

**KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER,
UNIVERSITETET I OSLO**



Jim Bogen

**MØRKRIVASSDRAGET OG
FEIGUMVASSDRAGET -
FLUVIALGEOMORFOLOGI**

OSLO 1982

RAPPORT 50

REGISTRERING AV VERNEVERDIER I DE 10-ÅRS VERNEDE VASSDRAG

Stortinget behandlet i april 1973 verneplan for vassdrag. Ved behandlingen ble vassdragene delt i følgende grupper:

- 1) Varig vernede vassdrag
- 2) Vassdrag med vern foreløpig fram til 1983
- 3) Vassdrag som kan konsesjonsbehandles

For en del vassdrag utsatte Stortinget behandlingen i påvente av nærmere forslag fra Regjeringen. Stortinget tok stilling til disse vassdrag i november 1980 og plasserte dem i forannevnte grupper. For gruppe 2 ble verneperioden forlenget fram til 1985.

Det er forutsetningen at både verneverdien og utbyggingsverdiene i vassdragene i gruppe 2 skal utredes nærmere før det tas endelig stilling til vernespørsmålet.

Miljøverndepartementet har påtatt seg ansvaret for å klarlegge følgende verneinteresser:

- Resipientinteressene
- Naturvitenskapelige interesser
- Kulturvitenskapelige interesser
- Viltinteressene
- Fiskeinteressene
- Friluftslivsinteressene

Miljøverndepartementet oppnevnte 24. september 1976 "Styringsgruppen for ~~det naturvitenskapelige~~ undersøkelsesarbeidet i de 10-års vernede vassdrag" til å stå for arbeidet med å klarlegge naturvitenskapelige interesser. Styringsgruppen består av en representant fra hvert av landets universitet samt en representant fra Norges Landbrukshøgskole, videre har Sperstad-utvalget og Miljøverndepartementet en representant hver i gruppen.

Denne rapport er avgitt til Miljøverndepartementet som et ledd i arbeidet med å klarlegge de naturvitenskapelige interesser. Rapporten er begrenset til å omfatte registreringa av natur-verdier i tilknytning til 10-års vernede vassdrag. Rapporten omfatter ingen vurdering av verneverdiene, og heller ikke av den skade som måtte oppstå ved eventuell kraftutbygging.

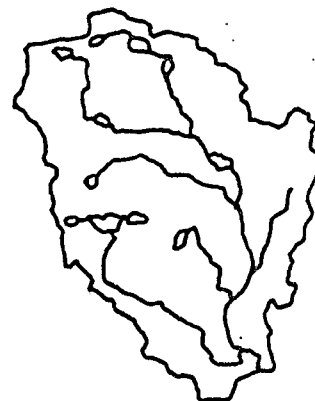
En er kjent med at noen kraftselskaper tar sikte på innen 1985 å ha ferdig søknad om utbygging av vassdrag innenfor gruppe 2, i tilfelle av at Stortinget skulle treffe vedtak om konsesjonsbehandling for disse vassdrag.

Denne rapport tilfredsstillter ikke de krav vassdragslovgivningen stiller til søknader om kraftutbygging. Den kan derfor ikke nyttes som selvstendig grunnlag for vurdering av skader/ulemper ved kraftutbygging.

Miljøverndepartementet

Oslo, 18.12.1980

KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER
UNIVERSITETET I OSLO
POSTBOKS 1066
BLINDERN
OSLO 3



JIM BOGEN

MØRKRIVASSDRAGET OG
FEIGUMVASSDRAGET -
FLUVIALGEOMORFOLOGI

ISBN 82-7231-053-8

1. FORORD

Mørkrivassdraget og Feigumvassdraget ligger i Luster kommune i Indre Sogn og løper begge ut i Lusterfjorden, en del av Sognefjorden. Denne rapporten er utarbeidet i tilknytning til de naturvitenskapelige registreringer som Miljøverndepartementet gjennomfører i de 10-års vernede vassdragene, og omhandler fluvialgeomorfologiske forhold. Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer ved Universitetet i Oslo har stått for det administrative opplegg, mens undersøkelsen er bekostet av Miljøverndepartementet.

Rapporten bygger på feltundersøkelser som er gjennomført av J. Bogen med assistanse av S. Husebye sommeren 1979.

INNHOOLD

	Side
1. FORORD	
MØRKRIVASSDRAGET	
2. BERGGRUNNSGEOLOGI	1
3. GEOMORFOLOGIS. STORFORMER	3
4. KLIMA	6
5. HYDROLOGI	9
6. SEDIMENTPRODUKSJON OG SEDIMENTTRANSPORT	14
6.1. Glasial sedimentproduksjon	14
6.2. Transport av kjemisk oppløst materiale	15
6.3. Massebevegelse	16
6.4. Erosjon i kvartære løsmasser	18
7. ELVESLETTENE	22
7.1. Bassenget ved Dalen	22
7.2. Bassenget ved Dulsete	22
7.3. Strekningen Dulsete - Gilja	26
7.4. Bassenget ved Øyane	28
7.5. Strekningen Mørkri - Bolstad	31
8. DELTAAVSETNINGER	33
8.1. Det marine deltaet i Lusterfjorden	33
8.2. Deltaet i Heimste Rausdalsvatn	35
8.3. Deltaet ved Fastseter	37
8.4. Ofsarvatnet	39
9. FLUVIALGEOMORFOLOGISK VURDERING	41
9.1. Diskusjon	41
9.2. Mørkrivassdraget	42
FEIGUMVASSDRAGET	
10. GEOLOGI OG GEOMORFOLOGI	44
11. HYDROLOGI OG SEDIMENTTRANSPORT	46
12. KONKLUSJON	49
13. REFERANSER	50

MØRKRIVASSDRAGET

2. BERGGRUNNSGEOLOGI

Berggrunnen danner grunnlaget for landskapsutviklingen ved at den utgjør det materialet som forvitring og erosjon har å arbeide med. Geologien i området er behandlet av Rekstad (1914), Landmark (1948), Geoteam (1969) og Lutro (1981). Vassdraget ligger i overgangen mellom to geologiske hovedformasjoner (se geologisk kart fig. 1). Bunngneiskomplekset i nord består av middels til finkornige gneiser av granittisk til kvartsdiorittisk sammensetning. Sørøst for nedbørfeltet ligger Jotunheimens skyvedekker av eruptivbergarter. I grensone er bunngneisen overlagret av kambrosiluriske sedimentbergarter som dekker de sørlige deler av nedbørfeltet. Fyllitt, bestående av kvartsrik kloritt og muskovittskifer utgjør hovedandelen av sedimentbergartene. Lagdelingen viser et fall på 10-70° mot sør og sørøst.



Fig. 1. Geologisk kart over Mørkrivassdragets nedbørfelt. Etter Berthelsen og Huseby (1981).

3. GEOMORFOLOGI. STORFORMER

Mørkrisdalen ender ikke brått i en dalende slik som de fleste glacialutformede dalene i Vest-Norge. Lengdeprofilen viser en gradvis overgang opp mot høyfjellet (fig. 2). Muligens har dette sin årsak i at preglasiale anlegg har blitt bevart gjennom istidene. Flere trekk ved Mørkrisdalens morfologi er imidlertid svært karakteristisk for glacial erosjon. Det forekommer flere større daltrinn f.eks. ved Gilja, Dulsete og Løndalen. En rekke overfordypede glasielle basseng er fylt opp av løsmasser og fremtrer i lengdeprofilen som strekninger med liten gradient. Ved Rausdalsvatnet og Åsetvatnet har materialtilførselen i postglacial tid ikke vært stor nok til å fylle igjen sjøene.

I de høyereliggende deler av nedbørfeltet er landskapet dominert av arvede paleiske former som i følge Gjessing (1967) er dannet i et varmere klima i Tertiærtiden.

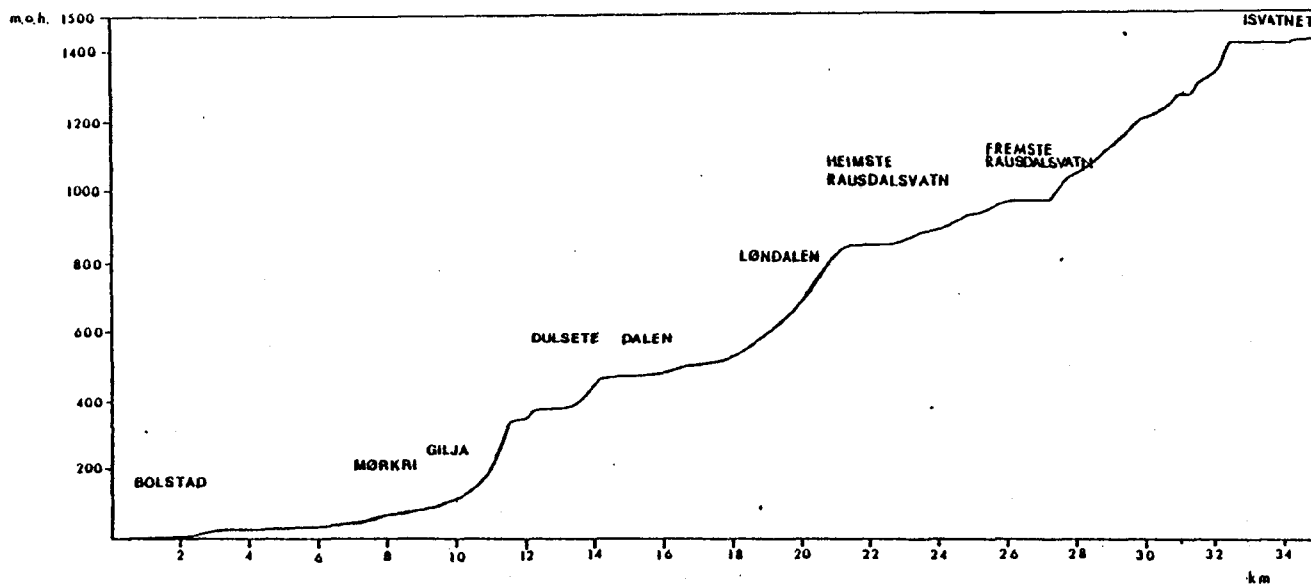


Fig. 2. Mørkrisvassdragets lengdeprofil.

De nedre deler av Mørkrisdalen bærer imidlertid preg av en intensiv glasial erosjon med bratte fjellsider og en brå lateral overgang til det paleiske vidde-nivået. Ovenfor Nobbelvis tilløp har hoveddalen beholdt et V-formet tverrprofil. Rausdalen, som danner en fortsettelse av Mørkrisdalen har et utpreget glasialutformet U-profil med en åpen og vid dalbunn. Ismassene som beveget seg gjennom Rausdalen har antagelig bare fulgt hoveddalen når isen var av mindre mektighet. Det har ikke oppstått noe naturlig konfluensområde for isstrømmene. Betingelsene for en utpreget dalendedannelse har ikke vært spesielt gunstige (jfr. Gjessing 1966).

De glasiiale storformene har gitt spesielle bibetingelser for den postglasiale fluviale formutviklingen i Mørkrivassdraget. En morfologi der løpsstrekninger med stryk i fast berg og irregulære løpsforhold skifter med alluviale strekninger der elven har fylt opp glasiiale basseng og dannet elvesletter, synes å være et gjennomgående karaktertrekk ved mange norske vassdrag. Mørkrivassdragets elvesletter og deltaer er vist i fig. 3. Liknende forhold er beskrevet for Jostedøla (Harsten 1978), Bøvra (Karlsen og Stene 1978), Eikefetelvi, Øvstedalsvassdraget og Årøyvassdraget (Bogen 1975 a, b, 1981). De nåværende elveslettene kan være utformet ved overlaging av kvartære løsmasser eller ved deltautbygging i innsjøer.

For nærmere omtale av nedbørfeltets kvartærgeologi og geomorfologi vises til egen rapport i prosjektet (Anda & Nordahl Olsen 1982).

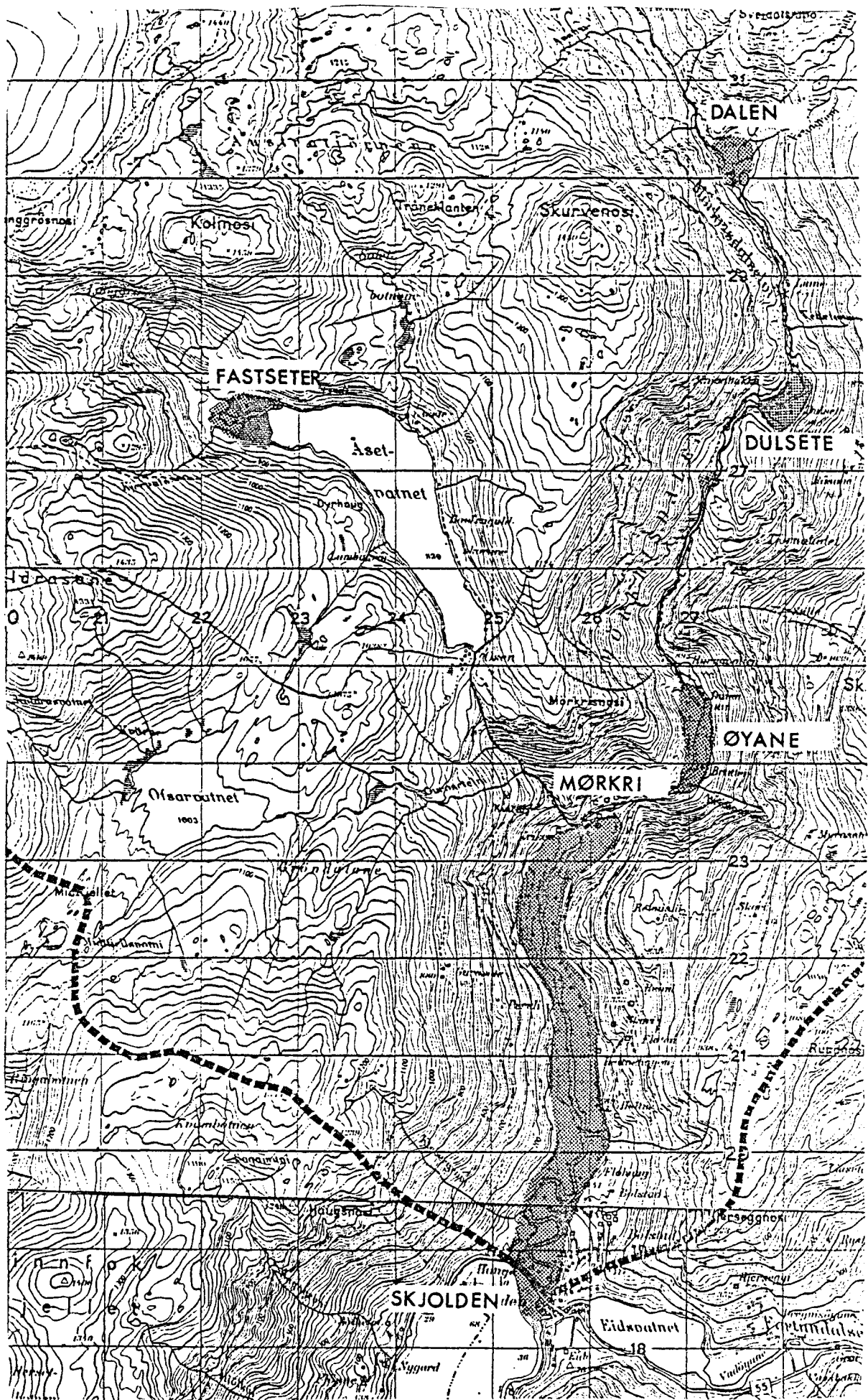


Fig. 3. Elvesletter og delta i Mørkrivassdraget.

4. KLIMA

De nærmeste meteorologiske stasjonene er Fortun (27 m o.h.) og Bjørkehaug i Jostedal (324 m o.h.). I sommermånedene har NVE observasjoner på toppen av Jostedalsbreen 1630 m o.h. Over 80% av nedbørfeltet ligger over 1000 m o.h., se hypsografisk kurve i fig. 4. Nedbør og temperaturnormaler for perioden 1931-60 er vist i tabell 1. Mørkrivassdraget ligger i grenseområdet mellom kontinentalt og maritimt klima. Den årlige temperaturamplituden ved Fortun er på 19,9 °C. Middeltemperaturen er 4,6 °C. Nedbøren er imidlertid relativt jevnt fordelt over året med et maksimum på 80 mm i oktober og minimum på 28 mm i mai.

Ved Bjørkehaug i Jostedalen er temperaturamplituden bare ubetydelig mindre, 19,1 °C, og årlig totalnedbør er imidlertid mye større, 1 142 mm. Minimum opptrer i mai med 46 mm. To utpregede maksima på 138 mm og 139 mm inntreffer i oktober og desember, og har sammenheng med hyppig frontnedbør på denne tiden.

Nedbørintensiteten kan ofte være av betydning for geomorfologiske prosesser. Den 14. og 15. august 1979 inntraff den største flom i historisk tid i Jostedalsvassdraget. Flommen hadde sin årsak i intens nedbør. Den 14. august ble det målt 65 mm nedbør på Bjørkehaug. Ved Fåberg øverst i Jostedalen falt det 78 mm. Ved Fortun viser målingene bare 7 mm den 14. august. Det var altså en betydelig nedbørgradient over nedbørfeltet i dette døgnet (fig. 5).

De meteorologiske forholdene i Indre Sogn er sterkt påvirket av topografien. Topografiske variasjoner gir spesielt opphav til endringer i vindfeltet og fører dermed til ulik orografisk effekt og lokale variasjoner i nedbørfordelingen. Det fins ikke faste nedbørstasjoner i Mørkrisdalen. I årene 1961-63 ble imidlertid nedbøren målt ved Skjolden og Mørkri i tilknytning

til en klimaundersøkelse som ble gjennomført av herredsgartneren i Luster. Nedbørsobservasjonene er sammenstilt med data fra Fortun i tabell 1.

Tabell 1. Nedbørmidler for årene 1961-63.

Det falt mest nedbør ved Skjolden og minst ved Fortun. Verdiene for Mørkrisdalen ligger med unntak for august noe over verdiene for Fortun.

Normalnedbør 5516 Fortun 27 m o.h.

mm

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Året
60	56	38	34	28	48	64	64	79	80	61	68	680

5543 Bjørkehaug i Jostedal 370 m o.h.

mm

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Året
124	105	70	71	46	64	74	76	118	138	117	139	1142

Månedlig og årlig standardnormaler for temperatur

Fortun 1931-60 °C

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
-5,1	-5,1	-1,5	4,2	9,3	12,6	14,8	13,7	9,4	4,5	0,5	-2,4

Bjørkehaug

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
-4,8	-4,7	-2,0	2,3	7,6	11,8	14,3	13,2	8,8	4,1	0,2	-2,9

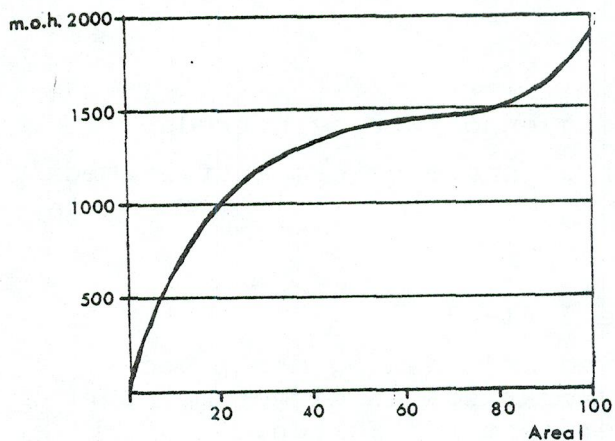


Fig. 4. Hypsografisk kurve for Mørkrivassdragets nedbørfelt.

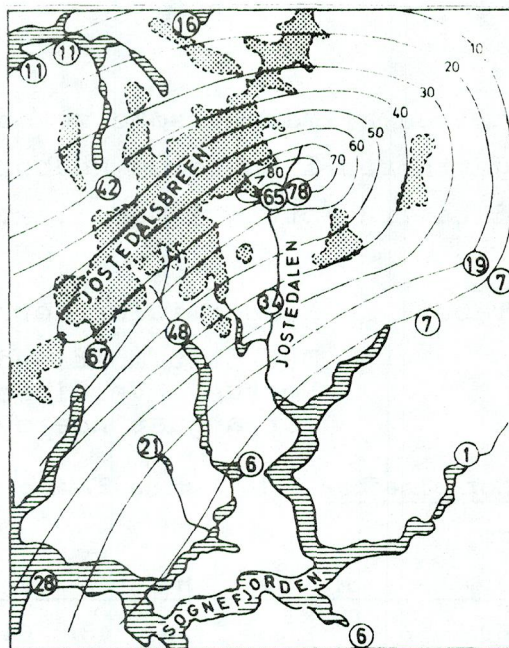


Fig. 5. Nedbørfordelingen i området rundt Jostedalsbreen under flommen 14. og 15. august 1979. Tallene angir nedbørregistreringer.

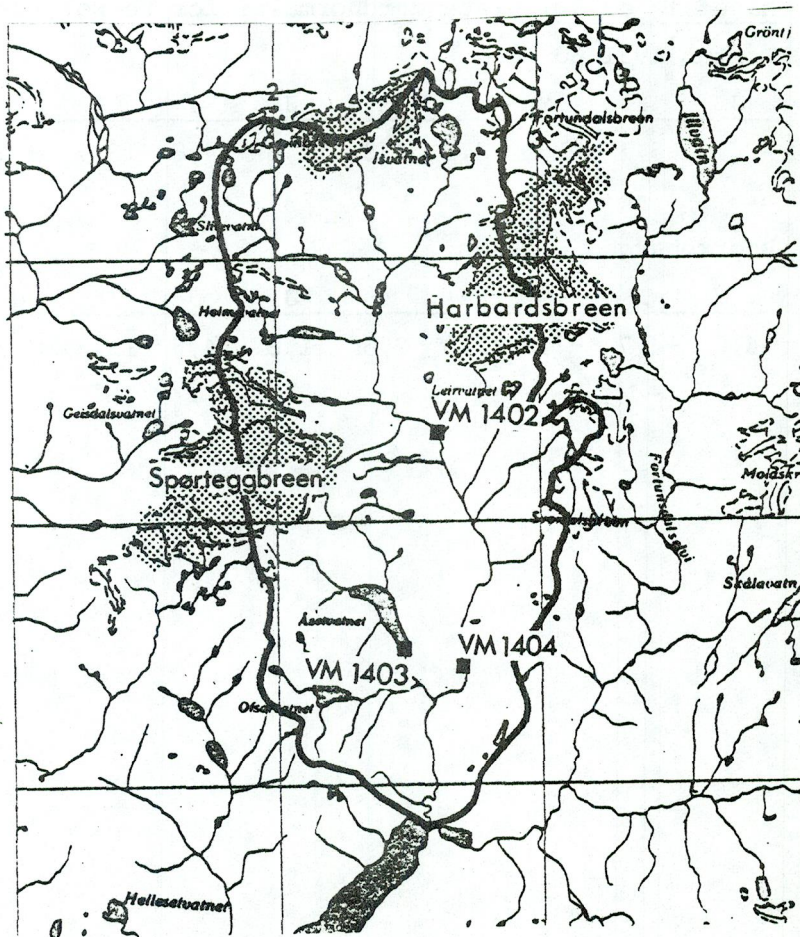


Fig. 6. Vanmerker i Mørkrivassdraget.

5. HYDROLOGI

Mørkrivassdragets nedbørfelt dekker et areal på 284 km^2 , hvorav $30,8 \text{ km}^2$ er dekket av breer. Avløpet registreres på vannmerkene 1402 Rausdal, 1403 Åsetvatn og 1404 Gilja. Alle vannmerkene ble opprettet i NVE i 1963 (fig. 6).

Vm 1404 drenerer et feltareal på 203 km^2 . Midlere årlig avløp gjennom årene 1963-76 varierte mellom 370 og 470 mill m^3 ved dette vannmerket. Størstedelen av avrenningen foregår i månedene mai - september og kulminerer som oftest i juni eller juli måned. Årlig middelvannføring er beregnet til $12,2 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 7).

De største vannføringene som inntraff i perioden med observasjoner er plottet for hvert år i fig. 8. Vannføringer på over $100 \text{ m}^3/\text{s}$ synes å forekomme relativt hyppig. Den største døgnlige middelvannføring som er observert var på $212 \text{ m}^3/\text{s}$ og inntraff den 8. juli 1973. Til sammenlikning kan det nevnes at den intense nedbøren den 14. august 1979 som førte til den største flom i Jostedalsvassdraget i historisk tid ga en døgnmiddelvannføring ved Gilja i Mørkrivassdraget på $134 \text{ m}^3/\text{s}$. Maksimalvannføringen den 15. august var på $209 \text{ m}^3/\text{s}$ ved Gilja.

De største flommene har som oftest sin årsak i en kombinasjon av snøsmelting og nedbør. Meteorologiske data fra Fortun, Bjørkehaug og Nigardsbreen er sammenstilt med avløpsdata fra Gilja for å illustrere hvordan avløpet varierer under ulike meteorologiske forhold. Det er et visst samsvar mellom temperaturene ved Bjørkehaug og temperaturene på Nigardsbreen, 1630 m o.h. (fig. 9 og 10). Når temperaturen faller under 10°C ved Bjørkehaug, er det oftest negative temperaturer på toppen av breen. Snøsmeltingen vil da være begrenset til de lavereliggende deler av nedbørfeltet, samtidig som nedbøren kan

komme som snø i de høyereliggende områdene. Vannføringen vil ofte avta under slike forhold. Situasjoner av denne typen inntraff 8.-9. mai, 20.-21. juni og 30. juli - 10. august. Under de lave vannføringene i perioden 30. juli - 10. august var også døgnmiddeltemperaturen lav. Sannsynligvis var det negative grader i 1630 m nivået.

Under situasjoner med varm fuktig luft og sterk vind inntreffer som oftest sterk snøsmelting. Den største vannføringen i 1976 inntraff i perioden 25.-29. juni som et resultat av slike forhold.

Utover høsten vil rene nedbørflommer bidra mer til avløpet. De er imidlertid av ubetydelig størrelse i 1976.

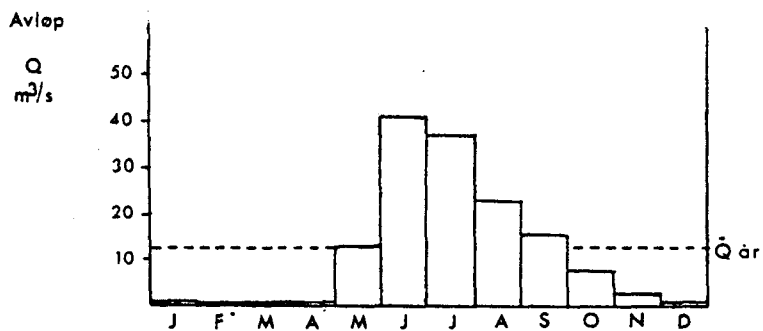


Fig. 7. Sesongmessig fordeling av avløpet ved Vm 1404 Gilja i perioden 1963-76.

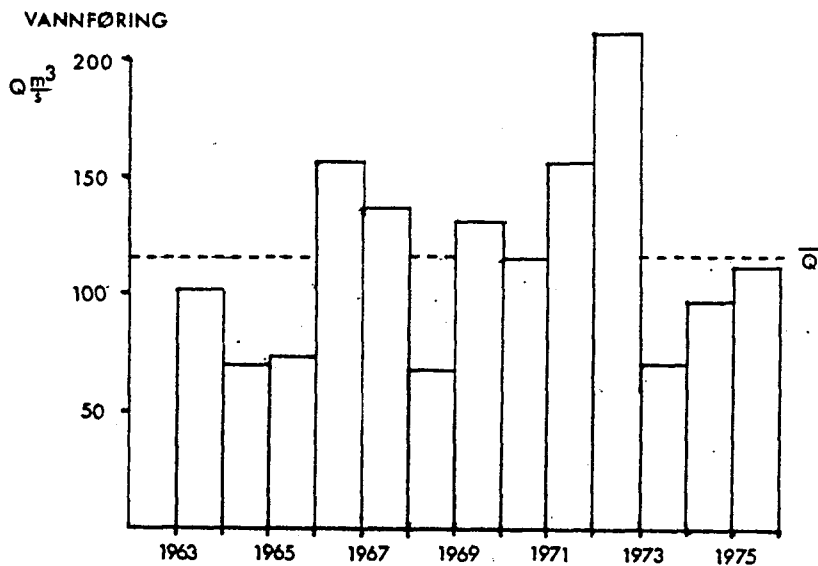


Fig. 8. Maksimalvannføringer ved Vm 1404 Gilja i måleperioden 1963-76.

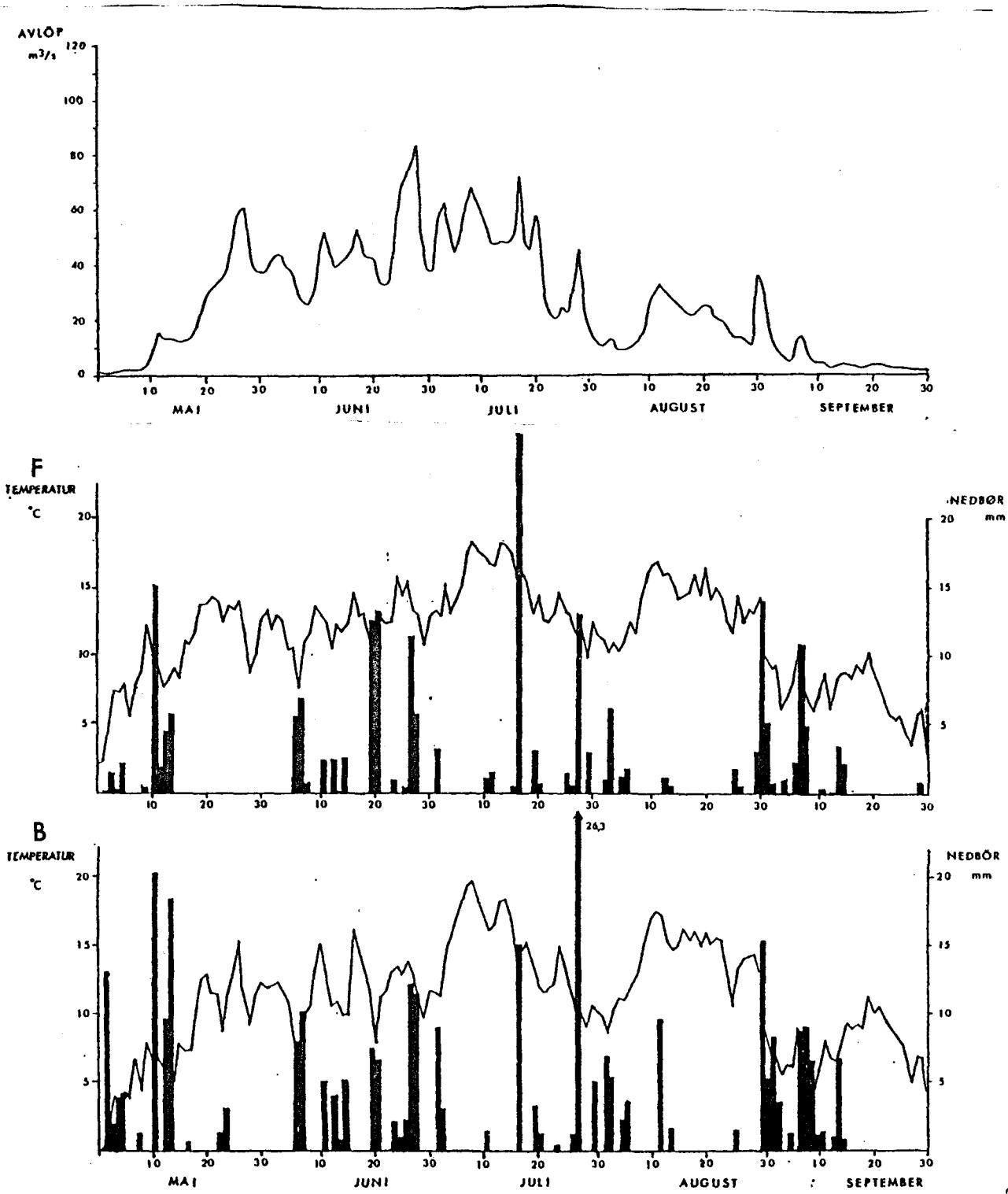


Fig. 9. Avløpet ved Vm 1404 Gilja i 1976 sammenstilt med temperatur og nedbørsobservasjoner ved Fortun (F) og Bjørkehaug (B).

NIGARDSBREEN 1976

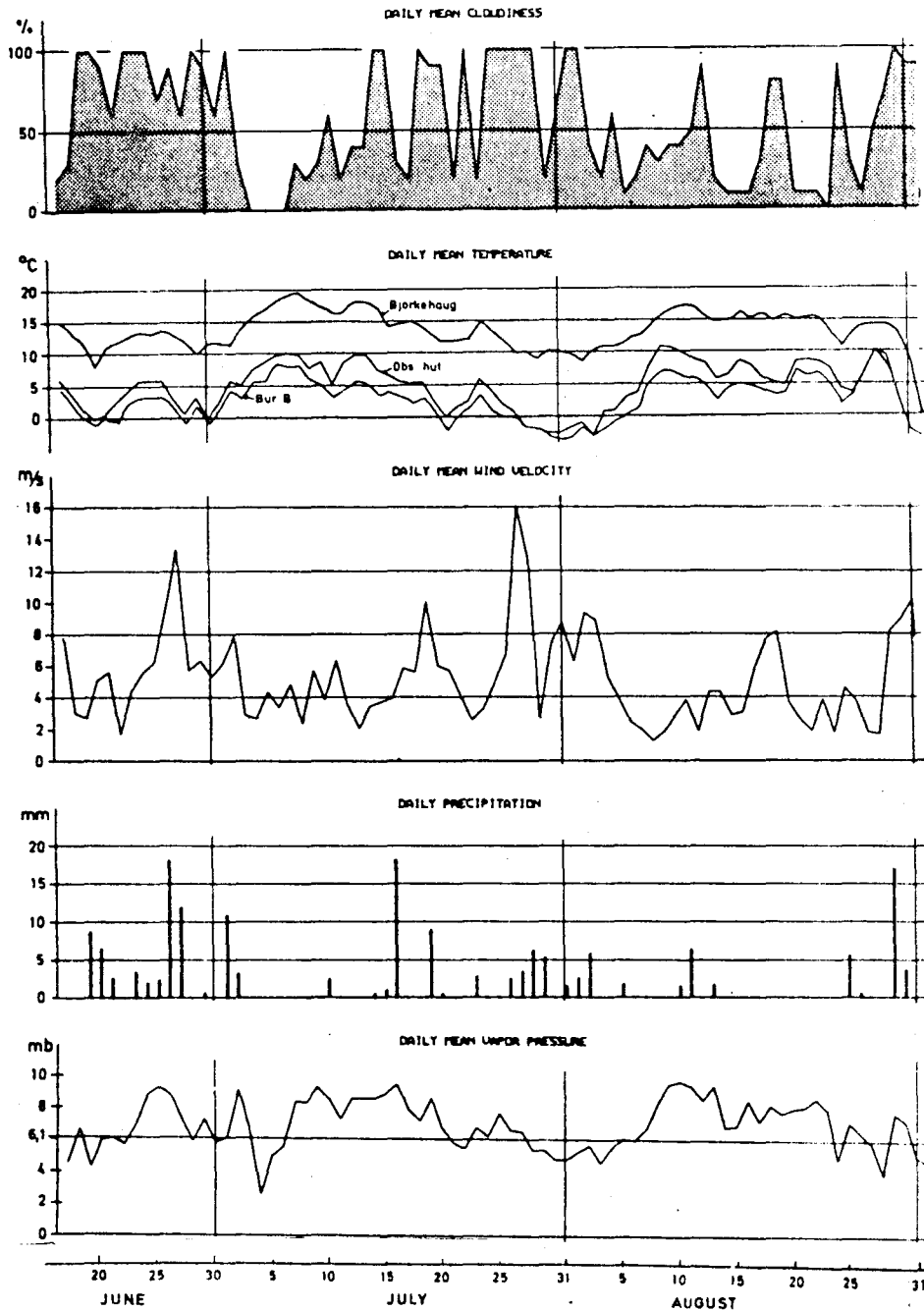


Fig. 10. Meteorologiske observasjoner fra Nigardsbreen, 1630 m o.h. Data fra NVE, Hagen (1977).

6. SEDIMENTPRODUKSJON OG SEDIMENTTRANSPORT

De viktigste materialkildene i vassdraget er subglasial sedimentproduksjon og fluvial erosjon i kvartæravsatte løsmasser. Selv om den fysiske forvitringen er intens i visse områder, så er den recente sedimentproduksjonen ved fysisk forvitring av underordnet betydning som materialkilde. Forvitringsprosessene kan imidlertid gi opphav til massebevegelse, som kan være av indirekte betydning for sedimenttransporten.

6.1. Glacial sedimentproduksjon

Breene i Mørkrivassdragets nedbørfelt har et totalareal på 30,8 km² fordelt på 12 forskjellige bre-enheter (Østrem og Ziegler 1967). Breene er botnbreer og platåbreer. De to største platåbreene er Spørteggbre og Harbardsbre. Lengde og areal for noen av breutløperne er sammenstilt i tabell 2. Ingen av utløperne danner store dalbreer. Sedimentproduksjonen er av moderat størrelse sammenliknet med utløperne fra Jostedalsbreen.

Nr.	SPØRTEGGBRE			HARBARDSBRE	
	1 til Åset	2 til Kvitene	3 Leirbotnbre	10	11
Lengde km	3,0	5,0	3,0	1,3	3,3
Areal km ²	3,6	7,6	3,3	2,6	7,0
Suspendert materiale mg/l 1.8.79		131,0	17,4		

Tabell 2. Lengde og areal for breutløpere fra Harbardsbre og Spørteggbre. Konsentrasjonene av suspendert materiale ble målt i august 1979. Nr. refererer til breatlas (Østrem et al. 1969).

Konsentrasjonene av suspendert materiale var størst i breelven sørøst for Granosi. Denne breen produserer også en del grovmateriale som for det meste avleires foran brefronten. En viss andel av sand og grusfraksjonene transporteres videre med elven og danner små sandursystemer i fjellrevnene. Det synes å være bare ubetydelige mengder av bunntransporten som føres ut i hovedelven. Konsentrasjonen i elven fra Leirbotbre er en del mindre enn de andre selv om Leirvatnbrens form synes å være gunstig for sedimentproduksjon. Størstedelen av materialet som produseres sedimenterer antagelig i de to små sjøene foran brefronten. Det ble ikke tatt prøver fra breen ved Fastseter fordi ablasjonen her bare så vidt hadde begynt da brefronten ble oppsøkt den 2. august. Satelittbilder fra 1976 viser imidlertid en viss økning i konsentrasjonene av det partikulære materialet i Åsetvatn på sensommeren. Overflatekonsentrasjonene synes å ligge rundt 5-10 mg/l (Bogen 1979). Nobbelvi kommer fra den mest aktive utløperen fra Harbardsbre. Mesteparten av materialet akkumuleres i Leirvatnet. Viftene som er akkumulert i nordenden av Leirvatnet tyder på en viss produksjon av større kornfraksjoner.

6.2. Transport av kjemisk oppløst materiale

Det ville være å forvente at transporten av kjemisk oppløst materiale var relativt stor når det fins betydelige arealer med kambrosiluriske bergarter innenfor nedbørfeltet. Når ledningsevne på de 6 prøvene som ble tatt er relativt lave, kan dette ha sammenheng med at det er relativt mye overflatevann i avløpet (tabell 3).

	Dato	Tid	pH	Spesifikk ledningsevne Ω^{-1}
Mørkriselv ved Skjolden	02.08.79	1710	6,4	5,4
" " "	17.06.81	1300		15,0
" " "	01.07.81	1730		11,0
" " "	17.09.81	1730		12,0
" " "	14.10.81	1625		4,0
Elv fra Åset	02.08.79	1710	6,4	9,9

6.3. Massebevegelse

Løsmateriale tilføres ofte elveløpene ved massebevegelse. Materiale kan også gjøres tilgjengelig for transport ved at det bindende vegetasjonsdekket ødelegges langs skredbanene. Massebevegelse kan også være av indirekte betydning ved at steinsprang og skred forårsaker løpsendringer som medfører akselerert erosjon.

I Mørkrivassdragets nedbørfelt er det observert spor etter ulike former for massebevegelse. Snøskred forekommer hyppig der forholdene ligger til rette for det. I slutten av juli måned i 1977 ble det observert mange skredfonner langs de bratte fjellssidene i Langrødalen overfor Fastseter. I bassenget ved Dalen (fig. 16) har snøskredene kastet opp en steinvoll på østsiden av elven. En kulp i Mørkriselven danner en plunge-pool (jfr. Liestøl 1974). Snøskredene løsner på vestsiden av dalen og kaster opp materiale som føres som bunntransport i elven. Ved Tjørnaholi går det også hyppig snøskred som ofte river med seg løsmateriale.

Langs de bratte fjellssidene i hoveddalen går det ofte steinsprang som sannsynligvis er forårsaket av frostsprengning i trykkavlastningssprekker. Klippeblokker som løsner høyt oppe, river ofte med seg materiale slik at skredene øker i omfang. I dalsiden mellom Åsetvatn og Mørkri er det spor etter en utrasning som har skjedd forholdsvis nylig.

Utrasninger av morene og moreneliknende løsmasser synes også å forekomme relativt hyppig i området (fig. 11). Denne typen massebevegelse forekommer gjerne når porevantrykket i jorda øker på grunn av intens nedbør. Hvis mer enn 10% av årsnedbøren faller i løpet av et døgn, er det fare for utrasninger av denne typen (jfr. Dahl 1981). I de nedre deler av Mørkrivassdraget vil den kritiske grensen ligge rundt 60 mm/døgn.



Fig. 11. Moreneskred ved Dulsete.

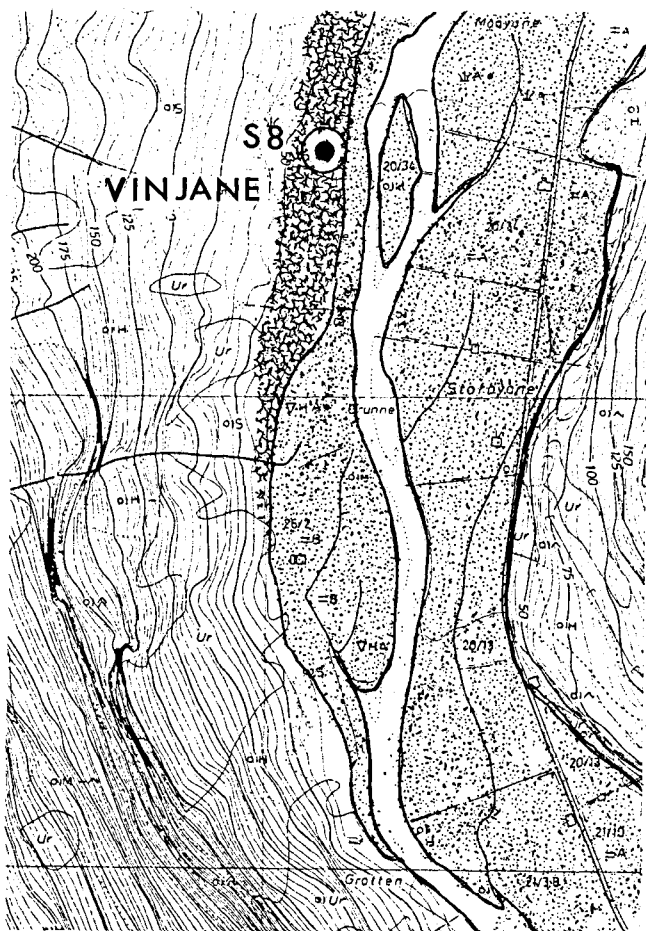


Fig. 12. Lokaltet S8, for materialprøvene fra skredøassene ved Vinjane.

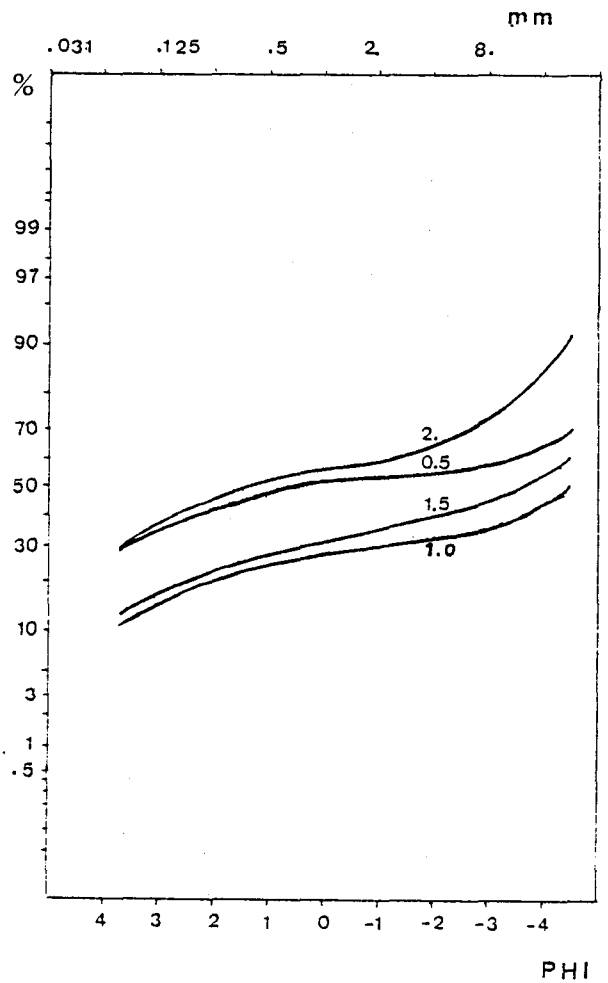


Fig. 13. Kornfordelingskurve fra 0,5 m, 1,0 m, 1,5 m og 2,0 m dyp på lokalitet S8.

På Vinjane fins avsetninger som sannsynligvis stammer fra moreneskred (fig. 12). Kornfordelingskurvene i fig. 13 viser materiale med dårlig sortering og stort steininnhold. 52% av materialet i 1 m dyp er større enn 20 mm. Det er også mye silt i materialet. Prøven i 0,5 og 2,0 m dyp inneholder opp mot 30% materiale mindre enn 0,074 mm.

Når bekker som faller ned dalsidene får stor erosjonskraft etter sterk nedbør, kan de forårsake flomskred hvis det er tilgang på løsmateriale. Flomskredavleiringer fins i Tjornaholet. Ofte kan finmaterialet vaskes ut og føres vekk i suspensjon, slik at avsetningene overveiende består av grovfraksjoner.

Hyppigheten av moreneskred og flomskred varierer med nedbørintensiteten. Stratigrafien i et snitt i en myr ovenfor Fastseter viser at det har vært en viss aktivitet på denne lokaliteten i hele postglasial tid. Myra ligger i en skråning nedenfor noen raviner som er utformet i bunnmorene. En bekk har forholdsvis nylig erodert i myra og blottlagt en sjiktning som går helt ned til bunnmorene. Sjikt med laminert silt, grus og sand veksler med humuslag (fig. 14). Det er nærliggende å anta at det minerogene materialet kommer fra moreneskred, flomskred eller snøskred, og at de mellomliggende humushorisontene representerer rolige perioder uten skredaktivitet.

6.4. Erosjon i kvartære løsmasser

De kvartære løsmassene danner materialkilder for sedimenttransporten. I Mørkrivassdragets nedbørfelt ligger ikke alltid løsmassene i kontakt med elveløpene slik at materialet er tilgjengelig for transport. I det følgende er det bare omtalt løsmasser som danner materialkilder under de nåværende forhold. For en mer utførlig omtale henvises det til den kvartærgeologiske rapporten.

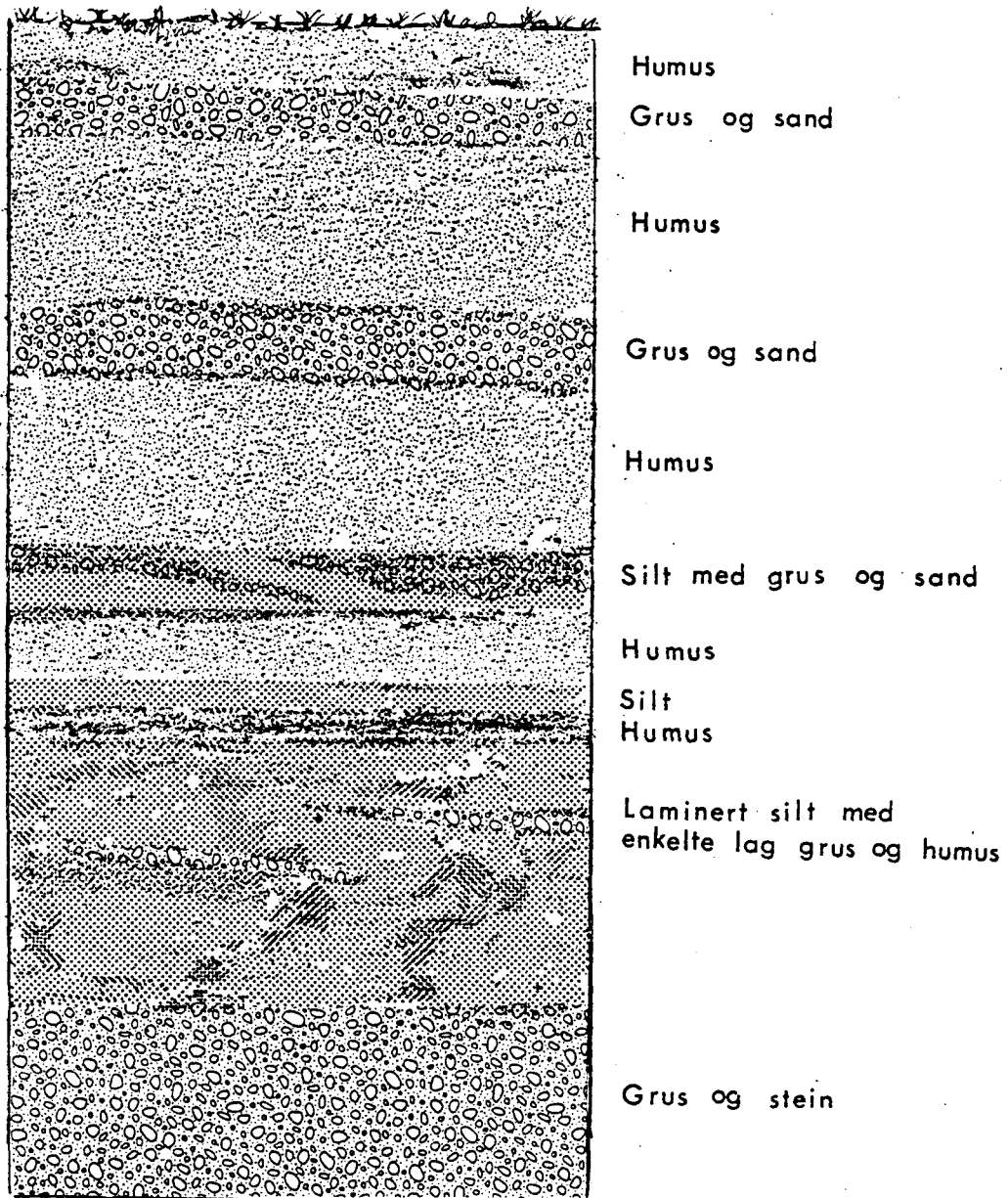


Fig. 14. Stratigrafien i en myr NV for Fastseter.
Jfr. fig. 31.

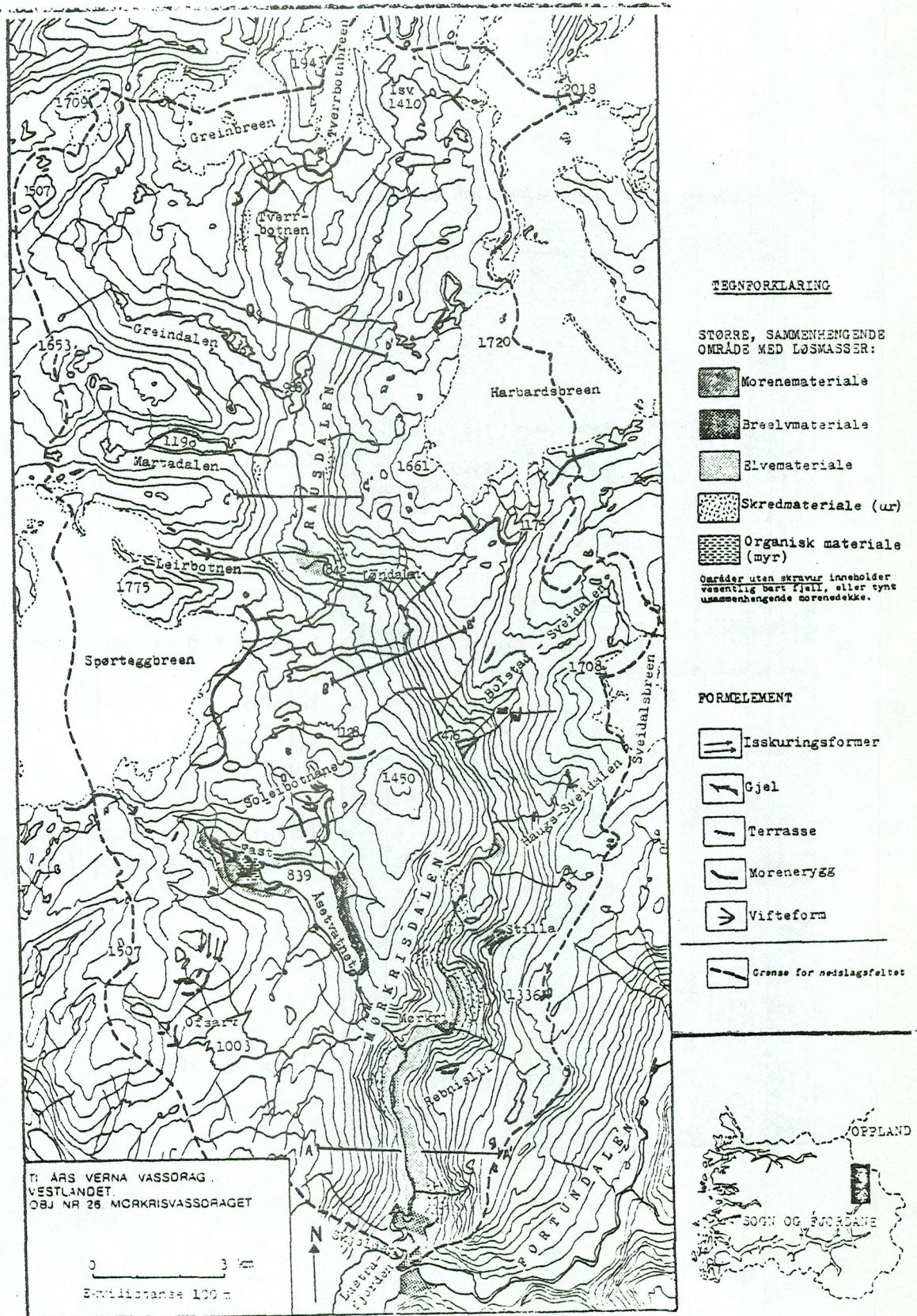


Fig. 15. Kvartargeologisk oversiktskart etter Anda og Nordahl Olsen (1982).

I følge Vorren (1973) er de eldste avsetningene i området fra Gaupne stadiale, 9 800 - 9 500 BP. En stor frontalavsetning ved Bolstad strekker seg over hele dalen med toppnivå ca. 105 m o.h. (jfr. fig. 15). Ved Åsetvatnet fins det avsetninger som antas å være fra samme tid.

Etter Gaupne stadiale trekker isen seg tilbake oppover dalen. Ved Meljadn, 5 km fra Bolstad ligger et sandurdelta som i følge Vorren (1973) er dannet under Høgemo stadiale, 9 100 BP.

7. ELVESLETTENE

7.1. Bassenget ved Dalen

I bassenget ved Dalen er det en forholdsvis stor tilførsel av bunntransporterte sedimenter fra Svaidalselvi og Vedagrovi som kommer fra fjellområdet i øst (fig. 16). Det bygges opp en vifte ved overgangen til dalbunnen. Etter hvert som løpsgradienten avtar, får Svaidøla et meanderende forløp med markerte innersvingsbanker. Meanderbuene er imidlertid noe uregelmessige i formen med varierende bredde på løpet.

Rett syd for Håndfjellet forgrenes hovedelven i to løp. Det er her dannet en øy i løpet. Overflaten av øya er tilgrodd med vegetasjon og synes å være stabil. Det er grunn til å anta at det ikke er noe netto akkumulasjon av bunntransporten som føres med hovedelven til bassenget ved Dalen under de nåværende forhold. Muligens har en stor flom senket elveløpet noe, slik at gradienten har økt og materialet transporteres lettere forbi. En terrasse ved Liane, rett nedstrøms for dalen kan tyde på en slik utvikling. Terrassen viser en elvesletteutvikling ca. 1,5 m over den nåværende. Sannsynligvis har en stor flom senket elveløpet i nyere tid. I bassenget ved Dalen overlages dette elveslettenivået av materialet som tilføres med sideelvene.

7.2. Bassenget ved Dulsete

Hovedelven løper inn i bassenget ved Dulsete over et fossefall (fig. 17). Under fossen forgrenes elven i to løp rundt en øy som er tilgrodd med vegetasjon. Det er mye kantete materiale som er erodert fra fossen i løpene. Den øvre del av øya er imidlertid bygd opp av rundet materiale. I de nedre delene av øya er det akkumulert finere fraksjoner. Kornfordelingskurvene

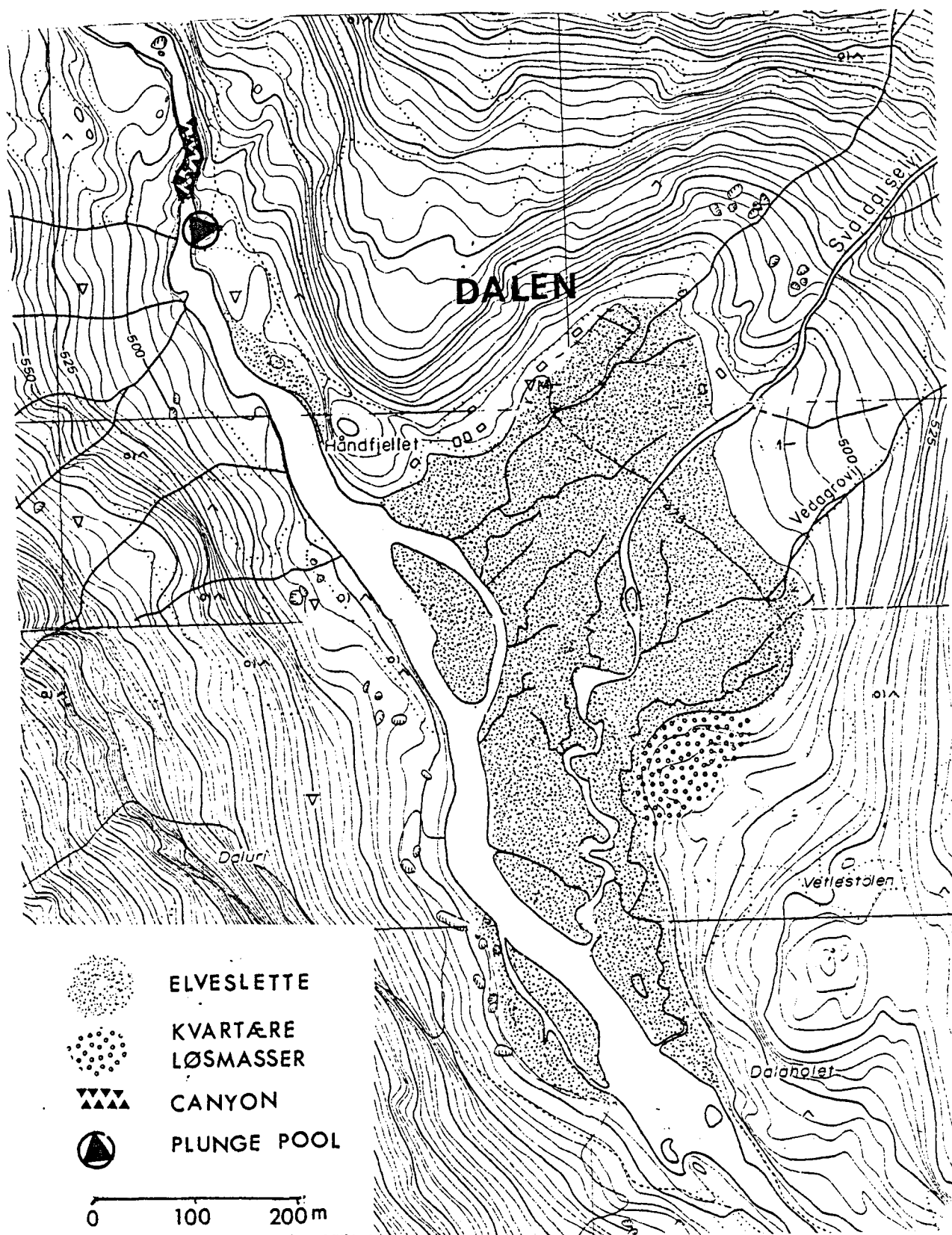


Fig. 16. Bassenget ved Dalen.

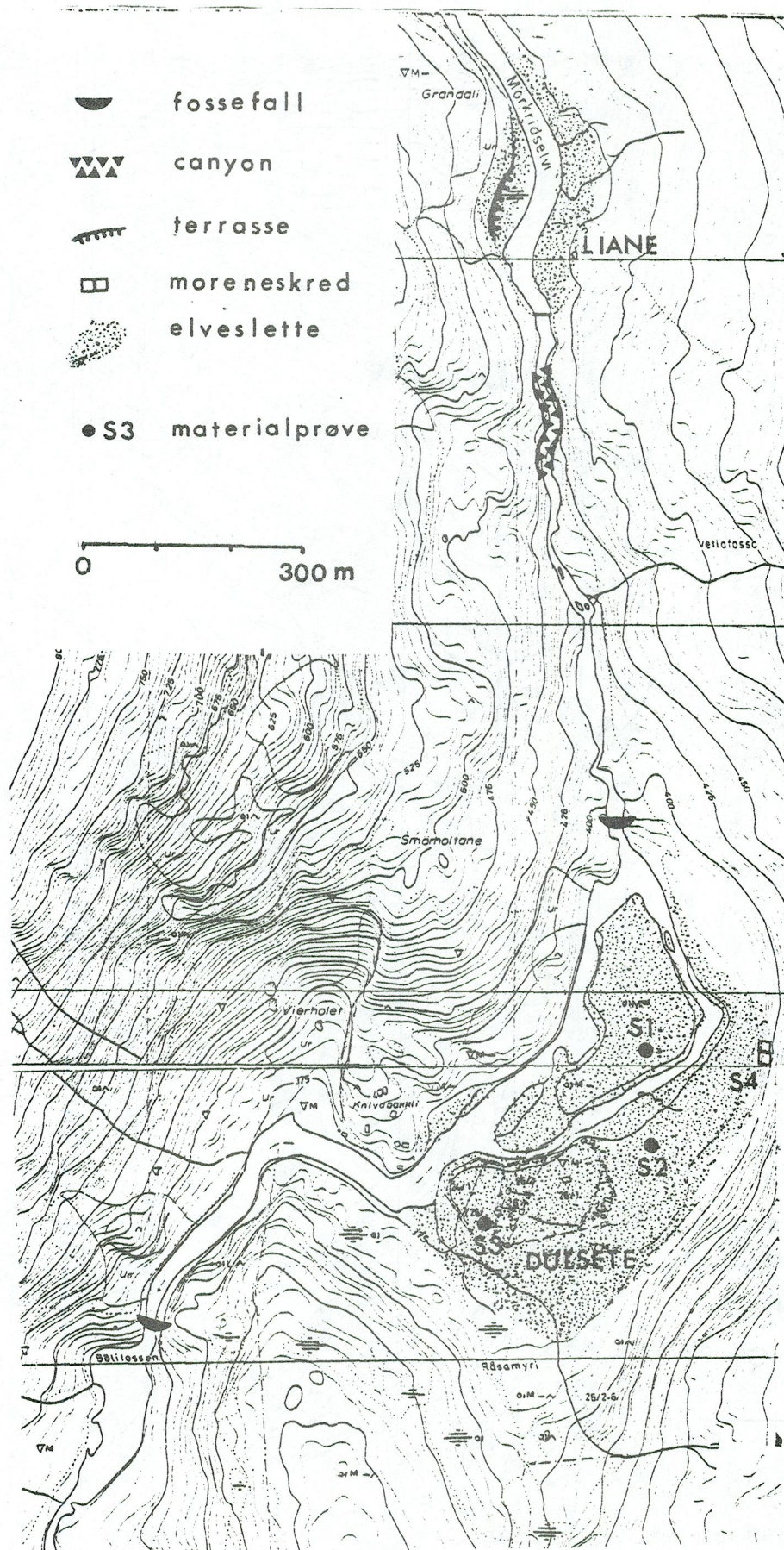


Fig. 17. Bassenget ved Dulsete.

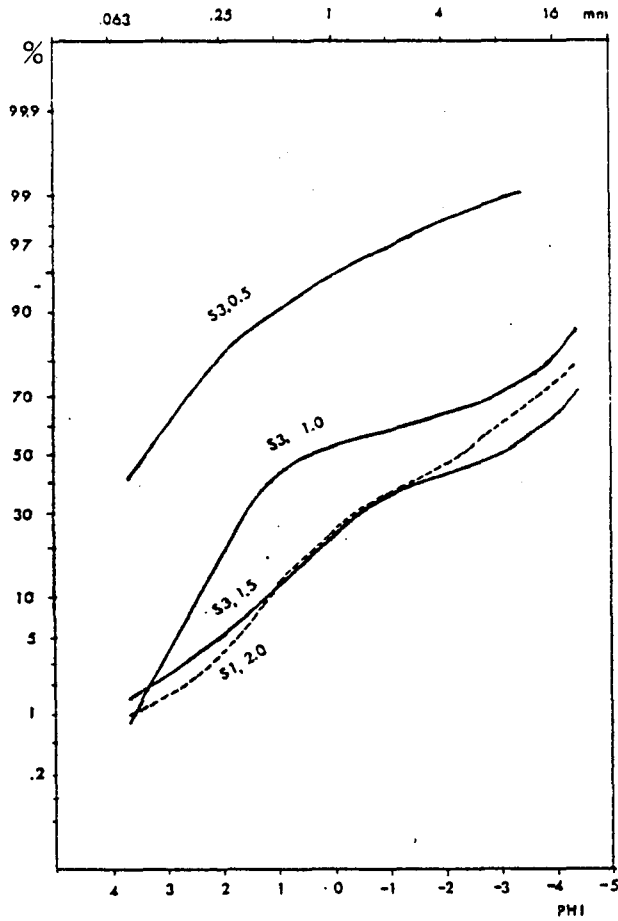


Fig. 18.

Kornfordelingskurver fra elve-
sletten ved Dulsete. I profil
S1 en prøve fra 2 m dyp.
I profil S3 fra 1,0 m, 1,5 m
og 2,0 m.

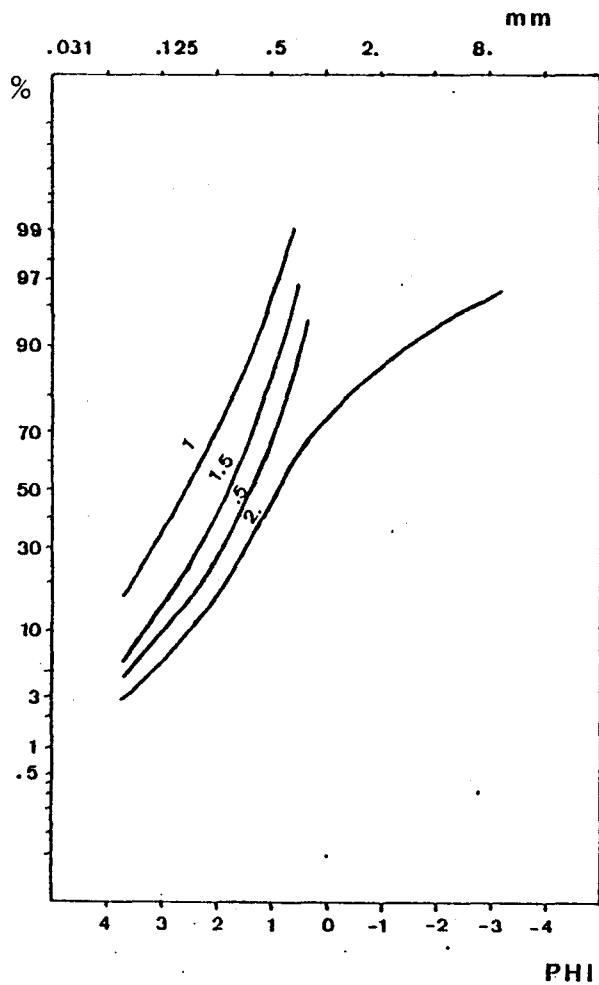


Fig. 19.

Kornfordelingskurver fra elve-
sletten ved Dulsete. Profil S2,
0,5 m, 1,0 m, 1,5 m og 2,0 m dyp.

i fig. 18 og 19, hentet fra NGI (1969), viser at materialet fra 0,5 - 2,0 m dyp består av ennsortert sand. I den dypestliggende prøven er det ca. 15% grus. Midlere kornstørrelse øker med økende dyp.

I de sørvestlige deler av elvesletten er det noe større innslag av grus og stein. I profil S1 er 38% av materialet i 2 m dyp mindre enn 2 mm, og 80% er mindre enn 20 mm. I profil S3 er nær 50% større enn 8 mm i 1,5 m dyp. Dette profilet har et topplag med forholdsvis mye silt som er akkumulert fra suspensjonsmaterialet. Ca. 43% er mindre enn 0,074 mm.

7.3. Strekningen Dulsete - Gilja

Sør for Dulsete forgrenes Mørkrisdalen rundt Dulsethaugen som dekker en 150 m høy erosjonsrest. Et utsnitt av kartet er vist i fig. 20. Under de nåværende forhold har hovedelven et vestlig forløp. I den østlige dalforgreningen har iserosjonen utformet noen overfordypende bassenger som nå er fylt opp av tre små vatn, Svinetjørni, Djupetjørni og Storetjørni. Bekken fra Storetjørni faller over en strekning på 500 m bratt ned mot hovedelven 150 m nedenfor. Det er et særegent og merkelig landskap i området rundt tjernene. Dalsidene er stedvis dekket av urmasser. Vegetasjonen er svært tett og mangfoldig. Flomskredavleiringer gir enkelte steder landskapet en kaotisk karakter. Flomskredene har kommet ned bekkeleiene på østsiden av dalen. Avleiringene består for en stor del av grus og stein. På østsiden av Storetjørni er det også akkumulert skredmasser som antagelig er transportert av snøskred.

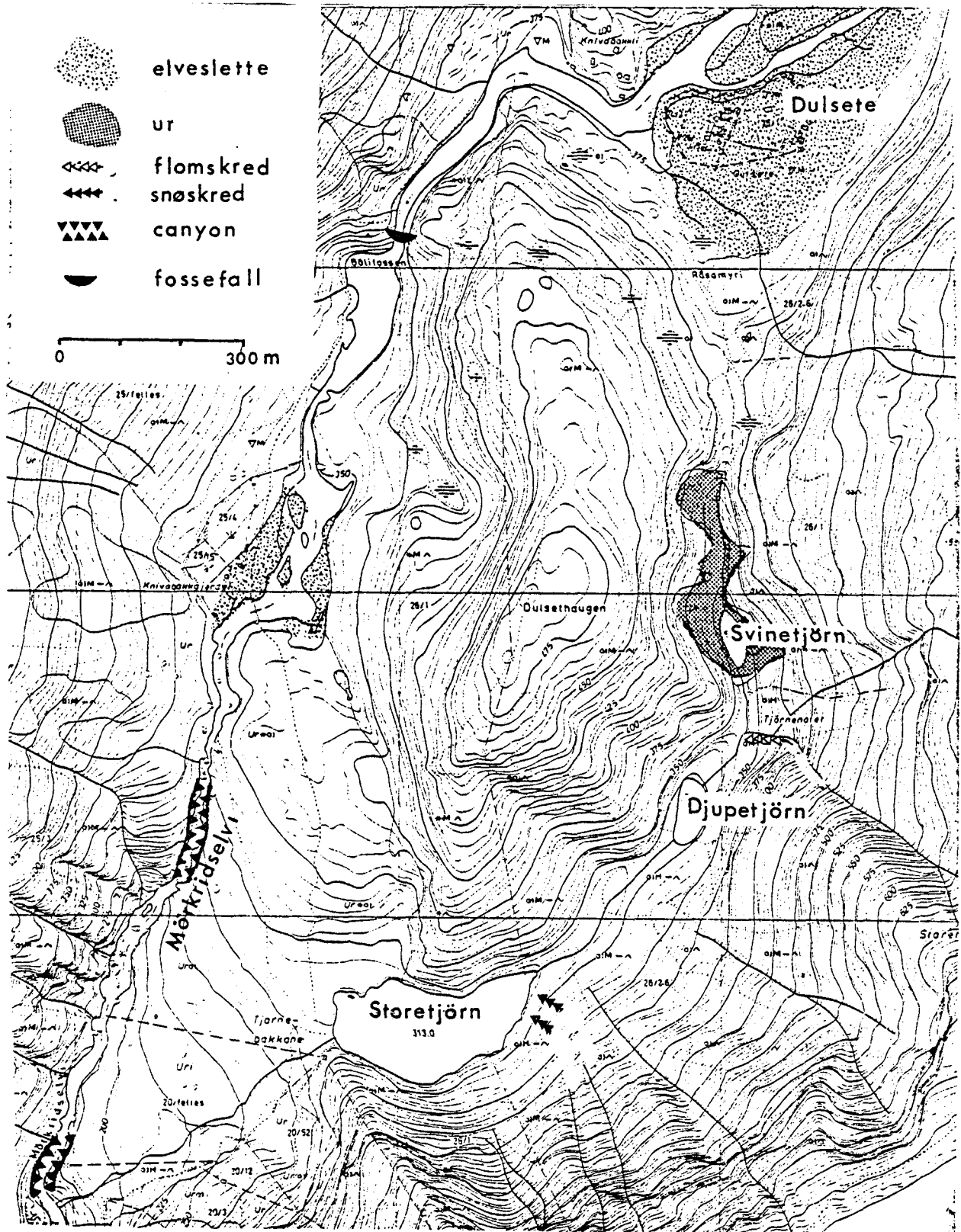


Fig. 20. Strekingen Dulsete - Gilja.

7.4. Bassenget ved Øyane

Nedstrøms for strykene ved Gilja avtar løpsgradienten. Det er her bygget opp en elveslette i nivå med løpet. Hovedelven forgrenes når gradienten avtar ved overgangen til sletta (fig. 21). Nedstrøms for Dalen gård forenes løpene i et hovedløp, men det skjer igjen en mindre bifurkasjon nedstrøms for Rustadgjerdet. En rekke parallelle voller i elvesletten på vestsiden, tyder på at det foregår en oppbygning ved lateralforflytning av løpet.

Brattegrovi legger opp en stor vifte som påvirker hovedelvens gradient. Sedimentasjonen på elvesletten er dermed kontrollert av Brattegrovis materialtilførsel. Hvis mengde og sammensetning på materialet overskrider hovedelvens kapasitet og kompetanse, vil elveløpet heves og elvesletten oversvømmes hyppigere.

Elveslettens materialsammensetning er undersøkt av NGI (1969). Kornfordelingskurvene er gjengitt i fig. 22, 23 og 24. I profilene S5 og S6 er materialet relativt grovt med over 40% større enn 16 mm for de fleste av prøvene.

I profil S6 er det tatt prøver ned til 2 m dyp. Det er ingen variasjon i materialsammensetningen av betydning, men de dypere-liggende prøvene synes å inneholde noe mere grovfraksjoner.

I profil S7 fins det også et innslag av grovfraksjoner. Sandfraksjonene forekommer imidlertid her i større mengde enn på de andre to lokalitetene. Materialet får dermed en dårligere sortering. En nedstrøms økning i finmaterialet i overflatelagene på elvesletter er ofte observert, og har sannsynligvis sammenheng med at oversvømmelsesfrekvensen øker nedstrøms.

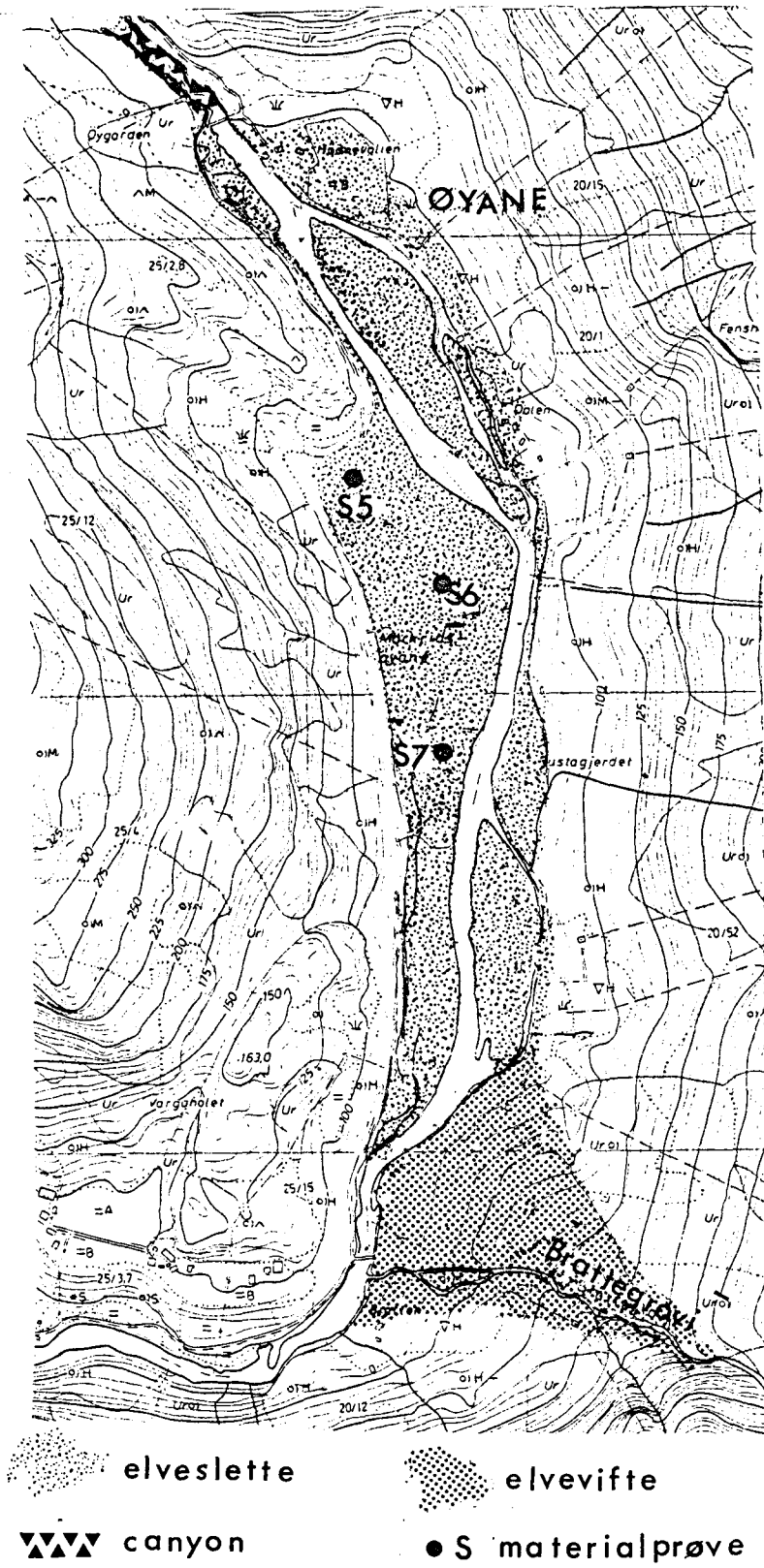


Fig. 21. Bassenget ved Øyane.

Fig. 22.
Kornfordelingskurver fra Øyane,
profil S5 i dypene 0,5 m,
1,0 m, 1,5 m og 2,0 m under
overflaten.

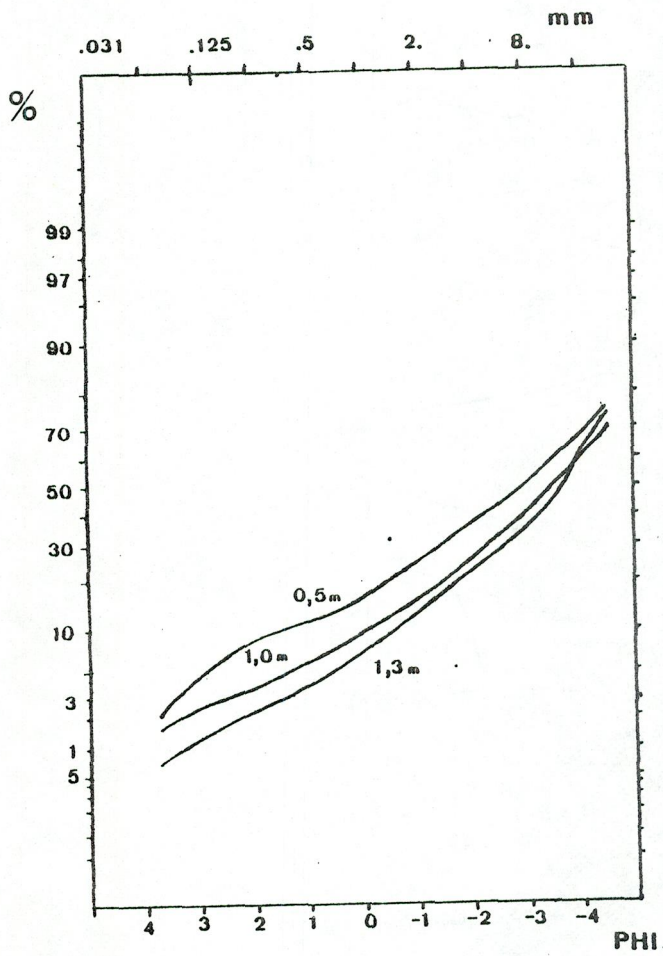
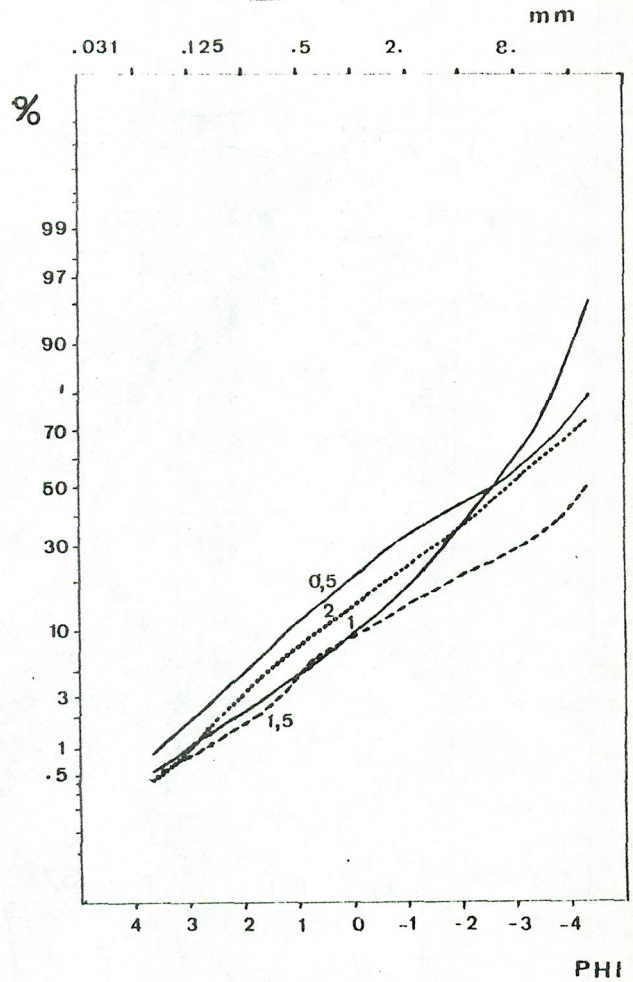


Fig. 23.
Kornfordelingskurver fra
Øyane, profil S6 i dypene
0,5 m, 1,0 m og 1,3 m.

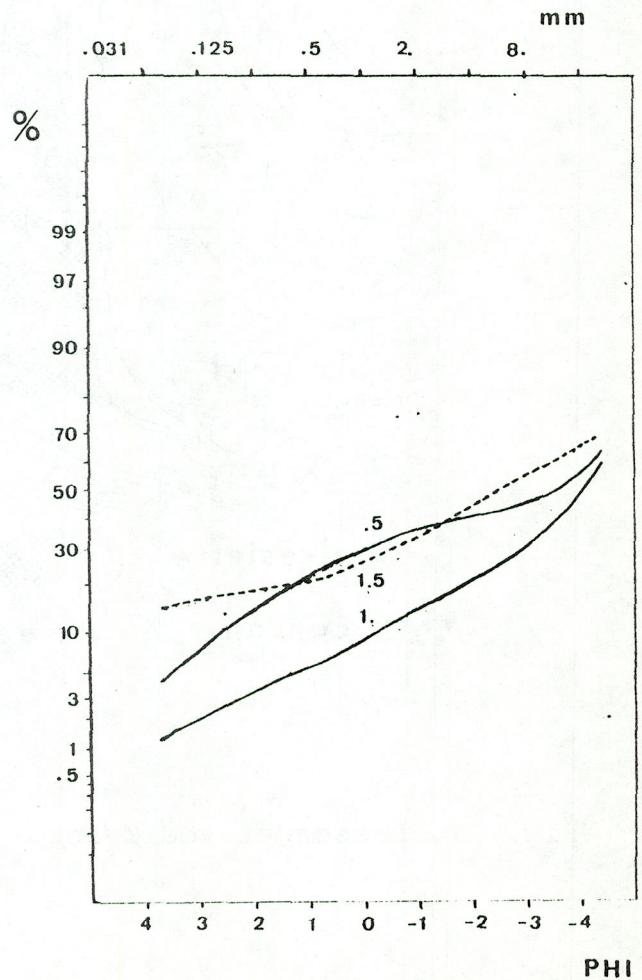


Fig. 24.
Kornfordelingskurver fra
Øyane, profil S7 i dypene
0,5 m, 1,0 m og 1,5 m.

7.5. Strekningen Mørkri - Bolstad

Ovenfor endemorenen ved Bolstad er dalbunnen oppfylt av flattliggende løsmasser av grus og sand. Helland (1874) mener at det har stått en morenedemt sjø her som senere har blitt fylt opp av sedimenter fra elven (jfr. Rekstad 1914). En slik gjenfylling av morenedemte sjøer kan ha forekommet relativt hyppig i norske vassdrag i postglasial tid. I Mørkrisdalen synes imidlertid ikke et slikt sedimentasjonsforløp å ha funnet sted. Senere nivellementer viser at elvesletten ikke er så jevn som tidligere antatt. Mellom Åsetelvens tilløp og Flohaug er høydeforskjellen 24 m over en strekning på ca. 4 km med lokale ujevnheter mange steder. Det synes heller ikke å være tilstrekkelig tilgang på materiale i vassdraget til å kunne fylle opp en innsjø av noe betydelig volum. Sannsynligvis er den største delen av strekningen mellom Bolstad og Mørkri en elveslette som er dannet i postglasial tid ved fluvial erosjon og akkumulasjon over morenemateriale fra isavsmeltingen.

Den nåværende løpsutviklingen tyder også på begrenset materialtilførsel. Store deler av strekningen er hovedløpet rett og uten forgreninger, og med midtbanker og sidebanker av stein og grusfraksjoner. En stor andel av materialet bærer preg av å være avledet fra sedimentære bergarter. Det er heterogent og uregelmessig i formen. Det synes ikke å være noen merkbar avtagning i kornstørrelsen nedover elvesletten. Nedstrøms for Flohaug har elven et meandrerende forløp. Det er fortsatt et dekkjikt av steinfraksjoner i løpet, og innersvingbankene er bygget opp av stein og grus. Der hvor elven passerer israndavsetninger ved Bolstad, ligger det en mengde blokker og stein i løpet. Elveløpets fall på denne strekningen er relativt stor. Ned mot Lusterfjorden flater gradienten ut. I dette området er elvesletten sammensatt av en rekke terrasser som markerer eldre elveslette-nivå (fig. 25). Havnivået i fjorden danner erosjonsbasis for vassdraget og har vært bestemmende for utviklingen av elvesletten. De eldre nivåene må være utviklet i tilknytning til tidligere havnivå.

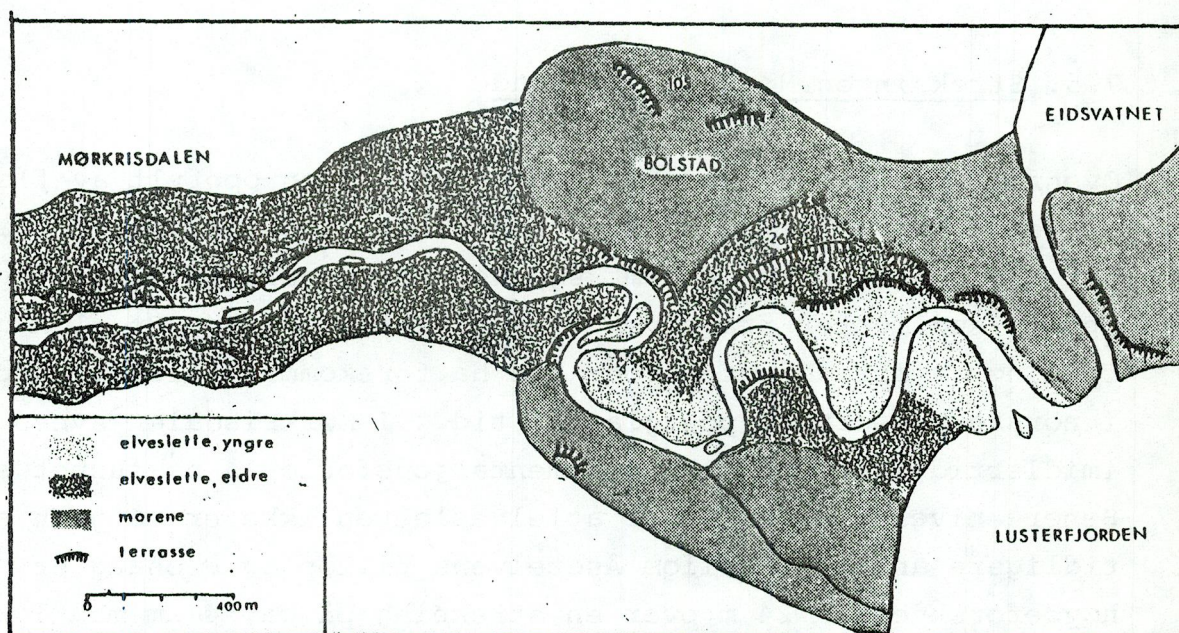


Fig. 25. Elvesletten ved Bolstad.

De meandrerende løp er alltid utsatt for en viss lateral-bevegelse. Etter hvert som havnivået sank, har elven erodert fram stadig nye terrassenivåer. Nedstrøms for Bolstad er det antagelig ført vekk en god del løsmasser i postglasial tid.

Elveløpet hadde altså initielt en langt slakere gradient på denne strekningen. Elven har imidlertid opprettholdt et meandrerende forløp til tross for endringene i gradienten. Innersvingsbankene i meanderbuen er bygd opp av stein og grus og hovedløpet har overalt et deksjikt av stein og grusfraksjoner.

8. DELTAAVSETNINGER

8.1. Det marine deltaet i Lusterfjorden

En skisse i fig. 27 viser enkelte trekk ved deltaet i Lusterfjorden. Ekkogramprofilen starter først i 25 m dyp. Skråningen har her et fall på ca. 18° . Dette er relativt lite for en foresetsskråning i grus og steinfraksjoner. Det er imidlertid grunn til å anta at skråningen er brattere nærmere innløpet, muligens opp mot 30° . 2-3 km fra innløpet flater bunnen ut til et dypbasseng rundt 127-130 m. Ca. 1 200 m fra innløpet opptrer en ryggform i bunnsedimentene. Vorren (1973) tolker denne ryggen som en del av frontalavsetningen ved Eidsnes. Deltaets maksimale utbygging i postglasial tid er ca. 600 m fra Bolstad til fjorden. Denne relativt begrensede lineære veksten står i samsvar med det generelle inntrykket av en moderat materialtransport. En skisse av deltaet er gitt i fig. 26.

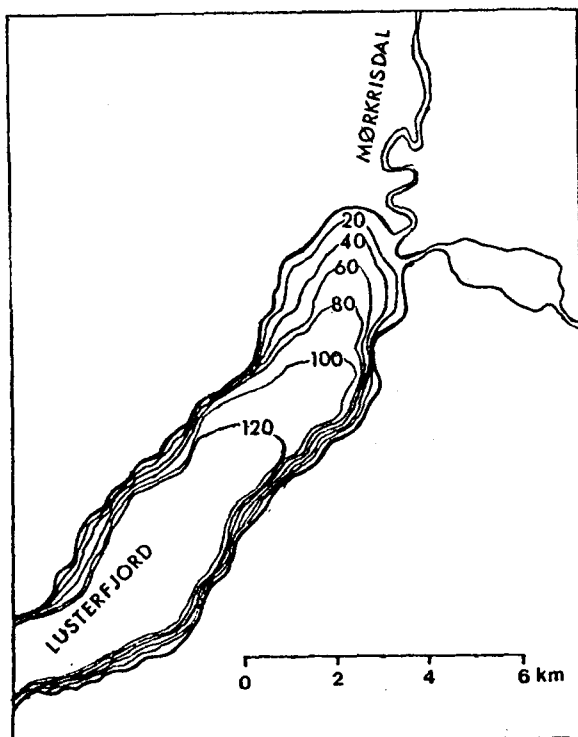


Fig. 26.

Dybdekart over Lusterfjorden ved Skjolden med Mørkrisdalens delta. Modifisert etter Vorren (1973).

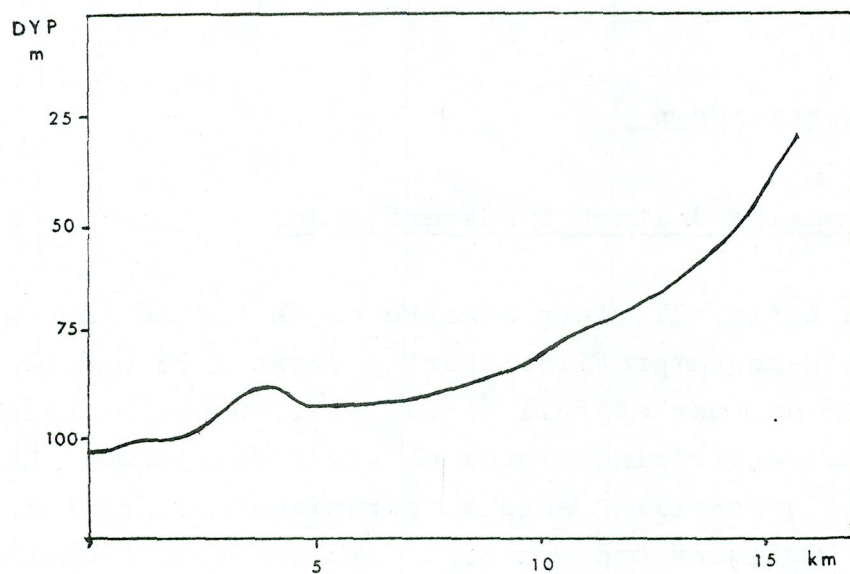


Fig. 27. Ekkogram fra deltaet i Lusterfjorden langs et profil mot elveinnløpet. Etter Vorren (1973).

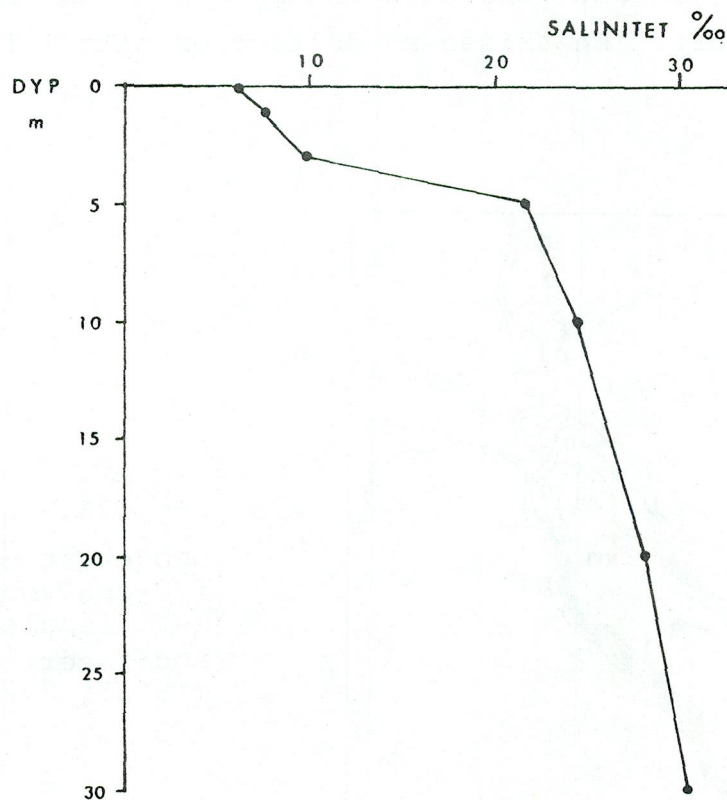


Fig. 28. Saltholdighet som funksjon av dyp utenfor Skjolden. Data fra Skofteland (1972).

Deltaet synes ikke å bære preg av tidevannsvariasjonene i Lusterfjorden. Tetthetsforskjellene mellom det innstrømmende ellevannet og saltvannet vil imidlertid ha innflytelse på strømningsforløpet og sedimentasjonsprosessene. Saltvannet har høyere tetthet og vil ligge under ellevannet i en to-lagssjiktning. En undersøkelse av salinitetens vertikalfordeling utenfor Skjolden (Skofteland 1972) viser at saltholdigheten i 4 m dyp øker raskt fra 10 til 20 o/oo (fig. 28). Målingene er tatt opp i november måned. Dybden til sprangsjiktet vil variere gjennom året, og avhenge av ferskvannstilførselen til fjorden. I Lusterfjorden er dypet til sprangsjiktet sjelden større enn 6 m.

Høy salinitet vil ha innvirkning på sedimentenes fallhastighet. Når saliniteten overstiger 0,5 o/oo, inntreffer flokkulering av finmaterialet, dvs. partiklene forenes til større aggregater som får en mye høyere fallhastighet slik at partiklene lettere sedimenterer ut. Under sommerforhold kan imidlertid brepartiklene som tilføres fra Mørkri og Fortun følge med vannmassene langt utover i Lusterfjorden.

8.2. Deltaet i Heimste Rausdalsvatn

Heimste Rausdalsvatn er en grunn innsjø på kote 842 nederst i Rausdalen. Et delta er bygget ut i innsjøen (fig. 29). Under de nåværende forhold er det begrenset tilgang på sedimenter og deltaet synes å være lite aktivt. Det meste av materialet som blir produsert i de øvre deler av nedbørfeltet, sedimenterer i innsjøene oppstrøms for deltaet. Noen terrasser nær deltaets rot punkt ca. 845 m o.h. antyder et høyere elveslettenivå, eller muligens en høyere vannstand i Rausdalsvatn under isavsmeltingen.



Fig. 29. Deltaet i Heimste Rausdalsvatn.

8.3. Deltaet ved Fastseter

Åsetvatnet ligger i et glasialt overfordypet basseng og kan karakteriseres som en fjordsjø. Lengden er ca. 3 km og bredden 0,3 - 0,7 km. Maksimaldypet går opp mot 70 m (fig. 30).

Deltaet ved Fastseter er bygget ut i Åsetvatn i postglasial tid. En stor andel av sedimentene i deltaet har sin opprinnelse fra erosjon i de kvartære løsmassene ved Fastseter, som er dannet under en sen fase av Gaupne stadiale. Sannsynligvis har en del av massene i deltaet blitt akkumulert når breen lå ved Fastseter. Når breen trekker seg tilbake, må det i en periode ha vært stor tilgang på materialbelastet smeltevann fra breen samtidig som store mengder løsmasser ble eksponert for erosjon uten bindende vegetasjon. Tidsrommet umiddelbart etter at breen trekker seg tilbake må derfor ha vært en aktiv fase i deltaets vekst.

Under de nåværende forhold er store deler av deltasletten dekket av myr og gir inntrykk av liten aktivitet (fig. 31). Stratigrafien i myra ovenfor Fastseter (se fig. 14) tyder imidlertid på en viss materialtilførsel i perioden gjennom hele postglasial tid. Den laterale aktiviteten på deltaet synes imidlertid å ha opphørt. Løpsbreddene er tilgrodd med vegetasjon og synes å være stabile. Det dannes ikke leveer. Enkelte steder undergraves torven langs løpene. Bankesystemet tyder på en viss bunntransport. Hovedandelen av sedimentene transporteres antagelig helt fram til deltafronten og pålagres på foreset skråningen.

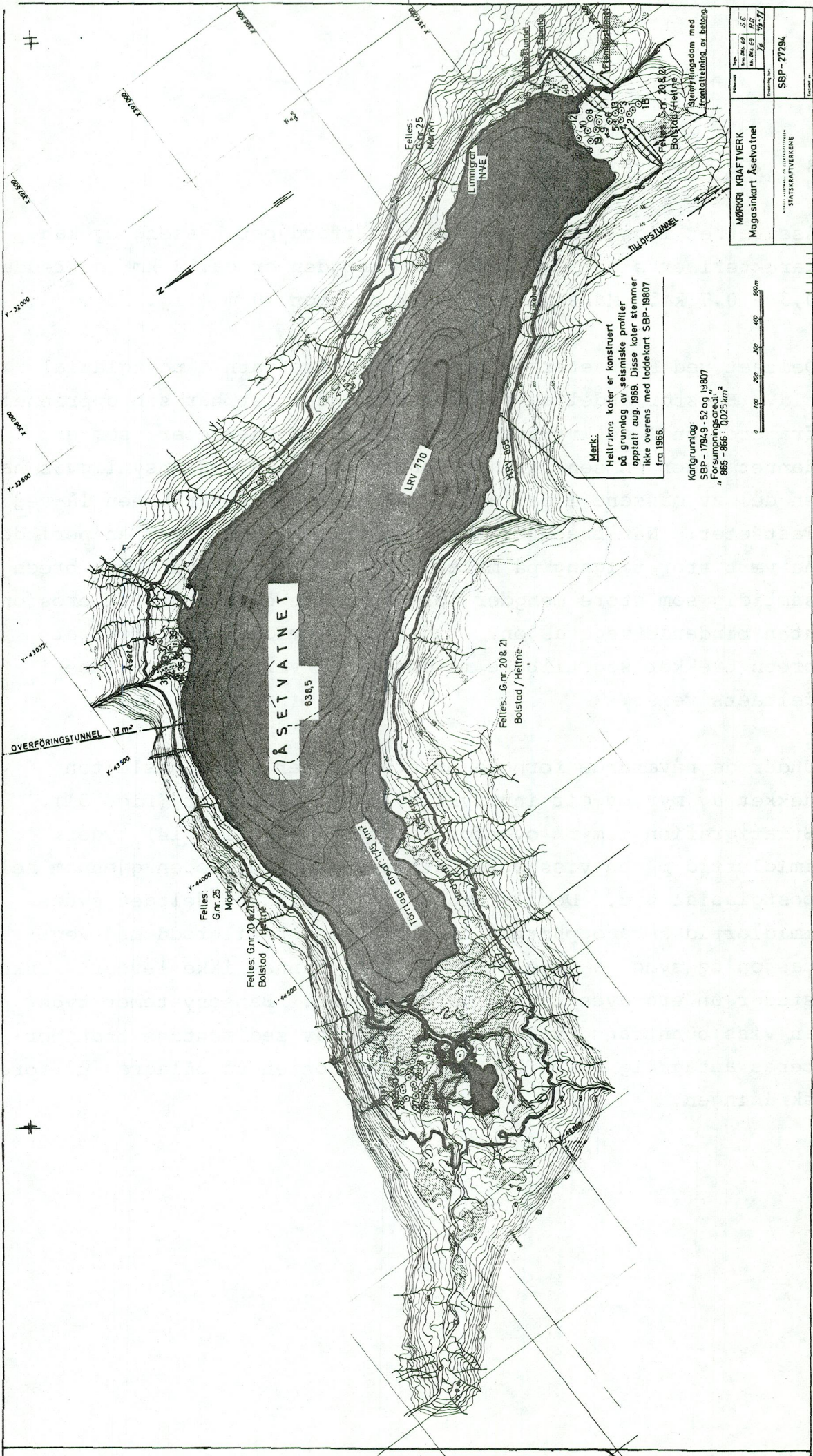


Fig. 30. Dybdekart over Asetvatnet (NVE - Statskraftverkene).

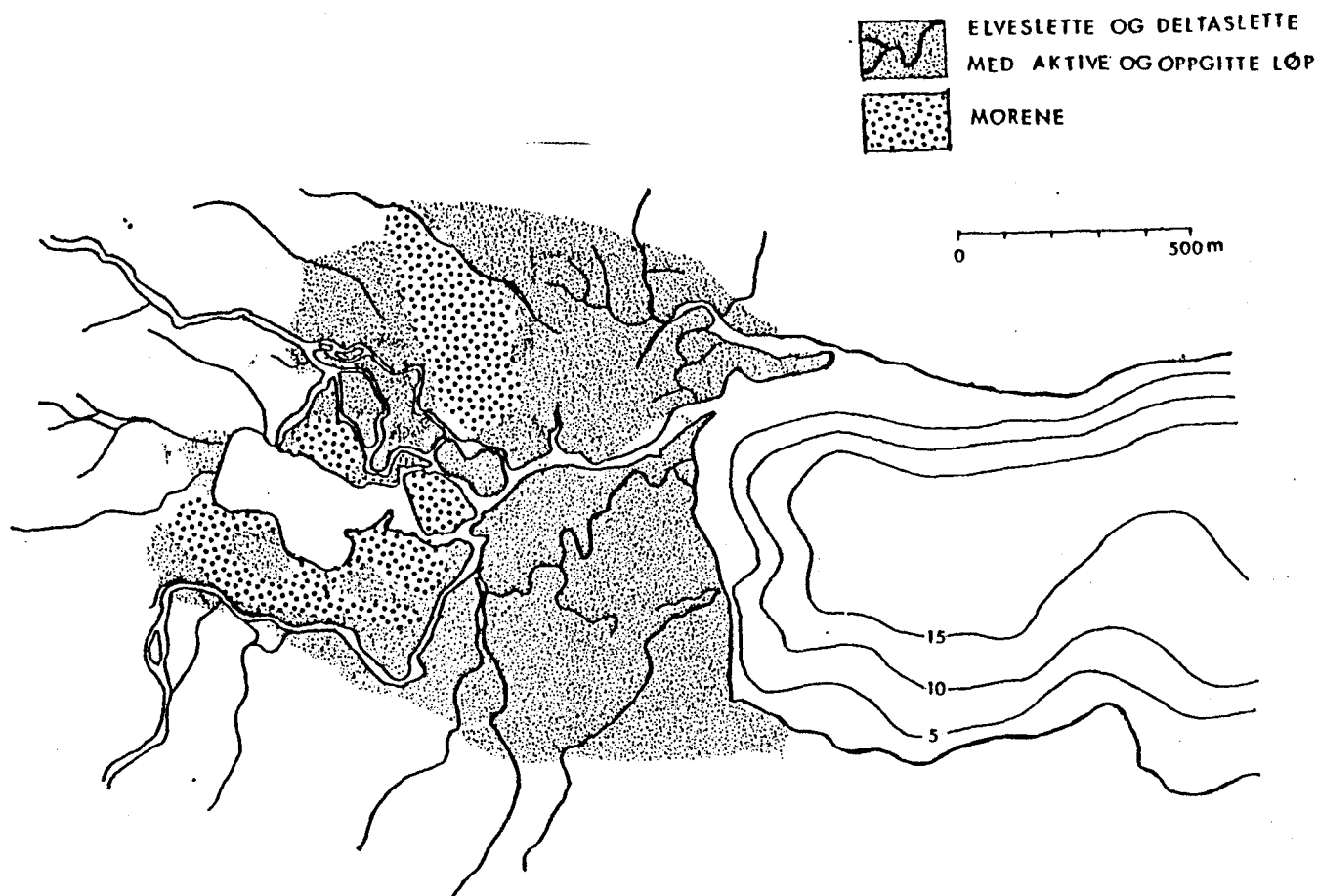


Fig. 31. Deltaet ved Fastseter, Åsetvatn.

8.4. Ofsarvatnet

Ofsarvatnet er utformet av glasial erosjon, men er grunnere og har en mer uregelmessig form enn Åsetvatn (fig. 32). Dette har sannsynligvis sammenheng med at innsjøen ligger i et viddeområde uten relieff slik at den glasiiale erosjonen har vært begrenset. Maksimaldypet er målt til 22 m. En rekke uregelmessige ryggformer og groper på bunnen av innsjøen er ikke noe resultat av iserosjon, men en fortsettelse av de uregelmessige løsmassene som er nevnt av Vorren (1973). De seismiske målingene i sjøens østre del viser imidlertid at løsmassetykkelsen her er meget liten, varierende fra 0-1 m. Den postglasiale sedimenttilførselen til Ofsarvatnet har altså vært minimal.

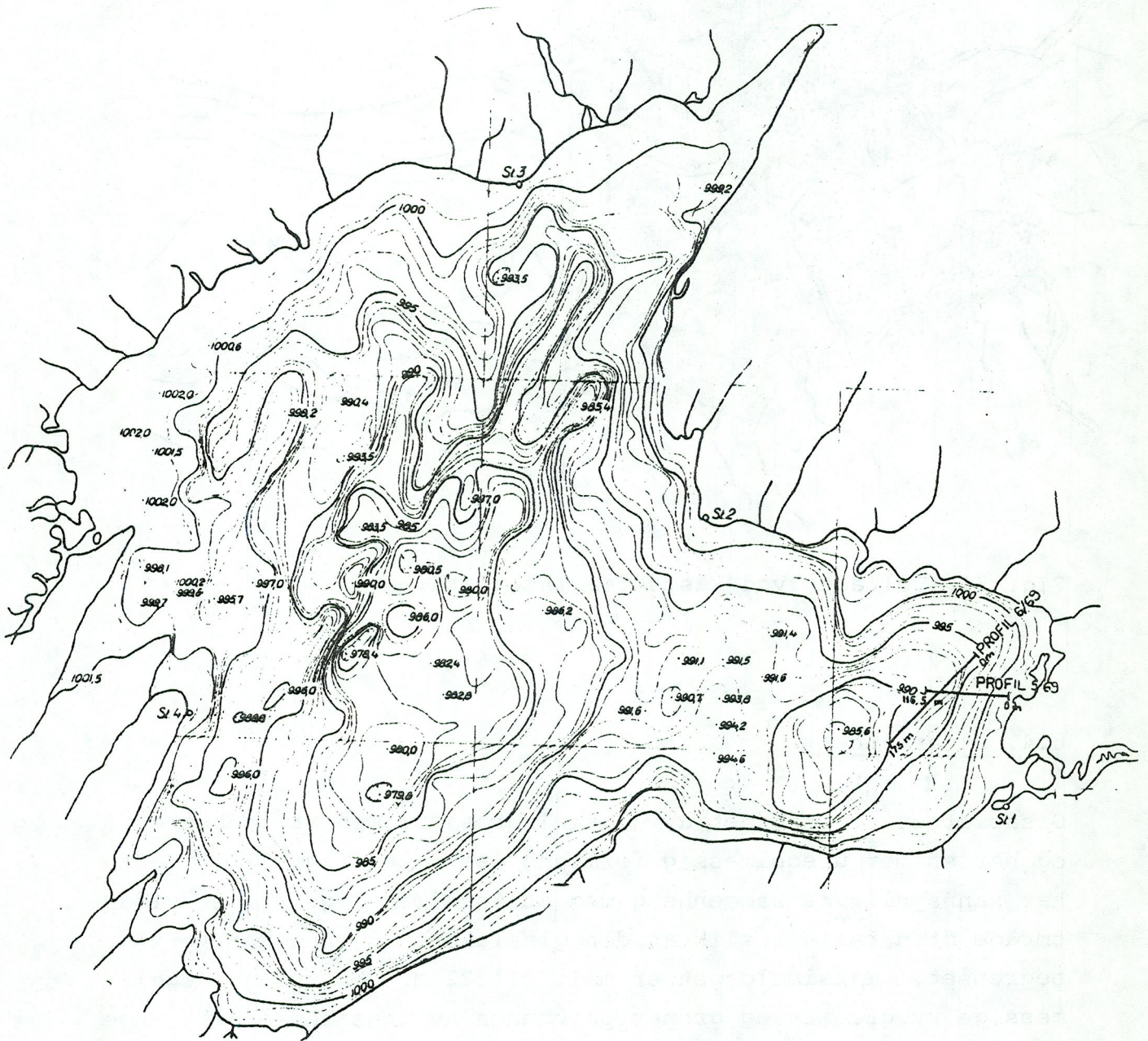


Fig. 32. Dybdekart fra Ofsarvatnet. Profil 5/69 og 6/69 er seismiske profiler. (Etter Geoteam 1970).

9. FLUVIALGEOMORFOLOGISK VURDERING

9.1. Diskusjon

Målinger av sedimenttransporten i norske vassdrag har vist at det er store individuelle forskjeller mellom vassdragene. Sedimentproduksjon og sedimenttransport er avgjørende for den recente utviklingen av fluviale akkumulasjonsformer. En fluvialgeomorfologisk totalvurdering kan derfor gjennomføres ved først å gruppere vassdraget etter sedimentproduksjonens type og intensitet og deretter vurdere kvaliteten på landformene innenfor nedbørfeltet og betydningen av eventuelle andre egen-skaper.

Recent erosjon og sedimentproduksjon i norske vassdrag finner hovedsakelig sted i form av subglasial erosjon og fluvial erosjon i kvartære løsmasser. Tilførsel fra nyproduisert materiale fra fysiske forvittringsprosesser er av underordnet betydning.

En av hovedkriteriene for inndeling av vassdragene i grupper vil derfor være graden av brepåvirkning og dens betydning for sedimenttransporten. Deretter kan en bedømmelse av de øvrige kvaliteter ved vassdraget legges til grunn for en videre inndeling i undergrupper.

Målet bør være å plassere et vassdrag i hovedgruppene for hver region som kan avgrenses ut i fra klima, hydrologisk regime, storformer, berggrunnsgeologi, forekomster av ulike typer av kvartære løsmasser, o.a.

Ved utvelgelsen av typevassdragene for hver region bør det så legges vekt på kvaliteten av fluviale erosjons- og akkumulasjons-systemer som raviner, delta, elvesletter, sandurer etc., og mangfoldet av former og prosesser i hvert vassdrag.

Et typevassdrag er et vassdrag som er representativt for den region det tilhører. Typeområdet er karakterisert ved at visse dominerende trekk kommer til uttrykk på en representativ måte.

9.2. Mørkrivassdraget

I tilknytning til en undersøkelse av deltaet i Veitastrondsvatn i Årøy-vassdraget ble Jostedalsbre-regionen avgrenset som en egen geomorfologisk enhet (Bogen 1981). De store dalbreene er et markert trekk ved denne regionen. Den subglasiale sedimentproduksjonen tilfører elveløpene store mengder materiale i et bredt spektrum av kornfraksjoner som gir opphav til en utvikling av mange karakteristiske fluviale landformer.

De fluviale landformene i vassdrag hvor sedimenttilførselen ikke domineres av høytproduserende breer vil utvikle andre karaktertrekk. Mørkrivassdraget er et slikt vassdrag med moderat sedimenttilførsel fra recente breer. Breerosjonen bidrar mest til suspensjonstransporten. Recent breerosjon i sedimentære bergarter forekommer innenfor nedbørfeltet.

De kvartære løsmassene dominerer som materialkilde for bunntransporten. Akkumulasjonsformene er hovedsakelig bygget opp av materiale som har sitt opphav i kvartære løsmasser.

Formene bærer preg av den moderate sedimenttilførselen. Deltaavsetningene innenfor nedbørfeltet er representative for den beskrevne typen sedimentasjonsmiljø, men kan ikke sies å ha noen spesielt klare eller velutviklede former.

Elveslettene i hoveddalen har imidlertid særtrekk av spesiell interesse, og på strekningen Mørkri - Løndalen fins landskapselementer med en sjelden og særegen karakter.

Forvitring og massebevegelse forekommer i et visst omfang.

Mange forskjellige delstrekninger med ulike transportforhold fins innenfor Mørkrivassdragets nedbørfelt. Når alle forhold taes i betraktning, synes vassdraget å inneha det mangfold av kvaliteter som er nødvendig for at det kan tilfredsstille de kravene som bør settes til et typevassdrag.

Siden objektet har trekk som anses å være karakteristiske for vassdrag med moderat brepåvirkning, kan det være egnet som typevassdrag for denne gruppen. Objektet er i denne sammenhengen bare vurdert mot andre vassdrag i Indre Sogn. Mørkrivassdragets hydrologiske regime er typisk for moderat brepåvirkede vassdrag i denne regionen, og landskapets storformer er karakteristiske for svært mange Vestlandsvassdrag.

FEIGUMVASSDRAGET

10. GEOLOGI OG GEOMORFOLOGI

Feigedalselv drenerer et naturlig nedbørfelt på 49 km² øst for Lusterfjorden i Sogn (fig. 33). Store deler av nedbørfeltet ligger i viddnivået, 1400 m o.h. Den høyeste toppen går opp i 1598 m o.h. (Grønvassnosi).

Berggrunnen består for en stor del av Jotundekketts bergarter, gabbro og gneiser med noe kvartsitt og feltspatførende sandstein tilhørende Nobbadekket.

Anda og Nordahl Olsen (1981) har omtalt løsavleiringer og hovedlandformer i Feigumvassdraget. Det mest utpregede karaktertrekk er hoveddalførets trinnvise overgang til Lusterfjorden. Overgangen synes å ha sammenheng med den skråstilte lagdelingen i bergartene. Hovedelven faller ned mot fjorden i flere fosser og stryk. Feigumfossen er den største (fig. 34). Det er sparsomt med løsavsetninger. Spredte forekomster av bunn- og ablasjonsmorene er utbredt over hele feltet. I hoveddalen har morenedekket stedvis mektigheter opp mot 3-4 m.

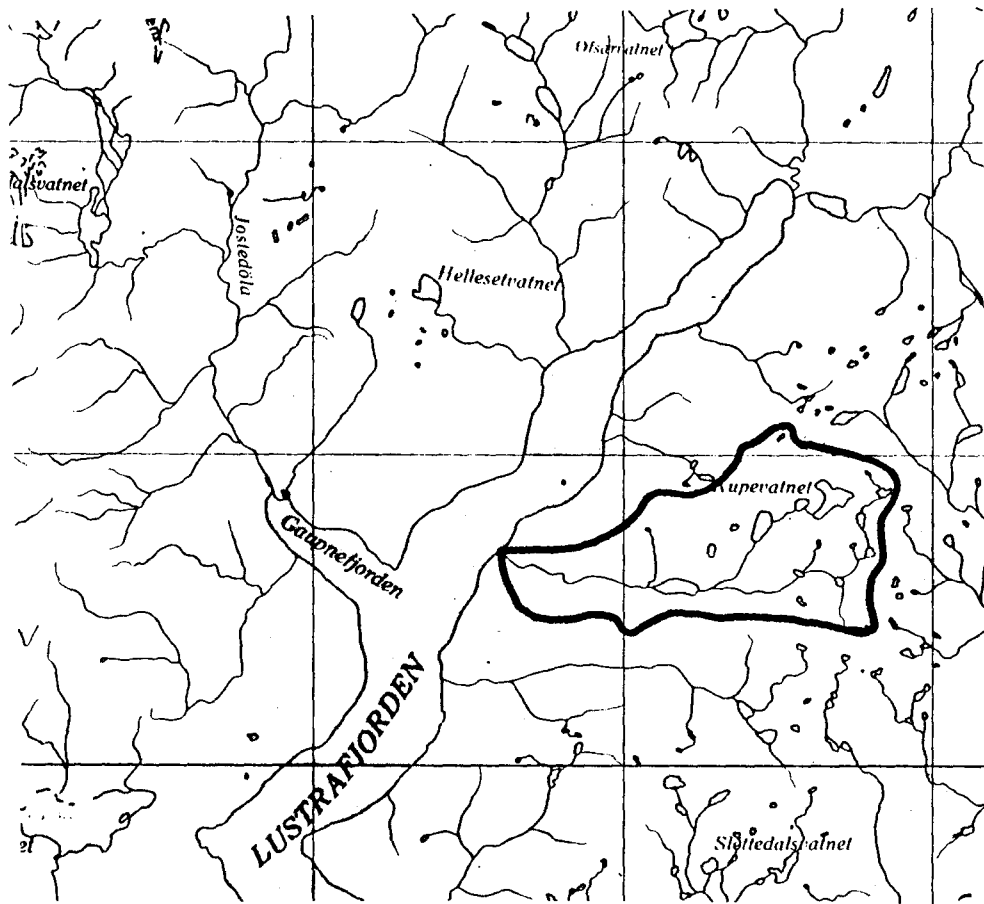


Fig. 33. Feigumvassdragets beliggenhet.

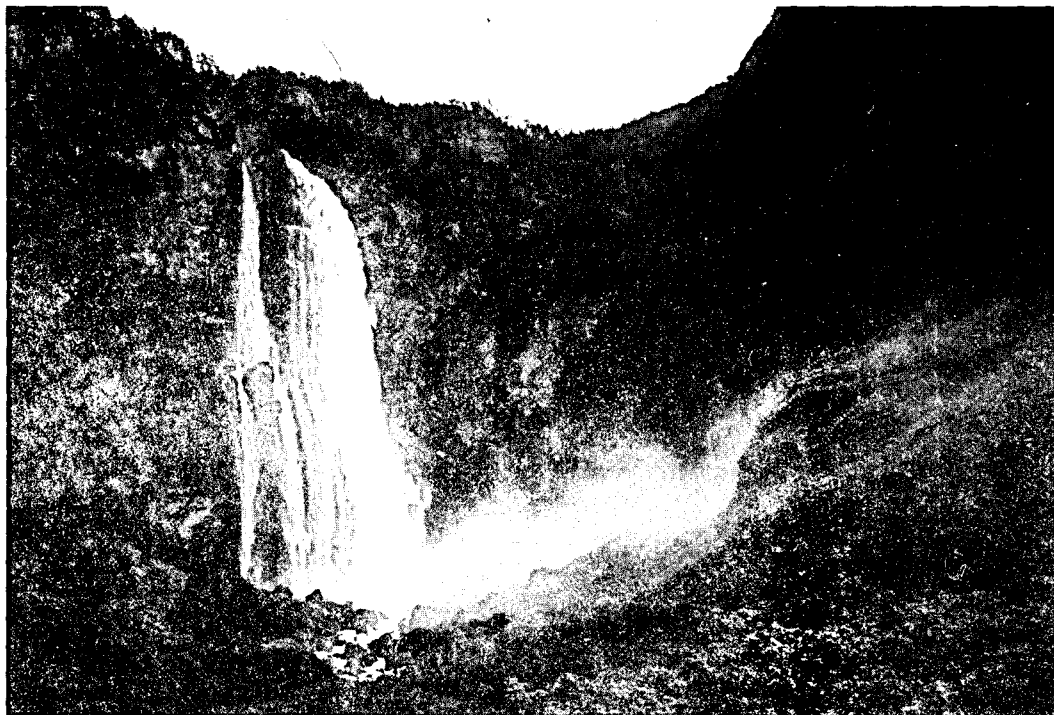


Fig. 34. Feigumfossen.

11. HYDROLOGI OG SEDIMENTTRANSPORT

Det fins ikke større bre-enheter innenfor nedbørfeltet. NVE har registrert avløpet i vassdraget på Vm 1944 (fig. 35) som ble opprettet i 1973.

Den sesongmessige fordelingen av avløpet er vist i fig. 36. Siden store deler av feltet ligger høyt, er snøsmeltingen ofte forsinket i forhold til lavereliggende strøk. Mesteparten av avrenningen er konsentrert til juni og juli. Analyseresultater fra en vannprøve som ble innsamlet den 2. august 1979, er vist i tabell 4.

Dato	Spesifikk ledningsevne Ω^{-1}	pH	Partikulært organisk materiale mg/l	Minerogent materiale mg/l	Totalinnhold av partikulært materiale mg/l
2.8.79	5,5	6,0	0,3	0,3	0,7

Det fremgår at transporten av partikulært materiale er minimal. Konsentrasjonene ligger under 1 mg/l. Konsentrasjonene kan nok være høyere under den første delen av vårflommen. Den begrensede tilgangen på kvartære løsmasser som kan danne sedimentkilder gjør imidlertid at det ikke kan forventes noen stor transport. Innsjøene danner også effektive sedimentasjonsbassenger. Den spesifikke ledningsevnen er også lav, til tross for at det fins sedimentære bergarter i nedbørfeltet. Sannsynligvis vil ledningsevnen øke noe med avtagende vannføring når tilsiget fra grunnvannet utgjør en større andel av avløpet.

Deltaavsetningene i Feigedalsvatn og ved innløpet i Lusterfjorden (fig. 35) tyder på at det fra tid til annen forekommer bunntransport av grovfraksjoner. Transporten synes imidlertid å være av begrenset omfang under de nåværende forhold.

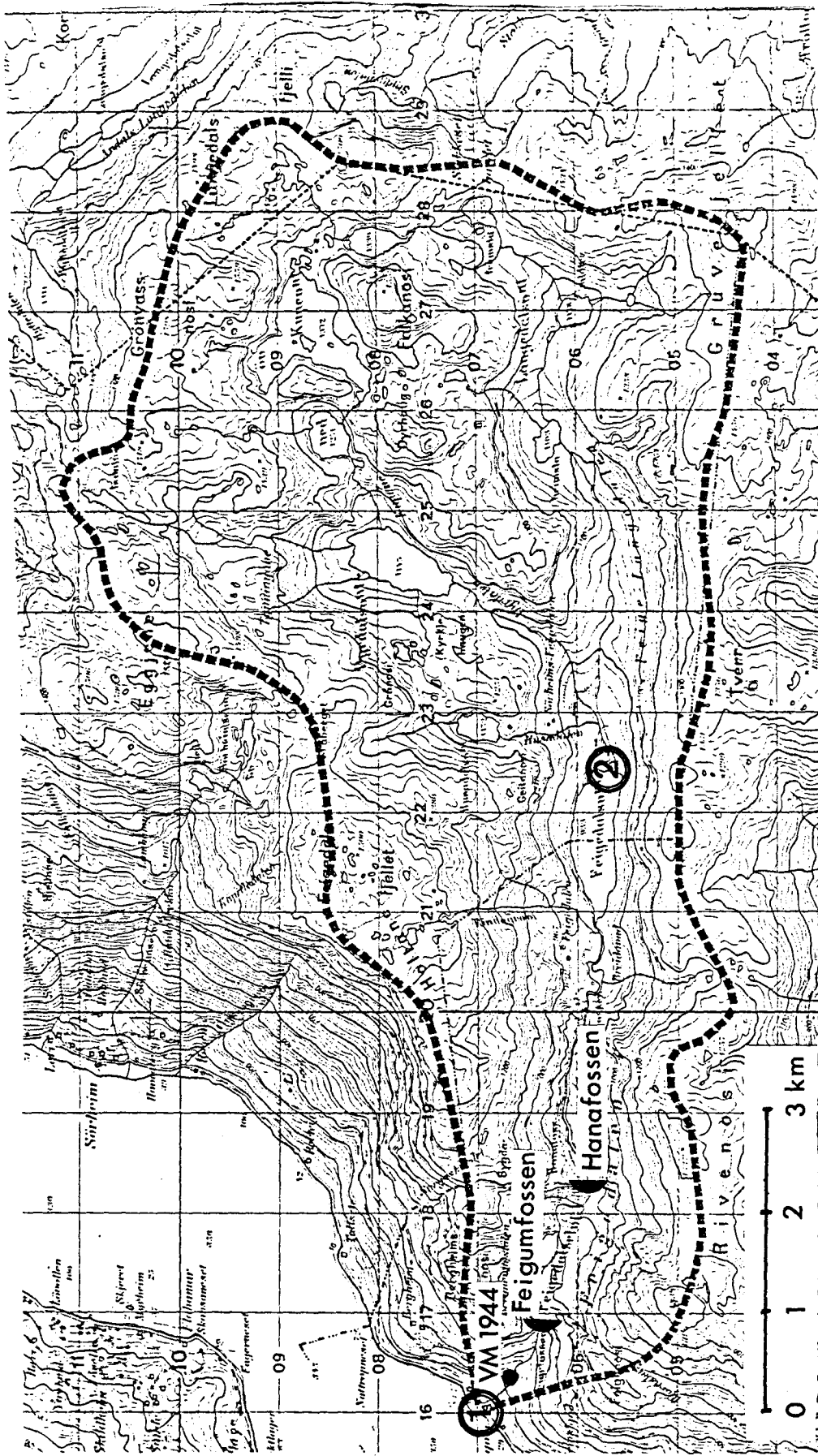


Fig. 35. Feigumvassdragets nedbørfelt.

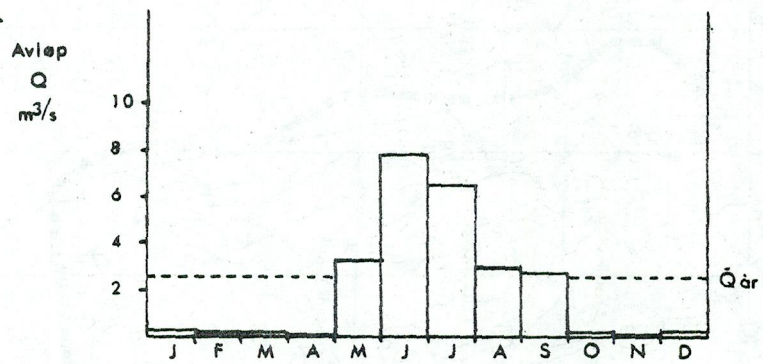


Fig. 36. Sesongmessig fordeling av avløpet ved Vm 1944.

12. KONKLUSJON

Feigumvassdraget er et vassdrag uten recente breer, og sedimenttransporten kommer fra erosjon i kvartære løsmasser. Bortsett fra Feigumfossen er det ikke dokumentert fluvialgeomorfologiske interesser i Feigumvassdraget.

Fossefall og stryk er karakteristiske trekk ved norske vassdrag, og de utgjør en del av totalmiljøet. I denne sammenhengen har Feigumfossen betydning fordi den er synlig over store områder langs Lusterfjorden.

13. REFERANSER

- Anda, E. og Nordahl Olsen, T. 1981. Feigumvassdraget. Kvartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser. Rap. 6/81. Geol. Inst. avd. B. Univ. i Bergen.
- Anda, E. og Nordahl Olsen, T. 1982. Mørkrivassdraget. Kvartærgeologisk og geomorfologisk oversikt. Geol. Inst. Univ. i Bergen. Rap. 7.
- Berthelsen, B. og Huseby, K. 1981. Botaniske undersøkelser i Mørkrivassdraget. Bot. Inst. Univ. i Bergen. Rap. 16.
- Bogen, J. 1975a. Øvstedalsvassdraget. Naturgeografisk beskrivelse, geologi og geomorfologi. Kontaktutv. vassdragsreg. Univ. Oslo. Upubl. rapp. 8 s.
- Bogen, J. 1975b. Eikefetelvi. Naturgeografisk beskrivelse, geologi og geomorfologi. Kontaktutv. vassdragsreg. Univ. Oslo. Upubl. rapp.
- Bogen, J. 1979. Suspenderte sedimenters kornfordeling under transport. S.111-123 i Enell, M. og Gahnstrøm, G. (red.). 7. Nord. symp. on Sediments. Aneboda, Sverige. Mai 24-27. 1979. 200 s. Inst. Limn. Univ. Lund.
- Bogen, J. 1981. Deltaet i Veitastrondsvatn i Årøy-vassdraget. Kontaktutv. vassdragsreg. Univ. Oslo. Rapp. 25.
- Dahl, R., Berg, K. og Nålsund, R. 1981. Stabilitetsforholdene i skråninger med morene og lignende jordarter. Geol. Inst. Univ. i Trondheim. Nr. 17. 127 s.
- Geoteam (Kjølseth) 1969. Ingeniørgeologiske forundersøkelser vedrørende Mørkrid-Jostedalsvassdraget. Rap. 2506. 02, 4.3-1969.
- Geoteam (Kjølseth) 1970. Seismiske målinger vedrørende Mørkrid-Jostedalsvassdraget. Rap. 2506.04, 16.4-1970.
- Gjessing, J. 1966. Some effects of Ice Erosion on the development of Norwegian Valleys and Fjords. Norsk Geogr. Tidsskr. 20, s.273-299.
- Gjessing, J. 1967. Norway's Paleic Surface. Norsk Geogr. Tidsskr. 21, 2.69-132.

- Gjessing, Y.T. og Wold, B. 1980. Flommen i Jostedalen 14.-15. august 1979. Været nr. 1.
- Hagen, J.O. 1977. Glaciologiske undersøkelser i Norge 1976. NVE, Hydr. avd. Rap. 7-77.
- Harsten, S. 1979. Fluvialgeomorfologiske prosesser i Jostedalsvassdraget. Prosjektleder: J. Gjessing. Kontaktutv. vassdragsreg. Univ. Oslo. Rapp. 9.
- Hegge, K. og Krog, S. 1981. Flommen i Jostedal i august 1979. NVE, Hydr. avd. Rap. 2-81.
- Karlsen, O.G. & Stene, R.N. 1978. Bøvra i Jotunheimen. En fluvialgeomorfologisk undersøkelse. Prosjektledere: J. Gjessing og K. Nordseth. Kontaktutv. vassdragsreg. Univ. Oslo. Rapp. 78/02.
- Landmark, K. 1948. Geologiske undersøkelser Luster-Bøverdalen. Univ. i Bergen. Årb. 1948. Nat.vit. rekke nr. 1.
- Liestøl, O. 1974. Avalance plunge-pool effect. Norsk Polar-institutt. Årb. 1972.
- Lutro, O. 1979. Mørkrisdalen. Berggrunnsgeologisk kart 1418 II. 1-50 000, NGU, foreløpig utgave.
- NGI, 1969. Resultater av grunnundersøkelser etter egnede fyllmasser for fyllingsdammer ved regulering av Jostedals- og Mørkridsvassdraget. 68/606.
- Rekstad, J. 1914. Fjeldstrøket mellom Lyster og Bøverdalen. NGU årb. 1914.
- Skofteland, E. 1970. Hydrografiske undersøkelser i indre del av Sognefjorden. NVE, Hydr. avd. Rap. 3/70. 38 s.
- Vorren, T.O. 1973. Glacial Geology of the area between Jostedalsbreen and Jotunheimen, South Norway. NGU bull. 16, nr. 291.
- Østrem, G. og Ziegler, T. 1969. Atlas over breer i Sør-Norge. NVE, Hydr. avd. Medd. nr. 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. (Utgått)
- Nr. 3 Gjessing, J. (red.) 1977. Naturvitenskap og vannkraftutbygging. Foredrag og diskusjoner ved konferanse 5.-7. desember 1976.
- Nr. 4 Årsberetning 1976 - 1977. (Utgått)
- 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.
- Nr. 6 Faugli, P.E. & Moen, P. 1979. Saltfjell/Svartisen. Geomorfologisk oversikt med verne vurdering.
- Nr. 7 Relling, O. 1979. Gaupnefjorden i Sogn. Sedimentasjon av partikulært materiale i et marint basseng. Prosjektleder: K. Nordseth.
- Nr. 8 Spikkeland, I. 1979. Hydrografi og evertebratfauna i innsjøer i Tovdalsvassdraget 1978.
- Nr. 9 Harsten, S. 1979. Fluviageomorfologiske prosesser i Jostedalsvassdraget. Prosjektleder: J. Gjessing.
- Nr. 10 Bekken, J. 1979. Kynna. Fugl og pattedyr. Mai - juni 1978.
- Nr. 11 Halvorsen, G. 1980. Planktoniske og littorale krepsdyr innenfor vassdragene Etna og Dokka.
- Nr. 12 Moss, O. & Volden, T. 1980. Botaniske undersøkelser i Etnas og Dokkas nedbørfelt med vegetasjonskart over magasinområdene Dokkfløy og Rotvoll/Røssjøen.
- Nr. 13 Faugli, P.E. 1980. Kobbeltutbyggingen - geomorfologisk oversikt.
- Nr. 14 Sandlund, T. & Halvorsen, G. 1980. Hydrografi og evertebrater i elver og vann i Kynnavassdraget, Hedmark, 1978.
- Nr. 15 Nordseth, K. 1980. Kynna-vassdraget i Hedmark. Geo-faglige og hydrologiske interesser.
- Nr. 16 Bergstrøm, R. 1980. Sjøvatnområdet - Fugl og pattedyr, juni 1979.
- Nr. 17 Årsberetning 1978 og 1979.
- Nr. 18 Spikkeland, I. 1980. Hydrografi og evertebratfauna i vassdragene i Sjøvatnområdet, Telemark 1979.
- Nr. 19 Spikkeland, I. 1980. Hydrografi og evertebratfauna i vassdragene på Lifjell, Telemark 1979.
- Nr. 20 Gjessing, J. (red.) 1980. Naturvitenskapelig helhetsvurdering. Foredrag og diskusjoner ved konferanse 17.-19. mars 1980.
- Nr. 21 Røstad, O.W. 1981. Fugl og pattedyr i Vegårsvassdraget.
- Nr. 22 Faugli, P.E. 1981. Tovdalsvassdraget - en fluviageomorfologisk analyse.
- Nr. 23 Moss, O.O. & Næss, I. 1981. Oversikt over flora og vegetasjon i Tovdalsvassdragets nedbørfelt.
- Nr. 24 Faugli, P.E. 1981. Grøa - en geofaglig vurdering.
- Nr. 25 Bogen, J. 1981. Deltaet i Veitastrondsvatn i Årøy-vassdraget.
- Nr. 26 Halvorsen, G. 1981. Hydrografi og evertebrater i Lyngdalsvassdraget i 1978 og 1980.
- Nr. 27 Lauritzen, S.-E. 1981. Innføring i karstmorfologi og speleologi. Regional utbredelse av karstformer i Norge.

- Nr. 28 Bendiksen, E. & Halvorsen, R. 1981. Botaniske inventeringer i Lifjellområdet.
- Nr. 29 Eldøy, S. 1981. Fugl i Bjerkreimsvassdraget i Rogaland, med supplerende opplysninger om pattedyr.
- Nr. 30 Bekken, J. 1981. Lifjell. Fugl og pattedyr.
- Nr. 31 Schumacher, T. & Løkken, S. 1981. Vegetasjon og flora i Grimsavassdragets nedbørfelt.
- Nr. 32 Årsberetning 1980.
- Nr. 33 Sollien, A. 198a. Hemsedal. Fugl og pattedyr.
- Nr. 34 Eie, J.A., Brittain, J. & Huru, H. 1982. Naturvitenskapelige interesser knyttet til vann og vassdrag på Varangerhalvøya.
- Nr. 35 Eidissen, B., Ransedokken, O.K. & Moss, O.O. 1982. Botaniske inventeringer av vassdrag i Hemsedal.
- Nr. 36 Drangeid, S.O.B. & Pedersen, A. 1982. Botaniske inventeringer i Vegårvassdragets nedbørfelt.
- Nr. 37 Eie, J.A. 1982. Hydrografi og evertebrater i elver og vann i Grimsavassdraget, Oppland og Hedmark, 1980.
- Nr. 38 Del I. Halvorsen, G. 1982. Ferskvannsbiologiske undersøkelser i Joravassdraget, Oppland, 1980.
Del II. Blakar, I.A. 1982. Kjemisk-fysiske forhold i Joravassdraget (Dovrefjell) med hovedvekt på ionerelasjoner.
- Nr. 39 Nordseth, K. 1982. Imsa og Trya. Vurdering av geo-faglige interesser.
- Nr. 40 Årsberetning 1981.
- Nr. 41 Eie, J.A. 1982. Atnavassdraget. Hydrografi og evertebrater - En oversikt.
- Nr. 42 Faugli, P.E. 1982. Naturfaglige forhold - vassdragsplanlegging. Innlegg med bilag ved Den 7. nordiske hydrologiske konferanse 1982.
- Nr. 43 Sonerud, G.A. 1982. Fugl og pattedyr i Atnas nedbørfelt.
- Nr. 44 Jansen, I.J. 1982. Lifjellområdet - Kvartærgeologisk og geomorfologisk oversikt.
- Nr. 45 Faugli, P.E. 1982. Bjerkreimsvassdraget - En oversikt over de geofaglige forhold.
- Nr. 46 Dalviken, K. & Faugli, P.E. 1982. Lomsdalsvassdraget - En fluvialgeomorfologisk vurdering.
- Nr. 47 Bjørnstad, G. & Jerstad, K. 1982. Fugl og pattedyr i Lyngdalsvassdraget, Vest-Agder.
- Nr. 48. Sonerud, G.A. 1982. Fugl og pattedyr i Grimsas nedbørfelt.
- Nr. 49. Bjerke, G. & Halvorsen, G. 1982. Hydrografi og evertebrater i innsjøer og elver i Hemsedal 1979.

OPPDRAGRAPPORTER

- 76/01 Faugli, P.E. Fluviatgeomorfologisk 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. Fluviatgeomorfologisk befaring i Kvænangselv, Nordbotnelv og Badderelv.
- 76/05 Faugli, P.E. Fluviatgeomorfologisk befaring i Vefsna 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 - fluviatgeomorfologisk befaring.
- 78/01 Faugli, P.E. & Halvorsen, G. Naturvitenskapelige forhold - planlagte overføringer til Sønstevatn, Imingfjell.
- 78/02 Karlsen, O.G. & Stene, R.N. Bøvra i Jotunheimen. En fluviatgeomorfologisk undersøkelse. Prosjektledere: J. Gjessing & K. Nordseth.
- 78/03 Faugli, P.E. Fluviatgeomorfologisk befaring i delfelt Kringlebotselv, Matrevassdraget.
- 78/04 Faugli, P.E. Fluviatgeomorfologisk befaring i Tverrelva, sideelv til Kvalsundelva.
- 78/05 Relling, O. Gaupnefjorden i Sogn. (Utgått, ny rapport nr. 7 1979)
- 78/06 Faugli, P.E. Fluviatgeomorfologisk befaring av Øvre Tinnåa (Tinnelva).
- 79/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Heimdalen, Oppland.
- 79/02 Faugli, P.E. Fluviatgeomorfologisk befaring av Aursjø-området.
- 79/03 Wabakken, P. Vertebrater, med vekt på fugl og pattedyr, i Tovdalsvassdragets nedbørfelt, Aust-Agder.
- 80/01 Brekke, O. Ornitologiske vurderinger i forbindelse med en utbygging av vassdragene Etna og Dokka i Oppland.
- 80/02 Gjessing, J. Fluviatgeomorfologisk befaring i Etnas og Dokkas nedbørfelt.
Engen, I.K. Fluviatgeomorfologisk inventering i de nedre delene av Etna og Dokka. Prosjektleder: J. Gjessing.
- 80/03 Hagen, J.O. & Sollid, J.L. Kvartærgeologiske trekk i nedslagsfeltene til Etna og Dokka.
- 80/04 Faugli, P.E. Fyrde kraftverk - Fluviatgeomorfologisk befaring av Stigedalselv m.m.
- 81/01 Halvorsen, K. Junkerdalen - naturvitenskapelige forhold. Bilag til konsesjonssøknaden Saltfjell - Svartisen.
- 82/01 Nordseth, K. Gaula i Sør-Trøndelag. En hydrologisk og fluviatgeomorfologisk vurdering.