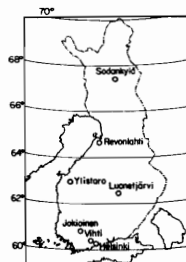


Fig. 2. Observationsstationernas geografiska läge.

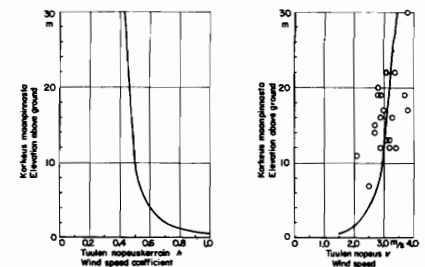


Fig. 6. Transformering av vindens hastighet till 0,6 m höjd.

Fig. 7. Vindens medelhastighet under maj-oktober åren 1958...1963 vid några stationer.

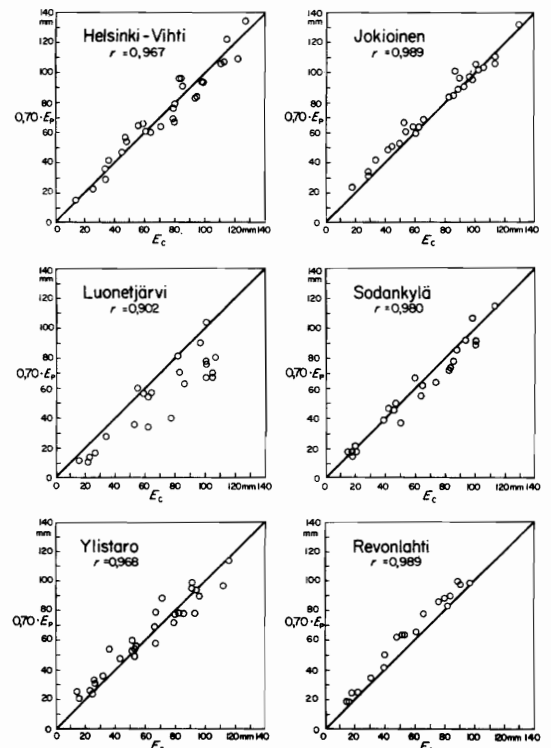


Fig. 8. Förhållandet mellan den med tillhjälp av formeln (5) beräknade och från U.S.W.B. pan observerade månatliga avdunstningen på några stationer.

Páll Theodórsson

Bragi Árnason

Sigurjón Rist

## VANDFÖRINGSMÅLINGER MED ISOTOPFORTYNDING I VANDLÖB

### 1. Indledning

1.1 Når floder er afficerede af is kan man ikke benytte sig af relationen mellem vandstanden og vandføringen. De om sommeren anvendte flygelvandføringsmålesteder er også i samme tid i meget dårlig tilstand på grund af isdannelse. For det andet er det vanskeligt at udføre flygelmålinger i mindre bjergfloder som løber ud til hovedfloden uden at have noget brugbart målested.

Under disse omstændigheder trænges andre vandføringsmålemetoder. Vi har derfor prøvet at måle vandføringen ud fra fortyndning af en radioaktiv opløsning. Dette er en variation af den relative fortyndningsmetode hvor en saltopløsning har sædvanligvis været benyttet. Saltmetoden kan kun benyttes ved mindre floder hvis man ikke skal bruge alt for store mængder af salt. Nogle forsøg har været rapporteret (1,2) hvor en radioaktiv isotop er blevet benyttet i stedet for salt men hovedsagelig med en vandføring på 1 kl/s eller mindre. I Island er man derimod hovedsagelig interesseret i at måle floder med en vandføring op til 1000 kl/s.

Det første forsøg at måle vandføringen blev udført 1959. Det var dog først efter at Islands Universitets Fysiske Laboratorium havde fået økonomisk understøttelse fra International Atomic Energy Agency til hydrologiske undersøgelser at laboratoriet var tilstrækkelig udrustet til disse målinger. Målemetoden blev igen taget til undersøgelse i begyndelsen af 1963 da vandføringen i Þjórsá blev målt. Det er formålet med denne rapport at beskrive udførelsen og resultatet af dette forsøg.

### 2. Den relative fortyndningsmetode med radioisotop

2.1 Vandføringen i en flod kan under bestemte betingelser måles på følgende måde ved hjælp af isotopfortyndningsmetoden. En kendt mængde, A curie, af radioaktiv opløsning tilsættes floden indenfor et kort tidsinterval. Denne opløsning bliver efterhånden fuldstændigt blandet sammen med flodens vand (en betingelse for metodens brugbarhed). På et sted i floden hvor den

radioaktive opløsning er blevet blandet sammen med dets vand tages der en prøve fra floden med en konstant vandstrøm  $q$  kl/s. Opsamlingen af denne prøve begynder før den radioaktive opløsning når dette sted og slutter ikke indtil hele den radioaktive opløsning er strømmet forbi. Radioaktiviteten i denne prøve,  $a$  curie, sammenlignes med den mængde der blev tilsat floden. Hvis opblandingen har været fuldstændig kan det let påvises at:

$$q/Q = a/A$$

hvor  $Q$  er flodens vandføring i kl/s. Det bør her bemærkes at man kun behøver relative målinger af radioaktiviteten.

2.2 Ved valg af radioisotop må man tage hensyn til følgende:

- 1) Isotopens halveringstid og strålingens art
- 2) Isotopens pris
- 3) Sundhedsmæssig fare
- 4) Muligheden for at adskille på hurtig måde den radioaktive isotop fra vandet

Vi har valgt at bruge J-131 til disse målinger. Ganske vist er dens største tilladelige koncentration i drikkevand meget lav, men på grund af måle metodens sensitivitet er dette uden betydning idet isotopens koncentration allerede få minutter efter at den blev kastet i vandet var kommet godt under denne grænse.

Halveringstiden for J-131 er 8 dage. Dette vil være i de fleste tilfælde tilstrækkeligt. Enkelte gange ville det være en fordel at benytte en isotop med noget længere halveringstid, men i så fald ville en eventuel kontamination give større vanskeligheder. Det er meget nemt at skille joden fra vandet ved fældning som AgJ.

### 3. Målingens udførelse

3.1 Þjórsá er en af Islands største floder beliggende i den sydlige del af landet. Det her omtalte forsøg blev udført den 19. januar 1963. Et sted i floden blev valgt hvor man kunne vente særlig gunstige blandingsforhold. I nærheden ligger der en vandstandmålestation med en limnigraf. Et kart over denne del af floden er vist på fig. 1. Den radioaktive opløsning (24 mcurie) blev kastet nogle meter ud i floden i en åben dose på et sted mærket 0 på fig. 1, og prøver blev taget ved punkter mærket I og II på figuren.

3.2 Det radioaktive jod blev efter tilsætning af jodkarrier og lidt salpetersyre fældt ud af vandprøverne som sølvjodid og bundfaldet filtreret med membranfilter. Prøvens radioaktivitet blev målt med en scintillations-tæller med en tælleeffektivitet på 20%.

Som nulprøve benytter man vand fra Þjórsá taget før den radioaktive opløsning blev kastet ud i floden. Den blev behandlet på samme måde som de andre prøver. Den totale mængde A blev fundet ved at een millionte del af A blev fældt ud fra en vandopløsning på samme måde som de andre prøver og derefter talt med scintillationstælleren.

#### 4. Målingernes resultat

4.1 Den af disse målinger fundne vandføring er opført i tabel 1. Foruden de enkelte prøver fra sted II blev der samlet fra samtlige prøver til en 10 liters integreret prøve. Den af denne prøve målte vandføring er opført i samme tabel.

Flodens radioaktivitet som funktion af tiden efter at den radioaktive opløsning blev kastet ud i floden er vist på fig. 2.

T A B E L I

#### Vandføring i Þjórsá målt med isotopfortyndning

Sted I	206 kl/s	210 kl/s
Sted II	208 kl/s	208 kl/s
Integreret prøve sted II	207 kl/s	208 kl/s
Middelværdi	208 kl/s	

På fig. 3 er resultatet af denne måling ført in på vandføringskurven for den før nævnte limnigraf.

4.2 Målenøjagtighed. Usikkerheden ved fældning og måling af aktiviteten blev undersøgt ved at gentage flere gange fældning og tælling af en standardprøve. Middelfvigelsen i disse prøvers radioaktivitet var 1%. Andre fejlkilder er tab af aktivitet i floden eller flaskerne hvori prøverne



opbevares samt en ufuldstændig blanding af aktiviteten i floden. Den første er sandsynligvis uden betydning. Den gode overensstemmelse mellem de to målesteder og limnigrafen tyder på at opblandingen allerede ved målested I er blevet tilstrækkelig. Senere målinger på samme sted men med større vandføring har dog vist væsentlig dårligere opblanding.

## 5. Slutningsord

5.1 För denne metode kan blive taget i brug må der udføres langt mere omfattende forsøg, særlig med hensyn til at studere selve opblandingen. En forsøgsrække vil formodentlig blive udført sommeren 1964 således at nærmere oplysninger vil sandsynligvis blive forelagt på selve kongressen. Endvidere vil kongressens deltagere eventuelt få lejlighed til at se opblandingsstedet i en ekskursion til det sydlige Island.

## Referencer

- (1) Hull, D.E. "The total count technique: a new principle in flow measurement", Int. J. Applied Radiation and Isotopes 4 (1958), 1
- (2) Clayton, C.G. and Smith D.B., "A comparison of radioisotope methods for river flow measurement", Radioisotopes in Hydrology

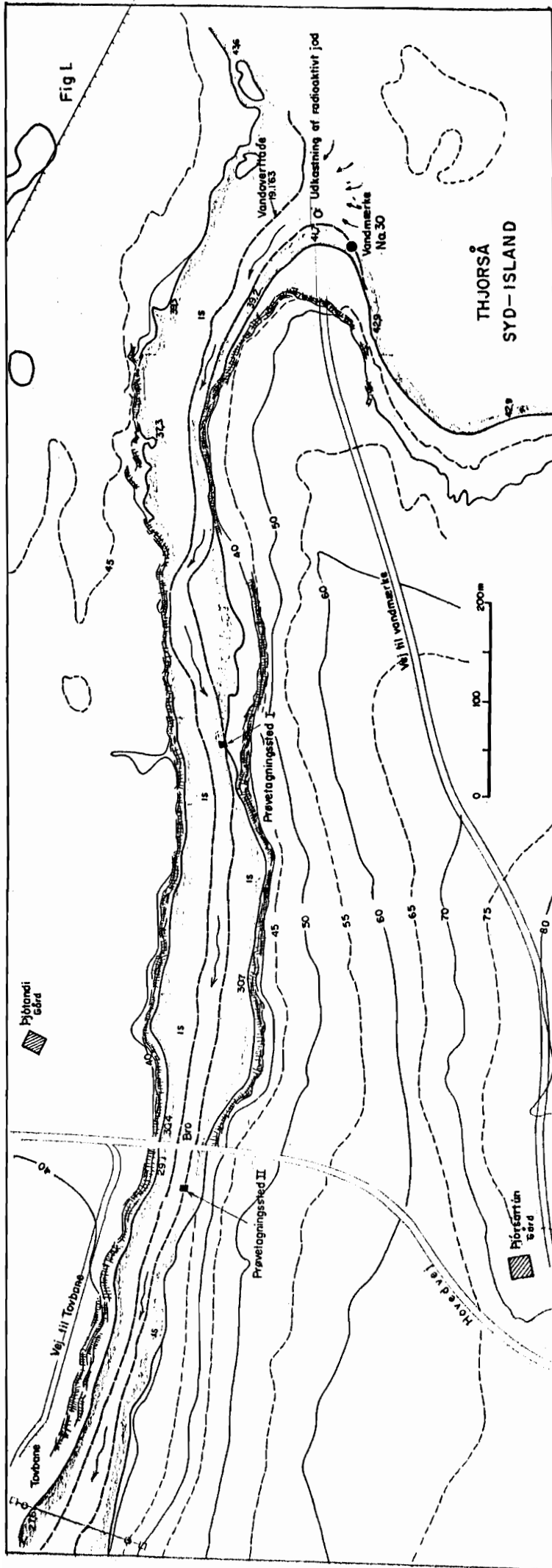


Fig. 2

Radioaktiviteten i Thjorså efter tilsætning af radioaktivt J-131

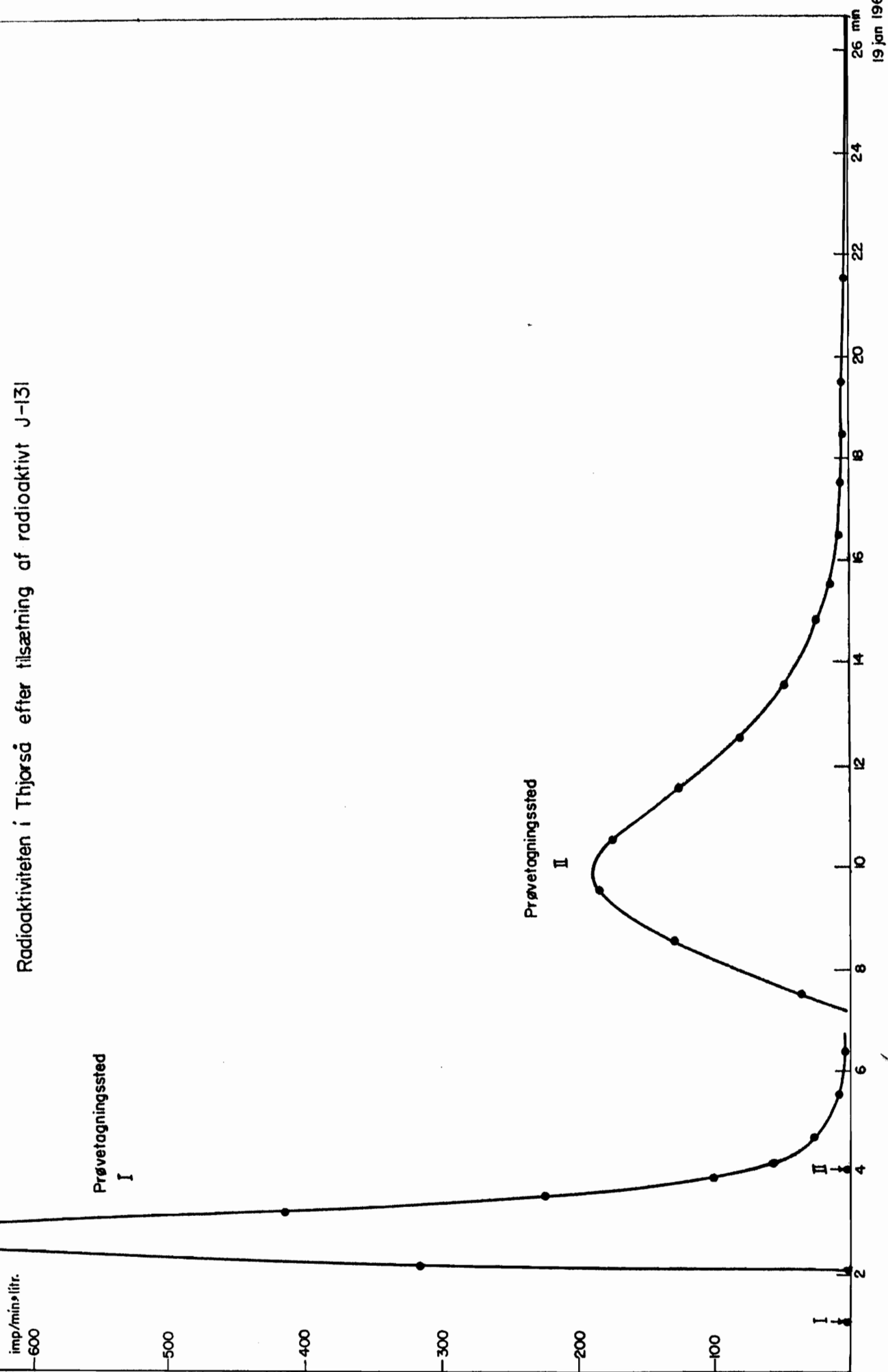
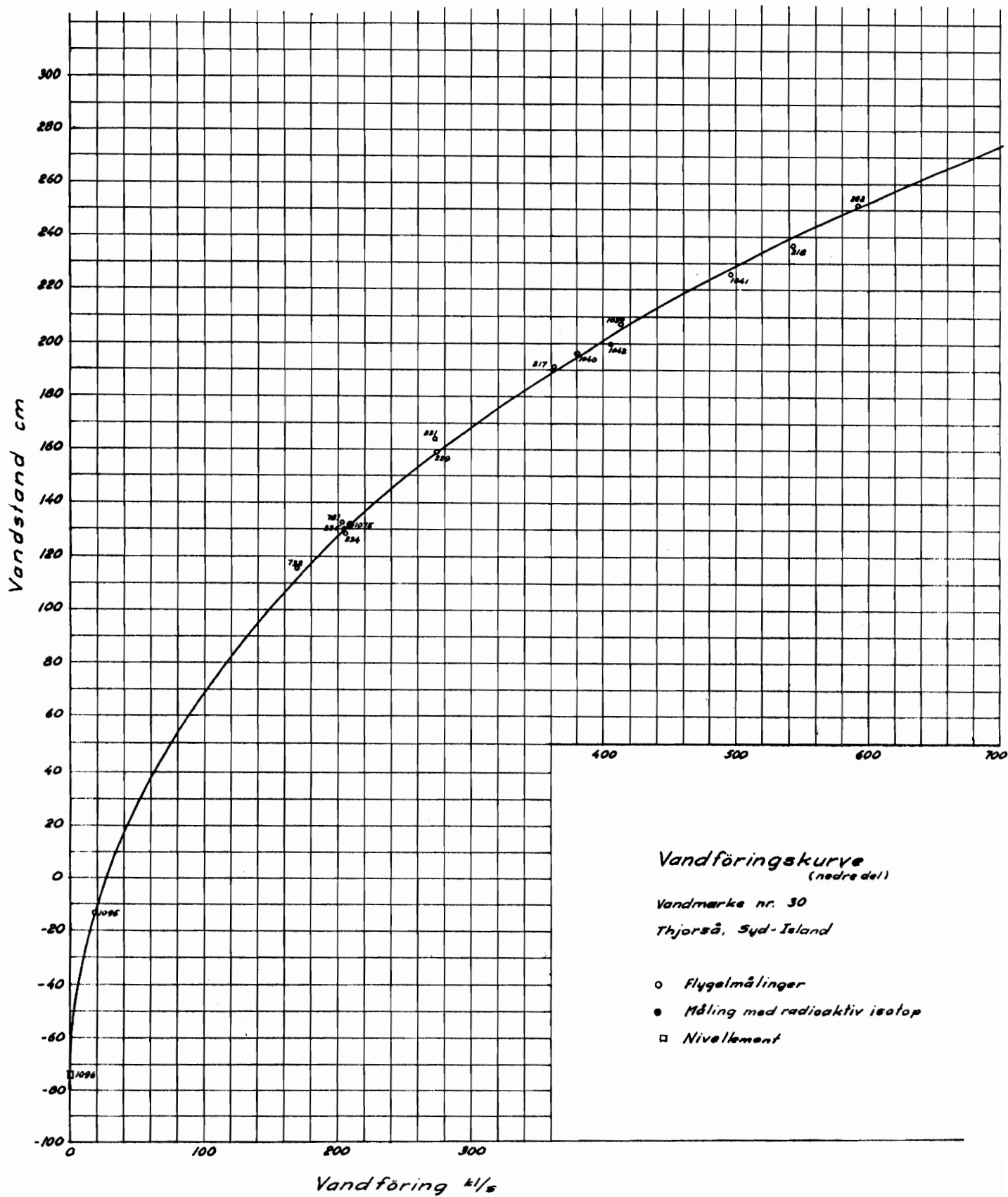


Fig. 3



J. Otnes.

## ENKLE METODER TIL BRUK UNDER FELTARBEIDE.

### 1. Griffins Flomrør.

Ved Hydrologisk avdeling, NVE, har vi tatt i bruk et meget enkelt målerør for registrering av maksimal flomvannstand. Dette røret har vært i bruk en tid i U. S. A. og forfatteren brukte også en egen versjon av det samme røret ved arbeide i Afrika i årene 1955-60. Røret finnes også brukt under navnet "Griffins målerør", muligens etter den person som først anvendte det.

Dette enkle, men samtidig meget nyttige målerøret, er så alt for lite kjent. Det synes derfor rimelig at det får en liten omtale ved denne konferansen, hvor arrangøren nettopp har uttrykt ønske om å få beretninger om nye metoder ved feltarbeide.

Rørets konstruksjon fremgår av tegningen, og et sirkulære som er gjengitt, forklarer i grove trekk hvorledes disse observasjonene er tenkt systematisert ved Hydrologisk avdeling, NVE.

Selve registreringsprinsippet bygger på at ved stigende vannstand vil vann komme inn i røret gjennom hull i bunnen. Kulminasjonsvannstanden registreres på en egen målestav inne i røret. Forskjellige registreringsmetoder kan anvendes:

1. Ved å male staven med kalkmaling. Denne oppløselige malingen vaskes bort etter hvert som vannstanden stiger og etterlater seg et skille som gjør det mulig å lese av kulminasjonsvannstanden med ca. 1 cm nøyaktighet.
2. En strimmel av vannfarget papir kan festes langs stangen. Dette gir også bra avlesning.
3. Pulverisert kork kan helles i bunnen av røret, gjerne i egen boks festet på målestangen. Etter hvert som vannstanden stiger vil korkpulveret flyte opp, og ved kulminasjonsvannstanden vil en del pulver feste seg på målestangen. Dette blir sittende inntil avlesning kan skje.

Av disse tre metoder ser det ut som korkpulveret gir den skarpeste grense og den beste avlesning.

Hydrologisk avdeling har 100 målerør under utarbeidelse. De lages i aluminium til en pris av kr. 150,- pr. stykk komplett med klemmer, men uten lås og festeskruer.

Oslo, 1.11.63

NVE, Hydrologisk avdeling.

Sirkulære.

Det trykkes nå egne installasjonsskjema og observasjonskort for våre Griffins flomrør. Installasjonsskjemaene skal fylles ut for hvert enkelt flomrør som settes opp, og et kopi av skjemaet skal oppbevares hos observatøren. Originalen sendes til kontoret og oppbevares i egen mappe for flomrørene.

Det trykkes egne kort for observasjonene. Noen få av disse frankeres og leveres til observatøren ved de vannmerker hvor flomrør installeres. Observatøren må instrueres. Flomvannstanden skal leses av etter at flommen har kulminert og det skal foretas avlesning etter hver flom som har vært så stor at den stiger opp i røret. Observasjonene skrives på egne kort som sendes inn til kontoret av observatøren så snart han har fått avlest flommen.

En del flomrør vil i tiden framover bli satt opp uten forbindelse med noen vannmerkeskala og uten fast observatør. Disse flomrør får egne nummer som et vannmerke. Avlesningene på disse må tas av våre tjenestemenn på vanlige tjenestereiser. Observasjonene skal også da noteres på de trykte kort og sendes inn til kontoret som bilag til uke-rapporten fra reisen.

Flommålene skal forsynes med hengelås. Vi bør her påse at alle låsene er like, slik at vi kan komme inn i alle rør ved å bruke samme nøkkel. Denne skal også være den samme som går til våre nyeste limnigrafhus.

Med tiden er det meningen at de aller fleste av våre vannmerker skal forsynes med et målerør. Dette arbeid må vi av økonomiske grunner fordele over flere år. Det er derfor av betydning at vi i første rekke installerer målerør ved de vannmerker hvor flomobservasjoner er brysomme å foreta og hvor det er av særlig viktighet å få slike observasjoner.

Rørene bør festes godt til elvebredden. Forskjellige festemetoder kan tenkes anvendt. De kan festes til den samme stokk som vannmerkeskalaen står på eller de kan boltes direkte til fjell eller separat stokk.

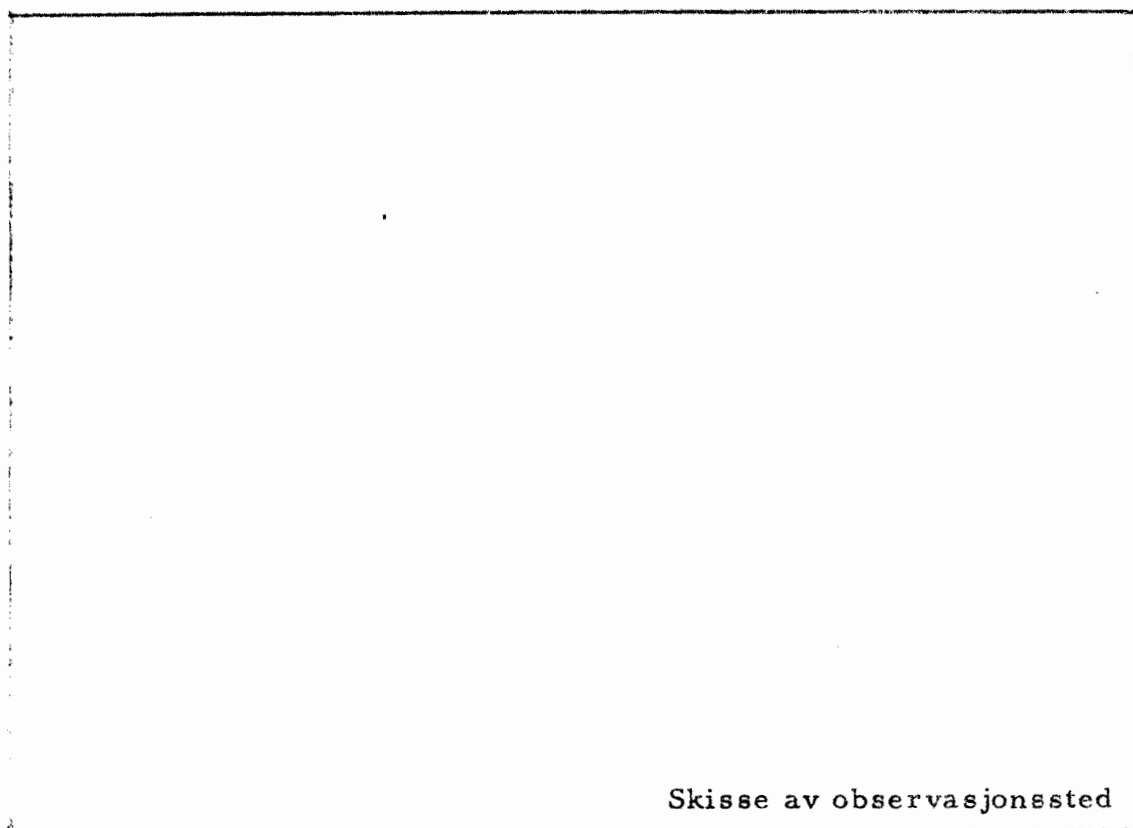
Flomrørene skal settes opp i den sone hvor en venter at flommen skal komme. De bør ikke stilles høyere enn at hvrt års maksimalflom vanligvis kan registreres. Derved vil vi få bedre serier til statistikk. På en annen side er det av særlig stor viktighet at de ekstremt store flommer kan registreres. I de elver hvor flomsonen på denne måten blir for høy til å dekkes av ett rør bør det settes opp flere flomrør i trappetrinn.

Det ser foreløpig ut som pulverisert kork gir best avtrykk for avlesning. Denne kan vi selv lage ved å finraspe vanlig kork, men det bør sørges for at vi får et lite lager av pulverisert kork som kan tas med på reiser og fordeles i poser til observatørene.

Vi håper at alle tjenestemenn vil gå inn for å få dette nye avlesnings-system opprettet og satt i drift så greit og effektivt som mulig.

Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen  
Hydrologisk avdeling

INSTALLASJONSSKJEMA FOR GRIFFINS FLOMRØR



Skisse av observasjonssted

Elv..... Sted..... Nr.....

Oppsatt..... 19.... Av.....

Observatør.....

Adresse..... Telef. ....

Er flomrøret satt opp ved siden av en vannstandsskala.....

Registrerer det samme vannstand som denne skalaen.....  
(I dette tilfelle gis flomrøret samme navn og nr. som vannmerket)

Hvorledes er røret festet.....

.....

Beskrivelse av fastmerke.....

Flomrørets nullpunkt er..... m. under/over fastmerket.....

Flomrørets nullpunkt ligger..... m. o. h.

Flomrørets nullpunkt svarer til..... m. på vannmerket  
(om mulig bør dette tall tilsvare en hel meter)

Hvorledes sendes observasjonene til kontoret.....

.....

Anmerkninger.....

Avsender: .....

Adresse: .....

Anmerkninger:

Til  
Norges vassdrags- og  
elektrisitetsvesen  
Hydrologisk avdeling

FORSIDE

### AVLESNING PÅ FLOMRØR

Observasjonssted ..... Rørets nr. ....

Avlest den .. 19. Av: .....

Avlest vannstand over rørets nullpunkt ..... m.

Tilsvarer ..... m. på vannmerket.

Den avleste flomvannstand antas å ha/har helt sikkert opptrådt  
den ..... 19. ....

Kan klokkeslett angis .....

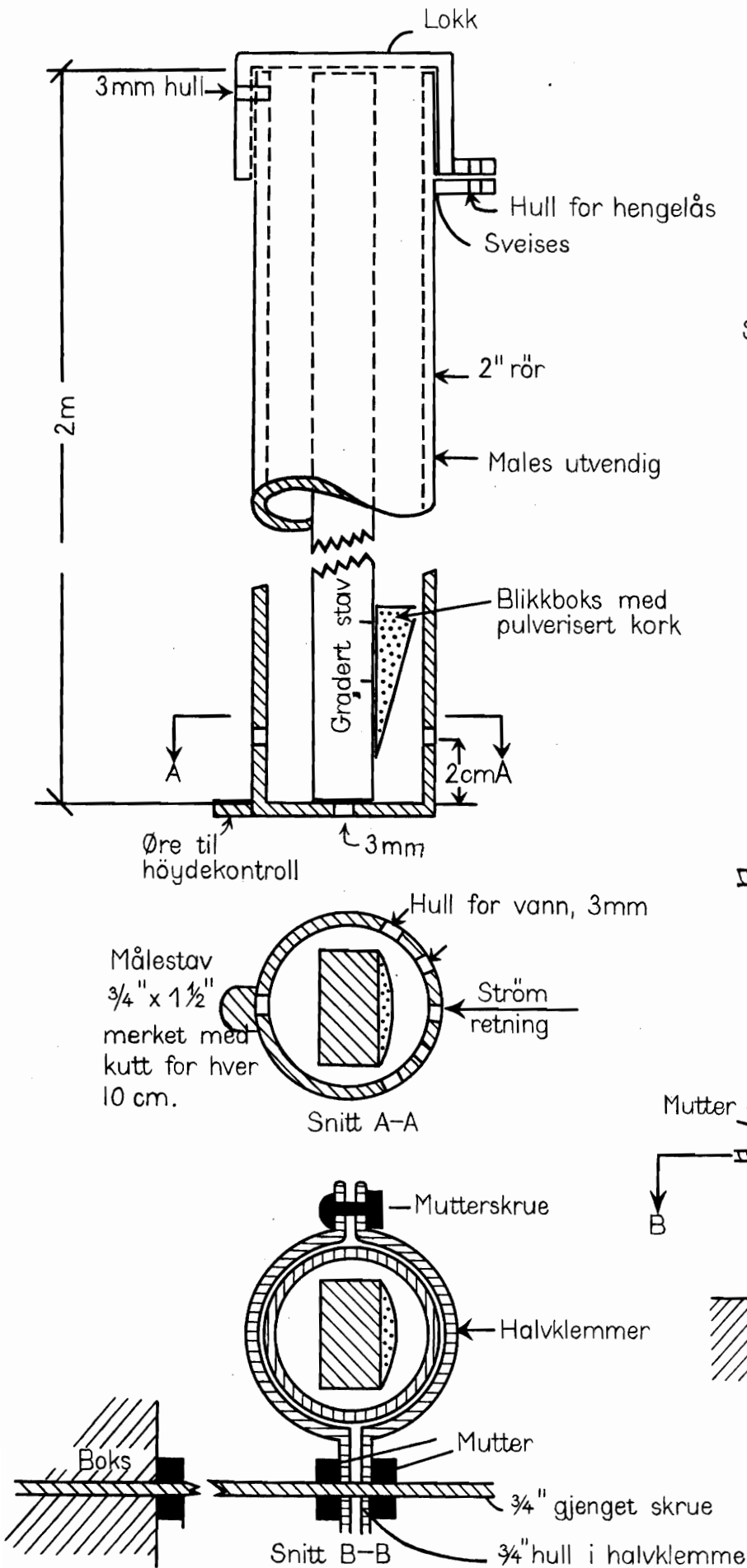
Var merket etter flommen tydelig på skalaen .....

Er flomrøret gjort i stand til å registrere neste flom .....

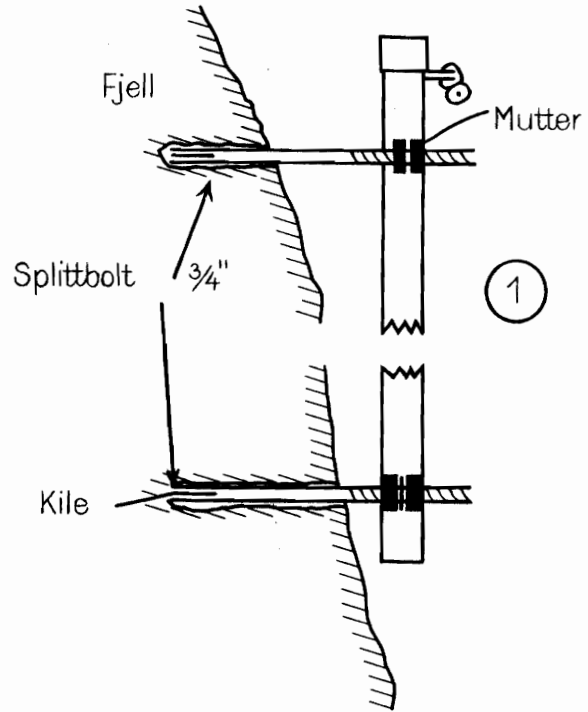
BAKSIDE

Postkort for retur av observasjoner til kontoret. Disse kortene oppbevares i eget kortarkiv etter stasjonsnummer.



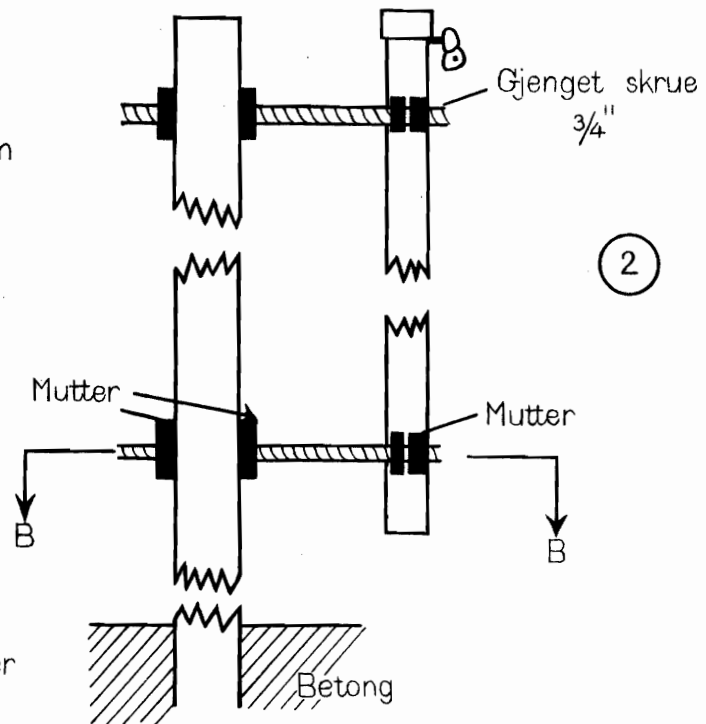


Festeanordninger



1

Stolpe, evt. boks for vannstandsskala



2

Norges Vassdr. og El.vesen  
Den hydr. avd.

Skisse av flommål.  
Griffins målerør.

Tegn nr. 1094

## 2. Strømmåling under isdekke.

Figuren nedenfor viser et målearrangement som er laget for å forenkle strømmålinger under isdekke. Metoden, som er utarbeidet av statshydrolog Steinar Flatjord, er brukt en tid ved Hydrologisk avdeling, NVE.

Et alminnelig Ott-flygel er ved a hengt opp i en spesialkonstruert skjøtestang til Ott-strømmålestenger. Ved b er det festet en wire som løper gjennom et hull ved c. Wiren løper videre over et hjul ved d og kan låses fast ved e med skruen f. I stilling 1. føres flygelet gjennom borehullet i isdekket, og dreies i riktig stilling ved hjelp av handtaket når flygelet er senket under isdekket. Flygelet låses fast i denne stilling med en splitt som settes i hullet ved g.

Dette arrangementet sparer en del arbeid. Tidligere måtte en lage et stort hull i isdekket tilstrekkelig langt til at hele flygellengden lett kunne føres gjennom. Dette ble gjort ved å bore to hull ved siden av hverandre i en avstand av ca. 10 cm. Ismassen mellom disse hullene måtte så hugges bort.

Nå trenges det bare ett borehull for å få plassert flygelet under isdekket.

