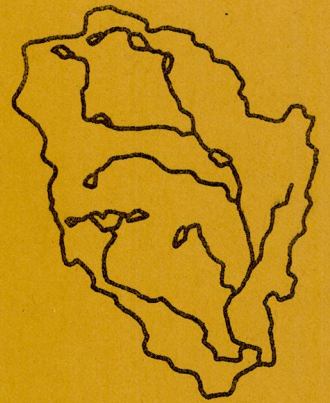


**KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER,
UNIVERSITETET I OSLO**



Jim Bogen

**EN FLUVIALGEOMORFO-
LOGISK UNDERSØKELSE
AV JORAVASSDRAGET
MED BREOMRÅDET
SNØHETTA**

OSLO 1982

RAPPORT 51

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 Sperstadutvalget 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 naturverdier 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.

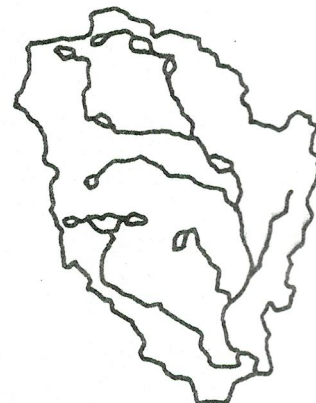
En er kjent med at noen kraftselskaper tar sikte på innen 1985 å ha ferdig søknad om utbygging av vassdrag innenfor gruppe 2, i tilfelle av at Stortinget skulle treffe vedtak om konsesjonsbehandling for disse vassdrag.

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

Miljøverndepartementet

Oslo, 18.12.1980

KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER
UNIVERSITETET I OSLO
POSTBOKS 1066
BLINDERN
OSLO 3



JIM BOGEN

EN FLUVIALGEOMORFOLOGISK
UNDERSØKELSE AV
JORAVASSDRAGET MED
BREOMRÅDET SNØHETTA

FORORD

Joravassdraget ligger i Dovre og Lesja kommuner i Oppland fylke og drenerer fjellområder innenfor Dovrefjell og Dalsiden statsalmenninger.

En del av nedbørfeltet inngår i Dovrefjell Nasjonalpark. Det militære skytefeltet på Hjerkinns omfattes også delvis av nedbørfeltet.

I den foreliggende rapporten er det lagt hovedvekt på de områdene på Snøhetta og i Grøndalen som er mest interessante i fluvialgeomorfologisk sammenheng. Siden Snøhetta og Svånå-tindene med de recente breene betraktes som en geomorfologisk enhet, er de områdene av Snøhetta som drenerer til Driva også inkludert i rapporten.

Rapporten er basert på feltundersøkelser som ble gjennomført i august 1978.

INNHold

	Side
Forord	
1. GEOMORFOLOGI - STORFORMER	1
2. BERGGRUNNSGEOLOGI	3
3. KVARTÆRE LØSMASSER	5
4. KLIMA	6
5. HYDROLOGI	8
6. BREENE PÅ SNØHETTA OG SVÅNÅTINDENE	10
7. GLASIAL SEDIMENTPRODUKSJON	13
8. FLUVIAL EROSJON I KVARTÆRE LØSMASSER. STREKNINGEN BANDRANDEN - SØNDRE GRØNA BRU	19
8.1. Sakte massebevegelse. Solifluksjon og jordsig	23
8.2. Vinderosjon	23
8.3. Raviner	26
8.4. Erosjonsprosessenes intensitet	27
9. ELVESLETTEN I GRØNDALEN	30
10. STREKNINGEN SKREDALÆGRET - LANGRANDEN	34
11. JORAS CANYON	36
12. SVARTDAL - SKAMSDALEN	37
13. SAMMENFATTENDE DISKUSJON. VURDERING	38
REFERANSER	39

1. GEOMORFOLOGI - STORFORMER

De store trekk i landskapet innenfor Joravassdragets nedbørfelt domineres av tertiære paleiske landformer som er gjennomskåret av yngre glasialutformede daler og botner.

De paleiske formene antas å være utformet av flatedannende forvittrings- og transportprosesser i et varmere klima (Gjessing 1967).

Snøhetta-massivet rager opp over områdene omkring som restfjell i det tertiære viddelandskapet. De lange slake skråningene opp mot fjellhøydene, flyene, er et særlig markert element i landskapet.

De paleiske dalene er åpne, vide former. Sannsynligvis har de tertiære anleggene vært bestemmende for hvor breerosjonen i kvartærtiden har vært mest intensiv. Der hvor store brestrømmer har beveget seg gjennom områder med høyt relieff, har breerosjonen vært særlig intens.

Joravassdragets to hoveddaler Svartdalen og Grøndalen har stedvis U-profil, men er svært åpne og vide og har sannsynligvis fått sin hovedform i tertiær tid.

Svartdalen forgrenes ved Nysetri i Skamsdalen som løper mot nord og i en vestlig, gjennomgående dal som fortsetter over vannskillet ved Gautsjø.

Skamsdalen har ingen markert dalende, men går gradvis over i viddelandskapet.

Grøndalen er en gjennomgående dal som munner ut i Svånådalen ved Maribu. Svånådalen er svært vid i de nedre deler, men bærer i de øvre delene mer preg av iserosjonens omforming.

Opp mot Snøhetta forgrenes hoveddalen i to hengende daler, Veslestyggsvånådalen og Storstyggsvånådalen. Veslestyggsvånådalen er overfordypet av glasial erosjon. Innsjøen Svånådalsvatn demmes opp av en bergterskel 1500 m o.h. Dalen er gjennomløpende med overløpsspass over mot Langvassdalen og Kjelsungdalen.

Storstyggsvånådalen er sammensatt av en åpen, vid, hoveddal med flere mindre sidedaler som henger mot hoveddalen. Hoveddalen er overfordypet og oppfylt av to innsjøer, yste og heimste Storstyggsvånådalstjørn. Sidedalene har botnform.

2. BERGGRUNNSGEOLOGI

Joravassdraget ligger på overgangen mellom tre ulike bergartskomplekser.

Guezou (1978) deler formasjonene inn i åtte mindre enheter (Fig. 1).

I vest forekommer prekambriske gneiser (1) som har gjennomgått tektoniske påvirkninger både under prekambriske og kaledonske orogener. Gneisene er oftest blekgrå med linser av kvarts og K-feltspat omgitt av glimmer.

Øyegneisen med "øyne" av mikroklin og plagioklas er også alminnelig.

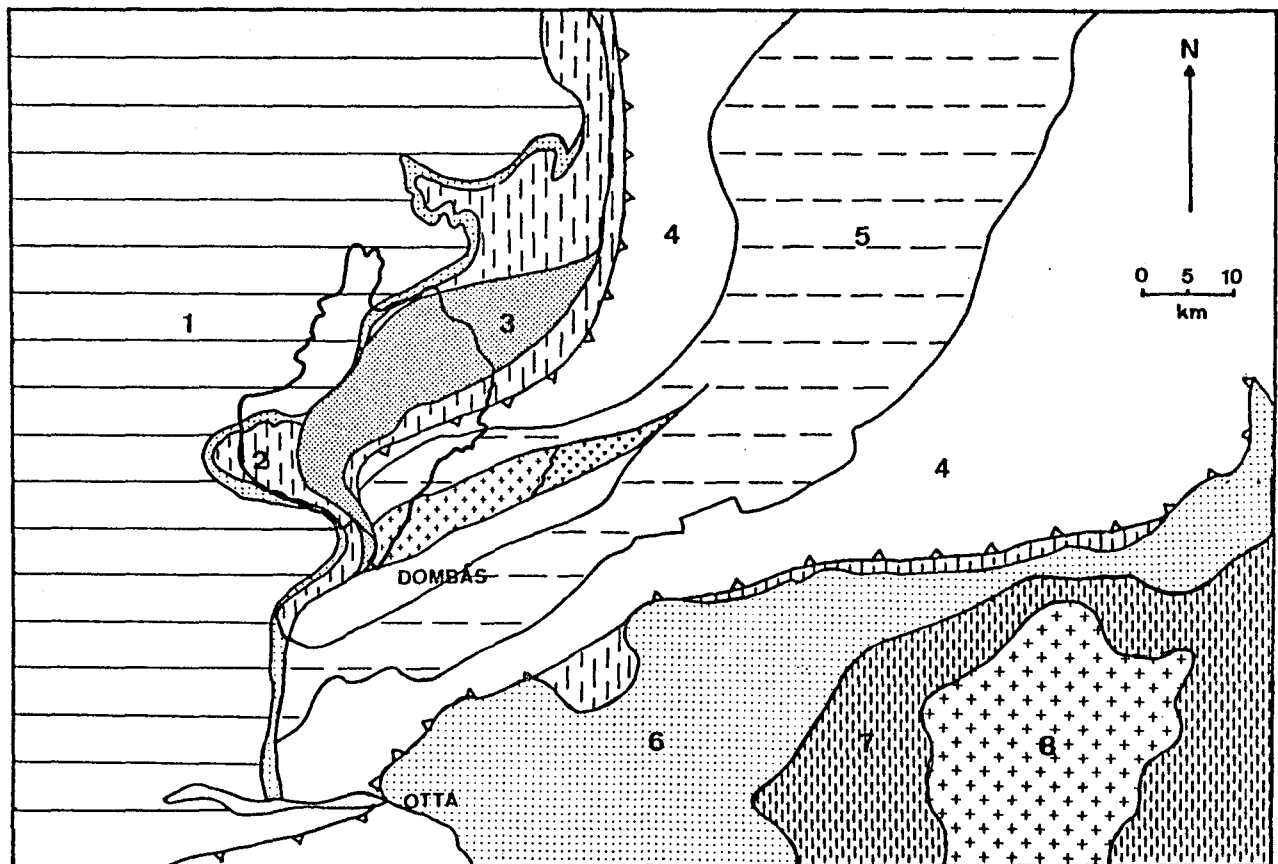


Fig. 1. De forskjellige geologiske formasjonene i Dombås-Hjerkinne-området. Etter Guezou (1978). Nærmere forklaring i teksten.

I de høyereliggende deler av nedbørfeltet, rundt Svånåtindene og Snøhetta, består berggrunnen av eokambrisk sparagmitt (3). Sparagmitt er en feltspatførende sandstein. I Snøhettaområdet har bergarten en høy grad av metamorfose og sandsteinstrukturen er utvasket. Bjørlykke (1905) beskriver bergarten ved Istjern som lys, grågrønnlig tykkskifrig, og rik på små muskovittskjell. Bergarten fører også små sorte korn av jernglans. Enhetene Kvitvola - Muen (6) og Sollia (7) består også av sparagmittbergarter.

Trondhjemsfeltets bergarter grenser opp mot sparagmittområdet i sør og øst. Guezou (1978) har skilt ut Anbergshøkomplekset (2) som en egen formasjon som danner en strukturell overgangssone mellom bunngneisen i vest og Trondhjemsfeltet. Trondhjemsdekket (4) består av metamorfe sedimentære og vulkanske bergarter. De sentrale deler av det sørlige Trondhjemsfeltet er sammensatt av skifere som inngår i Gulagruppen (5). Atnsjøvinduet (8) består av grunnfjell.

3. KVARTÆRE LØSMASSER

Kvartargeologien i området er beskrevet av Sollid (1974) og Sollid & Sørbel (1982). Bergoverflaten er stort sett dekket av løse avleiringer, men tykkelsen på dekket varierer fra sted til sted.

En del større israndavsetninger er av preboreal alder. Ved Søndre Grøna bro finnes markerte avsetninger fra en brestrøm som beveget seg nordøst etter Grøndalen. Flere bresjønivå er synlig i avsetningene.

Langranden er navnet på en yngre avsetning som krysser tvers over dalen sørvest i Grøndalen.

Bandranden øverst i Grøndalen er en preboreal moreneavsetning, avsatt av en breutløper fra innlandsisen som trengte inn i Svånådalen fra øst. I Svartdalen finnes israndmorener og drumliner avsatt av en bre som trengte inn fra sør.

Israndavsetningene danner viktige materialkilder for den recente fluviale sedimenttransporten. Der hvor hovedelvene skjærer gjennom løsavsetninger, er det erodert vekk betydelige materialmengder.

4. KLIMA

De to meteorologiske stasjonene Dombås (638 m o.h.) og Fokstua (925 m o.h.) kan til sammen ansees å være representative for største delen av nedbørfeltet.

Månedsnedbør og månedsmiddeltemperatur for normalperioden 1931-60 er vist i figur 2 og 3.

Joravassdraget ligger i et utpreget kontinentalt klimaområde med kalde vintre og forholdsvis varme somre. Den årlige temperaturamplituden er på 22°C. Middelttemperaturen for året er henholdsvis -0,5°C ved Fokstua og 1,7°C ved Dombås.

De største nedbørmengdene faller som konvektiv nedbør i sommermånedene når temperaturen er høy. Forøvrig er nedbøren relativt jevnt fordelt over året. På grunn av den orografiske effekten øker nedbøren med høyden over havet. Nedbøren ved Fokstua er noe høyere enn ved Dombås.

Ved Fokstua kan negative temperaturer inntreffe hele året, også om sommeren. Ved Dombås har det ikke vært observert negative temperaturer i juli og august så lenge stasjonen har hatt observasjoner, tabell 1.

Tabell 1. Maksimums- og minimumstemperaturer for hver måned i perioden 1936-60. I. Fokstua. II. Dombås.

I	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Maksimum	6,7	7,8	6,2	8,4	18,0	28,2	24,1	22,6	21,0	14,8	5,4	4,4
Minimum	-33,0	-34,7	-30,6	-22,0	-14,7	-5,2	-3,9	-8,0	-10,4	-19,9	-23,8	-28,8

II	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Maksimum	9,4	7,5	11,8	11,2	21,0	26,6	27,8	25,5	23,4	13,3	7,8	6,0
Minimum	-27,0	-29,0	-23,5	-16,6	-8,0	-1,3	0,1	0,5	-4,4	-13,0	-15,5	-23,7

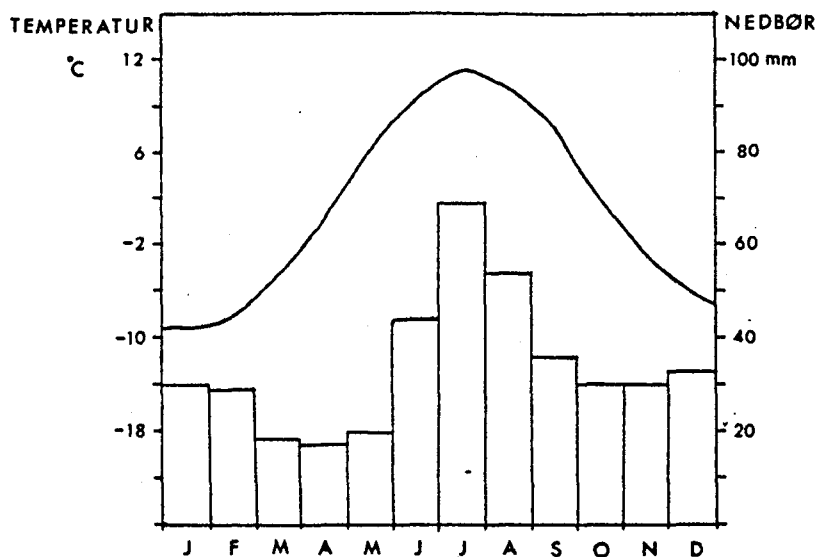


Fig. 2. Månedsmiddeltemperatur (heltrukken strek) og nedbør (søyler) i normalperioden 1931-60. Dombås.

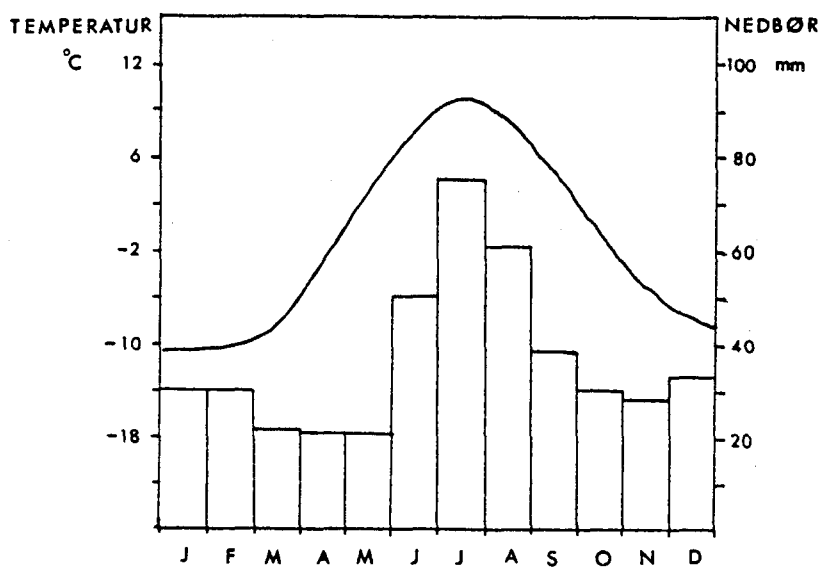


Fig. 3. Månedsmiddeltemperatur og nedbør i normalperioden 1931-60. Fokstua.

5. HYDROLOGI

Avløpet i Joravassdraget registreres på to vannmerker som ble opprettet i 1967, VM 1663 og VM 1664, fig. 4.

VM 1663 registrerer avrenningen fra et areal på 463 km² og dekker dermed 94% av det totale nedbørfeltet.

Store deler av nedbørfeltet ligger over skoggrensen. Etter Gottschalks (1978) inndeling av avrenningsregimer i Norden kan Joras hydrologiske regime karakteriseres som en ekstrem variant av et høyfjellsregime. Bresmeltingen i sommermånedene medfører at de høyeste gjennomsnittlige månedsavløpene inn-

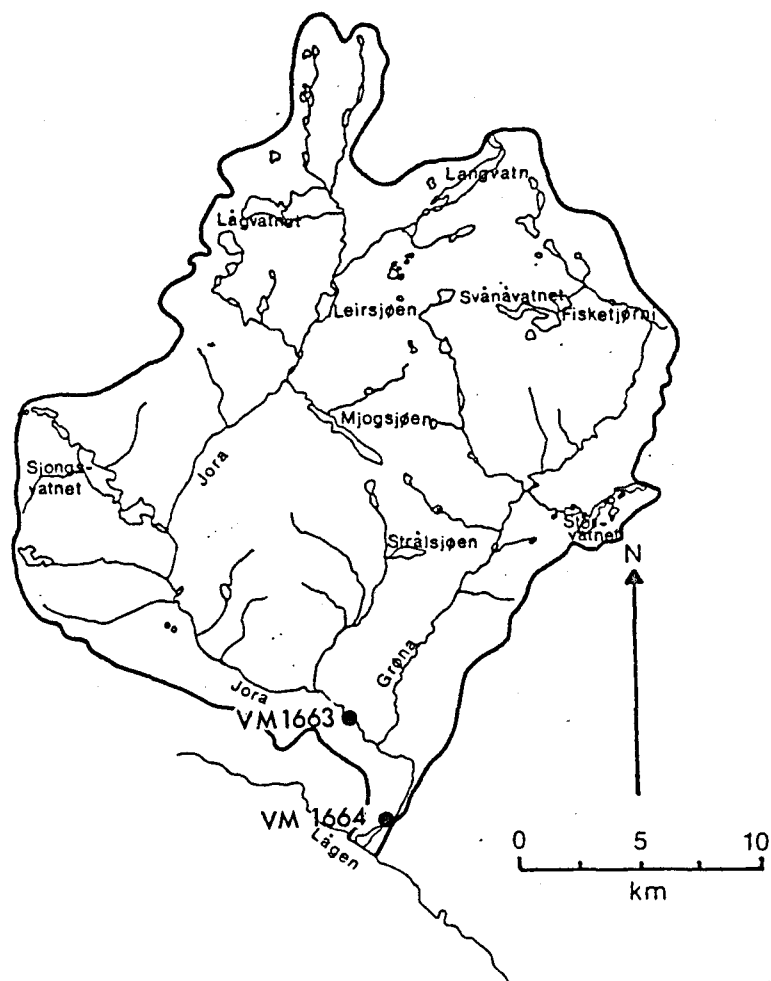


Fig. 4. Vannmerker i Joravassdraget.

treffer i mai, juni og juli. Lavvannsperioden opptrer om vinteren, i februar og mars (fig. 5).

Den største vannføring som er registrert ved VM 1663 inntraff i 1972 og var på $168,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Midlere årsavløp i perioden 1967-79 var $12,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Avløpet ved VM 1663 i månedene mai - oktober 1978 er vist i figur 6. Feltet ble besøkt i begynnelsen av august da vannføringen var under middelet for året.

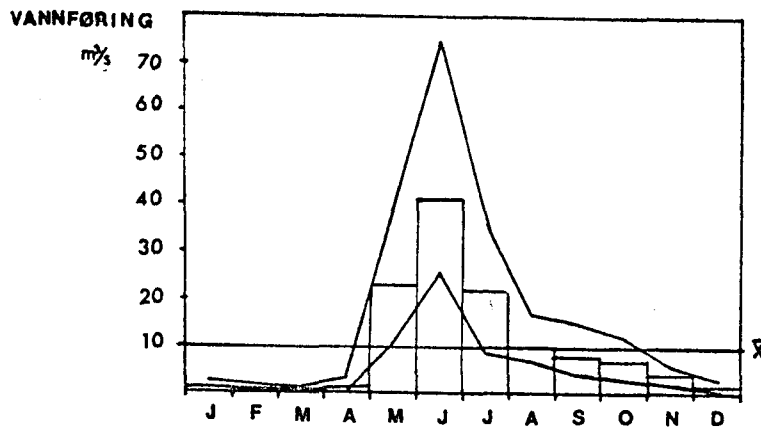


Fig. 5. Max, min og midlere månedsavløp ved VM 1663. \bar{x} er årlig middelvannføring.

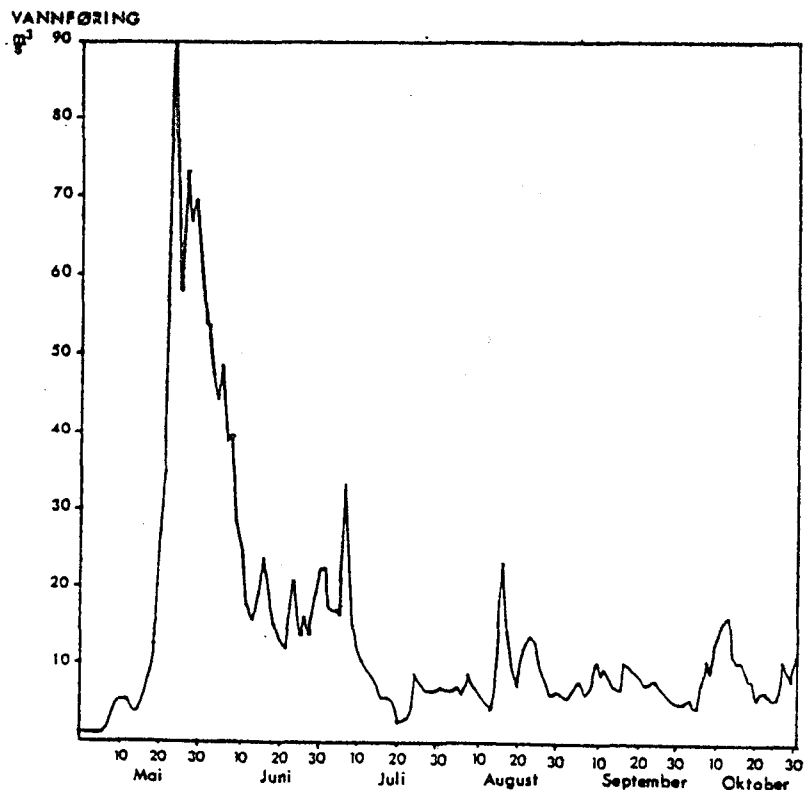


Fig. 6. Avløpet ved VM 1663 i 1978.

6. BREENE PÅ SNØHETTA OG SVÅNÅTINDENE

Breene dekker i alt et areal på 3,82 km² hvor 1,5 km² ligger i Joras og 2,32 km² i Drivas nedbørfelt. Etter Østrem og Ziegler (1969) er arealene fordelt på 8 forskjellige breenheter, alle små botnbreer med lengde 0,3 - 2,0 km, og arealer mellom 0,13 og 1,26 km² (tabell 2). Breene ligger forholdsvis høyt, middelhøyden er 1705 m o.h. Den største breen ligger ved Istjern, og er 2,0 km lang, fig. 7 og 8. Brefronten ligger 1630 m o.h., og det høyeste punktet 2030 m o.h. Store endemorener foran brefrontene viser at breen tidligere hadde en større utbredelse. I Jotunheimen er mange av de ytterste endemorenene dannet i tilknytning til klimaforverringene rundt 1750. Mye tyder på at endemorenene til Snøhettas breer kan være av yngre dato, jfr. fig. 7 og 8.

Den østligste av breene i Storstyggesvånådalen er vist i fig. 9. Denne breen har en mer karakteristisk avrundet botnform enn breen ved Istjern.

Tabell 2. Lengde og areal for breene i Jora og Drivas nedbørfelter.

Nr.	Jora				Driva			
	1	2	3	5	6	7	8	
Lengde km	0,3	1,1	1,1	2,0	1,0	1,7	0,4	
Areal km ²	0,14	0,73	0,63	1,26	0,23	0,7	0,13	

Nr. refererer til breatlas av Østrem & Ziegler (1969).



Fig. 7. Breen ved Istjern (bre nr. 5, Driva) i 1948.
Copyright Normanns kunstforlag.

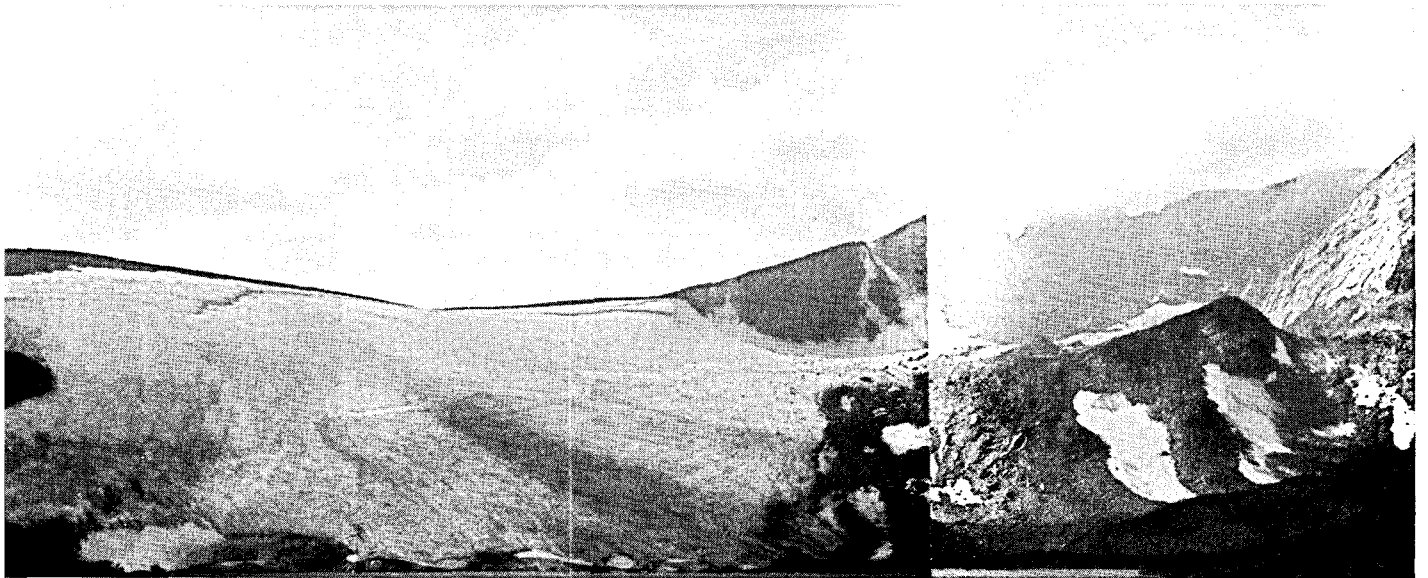


Fig. 8. Breen ved Istjern i 1978.

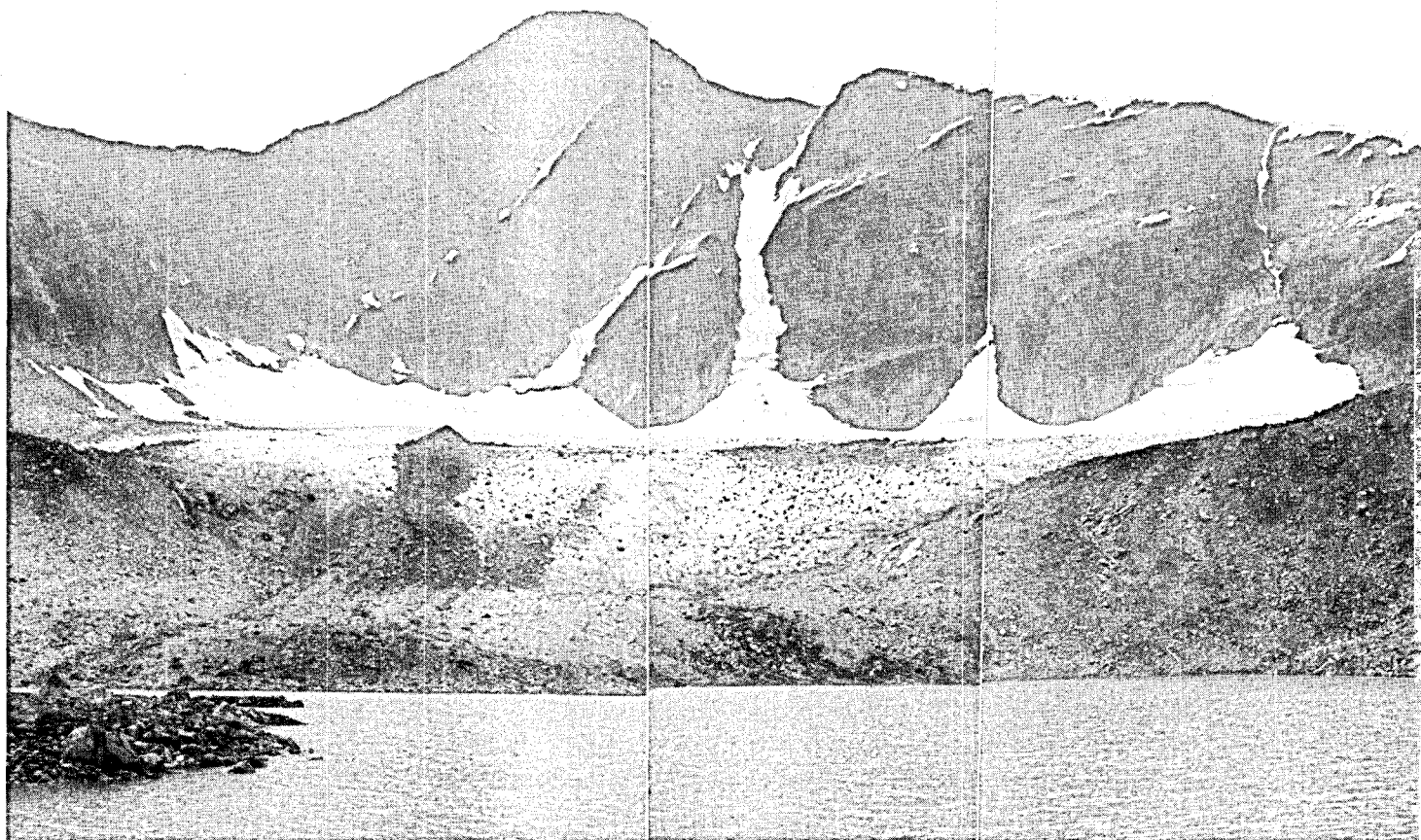


Fig. 9. Botnbre i Storstyggsvánådalen (bre nr. 2, Jora).
Ablasjonskjegler er synlige på breoverflaten.
Vatn på kote 1525 i forgrunnen.

7. GLASIAL SEDIMENTPRODUKSJON

Recente breer som eroderer i sparagmittbergarter er forholdsvis sjeldent i Norge. Sedimentasjonsforholdene og sedimentenes sammensetning ble derfor undersøkt nærmere for noen utvalgte breer.

Små botnsjøer danner naturlige sedimentasjonsbasseng foran breene. Den overveiende andel av breenes materialproduksjon sedimenteres her.

Det forrevne blokkhavet som omgir breene gir dårlige betingelser for løpsdannelse. Smeltevannet fra breene drenerer bare sporadisk i løp. Det er derfor ikke mulig å etablere vannføringskurver og bestemme transporten ved målinger av konsentrasjoner av suspendert materiale. Under slike forhold kan innsjøenes bunnsedimenter gi alternativ informasjon om sedimentproduksjonen.

Det ble tatt opp 11 bunnprøver fra ulike lokaliteter i Istjern, Heimste Storstyggsvånådalsvatn og den glasiiale innsjøen på kote 1525, se fig. 10. Samtidig ble vanntemperaturen i overflaten og siktedypet målt. Dybdeforholdene ble undersøkt med noen få loddskudd. Måleresultatene er samlet i tabell 3 sammen med beregnede kornfordelingsparametere for bunnprøvene. Sjøene er forholdsvis grunne. Målingene viser dybder fra 4 til 14 m. Sedimentene fra breene danner sannsynligvis et sammenhengende dekke som overlager alle ujevnheter.

I vannet på kote 1525 som ligger tett oppunder breen, ble overflatetemperaturen målt til $4,2^{\circ}\text{C}$. Dette er langt lavere enn i de andre innsjøene. Sannsynligvis har det sammenheng med at vannmassene spres på forskjellig måte. Istjern har et langt større volum og en større teoretisk oppholdstid på de

Tabell 3. Målinger av siktedyp, vanntemperatur, midlere korndiameter og sortering (Folk og Ward 1957) og dybdeforhold i de glasielle innsjøene ved Svånåtindene og Snøhetta.

Prøvenr.	Tjern på kote 1525			Heimste Storstyggsvånådalstjern			Istjern			
	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11
Siktedyp m		0,60			1,47		1,16			
Vanntemperatur °C		4,2			9,4		8,5		8,3	
Mz	5,26	6,3	6,46	3,7	6,26	6,4	7,6	5,75	7,14	6,38
Q ₁	2,13	1,58	1,5	1,77	2,50	2,42	1,68	2,28	2,64	2,45
Dyp m	7	11	4	4	10	7	9	14	8	4

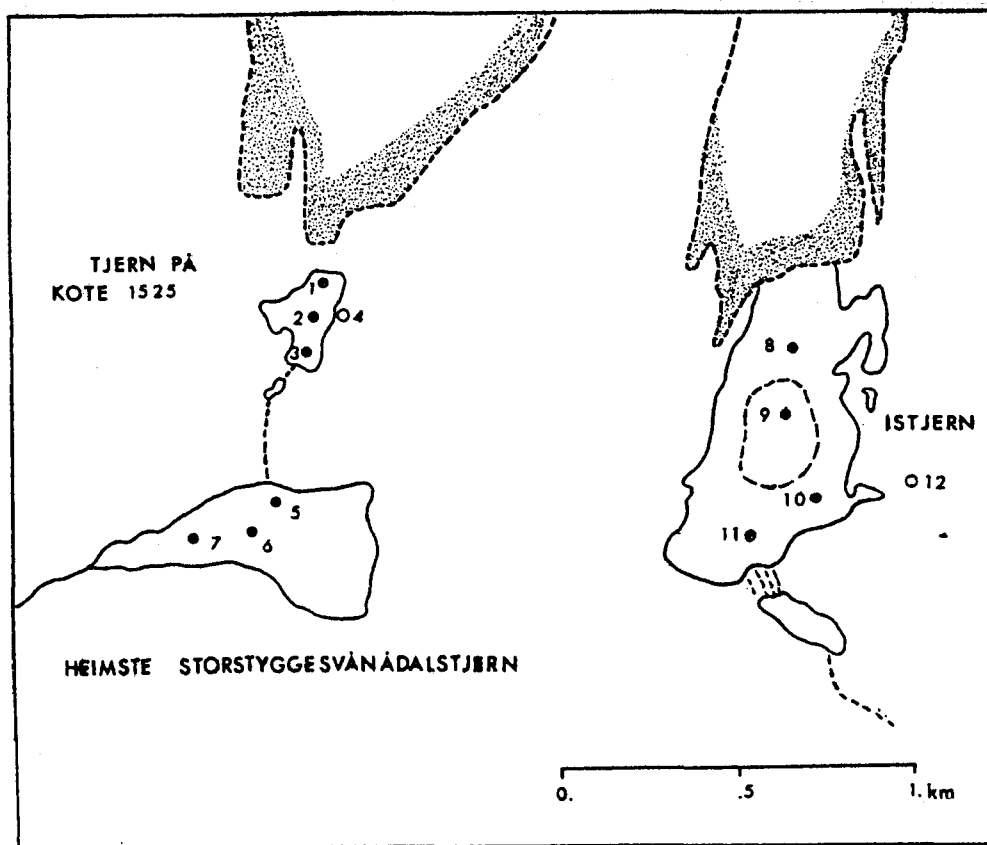


Fig. 10. Prøvelokaliteter i de undersøkte innsjøene. 10 m koten er antydnet.

gjennomstrømmende vannmassene enn innsjøen på kote 1525. Overflatevannet får tid til å varmes opp ved konveksjon og stråling slik at temperaturen i perioden blir høyere. Når sedimentpartiklene også får tid til å sedimentere ut, kan tetthetsforskjellen bli så stor at det får innvirkning på

strømningsforløpet. Sannsynligvis dukker smeltevannet fra breen ned og brer seg utover langs bunnen.

Bunnprøvene ble innsamlet med en Ekman grabb. En visuell granskning av sedimentene ble gjennomført på stedet.

Prøve nr. 1 ble tatt opp bare 20 m fra land i vatn 1525. En relativt markert rytmisk laminering var synlig i denne prøven. Det største sjiktet var ca. 3 mm tykt, mens de øvrige varierte mellom 0,5 og 1 mm. Kornfordelingskurven for nr. 1 i fig. 11 viser et stort innslag av finsand i fraksjonen 0,125-0,250 mm. Kurven er utpreget bimodal med minimum i intervallet 0,064-0,125 mm. De grove siltfraksjonene 0,008-0,064 mm dominerer. Til tross for at prøven er tatt opp i nærheten av innløpet, er det forholdsvis mye leire, hele 6% av prøven er mindre enn 0,002 mm. Sandfraksjonene sorteres hurtig ut gjennom innsjøen. I prøve nr. 2 og 3 er det bare ubetydelige mengder av materiale som er større enn 0,125 mm.

De grove siltfraksjonene, spesielt fraksjonen 0,016-0,032 mm dominerer. Breen produserer altså hovedsakelig silt og bare mindre mengder sand.

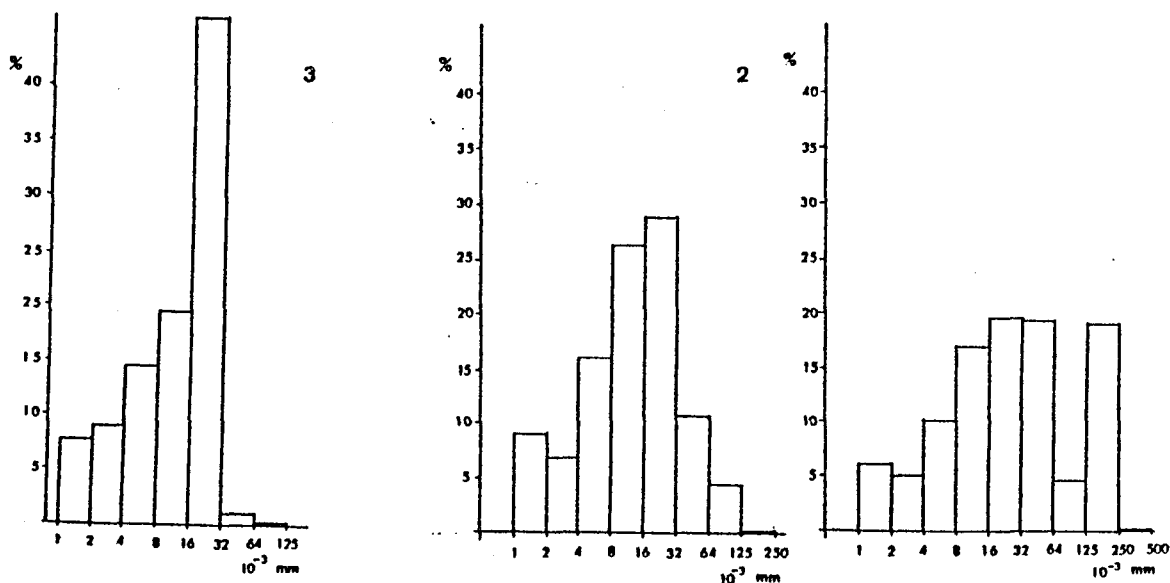


Fig. 11. Kornfordelingskurve fra bunnprøver i vatn på kote 1525 fremstilt på histogramform.

Heimste Storstyggessvånådalsvatn tilføres materiale fra bre nr. 2 og bre nr. 3. Siden sedimentene passerer andre innsjøer, må det antas at de grove fraksjonene ikke tilføres fra noen av breene under den nåværende tilstanden. Det store innslaget av sandfraksjoner i prøve 1 fig. 12 skyldes antagelig erosjon i moreneavsetninger nær sjøen. De øvrige prøvene er svært like med midlere korndiameter 6,2 og 6,4 ϕ .

De kumulative kornfordelingskurvene fra Istjern viser et uregelmessig sedimentasjonsforløp (fig. 13). Sedimentene lengst fra breen har et større innslag av sandfraksjoner enn de lenger inne. De grove fraksjonene kan ha blitt sedimentert da breen lå i en mer fremskreden posisjon for 30-40 år siden.

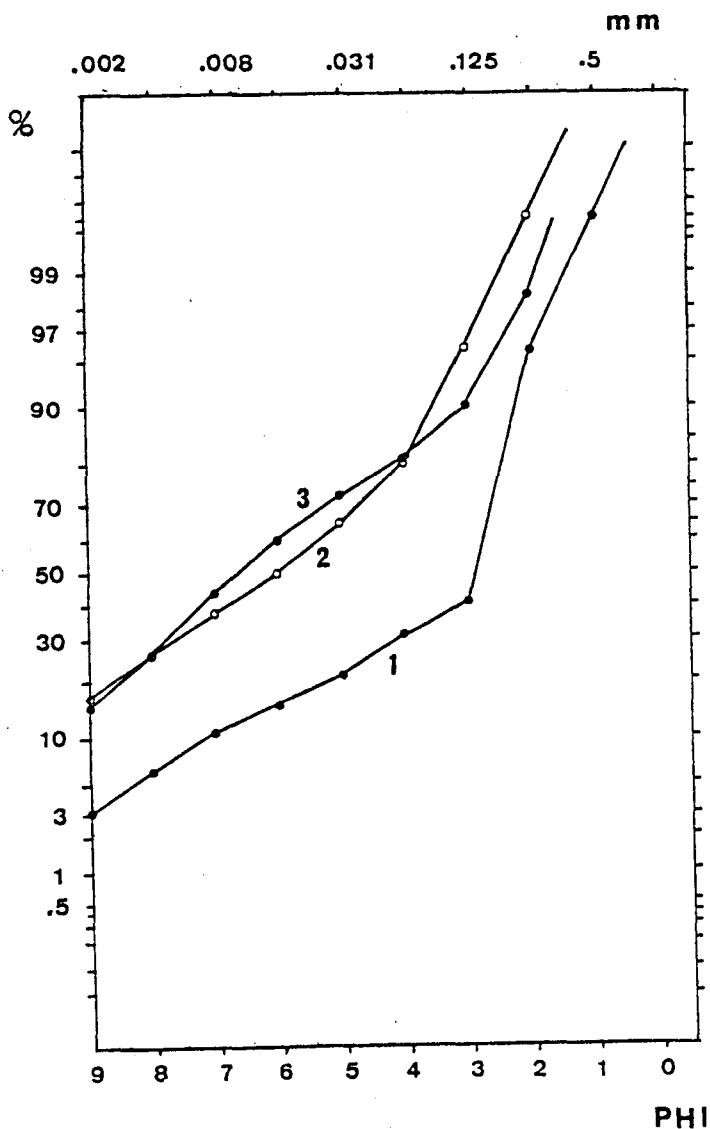


Fig. 12.
Kumulative kornfordelingskurver
for bunnprøver fra Heimste
Storstyggessvånådalstjern.

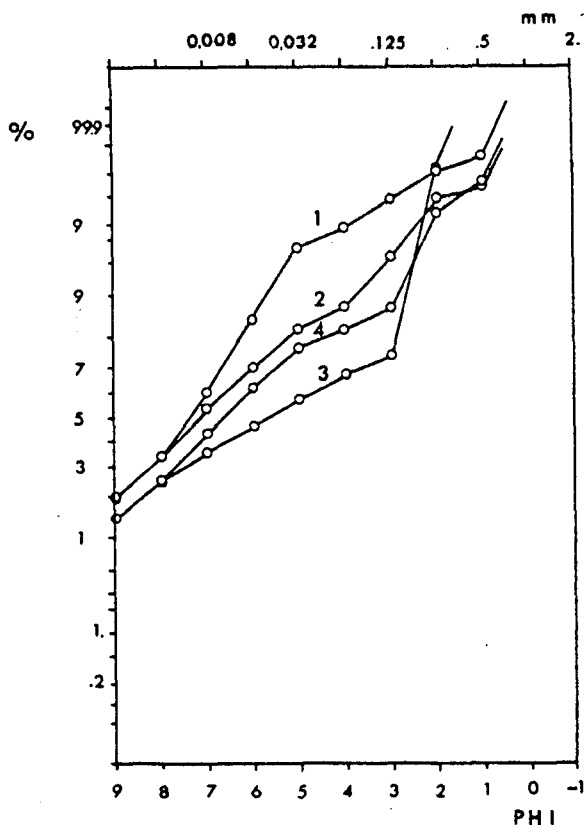


Fig. 13

Kumulative kornfordelingskurver for bunnprøver fra Istjern.

Lokalitetene 1 og 2 som ligger nærmest breen under den nåværende tilstand, inneholder overveiende finmateriale som er sedimentert under dagens forhold. Et relativt stort leirinnhold (ca. 15-20%) synes å være et gjennomgående trekk ved alle prøvene fra Istjern.

Morenematerialet fra bre nr. 1, Jora og bre nr. 5, Driva (jfr. tabell 2), ble undersøkt ved kornfordelingsanalyser. Analysene ble gjennomført på materiale mindre enn 32 mm.

Som det fremgår av fotografiene (fig. 7) er morenematerialet sammensatt av kantete og grove blokker. Totalt sett er bare mindre andeler under 32 mm.

Materialet i disse fraksjonene skiller seg imidlertid ikke i særlig grad fra hva som er vanlig for morenematerialet. Prøvene er dårlig sortert, $\sigma_I = 3,05$ og $2,83$, $M_Z = 0,1$ og $0,41$. Det er svært lite finfraksjoner. 4-10% er under 0,063 mm i morene ved Istjern (fig. 14).

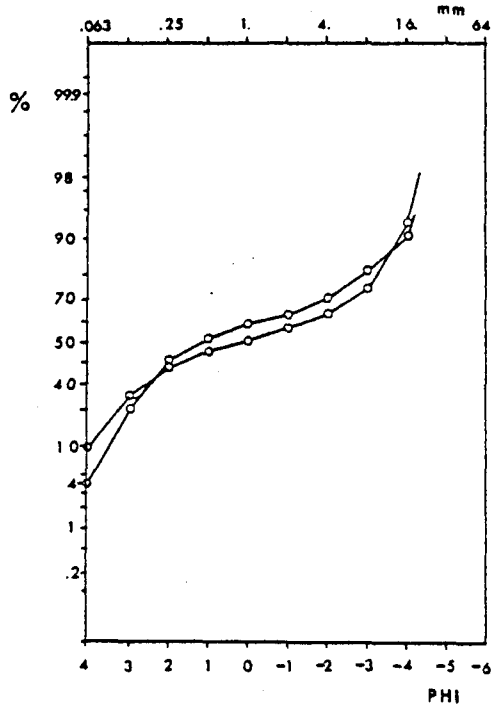


Fig. 14.

Kumulative kornfordelingskurver for moreneprøver fra bre nr. 1, Jora og bre nr. 5, Driva.

Under forutsetning av at de rytmiske lamineringene som ble observert i bunnsedimentene på vatn 1525 representerer årsvarv, kan det stilles opp et anslag over størrelsesorden på breens årlige sedimentproduksjon. Det største varvet var ca. 3 mm tykt. Hvis dette ansees som representativt for sedimentasjonen i sjøen, gir det et totaltall på ca. 240 t/år.

Fordelt over hele breens areal tilsvarer dette en spesifikk sedimentproduksjon av suspensjonsmateriale på ca. 340 t/km^2 . Hertil kommer en ukjent mengde som har passert gjennom sjøen. Breens materialproduksjon i et maksimalår kan altså ligge rundt $400 \text{ t/km}^2/\text{år}$.

Dette er omtrent samme størrelsesorden som Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen har målt for Vesledalsbreen og Høgtuvbre (Østrem 1975).

8. FLUVIAL EROSJON I KVARTÆRE LØSMASSER STREKNINGEN BANDRANDEN - SØNDRE GRØNA BRU

Mellom søndre Grøna bru og midtre Grøna bru skjærer Grønås hovedløp gjennom en stor israndavsetning.

Kornfordelingsanalysene i fig. 15 viser løsmassenes sammensetning. Materialet i prøve A er dårlig sortert med et stort innslag av sandfraksjoner.

50% av materialet i prøve C ligger mellom 1 mm og 0,063 mm. Forøvrig består materialet av grov sand og grus. Prøve B er noe bedre sortert og viser et større innslag av sandfraksjoner. Over 90% av denne prøven ligger her mellom 1 mm og 0,063 mm.

Det store innholdet av sandfraksjoner synes å være et gjennomgående trekk ved avsetningene. Større steiner og blokker forekommer også hyppig, selv om de ikke er representert i prøvene.

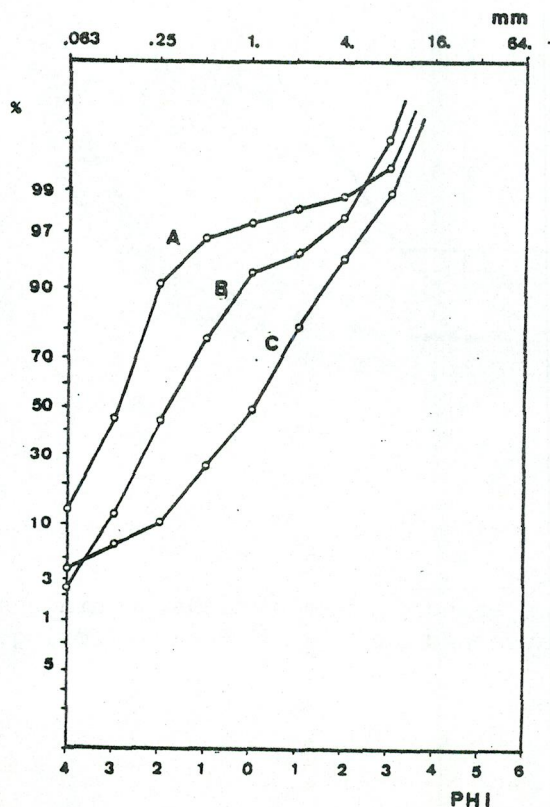


Fig. 15.

Materialprøver fra israndavsetninger i Grøndalen. A. lok. E5, B. lok. E6, C. lok. E4. Lokalitetsangivelse i fig. 28.

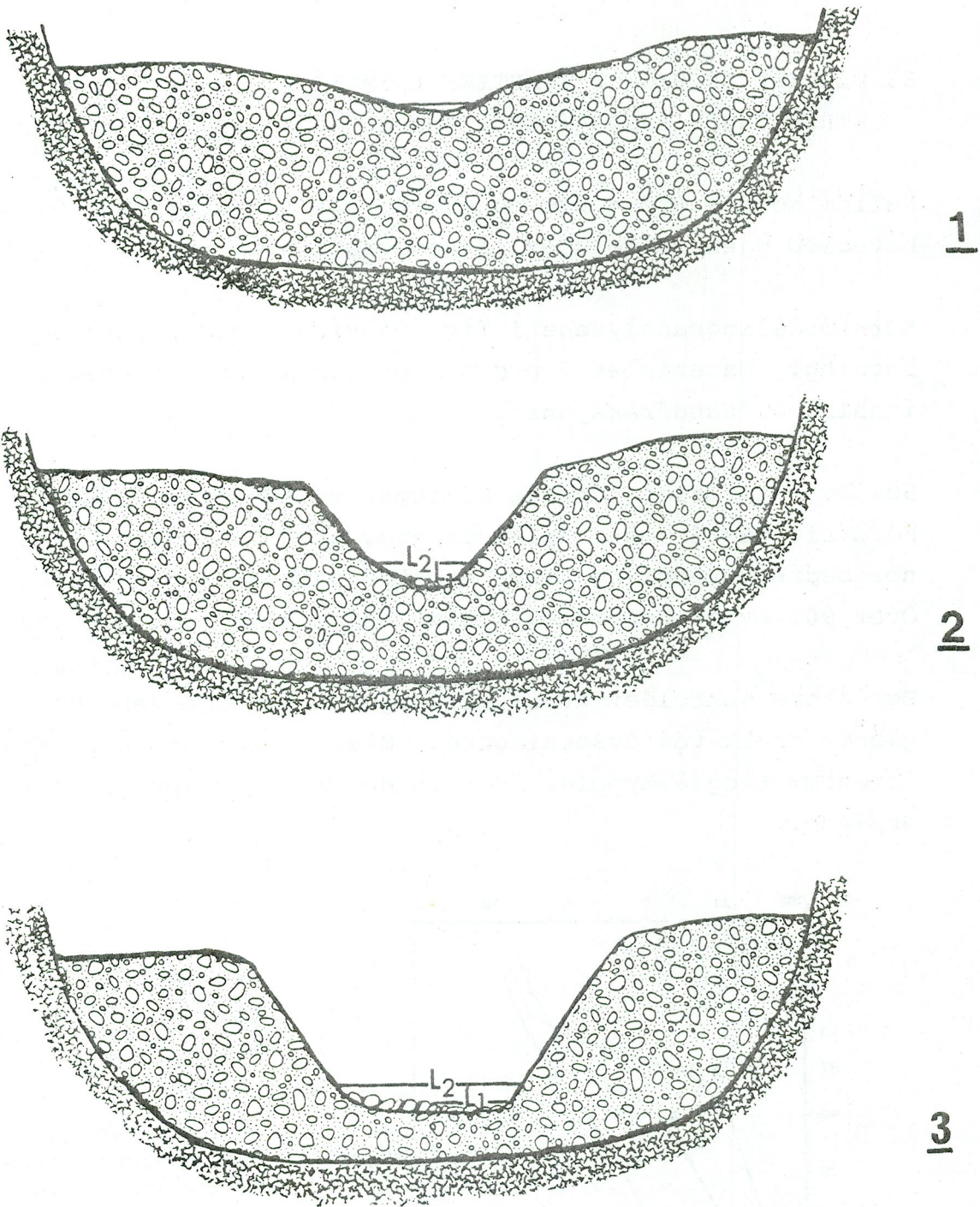


Fig. 16. Faser i elvens nedskjæring gjennom israndavsetningene i Grøndalen. L_1 = lavvannføring. L_2 = flomvannføring.

Grøna har i tidens løp skåret seg ned gjennom israndavsetningene og transportert vekk betydelige mengder. I fig. 16 er det fremstilt skjematisk hvordan elven kan tenkes å ha erodert de stein- og blokkholdige massene.

Fase 1 illustrerer situasjonen like etter istiden. Breen har trukket seg tilbake fra området og avsetningene ligger eksponert for fluvial erosjon. Muligens demmer løsmassene opp en innsjø under denne fasen.

I den påfølgende periode foregikk det sannsynligvis en vertikal senkning av løpet med utforming av en V-dal. Betingelsen for at en slik V-form skal opprettholdes er at materialet som elven eroderer ved undergraving av skråningene kan føres videre.

Når elven undergraver skråninger som står i kontakt med løpet, initieres massebevegelse og materialet raser ned i elveløpet. Aktiviteten er proporsjonal med vannføringens størrelse. Siden materialet tilføres elveløpet av utenforliggende prosesser, er det ikke alltid at materialet kan bringes videre i transport.

I tidens løp vil store blokker og steinfraksjoner som elven ikke har kompetanse til å føre videre, hoppe opp i løpet og skjerme for en videre nedskjæring. Hvor raskt en slik situasjon kan inntreffe, og hvor mye materiale som blir liggende i løpet, er avhengig av konsentrasjonen av stein og blokker i moreneavsetningene.

Etter hvert som den vertikale senkningen avtar, vil den horisontale erosjonen dominere. Skråningene vil rykke tilbake parallelt med seg selv. Det vil dannes åpne erosjonsplattformer på hver side av elveløpet. Hvis det tilføres finmateriale ovenfra, vil plattformene likne elvesletter. Dette synes å være tilfelle i de nedre deler av systemet. I de øvre deler er det imidlertid svært begrensede materialmengder som

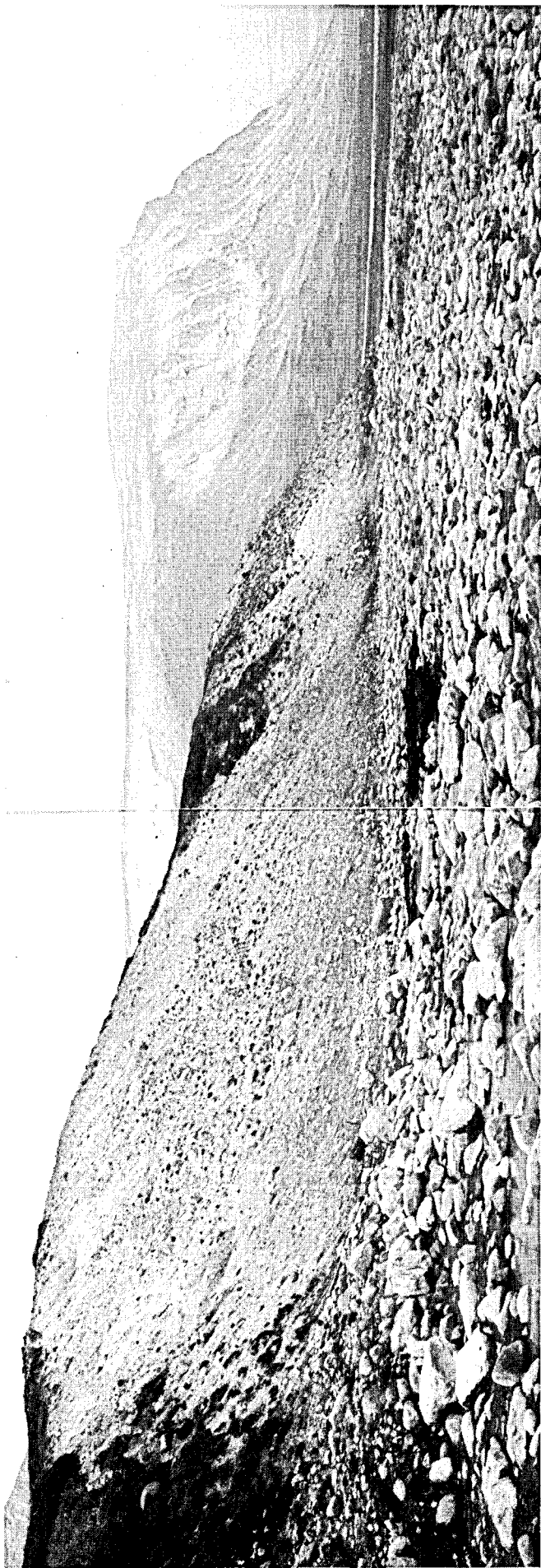


Fig. 17. Erosjonsplattform under utvikling i israndavsetningene i Grøndalen. Hovedelven til høyre for bildet undergraver løsmasseskråningen under høye vannføringer.

tilføres utenfra, og elvebreddene blir åpne plattformer av stein og grus uten overlaging og vegetasjonsdekke (fig. 17).

Etter hvert som skråningene rykker tilbake vil elven bare tilføres materiale under de aller største flommene. Sedimenttilførselen avtar altså med tiden med mindre elveløpet forflyttes og kommer i kontakt med nye løsmasseskråninger.

8.1. Sakte massebevegelse. Solifluksjon og jordsig

Sakte massebevegelse i form av solifluksjon og jordsig forekommer også i løsmassene.

Solifluksjon er avhengig av tilgang på vann og finmateriale som kan holde på fuktigheten. Når skråningene er vegetasjonsdekket, opptrer karakteristiske solifluksjonsvalker (fig. 18).

På skråninger som er utsatt for hyppig undergravning kan det iakttas jordsig, fig. 19. Fenomenet forekommer mest hyppig i de nedre deler av skråningene hvor tilgangen på vann er størst.

8.2. Vinderosjon

En stor del av løsmassene består av kornfraksjoner som lett kan transporteres av vinden. Hvis vegetasjonsdekket av en eller annen grunn er ødelagt, kan vinden lett få tak, og det dannes deflasjonsgroper som vokser i størrelse med tiden. Deflasjonsgropene i fig. 20 og 21 bærer preg av aktive prosesser, f.eks. vindripples (fig. 20). Gropene vokser i størrelse ved at det dannes turbulens langs kantene når vinden blåser over området, jfr. fig. 22. Sandmaterialet bringes i transport av vinden og føres vekk slik at de vegetasjonsdekkede kantene faller ned.



Fig. 18. Solifluksjonstunger på vegetasjonsdekket skråning i Grøndalen.



Fig. 19. Nærbilde av jordsig på skråningen i fig. 17.

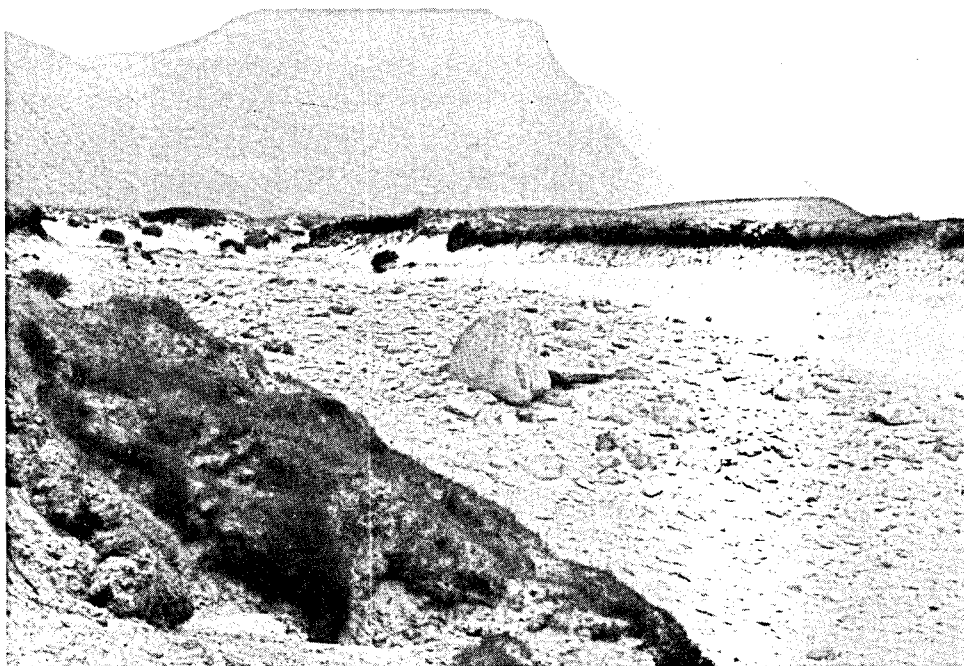


Fig. 20. Deflasjonsgrop i løsmassene i Grøndalen. Gropen er erodert ned til et lag av grovmateriale. Vindripples til høyre i bildet.



Fig. 21. Deflasjonsgrop under utvikling.

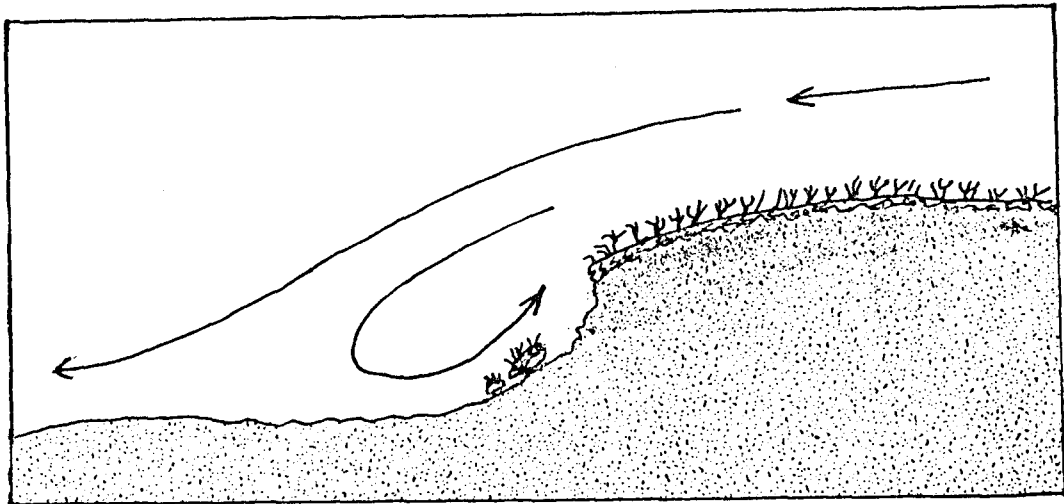


Fig. 22. Tilbakeskridende erosjon i deflasjonsgrop.

Steinene i midten av gropa i fig. 20 er tilgrodd med lav. Dette kan tyde på at prosessene er aktive over lange tidsrom. Den stadige bevegelsen i materialet forhindrer at området invaderes av vegetasjon.

Det ligger ofte vindtransportert materiale i snøfleckene.

8.3. Raviner

Innenfor de store områdene som er blottet for vegetasjon, forekommer det en betydelig erosjon ved overflateavrenning.

Enkelte steder er det utviklet raviner med tilbakeskridende erosjon i tilknytning til de vegetasjonsfrie sonene. Formene tyder på aktive prosesser (fig. 23).

Det fins også erosjonsgroper av en mindre vanlig type, der materialet føres ut i hovedelven gjennom et smalt løp.

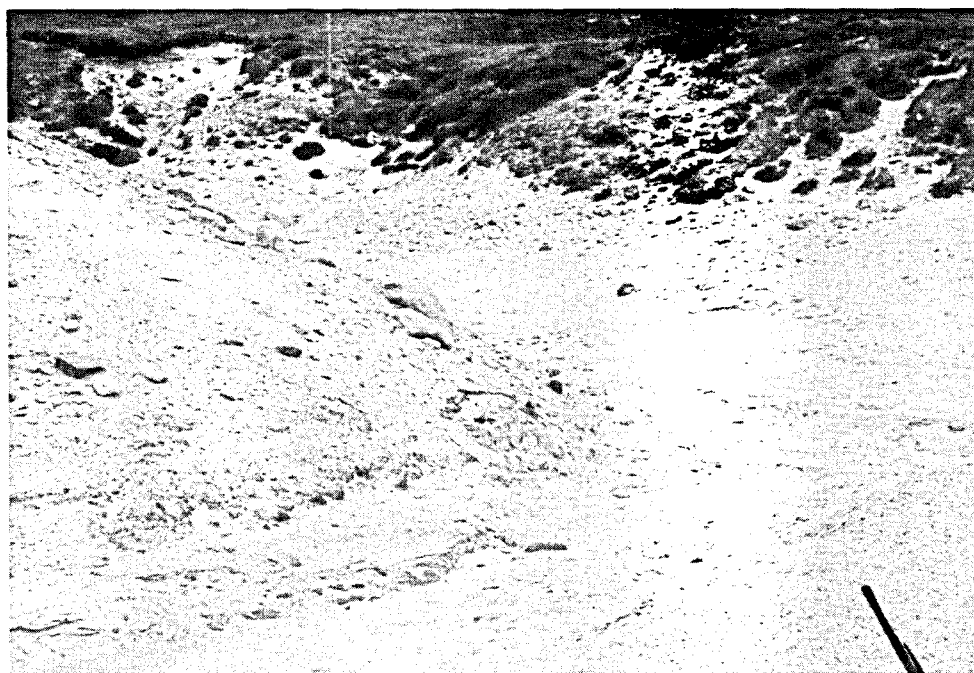


Fig. 23. Ravine i løsmassene i Grøndalen. Spor etter overflateavrenning.

8.4. Erosjonsprosessenes intensitet

Vegetasjonsdekket har avgjørende betydning for erosjonsprosessenes intensitet. Vegetasjonen virker bindende på løsmassene og skjermer mot eksponering for erosjon. Der hvor dekket av en eller annen grunn er ødelagt eller svekket, kan deflasjonsgroper og raviner lett utvikle seg. Vegetasjonsdekkede skråninger er også mer utsatt for erosjon ved undergraving.

Jordsmonnets beskaffenhet og tilgang på vann er faktorer av betydning for vegetasjonen. I områder som er utsatt for vind, vil snødekket bli tynnere slik at vegetasjonen her er mer utsatt for reinbeiting. For stor slitasje på systemet kan lett føre til akselerert erosjon.

Lokaliteter med liten eller ingen vegetasjon avtegner seg på flyfotografiene som hvite eller grå flekker. Områdene er

avgrenset på kartet i vedlegg I. Det er ukjent i hvilken grad aktiviteten skifter fra sted til sted innenfor løsavsetningene eller om det er en stadig økning i totalarealet som utsettes for erosjon. Dette kunne avgjøres ved gjentatte flyfotograferinger.

I nærheten av områdene med intens erosjon danner det transporterte materialet et dekk sjikt i hovedelven. Materialet deponeres antagelig temporært i elven og føres videre under større flommer. Til tross for at erosjonsplattformene flere steder er svært brede, synes de å være i stadig utvikling (fig. 24, 25 og 26).



Fig. 24. Skråningserosjon ved undergraving.



Fig. 25. Grønas hovedløp sett oppstrøms mot Flathø.



Fig. 26. Nærbilde av hovedelvens dekkjikt i Grøndalen.

9. ELVESLETTEN I GRØNDALEN

I det glasialt overfordypede bassenget nord for Skredalægret har Grøna bygget opp en elveslette. En elveslette er en flate som er utviklet i elvens nivå ved akkumulasjon og erosjon av sedimenter under oversvømmelser og laterale løpsforflytninger. Leveematerialet består overveiende av grov silt og finsand. 43% av materialet er mindre enn 0,064 mm og 54% ligger i intervallet 0,250-0,064 mm (fig. 29).

I den nordre delen av bassenget er et eldre elveslettenivå synlig som en terrasse over den recente elvesletten. En ny skjæring i terrassen ved lok. E1 viser kryss-sjiktning med steiltstående foreset-lag og flattliggende topplag. Sannsynligvis har hele bassenget vært fylt opp av en innsjø med vannspeil i nivå med de eldre terrassene, se fig. 27. Terrassene representerer altså rester av en deltaslette som ble dannet under en begynnende deltautvikling i denne sjøen. Siden innsjøen må ha vært demt opp av løsmasser ved Skredalægret, var ikke tilstanden stabil. Etter en tid har elven erodert vekk løsmassene og senket nivået i sjøen.

Sjiktningen i elvesletten ved lok. E2 antyder at senkningen har foregått i flere trinn. En skarp overgang mellom et siltig overflatelag og et underliggende gruslag viser en kortvarig elvesletteutvikling ca. 1 m over det nåværende nivå.

De ulike stadiene i utviklingen i postglasial tid er skissert i fig. 27.

Samtidig med deltautviklingen har Skredabekken bygget fram en vifte ved Skredalægret. Skredabekken transporterer grov grus og stein. Det skjer en viss akkumulasjon på viften, men en betydelig andel føres ut i hovedelven. En stabil tilstand vil være avhengig av at hovedelven hele tiden har kapasitet og

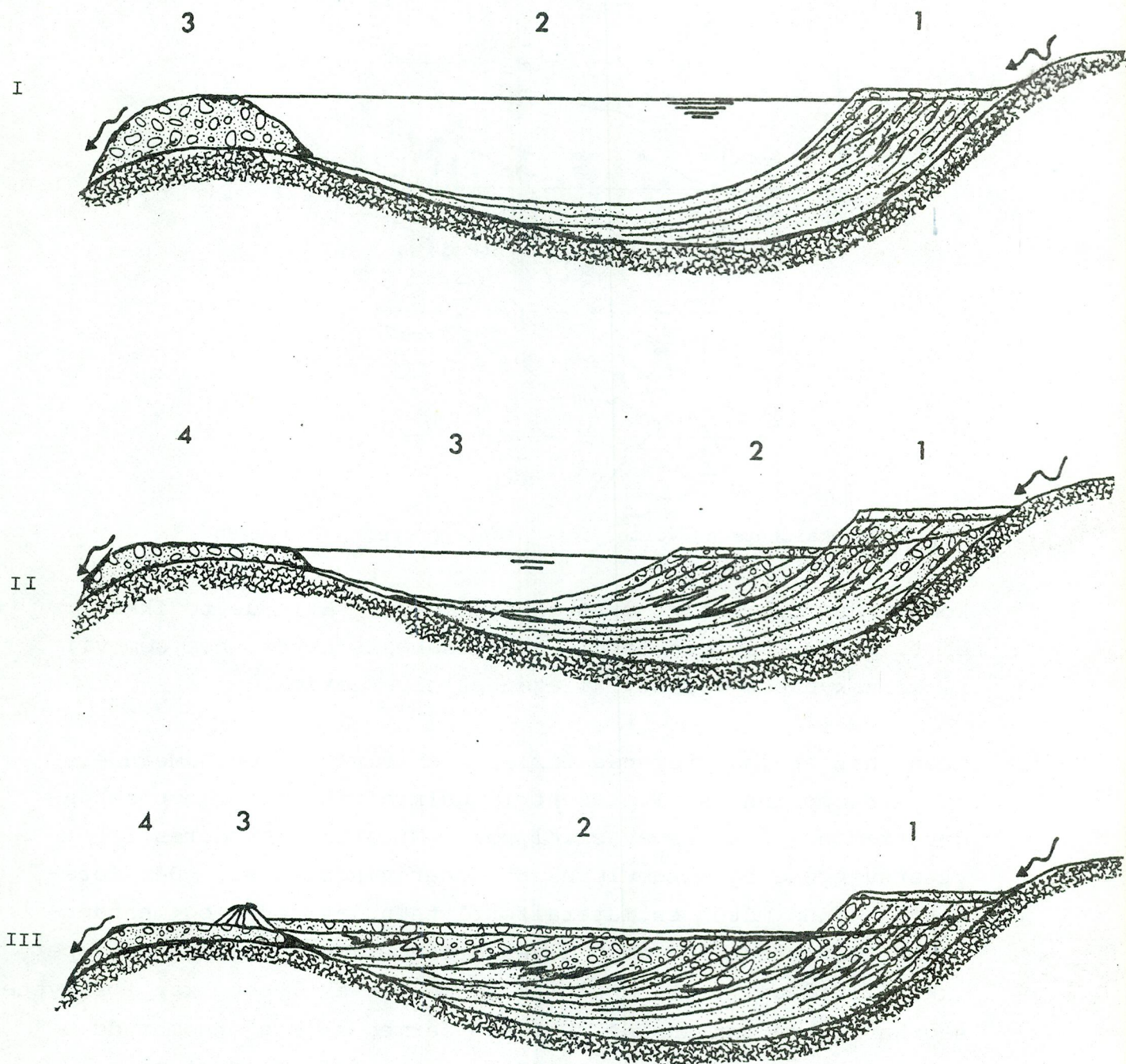


Fig. 27. De ulike fasene i elvesletteutviklingen i Grøndalen i postglasial tid.

Fase I. Et delta (1) bygges ut i en innsjø (2) som er demmet opp av morenemasser (3).

Fase II. Innsjøens vannspeil (3) har sunket på grunn av erosjon i moreneavsetningene (4). Deltautviklingen fortsetter i det nye nivået (2). De eldre avsetningene står igjen som terrasse (1).

Fase III. Innsjøen er nå helt oppfylt (2) og frembyggingen av en vifte (3) er bestemmende for gradienten på elvesletten.

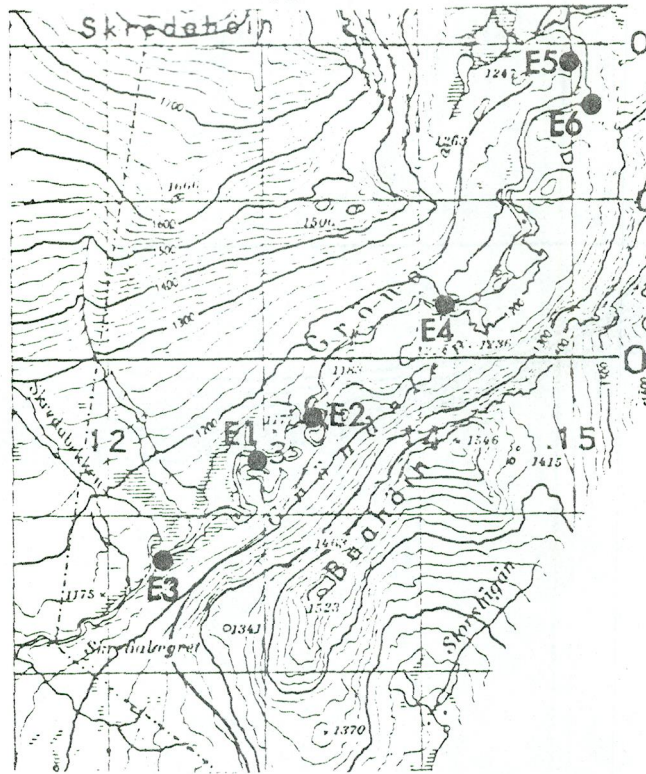


Fig. 28. Lokalitetsangivelser for materialprøver i Grøndalen.

kompetanse til å føre materialet videre. Hvis dette ikke er tilfelle, vil den lokale erosjonsbasis heves, noe som vil få konsekvenser for utviklingen på elvesletten.

Grøna har et meandrerende forløp over elvesletten. Meandere har sin opprinnelse i at sentrifugalkraften setter opp sekundærstrømmer på tvers av elveløpet. Materiale eroderes i yttersvingene og akkumuleres på innersvingbankene. Det foregår på denne måten en lateralforflytning av løpet og meanderbuene forflytter seg over elvesletten. Forflytningen forløper ikke alltid uniformt. Enkelte segmenter av løpene kan forflytte seg hurtigere enn andre. Det kan dermed skje gjennombrudd og deler av løpene kan bli avsnørt. Det oppgitte løpet blir stående igjen som en kroksjø. Flere slike avsnøringer har inntruffet på Grønas elveslette. Den siste avsnøringen ved lok. E2 har skjedd etter 1963. Kroksjøene fylles sakte igjen av organisk materiale og finmateriale fra suspensjonstransporten.

Flere av de avsnørte løpene er nesten helt gjenfylt og er synlige bare på grunn av forandringer i vegetasjonen.

Leveer dannes langs elveløp som beforder sand og silt i suspensjon. Leveene bygges opp langs elvebreddene mer eller mindre uniformt når flomvannet overstrømmer elvesletten. Utpregede leveer fins bare i de nedre deler av elveslette-systemet i Grøndalen. I de øvre delene er dalbunnen dekket med flomsedimenter i hele sin bredde. Under løpenes lateralbevegelse medfører den stadige påbygningen på innersvingsbankene at det dannes en rekke rygger i elvesletten. Ryggene markerer rester etter eldre innersvingsbanker.

Meanderene utvikles ikke fritt. De har et tvungent forløp med begrensninger mot dalsiden i øst. På vestsiden har de eldre deltaavsetningene dannet begrensninger. Elven har erodert vekk en viss andel av løsmassene under lateralforflytningene.

Dekksjiktet i hovedforløpet domineres av grusfraksjoner i de øvre deler. Kornstørrelsen avtar raskt, og nedstrøms for lok. El består bankene av sand. Kornfordelingskurver er vist i fig. 29.

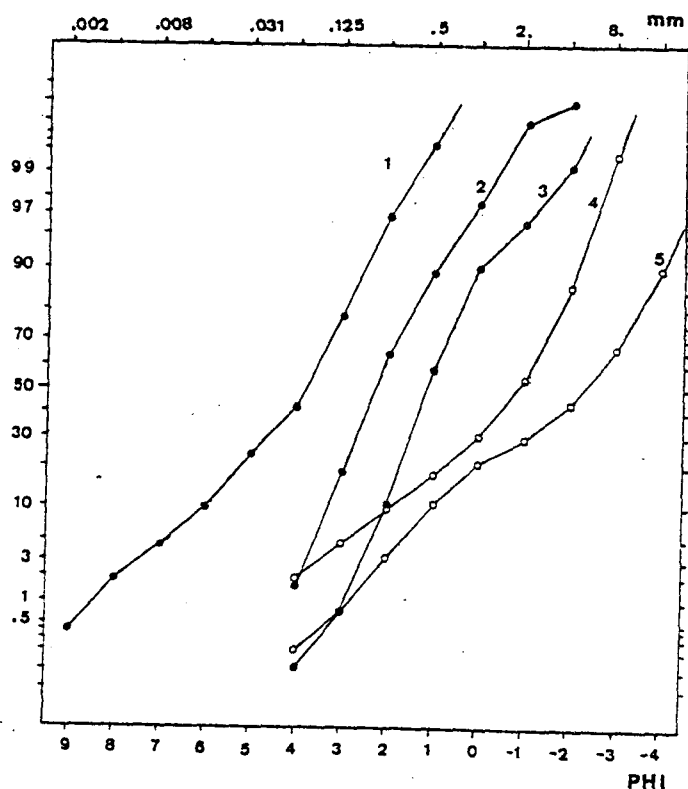


Fig. 29. Kornfordelingskurver fra elvesletteavsetningene i Grøndalen.
1. Leveeprøve nær lok. El. 2. Dekksjikt lok. El.
3. Dekksjikt lok. El. 4. Dekksjikt lok. E2.
5. Eldre dekkjikt lok. E2.

10. STREKNINGEN SKREDALÆGRET - LANGRANDEN

På strekningen mellom Skredalægret og Kjelsungbekkens tilløp fins det betydelige løsmaterialavsetninger langs hovedløpet. Hovedelven har erodert brattkanter i løsmassene og utformet en bred erosjonsplattform (fig. 30). Under de nåværende forhold synes aktiviteten å være begrenset.

Plattformen og brattkanten er tilgrodd med vegetasjon. Det er forholdsvis få sår i vegetasjonen. Sannsynligvis forekommer det erosjon bare under de aller største flommene. Et dekkjikt av grovkornet steinmateriale skjermer mot en fortsatt vertikal nedskjæring av hovedløpet.

Elveløpets fall er relativt stort. Nedstrøms for strykene ved Skredal flater gradienten ut og elven flyter rolig med et dekkjikt av sand. Midtbanker og sidebanker bygget opp av



Fig. 30. Utsyn nedstrøms fra Skredalægret.

sandfraksjoner forekommer hyppig i elveleiet. Stedvis er det bygget opp leveer langs hovedløpet. Nedstrøms for Korphaugan forandrer elveløpet karakter. Løpet blir mer irregulært. Store stein og blokker med begrenset mobilitet dominerer elveløpet. Små akkumulasjoner av grov sand mellom steinene tyder på at sandfraksjonene gjennom strekningen er i bevegelse under store vannføringer. Leveutviklingen forekommer ikke på denne strekningen. Elveløpets hovedform er fremkommet ved utvasking av den flattliggende morene som dekker dalbunnen i området.

11. JORAS CANYON

Grøndalen og Svartdalen munner hengende ut i det store glasiiale bassenget i Lågendalen ved Dombås. I daltrinet har Jora utformet en relativt dyp tilpasningscanyon. Langs Grønas løp er canyonen 80-100 m dyp med karakteristiske steile vegger. I Svartdalen har tverrprofilet mer preg av V-form.

Bunnen av canyonen synes å være dekket av mobilt materiale over lange strekninger. Selv rullestein på opp til 1 m i diameter synes å være i bevegelse under større vannføringer. Det er en viss tendens til bankedannelse i elveløpet. Materialet er imidlertid svært heterogent og bankene får en svært uregelmessig form, fig. 31. Det er et visst innslag av svært kantet materiale i bankene. Dette materialet stammer sannsynligvis fra større blokker som slås i stykker under transporten. Enkelte steder forekommer akkumulasjoner av talus langs veggene nede i canyonen. Spor etter utrasninger i fjellveggen tyder på at aktive frostsprengningsprosesser forekommer under dagens forhold.

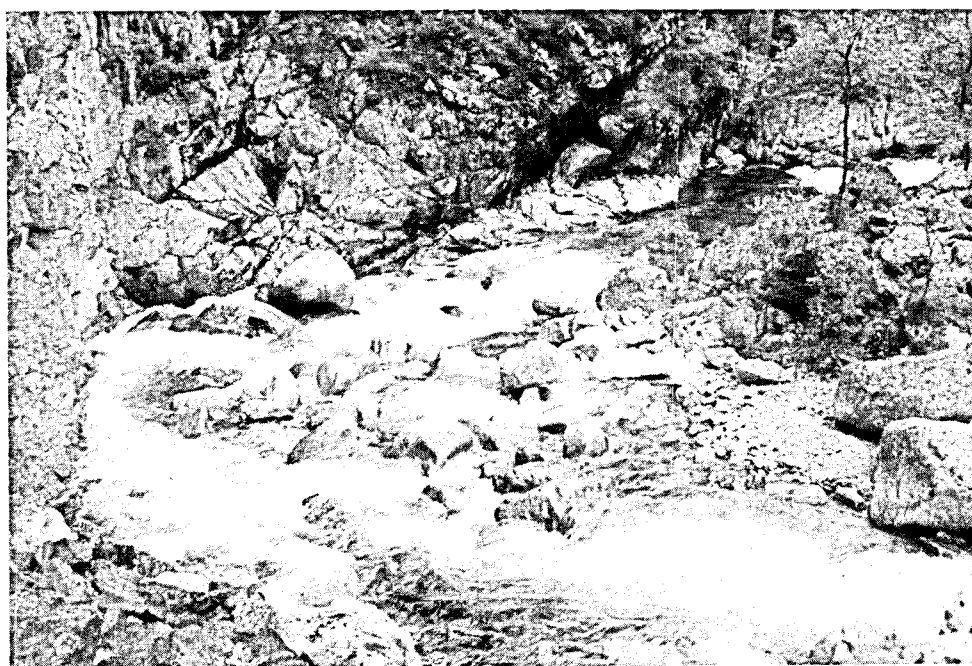


Fig. 31. Elveløpets karakter nede i Joras canyon.

12. SVARTDAL - SKAMSDALEN

På strekningen mellom canyonen og Nysetri synes det ikke å foregå noen utstrakt elveslettedannelse. Hovedløpet er forholdsvis bredt. Enkelte steder forgrenes løpet rundt stabile øyer, tilgrodd med vegetasjon. Det mobile materialet er grus og sand. Steinfraksjonene synes ikke å være i bevegelse. Enkelte mindre sidebekker er sterkt materialførende og legger opp munningsbanker i hovedelven.

Noen steder skjærer elven gjennom moreneavsetninger hvor skråningene står i rasvinkel ned mot elveløpet. En spesielt stor erosjonsskråning av denne typen ligger ved nedløpet til canyonen. I nærheten av denne lokaliteten fins det også spor etter en større utglidning av jordmasser oppe i dalsiden.

I Skamsdalen er det relativt stor tilgang på mobilt materiale. Også steinfraksjonene er i transport. Det dannes karakteristiske midtbanker og sidebanker med et dekkjikt av ensorterte steinfraksjoner.

Sør for Sjongshø er det bygget opp en elveslette med et forgrenet løpsmønster.

13. SAMMENFATTENDE DISKUSJON. VURDERING

I en fluvialgeomorfologisk sammenheng synes Joravassdraget å inneholde kvaliteter som forekommer ofte i norske vassdrag. Det synes imidlertid ikke å være noe mangfold av fenomener som gjør at hele vassdraget egner seg som typevassdrag.

Det er imidlertid to områder som tilknyttets spesiell interesse:

I.

Botnbreene på Snøhetta og Svånåtindene synes å ha en egenart som gjør dem interessante som referanseobjekter. Recente botnbreers materialproduksjon er imidlertid lite undersøkt i Norge. Det kan derfor ikke umiddelbart utpekes noen spesielle egenskaper som gjør dem mer interessante enn liknende objekter i andre områder. I en bredere vurdering som omfatter andre liknende områder bør den spesielle berggrunnsgeologien og den kontinentale beliggenheten være av betydning.

II.

Israndavsetningen og elveslettesystemet i Grøndalen danner et erosjons- og akkumulasjonssystem som er svært velegnet i forskning og undervisningssammenheng. Over et lite område illustreres en rekke forskjellige erosjons- og sedimentasjonsprosesser som er typiske for norske forhold. Liknende fenomener forekommer i mange vassdrag, men de er ofte ikke så oversiktlige og egnet for instrumenterte undersøkelser som de i Grøndalen.

Det bør også fremheves at dette systemet synes å være svært sårbart for ytre påvirkninger, og kan lett ødelegges ved slitasje på vegetasjonsdekket eller ved inngrep av forskjellig art.

REFERANSER

- Bjørlykke, K.O. 1905. Det centrale Norges fjeldbygning. *NGU no 39*. 1-595.
- Folk, R.L. og Ward, W.C. 1957. Brazos river bar, a study in the significance of grain size parameters. *Journ. sed. pet. vol 27, no 1*. 3-26.
- Gjessing, J. 1967. Norways paleic surface. *N. geogr. Tidsskr.* 21. 69-132.
- Gottschalk, L., Lundager-Jensen, J., Lundqvist, D., Solantie, R. og Tollan, A. 1978. Hydrologiska regioner i Norden. Nordic Hydrological Conference, Hanasaari, 31. juli - 3. aug. 1970. *The Nordic ass. for Hydrology*.
- Guezou, J.C. 1978. Geology and structure of the Dombås-Lesja area. Southern Trondheim Region, South-central Norway. *NGU nr. 340*. 1-34.
- Sollid, J.L. 1974. "Landskapet", s.24-40 i Gjærevoll, O. & Ryvarden, L. (red.) *Norges nasjonalparker. Dovrefjell og Ormtjernkampen*.
- Sollid, J.L. og Sørbel, L. 1982. Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge. *Miljøverndep. avd. for naturvern og friluftsliv rap. T-524*.
- Østrem, G. 1975. Sediment transport in glacial meltwater streams. s.101-122 i Jopling, A.U. og McDonald, B.C. (red.) *Glacifluvial and glaciolacustrine sedimentation*. 320 p. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. Tulsa*. 23.
- 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. Fluvialgeomorfologiske 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 fluvialgeomorfologisk analyse.
- Nr. 23 Moss, O.O. & Nass, 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 Veitastronsvatn 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.
- Nr. 50. Bogen, J. 1982. Mørkrivassdraget og Feigumsvassdraget - Fluvialgeomorfologi.

OPPDRAGRAPPORTER

- 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 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 - fluvialgeomorfologisk 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 fluvialgeomorfologisk undersøkelse. Prosjektledere: J. Gjessing & K. Nordseth.
- 78/03 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i delfelt Kringlebotselv, Matrevassdraget.
- 78/04 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Tverrelva, sideelv til Kvalsundelva.
- 78/05 Relling, O. Gaupnefjorden i Sogn.
(Utgått, ny rapport nr. 7 1979)
- 78/06 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring av Øvre Tinnåa (Tinnelva).
- 79/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Heimdalen, Oppland.
- 79/02 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk 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. Fluvialgeomorfologisk befaring i Etnas og Dokkas nedbørfelt.
Engen, I.K. Fluvialgeomorfologisk inventering i de nedre delene av Etna og Dokka. Prosjektleder: J. Gjessing.
- 80/03 Hagen, J.O. & Sollid, J.L. Kvartargeologiske trekk i nedslagsfeltene til Etna og Dokka.
- 80/04 Faugli, P.E. Fyrde kraftverk - Fluvialgeomorfologisk 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 fluvialgeomorfologisk vurdering.