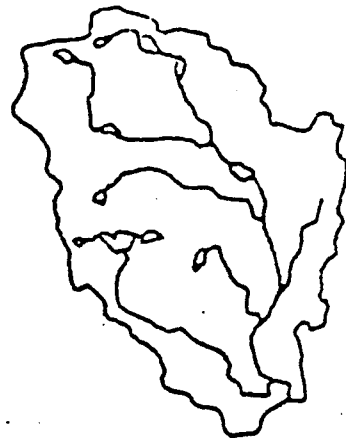


KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER  
UNIVERSITETET I OSLO  
POSTBOKS 1066  
BLINDERN  
OSLO 3



---

O.G. Karlsen & R.N. Stene

BØVRA I JOTUNHEIMEN  
EN FLUVIALGEOMORFOLOGISK  
UNDERSØKELSE

Prosjektledere:

J. Gjessing & K. Nordseth

## FORORD

Rapporten om fluvialgeomorfologiske forhold i Bøvra bygger på to hovedoppgaver:

Ole G. Karlsen: Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Visa og de nedre deler av Bøvra. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, 1971.

Reidar N. Stene: Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Leira og øvre del av Bøvra. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, 1972.

og på supplerende undersøkelser ved cand.real. Ole G. Karlsen og cand.real. Reidar N. Stene i 1975. Det foreliggende materialet er også blitt bearbeidet og redigert av cand.real. Jim Bogen og av undertegnede. Figurene er rentegnet av cand.mag. Kjell Repp.

I undersøkelsesperioden er elvesystemet flere steder blitt forstyrret ved materialtekt i elvebankene, ved anlegg av forbygninger og vei og bro på Bøvras delta. Disse forstyrrelsene har vanskeliggjort målinger og har svekket mulighetene for å trekke konklusjoner på grunnlag av det foreliggende materialet.

Av spesiell interesse i Bøvra-vassdraget er vassdragets transport av løsmateriale som elven arbeider med, spesielt avsetningene i de mange dalbekkenene. På strekningen mellom dalbekkenene går elven i bratt løp, for det meste i canyonformete nedskjæringer i berget. Langs disse strekningene foregår materialtransport og bare i meget liten utstrekning midlertidig avsetning av materiale i banker.

Fra et fluvialgeomorfologisk synspunkt er interessen særlig knyttet til Medalen og deltaet som strekker seg fra Bøverdalen's munning ved Fossberget 11,5 km østover mot Garmo. Etter forbygninger og andre forstyrrelser i dalbekkenene lenger oppe i vassdraget (Galdesand, Liasand) har en måttet se bort fra å presentere nærmere undersøkelser av disse.

Den tematiske og faglige interessen har lagt spesiell vekt på utviklingen av de formene som elvene har dannet sett i relasjon til vannføring og materialføring, til spørsmålet om systemenes dynamikk og til deres tilstand i dag (stabil eller under forandring). De avsetningene det her dreier seg om, utgjør vesentlige deler av landskapet. Men de vil være utsatt for endringer ved eventuell regulering like så vel som de også er svært følsomme for forbygningsarbeider, grustekt i elveløpet, senkningsarbeider, etc.

## KONKLUSJON / SAMMENDRAG

Vassdraget Bøvra i Jotunheimen representerer i naturgeografisk og geomorfologisk sammenheng i mange henseende et særmerkt vassdrag for Sør-Norge. Det drenerer store deler av det alpine landskapet i Jotunheimen og har derfor særlig stor relieffenergi sammenlignet med andre Østlandsvassdrag - store høydeforskjeller og totalfall på side- og hovedelver, steile dalsider med et til dels oppskåret bunnmorenedekke eller barspylt fjell. Videre kommer vassdraget innunder gruppen brevassdrag, noe som gir seg til kjenne i vassdragets hydrologi.

Elva er sterkt materialførende helt ned til munningen i Ottavatn. Hovedkilden for disse massene er erosjonen under breene og moreneavsetninger utenfor brefrontene.

Der det finnes innsjøer langs vassdraget, vil mesteparten av massene avsettes der. Men dette er noe som i større grad her bare skjer i øvre og sørvestre del av Bøvra. Sideelver som Visa og Leira derimot mangler innsjøer. Materialet, som har sin kilde hovedsaklig fra Hellstugubreen i Visdalen og Storbreen og Illåbreene i Leirdalen, fraktes direkte ut i hovedelva i aktive og ustabile vifter og så med elva videre ut i Ottavatn.

Et karakteristisk trekk ved de aller fleste daler i Norge, men særmerket i Bøverdalen, er oppdeling av dalenes lengdeprofiler i vide bekkener og trange passasjer gjennom terskler. De vide bekkenene fungerer som temporære avsetningsmiljøer for det groveste av det elvetransporterte materialet; bunntransporten. Materiale som holdes opphvirket i vannet; det suspenderte materialet, fraktes derimot gjennom bekkenene og blir ikke avsatt før i Ottavatn. Den aktive bunntransporten og de ustabile bunnforholdene er et særmerkt trekk ved flere av dalbekkenene i Bøverdalen.

Særlig interesse har imidlertid vært knyttet til forholdene i Medalen pga. de store massene som fraktes hit ned med Bøvra/Leira og med Visa. Nåværende forhold synes å antyde at det her avsettes mer bunntransportert masse enn Bøvra greier å frakte videre. Det

vil si at bunnivået heves over visse partier. Helt sikker kan man imidlertid ikke være i en slik konklusjon. Trenden i et materialbudsjett for hele området er foreløpig noe for svakt underbygd. For å forbedre dette kreves data over en lengre periode enn hva det har vært mulig å få tilgang til.

Bøvras delta i Ottavatn har det også vært knyttet stor naturgeografisk interesse til. Dybden av disse massene, som nå fyller opp nesten 12 km av innsjøen, er ukjent. Men akkumulasjonene ut i dette bekkenet bør ha i seg de fleste vitnesbyrd om vassdragenes masseføring og hydrologi gjennom hele epoken etter siste istid. Undersøkelsene har vist at mesteparten av bunntransporten med Bøvra avsettes ganske raskt, og at det bare er suspensjonsmaterialet som når helt ut til deltafronten. Massene over hele deltaet er imidlertid svært bevegelige, og store sandbanker beveger seg nedover selv ved moderate og lave vannføringer.

Bunnforholdene i dalbekkener som Medalen og utover deltaflaten i Ottavatn vitner alle om avsetningsmiljøer som er særs følsomme for forandringer som på en eller annen måte kan influere på deres stabilitet. I Medalen synes det f.eks. å være godt gjort at ved en eventuell regulering, der vannføringen i Leira minskes og mesteparten av transporten fra Leiras breområder holdes tilbake i sedimentasjonsbassenger, vil ikke Bøvra ha tilstrekkelig transportevne til å frakte de massene av grovt bunntransportert materiale som kommer ut gjennom Visa, videre nedetter vassdraget. Høyst sannsynlig vil disse massene derfor hope seg opp, bunnivået heves, og dette vil skape problemer for veger, dyrket jord etc. Resultatet vil måtte bli kanalisering av elva, oppfangning av materiale og stadige utrenskingsarbeider for å holde løpet rent.

Følsomheten har også blitt vist når det gjelder andre former for inngrep. I undersøkelsesperioden har bunnforholdene flere steder blitt forstyrret ved massetekt ute i elva, anlegg av forbygninger, utrenskningsarbeider ved utløpet av Ottavatn, og anlegg av veg og bro over Bøvras delta. Disse forstyrrelsene har vanskeliggjort målinger for visse av dalbekkenene i Øvre Bøvra slik at de er blitt utelatt fra denne undersøkelsen. Andre steder har de svekket

mulighetene for å trekke sikre konklusjoner av det foreliggende materialet. Om disse inngrepene kan holdes under kontroll, er det sannsynlig at vassdraget kan etablere sin tidligere balanse hva angår masseføring og formutvikling i de særmerkte dalbekkenene, eller etablere en ny form for balanse som tilfellet høyst sannsynlig vil være for forholdene i Ottavatn.

Disse inngrepene har imidlertid medført at interessen for vassdraget hva angår fluvial geomorfologi og vassdragssystemets dynamikk under naturlige betingelser er noe svekket. På den annen side bør det også påpekes at de dyptgripende inngrep som en eventuell regulering har i henhold til foreliggende planer, vil få store konsekvenser for masseføring og stabilitet av elveløp, særlig gjennom Medalen.

Geografisk institutt  
Universitetet i Oslo  
Februar 1978

  
Just Gjessing

  
Kjell Nordseth

## Kap. 1. V A S S D R A G E T B Ø V R A

Vassdraget Bøvra drenerer de nordvestlige delene av Jotunheimen og løper ut i Ottavatn (362 m o.h.) ved Lom med et totalt nedbørfelt på 895 km<sup>2</sup> (NVE 1923). Nedbørfeltet når i Galdhøpiggen opp i 2469 m o.h., og den største avstand fra utløpet til vannskillet er 43 km (Fig. 1,2). Relieffenergien blir derfor uvanlig stor til å være et vassdrag øst for hovedvannskillet. Foruten av Bøvra selv som drenerer de vestlige deler av feltet opp mot Sognefjellet (313 km<sup>2</sup> før samløp med Leira), gjennomskjæres nedbørfeltet av Leira (147 km<sup>2</sup>) og Visa (257 km<sup>2</sup>). Medianhøyden (høydenivå som deler nedbørfeltet i to like store deler) er for Bøvra før samløp med Leira, Visa og ved Lom nær 1300, 1400 og 1500 m, mens den for Leira er nær 1600 m og for Visa nær 1700 m.

### BERGGRUNN

Berggrunnen i nedbørfeltet er bestemt av beliggenheten i den nordvestre delen av en kaledonsk synklinal som strekker seg fra Vågå til Sogn. I denne synklinalen ligger skjøvne gabbroide og krystallinske bergarter (Jotundekken) over fyllittiske, sparagmittiske og prekambriske sedimentære og metamorfe bergarter. Lagene faller 20-40° inn mot SØ, og landformene er bestemt av den kaledonske folderetning SV-NØ og en tverr-retning SØ-NV. Langs skyveplanene som faller inn under Jotunheimens massiv, er bergartene sterkt forskiftet og mylonittiserte.

I detalj er berggrunnen svært heterogen (Rekstad 1904, Landmark 1948, Dietrichson 1950, Holtedahl 1960, Strand 1963, 1965, NGU 1969), men de kan grovt sett deles i syv hovedgrupper (Holtedahl 1960); 1) Øvre Jotundekke, 2) Valdressparagmitt, 3) Undre Jotundekke, 4) Bunnagneis, 5) Fyllittavdelingen, 6) Sparagmitt, 7) Prekambriske bergarter i forlandsområdet.

Det øvre Jotundekket består hovedsaklig av basiske eruptiver med innslag av olivinstein, mens det undre er hovedsaklig sammensatt

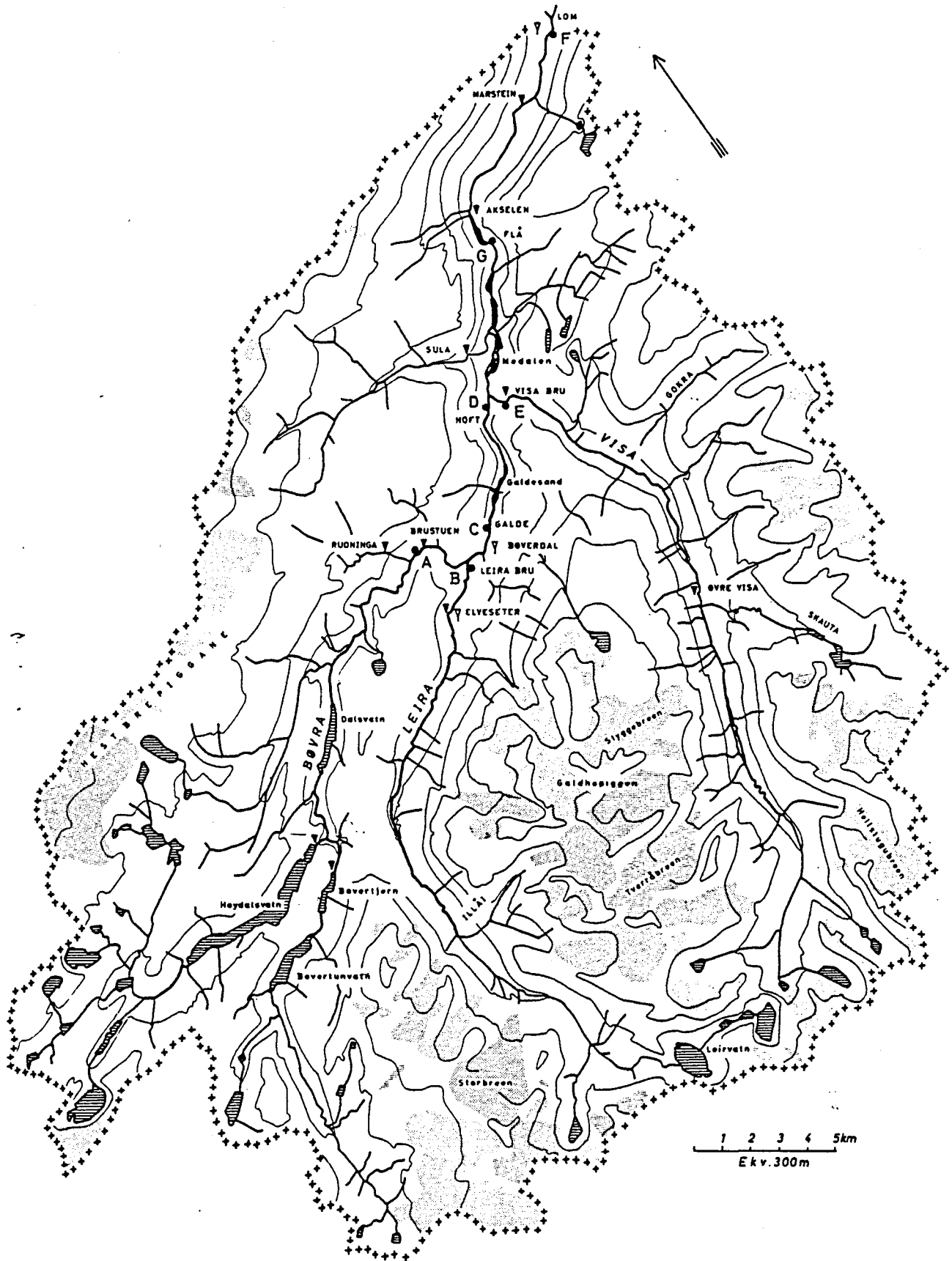


Fig. 1. Bøvras nedslagsfelt.



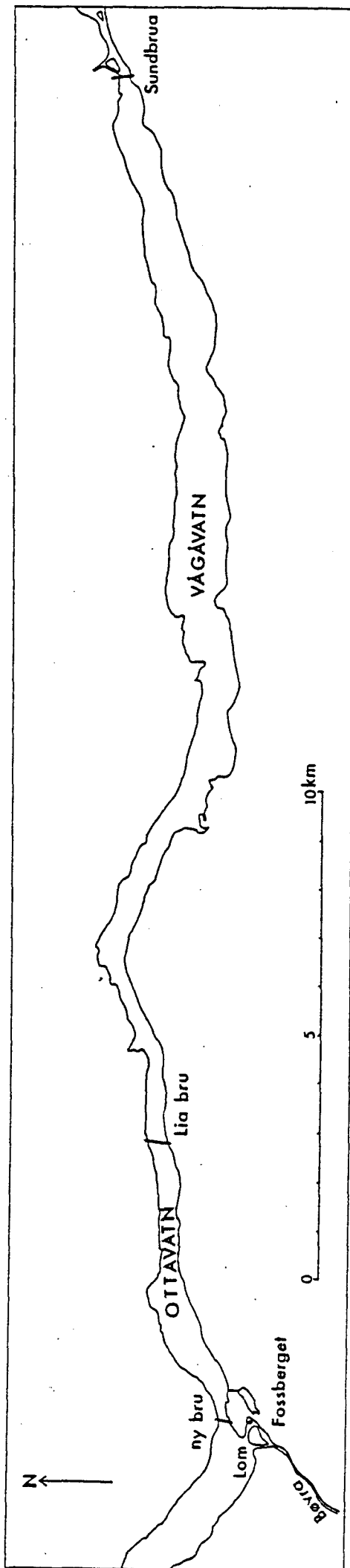


Fig. 2. Sjøsystemet Ottavain/Vågavatn nedenfor utløpet av Bøvra.

av krystallinske bergarter. Mellom de to skyvedekkenene ligger et lag med Valdressparagmitt som igjen kan deles i to avdelinger: en undre avdeling med feltspatførende sandsten og en øvre med basiske gråvakkebergarter. Mellom det undre Jotundekket og de prekambriske bergartene i forlandsområdet ligger lag av sparagmitt, kvartsitt og metamorfe, kambro-siluriske bergarter av fyllitt-karakter. Stedvis har disse kalkholdige lag som har gitt opphav til et særegent karstlandskap som ved Bøvertun. Det kaledonske bunngneisområdet utgjør mesteparten av den nordvestlige delen av feltet, og består dels av granitter dels av gneiss og pegmatitt.

## TOPOGRAFI

Landformene er preget av kontrasten mellom gamle (paleiske) og yngre formelementer. Rester etter en gammel overflate finnes innenfor hele nedbørfeltet, men er særlig dominerende i de nordligste områdene. Åpne fjellpartier med grunne bassenger omgir høye og alpine fjellpartier i Jotunheimen og Hestbrepiggane (Ahlmann 1922, Gjessing 1970). De jevnt skrånende flatene (flyene) som f.eks. Gjuvflyi er et annet element i det gamle landskapet.

I overgangen til sen tertiær gikk klimaet over fra et varmt til et kjølig med tilsvarende overgang fra overveiende kjemisk forvitring og flatemessig denudasjon til fysisk forvitring, frostsprengning og lineær fluvial erosjon (Gjessing 1967, 1977). Utviklingen av det nye dreneringssystemet førte til en sterk nedskjæring i allerede eksisterende paleiske daldrag. Dette er en prosess som ble kraftig aksentuert i og med iserosjonen under istidene i kvartær-perioden og ga dalene et markert glasialt preg.

Det er særlig i nedbørfeltets sørlige deler at landskapet er sterkt oppskåret, og bare små, men karakteristiske, rester av den gamle paleiske overflaten er bevart. Særlig hoveddalen (Bøverdalen) er sterkt nedskåret med tydelig glasialt preg. Dalsidene er bratte og utsatt for ras og steinsprang. Dalen skifter med

brede dalbekkener og mellomliggende trange terskler ("klyper"). Bekkenene ved Flåklypa, Medalen, Galdesand, Liasand og ved Nettosetrene er alle fylt av løsmasser som utgjør elvesletter, i motsetning til bekkenene ved Høydalsvatn, Dalsvatn, Bøvertunvatn og Bøvertjern der det nå er innsjøer. Utgravingen av selve hoveddalføret var begunstiget av løsere fyllittisk berggrunn og en svakhetssone i kanten av skyvedekket. Berggrunnen i Visdalen derimot består av mer motstandsdyktige spragmittiske og gabbroide bergarter. De fleste sidedalene munner hengende ut i hoveddalen og elvene har gravet seg ned i tilpasningsgjel. Det samme er også tilfellet med Bøverdalen i forhold til Ottadalen ved Fossberget.

Istidenes glasiiale erosjon førte også til dannelsen av botner ved at lokalbreer omformet senkninger i sidene av de høyeste fjellpartiene. I bunnen av paleiske senkninger mellom fjellhøydenes har innlandsisen gravet ut innsjøbekkener av fjellviddetypen. Botner er vanlige i den sørligste delen av feltet. Aktive botnbreer finnes ennå i dag. Ofte ligger en liten botnsjø foran breen, og høye, skarpe tinder står igjen som rester etter den glasiiale erosjonen.

#### LØSMASSER

De viktigste typer løsmasse i Bøvrås nedbørfelt kan samles i 4 grupper:

- 1) Bunnmorene
- 2) Resente morener
- 3) Eldre glasifluviale avsetninger
- 4) Elveavsetninger

Den usorterte bunnmorenen med store kantete blokker synes å være den viktigste løsmassetypen i feltet. Men morenedekket er som regel tynt, og der bunnmorene ligger oppetter dalsidene, er den ofte ravinert og kan øyensynlig tilføre elvene mye materiale under kraftige regnskyll. Når elveløpene er bunnmorenen derimot mer eller mindre utvasket, og bare de største blokkene ligger igjen som et restmateriale.

Foran breene finnes større eller mindre felt av morener som har blitt avdekket siden 1750-årene da breene hadde sin største utbredelse. Særlig stort er morenefeltet foran Storbreen i Leirdalen (Liestøl 1967). Nytt morenemateriale eroderes og transporteres fram til brefrontene hvert år, og det er den resente breerosjonen og erosjonen i morenefeltene som utgjør hovedkilde for sedimenttransporten som Bøvra befordrer nedetter vassdraget og ut i Ottavatn.

Eldre glasifluviale avsetninger finnes det bare sporadiske rester av. I området ved Bøvertun, Dalsvatn - Nettosetrene, og ved Ytterdalseier er det bevart system av eskere. Tilsvarende former kan også ses nederst i Bøverdalen nedenfor Akselen. Eskerne munner her ut i terrasser på begge sider av elva ved Fossberget, og er flere steder gjennomskåret av denne. Glasi-fluvialt materiale finnes også som vifteterrasser ved Visas utløp, og tilsvarende ved bl.a. sideelvene Gokkra og Sula. Det glasifluviale materialet er grovt, godt sortert, men ikke særlig godt rundet. Der hvor avsetningene står i åpent ras ut i elva, kan det være en lokal sedimentkilde for elvas masseføring, men synes ellers ikke å utgjøre noen sedimentkilde av betydning.

De resente elveavsetningene derimot utgjør en dominerende løsmassetype. Dette materialet har sitt opphav først og fremst i morenemasser lenger oppe i vassdragene, og mange av sideelvene har såpass stor transportevne at store sedimentmengder føres ned i dalbunnen. Det grovste materialet avsettes i elvevifter. Særlig har Visa bygget ut en stor vifte der Visa munner ut i Bøvra, og den har tvunget Bøvra helt inn mot motsatt dalside. Materialet er grovt med mediandiameter ( $D_{50}$ ) 100-150 mm og har bare stedvis et tynt dekke av finere materiale. Felles for de fleste dalene i Bøvrans felt er at elvene har fylt igjen de fleste dalbekkenene med grovt materiale. Prosessen må tenkes å ha foregått mer eller mindre kontinuerlig siden isavsmeltingen, og selv under dagens forhold er masseføringen kraftig over de fleste av disse dalbekkenene. Utenfor Fossberget har Bøvra avsatt store sedimentmengder ut i Ottavatn (Fig.3). Disse avsetningene har fylt igjen vannet i en lengde av ca. 11,5 km, men mektigheten av



Fig. 3. Nedre del av Bøvra med utløpet i Ottavatn ved Fossberget.  
27. juni 1949. Enerett: Fjellanger-Widerøe A/S.

disse massene er ennå ukjent. Kornstørrelsen i overflaten avtar raskt fra sten/grus til sand. Noe av det fineste materialet på deltaplattformen er utsatt for vindtransport ved lav vannstand, og har ført til dannelse av sanddyner og problemer med sandflukt.

## KLIMA

Innenfor Bøvras nedbørfelt finnes observasjoner av meteorologiske data fra én værstasjon, Elveseter (674 m o.h.) fram til 31/12 1969. Dessuten måles døgnlign nedbør ved Lom (380 m o.h.) og Bøverdalen (701 m o.h.), og observasjonene fra Fanaråken værstasjon (2062 m o.h.) bør gjengi forholdene i de høyere delene av nedbørfeltet.

De store topografiske vekslinger innenfor nedbørfeltet tilsier at de klimatiske forholdene også vil variere sterkt fra et mer kontinentalt strålingsbestemt nede i dalførene (Bøverdalen og Lom) i typisk lesituasjon for de maritime sydvestlige og vestlige luftmassene som vil gi et mer advektivt bestemt klima i høyfjellet (Werner Johannessen 1977).

Tab. I. Normalverdi for månedlig og årlig lufttemperatur 1931-1960 i °C (Bruun 1967).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
Elveseter	-9,6	-9,6	-5,3	0,4	5,7	9,9	12,4	10,7	6,5	1,2	-3,7	-6,9	1,0
Fanaråken	-12,3	-12,4	-10,4	-8,2	-3,5	-0,1	2,6	2,1	-1,4	-5,3	-8,0	-10,3	-5,6

Døglig middeltemperatur ligger over 0 °C i tidsrommet 16. april - 23. oktober henholdsvis 12. juni - 5. september for Elveseter respektive Fanaråken, og antall døgn med vekslinger omkring 0 °C er henholdsvis 76 ved Fanaråken og 91 ved Vågåmo (Bruun 1967). For en regresjonsberegning av likevektslinjen på Storbreen valgte Liestøl (1967) middelverdien for stasjonene Fanaråken, Elveseter og Luster i Sogn med dobbel vekt på Fanaråken. Nedbørfordelingen viser en sterk avtagende tendens fra høyfjellet og ned i dalene og delvis også fra vest mot øst (Liestøl 1967). De lavere dalførene oppviser ekstremt lave nedbørsummer, noe som gjør at de henføres

Tab. II. Nedbørnormaler i mm for 1931-60.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
Lom	29	15	12	6	12	22	35	46	25	25	26	21	274
Elveseter	40	36	19	23	24	40	59	51	49	45	38	46	470
Bøverdal	37	28	18	18	18	35	52	44	47	45	36	40	418
Fanaråken	102	118	90	100	58	81	111	134	118	104	97	108	1221

til de absolutt nedbørfattigste i hele landet. Som en rettesnor for størrelsen av en midlere nedbør for hele nedbørfeltet vil det spesifikke årsavløp for Bøvra ved Marstein vannmerke beløpe seg til en effektiv nedbør lik 912 mm (minus fordampingstapet), mens midlere årsavløp i Leira ved Elveseter tilsvarer 1142 mm.

Skoggrensen når opp i omlag 900 m o.h., men et vanlig trekk er at bare de nedre dalsidene er skogdekket hvis de da ikke er for steile eller avspylte.

#### GLASIOLOGI

I Bøvras nedbørfelt er det registrert 58 breenheter, vesentlig dal- og botnbreer (Østrem & Ziegler 1969) med et samlet areal på 85 km<sup>2</sup>. Av dette drenerer 33 km<sup>2</sup> til Visa og 29 km<sup>2</sup> til Leira. Breene ligger i høydeintervallet 1400-2300 m, og glasia-sjonsgrensen stiger fra omlag 1850 m i sydvest til 2100 m i øst ettersom klimaet får et mer kontinentalt preg. Masseomsetningen blir av samme grunn størst på de sydvestlige breene. Massebalansen er studert på Storbreen og Hellstugubreen henholdsvis i regi av Norsk Polarinstitutt og NVE, og resultatene har blitt jevnlig publisert i årbøkene fra de to institusjonene. Måle-serien fra Storbreen, som startet 1948, er forøvrig den lengste i Norge, og en sammenstilling er gitt av Tollan & Pytte Asvall 1977, fig. 7.

## HYDROLOGI

Vannstands- og avløpsmålinger i Bøvra er utført ved Marstein bru (vm. 294, feltareal 819 km<sup>2</sup>) siden 1933, men dette vannmerket ble nedlagt 1961. Registreringene er imidlertid ikke regelmessige lenger fram enn til 1959, og observasjonene 1940-42 og 1950-51 blir av NVE ansett som upålitelige. 1961 ble det istedet opprettet et nytt vannmerke; Akslen (vm. 1364, feltareal 788 km<sup>2</sup>), og disse målingene har fortsatt til i dag. Av andre vannmerker i hovedvassdraget kan nevnes Høydalsvatn (vm. 1603, feltareal 77 km<sup>2</sup>) 1966 - D.D., Brustuen bru (vm. 1604, feltareal 251 km<sup>2</sup>) med observasjonsserie 1966 - D.D., Bøvertjern (vm. 1660, feltareal 75 km<sup>2</sup>) med periode 1967 - D.D., Runningen (vm. 1661, feltareal 19 km<sup>2</sup>) med periode 1967 - D.D. og Dalsvatn (vm. 2130, feltareal 240 km<sup>2</sup>) med periode 1971 - 1974. Ved det siste vannmerket er det ikke etablert noen vannføringskurve (NVE 1977). Av vannmerker i sidevassdragene er limnigrafen ved Elveseter i Leira (vm. 992, feltareal 151 km<sup>2</sup>) med observasjonsperiode 1937 - D.D., den med lengst periode. Enn videre har vannmerket i Leirvatn (vm. 1207, feltareal 12 km<sup>2</sup>) en periode 1955 - 1977, og limnigrafen i Storbregrova (vm. 1208, feltareal 8,0 km<sup>2</sup>) blitt observert i perioden 1955 - 1966.

I Visa har limnigrafen ved Visa bru (vm. 1608, feltareal 251 km<sup>2</sup>) en periode 1966 - D.D., mens limnigrafen i Øvre Visa (vm. 1662, feltareal 155 km<sup>2</sup>) ble opprettet 1968 og nedlagt 1976. I tillegg er avløpet fra Hellstugubreen blitt målt i Hellstuguå (vm. 1027, feltareal 13 km<sup>2</sup>) i perioden 1939 - 1947. Til sist kan nevnes limnigrafen i Sula ved Sulheim (vm. 1659, feltareal 47 km<sup>2</sup>) med observasjonsperiode 1967 - D.D.

Avløpsfordelingen gjennom året er vist i Tab. III for Bøvra ved Marstein (1934-1960) og i Leira ved Elveseter (1945-1975).

Tab. III. Midlere spesifikt månedsavløp (l/s·km<sup>2</sup>) i Bøvra ved Marstein og Leira ved Elveseter.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
Marsten	4,4	3,6	3,3	7,8	35,8	74,6	87,8	63,1	37,7	16,6	7,1	6,0	28,9
Elveseter	3,2	2,0	2,2	5,0	35,1	98,3	116,1	90,1	50,9	26,3	7,4	4,5	37,0



Snø- og bresmeltingen gir store vannmengder i sommermånedene. Avløpet i mai og juni skyldes hovedsaklig snøsmelting, mens ablasjon fra breene gjør seg først og fremst gjeldende i juli og august. Det tynne snødekket og lav nedbørsum tidlig på våren fører derimot til at avløpet blir særdeles lavt i vinterhalvåret, og det blir en ekstremt stor forskjell mellom vinter og sommer, noe som er karakteristisk for så høytliggende brevassdrag.

Det er en klar årsakssammenheng mellom sommeravløpet og de meteorologiske faktorene, i første rekke nedbør, temperatur, vindstyrke, skydekke og luftfuktighet. Dette er alle faktorer som er medbestemmende for bre-ablasjonen. Hvilke faktorer som er relevante i Bøvra må i en viss grad ses i sammenheng med om breene er maritime eller kontinentale. Ablasjonen for maritime breer synes hovedsaklig å være betinget av vindstyrke og nedbør, mens de kontinentale breene styres mer av temperaturen.

Linear regresjon utført på Memurubreen (Østrem 1968, 1969, 1970), som kan gjenspeile forholdene på de østlige breene i Bøvravassdraget, viste at døgnlig sommeravløp var nært korrelert til lufttemperatur både 1968 og 1969, mens den kjølige og fuktige sommeren i 1969 mer sto i samband med nedbøren døgnet i forvegen. Det er tydelig at området befinner seg i grensen mellom overveiende maritim og overveiende kontinental påvirkning.

I nedbørfrie sommerperioder oppstår regelmessige døgnfluktasjoner i avløpet avpasset temperaturvekslingene. Avløpet fra breene kulminerer under slike forhold i tidsrommet kl. 14-16 og har et minimum kl. 06-07 på morgenen (Kløboe 1953). Kulminasjonstidspunkt og faseforskyvning langs vassdraget avhenger av sjømagasin og løpenes hydrauliske egenskaper slik at avløpet kulminerer omkring kl. 19 ved Elveseter i Leira og i Visa ved Visa bru kl. 20-21 (Fig. 4).

Flomforholdene i vassdraget må ses i sammenheng med det glasiiale avløpsregimet og vassdragets naturlige reguleringsevne. Både Leira og Visa har få innsjøer (sjøprosent 1,6 resp. 0,9 %), og de som finnes ligger såpass langt oppe i vassdraget at de vil få liten innvirkning i flomdemping. Effektiv sjøprosent (Søgnen

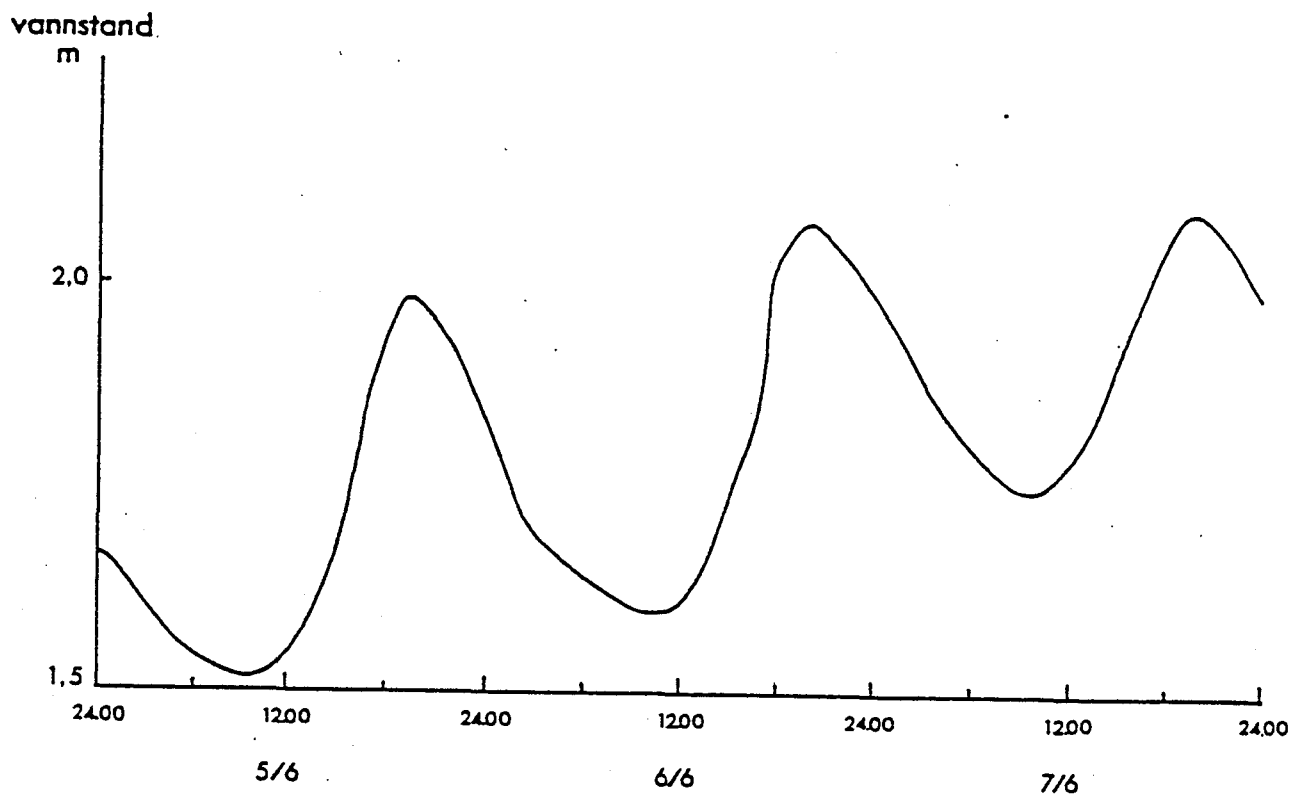


Fig. 4. Døgnfluktasjoner i avløpet under normalt bresmeltingsforløp vist ved vannstandsvariasjonen ved Elveseter limnigraf i Leira 5.-7. juni 1970.

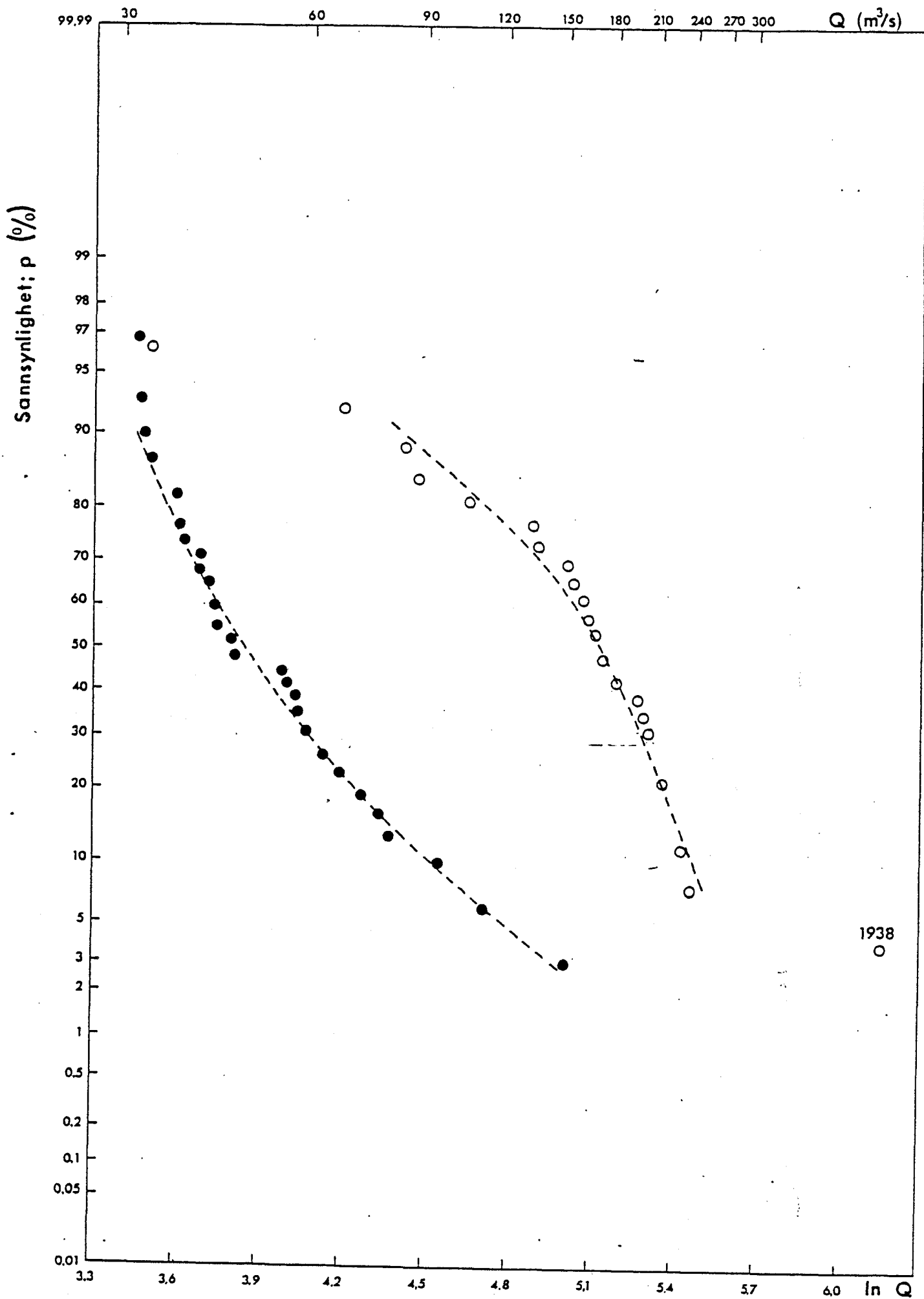


Fig. 5. Flomfrekven k

1942) i Leira ved Elveseter er f.eks. ikke på mer enn 0,096%. De relativt store innsjøer som finnes er derimot beliggende i Øvre Bøvra (Dalsvatn, Høydalsvatn, Bøvertunvatn). Sjøprosenten for Bøvra ved Marstein blir allikevel ikke høyere enn 1,9% og den effektive sjøprosenten 0,10%. Under antagelse av at innsjøene er dominerende flomdempende faktor, blir dermed også hele vassdragets naturlige reguleringsevne svært liten.

Årlig maksimal vannføring er gitt i fig. 5 som flomfrekvenskurver framstilt i et sannsynlighetsdiagram, noe som forutsetter at flommene er fordelt i henhold til en lg-normalfordeling. (Pearson Type III-fordeling er høyst sannsynlig en bedre fordelingsfunksjon, selv om utslagene blir små på høyere frekvenser.)

Leira ved Elveseter gir brukbar tilpasning til en slik fordeling, mens Bøvra ved Marstein samsvarer noe dårligere. Midlere årsflom for de to målestedene er henholdsvis 55,6 og 172,6 m<sup>3</sup>/s. Det er særlig en kombinasjon av nedbør og høye temperaturer som skaper ekstremflommer i dette vassdraget, og spesielt på slutten av ablasjonssesongen med store eksponerte isflater og vannmettete snølag på breene kan vannføringene bli store. Det var slike forhold som førte til storflommen 1. sept. 1938 med 459 m<sup>3</sup>/s ved Marstein. Denne flommen faller helt utenfor flomfrekvenskurven med en sann frekvens som er særdeles lav. Flomforløpet er beskrevet av Klæboe & Schou (1939).

En tidsserie for midlere årsavløp (Fig. 6) viser et tydeligere høyere årsavløp i 1940-årene enn hva har vært tilfelle senere. Nedbøren har også avtatt i samme periode, men på langt nær så mye som avløpskurven tilsier. I følge Liestøl (1969) ble det fra omkring 1930 et omslag i været til et varmere klima. Omslaget synes å kulminere omkring 1950. Fra begynnelsen av 1960-årene ser det igjen ut til å ha skjedd en forandring, men nå til et kjøligere klima igjen. Avløpsvekslingene vil ha konsekvenser for den subglasiale erosjonen i brefeltene og sedimenttransporten nedetter vassdraget. Lignende vekslinger i det hydrologiske regimet har forekommet hyppig i postglasial tid og ofte i mye større skala enn hva som er vist her. På samme måten har også sedimenttransporten vekslet og dermed også stabiliteten i bunnen over visse strekninger, f.eks. i Medalen.

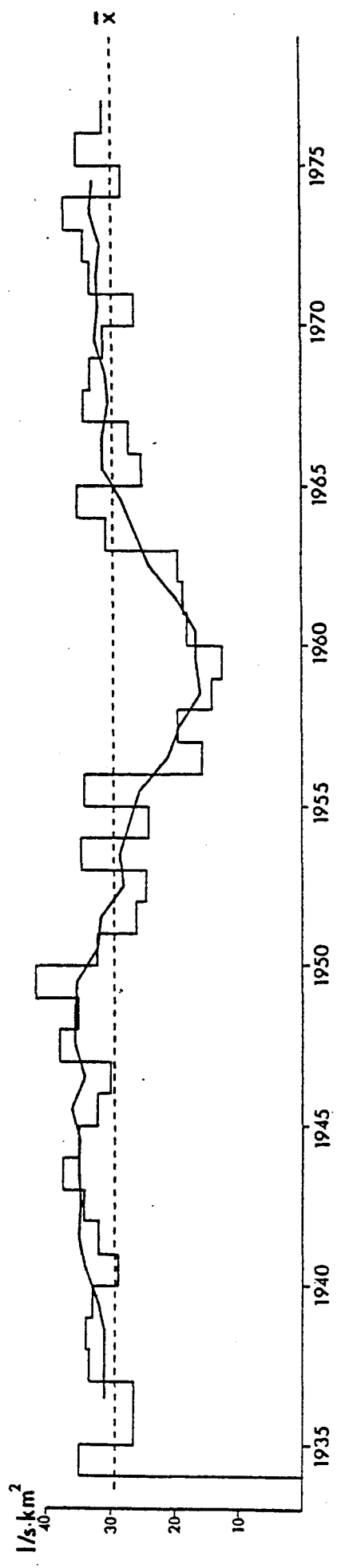


Fig. 6. Arsavløp i Bøvra ved Marstein og Aksele vannmerker 1935-1976.  
Heltrukket kurve viser utjevnet langtidsvariasjon gitt med  
glidende 5-årsmidler.

## Kap. 2. M A T E R I A L T R A N S P O R T

Materialtransporten i elvene er, foruten av elvenes evne til å transportere, også avhengig av hvor mye materiale som finnes tilgjengelig. Materialkildene for Bøvravassdraget er vesentlig bunnmorene, og det materialet som tilføres fra breområdene med breelvene. Den siste kilden er den viktigste.

Transporten foregår i suspensjon eller som bunntransport. Suspensjonstransport eller slamføring omfatter minerogene partikler (leire, silt, sand) som holdes svevende i vannmassen pga. oppadrettet virvelbevegelse i den turbulente strømmen. I stryk eller fosser der turbulensen er særs kraftig fordeles partiklene noenlunde jevnt i hele elveprofilen, mens de i stilleflytende elver samles nær bunnen; vel og merke de minste partiklene kan ennå fordeles over hele profilen. Bunntransport består derimot av de groveste fraksjonene i bunnmaterialet - sand, grus og sten - som ruller, hopper eller glir langs bunnen. En nærmere redegjørelse for ulike transportmåter og de fysiske betingelsene for transport er gitt av Nordseth (1974).

Forutsatt at det er materiale som er tilgjengelig for elvene, øker både kornstørrelsen på det materialet som kan forflyttes og transportmengden med strømhastigheten i vannet. Strømhastigheten øker igjen med elvas vannføring. Det er således vanlig å sammenligne transportmengde og vannføring. For bunntransport er det i en slik relasjon som regel så stor spredning at det er vanskelig å sette opp en entydig sammenheng mellom materialføring og vannføring. For suspensjonstransporten er spredningen ikke større enn at en relasjon i en slamføringskurve kan gi et rimelig kvantitativt uttrykk for transporten og være et verdifullt redskap i å tolke de erosjons- og transportprosesser som skjer nedetter vassdraget.

Mengden av materiale som går som suspensjonstransport lar seg lett måle med relativt stor grad av nøyaktighet. I stryk og fosser holder det med enkle "håndprøver", mens i stilleflytende

elver er det nødvendig med såkalte dybdeintegrerende vannhentere (Nilsson 1971, 1972). Bunntransporten er det derimot vanskeligere å få målt, idet oppsamling av det grove materialet kan forstyrre strømforholdene i elva, og dermed også transportforholdene.

I Bøvra-vassdraget er suspensjonstransporten tidligere blitt undersøkt av Klæboe (1951) i Hellstuguåi og Hellstugubreen i Visdalen 1939-1944. Dessuten er transportvariasjonene i utløpet av Storbreen i Leirdalen undersøkt av Roen (1953) og Liestøl (1967). Enkelte målinger er også gitt av Bergseth (1952) og Låg & Bergseth (1954). Leiras sedimenttransport er også blitt undersøkt vedrørende kornstørrelsesfordeling og gyldigheten av slamføringskurver for perioden 1975-1976 av Trudeng (1978).

#### SUSPENSJONSTRANSPORT

Målinger av suspensjonstransporten i Bøvra i undersøkelsesperioden 1969-1970, og 1975 ved Brustuen bru, Leira bru, Galde bru, Hoft bru, Flå, Visa bru og ved Fossberget. Fig. 7 viser sammenstillinger i form av slamføringskurver for noen av disse målestedene. Kurvene karakteriserer 3 transportregimer i form av en årstidsoppdeling i 1) mai-juni, 2) juli og 3) august-. Første periode henregnes til snøsmeltingen som tidligst starter i mars, men varer til ut i juli. Konsentrasjonene av suspendert materiale er da relativt lave fordi bresmeltingen ennå ikke influerer på avløpet. Kurvene viser imidlertid samme forløp uansett årstid, noe som indikerer at erosjonen under snøsmeltingen, som tross alt skjer over et mye større område enn bresmeltingen, allikevel ikke befordrer så mye materiale ut i vassdraget som senere på året. De største sedimentmengdene fraktes ut i Bøvra tidlig i ablasjonssesongen sent i juni dels fordi dreneringen under breene da eroderer i alt det vinterproduserte løsmaterialet, men også fordi avløpsvolumet er størst. Først ut i juli og august vil imidlertid smeltevannet dominere avløpet, og den relative suspensjonstransporten er på sitt høyeste.

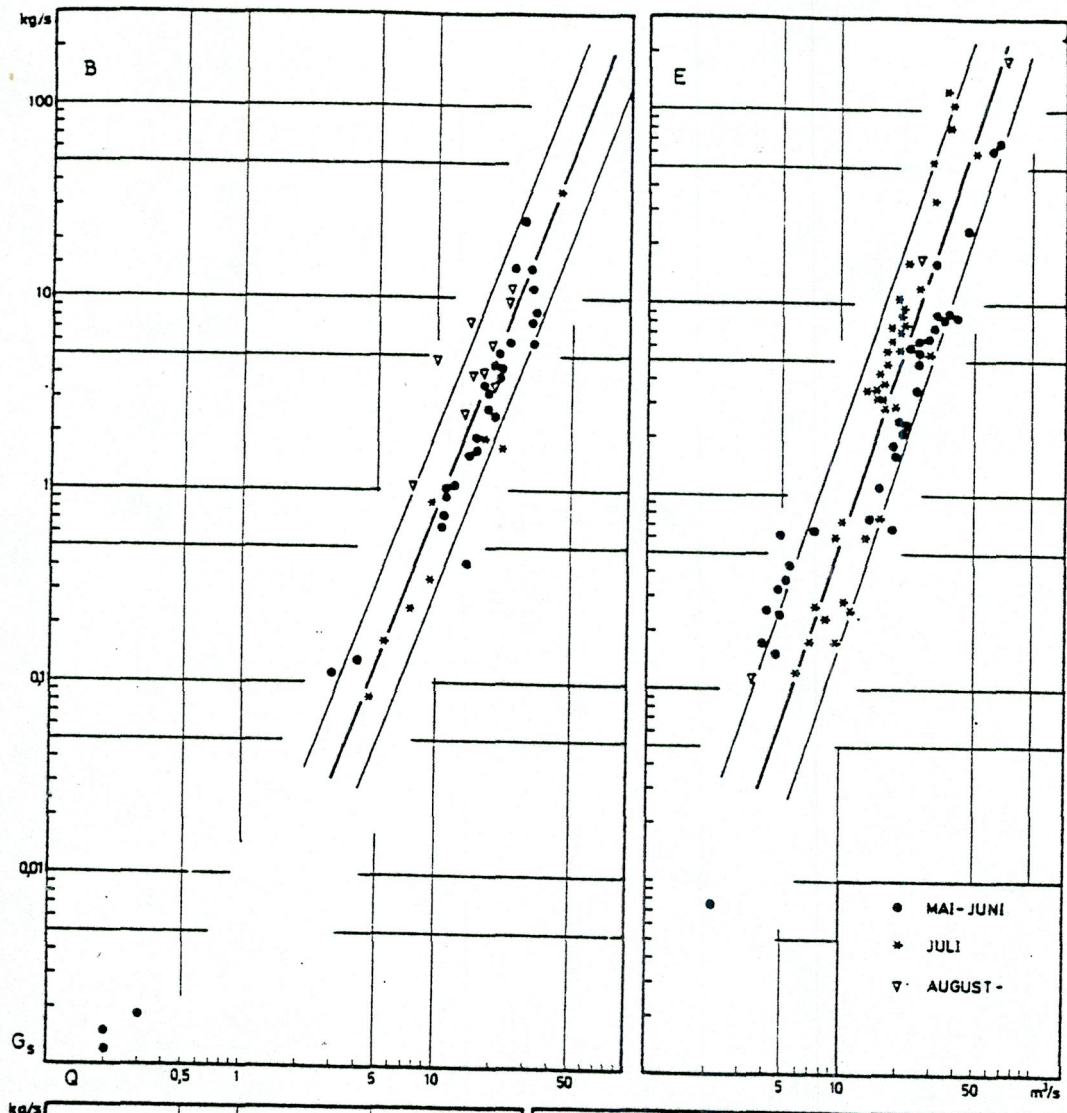
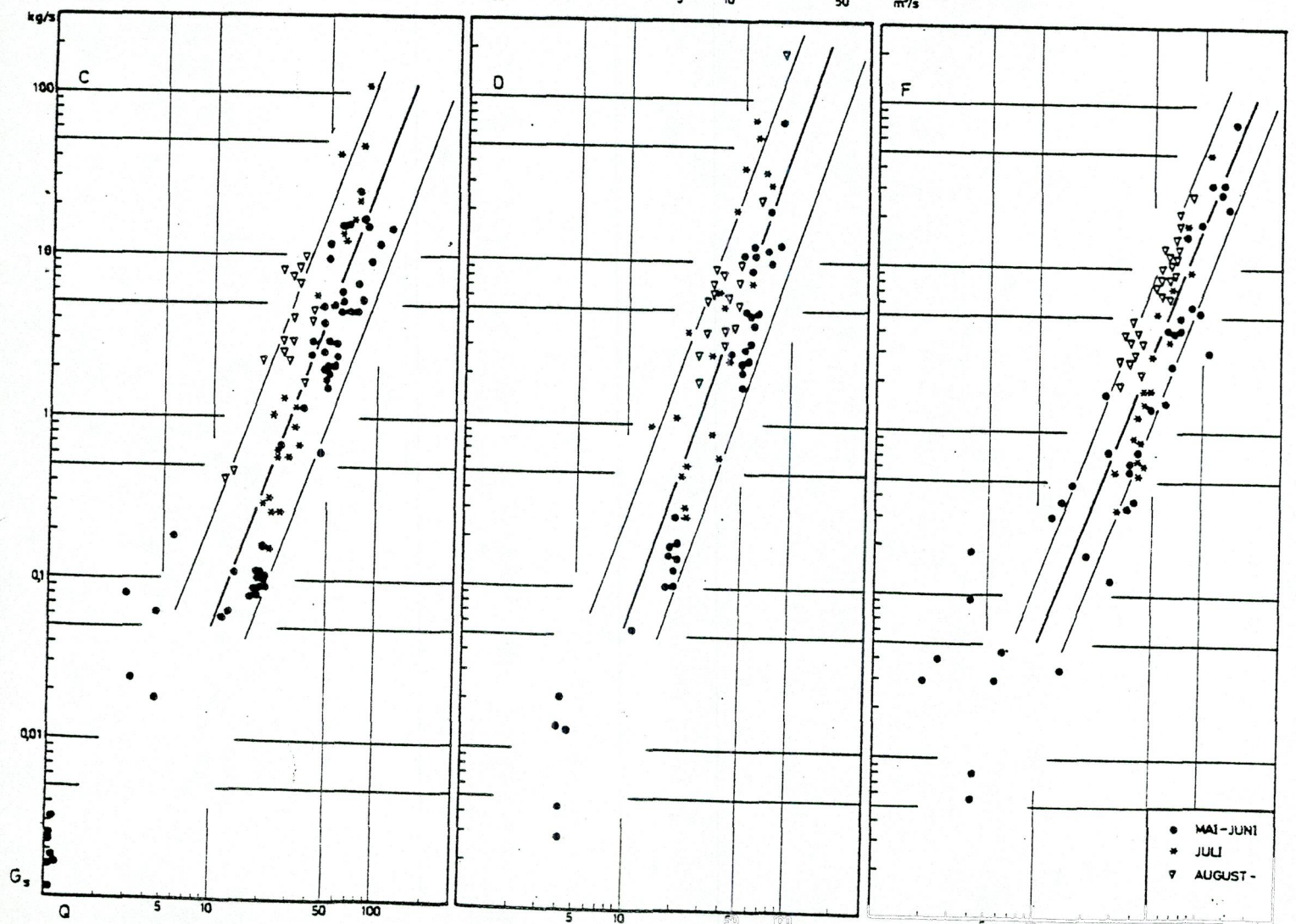


Fig. 7.

Slamføringskurver for Bøvra 1969-1970.

B: Leira ved Leira bru, E: Visa ved Visa bru,  
C: Bøvra ved Galde bru, D: Bøvra ved Hoft bru,  
F: Bøvra ved Fossberget.





Tab. IV. Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring i Bøvra i 1969-1970.

Leira ved Leira bru:	over	3	m <sup>3</sup> /s	G = 0,0043	Q <sup>2,29</sup>
Bøvra ved Brustuen :	"	3	"	G = 0,0013	Q <sup>1,46</sup>
" " Galde :	"	10	"	G = 0,000079	Q <sup>2,77</sup>
" " Hoft bru :	"	10	"	G = 0,000069	Q <sup>2,91</sup>
" " Fossberg :	"	10	"	G = 0,00012	Q <sup>2,58</sup>
Visa :	"	3	"	G = 0,00042	Q <sup>3,04</sup>

Q: vannføring, G: materialtransport

Under slike forhold oppviser suspensjonskonsentrasjonen en tydelig døgnrytme (Fig. 8). Den samme figuren viser også at det ikke skjer hverken nevneverdig erosjon eller avsetning i dalbekkenene. Materialet fraktes tvers igjennom.

Suspensjonskonsentrasjonen kulminerer før avløpet, og fig. 9 og 10 viser en karakteristisk situasjon ved Fossberget sommeren 1970 der dette forholdet er særlig tydelig for snøsmelteflommene i første halvdel av juni. For de mer bresmeltingsbetingete flommene senere på sommeren er det ikke fullt så tydelig.

Transportforholdene i de ulike delene av vassdraget viser markert lavere transport i Bøvra ovenfor Brustuen bru, med høyest målte sedimentkonsentrasjon lik 28 mg/l. Årsaken er uten tvil sjøenes oppfangingssevne, da denne delen av vassdraget har samme brearealprosent som andre deler. Fig. 11 viser samtidige målinger ved Bøvertunvatn og Bøvertjern for å illustrere denne effekten.

Høyeste målte suspensjonskonsentrasjon i Leira var derimot 1380 mg/l og i Visa hele 3650 mg/l. Slamføringskurvene viser et helt annet transportregime med stor relativ transport og vassdrag der sedimenttilgangen er følsom for endringer i vannføringen. Selve Bøvra vil da ha et transportregime som samsvarer med begge disse typene.

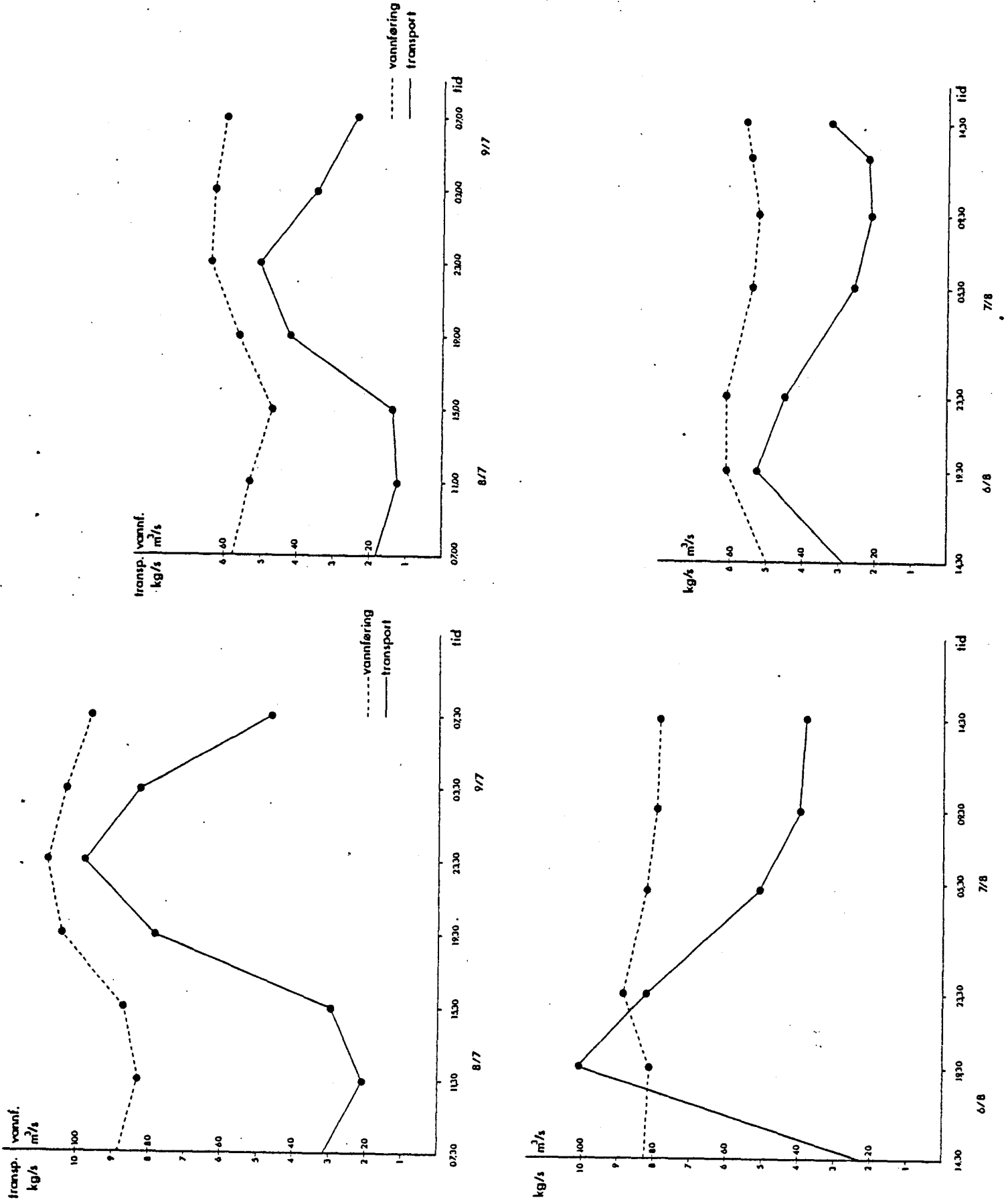


Fig. 8. Døgnfluktuasjoner i vannføring og suspensjonstransport i Bøvra ved Flåbru (venstre) og Hoft bru (høyre) 8.-9. juli 1975 og 6.-7. august 1975.

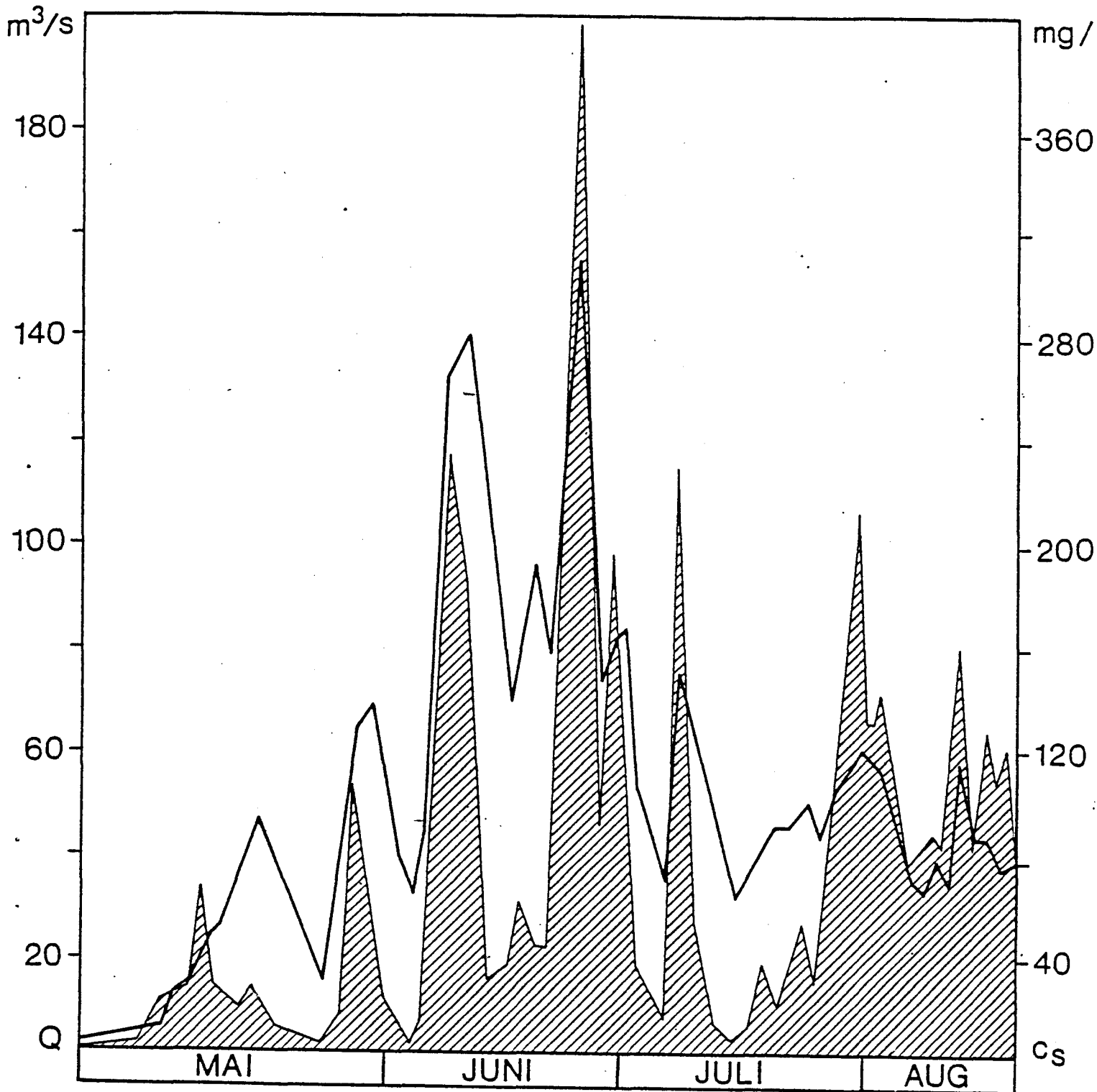


Fig. 9. Vannføring og suspensjonskonsentrasjon (skravert) i Bøvra ved Fossberget sommeren 1970.

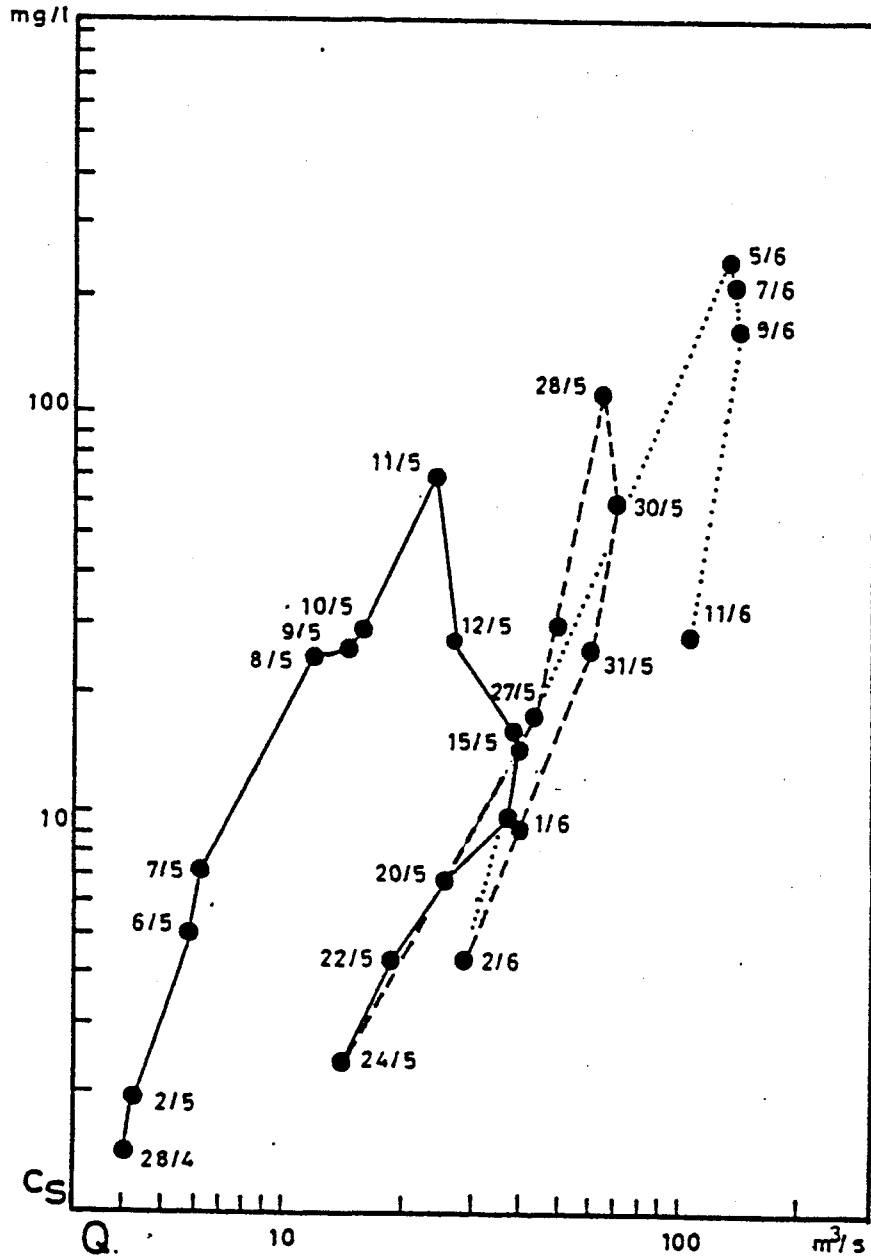


Fig. 10. Relasjon suspensjonskonsentrasjon  $C_s$  og vannføring  $Q$  (slamkonsentrasjonssløyfer) i Bøvra<sup>s</sup> ved Fossberget 28. april - 11. juni 1970 (jfr. figur 9).

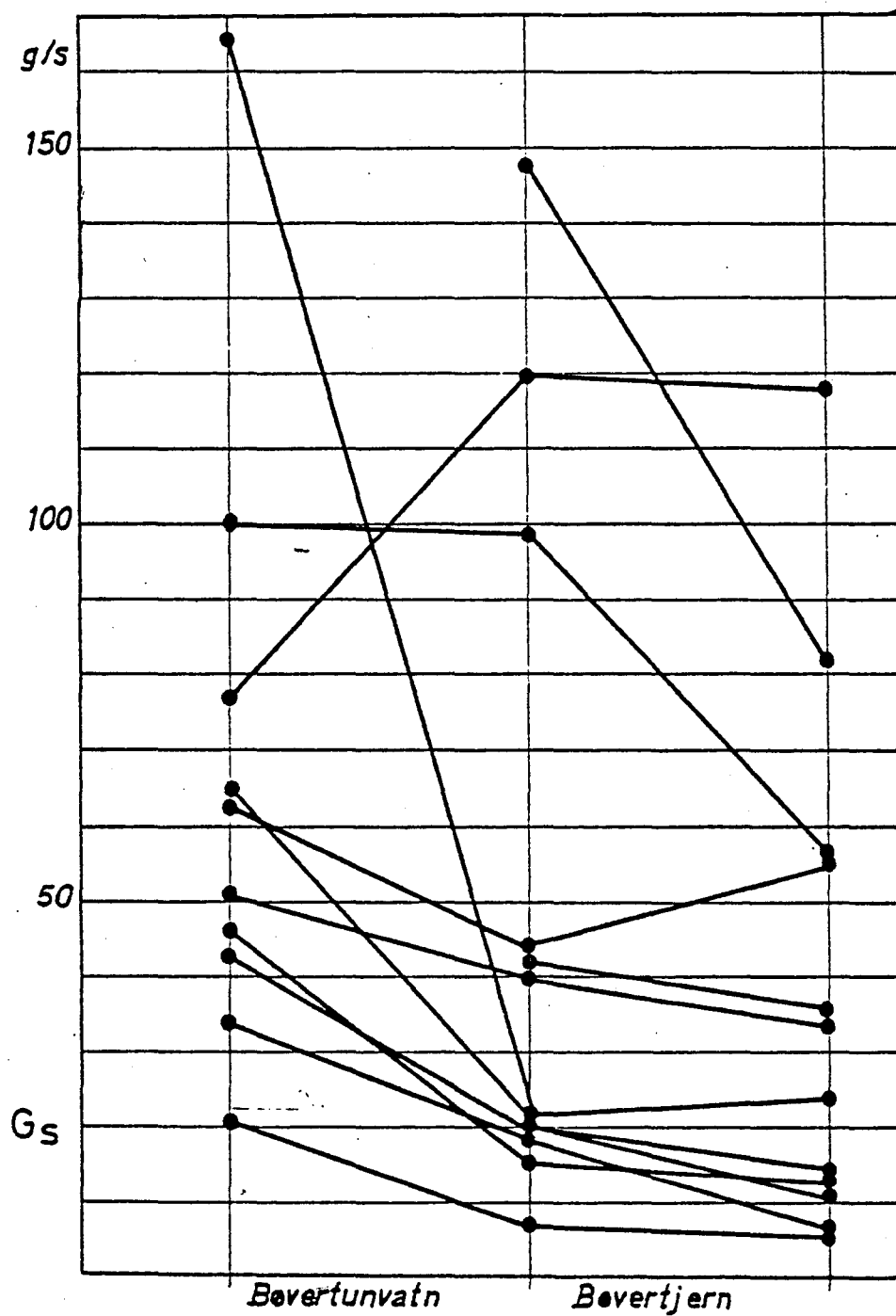


Fig. 11. Eksempler på endring i suspensjonstransport pga. akkumulasjon i Øvre Bøvra ved Bøvertunvatn og Bøvertjern.

Total suspensjonstransport er beregnet som vist i Tab. V. For døgn uten målinger er verdiene beregnet i henhold til NVE's avløpsmålinger og korresponderende transportmengde fra slamføringskurvene. En slik beregning krever at ihvertfall flommene er godt dekket med målinger da det er her eventuelle avvik vil få størst utslag. Flomavløpet de enkelte år er også årsaken til de store forskjellene mellom de enkelte år. Prosedyren ble imidlertid testet for perioden 28. april - 27. august 1970 ved Fossberget med daglige enkeltprøver. Beregnet transportmengde tilsvarte her 68 000 tonn mot en målt på 60 000 tonn.

Tab. V. Total årlig suspensjonstransport.

Målested	Tid	Tonn
Bøvra/ Brustuen bru	1970	1 000
/ Galde bru	1969	94 000
/ Galde bru	1970	47 000
/ Hoft bru	1975 <sup>x</sup>	19 500
/ Flå	1975	25 000
/ Fossberget	1970	75 000
Leira/ Leira bru	1970	47 000

x: 22.5 - 10.8

Klæboe (1951) beregnet suspensjonstransporten i Hellstuguåi til 43 000 og 37 000 tonn 15.6. - 15.9. 1941 og 1942. Han antydte at med tilsvarende erosjon for resten av brearealet skulle årlig transport ut i Ottavatn da være minst 700 000 tonn/år. Dette er en altfor høy verdi da Hellstugubreen på langt nær er representativ for resten av breene, men den er allikevel blitt benyttet i en internasjonal oppstilling for erosjonspotensialet i norsk høyfjellsterreng (Corbel 1959). Nå er det realistisk å anta at transporten var større i begynnelsen av 1940-årene da bresmeltingen også var større, men dette vil allikevel ikke tilfredsstille et slikt overslag. Et annet forhold er at Hellstugubreen er av de absolutt mest masseproduserende av norske breer og norske vassdrag totalt sett (Nordseth 1974 a, b) og dermed også innen Bøvras nedbørfelt (Fig.12).

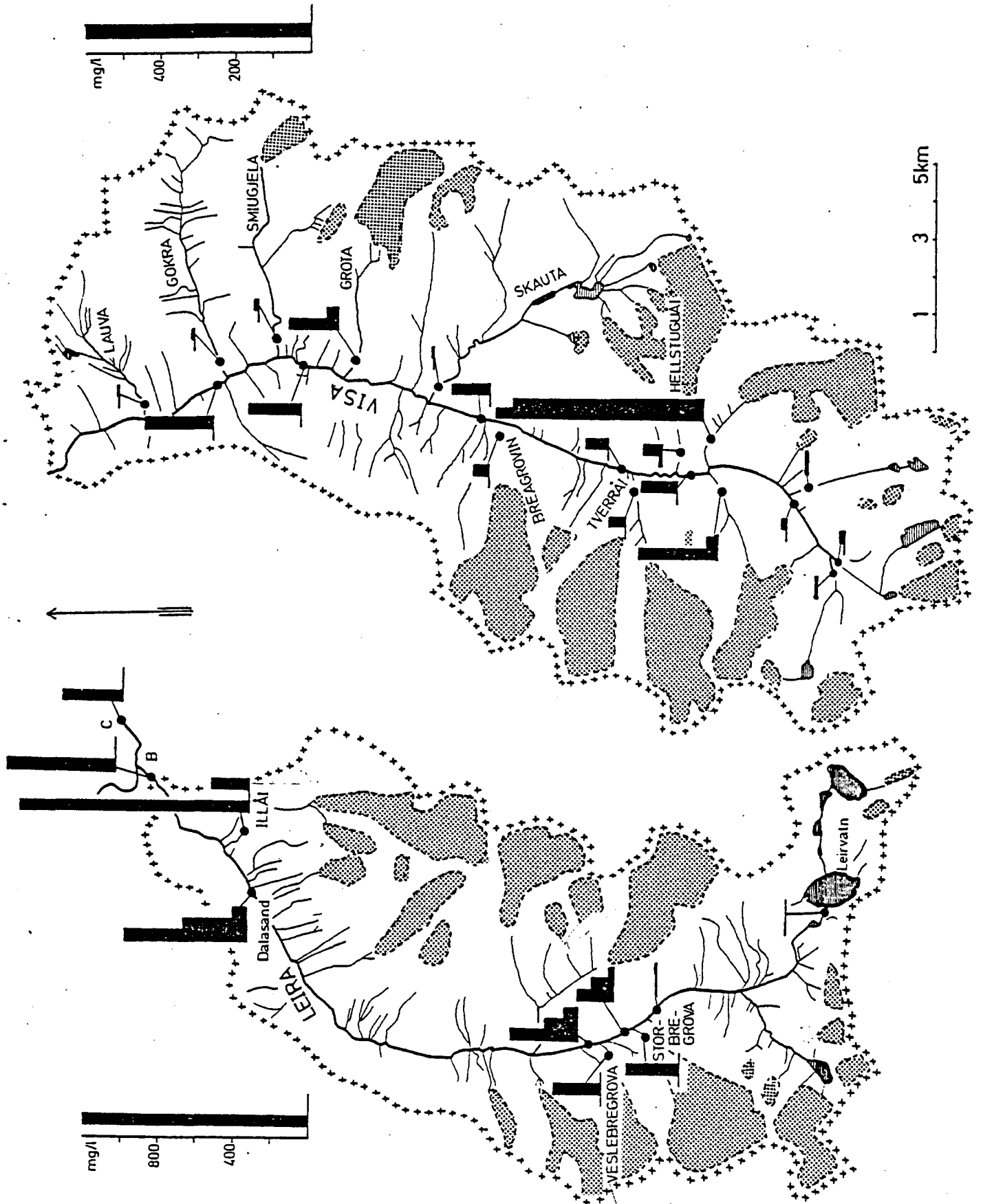


Fig. 12. Samtidige slamkonsentrasjonsmålinger i Leira 24. juni og 9. august 1970, og 4. juni 1971, og i Visa 13. juni og 2. september 1970. NB! Ulik målestokk på konsentrasjonssøylene i hvert av vassdragene..

## BUNNTRANSPORT

Det eneste måleresultatet av mengden av bunntransportert materiale i vassdraget er NVE's målinger i Visa i 1974 og 1975 (Kjeldsen 1975, 1976). Transporten ble beregnet til ca. 2 100 tonn i 1974 og 3 750 tonn i 1975. Dette utgjør noe over 10% av suspensjonstransporten disse årene.

Systematiske observasjoner over flytting av stein som forekommer på elvebankene på Galdesandene og i Medalen ble utført i 1969 og 1970. Disse viste at det vesentlige av materialet som finnes i bankene kan beveges ved de vannføringene som forekom disse årene (Fig. 13). Transporten av det største materialet vil allikevel bare foregå ved høye vannføringer.

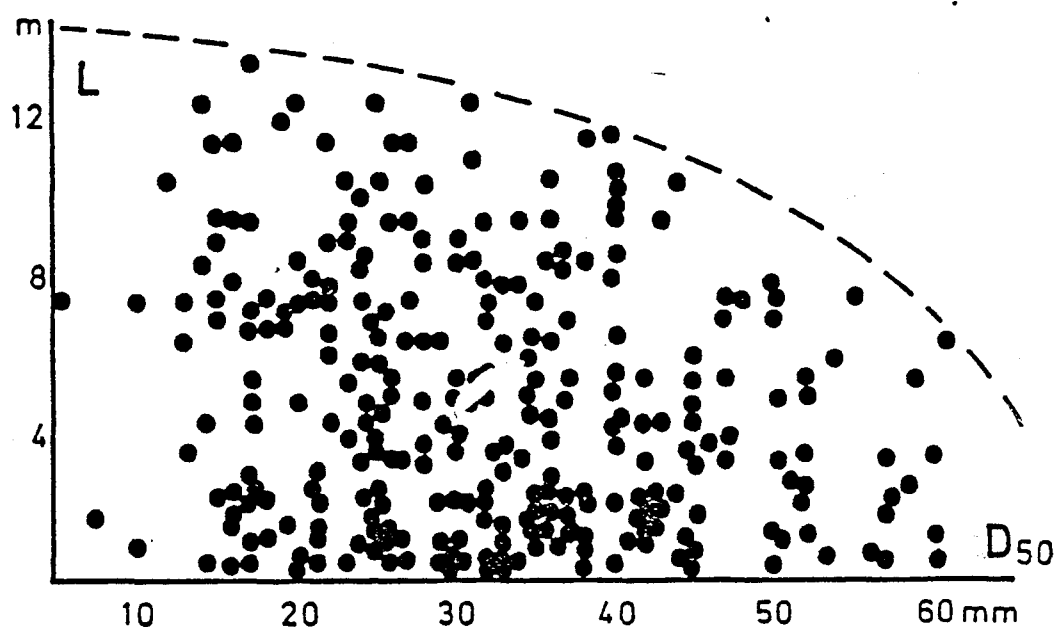


Fig. 13. Transport av malt bunnmateriale i Bøvra ved Vesleøygarden i Medalen under flommen 8.-10. juli 1970.



### Kap. 3. ANASTOMOSESYSTEMET I MEDALEN

Løpsmønsteret i Medalen er karakterisert ved suksessive forgreninger og samløp. Et slikt løpsmønster benevnes et anastomosesystem (fig. 14 og 15).

Bunnmaterialet i løpene er sammensatt av grovkornede sten- og grusfraksjoner. Elvesletten mellom løpene er dekket av fin-kornede fraksjoner. Leveer mangler eller er dårlig utviklet. Anastomosesystemet i Medalen er av en type med intensiv løpsdeling. Bredden av dalbunnen mellom dalsidene og ulike typer forbygninger (som er bygget de siste par hundre årene), legger imidlertid restriksjoner på utviklingen av løpsmønsteret.

I den øvre delen av Medalen er dalbekkenets bredde 500 - 700 m, men den avtar nedstrøms Glomsdal til 200 - 300 m. Veien har her isolert deler av elvesletten. Ved Brekkeøyene er det nok en innsnevring i dalbekkenet og nedstrøms for denne renner elven i ett løp bare med enkelte banker.

Et geomorfologisk kart er vist som Vedlegg 1 og 2. I det følgende er det gitt en beskrivelse av de ulike formelementene i anastomoseområdet.

#### ELVELØPENE OG BANKENE

Elveløpene er brede og grunne, et karakteristisk trekk ved et anastomoserende løpsmønster. Der kanten av elveløpene er vegetasjonsdekket, øker imidlertid dybden som en følge av kohesjon i elveløpenes sider. Bankematerialet består for det meste av grus og sten. Materialet i sandfraksjonene ligger flekkvis eller iblandet det grovere materialet. Unntaksvis sees mindre sandbanker i le-posisjoner.

De store vegetasjonsfrie bankeområdene eller ørene utgjør et karakteristisk formelement i anastomosesystemet. Ørene er relativt flate områder som ligger lavere enn elvesletten og oversvømmes



Fig. 14. Bøvra gjennom Medalen sett nedstrøms (gammelt udatert prospektkort).



Fig. 15. Bøvra gjennom Medalen. Samløpet med Visa helt til venstre. 30. juni 1970 og vannføring 126 m<sup>3</sup>/s.

helt eller delvis flere ganger om året. Det antas at en stor del av ørmaterialet er i bevegelse ved høye vannføringer.

I enkelte områder akkumuleres tilstrekkelig finmateriale til at vegetasjonen kan rykke inn og dermed øke sedimentasjonen. Etter hvert som mektigheten av finmaterialet stadig øker vil en elveslette bygges opp.

#### ELVESLETTEN

Elvesletten består gjennomgående av et øvre lag med finere materiale som ved flom er avsatt oppå et tilsvarende grovt grus- og stenlag som det som finnes på ørene ute i elva. Tykkelsen på dette øvre laget med finmateriale øker nedstrøms og kan nå opp i over 2 m. Fallet på elvesletten er dermed mindre enn fallet på overflaten av det underliggende basislaget som danner ørene.

Elvesletten er for det meste dekket av tett krattskog. Dette medfører stedvis en sterk sedimentasjon av finere materiale ved flom. Flomvannet kan imidlertid også erodere i elvesletten. Der erosjonen har vært sterkt konsentrert, er det dannet dype strømgroper.

I de enkelte elveløpene foregår også lateral erosjon i form av undergraving av den vegetasjonsdekkede delen av elvesletten. Denne sideerosjonen er målt til å være av størrelsesorden opp til 3 m/år. Sannsynligvis vil større flomvannføringer kunne gi vesentlig større erosjon.

#### ELVEVIFTENE

Visa, Sula og Glåma har alle bygget ut større elvevifter i dalbunnen som har trent hovedelven over mot den andre dalsiden. Imidlertid er den nåværende materialtransporten i Sula og Glåma minimal, og viftene til disse elvene må ansees som mer eller mindre fossile formelementer. Visas vifte er imidlertid meget aktiv (Vedlegg 1 og 2). Det er i alt fire forskjellige flatenivå

på sør-vestsiden av elven. De to øverste nivåene antas å være glasifluviale terrasser og er begrenset til elveviftas proksimale del. De to laveste nivåene går gradvis over i hverandre lenger nedstrøms, og på de distale delene av elveviften er bare de laveste nivåene representert.

Visas hovedløp har pendlet over hele den nedre delen av viften i løpet av de siste 65 årene. Det eldste løpet som er inntegnet på Vedlegg 1 er fra tiden før storflommen 11/8 - 13/8 1908. Som det går frem på kartskissen rant elven da vestover mot Hoft gård, og banke- og ør-materialet viser den gamle elvebunnen. Storflommen i 1908 førte imidlertid til at elven eroderte et nytt løp i nordlig retning. Dette løpet er senere stengt med forbygninger og elven antok det nåværende løp.

Visas vifte kan inndeles i en øvre proksimaldel og en nedre distaldel. Den proksimale delen er preget av et eroderende elveløp, mens akkumulasjon karakteriserer distaldelen. Mens løpet er nedskåret i en eldre vifteoverflate øverst, er det en tendens til akkumulasjon med heving av løpet, slik at det blir liggende høyere enn elvesletten, lenger nedstrøms. En proksimal nedskjæring av løpet på elvevifter er et vanlig fenomen, som kan tilknyttes nedskjæring av elveløpet i den overforliggende canyon eller forandringer i hydrologisk regime og forandringer i materialtilførselen. Sannsynligvis representerer det øvre av de to viftenivåene en akkumulasjon forbundet med et annet elve-regime, hvor elveløpet lå vesentlig høyere ved Visa bru. En forandring i regimet og senking av elveløpet i canyonen har så senere ført til en proksimal erosjon på elveviften. Samtidig er elvens akkumulasjonsområde stadig blitt flyttet lenger nedstrøms.

#### BUNNMATERIALET I ELVELØPENE I MEDALEN

Nedstrøms variasjon i kornstørrelse ble undersøkt langs elveløpene gjennom Medalen og på Visas vifte. Bunnmaterialet i dypålene i løpene er noe grovere enn materialet i bankene. For å få sammenliknbare prøver i materialanalysene ble det tatt prøver av overflatematerialet i midtbankene. Resultatet er vist i fig. 16.

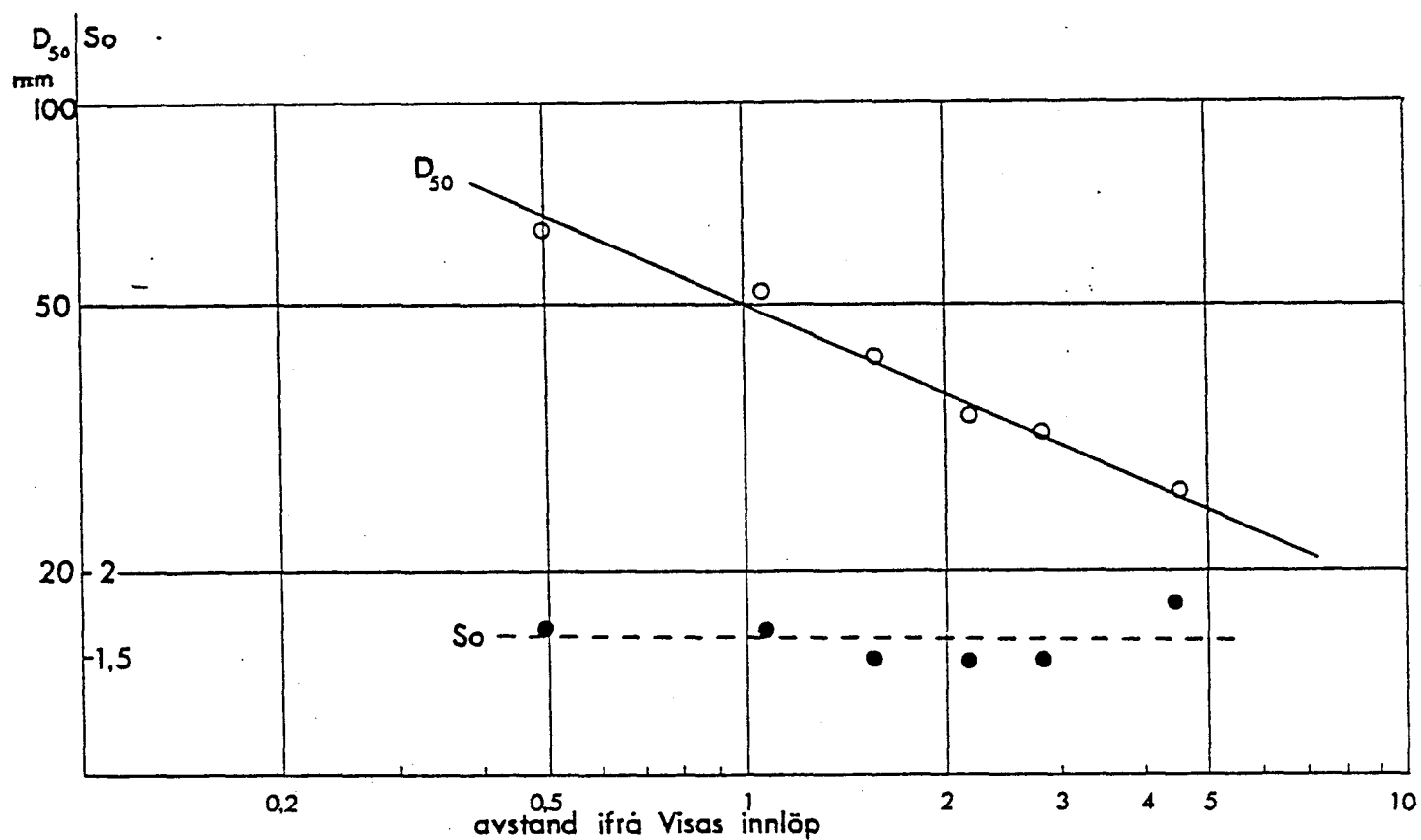


Fig. 16. Endring av mediankornstørrelse  $D_{50}$  og sortering  $S_o$  av bunnmaterialet i Bøvra gjennom Medalen som funksjon av avstand fra Visas utløp.

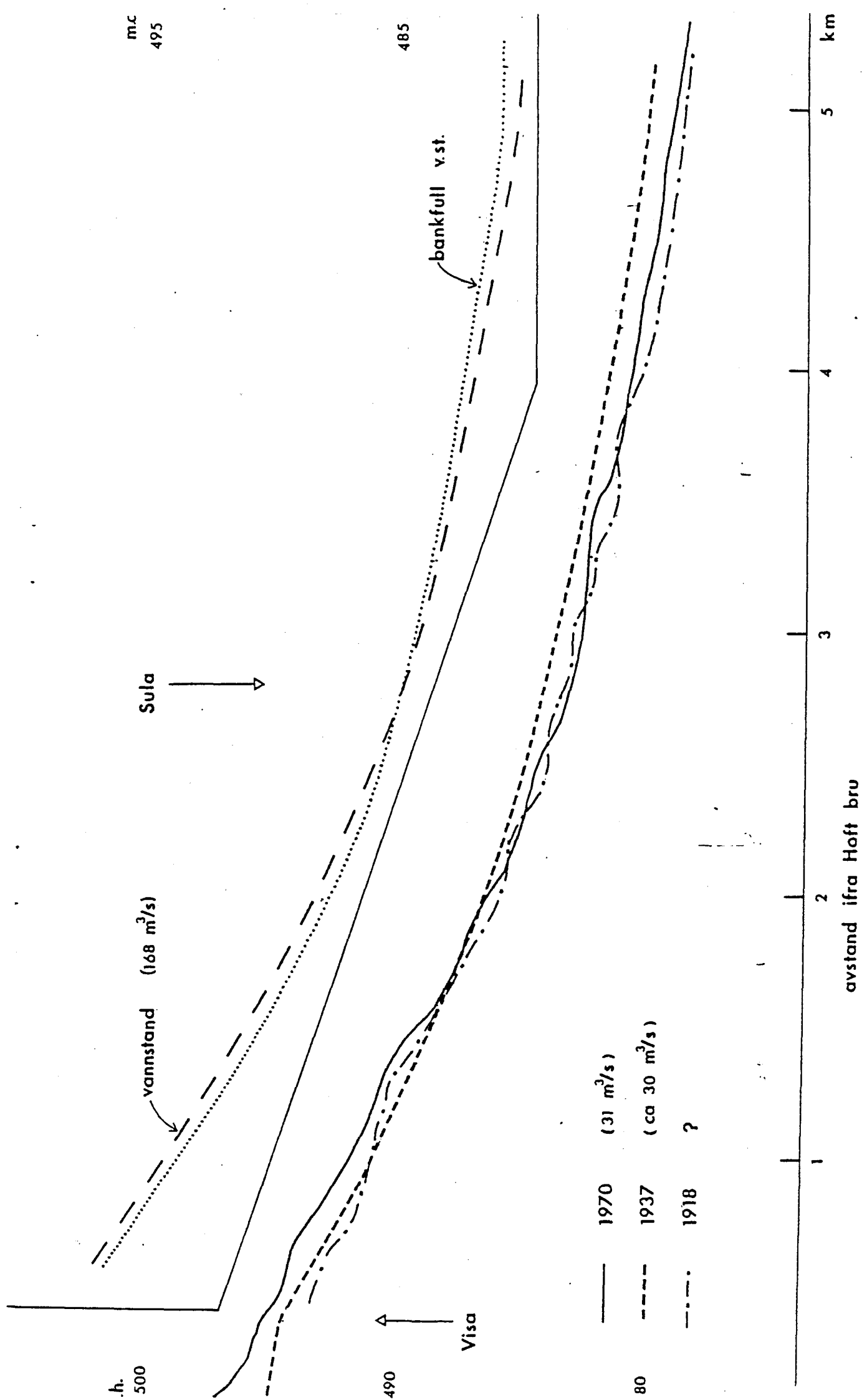


Fig. 17. Lengdeprofil av flomvannspeil og bunn-nivå i Bøvra gjennom Medalen 1918, 1937 og 1970.

På den 5 km lange strekningen fra samløpet med Visa til Flåklypa, avtar kornstørrelsen langs Bøvras hovedløp fra 64 mm til 26 mm (ved Vesløygarden). Vannføringen kan regnes konstant over denne strekningen, og elveløpet tilføres ikke nytt materiale av betydning. Variasjonen har et eksponentielt forløp. En kurvetilpasning gir ligningen:

$$D_{50} = 49,4 L^{-0,42}$$

der  $D_{50}$  er mediandiameter i mm og L er avstanden fra Visas utløp i km.

Kornstørrelsen varierer lite nedstrøms over Visas vifte. Mediandiameteren i elveløpet er nær konstant lik 110 mm langs hele profilet. Dette betyr at elven er i stand til å transportere selv de største kornstørrelsene som tilføres, og at det ikke forekommer selektiv akkumulasjon.

Nedstrøms variasjon i kornstørrelse har oftest vært tolket som en kombinasjon av abrasjon og selektiv transport. Med abrasjon menes de prosesser som reduserer størrelsen av den enkelte partikkel. Selektiv transport betyr at visse fraksjoner av bunnmaterialet transporteres videre, mens andre ligger igjen.

Et overslag over betydningen av abrasjon-prosessen (med verdier for abrasjonskoeffisienten etter Schoklitsch 1933) viser at abrasjonen på de 5 km fra Visas utløp til Flå fører til en reduksjon i partikkeldiameteren på 2,6%. Siden den virkelige reduksjonen er hele 75% kan denne prosessen ansees for å ha liten betydning.

I den grad nedstrøms avtagende kornstørrelse kan tolkes som et uttrykk for elvas avtagende transportkompetanse, tyder kurvene i fig. 16 på at en viss andel av de grovere fraksjonene akkumuleres i Medalen.

Nå har imidlertid Meland & Norrman (1968) vist ved laboratorieforsøk at sortering også kan forekomme mens materialet er i transport. Når alt materiale på elvebunnen er i bevegelse vil de

større partiklene avsettes før de mindre når vannføringen avtar. Under transporten kan på denne måten en større andel av de grovere fraksjoner gradvis konsentreres i de dypere delene av bunnmaterialet. Selv om alle kornstørrelser som tilføres en elvestrekning transporteres videre så vil overflate materialet (dekk-sjiktet) kunne være sammensatt av mindre kornstørrelser enn det underliggende materialet. Den reelle reduksjonen i kornstørrelse nedstrøms vil etter dette kunne være noe mindre enn den som observeres i overflatematerialet. For å fastslå betydningen av denne effekten må de dypere delene av elvematerialet undersøkes nærmere.

#### ANASTOMOSESYSTEMET OG MATERIALBUDSJETTET

Hvis de grovere fraksjonene ble ført gjennom anastomosesystemet skulle disse kunne observeres i avsetninger lenger ned i vassdraget. I elvebankene ved deltaets proksimaldel ved Fossberget fins også svært grove fraksjoner i bankene. Materialet har en mediandiameter på hele 97 mm. Imidlertid består de groveste fraksjonene av gneisbergarter, mens elven i Medalen utelukkende transporterer gabbrobergarter. Grovfraksjonene kan altså ikke ha kommet med Bøvra fra Medalen. Gneisbergartene må stamme fra grunnfjellet på strekningen nedenfor Medalen. Dersom det ikke tas hensyn til gneisen, vil resten av materialet ha en mediandiameter på 25-30 mm, altså det samme som er målt nederst i Medalen ved Akselen. Sannsynligvis representerer denne fraksjonen hovedandelen av materialet som Bøvra fører som bunntransport. Dette skulle antyde at den nevnte sortering mens materialet er i transport ikke dominerer i Medalen. En nærmere vurdering kan imidlertid bare gis ved mer omfattende undersøkelser.

Anastomoserende elveløp har gjerne vært forbundet med et aggraderende system. Ofte er dette tilfelle, men anastomoserende løpsmønster kan også utvikles i degraderende elvesystem, eller elvesystemer som er i likevekt. Laboratorieforsøk, utført av Leopold & Wolman (1957, 50), har vist at anastomoserende løpsmønstre utvikles når aggradasjonen er et resultat av selektiv



transport. Hvis elven var i stand til å transportere alle fraksjoner som ble tilført, men ikke befordre den totale mengden, så forekom aggradasjon uten at elven antok et anastomoserende løp.

Anastomose er altså ingen entydig indikasjon på elvens transportregime. En sammenfattende vurdering av anastomosesystemet i Medalen synes imidlertid å antyde at det foregår en netto akkumulasjon i den nåværende fasen.

Undersøkelsene av suspensjonstransporten tyder på at elven har kapasitet til å frakte det suspenderte materialet videre. Ved de høyeste vannføringene, hvor elven oversvømmer elvesletten, vil imidlertid noe av suspensjonstransporten avsettes på elvesletten. For bunntransporten er forholdene noe mer komplisert. Den sterke reduksjonen i kornstørrelse nedstrøms indikerer at selektiv transport av tilført materiale må finne sted. De største stenene som er observert ved Flåklypa har en mellomakse på 65 mm. Dette er vesentlig mindre enn de groveste fraksjonene øverst i Medalen. Ca. 70% av det bunntransporterte materialet fra Visa er sammensatt av større fraksjoner.

Antas det at bankematerialet på Visas vifte gir en middelvei for kornstørrelsene som føres som bunntransport med elven, så kan et minimumstall for akkumulasjonen i Medalen anslagsvis settes til 70% av den materialmengden som NVE (Kjeldsen 1977) målte i fangdammen ved Visa bru i 1975, altså ca. 2 600 t/år. Hvor stor andel av de mindre fraksjonene som akkumuleres eller eventuelt transporteres videre er imidlertid uvisst. Sannsynligvis forekommer det også store variasjoner i bunntransporten fra år til år, og materialet i bankene kan skiftes ut og erstattes med nytt.

Forandringene i lengdeprofilen i de senere år (Fig. 17) antyder imidlertid at det har vært netto akkumulasjon i de øvre delene av Medalen siden 1937.

Utenfor Sulheimgårdene er store områder som tidligere var dyrket mark blitt ubrukbare fordi elveleiet har hevet seg. Gjerder og forbygninger er blitt begravet og en heving i grunnvannet er

observervert. Om dette representerer en tendens til en permanent heving av løpet og økning av gradienten eller bare et temporært avvik som vil jevnes ut vites ikke. Akkumulasjonen synes imidlertid å forløpe så langsomt at den tillater en stor grad av tilpasning mellom de enkelte parameterene i systemet.

#### LØPENES STABILITET

I ethvert naturlig løpssystem etableres en dynamisk tilpasning mellom løpsmønsteret, materialet i elvesengen, løpenes bredde, dybde, gradient og strømhastighet og de påtrykte variable i systemet som er elvens vannføring og materialtilførsel. De enkelte faktorene står i et komplekst forhold til hverandre.

Skjer det en forandring i en av de uavhengige parametre vil dette forplante seg videre. Avtar materialtransporten i forhold til vannføringen kan elven skjære seg ned. På den annen side kan en reduksjon i vannføringen i forhold til materialtransporten føre til en heving av elveløpet.

Det antas at elvesystemets tilpasning skjer på en slik måte at det tilførte materialet kan transporteres videre nedstrøms. Dersom ellevannets hastighet gir for liten transportkompetanse til å transportere tilført materiale, vil elvebunnen heves inntil gradienten igjen er innstilt på transportlikevekt. Et anastomoserende løpsmønster vil således kunne tolkes som et uttrykk for en tilpasning til stor bunntransport. I et anastomosesystem blir de enkelte løpene grunne og brede, samtidig som de blir brattere, og antar dermed en løpsform som gir stor transportevne langs bunnen. Løpssider som ikke eroderes, vil umuliggjøre et slikt løpsmønster.

Temporære svingninger omkring en slik likevektstilstand er antatt å forekomme ofte i vassdragene som en følge av de naturlige variasjonene i transportregimet. Når det inntreffer flomtilstander i vassdragene, kan løpene forandres i løpet av kort tid.

I Bøvra forekommer det sannsynligvis også mer langsiktige svingninger som har sammenheng med variasjoner i breenes materialproduksjon gjennom tidene, og antakelig også variasjoner i det hydrologiske regimet.

Et eksempel på en løpstilpasning i Medalen som har direkte sammenheng med kunstige inngrep i elvesystemet er vist i fig. 18. To elveprofil på Visas vifte ble nivellert opp i 1970 og 1975. I denne perioden har bunntransporten med Visa blitt avsatt i NVE's fangdam ved Visa bru, slik at transporten gjennom profilene har avtatt sterkt. Det fremgår at elven har senket sitt løp.

Etter foreslåtte planer vil Bøvras flomvannføring være sterkt redusert etter eventuell regulering, og elvens transportkapasitet må forventes å avta betraktelig. Når Visa tilfører materiale som tidligere, vil dette i første omgang innebære en opphopning av materiale utenfor Visas utløp i Bøvra. Etter hvert som løpet tilpasses vil opphopningen forplante seg nedover. Sannsynligvis kompenseres reduksjonen i vannføring med en økning i gradienten. Konsekvensen blir en heving av Bøvras elveleie.

Dette vil i så fall være en forsterkning av en tendens som har pågått i en lengre tidsperiode. En sammenlikning mellom Bøvras lengdeprofil i Medalen i 1937 og 1970 viste også en tendens til heving i øverste delen (Fig. 17).

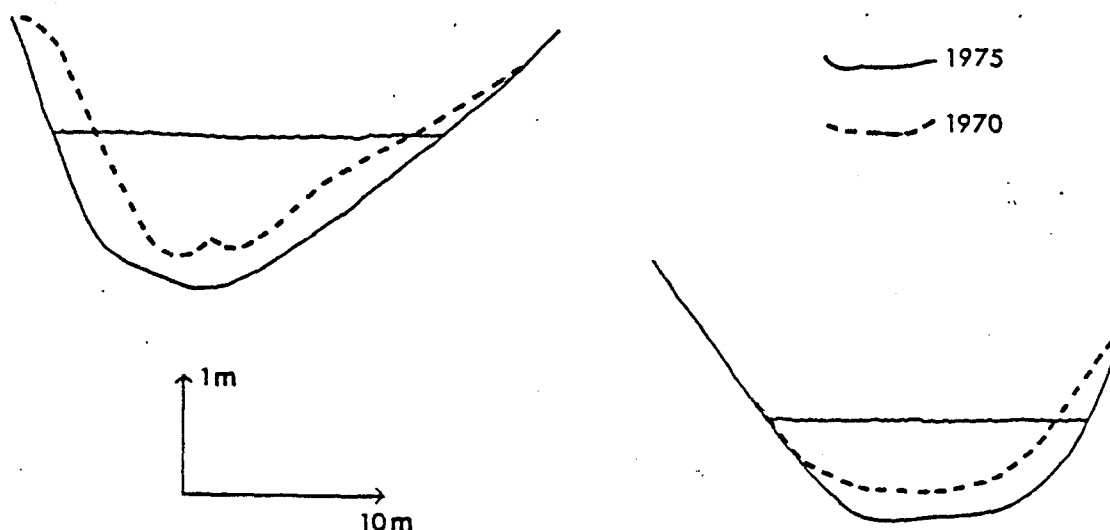


Fig. 18. Endringer i Visas tverrprofil 1970-1975 nedenfor NVE's fangdam ved Visa bru.

#### Kap. 4. B Ø V R A S   D E L T A   I   O T T A V A T N

Sedimenttransporten med Bøvra har fylt store deler av Ottavatn - Vågavatn-bekkenet. På lavvann er den 11,5 km lange strekningen fra Lom til deltafronten en mer eller mindre blottlagt deltaplattform. Ved høye vannføringer dekker det strømmende vannet praktisk talt hele overflaten fra dalside til dalside. Ved Lom har deltaets proksimaldel karakter av en elvevifte.

#### DET PROKSIMALE DELTAOMRÅDET. ELVEVIFTEN VED LOM

Et morfologisk kart over elveviften er vist som Vedlegg 3 (se også fig. 19). Viften er bygd opp av grovt materiale med grus og stenfraksjoner og har en forholdsvis stor gradient. Store deler av overflaten er dekket av tett krattskog der den er relativt stabil. De enkelte løpene er brede og grunne som en følge av bunnmaterialets kornstørrelse og transportregimet. I løp II på Vedlegg 3 er materialet noe finere. De mindre kornstørrelsene som transporteres i dette løpet har ført til utvikling av leveer.

De eldre elveløpene østover fungerte tidligere som flomløp når vannføringen i Bøvra oversteg  $70 \text{ m}^3/\text{s}$ . Anlegg av forbygninger i forbindelse med en ny vei som går tvers over deltaet til nord-siden av dalen, har helt avstengt disse løpene. Som vist i Vedlegg 3 har det tidligere vært en mer østlig dreneringsretning og elven har gått ut i Otta ved den lokaliteten som er merket X.

Løpsdelingen på den vegetasjonsfrie deltaoverflaten er karakterisert ved et grunt og lite markert bifurkasjonspunkt.

Rygger av vindblåst sand er utviklet flere steder på denne delen av deltaet. Deflasjonen er særlig aktiv ved lavere vannføringer når store deler av deltaoverflaten ligger tørr. Kornstørrelsen i det vindblåste sandmaterialet er 0,17 - 0,26 mm og er karakterisert ved en meget god sortering.



Fig. 19. Bøvrå delta i Ottavatn. 13. august 1955 vannføring  
24 m<sup>3</sup>/s. Enerett: Fjellanger-Widerøe A/S.

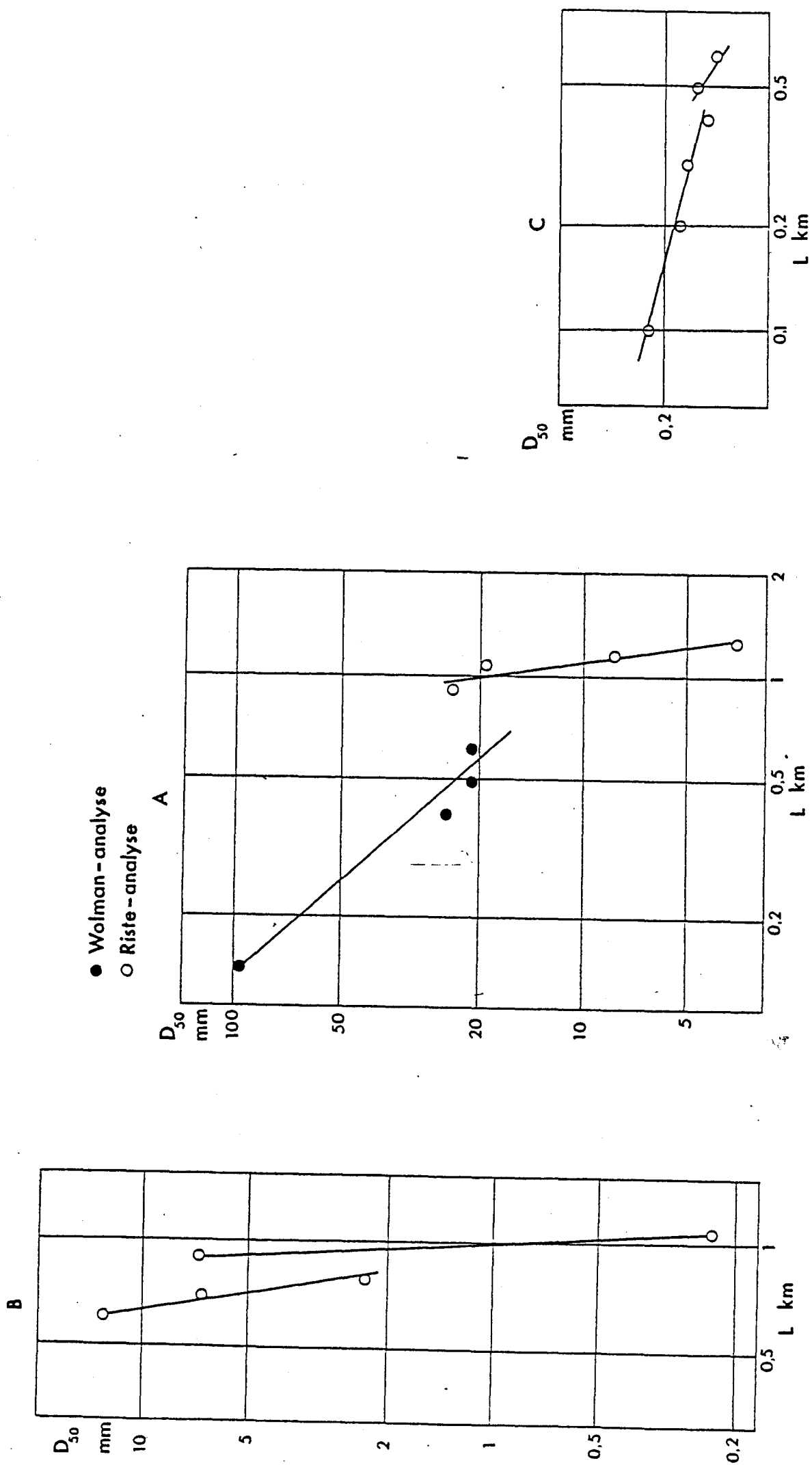


Fig. 20. Endring i mediankornstørrelse  $D_{50}$  som funksjon av løpslengde over Bøvras vifte i Ottavatn.  
 A: for hovedløpet, B: løp 1 og C: nordre løp (Jfr. Vedlegg 3).

Nedstrøms variasjon i kornstørrelse ble studert langs tre løp (fig. 20). I fig. 15A er median kornstørrelse avsatt som funksjon av løpslengden fra viftens rot punkt. I alle de tre undersøkte løpene synes det å være en potensiell relasjon mellom mediankornstørrelsen og transportlengden. I løp I og II er det markerte diskontinuiteter i kornstørrelsesvariasjonen nedstrøms. Muligens kan dette skyldes at avsetningen representerer ulike sedimentasjonsfaser.

Lengdeprofilene for de samme løpene er vist i fig. 21. Diskontinuitetene i kornstørrelsene kan alle settes i sammenheng med tilsvarende knekkpunkter i profilene, og er sannsynligvis et uttrykk for de raskt skiftende forhold som karakteriserer elveviften.

#### DELTAPLATTFORMEN

Etter samløpet med Otta forandrer deltaet karakter, og middelgradienten videre er bare 0,013%. Hovedløpet pendler fra side til side, og på lav vannstand følger elven et anastomoserende løpssystem.

Avsetningene er nesten vegetasjonsfrie. Bare de høyere sandbankene har en sparsom grasvegetasjon. Bankene er ofte oversvømmet i sommermånedene, fig. 22.

Plattformens lengdeprofil er vist i fig. 23. Det forekommer et knekkpunkt 7-8 km oppstrøms fra deltafronten.

Materialsammensetningens variasjon nedstrøms over plattformen er vist i fig. 24. Det fremgår at fraksjonene større enn 2 mm forsvinner raskt fra avsetningenes overflate. I avstandene mellom 9 og 2 km fra deltafronten er det liten variasjon i materialsammensetning. Fraksjonene 0,500 - 0,250 mm og 0,250 - 0,125 mm dominerer sterkt. Svingningene i området mellom 9 og 7 km fra fronten kan knyttes til variasjonene i bredden på deltaplattformen. Knekkpunktet i lengdeprofilet forekommer i samme område.

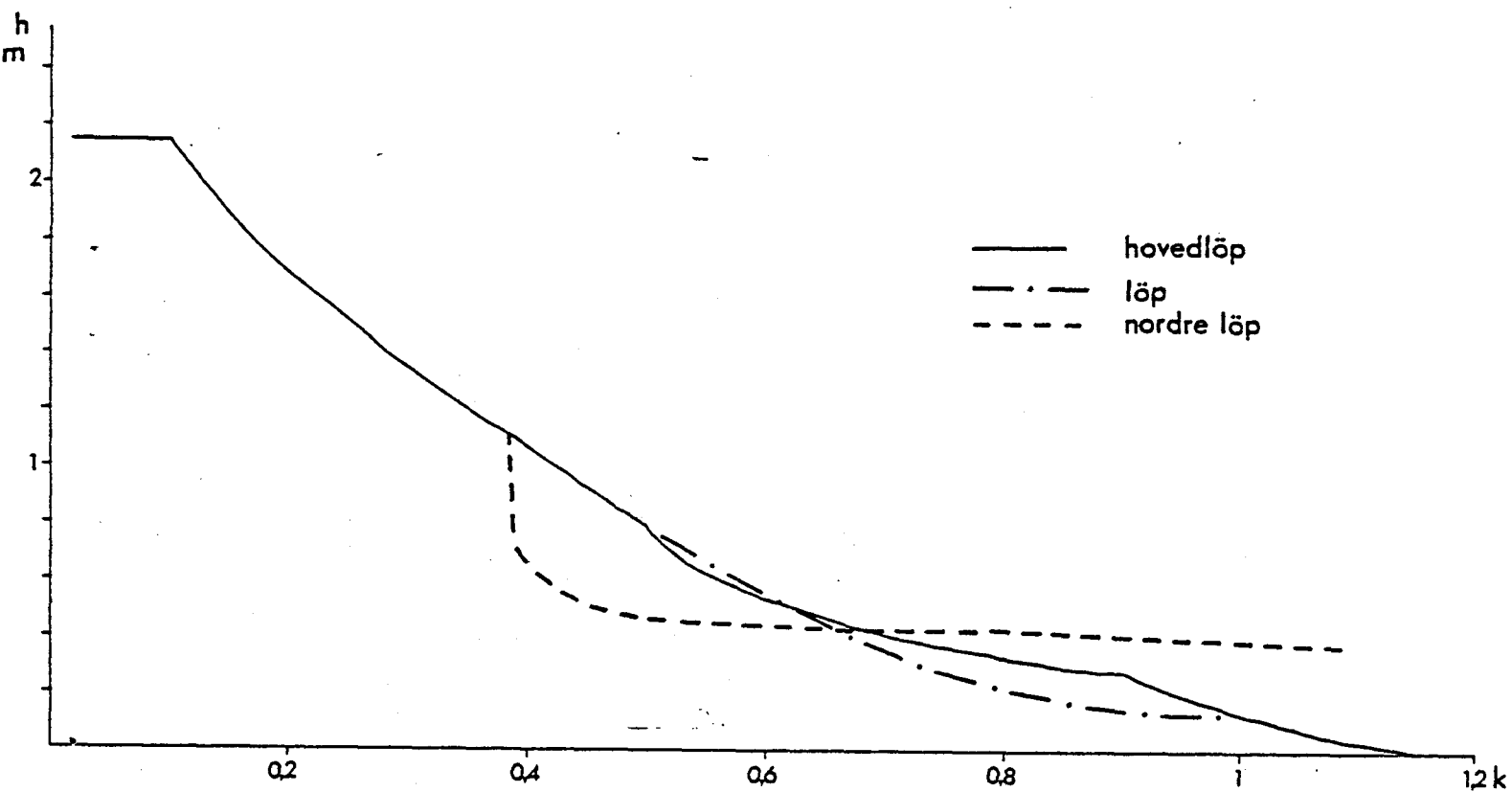


Fig. 21. Bøvras tidligere lengdeprofiler gjennom vifta ut i Ottavatn for hovedløp, nordre løp og løp 1 på den proksimale deltaflaten (jfr. Vedlegg 3).



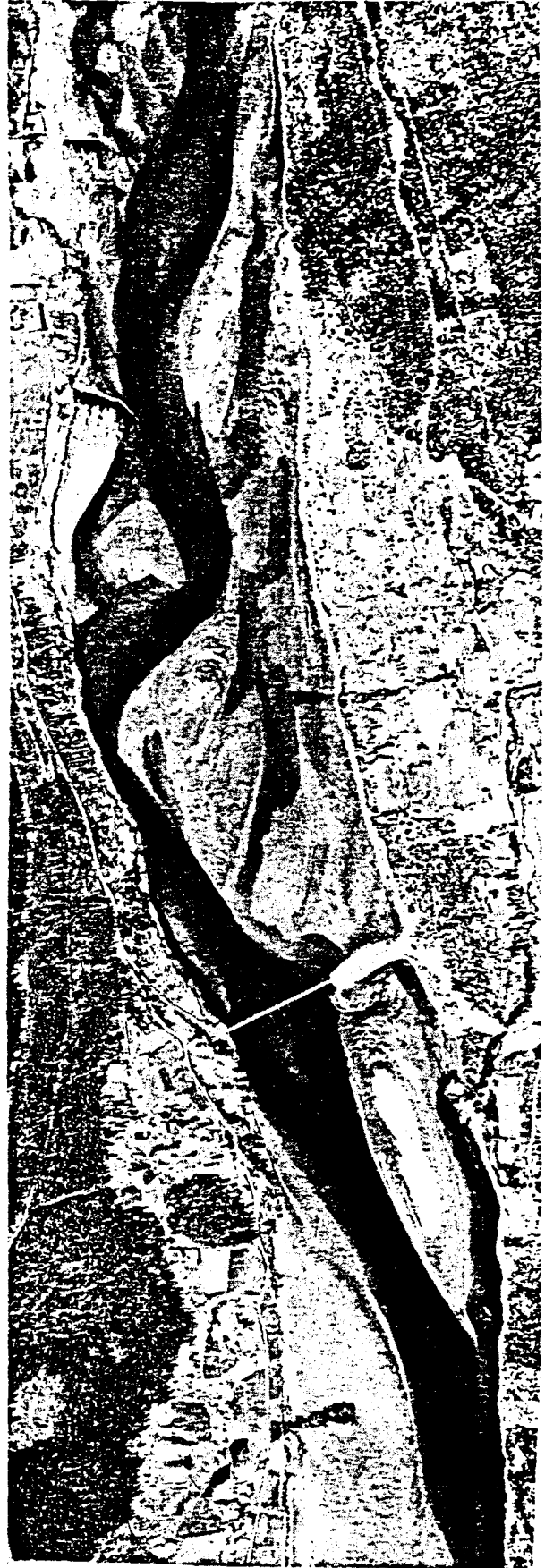
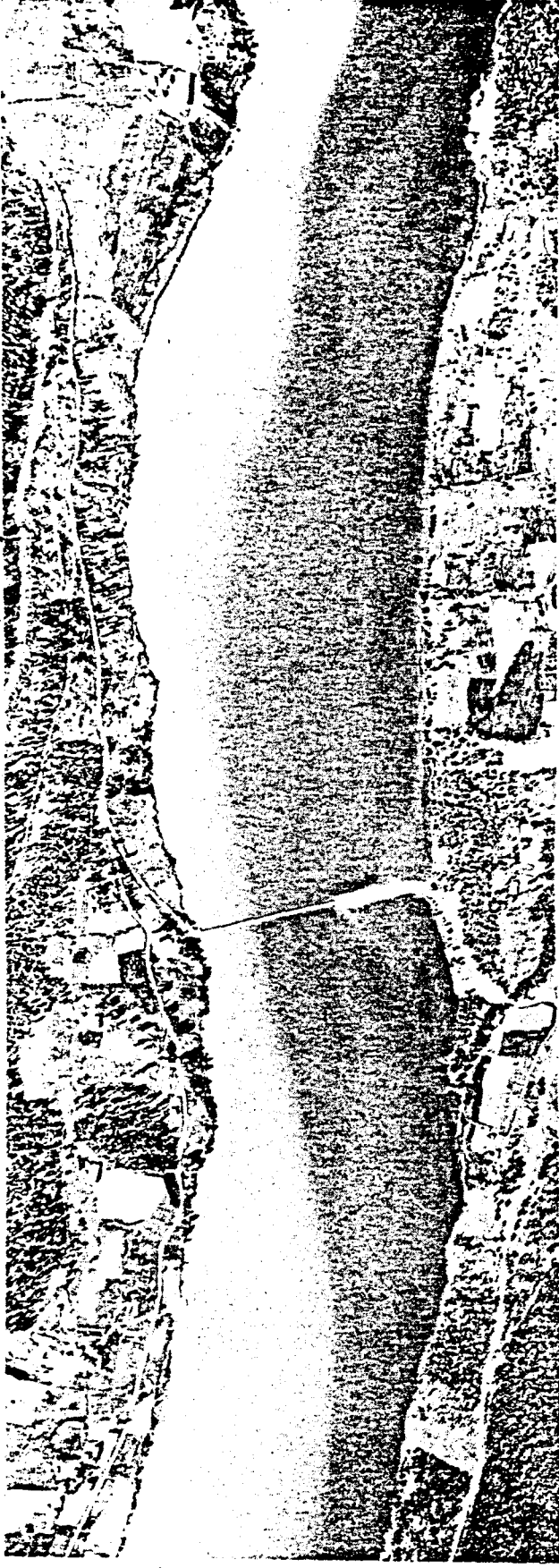


Fig. 22. Bøvrå deltaplattform ved Lia bru 19.5. 1964 vannføring 19 m<sup>3</sup>/s, og 31. mai 1963 med vannføring 142 m<sup>3</sup>/s. Enerett: Nor-fly.

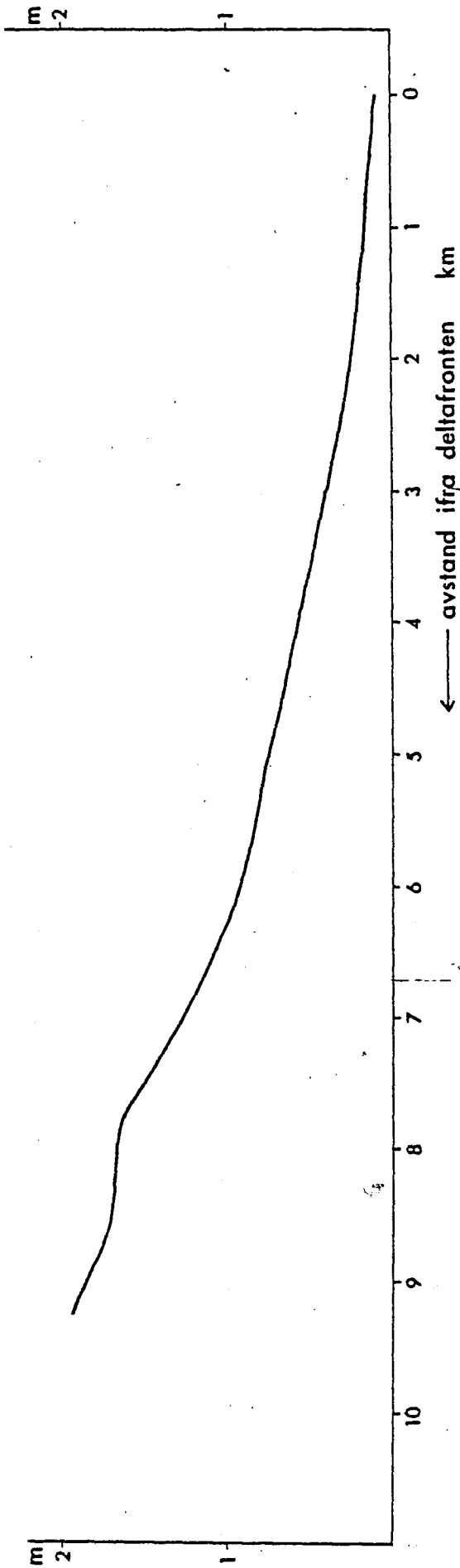


Fig. 23. Deltaplattformens lengdeprofil i Ottavatn som funksjon av avstanden fra deltafronten.

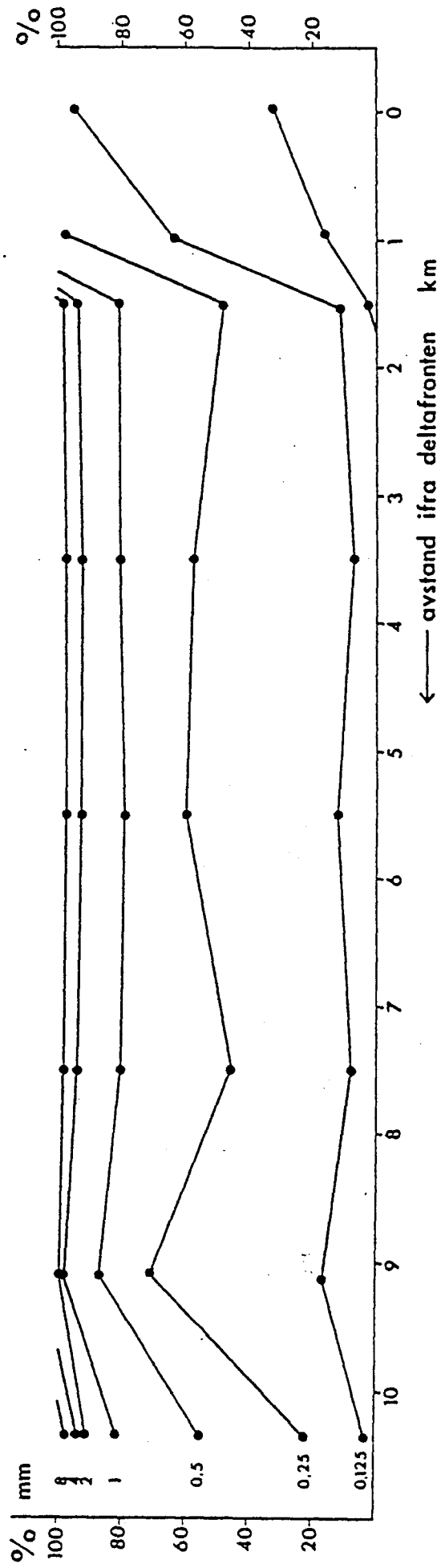


Fig. 24. Materialsammensetningen i deksjiktet i Bøvrås deltaplattform i Ottavatn som funksjon av avstanden fra deltafronten.

1,5 km fra deltafronten skjer det en brå forandring i avsetningenes sammensetning. Fraksjonene 0,125 - 0,063 mm og mindre, sedimenterer på plattformen, samtidig som de grovere fraksjonene ikke lenger er representert. Bunntransporten over plattformen opphører altså i denne avstanden og de suspensjonstransporterte fraksjonene begynner å sedimentere.

#### SEDIMENTTRANSPORTEN UTOVER DELTAET

Sedimenttransporten utover deltaet ble i 1970 undersøkt i 8 måleprofiler. Transporten i Otta er bare 5-15% av transporten i Bøvra, og Otta må derfor ha liten betydning for deltautbyggingen. Suspensjonskonsentrasjonen avtar raskt utenfor munningen (fig. 25). De lave verdiene ved profil 2 må skyldes at her er bassenget på sitt bredeste. Konsentrasjonene øker igjen nedenfor antagelig pga. utveksling med bunnsedimentet. De øverste 2-3 stasjonene har imidlertid inhomogene vannmasser pga. samløpet med Otta.

Like ovenfor deltafronten var sedimentkonsentrasjonen nær 25% av konsentrasjonen ved Fossberget. Hvis vannføringen i Otta da antas å være av samme størrelsesorden som i Bøvra, må dette bety at halvparten av suspensjonstransporten ved Lom når ut til deltafronten. Utover i Vågåvatn hadde konsentrasjonen avtatt til 5%.

Bunntransporten nederst i Bøvra når neppe langt ut i Ottavatn. Øverst på deltaet ble det påvist aktiv transport i grus- og stenfraksjonen, men etter 1 km var disse fraksjonene forsvunnet. De groveste suspensjonspartiklene kan imidlertid bli bunnfelt og fraktet videre i banker, dyner og ripples. På den distale delen forandrer løpene karakter fra å være brede og grunne til å bli smale og dype. Som antydnet for sedimentkonsentrasjonen synes de hydrauliske forholdene å være bestemt av dalens bredde.

Målinger av suspensjonstransporten over deltaflaten ble også utført sommeren 1975, fra 22/5 til 10/8. Det ble tatt daglige prøver på Lia bru, 6 km nedstrøms på Bøvrass delta.

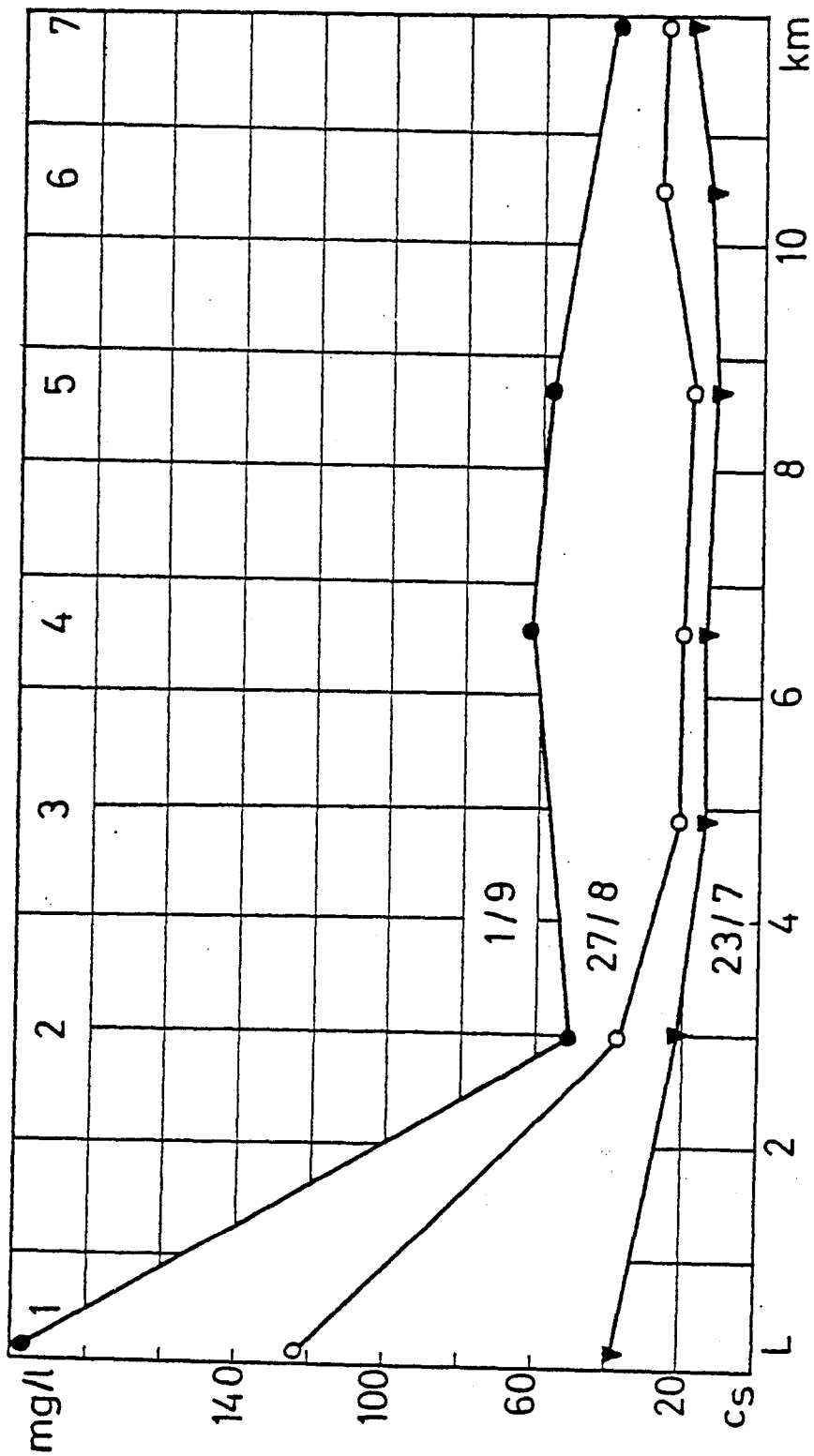
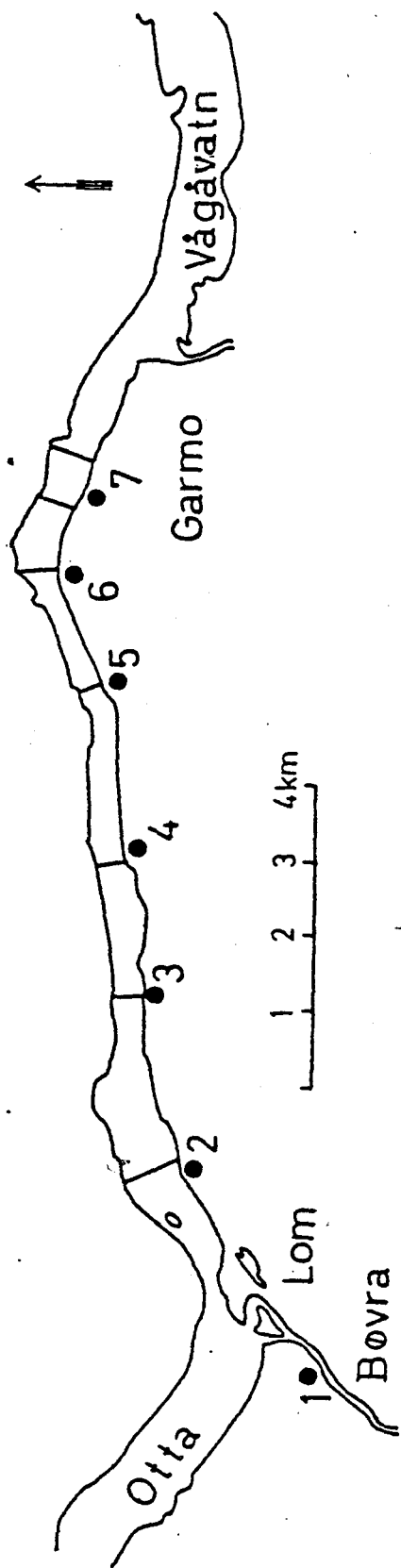


Fig. 25. Reduksjon av suspensjonskonsentrasjonen gjennom Bøvras deltaområde i Ottavatn. Målingene er utført 1970.

Det foreligger en del usikkerhet omkring vannføringen, men et sannsynlig tall for den totale suspensjonstransporten ved Lia bru i 1975 synes å være omkring 100 000 tonn.

Hvis vi regner med tilførsel av ca. 50 000 tonn med Bøvra i samme periode, og at Ottas bidrag er 10-20% av dette, kan vi regne med at deltaet i 1975 fikk en samlet tilførsel på omlag 60 000 tonn suspendert materiale.

Usikkerheten ved Ottas vannføring gjør at en må være forsiktig med å feste alt for stor lit til tallene for suspensjonstransport ved Lia bru. Forskjellen mellom summen av suspensjonstransporten i Bøvra og Otta og suspensjonstransporten ved Lia bru er likevel så stor at det er rimelig å anta at det i 1975 foregikk en netto erosjon på strekningen ovenfor Lia bru.

Et nærmere studium av deltaflaten og området foran deltafronten i 1975 antydte at det må ha foregått en betraktelig erosjon på deltaoverflaten også nedstrøms fra Lia bru. Netto erosjon på deltaet i årene 1971-75 kan muligens dreie seg om 6 ganger mengden av det materialet som ble tilført deltaet.

#### DELTAFRONTEN

Fronten på Bøvras delta ligger ca. 11,5 km nedstrøms for Fossberget. Gradienten på deltafronten er relativt liten, maksimalt 4%. Mellom de siste synlige avsetningene ved Sandom og Vuluas elvevifte er det et basseng med maksimal dybde på 25 m. Størsteparten av materialet som føres frem til fronten avsettes her. Bare de aller fineste partiklene transporteres med vannet videre nedover i vassdraget. Utenfor deltafronten fortsetter løpene i subakvatiske løpsformer med leveer (fig. 26).

Strømningsforløpet over deltafronten varierer med vannføring og konsentrasjon av suspensjonsmateriale. I visse situasjoner er det observert at ellevannet fortrenger innsjøvannet for så brått å forsvinne fra overflaten. Grensesonen mellom ellevannet og innsjøens vann er markert av flytende gjenstander på fig. 27.

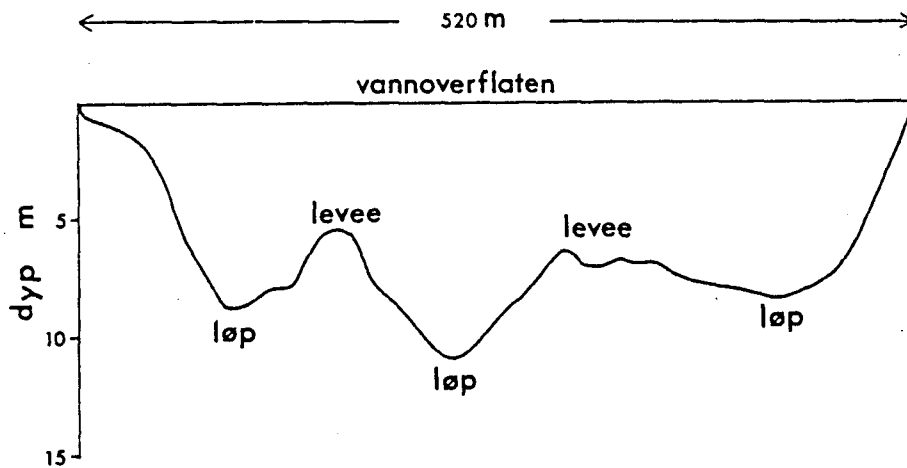


Fig. 26. Tverrprofil av deltafrontens distalskråning med løp og leveer.

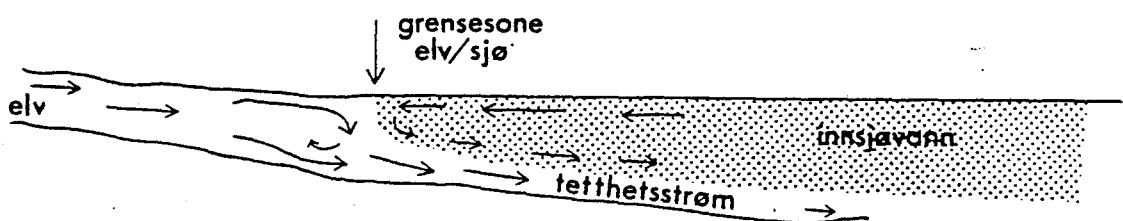


Fig. 27. Deltafronten i Ottavatn der grensesonen mellom ellevann og innsjøvann er markert av flytende råk (13. mai 1954 1:5000). Det kan her tyde på at ellevannet dukker ned og fortsetter langs bunnen som en tetthetsstrøm som vist i prinsippskissen. Enerett: Fjellanger-Widerøe A/S.

Den slake deltafronten danner gunstige forhold for at et slikt strømningsforløp skal inntreffe. I tillegg er tetthetsforskjellen mellom det innstrømmende ellevannet og vannmassene i Vågåvatn avgjørende. En temperaturforskjell på 2 °C og forskjell i konsentrasjon av suspensjonsmateriale på 200 mg/l er antagelig tilstrekkelig til at den nødvendige forskjellen i tetthet skal oppstå. Nå inntreffer slike situasjoner forholdsvis sjelden og er sannsynligvis av kort varighet. Bunntopografien medfører antakeligvis at tetthetsstrømmene ikke influerer syndertlig på vannmassene nedstrøms for Vulua.

#### STABILITETEN PÅ DELTAET

Undersøkelsene av sedimentene på deltaplattformen viser at materialet er sammensatt av mobile fraksjoner. Observasjoner og målinger viser at store sandbanker beveger seg nedstrøms selv ved lave og midlere vannføringer. Vegetasjon som kan virke bindende på sandavsetningene forekommer bare i begrensede områder.

Dette innebærer at avsetningene er særs følsomme for forandringer i forhold som er bestemmende for deltaets stabilitet. Særlig vil forandringer i erosjonsbasis (f.eks. en heving eller senking av vannoverflaten i Vågåvatnet) få stor virkning på deltaavsetningene. Forbygninger som forandrer strømbildet kan også ha betydning i denne sammenheng.

I følge beretninger fra de fastboende har elven senket sitt løp kraftig oppstrøms for deltafronten i de senere år. I bassenget mellom deltafronten og Vulua drives det fiske til husbruk. Her er det også påvist forandringer ved at bunnen har hevet seg merkbart i samme tidsrom. Dette bassenget ble ekkoloddet i 1970. En gjentatt ekkolodding i 1975 antydte en heving av bunnen som er betraktelig større enn hva en kunne vente på basis av sedimenttilførselen til deltaets proksimaldel.

Som følge av opprensingsarbeider ved utløpet av Vågåvatn, har det angivelig funnet sted en senkning av vannspeilet. En senkning

ville medføre tilbakeskridende erosjon over plattformen. Det nevnte knekkpunktet i lengdeprofilen kan tolkes som et resultat av en slik tilpasning til et nytt likevektsprofil. Ekko-loddingene er imidlertid for unøyaktige til å fastslå mengden av de massene som er refordelt.

En annen årsak til instabiliteten i avsetningene kan være at byggingen av broen ved Fossberget har ført til en innsnevring av løpet. I følge beregninger utført av Chang et al. (1976) på løpstilpasning under liknende forhold, vil en innsnevring av løpet føre til en sterk erosjon og senking av løpet ved innsnevringen der strømhastighetene er størst. Denne senkningen vil forplantes nedstrøms og føre til en ny tilpasning av lengdeprofilen.

En utbygging av Bøvra og/eller Otta vil i samme grad føre med seg forandringer som vil kunne påvirke utviklingen på deltaet. Ved en magasinering av det sedimentbelastede vannet fra breene vil en stor andel av materialtilførselen til deltaet opphøre, mens årsavløpet vil utjevnes. Sommervannføringene vil bli redusert, mens vannføringen vil øke i vinterperioden. Når materialtilførselen svekkes vil elva utnytte den "ledige" transportkapasiteten til å erodere avsetningene. Selv ved de laveste vannføringene kan det foregå erosjon. En slik tilpasning av lengdeprofilen vil foregå inntil det igjen er samsvar mellom elvens transportkapasitet og gradienten. I denne tilpasningsperioden er det grunn til å anta at elven vil erodere den øvre del av deltaet og opprettholde et anastomoserende løpsmønster.



## L I T T E R A T U R

- Ahlmann, H.W. 1922. Glaciers in Jotunheimen and their physiography. *Geogr. Ann.* 4, 1-57.
- Bergseth, H. 1952. *En undersøkelse av breelver i Jotunheimen.* H. oppg. Geogr. inst. Univ. Oslo, 93 s.
- Bruun, I. 1967. *Standard normals 1931-60 for the air temperature in Norway.* N.met.inst. Oslo, 270 s.
- Chang, H.H. & Hill, J.C. 1976. Computer modelling of erodible flood channels and deltas. *Am.Soc.civ.Engrs.J.Hyd.Div.* 102:HY10.
- Corbel, J. 1959. Vitesse de l'erosion. *Zeitschr.f.G geom.* 3, 1-28.
- Dietrichson, B. 1950. Det kaledonske knuteområdet i Gudbrandsdalen. *N.geol.Tidsskr.* 28, 65-143.
- Gjessing, J. 1967. Norway's paleic surface. *N.geogr.Tidsskr.* 21, 69-130.
- Gjessing, J. 1970. *Geomorfologi i ekskursjonsområdet Gudbrandsdalen - Jotunheimen.* Ekskursjonsguide, Geogr.inst. Univ. Oslo, 26 s.
- Gjessing, J. 1977. Landformene. s.15-43 i J. Gjessing (red.) *Norges Geografi*, Univ.forl. Oslo.
- Holtedahl, O. 1960. Geology of Norway. *Norg.geol.Unders.* 208, 280-287.
- Karlsen, O.G. 1971. *Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Visa og de nedre deler av Bøvra.* H.oppg. Geogr.inst. Univ. Oslo, 126 s.
- Kjeldsen, O. (red.) 1975. Materialtransportundersøkelser i norske bre-elver 1974. *Hyd.avd. NVE Rapp.* 3-75, 92 s.
- Kjeldsen, O. (red.) 1977. Materialtransportundersøkelser i norsk bre-elver 1975. *Hyd.avd. NVE Rapp.* 3-77, 47 s.
- Klæboe, H. 1951. Transport of solid matters in glacier currents. *Ass.Int.Hyd.Sci, Ass.Gen. Brussel* 3, 124-127.
- Klæboe, H. 1953. The Hellstugu River. *N.geogr.Tidsskr.* 14, 140-151.
- Klæboe, H. & Schou, G. 1939. Storflommen august - september 1938. *N.geogr.Tidsskr.* 7, 206-227.
- Landmark, K. 1948. Geologiske undersøkelser Luster - Bøverdalen. *Univ.Bergen Årv.nat.vit.rekke* 1948:1, 57 s.

- Leopold, L.B. & Wolman, M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight. *U.S.geol.Surv.Prof.Pp.* 282, 39-85.
- Liestøl, O. 1967. Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. *N.Polarinst.Skr.* 141, 63 s.
- Liestøl, O. 1969. Brefluktuasjoner. s.14-17 i G. Østrem & T. Ziegler, Atlas over breer i Sør-Norge. *Hyd.avd.NVE Medd.* 20.
- Låg, J. & Bergseth, H. 1954. Studies on acidoid-basoid relationships of freshly formed materiale, suspended in - Norwegian glacial rivers. *V.Int.Congr.Soil Sci., Brussel, Trans.* 4, 53-57.
- Meland, N. & Norrman, J.O. 1969. Transport velocities of individual size fractions in heterogenuous bed-load. *Geogr.Ann.* 51, 127-144.
- Nilsson, B. 1971. Sedimenttransport i svenska vattendrag. Ett IHD-projekt. Del 1. Metodik. *Naturgeogr.inst.Univ. Uppsala Rapp.* 4, 83 s.
- Nilsson, B. 1972. Sedimenttransport i svenska vattendrag. Ett IHD-projekt. Del 2. Avrinningsområden, stationer och resultat 1967-1969. *Naturgeogr. inst.Univ. Uppsala Rapp.* 16, 250 s.
- Nordseth, K. 1973. Fluvial processes and adjustments on a braided river. *N.geogr.Tidsskr.* 27, 109-126.
- Nordseth, K. 1974. Sedimenttransport i norske vassdrag. *Sammen- drag av arbeider ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo 1969-1973.* Geogr.inst.Univ. Oslo, 177 s.
- Nordseth, K. 1974b. Sedimenteksport i norske vassdrag. *Vannet i Norden* 7:3, 21-29.
- Norges Geologiske Undersøkelse 1969. *Geologisk kart over området Skjåk. Sygnefjell.* NGU oppdr. 817.
- Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen 1923. *Vassdragsnivelle- ment nr. 123.*
- Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen 1977. *Kontoret for over- flatehydrologi. Data arkiv pr. 8.07.1977.* Hyd.Avd. NVE, 90 s.
- Rekstad, J. 1904. Fra det nordøstlige av Jotunfjeldene. *Norg.geol.Unders.* 37.

- Roen, S. 1953. *Slamføring i breelver og slaminnhold, sedimentasjon og termikk i Nigardsvatn*. H.opp. Geogr.inst. Univ. Oslo, 106 s.
- Schoklitsch, A. 1933. *Über die Verkleinerung der Beschiebe in Flussläufen*. *Akad.Wiss. Wien Math.-naturv. Kl.Sitzungsber* 142.
- Stene, R.N. 1972. *Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Leira og øvre del av Bøvra*. H.oppg. Geogr.inst.Univ.Oslo, 143 s
- Strand, T. 1963. *Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen*. *Norg.geol.Unders.* 228, 280-287.
- Strand, T. 1965. *Geology and structure of the Prestberget area*. *Norg.geol.Unders.* 228.
- Søgnen, R. 1942. *Beregning av sjøers naturlige reguleringsevne og flommer i norske vassdrag*. Oslo, 58 s.
- Tollan, A. & Pytte Aswall, R. 1977. *Norges geografi, hydrologi og glasiologi*. s.127-142 i J. Gjessing (red.), *Norges geografi*, Univ.forl. Oslo.
- Trudeng, M. 1978. *Sedimentproduksjon og sedimenttransport i Leira, Jotunheimen*. H.oppg. Geogr.inst.Univ.Oslo.
- Werner Johannessen, T. 1977. *Vær- og klimaforhold*. s.61-126 i J. Gjessing (red.). *Norges geografi*, Univ.forl. Oslo.
- Østrem, G. 1968. *Korrelasjonsberegninger - et middel til avløpsprognosering*. s.104-116 i G. Østrem & R. Pytte (red.). *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1967*, *Hyd.avd. NVE Rapp.* 4/68.
- Østrem, G. 1969. *Korrelasjonsberegninger og regresjonsanalyser av døgnlig avløp som funksjon av meteorologiske parametre* s.83-97 i R. Pytte (red.), *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968*, *Hyd.avd. NVE Rapp.* 5/69.
- Østrem, G. 1970. *Breavløp som funksjon av meteorologiske parametre*. s.73-84 i R. Pytte (red.), *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1969*, *Hyd.avd. NVE Rapp.* 5/70.
- Østrem, G. & Ziegler, T. 1969. *Atlas over breer i Sør-Norge*. *Hyd.avd. NVE Medd.* 20, 207 s.

## PUBLISERTE RAPPORTER

Årsberetning 1975.

- Nr. 1 Naturvitenskapelige interesser i de vassdrag som behandles av kontaktutvalget for verneplanen for vassdrag 1975-1976. Dokumentasjonen er utarbeidet av: Cand.real. E. Boman, cand.real. P.E. Faugli, cand.real. K. Halvorsen. Særtrykk fra NOU 1976:15.
- Nr. 2 Faugli, P.E. 1976. Oversikt over våre vassdrags vernestatus
- Nr. 3 Gjessing, J. (red.) 1977. Naturvitenskap og vannkraft-utbygging. Foredrag og diskusjoner ved konferanse 5.-7. desember 1976.
- Nr. 4 Årsberetning 1976 - 1977.
- Nr. 5 Faugli, P.E. 1978. Verneplan for vassdrag/ National plan for protecting river basins from power development. Særtrykk fra Norsk geogr. Tidsskr. 31. 149-162.

## OPPDRAGSRAPPORTER

- 76/01 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Nyset-Steggjevassdragene.
- 76/02 Bogen, J. Geomorfologisk befaring i Sundsfjordvassdraget.
- 76/03 Bogen, J. Austerdalsdeltaet i Tysfjord. Rapport fra geomorfologisk befaring.
- 76/04 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Kvænangselv, Nordbotnelv og Badderelv.
- 76/05 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Vefsnas nedbørfelt.
- 77/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Hovdenområdet, Setesdal.
- 77/02 Faugli, P.E. Geomorfologisk befaring i nedre deler av Laksågas nedbørfelt, Nordland.
- 77/03 Faugli, P.E. Ytterligere reguleringer i Forsåvassdraget - fluvialgeomorfologisk befaring.
- 78/01 Faugli, P.E. & Halvorsen, G. Naturvitenskapelige forhold - planlagte overføringer til Sønstevatn, Imingfjell.