NORGES VASSDRAGS-OG ELEKTRISITETSVESEN



HYDRAULISKE FORHOLD

RAPPORT NR. 1/71

VASSDRAGSDIREKTORATET HYDROLOGISK AVDELING OSLO MAI 1971

NORGES VASSDRAGS-OG ELEKTRISITETSVESEN



Einar Tesaker

HYDRAULISKE FORHOLD

RAPPORT NR. 1/71

VASSDRAGSDIREKTORATET

HYDROLOGISK AVDELING

OSLO MAI 1971

FORORD

Det har alltid vært et problem å skaffe til veie pålitelige og tilstrekkelige data for vannføringen i våre elver vinterstid. Dette skyldes i alt vesentlig det forhold at isen stuver opp vannstanden ved de fleste av våre vannmerker slik at en direkte bruk av vannføringskurven vil gi feilaktig resultat.

Vinteren 1969/70 utførte NVE's Iskontor en rekke målinger av hydrauliske parametere i Trysilelva, Glomma og Numedalslågen og hensikten var om mulig å finne fram til en bedre vurdering av isoppstuvningens størrelse.

Dette forskningsarbeidet ble ledet av sivilingeniør Einar Tesaker, som dette året arbeidet ved NVE etter en utvekslingsavtale med Vassdrags- og Havnelaboratoriet i Trondheim. Tesakers opplegg og resultater er beskrevet i denne rapporten. Vi mener hans arbeid er meget verdifullt for en bedre forståelse av isoppstuvningsproblemene, og rapporten vil som sådan være til stor nytte for vårt arbeid med isreduksjon i fremtiden.

Oslo, mai 1971

J. Otnes

INNHOLD:

1.	INNI	LEDNINGs.	. 4
2.	OVE	RSIKT OVER PROBLEMET	4
	2.1	Definisjoner	4
	2.2	Årsaker til isoppstuvning	4
	2.3	Målinger og observasjoner	5
	2.4	Muligheter for beregning av isoppstuvning og vintervann- føring	6
		2.4.1 Hydraulisk beregning	6
		2.4.2 Lokal statistikk	6
		2.4.3 Korrelasjon mellom nabovannmerker	7
3.	HYD	RAULISKE FORHOLD VED ISOPPSTUVNING	8
	3.1	Falltap og energiforhold	8
	3.2	Avløpsberegninger	9
		3.2.1 Oversikt over avløpsformler	9
		3.2.2 Problemer med anvendelse av avløpsformler	10
		3.2.3 Avløpsformler i uregelmessige elveløp	11
		3.2.4 Vinterkoeffisienten for vannføring	13
	3.3	Beregning av ruhet fra hastighetsprofil	14
	3.4	Kombinasjon av ruheter	16
		3.4.1 Deling av profil	16
		3.4.2 Forholdene ved islagte elver	17
	3.5	Isens innvirkning på helningen	19
4.	FOR	SØKSPROGRAMMET VINTEREN 1969/70	22
5.	STE	DLIGE FORHOLD	23
	5.1	Beliggenhet	23
	5,2	Målestedet i Trysilelv	25
	5.3	Målestedet i Glomma	26
	5.4	Målestedet i Numedalslågen	27
6.	VAN	NFØRINGS- OG HASTIGHETSMÅLINGER	28
	6.1	Utførelse av målingene	28
	6.2	Bearbeiding og resultater	29
	6.3	Bemerkninger til vannføringsobservasjonene	32
7.	VAN	NSTANDER. ISTYKKELSE OG HELNING	34
	7.1	Observasjoner og resultater	34
	7.2	Isoppstuvning	35
	7.3	Helningsforhold	36
	7.4	Direkte måling av helning	39

•

8.	VINI	ERKOEFFISIENTER	s.	40
	8.1	Resultater fra sesongen 1969/70		40
	8.2	Statistisk bruk av k-verdier		40
	8.3	Sammenheng mellom k, tverrsnitt og hastigheter		41
	8.4	Beregning av k ved hjelp av avløpsformler		42
9.	RUH	ETSFORHOLDENE		45
	9.1	Beregning av v_{\star}/V og n		45
	9.2	Sommermåling av ruhet		46
	9.3	Faktorer som innvirker på isruheten		46
	9.4	Beregning basert på midlere helning		48
10.	KON	KLUSJONER OG PRAKTISKE BEMERKNINGER		49
	LITI	TERATUR		51
	FOR	TEGNELSE OVER SYMBOLER		52
	ENG	LISH SUMMARY		53

1. INNLEDNING

-1

Isens innvirkning på vintervannstander i vassdrag har alltid medført problemer for dem som er avhengige av avløpsdata og vannstandsforhold. Korreksjoner av vintervannstander har stort sett måttet basere seg på erfaring og spredte målinger. Særlig etter at elektronisk databehandling er tatt i bruk for lagring og bearbeiding av hydrologiske observasjoner er det oppstått et sterkt behov for metoder til systematisk korreksjon av ispåvirkede observasjoner, såkalt isreduksjon.

Hydrologisk avdeling ved Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen satte sesongen 1969/70 igang en systematisk undersøkelse av isforholdene ved tre karakteristiske vannmerker på Østlandet. Foruten måling av vannføringer og vannstander med beregning av isoppstuvninger, var det forutsetningen å undersøke faktorer som direkte eller indirekte var medvirkende årsak til isoppstuvningen. Spesielt var måling av ruhetsforholdene på isens underside av interesse. Publiserte data om isruhet har hittil vært nokså sparsomme (sml. bibliografi av Michel og Triquet 1967).

2. OVERSIKT OVER PROBLEMET

2.1 Definisjoner

Betegnelsen isoppstuvning refererer seg til det forhold at vannstanden i et vassdrag under vinterforhold ofte er høyere enn med samme vannføring uten is. Isoppstuvning er definert som differansen mellom de to vannstander, og er en funksjon av isforholdene og den aktuelle vannføring.

Under bearbeiding av hydrauliske data benyttes ofte betegnelsen isreduksjon på den korreksjon som må foretas på de observerte vannstander for å bringe dem i samsvar med den virkelige vannføring når sommerforhold legges til grunn.

2.2 Årsaker til isoppstuvning

Isoppstuvningen kan ha forskjellige direkte årsaker, som avhenger av så forskjellige faktorer som topografi, værforhold (temperatur, nedbør, vind, skydekke), vannets turbulens og forurensningsgrad og jordbunnens egenskaper (grunnvannsforhold, varmeledning).

4

Årsakene kan praktisk deles inn i følgende grupper:

- a. Virkelig oppdemning p.g.a. endrede forhold i kritisk tverrsnitt, som kjøving og dannelse av isdammer.
- b. Redusert strømtverrsnitt, p.g.a. bunnis, randis eller isdekke.
- c. Endret ruhet på bunn og sider p.g.a. bunnis.
- d. Tilleggsruhet p.g.a. isdekke.
- e. Endring av vannets strømningsegenskaper p.g.a. innblanding av ispartikler.

Som regel opptrer flere av disse årsaker sammen. I enkelte perioder før og under isleggingen kan a) være helt dominerende. Under mer stabile isforhold vil b), c) og d) ofte være de viktigste årsaker, men a) kan gjerne spille en betydelig rolle gjennom hele sesongen. e) kan være viktig i noen tilfeller.

2.3 Målinger og observasjoner

Skal isoppstuvning ved et vannmerke behandles beregningsmessig, er det nødvendig med best mulig kjennskap til forholdene både ved vannmerket og nedover vassdraget til kritisk tverrsnitt. En rekke forskjellige størrelser kan tenkes observert eller målt. Utvalget avhenger noe av hvilken behandlingsmåte som forutsettes. De viktigste størrelser er:

- a. Vannstand
- b. Vannhastighet
- c. Strømretning og turbulensforhold
- d. Vannflatens helning i strømretningen
- e. Isdekke og istykkelser
- f. Bunnis og sideis, tykkelse og utstrekning
- g. Isbeskrivelse generelt, inkl. bunn- og sidels
- h. Drivende is og sarr (kvantitativt evt. kvalitativt)
- i. Temperatur i luft
- j. Temperatur i vann

En del av disse målinger er meget vanskelige å få utført med tilfredsstillende nøyaktighet, særlig punktene c, d, f og h. Måling av b-h er dessuten tidkrevende og forutsetter transport og bruk av en del spesielt utstyr, slik at det er vanskelig å skaffe stedlige observatører. Detaljer vedrørende enkelte typer målinger vil bli tatt opp under de enkelte avsnitt nedenfor. I tillegg til de løpende målinger som er nevnt er det ønskelig med en generell oppmåling av elveleiet mellom vannmerket og kritisk tverrsnitt, eventuelt lengdesnitt langs djupålen.

2.4 Muligheter for beregning av isoppstuvning og vintervannføring

2.4.1 Hydraulisk beregning

Ved hjelp av hydrauliske formler kan vannføringen beregnes når tverrsnitt, hydraulisk radius, helning og ruhetsforholdene er kjent på et sted. Isoppstuvningen på et nærliggende vannmerke vil da fremkomme som differansen mellom den avleste vannstand og den vannstand som tilsvarer beregnet vannføring under sommerforhold. De problemer som knytter seg til en slik beregning vil bli særskilt behandlet i avsnitt 3.

2.4.2 Lokal statistikk

En slik beregning forutsetter at det foreligger observasjoner av isoppstuvning ved et vannmerke gjennom en årrekke, med god spredning over vintersesongen. Samtidig bør det foreligge observasjoner av meteorologiske og hydrologiske faktorer som kan belyse forholdene, først og fremst temperatur, vind, snødybder og istykkelser, samt spesielle isforhold som kjøving og isganger.

Erfaringsmessig varierer isoppstuvningen betydelig i størrelse fra år til år, mens den sesongmessige utviklingen har en viss forholdsmessig regularitet i alle fall ved noen vannmerker. Spesielle fenomener, som kjøving og isganger vil i vesentlig grad forstyrre ellers regelmessige forløp.

En beregning basert direkte på statistiske middelverdier for hver dato vil for de aller fleste vannmerker gi altfor stor usikkerhet.

En mer pålitelig beregning oppnås dersom det foreligger en eller flere referanseverdier basert på målte verdier av vannføringen i løpet av vintersesongen. Ved en riktig vurdering av statistiske data vil mellomliggende verdier ofte kunne beregnes med tilfredsstillende nøyaktighet. En tillempning av denne metode har vært mest vanlig ved manuell isreduksjon. Eksempel på bruk av metoden i Canada er gitt av Rosenberg og Pentland (1966).

Bruk av referanseverdier forutsetter tidkrevende vannføringsmålinger

hver sesong. Det ville derfor være ønskelig å finne en metode som utnytter lettere tilgjengelige meteorologiske og hydrologiske data til å modifisere de statistiske data. Istykkelsen har vært brukt i enkelte tilfeller. Med moderne databehandlingsteknikk er det nærliggende å tenke seg en regresjonsanalyse basert på temperatur, snødybde, istykkelse og nedbør i perioden før den aktuelle dato. Det vil i alle tilfeller være nødvendig å behandle perioder med kjøving og isganger spesielt.

En annen mulig veg å gå er å basere seg på forenklede målinger, f.eks. hastighetsmåling i et eller to faste punkter i tverrsnittet i stedet for fullstendig vannføringsmåling. Disse må selvfølgelig "kalibreres" på grunnlag av tilstrekkelig mange komplette vannføringsmålinger. Nøyaktigheten avhenger av hvor stabile strømforholdene er, men vil alltid bli mindre enn for fullstendige målinger. Fordelen er rimeligere og mindre tidkrevende målinger, og det som tapes i nøyaktighet på den enkelte måling kan gjenvinnes ved hyppigere målinger.

Det vil ofte være mer hensiktsmessig å arbeide direkte med vannføringsdata enn med vannstander og vannstandsdifferanser. I litteraturen er ofte brukt den såkalte vinterkoeffisient

$$k = \frac{Q}{Q_s}$$

antagelig først foreslått av Kolupaila (1936) hvor Q = virkelig vannføring Q = ekvivalent sommervannføring iflg. vannstand

2.4.3 Korrelasjon mellom nabovannmerker

Denne metode baserer seg på at avløpsforholdene ofte varierer i takt over et større område. Data fra vannmerker med liten eller ingen isoppstuvning skulle derfor kunne brukes til å anslå isreduksjoner ved isoppstuvede vannmerker innenfor et område med sammenlignbare avløpsforhold.

I praksis vil det oppstå mange problemer ved anvendelse av metoden. De fleste vannmerker i Norge hvor isoppstuvning spiller liten rolle, er knyttet til avløp fra sjøer, hvor avløpsforholdene er mye mer utjevnet enn i elver uten innsjøer. Mange større elver har dessuten tilløp fra områder med forskjellige avløpsforhold. Et forsøk ved Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen på å utarbeide en regresjonsligning av formen

$$Q_{A} = bQ_{B} + cQ_{C} + dQ_{D} + \dots K$$
 (1)

hvor Q_A , Q_B ... = vannføringer b, c, ... = koeffisienter K = konstant

har ikke gitt oppmuntrende resultater hittil.

3 HYDRAULISKE FORHOLD VED ISOPPSTUVNING

3.1 Falltap og energiforhold

Energitilstanden langs en strømlinje i en elv er gitt ved den kjente Bernoulli's ligning, som kan skrives

$$h_{f} = z_{1} - z_{2} + \frac{p_{1} - p_{2}}{p} + \frac{v_{1}^{2} - v_{2}^{2}}{2g}$$
 (2)

hvor	\mathbf{Z}	Ξ	nivå

v	=	hastighet
---	---	-----------

- g = tyngdens akselerasjon
- p = trykk
- / = spesifikk vekt
- h_f = falltap p.g.a. friksjonsforhold mellom punkt l og 2

Ved åpne vannløp vil $p_1 = p_2 = 1$ atm, slik at nest siste ledd faller bort.

Ved islagte elver vil trykket være avhengig av belastningen fra is og snølaget. Normalt vil trykket ved isens underside tilsvare isens flatevekt, men p.g.a. innspenning og understøttelse av isdekket forekommer det mange lokale avvik fra denne normalsituasjon.

Tradisjonelt måles vannstanden også ved islagte elver fra åpen vannflate, dvs. fra hull i isdekket. De målte vannstander omfatter da også vannstanden regnet fra isens underside, den såkalte isdybde. Isdybden tilsvarer differansen mellom atmosfæretrykket og trykket på isens underside, noen ganger også en del av hastighetshøyden på målestedet. Det siste avhenger sterkt av hullets plassering og utforming. I et boret, vertikalt hull med rene kanter på undersiden av isen kan en oftest se bort fra hastighetshøydens innvirkning på vannstanden. Langs en iskant som vender mot strømmen i åpne råker eller større hull kan en vesentlig del av hastighetshøyden bli registrert. Ved hastighet l m/s utgjør hastighetshøyden $v^2/2g$ eksempelvis ca. 5 cm, ved 2 m/s ca. 20 cm.

Ved sammenligning av målte helninger i en elvestrekning med og uten isdekke, kan det bli nødvendig å ta hensyn til hastighetshøydens innflytelse, spesielt hvor relativt høye hastigheter opptrer, og på grunne elvestrekninger, hvor isens tverrsnitt betyr en vesentlig innsnevring av strømtverrsnittet.

3.2 Avløpsberegninger

3.2.1 Oversikt over avløpsformler

Det finnes en rekke formler for beregning av avløpsforholdene i elver og kanaler. De fleste er av formen

$$Q = A \cdot K \cdot R^{1} \cdot I^{j}$$
⁽³⁾

hvor
$$Q$$
 = vannføring

- K = friksjonsparameter
- R = hydraulisk radius = A/P
- P = våt omkrets
- I = helning av vannflaten

i og j = eksponenter

A, R og I er målbare størrelser, og problemet er i prinsippet å bestemme K, i og j. De vanligste formlene har faste eksponenter, f. eks.

Manning's formel:
$$Q = A \cdot \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2}$$
 (4)

Chezy's formel: $Q = A \cdot C \cdot R^{1/2} I^{1/2}$ (5)

slik at problemet innskrenker seg til å bestemme friksjonsparameteren.

En viktig variant av Chezy's formel fremkommer ved å sette C = $\sqrt{8g/f}$. Formelen i denne form

$$Q = A \left(\frac{8}{f} g RI\right)^{1/2}$$
(6)

kalles Darcy-Weissbach's formel, og passer ikke direkte inn i (3), men den har den fordel at ruhetsparameteren f er dimensjonsløs.

Devik (1933) har foretatt en sammenligning av en rekke formler med tanke på anvendelse ved isforhold. Han fant det hensiktsmessig å anvende en egen formel

$$Q = \frac{A}{C_0^2} R I^{1/2}$$
 (7)

Til praktiske beregninger er Manning's formel mest brukt. Formen (5) med parameteren n er vanligst i internasjonal litteratur. I Norge brukes vel så ofte ruhetsparameteren $M = \frac{1}{n}$. Formelen har den fordel at n varierer lite ved moderate endringer i vannstanden, så lenge disse ikke medfører drastiske endringer i tverrsnittsformen eller medfører at karakteren av bunnflaten endres.

3.2.2 Problemer ved anvendelse av avløpsformler

Anvendelsen av avløpsformlene avhenger av en tilfredsstillende bestemmelse av de størrelser som inngår. Regner vi i og j som bestemt i og med valg av formel, blir det nødvendig å kjenne helningen I, tverrsnittets dimensjoner og form som gir R og A samt parameteren K.

En forutsetning for bruk av formelene er at strømforholdene omkring målestedet er uniforme. Å finne egnede målesteder hvor dette tilnærmet er oppfyllt byr ofte på store vansker.

Helningen I kan måles med nivellerutstyr, eller på steder med relativt stor helning ved samtidig avlesning på to vannmerker. Forutsetningen er alltid at hele den strekning som måles har omtrent uniforme strømforhold. På rolige strekninger som islegges om vinteren vil helningen ofte være så liten at det er umulig å finne lange nok strekninger med så ensartede strømforhold at høydedifferanser kan måles med tilstrekkelig nøyaktighet.

A og R er geometriske størrelser. Så lenge det ikke er is i elva vil de lett kunne beregnes på grunnlag av en enkel oppmåling av tverrsnittet, samt aktuell vannstand. Det vil også være enkelt å ta hensyn til et isdekke med kjent tykkelse. Utviklingen av et isdekke går som regel så langsomt at måling av istykkelser med ukers mellomrom vil være tilstrekkelig. På strekninger med bunnis er forholdene mer variable, samtidig som måling av bunnis er komplisert, og i praksis vil det være vanskelig å beregne A og R under slike forhold.

R er omvendt proposjonal med P, dvs. med den virksomme friksjonsflate, og formelene forutsetter ens ruhet langs hele den våte omkrets. Dette vil bare unntaksvis være tilfelle. I de fleste tilfeller må det foretas en tillemping, enten ved å dele tverrsnittet eller ved å etablere en felles ruhetsparameter for hele tverrsnittet. Dette problem vil bli drøftet i avsnitt 3.4.

Det foreligger bra erfaringsmateriale for å vurdere ruheten av elvebunnen uten is, dessuten vil en enkel serie målinger under sommerforhold kunne gi de nødvendige opplysninger. Så snart det dannes is, enten som bunnis, eller i form av isdekke vil ruhetsforholdene forandres. Dessuten vil isens bidrag til ruheten som regel varierer gjennom sesongen.

Målinger som er foretatt tyder på at isens underside kan variere fra elv til elv mellom meget glatt (se avsn. 9.1) og ru tilsvarende grov, steinet bunn (Hensen (1948)). Variasjonen er neppe så stor på ett og samme sted, men det vil bare i sjeldne tilfelle være mulig å anslå ruheten uten direkte målinger.

3.2.3 Avløpsformler i uregelmessige elveløp

Langs en elv vil parameterene som inngår i avløpsformlene normalt variere kontinuerlig. Praktisk beregning blir ofte basert på representative verdier over delstrekninger som i grove trekk har ensartede forhold. Selv under slike forhold oppstår store vansker med å bestemme de parametre som inngår.

Lar vi indeks s angi representative størrelser for en delstrekning L under sommerforhold får vi av ligning (3)

$$Q = A_{s} \cdot K_{s} \cdot R_{s}^{i} \cdot I_{s}^{j}$$
(8)

Vi har $A_s = A(z)$ $R_s = R(z)$ $K_s = K(z) \approx \text{konstant}$ $I_s = I(z) = \Delta z/L = \Delta z(z)/L$ (9)

hvor z = vannstand på representativt sted $\Delta z = vannflatens fall på strekningen L$ I_s er dermed definert som middelverdien over L. Det kan være naturlig å velge tilsvarende definisjon for A_s , R_s og K_s . Imidlertid vil det kreve betydelig arbeid å finne middelverdier for A_s og R_s , og en direkte metode for tilsvarende bestemmelse av K_s er ikke kjent. Dessuten vil innsetting av middelverdier for alle parametrene bare unntaksvis gi riktig Q.

En oppnår derfor ofte like mye ved å velge ut et tilsynelatende representativt tverrsnitt, f.eks. ved et målested for vannstand eller vannføring og bruke verdiene A(z) og R(z) for dette. Er tverrsnittet fornuftig valgt, vil noen få målte verdier av Q innsatt i (8) gi brukbar oversikt over K(z)som så kan brukes til senere beregning av andre Q-verdier.

Denne innviklede prosedyren er imidlertid unødvendig under sommerforhold, fordi innsetting av (9) i (8) direkte gir

$$Q = Q(z) \tag{10}$$

som tilsvarer en vanlig vannføringskurve.

Under vinterforhold blir (9) ikke lenger gyldig. Vi får istedet tilnærmet

$$A_{v} = A(z, t, I_{v})$$

$$R_{v} = R(z, t, I_{v})$$

$$K_{v} = K(K_{s}, \text{ isforhold})$$

$$I_{v} = \Delta z_{v}/L$$
(11)

hvor v angir vinterforhold og t = isdybde. I_v er ikke entydig avhengig av z som I_s og følgelig heller ikke A_v og R_v i formelen

$$Q = A_{V}K_{V}R_{V}R_{V}^{i}I_{V}^{j}$$
(12)

Bestemmelse av middelverdier langs L for å representere $A_v \text{ og } R_v$ blir i dette tilfelle praktisk utenkelig.

En tillempet beregning kan tenkes basert på målte verdier av A, R og Q i et representativt tverrsnitt og midlere målt helning for en tilstøtende strekning L tilsvarende at den midlere helning er representativ også for selve målestedet. Dette vil gi en verdi av K_v for hvert målt sett av A, R, Q og I. Dersom K_v er konstant under stabile isforhold eller har kjent variasjon, vil mellomliggende verdier av Q kunne anslåes ved hjelp av kjente verdier av A, R og I og de beregnede K_v -verdier. Beregningen forutsetter regelmessig registrering av to nærliggende vannstander, samt istykkelse i det valgte representative tverrsnitt, som ved vintermålinger må ligge ved ett av vannmerkene slik at funksjonen $A_{y} = A'(z-t)$ kan bestemmes entydig.

I avsnitt 9.4 er det foretatt en bearbeiding av målinger i Trysilelv og Glomma vinteren 1969/70 som viser at K_v og Q_v kan være innbyrdes avhengige størrelser. I så fall må denne avhengigheten først bestemmes før beregnings-metoden skal kunne anvendes. I alle tilfeller vil stabile verdier for K_v neppe kunne påregnes over annet enn korte perioder, slik at en blir avhengig av relativt hyppige vannføringsmålinger i alle tilfeller.

3.2.4 Vinterkoeffisienten for vannføring

Vinterkoeffisienten defineres ved

$$k = Q_v / Q_s \tag{13}$$

hvor Q_{v} = virkelig vannføring (vinter)

Q_s = vannføring beregnet av vannføringskurve for isfri forhold på grunnlag av målt vannstand

I litteraturen er angitt flere utledninger av formler for beregning av k. Det vanligste er å bruke Manning's formel (4) som utgangspunkt. I en bred elv er $R_s \approx A/B_s$ uten isdekke og $R_v \approx A/2B_v$ med isdekke. Vi har da

$$Q_{s} = \frac{1}{n} \cdot A \cdot R_{s}^{2/3} I_{s}^{1/2} = \frac{1}{n_{s}} \cdot \frac{A^{5/3}}{B_{s}^{2/3}} I_{s}^{1/2}$$
(14)

og med samme vannstand

$$Q_{v} = \frac{1}{n_{v}} \cdot \frac{(A - E)^{5/3}}{(2B_{v})^{2/3}} I_{v}^{1/2} = \frac{0,63}{n_{v}} \frac{(A - E)^{5/3}}{B_{v}^{2/3}} I_{v}^{1/2}$$
(15)

hvor E = tverrsnitt av isdekke.

Av (14) og (15) finner vi

$$k = \frac{Q_{v}}{Q_{s}} = 0,63 \frac{n_{s}}{n_{v}} \cdot (\frac{A - E}{A})^{5/3} \cdot (\frac{I_{v}}{I_{s}})^{1/2} \cdot (\frac{B_{s}}{B_{v}})^{2/3}$$
(16)

Med tynt isdekke (E << A og $B_v \approx B_s$) og $I_v = I_s$

$$k_0 = 0,63 n_s / n_v$$
 (17)

Erstattes n_v med uttrykket

$$n_{v} = n_{s} \left[\frac{\frac{n_{i}}{(n_{s})}^{3/2} + 1}{2} \right]$$
(18)

som fremkommer ved kombinasjon av ruhet for bunn $\binom{n}{s}$ og isflate $\binom{n}{i}$, sml. avsnitt 3.4.2, blir formelen

$$k = \frac{1}{\left[\left(\frac{n_{i}}{n_{s}}\right)^{3/2} + 1\right]^{2/3}} \left(\frac{A - E}{A}\right)^{5/3} \left(\frac{I_{v}}{I_{s}}\right)^{1/2} \left(\frac{B_{s}}{B_{v}}\right)^{2/3}$$
(19)

Hvilke av formlene (16) og (19) som er å foretrekke avhenger av de opplysninger som foreligger i hvert tilfelle. Skal det foretas en empirisk vurdering av ruheter, vil det som regel være lettest å vurdere n_i og n_s separat fremfor å anslå n_v direkte.

Det kan utvikles tilsvarende men noe mer kompliserte formler for tilfeller hvor $R_v = R_c/2$ ikke er en tilstrekkelig nøyaktig antagelse.

3.3 Beregning av ruhet fra hastighetsprofil

Hastighetsfordelingen nær en grenseflate vil i turbulent strøm tilnærmet kunne beskrives ved kurven

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_{\mathbf{x}} \cdot \frac{1}{\mathbf{x}} \cdot \ln(\mathbf{y}/\mathbf{y}_0) + \mathbf{C}$$
(20)

hvor v = hastighet

y = avstand fra flaten y₀ = fiktiv verdi av y som tilsvarer v = 0 \mathcal{H} = konstant (ved rent vann er $\mathcal{H} \approx 0, 4$) C = konstant v_x = "friksjonshastighet" = (gRI)^{1/2}

 $y_0 \neq 0$ fordi formelen ikke er gyldig helt ned til flaten, men bare utenfor det laminære grenseskikt. v_{\bigstar} angir helningen på (20) tegnet opp i diagram med v som ordinat og y som abscisse og varierer med ruheten på grenseflaten slik at v_{\bigstar} øker med økende ruhet under ellers like forhold. v_{\bigstar} er derfor et relativt mål for ruhet, og ruhetskonstantene i de vanlige avløpsformlene er avhengige av den.

Dersom vi kjenner to sett (v, y) nær grenseflaten, (v_1, y_1) og (v_2, y_2) , kan vi finne v_{\star} ved å sette inn i (20). Det gir

$$v_{\star} = \mathcal{H} (v_1 - v_2)/\ln (y_1/y_2)$$
 (21)

Når v_{\star} er kjent kan f. eks. konstanten f i Darcy-Weissbach's formel (6) beregnes.

Oppbygningen av formel (6) og definisjonen av v_{μ} gir direkte

$$f = 8(v_{\star}/V)^2$$
(22)

En annen metode til å bestemme f er ved å gå ut fra Kármán-Prandtl's variant av (20)

$$v = 5,75 v_{\star} lg \frac{33 y}{k}$$
 (23)

hvor k = ruhetsparameter som ideelt er definert som høyden av ruhetselementene på grenseflaten.

Eksperimentelt er det for ru flater funnet

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2 \lg \frac{14, 8 R}{k}$$
 (24)

Formel (22) krever kjennskap til middelhastigheten V foruten $v_{\mathbf{x}}$, mens kombinasjon av (23) og (24) gir f med kjennskap til R og $v_{\mathbf{x}}$.

Ved praktiske beregninger oppstår det ofte problemer med å fastsette representative verdier for R, V og v_{μ} . Beregning av v_{μ} må i praksis basere seg på målinger i ett eller flere vertikale snitt, og verdien vil variere mer eller mindre fra snitt til snitt. En må enten velge å benytte en middelverdi for v_{μ} sammen med R eller V for hele tverrsnittet og dermed finne en f som representerer hele tverrsnittet, eller beregne V og/eller definere R for hver vertikal og finne de lokale f-verdier, som så eventuelt kan kombineres til en felles middelverdi. Resultatene blir normalt noe forskjellige. I stedet for f kan f.eks. n i Manning's formel beregnes ved hjelp av sammenhengen

$$n = (f/8g)^{1/2} R^{1/6}$$
 (25)

mellom (4) og (6).

3.4 Kombinasjon av ruheter

3.4.1 Deling av profil

Består et tverrsnitt av partier med forskjellig ruhet, kan det prinsipielt deles slik at hvert parti får sitt deltverrsnitt med særskilte verdier på A, R, K, Q og eventuelt I. Beregningen blir fort komplisert unntatt i enkle tilfeller.



Partition of flow areas.

I tilfellet vist på fig. la har vi i virkeligheten to parallelle løp som kan behandles separat f.eks. med formel (4).

$$Q_{1} = A_{1} \frac{1}{n_{1}} R_{1}^{2/3} I_{1}^{1/2}$$

$$Q_{2} = A_{2} \frac{1}{n_{2}} R_{2}^{2/3} I_{2}^{1/2}$$

$$Q = Q_{1} + Q_{2}$$

$$A = A_{1} + A_{2}$$
(26)

Oftest vil vi kunne sette $I_1 = I_2$.

Beregningen forutsetter at den gjensidige påvirkning fra strømmen i de to løp kan neglisjeres. Så lenge det er tilfelle er det ingen praktisk begrensning på hvor mange deler tverrsnittet kan deles i.

I mange tilfeller med uregelmessig tverrsnitt vil en slik oppdelt beregning gi riktigere samlet resultat enn om tverrsnittet skulle behandles samlet, selv om ruheten er den samme over alt.

Dersom fordelingen av ruhet er slik at en eventuell tverrsnittsdeling vil gå gjennom hovedpartier av strømmen, må det tas hensyn til kontinuiteten langs delelinjen. Siden avløpsformlene bare benytter middelhastigheter, kan dette bare oppnås ved å forskyve delelinjen slik at $V_1 \approx V_2 \approx V$ som antydet på fig. lb, hvor V angir middelhastigheten Q/A. Det betyr at skillelinjens plassering ikke kan velges fritt, men må tillempes ut fra antatte kriterier. Beregning av tverrsnitt som ikke har enkel geometrisk form blir fort komplisert og usikker. Oppdeling i mange deler blir nærmest ugjennomførlig.

3.4.2 Forholdene ved islagte elver

Fig. 2 viser situasjonen ved et enkelt tverrsnitt med og uten isdekke.

Av (4) får vi for isfritt tverrsnitt, indeks s

$$V_{s} = \frac{1}{n_{s}} R_{s}^{2/3} I_{s}^{1/2} R_{s} = A_{s}/P_{s}$$
 (27)





For islagt tverrsnitt med antatt forskjellig ruhet på bunn og is må vi foreta en deling som antydet på fig. 2b. Delelinjen går i dette tilfellet midt i hovedstrømmen og vi antar samme middelhastighet V_v og helning I_v for de to deler. Med indeks i for is og b for bunn får vi da

$$V_{v} = \frac{1}{n_{v}} R_{v}^{2/3} I_{v}^{1/2} = \frac{1}{n_{i}} R_{i}^{2/3} I^{1/2} = \frac{1}{n_{b}} R_{b}^{2/3} I^{1/2}$$
(28)

R og A refererer seg her til netto tverrsnitt (uten isareal).

Vi innfører forholdene
$$a = A_i/A_b$$

 $b = n_i/n_b$
 $c = P_i/P_b$
(29)

dvs. av (28):
$$b = \frac{n_i}{n_b} = (\frac{R_i}{R_b})^{2/3} = (\frac{A_i \cdot P_b}{A_b \cdot P_i})^{2/3} = (a/c)^{2/3}$$

a = c · b^{3/2} (30)

Videre er $R_v = \frac{A_i + A_b}{P_i + P_b} = \frac{(1 + a) A_b}{(1 + c) P_b} = \frac{1 + a}{1 + c} R_b$

$$\frac{R_v}{R_b} = \frac{1+a}{1+c}$$
(31)

Vi får da av (28)

$$n_{v} = n_{b} \left(\frac{R_{v}}{R_{b}}\right)^{2/3} = n_{b} \left(\frac{1+a}{1+c}\right)^{2/3} = n_{b} \left(\frac{1+c \cdot b^{3/2}}{1+c}\right)^{2/3}$$
(32)

I svært mange praktiske tilfeller kan vi sette

$$c = P_{i}/P_{b} \approx 1$$
(33)

Formel (32) forenkles da til

$$n_v = n_b \left(\frac{1+b^{3/2}}{2}\right)^{2/3}$$
 (c = 1) (34)

dvs. av (29): $n_v = (\frac{n_b^{3/2} + n_i^{3/2}}{2})^{2/3}$ (c = 1) (35)

3.5 Isens innvirkning på helningen

Vi refererer til fig. 2 og formlene i avsnitt 3.4.2 og setter

$$A_{v} = A_{s} (1 + \varepsilon)$$
(36)

$$R_{v} = R_{s} \frac{1+\delta}{1+c}$$
(37)

Her indikerer 1/(1 + c) endringen i R p.g.a. at isflaten kommer i tillegg til bunnflaten som våt periferi, mens $(1 + \frac{1}{2})$ angir endringen i R som følge av tverrsnittsendringen. A og R refererer seg fortsatt til netto tverrsnitt.

Ved normale tverrsnitt vil
$$\mathcal{E} \geq \delta$$

(Brede, rektangulære tverrsnitt: $\mathcal{E} = \delta$
90° V-formede tverrsnitt: $\mathcal{E} = 2 \delta$
 $Q_s = F_s \cdot \frac{1}{n_s} \cdot R_s^{2/3} \cdot I_s^{1/2}$ (38)
 $Q_v = F_v \cdot \frac{1}{n_v} \cdot R_v^{2/3} \cdot I_v^{1/2}$
 $= F_s (1 + \mathcal{E}) \frac{1}{n_b} (\frac{1 + c}{1 + cb^{3/2}})^{2/3} \cdot (R_s \frac{1 + \delta}{1 + c})^{2/3} \cdot I_v^{1/2}$ (39)

Forutsettes $n_s = n_b \text{ og } Q_s = Q_v \text{ finner vi av (38) og (39)}$

$$I_{v}^{1/2} = I_{s}^{1/2} \quad \frac{1}{\varepsilon + 1} \left(\frac{1 + cb^{3/2}}{1 + \delta}\right)^{2/3}$$
(40)

Av (40) kan vi finne betingelsen for at I $_{\rm v}$ = I $_{\rm s}$

$$1 + cb^{3/2} = (1 + \varepsilon)^{3/2} \cdot (1 + \delta)$$
(41)

Spesielt gjelder for brede elver

$$1 + b^{3/2} = (1 + \varepsilon)^{5/2}$$
 (c = 1, $\varepsilon = \delta$, $I_v = I_s$) (42)



Fig. 3 Tverrsnittsøkning p.g.a. islegging ved uendret helning. Flow area increment due to ice cover. Unchanged slope.

På fig. 3 er forholdet mellom \mathcal{E} og b gjengitt i diagram for endel kombinasjoner av c, \mathcal{E} og δ , og for $I_v = I_s$. Det fremgår at tverrsnittsøkningen \mathcal{E} vokser med ruhetsforholdet b, mer ved brede enn ved dype tverrsnitt og mer når elvebreddene er skrå enn når de er bratte.

I praktiske tilfeller vil det oftest skje forandringer både i helning og tverrsnitt, varierende i størrelse langs elvestrekningen.

Så lenge n_b = n_s, dvs. at bunnruheten ikke influeres av isen, vil vi ha følgende i regelmessige elveløp:

- $I_v > I_s$: \mathcal{E} øker oppover elva fra et utgangspunkt hvor $\mathcal{E} \gtrless 0$
- $I_v = I_s$: $\mathcal{E} \ge 0$ og \mathcal{E} = konstant langs elva, forutsatt konstant tverrsnitt.
- $$\begin{split} I_v < I_s: & \mathcal{E} \text{ minker oppover elva fra et utgangspunkt hvor } \mathcal{E} > 0. \\ & \text{Betingelsen } \mathcal{E} > 0 \text{ skyldes at forutsetningene om at } Q_v = Q_s \\ & \text{og } n_b = n_s \text{ samtidig som vi har } n_i \ge 0 \text{ ikke kan oppfylles om } \\ & \text{vi samtidig har } I_v < I_s \text{ og } \mathcal{E} < 0. \end{split}$$

Diagrammet fig. 4 viser forholdet mellom I_v/I_s , b og \mathcal{E} for en bred elv (c = 1, $\mathcal{E} = \delta$).



Fig. 4 Helning som funksjon av ruhetsforhold og tverrsnitt. Slope as a function of roughness ratio and flow area.

Fig. 4 eller eventuelt formel (40) kan brukes til en trinnvis beregning av vannstandsstigningen i en elv ovenfor og nedenfor et punkt hvor stigningen I_s er kjent, når A_s , I_s , b samt tverrsnittsforholdene er kjent på strekningen. Elva deles inn i passende delstrekninger av lengde l_j , hvor j stiger oppstrøms. Tilsvarende angir A_{sj} , I_{sj} , b_j osv. forholdene på delstrekningene, mens h_j angir vannstandsstigningen i delstrekningens nederste ende.

For bred elv kan vi sette

$$\mathcal{E}_{j} = \frac{h_{j} \cdot B_{j}}{A_{sj}}$$
(43)

hvor B_{j} = elvebredde på strekning j.

21

Ved hjelp av (43) og fig. 4 bestemmes I_{vj}/I_{sj} som deretter brukes i følgende rekursjonsformel

$$h_{j+1} = h_j + (I_{vj} - I_{sj}) l_j$$
 (44)

En går ut fra den kjente verdi av h og arbeider seg oppover og nedover elva. Forutsetningen for et nøyaktig resultat er at delstrekningene ikke er for lange og tverrsnittsforholdene oversiktlige.

Lengden av delstrekningene må avpasses etter helningen og dybeforholdene. På slake og dype strekninger vil endringen i \mathcal{E} på grunn av øket helning bli relativt mindre enn på bratte, grunne strekninger. Eksempelvis vil en med $I_v/I_s = 1,5$ ha en teoretisk økning i \mathcal{E} pr. km på 0,01 for $I_s = 10^{-4}$ og D = 5 m og 0,5 for $I_s = 10^{-3}$ og D = 1 m. Her vil en oppnå pålitelige resultater selv med delstrekninger over 1 km i første tilfelle, mens 1 km er altfor langt i siste.

Ett sett målinger fra en 1600 m lang tilløpskanal til et svensk kraftverk foretatt med uforandret middelhastighet og strømtverrsnitt ($\mathcal{E} = 0$) og $I_s = 0,53 \cdot 10^{-4}$ som middel for hele strekningen ga $I_v/I_s = 1,36$ (de Bellmond (1959)). Det tilsvarer i flg. fig. 4 $n_i/n_b = 0,4$, som synes rimelig.

4. FORSØKSPROGRAMMET VINTEREN 1969/70

Programmet tok sikte på å samle opplysninger om variasjonen av vannføring og isoppstuvning gjennom vintersesongen i karakteristiske østlandsvassdrag, samt de forhold som innvirker på isoppstuvningen, som istykkelse og ruhet av isdekke.

Det ble avtalt med lokale observatører å foreta så vidt mulig ukentlige målinger av vannføring, istykkelser og vannstander på tre spesifiserte steder i henholdsvis Numedalslågen, Glomma og Trysilelv. Målingene skulle hver gang foretas i nøyaktig de samme tverrsnitt for å lette sammenligningen. Første måling på hvert sted ble kombinert med instruksjon av observatørene. Målestedene ble valgt ved ett vannmerke med erfaringsmessig jevnt, stabilt isdekke (Nybergsund i Trysilelv), ett med isoppstuvning og sarransamling (Stai i Glomma) og ett hvor det ble antatt at sarrdrift kunne forekomme under isen (Kongsberg i Numedalslågen).

Måleresultatene skulle sammen med eldre målinger i samme vassdrag bl.a. danne grunnlag for en vurdering av de forskjellige hydrauliske metoder for beregning av isoppstuvning.

5. STEDLIGE FORHOLD

5. l Beliggenhet

Beliggenheten av de tre målestedene er vist på fig. 5, mens fig. 6 viser de lokale forhold omkring målestedene og de tilgrensende elvestrekninger. Lengdesnitt av elvestrekningene er vist på fig. 7.



Fig. 5 Oversikt over målesteder. Location of measurement stations.



Fig. 6 Målestedene med nærmeste omegn.

Measurement stations and surroundings.



Fig. 7 Lengdesnitt ved målestedene.

50

Longitudinal sections at the stations.

Målestedene ble valgt ved ett vannmerke med erfaringsmessig jevnt, stabilt isdekke (Nybergsund i Trysilelv), ett med isoppstuvning og sarransamling (Stai i Glomma) og ett hvor det ble antatt at sarrdrift kunne forekomme under isen (Kongsberg i Numedalslågen).

Måleresultatene skulle sammen med eldre målinger i samme vassdrag bl.a. danne grunnlag for en vurdering av de forskjellige hydrauliske metoder for beregning av isoppstuvning.

5. STEDLIGE FORHOLD

5.1 Beliggenhet

Beliggenheten av de tre målestedene er vist på fig. 5, mens fig. 6 viser de lokale forhold omkring målestedene og de tilgrensende elvestrekninger. Lengdesnitt av elvestrekningene er vist på fig. 7.



Fig. 5 Oversikt over målesteder. Location of measurement stations.



Fig. 6 Målestedene med nærmeste omegn. Measurement stations and surroundings.





Fig. 7 Lengdesnitt ved målestedene.

Longitudinal sections at the stations.



Fig. 8 Dybdeforhold i Trysilelv ved Nybergsund. Depth conditions in Trysil river at Nybergsund.

5.2 <u>Målestedet i Trysilelv</u>

Målestedet ved Nybergsund ligger ca 100 m nedenfor Nybergsund bru ved en innsnevring i elveløpet. Like nedenfor målestedet går elva over i et rolig, dypt parti med bakevjer langs begge bredder. Fig. 8 viser dybdeforholdene omkring målestedet.

Av lengdesnitt fig. 7 fremgår det at Trysilelv har moderat helning mer enn 10 km både oppstrøms og nedstrøms målestedet, henholdsvis mindre enn 0, 3 m/km og 0, 03 m/km. Et stabilt isdekke dannes derfor tidlig på vinteren. Sarransamlinger eller pakkis opptrer normalt ikke så langt ned som ved målestedet. Isoppstuvning ved Nybergsund Vm (fig. 7) skyldes derfor utelukkende selve isdekket, bortsett fra en periode med kjøving i strykene ved Kolos i forbindelse med isleggingen.

Det er to faste vannmerker ovenfor målestedet. I forbindelse med undersøkelsene denne vinter ble det dessuten etablert et provisorisk vannmerke i form av et rør i elvebunnen 10, 5 km nedenfor målestedet like ovenfor strykene ved Kolos. To fastmerker fra et gammelt nivellement ble dessuten lokalisert og i et tilfelle nyttet til måling av mellomvannstander.

Ved vannmerket på Ørbak foretas daglige observasjoner av lufttemperatur. Nærmeste klimastasjon er Trysil.



Fig. 9 Dybdeforhold i Glomma (Stai bru - Imsa). Depth conditions in Glomma.

5.3 <u>Målestedet i Glomma</u>

Målestedet ligger like ovenfor utløpet av Imsa, ca 5 km nedenfor Stai bru. Målingen ble foretatt på oppstrømssiden av en naturlig terskel hvor elva går over fra et rolig parti til stryk. Dybdeforholdene fremgår av fig. 9. Strekningen like ovenfor er blant de dypeste i Glomma. Den grunne strekningen (fig. 9) like nedenfor Stai bru har bunn oppbygget av langstrakte sanddyner som må antas å være i stadig bevegelse. Helningen mellom Stai og Imsa er mindre enn 0, 15 m/km under normale forhold. Ovenfor Stai bru går elva delvis i stryk. På strekningen ovenfor øyene dannes om vinteren en mengde sarr som avleires mellom øyene og nedover forbi Stai bru. Tildels foregår det også en sammenstuvning av isdekket på strekningen, slik at isoverflaten blir ujevn, og istykkelsen variabel. Ismålinger som rutinemessig utføres ved Stai bru viser at opptil 80-90% av tverrsnittet kan være fylt av is og sarr.

Isdekket ved målestedet er normalt jevnt og uforstyrret uten sarransamlinger. Det holder seg åpen råk i strykene nedenfor målestedet i vanlige vintre.

Hovedvannmerket ligger ved Stai bru. Et provisorisk vannmerke ble anbrakt i elvebunnen ved målestedet. Dessuten finnes et tilgjengelig fastmerke omtrent midtvegs mellom Stai og målestedet, like ovenfor det sted hvor de grunne sandbankene slutter. Sml. fig. 6-9.

Meteorologisk institutt har flere klimastasjoner som er aktuelle, den viktigste finnes på Koppang 10 km nord for Stai bru.

5.4 <u>Målestedet i Numedalslågen</u>

Målestedet ligger ved Kongsberg Bruk, ca 600 m ovenfor jernbanebrua, se fig. 6. Det foreligger bare få dybdemålinger utenom selve måletverrsnittet, men det er på det rene at elva er dypere enn ved målestedet nedover mot jernbanebrua, mens den gradvis grunnes opp oppover fra målestedet. Det er nesten ikke målbar helning på vannflaten ved målestedet og nedover til like ovenfor Nybrufoss, hvor en bueformet overfallsdam kontrollerer vannstanden. Også ovenfor målestedet er helningen svært beskjeden opp til utløpet av Jondalselv (ca 5 km), lenger oppe er det en ca 10 km strekning med småfosser og stryk som delvis går åpne store deler av vinteren.

Kongsberg vannmerke ligger mellom Nybrufoss og Gamlebrufoss og er derfor ikke direkte avhengig av isforholdene omkring målestedet etter at elva er islagt ovenfor fossen, men det kan oppstå kjøving og sarroppsamling mellom fossene både før og etter isleggingen. Ved Gleda ca 6 km ovenfor Pikerfossen er det et nytt vannmerke. Forøvrig måles vannføringen gjennom kraftstasjonen på Labru nedenfor Kongsberg og ved Mykstufoss kraftanlegg.

Det ble i forbindelse med målingene satt ut to fastmerker 300 m ovenfor og nedenfor målestedet.

6. VANNFØRINGS- OG HASTIGHETSMÅLINGER

6.1 Utførelse av målingene

Vannføringsmålingene ble utført med Ott-flygler med 10 cm diameters propell.

Ved hver måling ble hastigheten i elvas hovedretning målt punktvis i seks vertikaler fordelt hensiktsmessig over elvebredden. Fordelingen tok hensyn til bunnens form slik at i alle fall dypeste punkt og spesielle knekk i bunntopografien ble tilgodesett med en vertikal. Det ble benyttet samme måletverrsnitt i hver elv gjennom hele undersøkelsen, men plaseringen av målevertikalene og de enkelte målepunkt varierte noe. Et tverrsnitt med måleresultater fra hvert av målestedene er vist på fig. 10-12 og eksempler på hastighetsprofiler er vist på fig. 13-15.



Flow section 18 des. 1969 at station in Glomma.



Fig. 12 Strømtverrsnitt 11.1.1970 ved Kongsberg målested. Flow section 11 jan. 1970 at Kongsberg station.



Avstand fra vestre bredd angitt

Fig. 13 Hastighetsprofiler ved Nybergsund 29. 1. 1970. Velocity profile at Nybergsund 29 jan. 1970.



Fig. 14 Hastighetsprofiler ved målested i Glomma 11.12.1969. Velocity profiles at Glomma station 11 des. 1969.



Fig. 15 Hastighetsprofiler ved Kongsberg 28.2.1970. Velocity profiles at Kongsberg 28 febr. 1970.

Instruksen for målingene forutsatte målepunkter ca 10 og 20 cm under isen og 10-20 og 30-50 cm over bunnen i hver vertikal med 3-4 mellomliggende punkter, noe avhengig av forholdene.

Propellomdreiningene ble registrert ved hjelp av ringesignal for hver 10 eller 20 omdreininger og stoppeklokke, og det ble normalt registrert 50-60 omdreininger i hvert målepunkt.

Det ble som regel ikke foretatt dobbelkontroll av målingene, men stikkprøver, særlig hvor en hadde mistanke om ujevne strømforhold, viste som regel god reproduserbarhet. Ved å følge med i intervallene mellom hvert ringesignal er det mulig å holde ganske godt øye med eventuelle uregelmessigheter.

Foruten hastigheten ble bunnivå, isdybde og istykkelse og eventuelle snølag, overvann med mere målt for hver vertikal.

6.2 Bearbeiding og resultater

Målingene ble dels bearbeidet for hånd, dels ved hjelp av EDB. I de fleste tilfeller ble begge deler utført, stort sett med god overensstemmelse. Tabell l viser en sammenligning av hånd og maskinberegnede vannføringer, som viser at maskinberegningene hadde en tendens til å gi de laveste verdier. Forskjellen er i gjennomsnitt ca 1,5%.

Ny	bergsun	.d	Ir	nsa ofv.		K	ongsberg	3
Q _{man}	Q _{EDB}	Diff. %	Q _{man}	$Q_{\rm EDB}$	Diff. %	Q _{man}	Q _{EDB}	Diff. %
36.7 25.7 26.0 30.8 27.4 22.8 19.5 18.6 15.5 16.7 15.2 14.2 17.5	$\begin{array}{c} 35.7\\ 25.1\\ 26.1\\ 30.3\\ 26.4\\ 22.4\\ 18.9\\ 18.3\\ 14.8\\ 16.4\\ 14.9\\ 13.8\\ 17.5 \end{array}$	2.8 2.4 -0.4 1.6 3.8 1.8 3.2 1.6 4.7 1.8 2.0 2.2 0.0	$\begin{array}{r} 34. \ 6\\ 48. \ 3\\ 41. \ 4\\ 39. \ 0\\ 40. \ 6\\ 39. \ 6\\ 37. \ 3\\ 32. \ 3\\ 30. \ 5\\ 37. \ 6\\ 36. \ 4\\ 34. \ 9\\ 35. \ 0\\ 34. \ 0\\ 24. \ 1\\ 33. \ 8\end{array}$	$\begin{array}{c} 35.8\\ 48.4\\ 42.6\\ 38.1\\ 41.0\\ 40.4\\ 37.8\\ 32.1\\ 29.7\\ 37.9\\ 35.6\\ 34.7\\ 34.5\\ 34.1\\ 25.3\\ 33.2 \end{array}$	-3.3 -0.2 -2.8 2.4 -1.0 -2.0 -1.3 0.6 2.7 -0.8 2.2 0.6 1.4 -0.3 -4.8 1.8	55.7 59.1 55.5 54.1 50.4 54.2 65.8 54.2 53.3 54.1 52.8 44.1 76.2 77.7	55.5 58.1 54.1 52.4 49.7 52.0 64.3 54.0 52.6 53.2 52.3 42.8 75.9 75.0	0.4 1.7 2.6 3.2 1.4 4.2 2.3 0.4 1.3 1.7 1.0 3.0 0.4 3.6
Middel		2.1	Midde	1	-0.3	Midde	1	1.9

Tabell 1. Sammenligning av manuelle og EDB-verdier for vannføring vinteren 1969-70.

Dels av praktiske årsaker, dels fordi EDB-behandlingen fortsatt var under utprøving er de håndberegnede verdier for vannføring benyttet ved den videre behandling i denne rapport.

Fig. 16-18 gjengir resultatene grafisk sammen med temperatur, vannstand, istykkelser m.m.

På fig. 17 for Glomma ved Imsa er det ved siden av de målte vannføringer tegnet inn beregnet uregulert vannføring, dvs. korrigert for differansen mellom naturlig avløp og virkelig tapping fra Aursunden. De beregnede verdiene kan bare bli tilnærmet riktige ved målestedet, fordi det foregår en utjevning på strekningen Aursunden - Imsa.

Fig. 18 viser bl. a. også vannføringen ved Mykstufoss og Labru kraftstasjoner, henholdsvis ovenfor og nedenfor Kongsberg. Begge verdier angir vannføring gjennom stasjonene, som i vintersesongen bare unntaksvis skiller seg fra total vannføring. Når en tar hensyn til tidsforsinkelser, samt lokale tilløp, bl. a. fra Vrenga (regulert 0-3 m³/s i vintersesongen 1969/70) og fra Jondalselv (0, 26 m³/s målt 28. 2. 70) mellom Mykstufoss og Kongsberg, synes de målte verdier ved Kongsberg stort sett å passe inn mellom de to stasjonsvannføringene.



Fig. 16 Vinterforhold i Trysilelv 1969/70. Winter conditions in Trysil river 1969/70. (Ø = Ørbak, N = Nybergsund, K = Kolos)

6.3 Bemerkninger til vannføringsobservasjonene

Både vannføringen i Trysilelv fig. 16 og den uregulerte vannføring i Glomma varierer bare langsomt og tilsynelatende uavhengig av temperaturforholdene bortsett fra i periodene i forbindelse med selve isleggingen.

Vannføringen i Numedalslågen fig. 18 er sterkt regulert, og vannføringen ved målestedet på Kongsberg varierer derfor sterkere enn i de to andre elvene. Det ble imidlertid også tidlig klart at målestedet var uheldig valgt, med relativt liten strømhastighet og uregelmessige strømforhold, samt ikke ubetydelig magasineringskapasitet. Resultatene er av den grunn antagelig mer unøyaktige enn ved de to andre målestedene.



Fig. 17 Vinterforhold i Glomma 1969/70. Winter conditions in Glomma 1969/70. S = Stai , I = Imsa

Det er vanskelig å vurdere nøyaktigheten av målingene generelt. Den tilsynelatende gode sammenheng mellom målingene gjennom sesongen for Glomma og Trysilelv tyder på god nøyaktighet for disse målestedene, sannsynligvis med feilmarginer på et par prosent. For Kongsberg er som antydet ovenfor, resultatene noe mindre nøyaktige. Et forhold som for alle tre målestedene bidrar til å begrense spredningen er at samme personell og samme instrument er blitt benyttet gjennom hele sesongen ved hvert av målestedene.



Fig. 18 Vinterforhold i Numedalslågen 1969/70. Winter conditions in Numedalslågen 1969/70. (M = Mykstufoss kr.v., L = Labrufoss kr.v., KL = Kongsberg limnigraf, K = Kongsberg målested, B = provisorisk VM B).

7. VANNSTANDER, ISTYKKELSER OG HELNING

7.1 Observasjoner og resultater

De aktuelle observasjonspunkter for vannstander er omtalt i avsnitt 5. Ved de faste vannmerker Ørbak og Nybergsund i Trysilelv, Stai i Glomma samt Kongsberg limnigraf er de ordinære observasjoner blitt benyttet.

Vannstanden på det provisoriske vannmerket i Trysilelv ved Kolos (rør i elvebunnen) ble avlest i forbindelse med de fleste vannføringsmålinger, inntil målestedet bunnfrøs i slutten av februar 1970. Etter at isløsningen hadde begynt ble det igjen anledning til å foreta måling. Et kontrollnivellement til fastmerke på land viste at røret merkelig nok ikke var blitt påvirket av innfrysingen i isen. På grunn av beliggenheten ble det ikke anledning til å foreta mer enn en avlesning på dette merket under isfri forhold i 1970.

Ved målestedene i Glomma og Numedalslågen ble det avlest vannstander på de privisoriske vannmerker ved hver vannføringsmåling. Dessuten ble det foretatt avlesning på merket i Glomma ved fire anledninger i løpet av den isfri sesongen 1970.

Istykkelse ble målt i forbindelse med hver vannføringsmåling på de tre målestedene. De observerte vannstander og istykkelser er gjengitt på fig. 16-18. Nullpunktnivåene på de provisoriske vannmerker ble niveller fra eksisterende fastmerker i Glomma og Trysilelv. Ved Kongsberg ble bare den relative høgdeforskjell mellom de to merker nivellert.

7.2 Isoppstuvning

For de merker hvor vannføringskurven er kjent, er det beregnet isoppstuvning, dvs. differansen mellom målt vannstand og ekvivalent sommervannstand for de målte vannføringer. For uten de faste vannmerker, gjelder det det provisoriske vannmerket ved Imsa, hvor en provisorisk vannføringskurve er laget på grunnlag av fire isfri observasjoner i 1970. Resultatene er gitt på fig. 16-18.

Isoppstuvningen ved Kongsberg vannmerke viser små og tildels negative verdier. De siste må enten skyldes unøyaktige vannføringsmålinger eller uregelmessigheter ved limnigrafen. Begge årsaker er tenkelige i praksis. Betingelsene for nøyaktig måling av vannføringer var ikke de beste på det valgte målested, som antydet i avsnitt 6.3, men det synes ikke å være noen systematisk feil i målingene når de sammenlignes med observasjoner fra Mykstufoss og Labru. De største negative verdiene må eventuelt forklares ved feil i vannføringsmålingene på vel 15%, noe som synes mye selv under ugunstige forhold. Årsaken til den negative isoppstuvning er derfor usikker. Ved målestedene i Trysilelv og Glomma var isoppstuvningen betydelig gjennom hele sesongen, men forløpet varierte noe på de forskjellige steder.

I Trysilelv er det tilsynelatende forholdsmessige sammenhenger mellom isoppstuvningene ved Nybergsund og Ørbak og isdybden målt ved Nybergsund. Bare i en kort periode i forbindelse med isleggingen er det en forholdsvis høgere oppstuvning enn forholdet til istykkelsen forøvrig skulle tilsi. Isdybden er direkte proporsjonal med tverrsnittsreduksjonen p.g.a. isdekket. Resultatene indikerer derfor at isoppstuvningen på den aktuelle strekning i Trysilelv vesentlig skyldes innvirkningen av isdekket, bortsett fra i isleggingsperioden da f. eks. kjøving i strykene ved Kolos kan ha medvirket til oppstuvningen.

Det provisoriske vannmerket ovenfor Imsa i Glomma har hatt omtrent tilsvarende utvikling av isoppstuvningen som målestedene i Trysilelv. Ved Stai bru derimot var isoppstuvningen relativt mye større,og toppen i forbindelse med isleggingen varte helt til sist i februar. I siste del av sesongen viste også Stai bru og Imsa forholdsmessig variasjon av oppstuvningen. Årsaken til forskjellen henger sammen med at det i området ved Stai regelmessig foregår isoppstuvning og isganger i løpet av isleggingsperioden. Den innsnevering av tverrsnittet som følger av sammenstuvingen reduseres gradvis ved smelting slik det indirekte fremgår av oppstuvningskurven fig. 17.

7.3 Helningsforhold

For Trysilelv og Glomma er sammenhengen mellom vannstandene ved to nærliggende vannmerker vist i diagrammer fig. 19-21. Forholdet I_v/I_s mellom midlere helning og ekvivalent helning for samme vannføring under sommerforhold er vist på fig. 19-21. (Størrelsen I_v er gitt i tabell 8, se avsnitt 9.4).

Høgdeforskjellen mellom de to provisoriske vannmerker A og B ved målestedet på Kongsberg var periodevis negativ. Mest sannsynlig skyldes dette at isen har beveget fastmerke A, som var festet til en tilsynelatende solid pælegruppe noe ute i elva. Fastmerke B var pålitelig anbrakt på et støpt mastefundament.

Både i Trysilelv og Glomma var isoppstuvningen i den stabile del av sesongen mindre enn isdybden, dvs. $A_v < A_s$ og $\mathcal{E} < 0$ (sml avsnitt 3, 5). I praksis betyr det at vannhastigheten er større med is enn uten ved ufor-andret vannføring.

Av fig. 4 fremgår at for $\mathcal{E} < 0$ er $I_v/I_s > l$, dvs at isoppstuvningen må øke oppstrøms. Det stemmer både for Trysilelv og Glomma for de to vannmerkepar som er undersøkt.

Fig. 19-21 viser direkte forholdet mellom parvis nærliggende vannmerker vinteren 1969/70. På fig. 19 og 21 er også den entydige sammenhengen under isfri forhold angitt. Vinterverdiene faller regelmessig på den siden av sommerkurven som tilsvarer høgere oppstuvning ved øvre vannmerke. Med noen unntak faller dessuten observasjonene utenom isleggingsperioden innenfor et smalt belte tilnærmet parallelt med sommerkurven, tilsvarende at relativt stabile vinteravløpsforhold kan beskrives med en tilnærmet vinteravløpskurve. Dette er særlig tydelig for Trysilelv fig. 19-20, men også for Glomma i siste del av vinteren.

På fig. 22 er resultatene fra flere sesonger sammenlignet for Ørbak og Nybergsund vannmerker. Alle sesonger viser samme tendens som 1969/70, men de enkelte sesonger skiller seg tydelig fra hverandre. Resultatene fra sesongen 1959/60 er utelatt fordi observasjonene var ufullstendige.



Fig. 19 Sammenligning av vannstander ved Nybergsund og Ørbak vinteren 1969/70.

Comparison og water stages at Nybergsund and Ørbak winter 1969/70.



Fig. 20 Sammenligning av vannstander ved Kolos og Nybergsund 1969/70. Comparison of water stages at Kolos and Nybergsund winter 1969/70.



Fig. 21 Sammenligning av vannstander ved Imsa og Stai vinteren 1969/70. Comparison of water stages at Imsa and Stai winter 1969/70



Fig. 22 Sammenligning av vintervannstander ved Nybergsund og Ørbak 1958/59 og 1960-1964. Comparison of winter stages at Nybergsund and Ørbak 1958/59 and 1960-1964.

7.4 Direkte måling av helning

Det ble gjort enkelte forsøk på å måle helning ved målestedene direkte. Ved Nybergsund ble det en gang nivellert mellom hull i isen, og en gang under isfri forhold. Ovenfor Imsa ble det foretatt ett sommernivellement. Resultatene er gitt nedenfor i tabell 2.

Det synes ikke å være noen brukbar sammenheng mellom disse lokale målinger og midlere helning over lengre strekninger, (sml tabell 8).

Tabell 2.	Nivellement av	lokal helning.	Målingen 19.11	er foretatt oppå isen
-----------	----------------	----------------	----------------	-----------------------

Elv	Dato	Strekning	L	engde	Høgdeforskj.	Helning
Trysilelv "	19.11 13.01	Like ndf. målested] 2	100 m 200 m	6 mm 25 mm	$6, 0. 10^{-5}$ 12, 5 \cdot 10 ⁻⁵
Trysilelv	14.08	VM-målested 0-100 m ndf. målest. 100-200 m '' ''	ca.]]	100 m 100 m 100 m	15 mm 1 mm 1 mm	$15, 0 \cdot 10^{-5}$ $1, 0 \cdot 10^{-5}$ $1, 0 \cdot 10^{-5}$
Glomma	12.08	0-100 m ndf. målest. 100-180 m '' '' 180-300 m '' ''		100 m 80 m 120 m	4 mm 6 mm 29 mm	$\begin{array}{r} 4, 0 \cdot 10^{-5} \\ 7, 5 \cdot 10^{-5} \\ 24, 0 \cdot 10^{-5} \end{array}$

39

8. VINTERKOEFFISIENTER

8.1 <u>Resultater fra sesongen 1969/70</u>

Vinterkoeffisienten $k = Q_v/Q_s$ er behandlet i avsnitt 3.2.4. Beregnede verdier basert på målte vannføringer er gitt grafisk i fig. 16-17

Det eksisterer en nær sammenheng mellom vinterkoeffisienten og isoppstuvningen. Med uforandret vannføring vil økning av isoppstuvningen bety reduksjon av k. Selv med noe variasjon i vannføringen vil de to størrelser stort sett variere mot hverandre, slik det fremgår av fig. 16-17. Målingene i Trysilelv og Glomma ga derfor k-verdier som stort sett varierte langsomt over sesongen, med en del uregelmessigheter i isleggingsperioden, analogt med det som ble funnet for isoppstuvningen.

8.2 Statistisk bruk av k-verdier

Med tanke på EDB av vannføringsdata med isforstyrrelser vil k være en anvendelig parameter dersom det kan finnes en måte å uttrykke variasjonen gjennom sesongen på. Baserer en seg på direkte bestemmelse av k, bekrefter undersøkelsen at i stabile elver vil to-tre bestemmelser av k gjennom sesongen gi godt grunnlag for å interpolere mellomliggende verdier. Dette ble tidlig foreslått av Kolupaila (1936) på grunnlag av målinger og beregninger for elva Neumuras gjennom flere år.

En vesentlig forenkling av feltarbeidet ville være mulig om det kunne finnes generelle regler for variasjonen av k ved hvert vannmerke. På fig. 23a og 24a er alle tilgjengelige verdier av k for henholdsvis Nybergsund og Stai vannmerker tegnet inn, mens fig. 23b og 24b bare gjengir de tilsvarende resultatene fra sesonger med minst to observasjoner i løpet av den stabile del av issesongen. Observasjoner fra samme sesong er bundet sammen med streker.

Det fremgår at spredningen fra år til år er betydelig, særlig for Stai, hvor en gjennomsnittsverdi neppe har noe praktisk bruksverdi. Ved Nybergsund faller de aller fleste k-verdier i området 0, 5-0, 75, når isleggingsperioden ikke medregnes. En rett linje gjennom (1. des., k=0, 7) og (1. mai, k = 0, 6) ville gitt maksimal feil $\stackrel{+}{-}$ 0, 13 på de k-verdier som foreligger for Nybergsund for stabile isperioder.



Fig. 24 Vinterkoeffisienten k = Q_v/Q_s ved Stai VM. The winter coefficient at Stai gauge.

Fig. 23b og 24b viser at det ikke er noen fast regel med fallende k-verdier gjennom sesongen, og dette kompliserer selvsagt statistiske antagelser.

8.3 Sammenheng mellom k, tverrsnitt og hastigheter

På fig. 25 er vist variasjonen av k med $\propto = E/A \circ g \beta = V/V_s$ for sesongen 1969/70. Her er $V = Q_V/(A-E) \circ g V_s = Q_s/A$. Figuren antyder en nær sammenheng mellom k, $\propto \circ g \beta$, og sammenhengen er omtrent ens for de to målesteder.





Teoretisk må avhengigheten mellom f. eks. k og \propto basere seg på en enhetlig utvikling av isforholdene på hele den strekning som påvirker avlest vannstand. Av den grunn er spredningen minst for målestedet i Glomma hvor avstanden til åpent, uforstyrret avløp var kort.

Det mangler nødvendige data for sammenligning av 1969/70-resultatene med tidligere år.

8.4 Beregning av k ved hjelp av avløpsformler

I tabell 3 er foretatt en beregning av k etter formel (19) i avsnitt 3.2.4, med antatt $I_v = I_s$ og $B_v = B_s$. De resulterende k-verdier er betegnet k'. Disse er deretter sammenlignet med den verdi av k som fås direkte av vannførings- og vannstandsmålingene. Ved fortsatt å anta $B_v = B_s$ er det i siste dobbeltkolonne beregnet de verdier av forholdet I_v/I_s som ville gitt k = k'.

De ruhetsverdier, n_s og n_i , som inngår er beregnet av målte hastighetsprofil som nærmere beskrevet i neste hovedavsnitt. Usikkerheten med å bestemme ruhetstallene gjør at en må vente noe ujevne resultater. Tabellen er basert på forutsetningen $n_i \geq 0,01$ (sml avsnitt 9.1), men i siste kolonne er i parentes også gjengitt sluttresultater av beregning

42

basert på n_i ≥ 0,0067. Forskjellen er liten for Nybergsund, men betyr endel i Glomma, hvor isruheten gjennomgående var noe mindre.

Beregnet helningsforhold I_V/I_s ved Nybergsund varierer mellom 0,86 og 1,99 med et gjennomsnitt på $I_V/I_s = 1,26$ for hele sesongen. Til sammenligning er gjennomsnittsverdien av l_V/l_s for hele strekningen Ørbak - Nybergsund 1,16 (fig. 16). De to gjennomsnittsverdiene er ikke direkte sammenlignbare, men tyder på at helningen endres relativt ensartet langs denne strekningen.

For målestedet i Glomma er forholdene vesentlig annerledes. Her ble målingen foretatt nær et stryk med isfritt avløp over en stor del av sesongen, og med et dypt elveparti ovenfor målestedet. Helningen er her mer bestemt av elveløpets geometri enn av overflatens ruhet. Sammen med en glattere isflate enn i Trysilelv bevirker det liten endring av helningen ved islegging. At den gjennomsnittlige verdi for I_v/I_s l kan skyldes oppstuvning i strykene p. g. a. bunnis eller innsnevring, men det er like rimelig å tilskrive det unøyaktighet i beregningen av n-verdiene som inngår. På grunn av de spesielle isforhold oppover mot Stai bru er det urealistisk å vente noen direkte sammenheng mellom målte helninger på strekningen Stai bru - Imsa og beregningen i tabell 6.

En forutsetning for å beregne vinterkoeffisienter ved hjelp av formel (19) er først og fremst at forholdene I_v/I_s og n_i/n_s kan bestemmes med rimelig nøyaktighet.

								L \''s'	ار ا		
	Dato	Q _v	r. s	n _i	$\frac{n_i}{n_s}$	$\left[\left(\frac{n_i}{n_s}\right)^{3/2} + 1\right]^{2/3}$	$\frac{A-E}{A} = 1 - \mathbf{b}\mathbf{r}$	(1-0r) ^{5/3}	k ¹	$k = \frac{Q_v}{Q_s}$	$\begin{bmatrix} I_v \\ I_s \end{bmatrix} \text{hvis} \begin{cases} k_{ber} = k \text{ målt} \\ B_s = B_v \end{cases}$
											min = 0,01 = 0,0067
Trysilelv	18.11	36,7	, 0406	, 0164	0,40	1,18	0,93	0,89	0,75	0,77	1,05 (1,00)
Nybergsund	27.11	25,7	,0473	,0211	0,45	1,19	0,89	0,82	0,69	0,64	0,86 (0,86)
,	04.12	26,0	,0420	,0120	0,27	1,09	0,86	0,78	0,72	0,67	0,86 (0,86)
	11.12	30,8					0,84	0,75		0,81	
	18.12	27,4	,0425	, 0127	0,30	1,11	0,85	0,76	0,68	0,80	1,38 (1,31)
	14.01	22,8	, 0370	,02/4	0,74	1,40	0,84	0,75	0,54	0,69	1,63 (1,63)
	29.01	19,5	, 0281	,0158	0,56	1,26	0,82	0,72	0,57	0,65	1,30 (1,30)
	105.02	10,0	,0345	,0185	0,53	1,24	0.80	0,69	0,56	0,67	1,43 (1,43)
	19.02	15,5	,0430	,0243	0,55	1,25	0,78	0,66	0,53	0,56	
	18 03	15 2	0300	0267	0,05	1,51	0,74	0,60	0,40	0,58	
	17 04	14 2	0373	0248	0,00	1,40	0,72	0,58	0,39	0,55	
	29 04	117 5	0465	0153	0 33	1, 34	0.85	0,00	0,47	0,41	
	2,		, 0105	, 01 55	0, 55	1,12	0,05	0,70	0,00	0,00	1,00 (1,00)
											1,26 = middel
Glomma	28.11	34.6	. 0570	. 0212	0.37	1.14	0.91	0.86	0.76	0.48	0.40 (0.41)
	11.12	48.3	,0284	,0180	0,63	1,31	0,87	0,79	0,60	0.68	1,28 (1,20)
Imsa	18.12	41,4	,0463	,0118	0,25	1,08	0,86	0,78	0,72	0,67	0,86 (0,86)
prov. vin	08.01	39,0	,0567	,0100	0,18	1,05	0,83	0,73	0,70	0,63	0,81 (0,79)
	15.01	40,6	, 0389	, 0114	0,29	1,10	0,83	0,73	0,66	0,67	1,03 (0,97)
	22.01	39,6	, 0325	, 0113	0,35	1,14	0,82	0,72	0,63	0,65	1,07 (1,00)
	05.02	37,6	, 0448	,0120	0,27	1,09	0,80	0,69	0,63	0,61	0,94 (0,91)
	12.02	32, 3	,0553	,0117	0,21	1,06	0,79	0,68	0,64	0,62	0,97 (0,95)
	19.02	30,5	, 0469	,0100	0,21	1,06	0,77	0,65	0,61	0,62	1,02 (1,02)
	26.02	37, 3	, 0365	,0142	0,39	1,17	0,77	0,65	0,56	0,59	1,11 (1,04)
	05.03	36,4	,0402	,0175	0,44	1,19	0,77	0,65	0,55	0,54	0,97 (0,90)
	12.03	34,9	,0377	,0107	0,28	1,10	0,75	0,62	0,56	0,54	0,93 (0,90)
	18.03	35,0	,0417	, 0109	0,26	1,09	0,73	0,59	0,54	0,56	
	1 02.04	34,0	,0438	,0108	0,25	1,08	0,73	0,59	0,55	0,55	
	22 04	22 0	, 0532	, 0102	0,19	1,06	0,74	0,60	0,57	0,49	0, 74 (0, 72)
	23.04	55,8	, 0441	, 0129	0,29	1,10	0,61	0,70	0,04	0,00	1,13 (1,01)
	1	1								1	1 0.96 - middel

Tabell 3. Beregning av vinterkoeffisienter og helningsforhold. $k^{1} = (1 - \alpha)^{5/3} + \left[\frac{\binom{n_1}{n}}{n} + 1 \right]^{2/3}$

		Isen	s unde:	rside						Bunnen								
	Pı	ofiler	fr a ve	st til ø	st		Ant.	Sum	Middel	Р	rofiler	fra ve	st til ø	st		Ant.	Sum	Middel
18.11.	.0182	.0100	. 0294	.0100	.0147	-	5	. 0823	.0165	. 0830	. 0200	.0417	.0182	.0400	-	5	. 2029	. 0406
27.11.	217	189	137	217	294	-	5	. 1054	.0211	435	278	625	500	527	-	5	. 2365	473
04.12.	164	100	100	156	100	.0100	6	.0720	.0120	555	357	370	384	590	. 0270	6	. 2526	420
18.12.	159	105	100	170	100	-	5	. 0634	.0127	313	286	400	455	770	333	6	. 2557	425
14.01.	417	196	141	294	192	400	6	. 1640	. 0274	313	217	417	313	667	294	6	. 2221	370
29.01.	-	120	213	141	-	-	3	.0474	.0158	125	196	137	435	527	270	6	. 1689	281
05.02.	100	154	227	167	222	227	6	, 1097	.0183	192	294	417	285	715	167	6	. 2070	345
19.02.	-	417	135	454	100	110	5	. 1216	. 0243	114	527	435	257	590	1000	6	. 2923	488
11.03.	-	100	100	100	435	625	5	. 1350	.0270	-	100	417	556	486	590	5	. 2149	430
18.03.	133	453	135	120	343	417	6	. 1603	. 0267	122	263	263	313	590	300	6	. 1851	309
17.04.	-	345	238	244	313	100	6	. 1240	.0248	-	333	147	476	527	384	5	. 1867	373
29.04.	132	100	182	200	-	-	4	.0614	.0153	435	370	500	555	-	-	4	. 1860	465
							61	1.2465								66	2,6107	
Middel	.0188	.0198	.0167	.0195	.0215	. 0281			. 0204	. 0343	.0285	. 0378	. 0393	.0581	.0401			. 0396
14.08.										.070 .05	0.039	. 044	.013 .	032 .	030.05	59		. 042

Tabell 4. Beregning av Mannings n $(s/m^{1/3})$ fra hastighetsprofiler. Trysilelv ved Nybergsund.

Målingen om sommeren ble foretatt i samme tverrsnitt, men i andre vertikaler enn vintermålingene. Beregnede verdier av n mindre enn 0.01 er satt lik 0.01.

Tabell	5.	Beregning av Mannings n $(s/m_{\rm c}^{1/3})$	fra	hastighetsprofiler.	Glomma ofv. Imsa	۱.
					Bunnen	

		Isen	s under	side								Bunner	1					
	Pı	ofiler	fra ves	st mot	øst		Ant.	Sum	Middel	P	ofiler	fra ves	t til ø	st		Ant.	Sum	Middel
29 11	0294	0213	0172	0244		0135	5	. 1058	. 0212	. 0625	. 0455	. 0385	. 0590	. 0590	.0770	6	. 3415	.0570
11 12	100	100	100	100	0178	500	6	. 1078	.0180	-	357	215	476	256	118	5	. 1422	. 0284
18 12	143	100	· 100	100	147	-	5	. 0590	. 0118	667	357	333	114	196	1111	6	. 2778	. 0463
08 01	100	100	100	100	100	-	5	.0500	. 0100	-	300	357	-	357	1250	4	. 2264	. 0567
15 01	100	100	100	100	172	-	5	.0572	.0114	500	179	323	333	161	833	6	. 2329	. 0389
22 01	167	100	100	100	100	-	5	.0567	. 0113	400	204	385	345	345	270	6	. 1949	. 0325
05 02	149	132	-	100	100	-	4	.0481	. 0120	556	435	294	476	590	333	6	. 2684	. 0448
12 01	100	-	152	100	135	100	5	.0587	.0117	556	294	357	455	1111	-	5	. 2773	. 0553
19 02	100	100	100	100	100	-	5	.0500	.0100	427	435	400	667	170	715	6	. 2814	. 0469
28 02	154	110	100	100	244	-	5	.0708	.0142	500	182	257	455	238	556	6	. 2188	. 0365
05 03	151	100	100	100	100	476	5	.0876	,0175	270	357	250	357	556	625	6	. 2415	. 0402
12 03		-	100	114	-	-	2	.0214	.0107	178	333	371	590	333	455	6	. 2260	. 0377
12.03.	100	100	135		100	-	4	.0435	.0109	333	371	500	385	625	286	6	. 2500	. 0417
102 04	100	100	132	100	-	-	4	.0432	.0108	455	417	400	500	455	400	6	. 2627	. 0438
16 04.	100	100	112	100	100	-	5	0512	0102	358	257	417	715	667	770	6	. 3184	. 0532
23 04	100	100	100	-	100	-	4	.0400	.0100	600	-	431	368	667	480	5	. 2546	. 0508
23.04.	100	100	100													01	4 0148	
							74	. 9511		0.150	0220	03/7	0455	0457	05.08	71	4.0140	0441
Middel	.0129	.0111	.0113	.0111	.0129	.0303			. 0129	. 0459	. 0329	. 0367	. 0455	. 0457	. 0398			. 0441
11.08.										. 046 . 03	38 .061	. 047	.037	.040.0	041.02	9		. 042

Målingen om sommeren ble foretatt i samme tverrsnitt, men i andre vertikaler enn vintermålingene. Beregnede verdier av n mindre enn 0.01 er satt lik 0.01.

Tabell 6.	Beregning av Mannings n (s/m	1/3) fra hastighetsprofiler.	Numedalslågen ved Kongsberg.
-----------	------------------------------	------------------------------	------------------------------

	lsens underside									Bunnen							·····	
	Р	rofiler	fra øs	tmot	vest		Ant.	Sum	Middel	P	rofiler	fra øst	motv	est		Ant.	Sum	Middel
18.12.	-	. 0100	-	.0110	.0147	-	3	. 0357	.0119	. 0625	-	.0189	-	. 0825	-	3	. 1639	. 0546
11.01.	-	185	.0244	109	286	-	4	. 0824	. 0206	400	. 0204	170	.0154	208	.0179	6	. 1315	.0219
17.01.	-	100	-	100	100	-	3	. 0300	. 0100	-	~	300	256	417	313	4	. 1286	. 0322
31.01.	. 0100	100		-	100	. 0100	4	. 0400	.0100	-	295	333	300	357	179	5	. 1464	. 0293
08.02.	120	196	715	100	-	-	4	. 1131	. 0283	256	383	145	213	-	-	4	. 0997	. 0249
14.02.	-	137	128	-	116	167	4	.0548	.0137	189	400	910	244	228	233	6	. 2204	.0367
21.02.	333	208	145	176	139	159	6	. 1160	.0193	-	-	715	455	475	135	4	. 1780	0445
28.02.	100	100	119	154	-	-	4	.0473	.0118	223	770	313	156	278	-	5	. 1740	.0348
07.03.	100	100	-	103	100	-	4	. 0403	.0101	-	667	345	300	278	-	4	. 1590	0398
15.03.	100	100	100	102	100	100	6	. 0602	.0100	-	278	383	238	200	137	5	1236	0247
20.03.	-	167	164	192	125	118	5	.0766	.0153	371	-	500	204	217	222	5	1514	0302
31.03.	-	-	135	100	100	-	3	. 0335	. 0112	-	296	322	296	244	-	4	. 1158	. 0290
04.04.	108	128	100	147	-	-	4	.0483	.0121	154	1000	475	300	161	-	5	. 2090	0418
11.04.	100	100	100	103	-	-	4	. 0403	.0101	-	500	526	263	278	-	4	. 1567	. 0392
							58	. 8185								64	2.1580	
Middel	. 0133	. 0132	. 0195	.0125	.0131	. 0129			. 0141	. 0316	. 0479	. 0402	. 0260	. 0321	. 0200			. 0337

Beregnede verdier av n mindre enn 0.01 er satt lik 0.01.

9. RUHETSFORHOLDENE

9.1 Beregning av $v_{\mathbf{x}}/V$ og n

Fremgangsmåten ved beregning av ruhet fra hastighetsprofiler er beskrevet i avsnitt 3.3. Resultatene av slike beregninger er vist for Manning's n i tabell 4-6 for de enkelte vertikalsnitt ved hver måling. Liknende tabeller ble også beregnet for størrelsen v_{μ} /V, men bare et sammendrag er gjenngitt i tabell 7.

Elv	Klara	Glomma	Numedalslågen
Målested	Nybergsund	ofv. Imsa	Kongsberg
Måleperiode	18.11-29.4	28.11-23.4	18.12-11.4
Antall måledager	12	16	14
Is: Antall n-verdier	61	74	58
Middel av n	.020	.013	.014
1./2./3. kvartil av n	.011/.016/.024	.010/.010/.013	.010/.010/.010
Middel av $v_{\mathbf{x}}/V$.073	.035	.039
$1./2./3.$ kvartil av $v_{\mathbf{x}}/V$.04/.05/.15	.01/.02/.04	.02/.03/.06
f av midlere $v_{\mathbf{x}}/V$.043	.010	.012
Bunn: Antall n-verdier	66	91	64
Middel av n	.040	.044	.034
1./2./3. kvartil av n	.027/.038/.053	.033/.040/.055	.021/.029/.040
Middel av $v_{\mathbf{x}}/V$.138	.124	.087
1./2./3. kvartil av $v_{\mathbf{x}}/V$.08/.12/.18	.08/.12/.17	.04/.07/.11
f av midlere $v_{\mathbf{x}}/V$.151	.124	.061
Forholdstall is/bunn: (n)	. 50	. 29	. 41
($v_{\mathbf{x}} / V$)	. 53	. 28	. 45
(f)	. 28	. 08	. 20

Tabell 7. Sammendrag av ruhetsdata.

 v_{\star} er beregnet av formel (21) ved å benytte de to målepunktene som lå nærmest flaten. Til kontroll ble også v_{\star} -verdier beregnet av måleverdier fra punkt nr. l og 3 henholdsvis 2 og 3 regnet fra flaten. Resultatene ble som regel noe forskjellige, og er bare unntaksvis benyttet når første og andre målepunkt ga åpenbart urimelige resultater.

V er beregnet for hver vertikal (målehull) (sml fig. 13-15) og varierer derfor noe over tverrsnittet.

n er funnet ved først å beregne k av (23) ved innsetting av to sett (v, y), og deretter innsette k i kombinasjonen av (24) og (25). Som R er benyttet

avstanden fra den aktuelle grenseflate til målepunktet med størst hastighet i hvert snitt. Bruk av denne noe tilfeldige definisjon av R kan forsvares med at små utslag i R verdien påvirker resultatet lite. Det er neppe mulig å finne en formelt riktig måte å definere en "lokal" R på.

Også n er fortrinnsvis beregnet av verdier fra de to målepunkter nærmest grenseflaten, men med alternativ bruk av tredje punkt.

For n er det foretatt en praktisk vurdering ved å anslå en rimelig verdi for n_{\min} og sette n = n_{\min} når beregningen ga n < n_{\min} . Tabellene 4-6 er basert på n_{\min} = 0, 01, men en alternativ beregning for n_{\min} = 0, 0067 ble også foretatt. Siste kolonne (i parentes) i tabell 3 er basert på sistnevnte verdi.

Beregningen av de enkelte verdier av k, n, f, v_x og V ble foretatt på elektronisk datamaskin, mens beregning av middelverdier ble foretatt for hånd. Manglende verdier i tabellene angir enten åpenbart unøyaktige målinger eller utilstrekkelig antall målepunkter til å definere den logaritmiske del av kurven.

Et sammendrag av middelverdier og andre statistiske data er gitt i tabell 7. Også verdier av f er tatt med i tabellen, beregnet av formel (22) ved innsetting av middelverdien for $(v_{\mathbf{x}}/V)$. Dessuten er forholdet mellom ruhetstallene for is og bunn angitt

9.2 Sommermåling av ruhet

Tabell 4-5 inneholder i siste linje n-verdier for bunnen beregnet av målinger utført under isfri forhold. For begge målesteder er middelverdien over tverrsnittet meget nær den samme som middelverdien av alle vintermålingene gjennom sesongen.

9.3 Faktorer som innvirker på isruheten

Isruheten påvirkes av en rekke forhold som varierer gjennom sesongen. I isleggingsperioden er ruheten stort sett bestemt av de lokale isleggingsforhold. Ved rolig islegging blir ruheten relativt liten. På strekninger hvor det foregår sammenstuvning av isdekket eller isleggingen utvikles gradvis oppover fra en iskant med åpent vann og mulighet for sarrdannelse oppstrøms, blir ruheten lett større. På fig. 26 er utviklingen vinteren 1969/70 vist for de tre aktuelle målesteder. Kongsberg har rolige isleggingsforhold og relativt lav ruhet etter isleggingen. Hva som er årsaken til de relativt store ruheter ved Nybergsund og Imsa i begynnelsen av sesongen er noe uklart.



Fig. 26 Variasjon av isens ruhet 1969/70 N = Nybergsund, I = Imsa, K = Kongsberg

Lokale ujevnheter fra isleggingen (isbiter, sarransamlinger) vil gradvis eroderes eller smeltes bort av vannet. Antagelig er dette årsaken til at ruheten synker noe etter isleggingen ved Nybergsund og Imsa. Senere tyder resultatene av en del nyere undersøkelser på at det foregår en gradvis utvikling av undersiden av et isdekke i retning av større uregelmessigheter og økende ruhet (Ashton og Kennedy (1970) med ref.)

Bare for Nybergsund er det en tydelig tendens til økende ruhet gjennom den stabile del av vintersesongen. For de øvrige to vannmerker er ruheten så liten og utslag som skyldes måle- og regneusikkerhet for store til at noen konklusjon kan trekkes.

Isen har betydelig større ruhet ved Nybergsund enn ved de to andre målesteder (fig. 26 og tabell 7). Det er nærliggende å anta at den større middelhastighet ved Nybergsund (0, 34-0. 18 m/s) enn ved Imsa (0, 22-0, 15 m/s) og Kongsberg (0, 21-0, 13 m/s) er årsak til både dette og den økningen av ruheten gjennom sesongen som fremgår av fig. 26. Med større middelhastighet følger relativt sterkere turbulens som kan bevirke en bølgeformet utvikling av isens underside.

Mot slutten av sesongen dominerer avsmeltingenutviklingen.Fig. 26 antyder at dette stort sett medfører reduksjon av ruheten.

			Trysil	elv		Glomma					
			Ørbak-N	lybergsd.	Nybergs	dKolos		Sta	i - Ims	a	
	Q	v	I	n	I	n	Dato	Q	v	I	n
Dato	m ³ /s	m/s	m/km	$s/m^{1/3}$	m/km	s/m ^{1/3}	Dato	m^3/s	s	m/km	s/m ^{1/3}
1970					0.274	010	1970	34 6	15	058	061
18.11	36.7	. 34	. 206	. 051	0142	.019	11 12	48 3	. 15	.072	.045
27.11	25.7	. 26	. 250	.072	0140	017	18 12	41.4	. 20	104	.060
111 12	20.U 30 8	. 41	262	056	0160	014	08.01	39.0	. 19	. 138	.074
19 12	27 4	30	247	.059	.0160	.015	15.01	40.6	. 20	. 142	.072
14 01	22.8	. 26	247	. 068	.0140	.016	22.01	39.6	. 20	. 142	. 072
29.01	19.5	. 23	. 260	.077	. 0038	.009	05.02	37.6	. 19	. 124	. 069
05.02	18.6	. 23	. 249	. 072			12.02	32.3	. 17	. 122	.073
19.02	15.5	. 20	. 249	. 083			19.02	30.5	. 17	. 120	. 0 / 4
11.03	16.7	. 22	. 289	.080			26.02	37.3	. 20	. 106	, 061
18.03	15.2	. 21	. 287	. 082			05.03	36.4	. 19	, 104	. 063
17.04	14.2	. 18	. 254	. 093			12.03	34.9	. 19	122	063
20.04				0.50	, 0189		18.03	34 0	. 20	122	065
29.04	17.5	. 21	, 240	.078	1		02.04	54.0	. 17	110	
							16 04	24 1	. 14	. 124	. 089
							23.04	33.8	. 18	. 118	.071
14.08	67.0	. 48	. 217	. 065	. 0236	. 022	11.08	93.0	. 35	. 046	. 040

Tabell 8. Midlere helning og ruhet mellom nabovannmerker.

9.4 Beregning basert på midlere helning

Tabell 8 gir resultater av en tillempet beregning analogt med det som ble foreslått i avsnitt 3.2.3. De beregnede n-verdiene i tabellen er basert på den utvilsomt feilaktige antagelse at midlere helning på en strekning ovenfor eller nedenfor et målested er representativ for selve målestedet. De n-verdier som fremkommer kan derfor ikke sammenlignes direkte med verdiene i tabellene 4-5, heller ikke vil samsvarende verdier basert på ovenforliggende og nedenforliggende strekninger ved samme vannmerke normalt bli like (eksempel Nybergsund VM i tabell 8).

Tabellen viser store sesongmessige svingninger i n for begge vannmerker, slik at muligheten for å kunne anslå representative verdier for hele eller deler av sesongen synes små. Tabellen viser dessuten en tendens til at V og l/n varierer tilnærmet proporsjonalt over store deler av sesongen. Forholdet er vist på fig. 27.

I Chow (1959) og Yu, Graf og Levine (1968) er angitt resultater som antyder at Manning's n minker med økende vanndybde. En liknende sammenheng mellom n og vanndybde er ikke funnet i denne undersøkelse. I de siterte tilfeller er imidlertid forholdene slik at vanndybde og vannhastighet er helt (Chow) eller tilnærmet entydig avhengige. Det er derfor sannsynlig at det egentlig er vannhastigheten som influerer på n også i de siterte tilfeller. En tilsvarende god sammenheng mellom vannhastighet og n-verdier beregnet fra hastighetsprofil er ikke funnet, selv om det som nevnt i avsnitt 9.3 er en tendens til økende n-verdier ved Nybergsund gjennom sesongen samtidig som V generelt avtar noe.

Sannsynligvis påvirkes n av vannhastigheten samtidig som det foregår en gradvis utvikling av isens underside. Under slike forhold vil det være svært vanskelig å beregne vannføring ved hjelp av estimerte verdier for n eller ved metoden som ble antydet i avsn. 3. 2. 3.



Fig. 27 Variasjon av middelhastighet og M = 1/n (beregnet av middelhelning). Variation of mean velocity and M = 1/n (calculated from mean slope). $(\emptyset = \emptyset rbak, N = Nybergsund, K = Kolos, S = Stai, I = Imsa).$

10. KONKLUSJONER OG PRAKTISKE BEMERKNINGER

Resultatene av undersøkelsen kan summeres opp i følgende punkter:

- a. Vannføringsmålinger med 1-2 ukers mellomrom er tilstrekkelig til å gi et godt bilde av naturlige eller jevnt regulerte avløpsforhold i elver med stabile vinterforhold.
- b. Kortvarige temperaturvekslinger har liten innvirkning på vannføring i de undersøkte elvene, bortsett fra under isleggingen.
- c. Forholdet $k = Q_v/Q_s$ mellom virkelig vannføring og vannføring beregnet på grunnlag av isoppstuvet vannstand varierer langsomt og relativt lite gjennom sesongen på steder med stabile vinterforhold. Det kan være betydelig forskjell i utviklingen fra sesong til sesong.
- d. Isoppstuvningen kan øke eller avta oppover en elvestrekning. I tilfeller med økende isoppstuvning oppover, dvs. større helning med is enn uten, kan middelhastigheten under isen være større med isdekke enn uten for samme vannføring.

- e. Isoppstuvningen øker normalt med istykkelsen, men det finnes ikke noe enkelt forhold mellom disse størrelser.
- f. Det er vanskelig å utnytte midlere helning mellom to nabovannmerker til beregning av vintervannføring, bl.a. av følgende årsaker:
 De topografiske forhold varierer langs strekningen og en må basere seg på anslåtte representative verdier for tverrsnitt, ruhet osv.
 - Konvensjonelle ruhetsparametre, f. eks. Manning's n varierer med vannhastighet osv. og er derfor vanskelige å anslå, selv med støtte i beregnede verdier på grunnlag av utførte målinger med rimelige tidsintervaller.

Midlertidige lokale isansamlinger gjør ofte at helningsmålingene er lite konsistente gjennom sesongen.

Forholdet mellom helning og vannføring kan variere betydelig fra en vinter til en annen.

- g. Det er mulig å beregne ruhetsverdier fra hastighetsprofiler, men spredningen i resultatene er så stor at det kreves flere parallelle sett målinger for å gi brukbare verdier. Målingene er tidkrevende og må utføres med stor nøyaktighet, særlig m. h. t. posisjonsbestemmelse av målepunktene nærmest grenseflatene, samtidig som arbeidsforholdene ofte er ubehagelige.
- h. Ruheten på isens underside kan variere betydelig med tid og sted.
 Målingene har gitt ruheter som tilsvarer området fra småsteinet elvebunn til glassaktig flate.
- Forholdet mellom Manning's n for isflate og bunn varierte på de tre målestedene fra 0, 29 (Glomma) til 0, 50 (Trysilelv)
- j. Det er behov for fortsatte undersøkelser bl.a. på følgende punkter: Virkning av vanntemperatur og turbulensforhold på isens ruhet.
 Sammenhengene mellom vannhastighet og Manning's n og mellom helning og vannføring på isoppstuvet elvestrekning.

Utvikling av metoder til beregning av vannføring på grunnlag av enkle målinger, f. eks. hastighetsmålinger i få karakteristiske punkter eller ett vertikalsnitt i et tverrsnitt hvor strømforholdene ellers er velkjent og mest mulig stabile.

50

LITTERATUR

- Devik, O., 1933, Uber die Eisbildung eines Wasserlaufes und ihren Einfluss auf das Längenprofil. Deutsche Wasserwirtschaft, Heft 10/11.
- Kolupaila, S., 1936, The River Flow beneath the Ice. Int. comm. Snow and Glaciers, Trans.
- Hensen, W., 1948, Der Einfluss einer Eisdecke auf den Abfluss und die Bettrauhigkeit in einem Fluss. Bautechnik, H.6.
- de Bellmond, E., 1959, On the Increase of Friction Loss due to Surface Ice. IAHR 8.congr., Proc., Vol.III, Montreal.
- Chow, V., 1959, Open Channel Hydraulics. McGraw Hill, London
- Rosenberg og Pentland, 1966, Accuracy of Winter Streamflow Records. 23 rd. Eastern Snow Conf.
- Michel og Triquet, 1967, Bibliography of River and Lake Ice Mechanics. Université Laval, Report S-10.
- Yu, Graf og Levine, 1968, The Effect of Ice on the Roughness Coefficient of St. Claire River. Int. Ass. Great Lakes Res., 11 th. Conf. Great Lakes Res.
- Ashton og Kennedy, 1970, Temperature and Flow Conditions during the Formation of River Ice. IAHR. Ice Symposium, Preprints, Reykjavik

FORTEGNELSE OVER SYMBOLER

А	=	tverrsnittsareal										
а	=	A _i /A _b										
В	=	bredde										
b	=	ⁿ i/n _b										
С	=	Chezy's ruhetsparameter										
C	=	P_{j}/P_{b}										
D	Ξ	dybde										
E	=	areal av istverrsnitt										
f	=	Darcy-Weissbach's ruhetspara	ame	eter								
g	÷	tyngdens akselerasjon										
h _f	Ξ	falltap										
I	Ξ	helning										
Κ	Ξ	generell friksjonsparameter										
k	Ξ	vinterkoeffisient = Q_v/Q_s										
L	Ξ	lengde av elvestrekning										
1	Ξ	delstrekning av L	delstrekning av L									
М	Ξ	Mannings ruhetsfaktor = 1/n										
n	Ξ	Mannings ruhetsparameter										
Р	Ξ	våt omkrets										
р	=	trykk										
Q	=	vannføring										
R	=	hydraulisk radius										
t	Ξ	isdybde										
V	=	middelhastighet over tverrsnit	t									
v	Ξ	hastighet										
v¥	=	$friksjonshastighet = \sqrt{gRl}$										
у	=	avstand fra grenseflate										
z	Ξ	nivå										
\propto	=	isandel av tverrsnitt under må	ilt v	/st.	= E/A							
β	=	v _v /v _s										
X	Ξ	spesifikk vekt	Ind	ekse	r:							
5	=	$R_v (1 + C)/R_s$										
ε	Ξ	A_v/A_s - l (nettoarealer) . R	b	=	bunn							
R	Ξ	konstant i	i	=	is							
		(0	=	verdi som tilsvarer $v = 0$							
		S	s	=	isfri forhold - sommerforhold							
		7	v	=	vinterforhold							

ENGLISH SUMMARY

Following an introductory review of some of the hydraulic aspects of water stage conditions in ice covered rivers, some results from a field study are referred and discussed.

The study included discharge and stage measurements in three Norwegian rivers during the winter season 1969/70. Locations and topographical conditions for the three measuring stations are shown on fig. 5-9. Fig. 10-15 show samples of velocity measurements, and fig. 16-18 give a summary of the winter conditions at the stations. Also tables 2-4 give observed and calculated data.

The winter relations between neighbouring stage gauge readings are compared to summer conditions in fig. 19-22. It is seen that the upper gauges of the three studied couples have comparatively higher water stages than the lower ones, as compared with summer conditions. This indicates an increase in slope due to the ice in the studied reaches in Trysil river and Glomma. No gauge couple was available in the third river.

The plottings group in rather narrow bands parallel to the summer curves for each season, but the difference from season to season is significant.

Fig. 23-24 compare elder values of the winter koefficient $k = Q_V/Q_s$ with the findings this winter. Q_v is actually measured discharge, and Q_s is discharge according to the stage-dischage curve for ice free conditions. It is seen that through k seem to vary smoothly during stable parts of the ice season, the trends of variation change from season to season.

Fig. 25 shows the relations between k and the ratios of ice area to total area, and actual velocity to equivalent summer velocity at the same stage.

Fig. 26 shows the variation of Manning's roughness parameter n, for the underside of the ice cover during the season. The values of n have been calculated from velocity profiles similar to those shown on fig. 13-15, assuming logaritmic velocity distributions. (chapter 3.3).

Fig. 27 gives combined n-values (bed and ice) for the cross sections where discharges have been measured, based on the obviously incorrect assumption that the average slopes on neighbouring reaches upstream or downstream are representative for the section itself. The results show an apparent close relation between n and the mean velocity V in each section. The results can be summed up in the following conclusions and comments:

- Discharge measurements with 1-2 weeks intervals give rather good information about the winter flow in rivers with stable winter conditions under natural or evenly regulated flow conditions.
- b. The discharge conditions in the studied rivers are little influenced by temperature variations of short duration, except during the initial ice formation period.
- c. The ratio $k = Q_V/Q_s$ between actual discharges and equivalent summer discharges according to the gauge readings varies smoothly during stable parts of the ice season. Conditions may vary considerably from season to season, however.
- d. The backwater effect of the ice (ice damming) may increase or decrease upstream. Increasing ice damming, i.e. steeper slope with ice cover than without, may result in larger mean velocities under the ice than for similar discharges without ice, despite the added ice friction.
- e. Ice damming usually increases with the ice depth, but no simple relationship exists between the quantities.
- f. The mean slope between two neighbouring gauges is of little help for estimation of winter discharges, for the following reasons:

Topographical conditions vary along the river, and calculations must be based on estimated representative quantities for cross section, roughness etc.

Known roughnes parameters, for instance n of Manning, vary with the water velocity, and are hence difficult to estimate, even with the help of actual measurements at intervals.

The mean slope values are often rather in-consistent due to local ice jams, hanging dams etc, changing during the season.

The influence of the ice on the slope may vary considerably from one season to another.

 g. Calculation of roughness values from velocity profiles is possible, but involves many sources of error, hence parallell check measurements are required for reliable results. The measurements are time consuming, and must be very carefully performed under usually unfavourable working conditions.

- h. The roughness of the underside of the ice cover may vary considerably with time and location. Values representing the range from pebble covered bed to glossy surfaces have been found in the study.
- i. The ratio between Manning's n for ice and bed (n_i/n_b) varied from 0,29 (Glomma) to 0,50 (Trysil river) as average for the season.
- j. Further research seem necessary on the following items:

The influence of water temperature and turbulence conditions on the ice roughness.

The relations between velocity and Manning's n and between discharge and slope under ice conditions.

Simplified methods for discharge measurements, for instance by repeated velocity measurements in a few characteristic points or verticals in an otherwise well known flow section.