miljøvirkninger

av flom og

flomforebyggende

tiltak

HYDRA

Mi

Jim Bogen og Truls Erik Bønsnes

NVE

Miljøvirkninger av erosjon og sedimenttransport under flommer

HYDRA – et forskningsprogram om flom

HYDRA er et forskningsprogram om flom initiert av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) i 1995. Programmet har en tidsramme på 3 år, med avslutning medio 1999, og en kostnadsramme på ca. 18 mill. kroner. HYDRA er i hovedsak finansiert av Olje- og energidepartementet.

Arbeidshypotesen til HYDRA er at summen av alle menneskelige påvirkninger i form av arealbruk, reguleringer, forbygningsarbeider m.m. kan ha økt risikoen for flom.

Målgruppen for HYDRA er statlige og kommunale myndigheter, forsikringsbransjen, utdannings- og forskningsinstitusjoner og andre institusjoner. Nedenfor gis en oversikt over fagfelt/tema som blir berørt i HYDRA:

- **Naturgrunnlag og arealbruk**
- **Skaderisikoanalyse**
- **Tettsteder**
- **Miljøvirkninger av flom og flomforebyggende tiltak**
- **Flomdemping, flomvern og flomhandtering**
- **Databaser og GIS**
- **Modellutvikling**

Sentrale aktører i HYDRA er; Det norske meteorologiske institutt (DNMI), Glommens og Laagens Brukseierforening (GLB), Jordforsk, Norges geologiske undersøkelse (NGU), Norges Landbrukshøgskole (NLH), Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU), Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), Norsk institutt for jord- og skogkartlegging (NIJOS), Norsk institutt for vannforskning (NIVA), SINTEF, Stiftelsen for Naturforskning og Kulturminneforskning (NINA/NIKU) og universitetene i Oslo og Bergen.

HYDRA – a research programme on floods

HYDRA is a research programme on floods initiated by the Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE) in 1995. The programme has a time frame of 3 years, terminating in 1999, and with an economic framework of NOK 18 million. HYDRA is largely financed by the Ministry of Petroleum and Energy.

The working hypotesis for HYDRA is that the sum of all human impacts in the form of land use, regulation, flood protection etc., can have increased the risk of floods.

HYDRA is aimed at state and municipal authorities, insurance companies, educational and research institutions, and other organization.
An overview of the scientific content in HYDRA is:

- **Natural resources and land use**
- **Risk analysis**
- **Urban areas**
- **Flood reduction, flood protection and flood management**
- **Databases and GIS**
- **Environmental consequences of floods and flood prevention measures**
- **Modelling**

Central institutions in the HYDRA programme are; The Norwegian Meteorological Institute (DNMI), The Glommens and Laagens Water Management Association (GLB), Centre of Soil and Environmental Research (Jordforsk), The Norwegian Geological Survey (NGU), The Agriculture University of Norway (NLH), The Norwegian University of Science and Technology (NTNU), The Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE), The Norwegian Institute of Land Inventory (NIJOS), The Norwegian Institute for Water Research (NIVA), The Foundation for Scientific and Industrial Research at the Norwegian Institute of Technology (SINTEF), The Norwegian Institute for Nature and Cultural Heritage Research (NINA/NIKU) and the Universities of Oslo and Bergen.

HYDRA-rapport nr. Mi05

Miljøvirkninger av erosjon og sedimenttransport under flommer

av

Jim Bogen og Truls Erik Bønsnes
NVE

Forord

Denne rapporten behandler flom og sedimenttransport i vassdrag og er en delrapport under Hydra–programmets Mi–gruppe: Miljøkonsekvenser av flom og flomforebyggende tiltak som skal beskrive og kartlegge miljøkonsekvenser av flommer. Rapporten legger vekt på å gi innsikt i hvordan erosjonsprosessene og sedimenttransporten øker under flomforhold. Dette er dokumentert ved direkte målinger i vassdragene under ekstremflommer og mer normale forhold. Det er også lagt vekt på å få med beretninger fra flomsituasjoner hvor erosjonen økte sterkt i omfang. En del av rapporten fokuserer på flommenes betydning som landskapoppbyggende prosess.

Rapporten er i hovedsak basert på prosjekter som er gjennomført ved NVE. Halfdan Benjaminsen har bidratt ved bearbeiding og utforming av figurer.

Oslo, juni 1999

Jim Bogen
forsker/prosjektleder

Innhold

		Side
	Sammendrag	4
	Summary	6
1.	**Innledning**	8
2.	**Erosjon i kildeområdene**	9
2.1	Brevassdrag	9
2.2	Vassdrag med bretilførsel	9
2.3	Skogsvassdragene	14
2.4	Vassdrag i høyfjell	18
2.5	Vassdrag i arktis	23
2.6	Leirvassdragene	24
3.	**Sedimentasjons-områdene**	31
3.1	Flommer og likevekt i elveløp. Elvesletter	31
3.2	Materialtransporten i Glomma	33
3.3	Partikkelbunden stofftransport	34
3.4	Sedimentasjon på deltaet i Nordre Øyeren	35
4.	**Regulerte vassdrag**	38
4.1	Overløpsflommer og langtidseffekter av reguleringer	38
4.2	Materialtransport under en dambruddsflom	38
4.3	Flommen i Rombakselv i 1959	39
4.4	Målinger i Alta og Gaula under flommen i 1996	40
5.	**Sammenfattende diskusjon**	43
6.	**Anbefalinger**	45
	Referanser	46
	Tidligere utgitt i HYDRA-serien	48

Sammendrag

Denne rapporten drøfter miljøvirkningene av erosjon og sedimenttransport i vassdragene under flomtilstand. På de enkelte delstrekningene er det etablert en likevekt. Mindre endringer i likevekten får ikke miljømessige konsekvenser. Ekstreme flommer kan imidlertid forårsake så gjennomgripende endringer at det får konsekvenser for plante og dyrelivet og for menneskelig virksomhet i vassdraget.

Det er tatt utgangspunkt i en inndeling av vassdragene etter erosjonsprosesser og løsmassetyper. Breerosjon er blant de mest intense erosjonsprosessene i norske vassdrag. De store isbreene setter ofte et dominerende preg på vassdragene. Sedimentene fra breerosjon frigjøres ved smelteprosesser langs bresålen og sedimenttransporten i breelvene kan være stor under de årvisse flommene. Under ekstremsituasjoner kan vannføringen stige så raskt at vannet drenerer på overflaten av breen uten å komme i kontakt med sedimentene langs bresålen og transporten blir ikke spesielt stor. Under 100 – års flommen i Nigardsbreelva i Jostedalen i 1979, ble transporten målt til 9 600 tonn i løpet av peroden 14. – 16. august 1979. Dette er nær middelet for total årlig suspensjonstransport i perioden 1987 – 1994 på 9 718 tonn. Nedstrøms for breene er imidlertid forholdene annerledes og det er ikke de samme begrensningene på materialtilgangen. I området rundt breene og langs vassdrag med stort bretilsig, ligger det sedimenter som er tilført fra breene over lange tidsrom. Dette materialet er ofte ukonsolidert og kan være lett tilgjengelig for transport. På strekninger med stort fall kan mobiliteten være stor under ekstremflommer. I Jostedøla tilføres det materiale til hovedløpet fra en rekke store dalbreer. Her ble det en omfattende endring i bankesystemet under storflommen i 1979. I perioder med brefremstøt tilføres det mer grovt materiale til vassdragene slik at elveløpene heves. Det er sannsynlig at en del av den registrerte økningen i flomskader under "den lille istid" har sin årsak i sedimentasjon i elveløpene. Dette førte til hyppigere oversvømmelser og løpsendringer.

I skogsvassdragene i lavlandet er erosjonsintensiteten vanligvis lav, men forskjellen mellom normalforhold og ekstremforhold er stor. I nedre del av Atna er det målt 1 586 tonn som et middel over en periode på 7 år. Dette utgjør 2.36 tonn/km^2. Under ekstremflommen i 1995 økte transporten til 60 651 tonn på samme sted. I årene etter flommen er transporten igjen nede på normalnivå fordi sedimentkildene ikke lenger er tilgjengelige. Vegetasjonen danner en effektiv beskyttelse mot erosjon i skogsvassdragene. Øvre del av Atna – vassdraget er et høyfjellsvassdrag hvor vegetasjonen er sparsom og gjenveksten skjer sakte. De store flommene synes å føre til at sedimenttransporten gjennomgår langsiktige svigninger. Når vegetasjonen er revet opp kan transporten bli stor i årene etter. Suspensjonstransporten økte fra et middel på 295 tonn/år under normaltilstand til 3 119 tonn i 1995. De påfølgende årene ble det transportert henholdsvis 13 200 tonn i 1996 og 21 23 tonn i 1997. I Ulvådalselv synes en permanent intensivering av erosjonsprosessene å ha funnet sted. En flom som inntraff i 1960 forårsaket aktiv erosjon over et stort område. Erosjonsprosessene er fortsatt aktive og tilfører store mengder materiale til vassdraget. Elvebunnen nedstrøms for erosjonsområdene ble sannsynligvis totalt omformet etter denne flommen. I Arktis mangler det målinger, men det kan forventes at en reetablering av vegetasjonen etter en ekstremflom vil ta svært lang tid.

Store flommer kan også innvirke på stabiliteten i leirområdene ved at de intensiverer erosjonen langs elveløpene og forårsaker tilbakeskridende erosjon og bunnsenking. En undersøkelse fra Leira på Romerike viste at 100 års – flommen som inntraff i 1987 førte til en bunnsenking på 2m i deler av Slemdalsbekken. Bunnsenkningen initierte i sin tur skred og utglidninger i de bratte sideskråningene. En plotting av tidspunktet for skred mot flomvannstander viser at skredene på Romerike i hele dette århundre inntraff i perioden etter en stor flom. Sedimentkonsentrasjonene i vassdrag i ravinerte leirområder kan derfor være høy under og etter perioder med hyppige flommer. I enkelte vassdrag har endringene blitt langvarige. Det mest ekstreme eksempelet er Helgåa, hvor en flom i september 1893 førte til en senking av erosjonsbasis med 30 m. Den omfattende erosjonen langs elveløpet førte til en høy suspensjonstransport som ikke avtok før elveskråningene ble stabilisert med erosjonsforbygninger i 1980 – årene.

I sedimentasjonsområdene har flommene stor betydning ved at de bygger opp landformene. Det er flommer av moderat størrelse, dvs med gjentaksintervaller på 1.3 – 1.7 år som antas å ha størst betydning for utformingen av elveløpenes hydrauliske geometri på alluvialstrekningene. Elveløpene er i store trekk tilpasset en breddfull vannføring ved flommer av denne størrelsen. Bratte strekninger med grov kornstørrelse nær kildeområdene synes å være utformet under ekstremvannføringer. Elveslettene bygges opp når vannstanden stiger over breddfull. Under 1995 flommen ble det målt en pålagring på opp mot 30 cm på deltasletten i Nordre Øyeren. På elveslettene oppover langs Glomma var sedimentasjonen variabel, men ved gjennombruddet ved Lauta ble det sedimentert opp mot 2m med sand. Overstrømningen var visse steder imidlertid så sterk at det foregikk en utstrakt erosjon av topplaget.

I vassdrag med reguleringer kan sedimentkonsentrasjonene nå ekstreme nivå hvis flommen blir så stor at det går overløp. Årsaken er at det over tid har samlet seg

opp mye materiale i elveløpene som da ligger lett tilgjengelig for transport. I Elvegårdselv i Skjomen økte midlere erosjonsintensitet fra 17.8 tonn/år km^2 under årene 1992 og 1994 til 2 034 tonn/år km^2 under en ekstremt stor flom i 1993. Over lang tid kan sedimentasjonen i elveløpene bli så stor at bunnen heves og oversvømmelsene igjen øker. I Fortunselv det iverksatt reguleringer i 1953. Lengdeprofiler og tverrprofiler som ble oppmålt i 1973 og 1989 viste en netto pålagring av materiale i elveløpet. Dette førte til økt oversvømmelse av elvesletten.

Inngrep i vassdrag kan under ugunstige forhold forsterke en flom. En tett kulvert førte til en oppdemning på Ofotbanen ved Katterat under en moderat nedbørflom i Rombakselv i 1959. Da jernbanefyllingen brast gikk en flodbølge på anslagsvis 880 000 m^3 ned elveløpet og forårsaket erosjon av masser på minst 1.5 mill m^3.

I 1976 ble en ekstremflom utløst av et dambrudd i Roppa som er en sideelv til Gausa. Flodbølgen utløste et bergras som tilførte store mengder blokkmateriale til vassdraget. Dette materialet ble knust og ført nedover i vassdraget av flombølgen.

En rekke nærings- og giftstoffer er bundet til partikler. Tungmetaller fra gruvedrift eller annen industri kan være sedimentert i elveløp og på elvesletter. Intens erosjon under ekstremflommer kan bringe slike partikkel bundne forurensninger i bevegelse. Konsentrasjonen av de partikkelbundne tungmetallene kobber, sink, kadmium og bly økte betydelig på målestasjonen ved Sarpsborg under flommen i Glomma i 1995 og avtok til normale verdier da Østerdalsflommen var over. Sannsynligvis stammer en vesentlig del av tungmetallene fra gruvevirksomheten i Røros og Folldal – området.

Summary

This report discusses the environmental impacts of erosion and sediment transport during floods. An equilibrium is developed along each reach of a river over a period of time between the rate of transport of sediment and water, and the river's morphology and sedimentation pattern. While smaller scale events may have little effect, large magnitude floods can cause extensive changes to the physical systems with serious consequences both the natural environment and human activity.

Norwegian rivers may be divided in different types according to processes of erosion and types of erodible sediment. This classification is used as a basis for the discussion. Glacial erosion is the most effective of these processes affecting Norwegian rivers and the sediment supply from the larger glaciers often dominates the downstream reaches of the rivers they feed. Sediments originating from glacial erosion are melted out from the basal ice and large volumes can be transported during annual floods. During extreme flood events, the water discharge can increase so rapidly that it exceeds the capacity of the subglacial tunnels. In such situations the runoff is forced up onto the glacier surface and is then isolated from the sediments at the glacier sole with the result that sediment transport does not attain the excessively large values one would otherwise expect. During the 100-year flood in the meltwater river from the Nigardsbreen glacier in 1979, the sediment transport was measured as 9 596 tonnes, which is close to the mean annual total value for the period 1987-1994.

Conditions are different further downstream from the glaciers, where sediment are available from other sources. Areas in the close proximity of glaciers, and along glacier fed rivers, typically have large outwash deposits which accumulated during the Holocene period. Such deposits are often less consolidated than Pleistocene deposits and are carried away easily on river reaches with high gradients. In the Jostedøla basin, sediments are supplied to the trunk stream by a number of large valley glaciers. During periods of glacier advance, an increase in bedload supply may occur with consequent river bed aggradation. Some of the reported increase in damage to farmland and housing is very probably due to aggradation promoting more frequent floodplain inundation and channel changes.

In the lowland forest rivers, erosion intensity is usually low, not least because sediments are protected by the vegetation. The difference between normal and extreme flood conditions may nevertheless be great. In the lower part of the Atna drainage basin a 7-year mean of 1 586 tonnes was measured, corresponding to a sediment yield of 2.36 tonnes/km^2. During the extreme flood of 1995 sediment transport increased to 60 651 tonnes at the same location. Transport volumes returned to a normal level in the following years since the sediment sources were no longer available.

The upper part of the Atna basin is situated above the tree line where the vegetation is sparse and regrowth of erosion scars slow. Large floods there appear to produce longer lasting changes in sediment availability and in the years after the 1995 flood sediment transport was found to have remained high. Suspended sediment transport increased from a mean value of 361 tonnes/yr for normal conditions to 3 119 tonnes in 1995. The next year a further increase to 13 200 tonnes was recorded and in 1997 the value was still 2 123 tonnes.

In the river Ulvådalselv the intensity of the erosion processes appears to have increased permanently. A flood event back in 1960 initiated erosion within a large area. These processes are still active and continue to supply large quantities of sediment to the river. The river bed downstream was probably completely refashioned as a result of this flood event. There are no measurement from rivers in the Arctic but vegetation is assumed to take even longer to re-establish.

Large magnitude floods may also affect the stability of rivers in clay areas through degradation of the bed. A 2 m lowering was observed in 1987 after the 100-year flood in the river Leira in Romerike, which in turn initiated slumps and sheet slides in the steep slopes.adjacent to the river channel. A co-plot of major slides and floodwater levels reveals that all the recorded slides in the 20th century were associated with floods. Sediment concentrations in rivers draining gullied clay areas may thus increase during the post-flood period. In some rivers changes of this kind have lasted for a long time. The most extreme example known is the river Helgåa where a flood in September 1893 lowered the erosion base by 30 m. The subsequent increase in erosional power produced large volumes of sediment for transport by the river. This transport was not reduced significantly until the river slopes were artificially stabilised in the 1980s.

Along river reaches dominated by sedimentation, floods are important because of their landform-building effect. It is the moderate sized floods with recurrence intervals of 1.3 - 1.7 years that are chiefly responsible for shaping the hydraulic geometry on alluvial reaches. Coarse-grained steep reaches close to the sediment source areas seem to be formed by extreme magnitude discharges, while floodplain sedimentation occurs whenever discharge exceeds bankfull stage. During the

1995 flood up to 30 cm net sedimentation was measured on the Lake Øyeren delta plain. Sediment accretion on the floodplains of the river Glomma varied, but as much as 2 m was observed where the levee was breached at Lauta. In some areas however the water velocity was high, leading to extensive erosion of the top layer.

Sediment concentrations in regulated rivers may also be high. The reason for this is probably that sediments have accumulated over a period of years and are then immediately available for erosion and transport during extreme magnitude floods. In the Elvegårdselv river basin at Skjomen the mean intensity of erosion was 17.8 tonnes/yr/km^2 for 1992 and 1994, but reached 2 034 tonnes/yr/km^2 during the extreme flood of 1993.

Over the years, aggradation in regulated rivers may reduce river channel capacity and lead to flooding even at moderate discharges. This is demonstrated by the river Fortunselv where regulation and diversions were begun in 1953. Longitudinal and cross profiles surveyed in 1973 and 1989 revealed a net sediment accumulation which is considered responsible for an increase in the frequency of floodplain inundation.

Human interference with rivers may sometimes intensify a flood. This happened in 1959 when a blocked culvert led to the river Rombakselv becoming dammed by a railway embankment near Katterat station. When the embankment failed, a flood surge of 880 000 m^3 swept down the river, eroding at least 1.5 million m^3 of sediment. Another floodsurge was created when a dam collapsed on the river Roppa, a tributary of the Gausa. The floodsurge triggered a large rockfall which in turn supplied the river channel with large quantities of boulders. This material was subject to further disintegration as it was moved downvalley.

Nutrients, pesticides and heavy metals may be adsorbed onto particles. Waste from industrial activities and old ore treatment plants has often been accumulated in rivers and on floodplains. During extreme flood events, contaminated sedimentary deposits may be remobilised and the pollutants carried down river in suspension.

The concentrations of particle-bound copper, zinc, cadmium and lead all increased at the monitoring station at Sarpsborg in the lower part of the river Glomma during the 1995 flood, returning to normal levels after the floodwave from the Østerdalen tributary had peaked. This indicates that the heavy metals most probably were derived from the mining activity in the Røros and Folldal areas.

1. Innledning

Denne rapporten fokuserer på miljøvirkningene av erosjon og sedimenttransport i vassdragene under flomtilstand. Både erosjonsprosessene og transportprosessene intensiveres under flomtilstand. Ekstremflommer kan bringe store mengder materiale inn i vassdragene. Vassdragene utgjør transport og sedimentasjonssystemer som er tilpasset den jevnlige tilførselen fra sedimentkildene. Når denne tilførselen øker radikalt under en storflom kan forholdene i elveløpene på elvesletter og deltaområder gjennomgå store endringer. Dette kan få betydelige økologiske konsekvenser ved at biotopene for planter og dyr kan bli totalt forandret i løpet av kort tid. Selv i internasjonal sammenheng er det publisert få målinger av sedimenttransport i vassdragene under flomforhold. Sedimenttransport er vanskelig og ressurskrevende å måle. Gode måleserier er ofte av kort varighet. Ekstremflommer inntreffer sjelden, og det kan være vanskelig å opprettholde normale målinger i slike situasjoner. I mange tilfeller er det gjort kvalitative observasjoner av erosjonsprosesser under og etter flommene. Det er imidlertid lite undersøkt hvilken betydning endringene i materialtilførselen kan få for vassdragsmiljøet. I denne rapporten er det samlet informasjon om erosjon og sedimenttransport i vassdragene under store flommer. I en sedimentologisk sammenheng er norske vassdrag svært variable. Materiale tilføres fra en rekke ulike erosjonsprosesser i forskjellige typer løsmasser. Tilgangen på løsmasser som kan eksponeres for erosjon er avgjørende for omfanget av materialtransporten. Klima og topografi kan også variere mye fra vassdrag til vassdrag og gir forskjellig vegetasjon.

Målinger av sedimenttransporten i vassdragene under normalforhold viser at vassdragene kan betraktes å være sammensatt av fem hovedtyper. Inndelingen er basert på erosjonsprosessenes karakter, løsmassetyper, klimatiske og vegetasjonsmessige forhold i nedbørfeltene, se fig 1. Vassdragene med målinger er å betrakte som typevassdrag. De drenerer "homogene" områder i den forstand at erosjonsprosessene innenfor nedbørfeltene har enhetlige egenskaper.

Denne inndelingen kan også brukes som et utgangspunkt for en drøfting av sedimenttransporten under flomforhold.

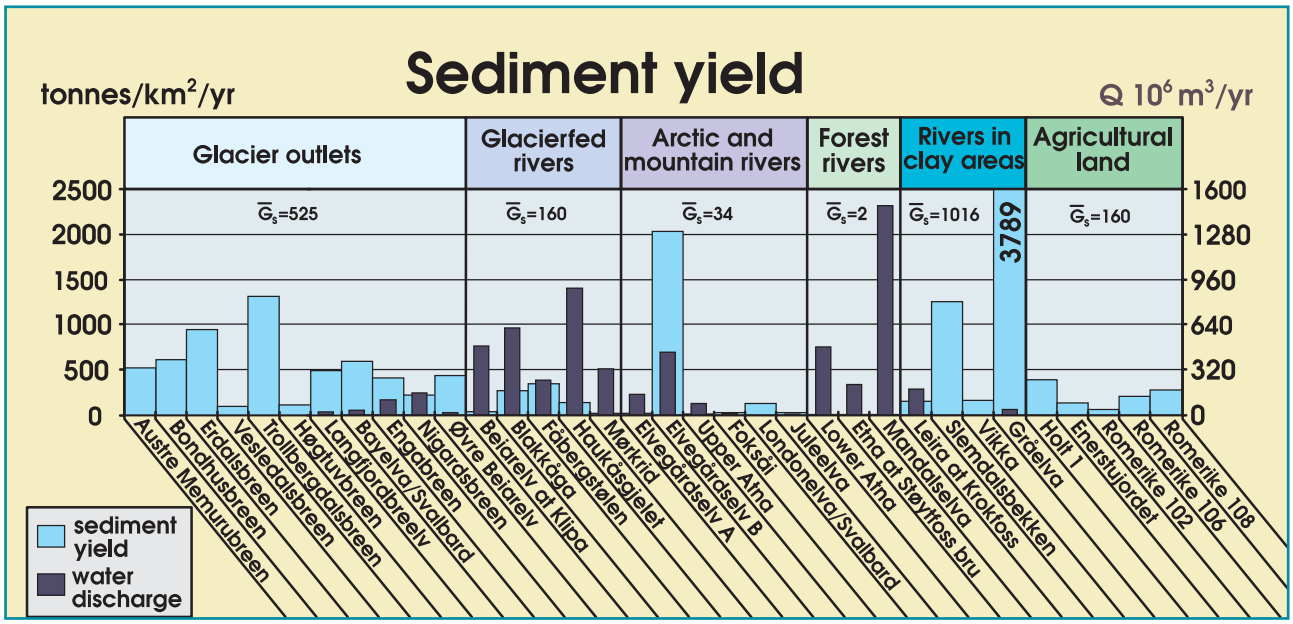

Fig 1. Klassifisering av norske vassdrag etter erosjonsintensitet.

Fig 1. Classification of Norwegian rivers according to sediment yield.

2. Erosjon i kildeområdene

2.1 Brevassdrag

Målestasjonene for denne gruppen ligger tett opp til brefrontene og gjenspeiler dermed i stor grad de subglasiale erosjonsprosessenes intensitet. Middeltallet for alle breer med målinger er på 525 t/km^2 for suspenderte sedimenter. I brevassdragene er bunntransporten av samme størrelsesorden som suspensjonstransporten, (Bogen 1989). Materialtilførselen fra breer er dermed blant de største i norske vassdrag. Det er få andre erosjonsprosesser som kan sette et så dominerende preg på vassdragene. Variabiliteten breene i mellom er imidlertid stor. Erosjonsintensiteten varierer mellom 100 t/km^2 og 1 300 t/km^2 for forskjellige bretyper. De største erosjonstallene er målt under store dalbreer med mange brearmer, men variasjonene fra et år til et annet er også betydelige. Materialet i smeltevannselvene er produsert av subglasiale erosjonsprosesser, dvs frostspregning, abrasjon og knusing. Dette er prosesser som ikke kan forventes å variere spesielt mye fra år til år. De kortvarige variasjonene er mer bestemt av utsmeltingen av materiale under hver enkelt flom (Bogen 1996). Det er velkjent at konsentrasjonen i breelvene kan stige raskt under flomtilstand slik at konsentrasjonene og suspensjonstransporten kan bli høye under sterkt stigende vannføring. I perioden 1986 – 1997 ble de årlige maksimalkonsentrasjonene i smeltevannselva fra Nigardsbreen målt til å variere mellom 280mg/l og 1 000mg/l. I perioden 1968 – 1978 er imidlertid den målte maksimumskonsentrasjonen så høy som 2 157 mg/l. Den 14 august 1979 inntaff en ekstremt stor flom i Jostedalen. Flommen er anslått til å ha et gjentaksintervall på 100 år. Ved Fåberg i Jostedalen ble det målt en døgnnedbør på 77.8 mm. Det er den høyeste døgnnedbør som er målt og hele 35.9 mm høyere enn under siste storflom den 15 august 1898. Ved Nigardsbreens front falt det over 95 mm den 14 august 1979. Det førte til en kulminasjonsvannføring i utløpet av Nigardsvann på 95 m^3/s. Maksimalkonsentrasjonen under flommen ble målt til 3 200 mg/l. Under flomdagene 14. – 16. august ble transporten målt til hele 9 600 tonn, fig 2. Dette er en høy verdi for en enkelt flom, men ingen ekstrem verdi. Det ligger nær årsmidlet for transporten i perioden 1987 – 94 på 9 718 tonn, fig 3. Det synes altså å være en grense for hvor høy transporten kan bli i en breelv. Breene kan føre frem mye materiale til vassdragene over tid, og materialtransporten kan være høy under flomforhold. Men når avrenningen når ekstreme høyder, så blir ikke nødvendigvis sedimenttransporten ekstrem. Årsakene til dette har sannsynligvis sammenheng med at tilgangen på materiale i de subglasiale tunnelene er begrenset. Nytt materiale tilføres ved at tunnelene utvides ved smelting under stigende vannføring. En nedbørflom slik som den som inntraff i Jostedalen i 1979, kan drenere så raskt at det ikke blir tid til å smelte opp omfattende vannveier under breen. Mye av avløpet vil da drenere på overflaten eller gjennom deler av breen med lite sedimenter. Det synes derfor å være en grense for hvor mye sedimenter som kan frigjøres fra breen under en enkelt flom. Dette gjelder også bunntransporten. I løpet av 1995 ble bunntransporten i Nigardsbreelva målt til 14 000 tonn ved opploddinger på deltaet. Dette er et høyt tall, men det er målt høyere bunntransport i år uten spesielt store flommer. I morenelandskapene nedenfor breene kan imidlertid større mengder materiale være tilgjengelig.

2.2 Vassdrag med bretilførsel

Som nevnt så kan materialtilførselen fra breer være så dominerende at de setter et preg på hele vassdraget. Det er derfor grunnlag for å skille ut slike vassdrag som en egen gruppe. Selv om den subglasiale materialtilførselen synes å ha en øvre grense, så kan det være store mengder materiale tilgjengelig for transport i de brenære områdene. Moreneavsetningene som breene har lagt opp i nyere tid består ofte av ukonsolidert materiale. Det er lett å bringe i bevegelse hvis vannmengdene er store nok. Langperiodiske klimasvingninger som medfører brefremstøt kan også føre til at mer materiale frempreparereres for transport i vassdragene. I de subglasiale tunnelene kan det transporteres steinfraksjoner og blokkmateriale som er så store at de ikke kan videreføres i transport i vassdragene under vanlige vannføringer. Dette materialet kan bestå av store stein som avsettes i området rundt breene fordi elven ikke har kapasitet til å føre materialet videre. I perioder med brefremstøt rykkes avsetningsområdet fremover slik at materiale som leveres av breen blir mer tilgjengelig for fluvial erosjon. Breene kan også rykke frem over dalskuldere slik at materialet styrter direkte ned i elveløpene, fig 4. Når sedimenttilførselen av grove fraksjoner øker, vil elveløpene heves, slik at oversvømmelsesfrekvensen øker. I mange tilfeller kan elven også skifte løp. Jostedøla i Sogn er et vassdrag med stor tilførsel av bresedimenter. Elveløpenes lengdeprofiler har en form som er felles med mange norske høyfjellsvassdrag. Hovedløpet har et forholdsvis lavt midlere fall, mens sideelvene faller bratt ned mot hovedelven. Breene har stor betydning for materialtransporten i hovedløpet. På 1700 tallet lå breene lenger fremme enn i dag og mange av breene førte frem mer materiale til hovedvassdraget, se fig 5. Resultatet må ha vært hyppige flomskader og oversvømmelser på elvesletene langs hovedelven. Grove (1972) og Grove og Battagel (1983) har kartlagt skattereduksjoner under den lille istid i Stryn og Nordfjord. Klimaendringen førte til mange skader på jordbruksland som et resultat av brefremstøtene. Det ble også innrapportert en betydelig

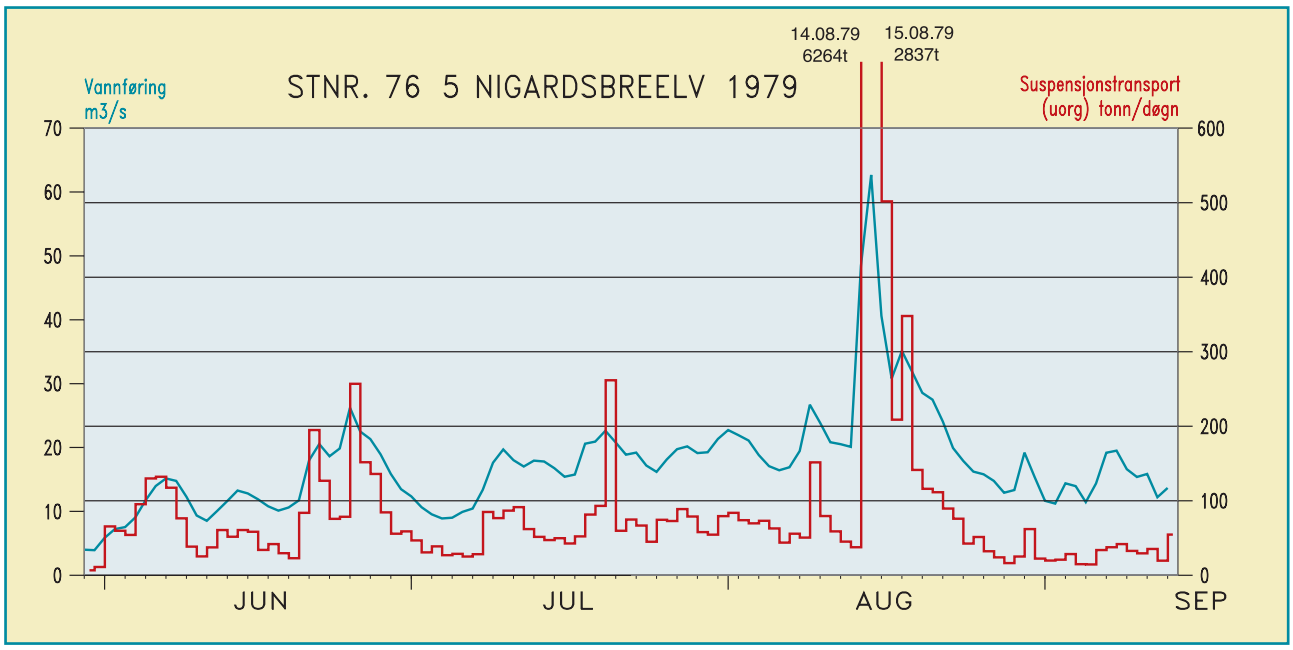

Fig 2A. Heltrukken strek og søyler : døgnlig vannføring og døgnlig suspensjonstransport i breelva ved innløpet i Nigardsvatn i 1979.

Fig 2A. Daily discharge and suspended sediment load in the meltwater river from Nigardsbreen glacier. At the inlet of lake Nigardsvatn.

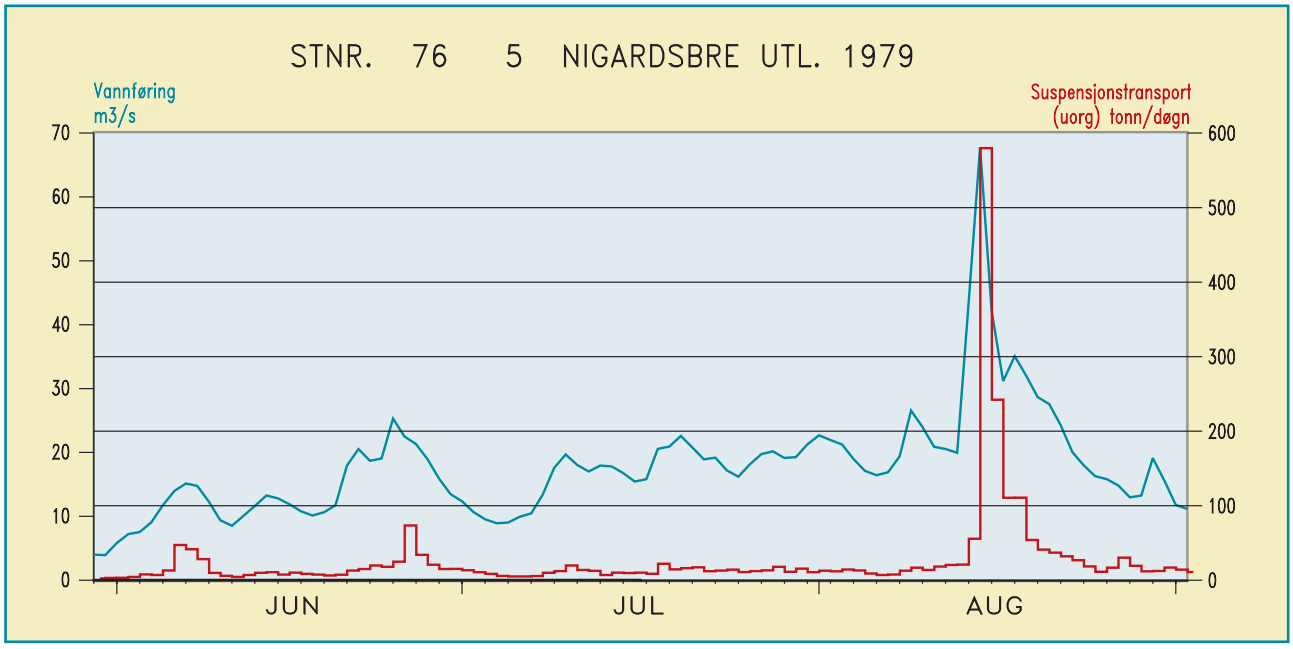

Fig. 2B. Døgnlig vannføring og sedimenttransport i breelva ved utløpet av Nigardsvatn.

Fig. 2B. Daily discharge and sediment load at the outlet of lake Nigardsvatn.

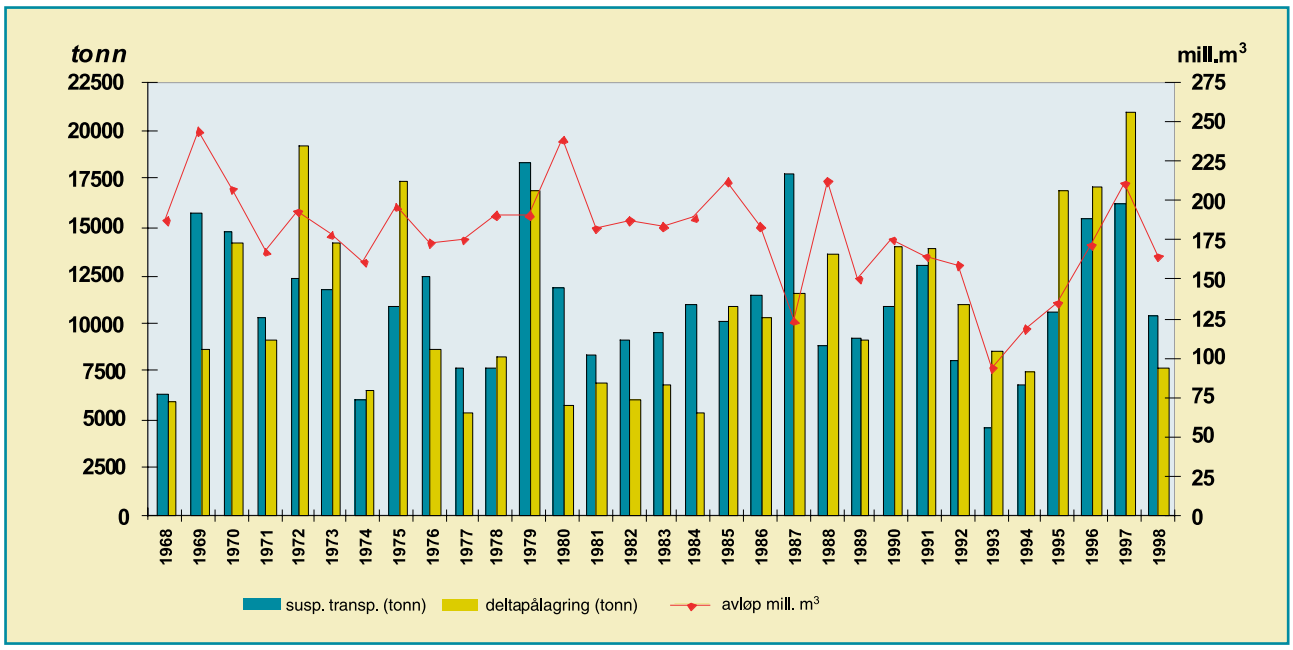

Fig 3. Sedimenttransporten i Nigardsbreelva i årene 1968 – 1998.

Fig 3. Sediment transport in the Nigardsbreen glacier meltwater river during the years 1968 – 1998.

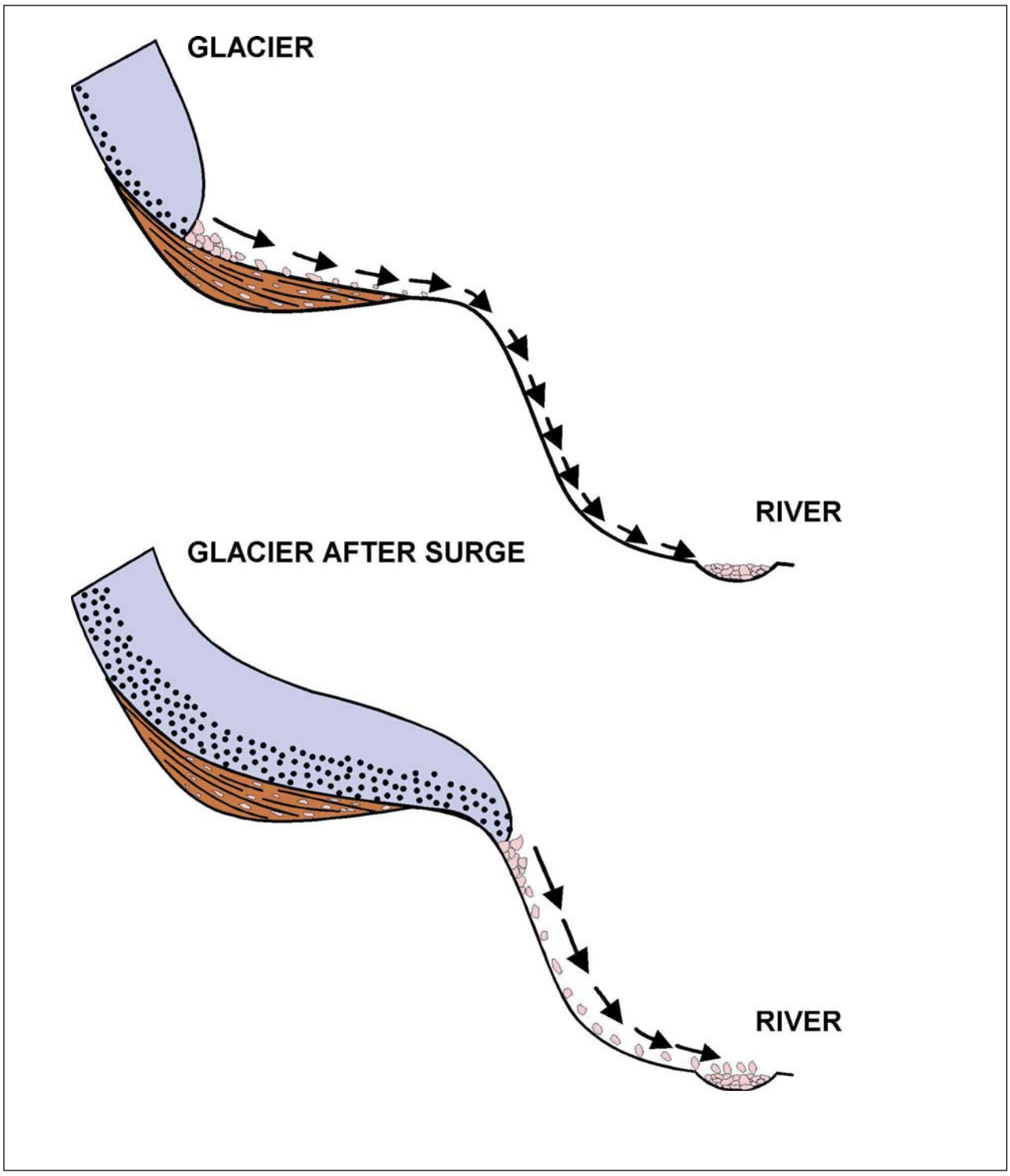

Fig 4. Illustrasjon av hvordan et brefremstøt kan medvirke til at mer materiale føres frem til elveløpene.

Fig 4. Sketch illustrating how a glacier advance may increase the delivery of bed load material to a river.

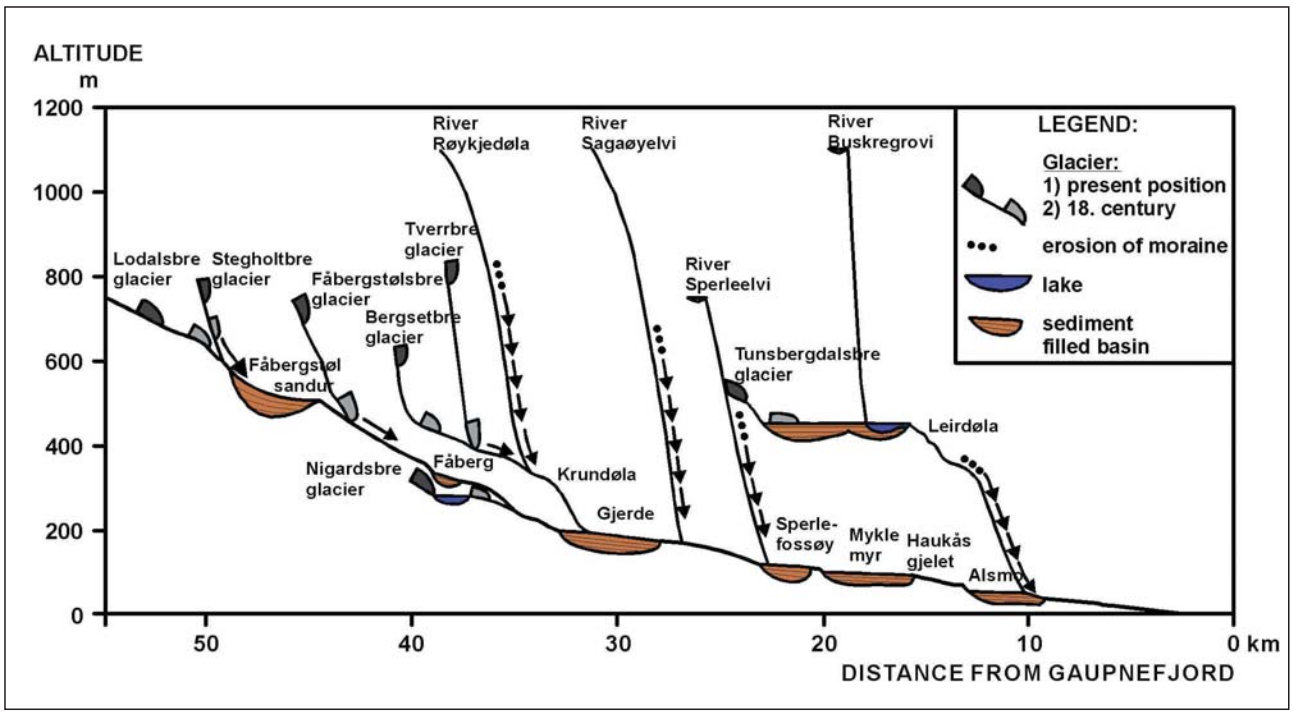

Fig 5. Lengdeprofilet av Jostedøla og sideelvene med de største sedimentkildene.

Fig 5. Longitudinal profile of the river Jostedøla, and its tributaries. Major sediment sources indicated.

økning i antall flomskader, fig 6. Disse skadene fikk sannsynligvis et stort omfang fordi elveløpene ble fylt av materiale slik at selv mindre flommer førte til skader.

Suspensjonstransporten i Jostedøla er fullstendig dominert av materiale fra breene. Avløpssesongen i 1990 kan illustrere forløpet i et vanlig år. Under snøsmelteforholdene i mai, er konsentrasjonene lave, og under 40 mg/l. Når lufttemperaturen stiger, øker bresmeltingen og sedimentkonsentrasjonene øker til 50 – 100 mg/l. De høyeste av konsentrasjonene som overstiger 500 mg/l inntreffer under flomepisoder som har sin opprinnelse i en kombinasjon av regn og bresmelting. Under de rene regnflommene på høsten bidrar ikke bresmeltingen til avløpet slik at tilgjengeligheten på materiale er liten. Under ekstremflommen i 1979 ble dette mønsteret brutt. Den intense avrenningen under flommen rev opp vegetasjonen i dalsidene, slik at en rekke nye sedimentkilder ble åpnet. Dette var materialtilførsel fra flomskred og utglidninger, fluvial erosjon i de åpne skredbanene og langs elve -og bekkeløp. Det forekom også intens ravine – erosjon og omfattende undergraving av løsmasseskråninger i kontakt med elve -og bekkeløpene. Under flommen og i månedene etter, ble dermed sedimentkildene endret. Tilførselen fra erosjon i løsmasser utenfor breområdene dominerte i denne perioden. Etter hvert som sårene i vegetasjonen grodde igjen, avtok tilførselen fra denne typen kilder. Langs dalsidene i Jostedøla og i andre vassdrag fins det gamle tilgrodde sår i vegetasjonen som antakelig er spor etter flomskred som ble utløst under tidligere ekstremflommer. De opptrer på andre steder enn skadene fra 1979. En slik forflytning av sedimentkildene synes å forekomme i mange vassdrag. Erosjonsområder som er aktive under én flom er ikke nødvendigvis aktive under neste. Forholdet har sannsynligvis sammenheng med at det er mange betingelser som må være oppfylt før det initieres aktiv erosjon i et stort omfang. Sandersen (1988) har drøftet faktorer som har betydning for utløsning og rekkevidde av flomskred. Skredene utløses når porevanntrykket i skråningen overstiger en viss kritisk grense. Dette er avhengig av nedbørintensiteten og den kritiske grensen nås raskere hvis jorda i tillegg er oppbløtt av snøsmelting. Noen forfattere (Sidle og Swanston, 1982) mener også at nedbøren innenfor noen få timer rundt maksimum kan være tilstrekkelig til å bygge opp et kritisk porevanntrykk. Det er også hevdet av Terzagi (1960) og Jackson (1966) at nedbøren bare er en medvirkende årsak og at det er andre faktorer som endringer i den naturlige drenering eller annen menneskelig aktivitet som destabiliserer skråningen. Det kan også være at de langsomme endringene som forårsakes av vitring og frostbevegelse kan bidra til at stabiliteten avtar over tid. En skråning som er stabil under en storflom kan dermed ha blitt destabilisert på et senere tidspunkt, slik at den kritiske grensen er lavere.

2.3 Skogsvassdragene

Store arealer av lavlandsvassdragenes nedbørfelter er dekket av skog. Utenfor leirområdene er erosjon i morener og glasifluvialt materiale i avsetninger fra siste istid de dominerende sedimentkildene. En lav erosjonsintensitet er et utpreget karaktertrekk ved skogsvassdragene i lavlandet. I Sør – Norge er det målt 2.36 tonn/km^2 som et middel for en periode på 7 år ved Fossum bru i Nedre del av Atna – vassdraget og 2.26 tonn/km^2 som middel for 7 år i Etna vassdraget. I vassdrag med lite tilgang på løsmasser for erosjon, som Mandalselva er det målt 0.47 tonn/km^2 år. Selv om løsmassene kan være tykkere og mer omfangsrike i skogsområdene enn for eksempel i høyfjellsvassdragene, beskytter vegetasjonen effektivt mot erosjon.
Løsmassene er også oftest ujevnt fordelt over nedbørfeltene slik at det oftest er dårlig sammenheng mellom sedimentkonsentrasjon og vannføring. Målinger av sedimenttransporten under ekstremflom viser imidlertid at sedimenttransporten kan øke sterkt under flomforhold. Ved Fossum bru ble sedimentkonsentrasjonene målt under den store flommen i 1995. Målestasjonen dekker et areal på 1 138 km^2. Alt materiale fra den øvre delen av vassdraget sedimenterer i Atnsjøen. Det effektive arealet som bidrar med materiale til transporten ved Fossum bru er derfor erodert fra skogsområdene i de nedre delene av vassdraget. Dette arealet er på 673 km^2 og er for en stor del skogdekt.
Sedimentkonsentrasjonene i år uten flommer er ofte lave. I 1994 var maksimalkonsentrasjonen ca 15 mg/l. Med noen få unntak lå konsentrasjonene under 5 mg/l i perioden mai – oktober. Under flommen i 1995 oppnår konsentrasjonen en ekstremt høy verdi sammenliknet med normalforhold. Konsentrasjonen stiger imidlertid lite før vannføringen overstiger 600 m^3/s, fig 7. Dette har sannsynligvis sammenheng med at vannstanden må stige opp til et høyt nivå før vannet kommer i kontakt med løsmasser som er tilgjengelige for erosjon. Ser vi på målingene over tid var middelet for transporten i den nedre del av Atna – vassdraget i årene 1988 – 1994 på 1 586 tonn. I ekstremåret 1995 ble transporten målt til 60 651 tonn. Transporten dette året tilsvarer dermed transporten i til sammen 38 år under normale forhold. I 1996 og 1997 falt transporten igjen ned til verdier nær middelet for langtidsperioden, fig 8. De nedre deler av Atna – vassdraget har store likhetstrekk med Åsta – vassdraget. Begge dalfører er smale. Langs hovedløpet er det utformet en smal elveslette i svært grovt materiale, fig 9. Det er stedvis steinbanker i løpet, men arealene er ofte tett tilgrodd med vegetasjon under normale forhold. Elvesletten synes å utvides under store flommer. Elveløpet har forholdsvis stort fall. Under flommen i 1995 var vannføringene så store at selv de groveste steinfraksjonene var i bevegelse. I området ved Holmbua skjedde en stor løpsendring som forflyttet elveløpet mot nord slik at det skjedde en voldsom undergraving av løsmasseskråningen. Fjerningen av masser satte i gang tilbakeskridende erosjon i tre raviner, se fig 10 og fig 11.
Langs Åstas elveløp var det aktiv erosjon og undergraving av sideskråninger mange steder under flommen i 1995. Det var imidlertid ingen lokaliteter med så omfattende erosjon som ved Holmbua. Mellom lokalitetene med aktiv erosjon, er elveslettene og sideskråningene tilgrodd med vegetasjon. Det er sannsynlig at Åstas elveslette er utviklet ved at elven graver ut og utvider en erosjonsplattform i løsmassene under ekstremflommer. Erosjonen under flommen i 1995 er dermed ingen enkeltstående hendelse. Liknende løpsforflytninger og erosjon i løsmasser har sannsynligvis foregått mange ganger i postglasial tid. Hver flom graver på stadig nye steder som et resultat av løpsforflytninger. Når elven undergraver sideskråninger vil materiale styrte ned i elveløpet. Det relativt store fallet på elveløpet fører til at materialet umiddelbart bringes i transport. Under situasjoner med ekstremflom og svært mye materiale i transport er det stor risiko for løpsforflytninger som vil forflytte erosjonsområdene til nye steder. Under flomtilstand foregår både erosjon og sedimentasjon samtidig forskjellige deler av Åstas elveslette. Det er stedvis avsatt flomsedimenter med tykkelse på opp mot 30 – 40 cm. Avsetningene fra 1995 – flommen var synlig som et 4 – 5 cm tykt lag. Åpningen av nye sedimentkilder under flommene er sannsynligvis årsaken til den store forskjellen mellom sedimenttransporten under normalforhold og flomtilstand som ble målt i Atna – vassdraget. I enkelte jordarter kan det dannes raviner under, eller i tilknytning til ekstremflommene. Hvis det er høy grunnvannstand i området kan grunnvannspeilet få et stort fall inn mot den frie skråningen. Når elven eroderer vekk det vegetasjonsdekte overflatelaget som binder og stabiliserer skråningen, så blir ikke det høye poretrykket kompensert av tilsvarende mottrykk på utsiden. Det oppstår tilbakeskridende erosjon hvor enkeltkorn eller små deler av bakveggen raser ut. Ravinene kan i en slik situasjon grave seg raskt bakover. Situasjonen stabiliseres ikke før grunnvann eller markvannsforholdene endres eller vegetasjonen er etablert på ny. Det har vært antatt at de fleste ravinefeltene i Gudbrandsdalen ble åpnet på denne måten, i tilknytning til intens nedbør kombinert med intens snøsmelting under Stor – Ofsen i 1789. Mange av disse ravinene er ennå aktive og har en høy sedimentproduksjon. Hagen (1986) målte en spesifikk sedimentproduksjon på 8 000 tonn/km^2 år i ravinene i Ulas nedbørfelt i Sel. Ula er en sideelv til Gudbrandsdalslågen ved Otta. Det er ikke kjent hvor stor erosjonsintensiteten i ravinene var under Stor – Ofsen. Transporten av materiale i sideelven var så stor at Ulas vifte demte opp Lågen og lagde en innsjø oppstrøms for vifta. I Ulas nedbørfelt er det mange raviner som sannsynligvis ble åpnet under Stor - Ofsen og som siden har blitt stabile og grodd til med vegetasjon. Under 1995 – flommen var det en viss erosjonsaktivitet, men ingen omfattende erosjon slik som i 1789. Dette kan synes merkelig siden det var områder i nærheten av ravinene som nylig hadde vært utsatt for flatehugst.
Sannsynligvis er dette et uttrykk for at mange betingelser må være oppfylt for at en omfattende ravinering

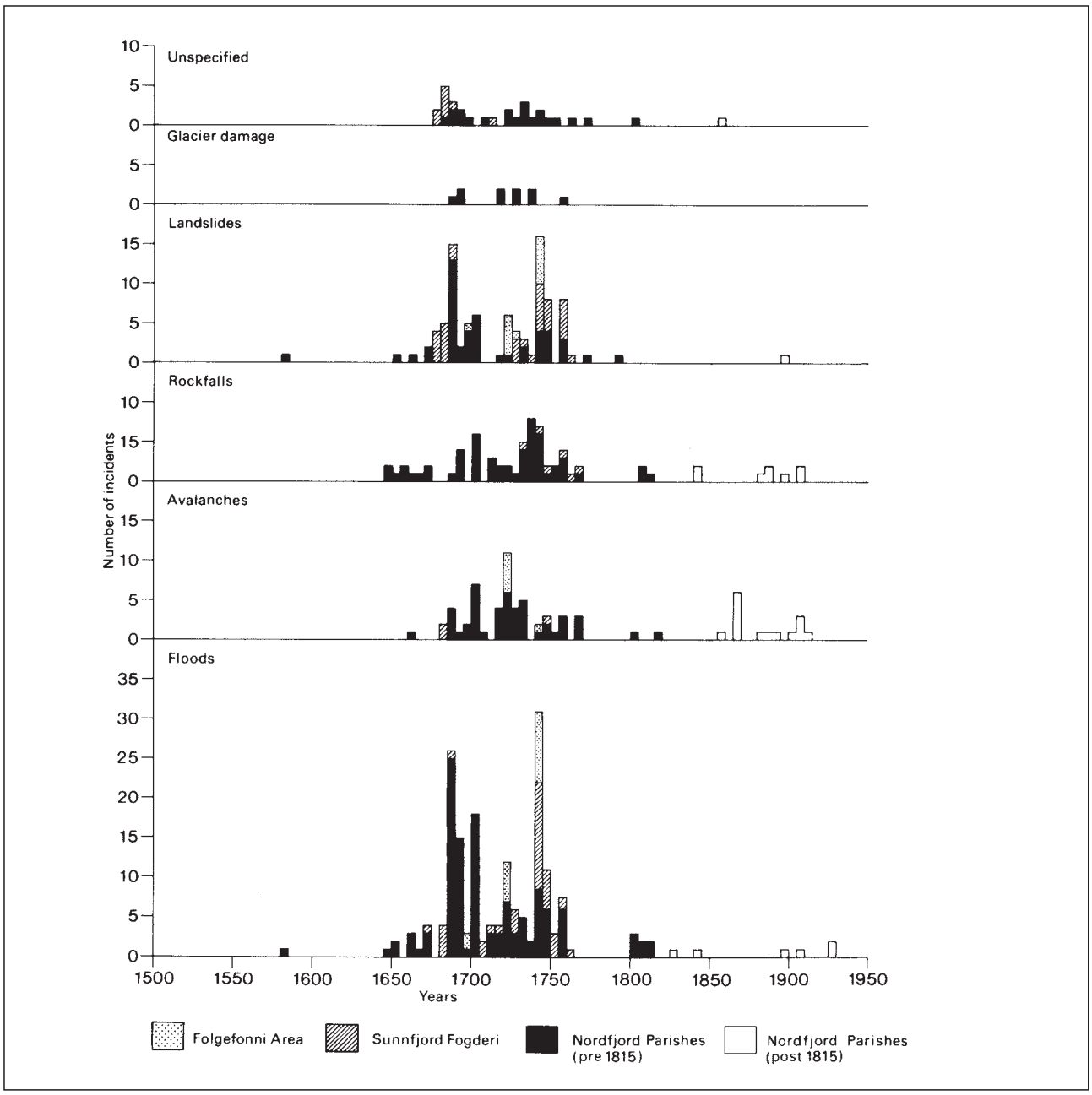

Fig 6. Frekvensdiagram for skattereduksjon på grunn av naturkatastrofer for en del gårder rundt Jostedalsbreen. (Fra Grove1972)

Fig 6. Frequency diagram of tax reductions due to destruction of farm land near the Jostedalsbreen glacier.

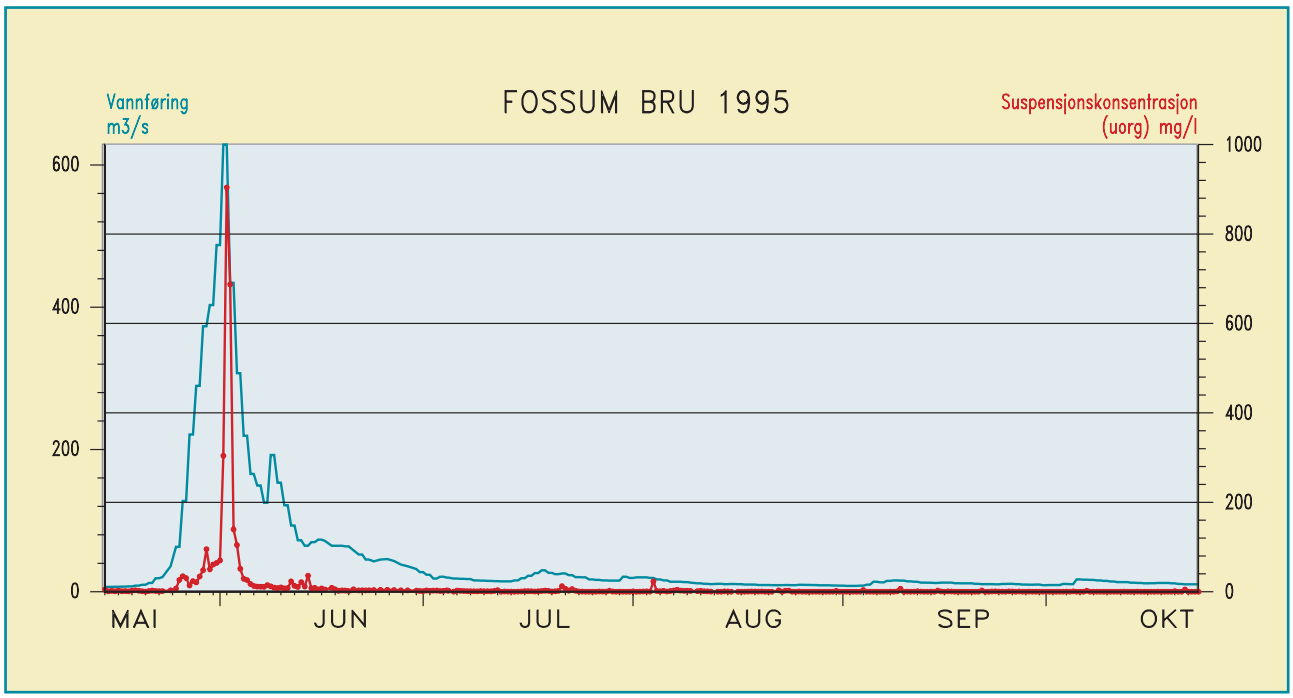

Fig 7. Suspendert sedimentkonsentrasjon ved Fossum bru i nedre del av Atnavassdraget under flommen i 1995.

Fig 7. Suspended sediment concentrations at Fossum bridge in the lower part of the Atna river during the 1995 flood.

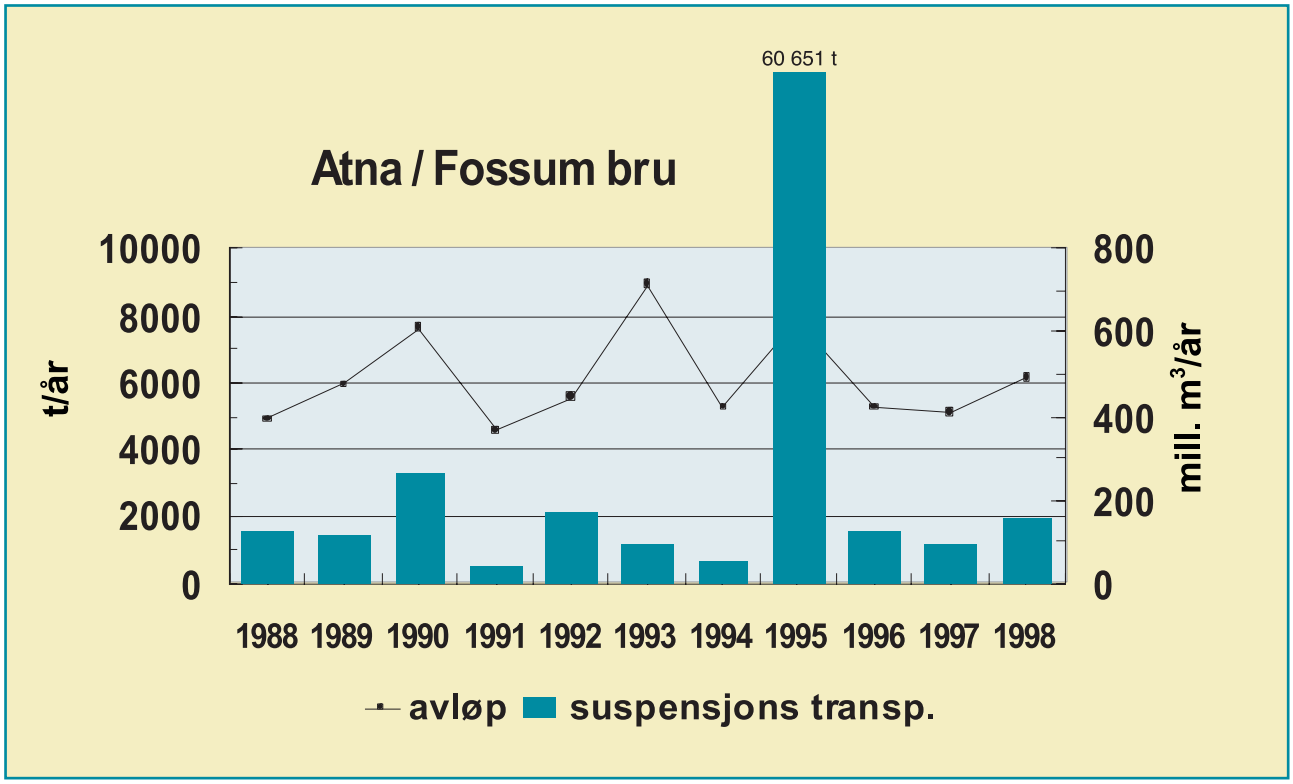

Fig 8. Målinger av suspendert sedimenttransport ved Fossum bru i Atna – vassdraget i perioden 1988 – 1997.

Fig 8. Suspended sediment transport at Fossum bridge in the lower part of the Atna river during 1988 – 1997.

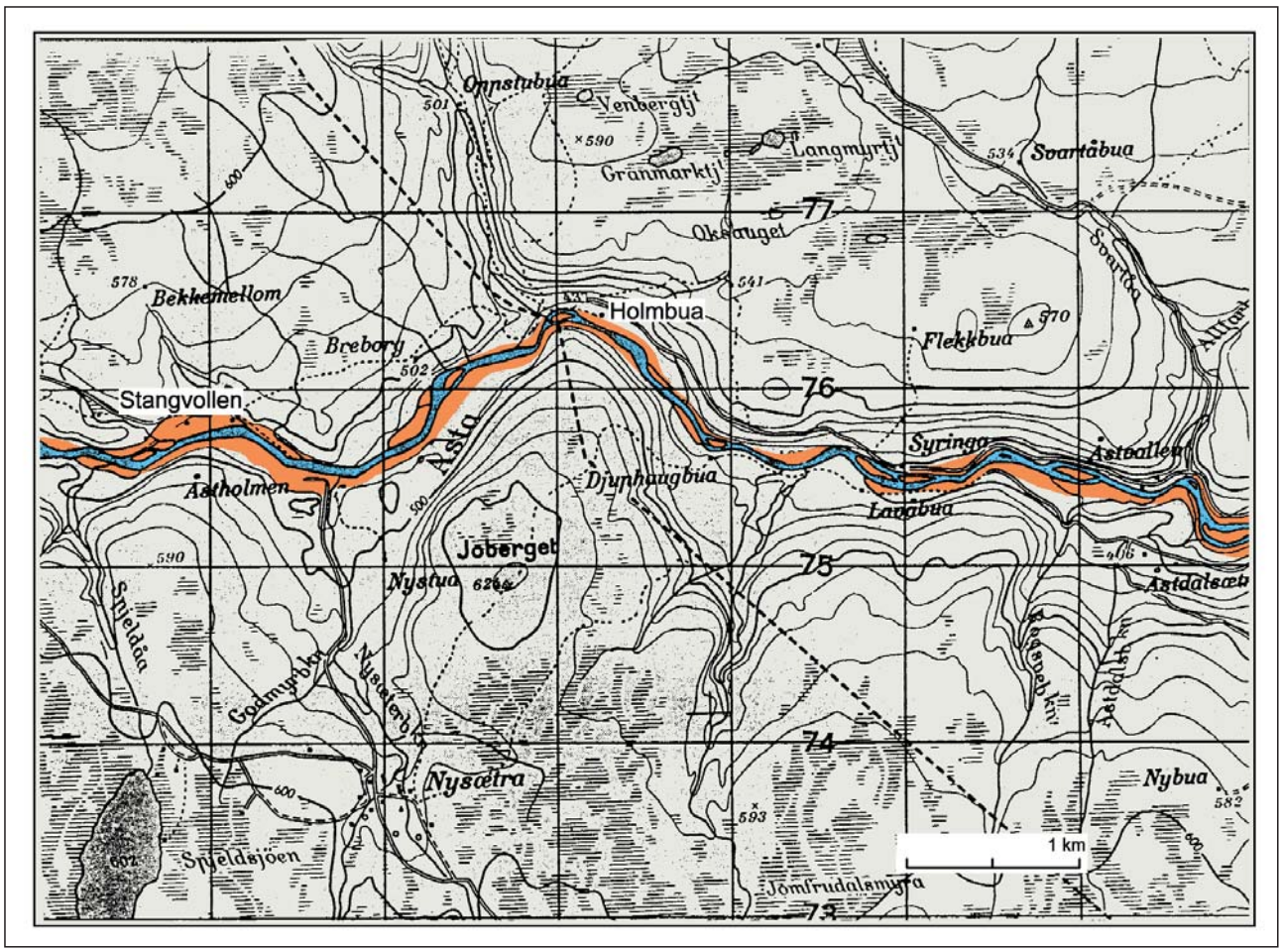

Fig 9. Kart over området med løpsendringer i Åsta – vassdraget under flommen i 1995.

Fig 9. Area of channel changes in the river Åsta during the 1995 flood.

skal initieres. Grunnvannstanden/jordfuktigheten må være høy og det må finnes masser med stor permeabilitet som blir destabilisert på grunn av ytre forhold. Nedbørintensiteten kan også variere mye lokalt slik at avrenningen kan være forskjellig i felt som ligger nær hverandre og ellers har samme egenskaper. En slik destabilisering av løsmassene kan være omfattende flatehugst. Nå er det sjelden at det kan dokumenteres at flatehugst er en medvirkende årsak til ravinering. I Fossåna, en sideelv til Suldalslågen er det utviklet en ravine i løsmasser. Sedimentproduksjonen i ravinen er estimert av Bogen, Bønsnes og Benjaminsen (1997) til å variere mellom 25 og 100 t/km^2 år. Ravinen er om lag 250 m lang og 8 - 10m bred med en dybde på inntil 3 meter. Ravinen følger et bekkefar og er trolig initiert av bekkeerosjon i de nedre deler. Grantrærne i området rundt ravinen har en alder på 18 – 20 år. På flybilder fra denne tiden er det flatehugst i området og ravinen er ikke synlig. Det er derfor sannsynlig at hugsten var en medvirkende årsak til ravinedannelsen. I Sverige er det påvist betydelige erosjonsskader som følge av flathugst i dalsidene mot Klaraelven (Larson og Gretner,1982). Sporene etter tunge skogsmaskiner danner effektive ledelinjer for fluvial erosjon og ravinedannelse. Erosjonsskadene var størst i sedimentskråninger av siltig sandmateriale og oppsto i tilknytning til ekstreme nedbørsituasjoner og intens snøsmelting. Avrenningen fra områder med flatehugst vil øke. Det er påvist en økning i overflateavrenningen på 30 – 40 % i områder med flatehugst, Haveraaen (1981)

Ofte er det skogsbilveiene som fører til erosjon og utrasninger ved at de påvirker avrenningen i området. I 1991 løsnet et løsmasseskred i dalsiden ovenfor Skjelbostad i Innfjorden i Rauma kommune. Skredet hadde sin årsak i at et veianlegg ikke hadde tilstrekkelig mange stikkrenner og manglet sedimentasjonsbasseng og sandfang (Landbruksdepartementet 1992). Sterk nedbør førte til utglidninger i skjæringsskråningene og stor materialtransport slik at veigrøftene ble fylt med sedimenter. Flomvannet strømmet ut over veien i store mengder og ut i terrenget. Vanninnholdet i morenemassene nedenfor

Fig 10. Erosjonsområdet ved Holmbua i Åsta – vassdraget.

Fig 10. Area of heavy erosion near Holmbua on the river Åsta.

Photo: NVE – archive 1995.

ble for stort og massene raste ut. Skredmassene gjorde stor skade på bebyggelsen nedenfor og blokkerte riksveien i 100 m bredde.

2.4 Vassdrag i høyfjell

Høyt relieff og bratte skråninger er karakteristiske trekk ved fjellområder. Bratte skråninger finner en også i lavlandsområdene. Samtidig fins det store viddeområder i høyfjellet. Det er derfor først og fremst det kalde klimaet og den sparsomme vegetasjonen som karakteriserer norske høyfjell. Vegetasjonen har en avgjørende virkning som begrensende faktor. Den binder jordsmonnet og gjør massene mer stabile. Den øker jordas infiltrasjonsevne og øker også fordampingen. Vegetasjonen medvirker da til å begrense overflateavrenning som ofte kan gi intens erosjon. Høyt porevanntrykk i massene fører til instabilitet. Under intens nedbør kan jordsmonnet fylles raskt opp og er i en slik situasjon utsatt for skred. Det kalde klimaet gir også en sen gjenvekst av vegetasjon som kan binde massene og begrense løpsforflytninger. Fryse tine – prosesser i forbindelse med tele gir også en ekstra påkjenning på løsmassene som kan forsterke erosjon og lettere føre til skred og utglidninger som øker materialtransporten i elvene. Målingene fra den øvre del av Atna – vassdraget illustrerer forholdene i et typisk høyfjellsvassdrag, Bogen (1997). I tilknytning til Forsknings – og referansevassdragsprosjektet er erosjonsprosesser og sedimenttransport undersøkt over en lengre periode i dette vassdraget. Målestasjonen ligger ved Lia bru og dekker de øvre deler av vassdraget, et areal på 152 km^2. Størstedelen av dette delfeltet ligger over tregrensen og er uten skog. Omlag 30 km^2 er dekket av løsmasser. Det fins betydelige mengder løsmasser innenfor nedbørfeltet, men bare deler av disse er tilgjengelige for fluvial erosjon. Transporten av suspendert minerogent materiale i årene 1987 – 1997 er vist i fig 12 sammen med det årlige totalavløpet. Måleresultatene

Fig 11. Elveløpet i Åsta – vassdraget består av svært grove fraksjoner som bare er i bevegelse under de aller største flommene.

Fig 11. The bed of river Åsta is composed of boulders that are set in motion only during major floods.

Photo: Jim Bogen, July 1997.

viser stor langtidsvariabilitet. Hvis vi ser bort fra flomårene 1995 og 1996 varierer ikke avløpet mye innenfor perioden. Det er imidlertid en markert avtagende trend i årlig suspensjonstransport. Fra 962.2 tonn/år i 1987 avtar transporten til 69.7 tonn i 1992. Det er et markert fall i partikkelkonsentrasjonen som er årsaken til at transporten avtar. I årene 1992 og 1993 ble det ikke målt noen verdier over 20 mg/l mens det var 30 vannprøver i 1987 som hadde verdier av denne størrelsesorden. I årene 1990 og 1994 er det også få verdier over 20 mg/l, men verdiene er til gjengjeld svært høye. I 1995 og 1996 er transporten ekstremt høy, henholdsvis 3119 tonn og 13200 tonn, mens middelet for perioden 1987–94 var 295 tonn. Variasjonene har sannsynligvis sammenheng med materialets tilgjengelighet for erosjon. Mesteparten av materialet som føres i transport ved Lia bru er erodert fra løsmasseavsetningene øst for Dørålsseter, se fig 13. Tilløpene Vidjedalsbekken og Neverbubekken undergraver løsmasseskråninger i kontakt med elveløpene. I disse erosjonsområdene skjer det stadig løpsforflytninger. I en periode kan hovedløpet ligge i kontakt med eroderbare løsmasser, mens det i en påfølgende periode kan ha blitt forflyttet bort fra aktive skråninger, slik at tilgjengeligheten reduseres. Bindende vegetasjon har vanskelig for å utvikles på grunn av det kalde klimaet og stadig bevegelse i elvenære områder. Når elven undergraver skråninger i kontakt med løpet, vil materialet styrte ned i vannet.Etter at elveløpet er forflyttet til en ny posisjon, er det stor tilgang på nytt materiale. Sannsynligvis skjer en slik løpsforflytning oftest i samband med store flommer. I den nye posisjonen vil det i en periode være stor tilgang på materiale. Etter hvert vaskes materialet ut og tilgangen reduseres. Et slikt erosjonsforløp kan forklare de uregelmessige variasjonene i partikkelkonsentrasjonen som er observert ved Lia bru. Partiklene kommer i pulser som bare i liten grad er avhengige av vannføringen. En sammenplotting av alle konsentrasjonsmålinger mot vannføring bekrefter dette bildet, se fig 14. Korrelasjonskoeffisienten er så lav som r = 0.17. Det er altså ikke vannføringen som styrer tilførselen av det suspenderte materialet.
Konsentrasjonene av suspendert materiale er mer avhengig av om løsmateriale er tilgjengelig og eksponert for erosjon. Når en ekstremflom inntreffer, blir vegetasjonen revet opp over et område og løpet forflyttes ofte til en ny posisjon. Det er derfor stor materialtilgang

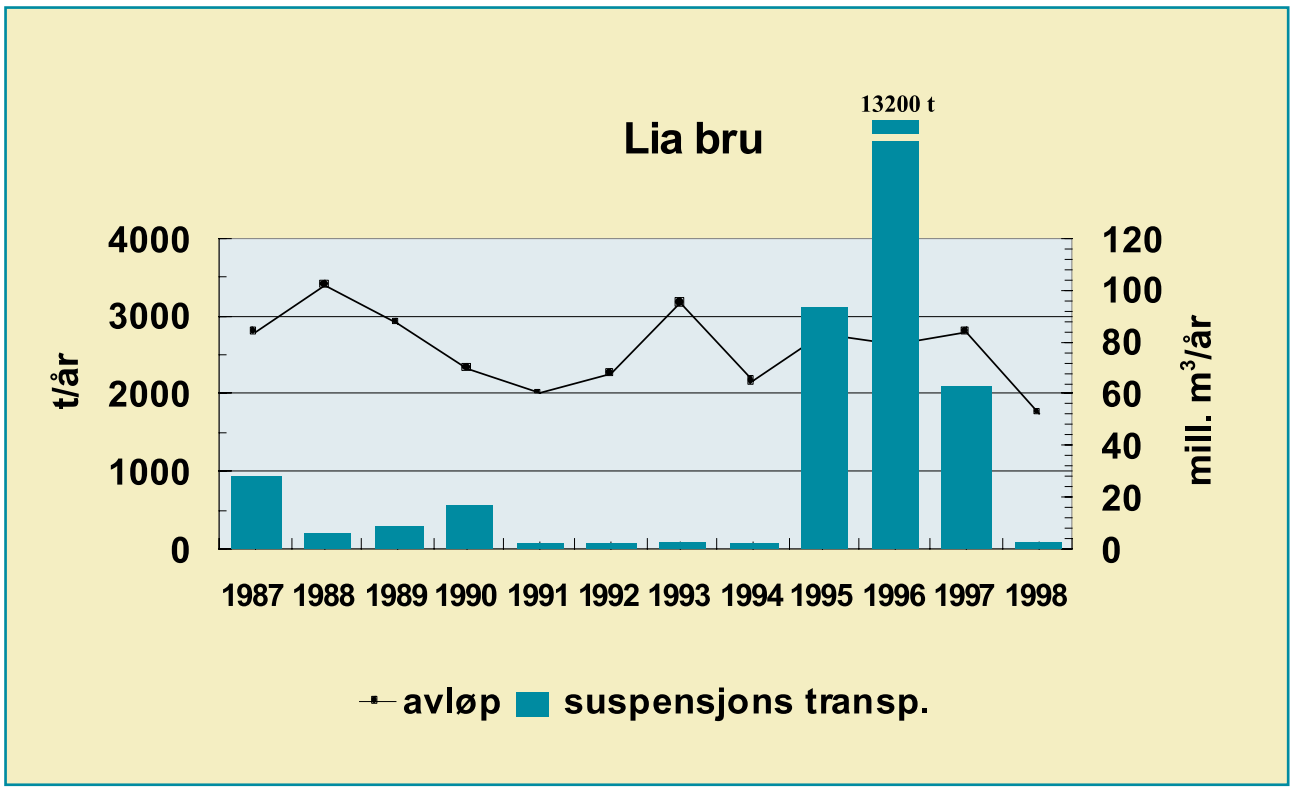

Fig 12. Suspendert sedimenttransport og avløp ved Lia bru i øvre del av Atnavassdraget i årene 1987 – 1997.

Fig 12. Suspended sediment transport (columns) and annual water discharge (dotted line) at Lia bridge in the upper part of river Atna during the years 1987 – 1997.

Fig 13. Atna vassdragets sedimentkilder i Vidjedalsbekken ved Dørålsseter.

Fig 13. In the Atna basin, extensive areas of sediment sources are available for erosion by the tributary Vidjedalsbekken at Dørålsseter.

Photo: Jim Bogen 1998.

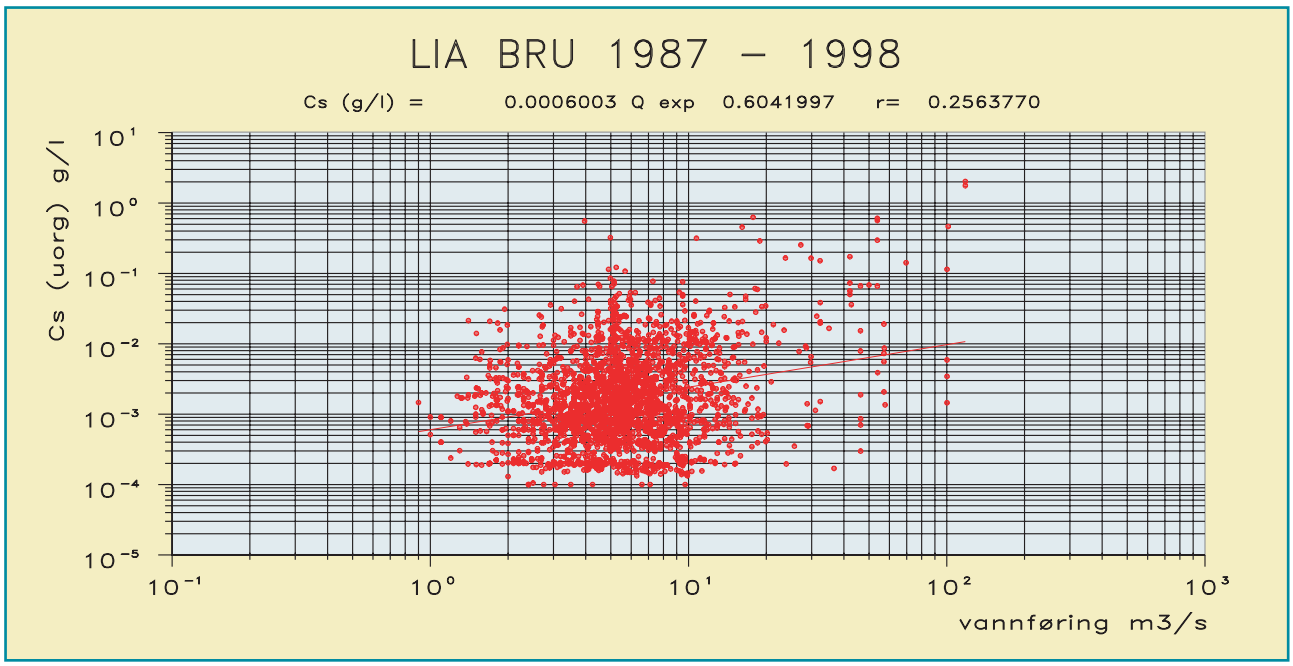

Fig 14. Vannføring vs suspendert sedimentkonsentrasjon ved Lia bru i Atnavassdraget. Data fra årene 1987 – 1998.

Fig 14. Scatter plot of water discharge versus sediment concentration at Lia bridge on the river Atna. Data from 1987-1998.

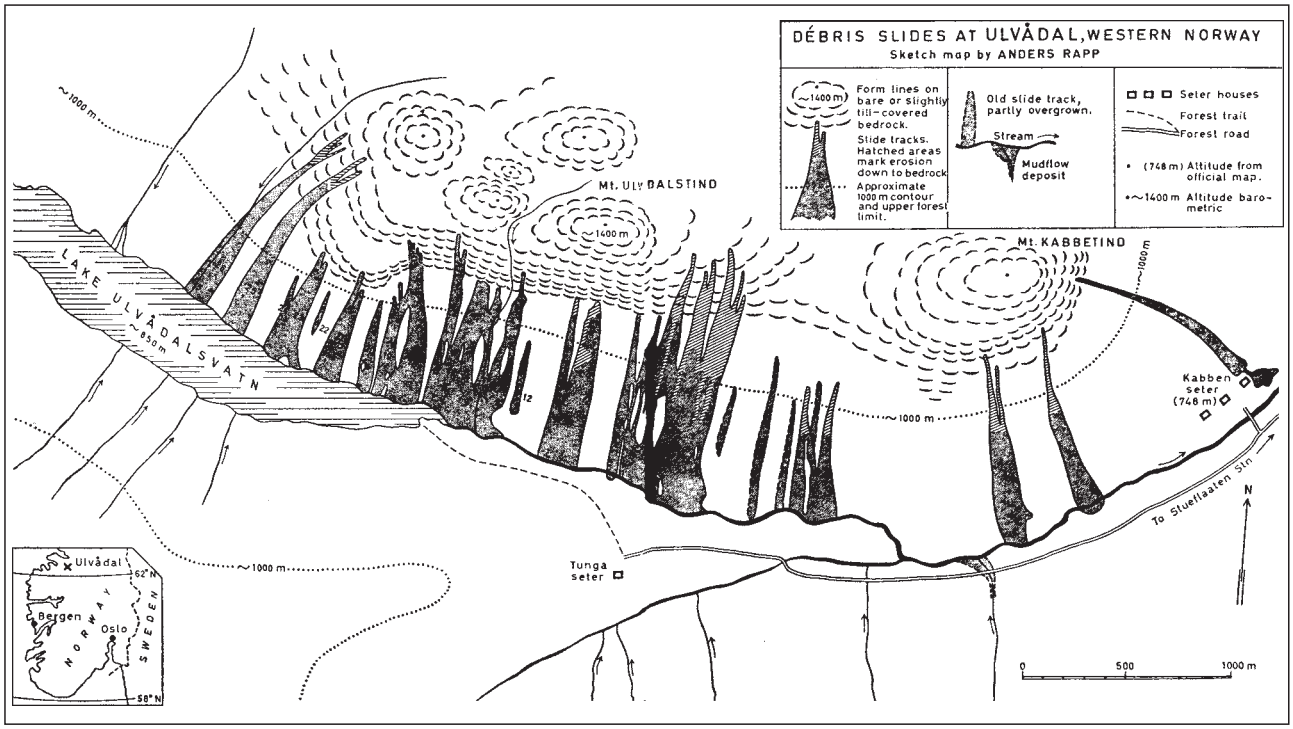

Fig 15. Kart over flomskredene i Ulvåa etter regnflommen i 1960.(Etter Rapp 1991)

Fig 15. Map of mudflows in river Ulvåa caused by the storm flood on June 26, 1960.

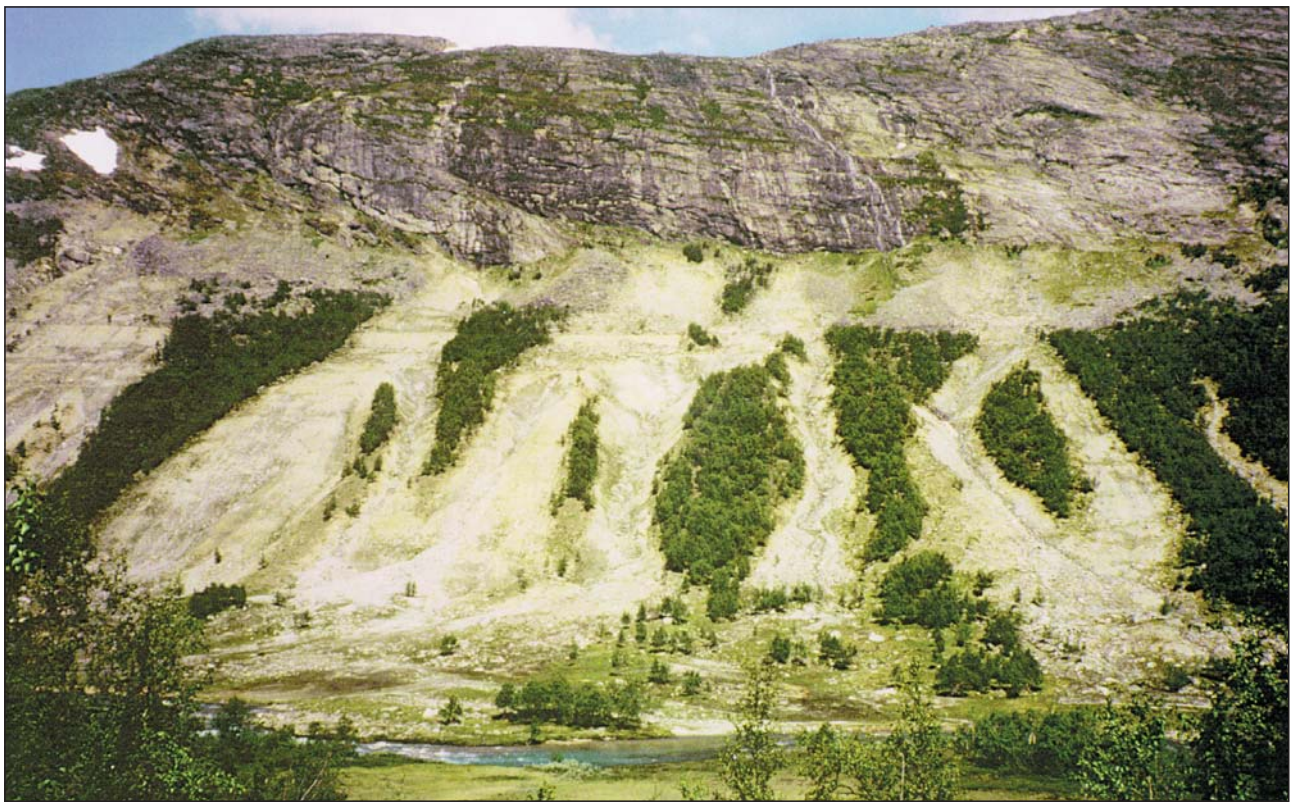

Fig 16. Foto av skredbaner i Ulvåa tatt 19 juli 1997.

Fig 16. Photo of mudflow tracks on 19 July 1997.

Photo: Jim Bogen.

under en slik flom og i tiden like etterpå. Suspensjonstransporten under flommen i 1996 var til og med større enn i 1995. Materialtransporten i Atna – vassdraget gjennomløper antagelig en langtidssyklus som for en stor grad er styrt av de store flommene. De stadige endringene har stor betydning for økologiske forhold i elveløpene. I andre vassdrag kan en enkelt stor flom føre til omfattende erosjon og utrasning som totalt forandrer vassdraget. Dette skjedde i Ulvådalen i 1960 og er beskrevet av Rapp (1991) som en hendelse med betydelige miljøvirkninger. Den 26 juni, 1960 utløste et intenst regnvær med en times varighet en rekke flomskred og mudflows i fjellsiden nedenfor Ulvådalstind, se fig 15. De fleste av de åpne gatene i bjørkeskogsbeltet ca 1 000 m.o.h. oppsto ved utglidninger i det øvre jordsjiktet. Brede flak, ca 1m tykke og fjernet det øvre jordsjiktet med bjørketrær. Mange av skredene ble omdannet under bevegelsen til en rasktflytende mudflow med en bred konveks front. Rennende vann eroderte i de åpne skredbanene og utformet dype raviner. Da lokaliteten ble befart i 1997 var sårene i vegetasjonen like omfattende som i 1960, fig 16. I høyfjellsområdene skjer gjenveksten av vegetasjon sakte. Etter flomskredene ble det imidlertid mer bevegelse i jordsmonnet. Løsmaterialet i skredbanene er stadig utsatt for frostpåvirkning og massebevegelse, og det går hele tiden flomskred.

Vegetasjonen får aldri tid til å feste seg, slik at massene ikke blir stabilisert, fig 17. Den økte sedimentproduksjonen førte sannsynligvis til en total omforming av bunnsubstratet i vassdraget nedstrøms for Ulvådalsvatn. Rapp (1991) estimerte sedimenttilførselen fra skredene til 600 000 tonn jord og sandig morene. Under dagens situasjon er erosjonsprosessene svært aktive og det blir årlig tilført store mengder grus og stein fra det gamle skredområdet. Det fins ingen undersøkelser av bunnforholdene i elva før skredene, men det er sannsynlig at strekninger nedenfor innsjøer har forholdsvis grovkornet og stabilt substrat med mange kulper. Da den årlige materialtilførselen økte voldsomt, ble sannsynligvis kulpene gjenfylt og elveløpet fremstår i dagens situasjon som et vassdrag med et aktivt bankesystem med stein og grusfraksjoner, fig 18. Bunnsjiktet er bevegelig og sannsynligvis langt mer ustabilt enn før skredene påvirket vassdraget og åpnet for en større sedimenttilførsel.

Fig 17. Nærbilde av aktiv erosjon og massebevegelse i skredbanene i Ulvåa.

Fig 17. Close-up photo of active erosion and mass movement in the mudflow tracks.

Photo: Jim Bogen, 19 July 1997.

2.5 Vassdrag i arktis

Det er særlig to faktorer som har betydning for sedimenttransport og erosjon under arktiske forhold. I arktis er jordsmonnet frosset ned til store dyp. Det er bare det øvre aktive lag som tiner opp i løpet av sesongen. Tykkelsen av dette laget øker gjennom sommeren, men kan i visse områder av Svalbard få en tykkelse på 2m i slutten av smeltesesongen. Permafrosten fører til at overflateavrenningen er mer intens under situasjoner med ekstremnedbør. Jordmagasinet blir raskt fylt opp og avløpet drenerer på overflaten. Vegetasjonen er også sparsom i Arktis slik at den bindene og vannforbrukende effekt er lav. På grunn av det kalde klimaet skjer gjenveksten svært sakte og miljøkonsekvensene av en enkelt hendelse kan bli store. På Svalbard er det stor tilgang på materiale for transport i elvene. Bergartene er generelt erosjonssvake og breerosjonen er i mange områder mer intens enn på fastlandet. Den store materialtilførselen fra bunntransporterte fraksjoner fører til at elveløpene blir svært instabile og løpsendringer kan lett oppstå. I tillegg er det andre faktorer som også kan medføre løpsendringer. Deler av året er elveløpet fylt med is. Bunnisen i elveløpene smelter ikke bort før langt ut i avrenningssesongen. Bunnen er derfor i stadig endring og det er iakttatt at bunntransporten i en periode er ekstremt høy fordi materialet kan gli nærmest friksjonsløst på isen.

Gjenveksten kan skje svært sakte. Tiden som går før vegetasjonen blir re – etablert bli lengre enn i mer tempererte strøk. Sannsynligheten øker dermed for at en ny flom skal ha materiale tilgjengelig for erosjon. Inngrep som kan forsterke flommene på samme måte som det skjedde i Rombakselv kan få omfattende miljøkonsekvenser. I permafrostområder i arktiske strøk legges gjerne veier på høye fyllinger med kulverter som opprettholder dreneringen på tvers av veifyllingen. I en konsekvensanalyse av veiutbygging mellom Longyearbyen og Svea på Svalbard peker Husebye et. al (1993) på den oppdemmende effekten veifyllingene kan få under en flom av katastrofestørrelse. Kulverter dimensjoneres vanligvis etter 50 års – flommer. De vil ikke ha effekt til å drenere f. eks en 200 års flom. På Svalbard er erosjonsintensiteten generelt større enn på fastlandet og sannsynligheten for en tilstopping av kulvertene av sedimenter under en flom er også tilsvarende stor.

Fig 18. Steinbanker i Ulvåas løp nedstrøms for skredbanene.

Fig 18. Stone bars developed in the main channel of the river Ulvåa downstream from the mudflow tracks.

Photo: Jim Bogen, 19 July 1997.

I Reindalen på Svalbard vil en flodbølge av samme type som den som inntraff i Rombakselv i 1959 føre til at vegetasjonen vil bruke svært lang tid for å komme opp igjen. Ved intens erosjon av elvesletten slik det ble iakttatt mange steder langs Glomma under 1995 – flommen, kan finsedimentene bli vasket vekk. Dette vil i så tilfelle føre til varige konsekvenser for vegetasjonen og for størrelsen på reinens beiteområder. Inngrep som kan påvirke hydrologiske forhold bør derfor vurderes nøye på Svalbard.

Måleseriene for vannføring og sedimenttransport på Svalbard er korte og det fins enda ikke målinger av store flommer i nedbørfelt uten bretilsig. I Bayelva, som er et felt med bretilsig er det målinger fra 1989 - 1997, fig. 19.

I september 1990 inntraff en relativt stor flom med kulminasjonsvannføring på opp mot 35 m^3/s. Under flommen ble det transportert ca 12 000 tonn. Midlere transport pr år for perioden 1989 – 1997 var 7 100 tonn. Sedimentene ved målestasjonen i Bayelva kommer fra Brøggerbreene. En del av sedimentene kommer også fra løpserosjon og erosjon i morener nedenfor breene.

Brøggerbreen er en subpolar bre, det vil si at ismassene nær brefronten har temperaturer under 0° C. Det er derfor sannsynlig at tilgjengeligheten av subglasiale sedimenter er begrenset under en storflom slik som under de tempererte breene. Det er å forvente at tilgangen på sedimenter øker sterkt i områdene utenfor breene.

2.6 Leirvassdragene

Leirvassdragene drenerer områder hvor det ble avsatt marin leire i avsmeltningsfasen av siste istid. Elver og bekker har ofte skåret ut ravinedaler i slike områder. Undersøkelser har vist at det de fleste ravinedalene i leirterrenget kan klassifiseres i to typer. I den mest aktive typen foregår en stadig senking av hovedløpet. Store flommer kan senke erosjonstersklene slik at skråningene blir ustabile og skredhyppigheten øker. Graden av vertikal løpserosjon vil først og fremst være avhengig av løpsgradienten og av bunnmaterialets egenskaper. Et bekkeløp med en bestemt vannføring og kornfordeling av bunnsedimentene vil dermed grave seg ned inntil det når et likevektsprofil, eller inntil det er dannet et stabilt

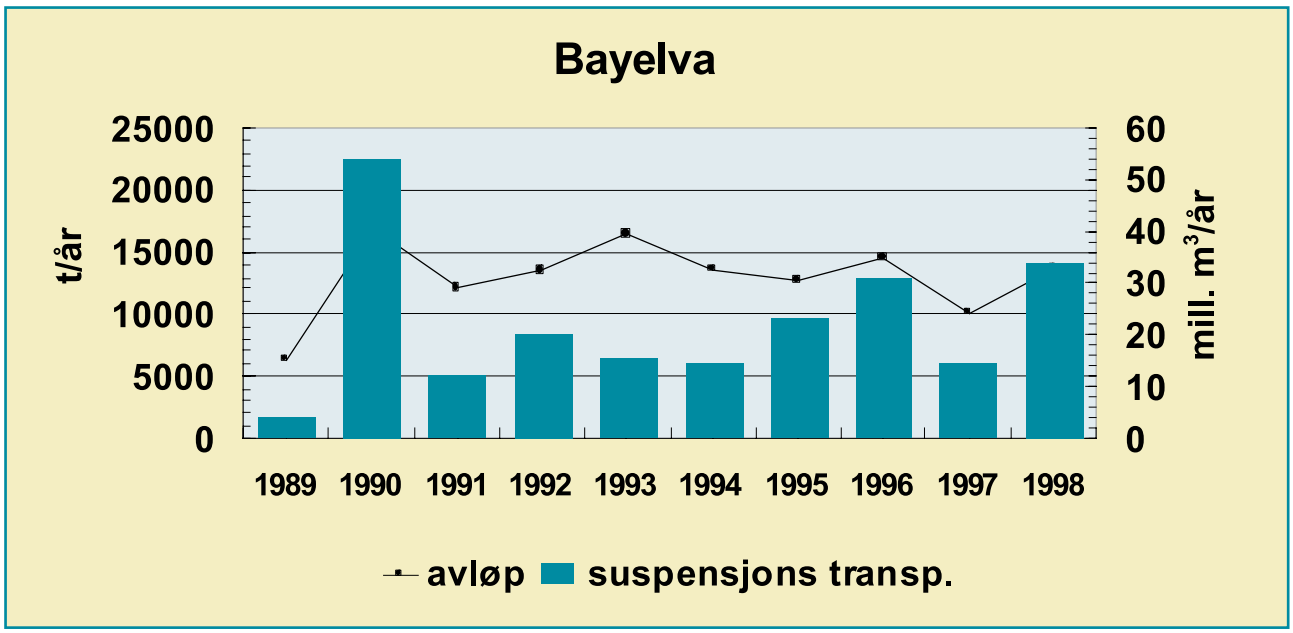

Fig 19. Sedimenttransporten i Bayelva ved Ny Ålesund på Svalbard i årene 1989 - 1997.

Fig 19. The sediment transport in the river Bayelva at Ny Ålesund in Svalbard during 1989–1997.

dekksjikt. I figur 20 er det vist eksempler på lengdeprofilet i de to ravinedalene Vikka og Slemdalsbekken på Romerike sammenliknet med et likevektsprofil beregnet etter Bjerrum (1971). Med utgangspunkt i undersøkelsene til Bjerrum ble det beregnet likevektsprofiler i Vikka og Slemdalsbekken. I Vikka ligger det oppmålte lengdeprofilet nær likevektsprofilet og det er sannsynlig at bekkeløpet er stabilt. Slemdalsbekkens lengdeprofil er bratt og ligger flere meter over det beregnede likevektsprofilet i den øvre delen av ravinen. Det må derfor forventes at bunnen av ravinen etter hvert vil senke seg helt til likevekt blir etablert. Målinger av sedimenttransport og sedimentproduksjon i de to ravinene viste en helt markert innbyrdes størrelsesforskjell. I Vikka er jordsig og lateral erosjon de viktigste erosjonsprosessene, mens det i Slemdalsbekken er skred og utglidinger som dominerer. Undersøkelser etter den store flommen i oktober 1987 viste at det ble utløst fire større skred som et resultat av senkningen av hovedløpet. Det største hadde et volum på nærmere 10 000 m^3 og de tre andre var rundt 1000 m^3 hver. I tillegg ble det utløst en rekke mindre skred med volum på 1 – 100 m^3.
Erosjonsintensiteten i leirterrenget synes altså i stor grad å være styrt av de store flommene, anslagsvis med gjentakelsesintervall på ca. 30 år. Under ekstreme flommer som tilfellet var i 1987, vil bunnsenkningen være så stor at skråningene kommer i ubalanse. Dette resulterer i en intensivering av erosjonsprosessene de nærmeste påfølgende årene. Flommen som inntraff høsten 1987 er beregnet til å ha et gjentaksintervall på 100 år ved Krokfoss. Store flommer har altså en avgjørende betydning for stabiliteten i ravinelandskapet og erosjonsprosessenes intensitet. Geoteknisk institutt har registrert leirskred på Romerike i hele dette århundre. En plotting av skredene med tidspunktet for de største flommene i samme tidsrom viser at skredene oftest inntreffer i siste del av perioder med hyppige flomvannføringer, se fig 21. De fire skredene i årene 1971 – 1977 representerer et unntak. De ble alle forårsaket av bakkeplanering (Bogen, Moen og Sandersen, 1990. Økningen i sedimenttilførselen fra ravineområdene i etterkant av de store flommene vil kunne bidra til en generelt større sedimentbelastning og en dårligere vannkvalitet i disse periodene.
Undersøkelser av daterte flomsedimenter langs elven Leira på Romerike viste at sedimentasjonsratene økte fra 2.4 cm/år i perioden 1954 – 1985 til 4.3 cm/år i årene 1986 – 1990. For å illustrere denne tidsmessige variasjonen i sedimenttransport har vi konstruert en generell prinsippskisse som viser utviklingen i henholdsvis naturlig terreng og jordbruksland, fig 22. Som det framgår av denne skissen vil bidraget fra henholdsvis naturlige og menneskepåvirkede sedimentkilder variere mye fra år til år. I perioder like etter store flommer vil sannsynligvis de naturlige kildene dominere. Etter noen år vil det relative bidraget fra jordbruket igjen få større betydning. Skissen i fig. 22 indikerer hvordan den totale sedimentbelastningen kan øke når bidraget fra erosjon i elver og bekker i ravinelandskapet øker. Dette innebærer at inngrep eller utslipp som medfører økt sedimentforurensning vil ha større konsekvenser i noen perioder enn i andre. Det var Bjerrum (1971) som først påviste at elveløpenes langsiktige tilbakegraving kan destabilisere et område og forårsake skred. Hvis denne tilbakeskridende erosjonen berører områder med kvikkleire, vil omfattende skred kunne utløses. Bjerrum (1971) påviste en "aggresjonsfront" på Romerike som skilte mellom det

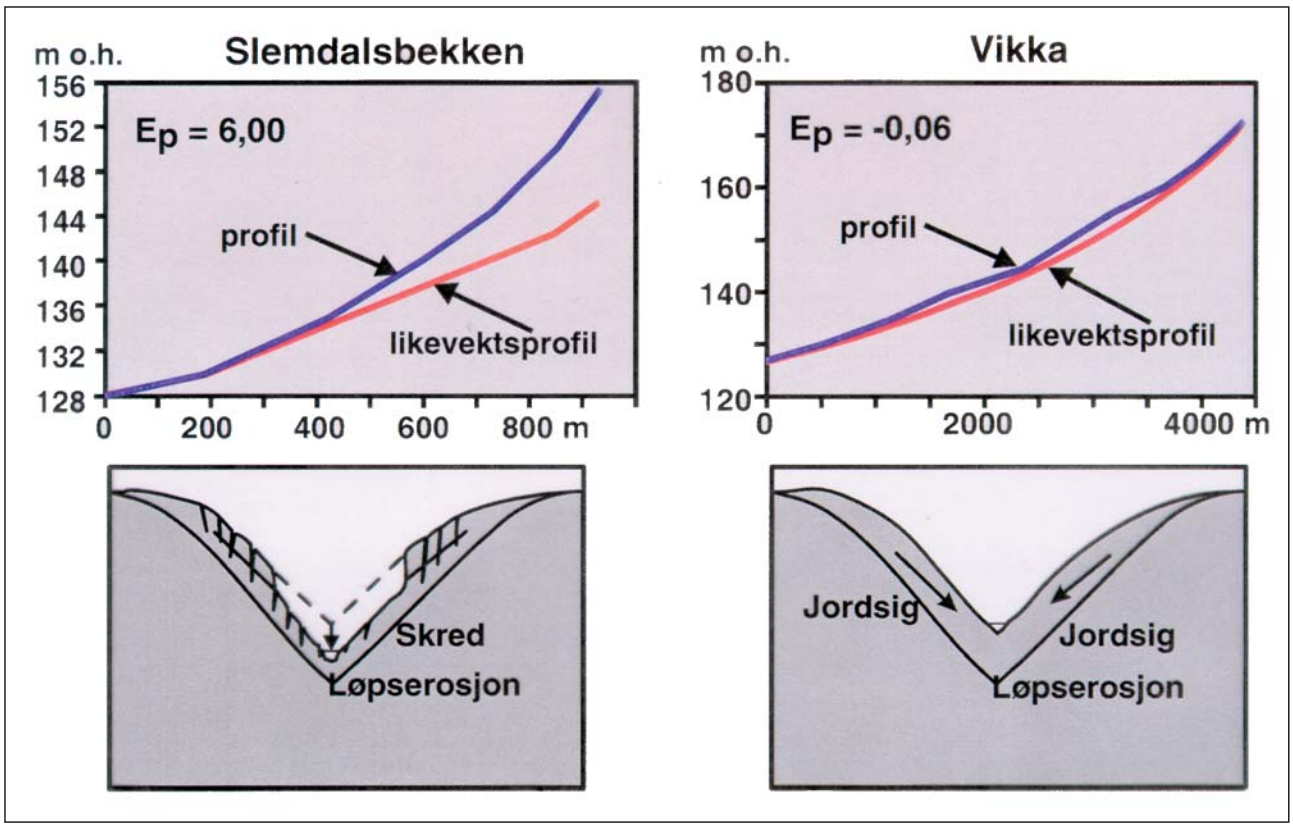

Fig 20. Lengdeprofilet i ravinedalene Vikka og Slemdalsbekken sammenliknet med det beregnede stabile lengdeprofil.

Fig 20. Longitudinal profiles of the Vikka and Slemdalsbekken ravines compared to a computed stable profile.

sydlige stabile området og en nordlig del med aktiv tilbakeskridende erosjon i bekkeløpene, se fig 23. Området med aktiv erosjon er skredutsatt. Etter hvert som ravinene i tidens løp graver seg bakover, kan det avdekkes nye kvikkleireområder som kan rase ut. En begrensning av erosjonen i bekkeløp i slike områder ved erosjonsforbygninger kan forhindre nye skred. Gråelva i Trøndelag er et vassdrag med kvikkleire i de dypere deler av løsmassene som elva skjærer gjennom. Hvis løpserosjonen i Gråelva fortsetter uhindret, vil kvikkleireskred kunne utløses. Målingene av erosjonsintensiteten i Gråelvas nedbørfelt viser en betydelig erosjon. Middeltallet for årene 1992 – 1997 er på 4 000 tonn/km^2 år i leirområdene. Det arbeides nå med å steinsette hovedløpet i 8 - 9 kilometers lengde for å hindre elva i å grave i bunn og sider. Det er nødvendig å gjøre tilsvarende arbeid i flere sidebekker. For å forhindre vertikal bunnsenkning blir elvebunnen også plastret med stein som vist i fig 24. På de mest rasfarlige stedene fylles hele dalbunnen opp med masser av leire og stein til et nivå som er 1,5 - 2 meter høyere enn i dag. Dette hever erosjonsbasis i sidebekker slik at rasfaren reduseres. Resultatene kan tyde på at suspensjonstransporten i vassdraget har blitt redusert som følge av forbygningene, men er foreløpelig ikke stabilisert på et lavt nivå. Det var forbygningene av Helgåa i Verdalen som viste at erosjonsvern kan ha en betydelig effekt på sedimenttransporten i leirelver. I 1897 førte sideveis erosjon til en løpsforflytning. Elveløpet var i den opprinnelige posisjonen stabilisert av bergterskelen ved Hærfossen. Her hadde elva et fall på ca 35m i fjell. På begge sider av fjellterskelen forsvant fjellet ned i leirmassene. Elva hadde i flere år erodert i en jordrygg ved siden av fossen. Det viste seg at bergrunnen ikke fortsatte i samme høyde til siden for løpet, se fig 25. Etter langvarig nedbør med flom i elva brøt Helgåa gjennom jordryggen 12 september 1893 og i løpet av en times tid hadde elva gravd seg et nytt leie ved siden av fossen (Andersen 1996). Elva skar seg da umiddelbart ca 30 m ned før den kom til et stabilt leie. Denne kraftige senkingen av erosjonsbasis førte til en omfattende erosjon i de påfølgende årene, med tap av mye jordbruksland, fig 26. Det gikk nesten 100 år før erosjonsforbygninger førte til at elveløpet igjen kom under kontroll. Forbygningene hindrer elva fra å komme i kontakt med de mange høye erosjonsskråningene, fig 27. Dette medførte at tilførselen fra sedimentkildene ble sterkt redusert. Da erosjonsforbygningene sto ferdig på midten av 80 – tallet var sedimentkonsentrasjonene sterkt redusert og vannkvaliteten ble bedret. Sannsynligvis er det denne bedringen av vannkvaliteten som har gjort at laksefisket i Verdalselva har tatt seg opp igjen.

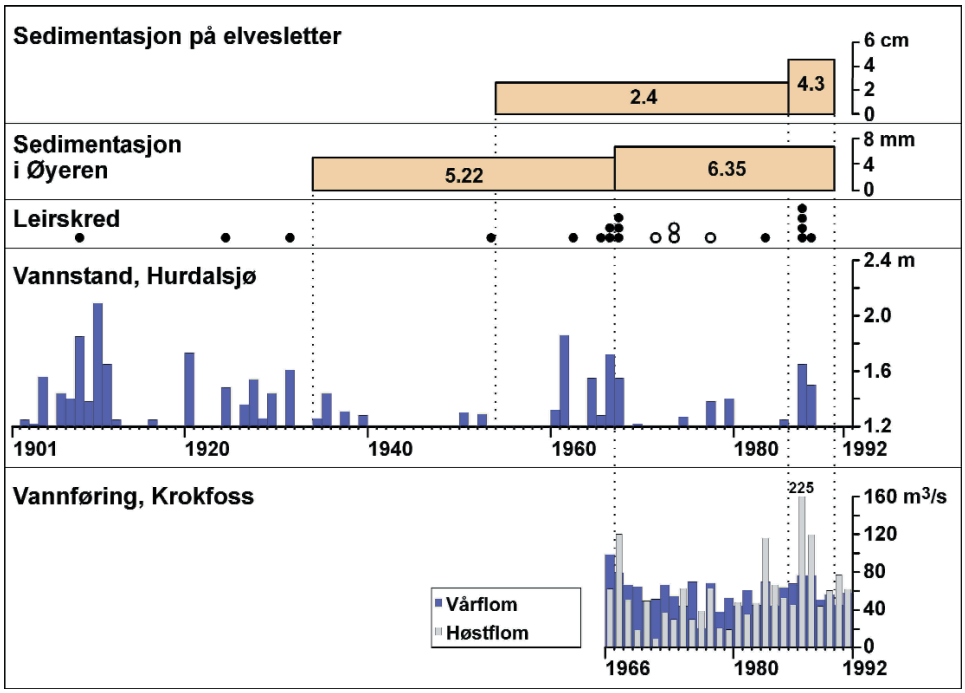

Fig 21. Sammenplotting av flomvannstander i Hurdalssjøen med sedimentasjonsrater fra Leiras elveslette, bunnsedimenter i Øyeren og større skred i Leiras nedbørfelt.

Fig 21. Co-plot of floodwater stages in lake Hurdalssjøen along with sedimentation rates on the river Leira floodplain, lake sediments of the lake Øyeren and major landslides in the drainage basin.

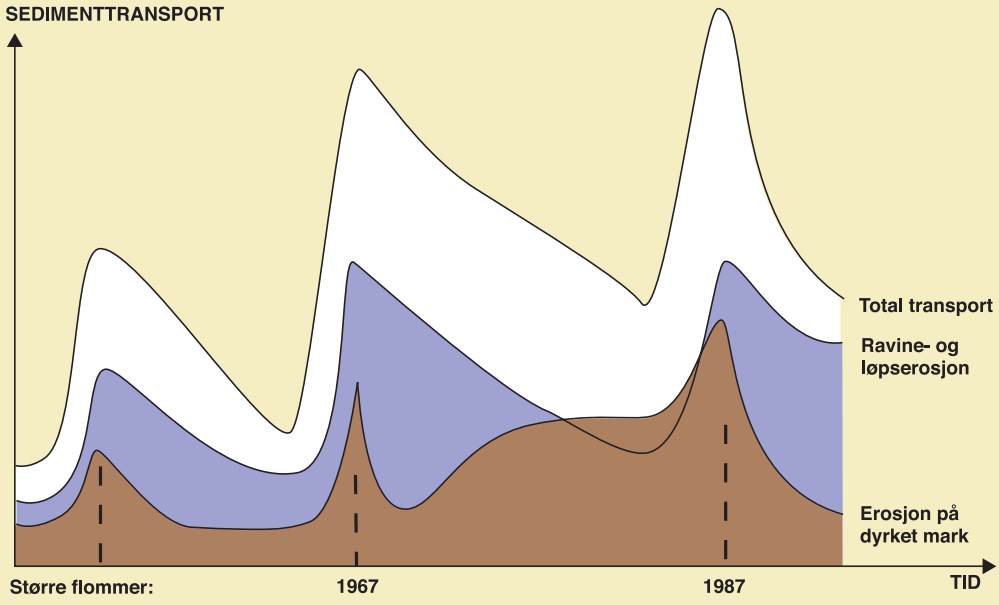

Fig 22 Generell prinsippskisse som viser hvordan den totale sedimentbelastningen kan betraktes som en sum av bidraget fra erosjon i elver og bekker i ravinelandskapet og tilførselen fra dyrket mark.

Fig 22 Hypothetical diagram of long term variations in the sediment budget of the river Leira. The sediment load of the river may be regarded as a sum of the sediment delivery from cultivated land and natural erosion in gullies and river channels.

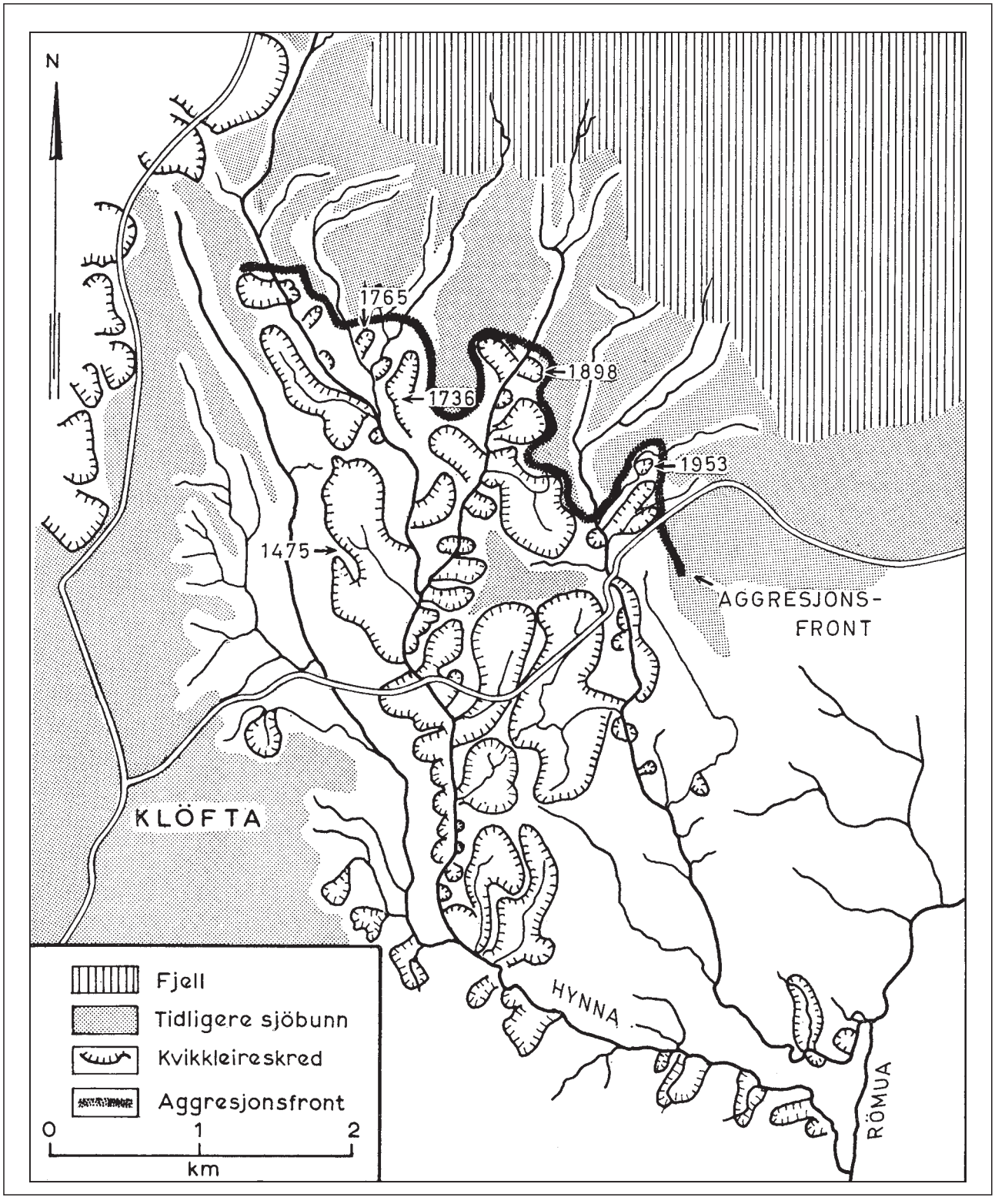

Fig 23. Kart over aggresjonsfronten på Romerike. Agrresjonsfronten skiller etter Bjerrum (1971) mellom det sydlige stabile området og det nordlige ustabile området utsatt for kvikkleireskred på grunn av tilbakeskridende erosjon i elve -og bekkeløp.

Fig 23. Map of the "aggression front" in the Romerike area. The aggression front is according to Bjerrum (1971) the line whitch divides the southern stable area from the northern unstable area susceptible to quick clay slides caused by heavy gully erosion an river channel erosion.

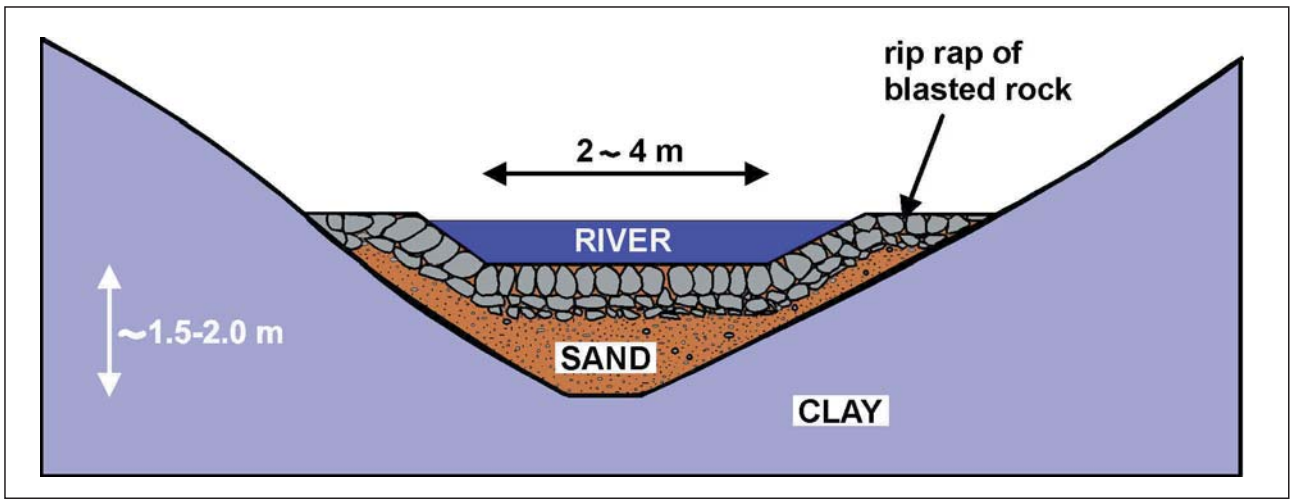

Fig 24. Skisse av erosjonsforbygningene i Gråelva.

Fig 24. Sketch of erosion protection works on the river Gråelva.

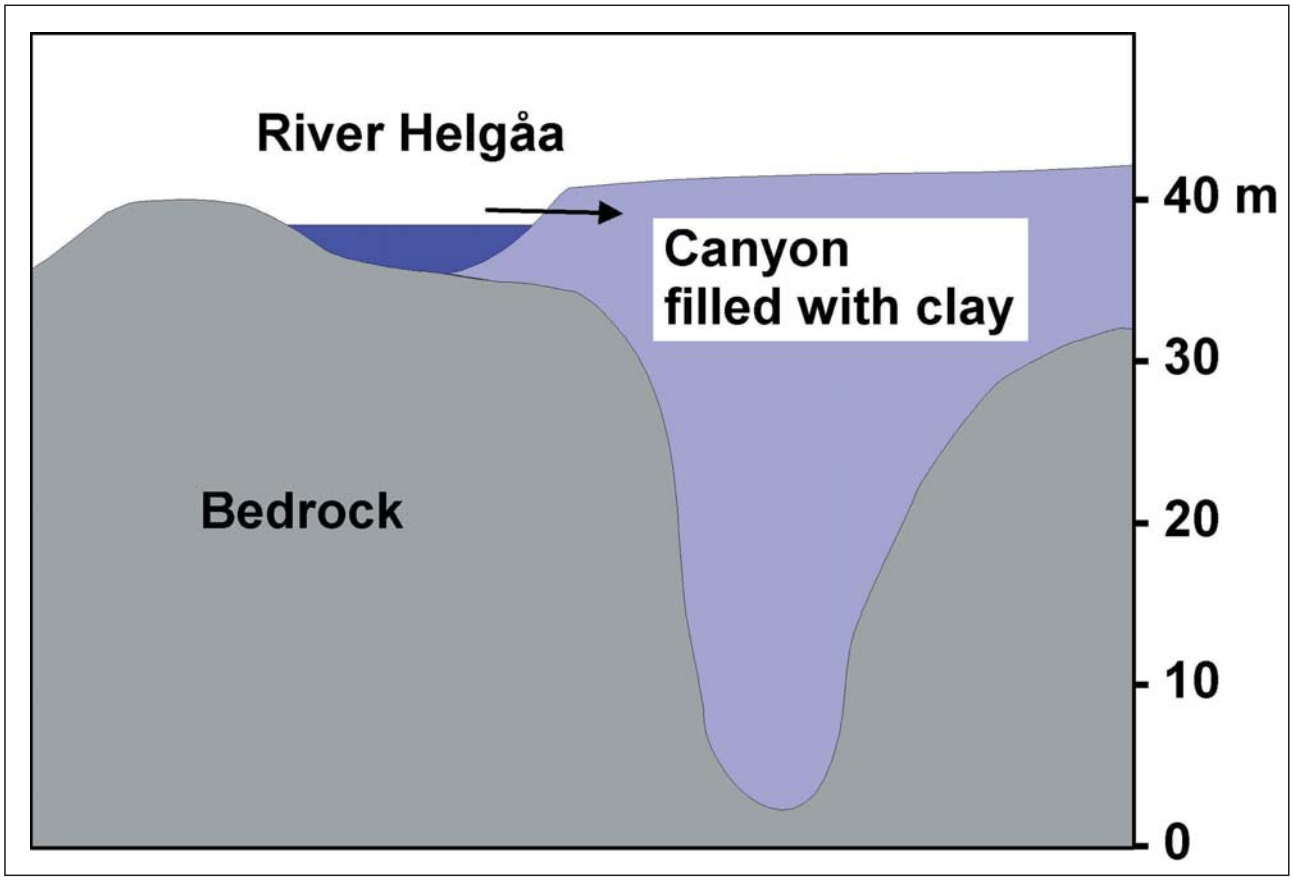

Fig 25. Skisse av den ustabile terskelen i Helgåa.

Fig 25. Sketch of the unstable controlling treshold in the river Helgåa.

Fig 26. Foto av erosjonen i Helgåa etter senkingen av erosjonsbasis i 1897.

Fig 26. Photo of the erosion taking place along the river Helgåa subsequent to the lowering of the erosion base in 1897.

Photo: NVE –archive, 1890ies.

Fig 27. Erosjonsforbygningene i Helgåa i dagens situasjon.

Fig 27. Recent photo of the erosion protection works on the river Helgåa.

Photo: Jim Bogen, june 1989.

3. Sedimentasjons-områdene

3.1 Flommer og likevekt i elveløp. Elvesletter

I alluviale elveløp består bunnen og sidene av materiale som er transportert av elven under nåværende hydrologiske forhold. Alluviale elveløp er i likevekt med fremherskende vannføring og sedimenttransport. Vannføringen når elven går breddfull har vært regnet som den kritiske størrelsen i denne sammenhengen. Breddfull vannføring er ansett som den løpsformende vannføringen, dvs den vannføringen som er bestemmende for utformingen av elveløpets hydrauliske geometri. Hvis hyppigheten av vannføringer som når breddfull øker, kan elveløpet senke seg. Hvis de avtar, kan sedimentasjon med heving av elveløpet inntreffe, fig 28. Endringer i sedimentmengden som tilføres, og sedimentenes kornfordeling har også innvirkning på likevekten. Hvis den tilførte materialmengde øker, vil elveløpet oftest heve seg. Avtar sedimenttilførselen, kan løpet senke seg. Undersøkelser fra USA (Leopold, m.fl 1964, Rosgen 1996) har gitt gjentaksintervaller for breddfull vannføring på 1.3 – 1.7 år. Det har vært generelt antatt at elveløpenes form er bestemt av de moderate, men hyppige flomvannføringene. Det ble også antatt at dette er tilfelle i mange ulike sedimentologiske miljø. I visse typer landskap synes imidlertid også de mer sjeldne ekstremflommene å ha avgjørende betydning. Laponte et. al. (1998) beskriver omfattende løpsendringer i tilknytning til en katastrofeflom som inntraff i juli 1996 i Saguenay regionen i Canada. Omfanget av endringer var avhengig av forholdene på hver enkelt delstrekning. På visse strekninger synes løpsendringene å være av permanent karakter. Maef et. al. (1988) undersøkte skadene etter en stor flom i elven Reuss i Sveits i 1987. Flommen rev opp armeringslaget og forårsaket omfattende løpsendringer med erosjon i elvebreddene. Et armeringslag i elveløpet besto av svært grove steinfraksjoner som kommer fra avsetninger fra istidens breer. Armeringslaget er blitt dannet over tid ved at finfraksjoner har blitt vasket ut av dekksjiktet. Sannsynligvis har det grovkornede armeringslaget vært i bevegelse bare under de aller største flommene som har inntruffet i postglasial tid. Det synes derfor som at hovedtrekkene i elveløpenes hydrauliske geometri i elven Reuss er utformet under ekstremflommer. Mer hyppige flommer av mindre størrelse eroderer ikke i særlig grad. En av hovedbetingelsene for en slik utvikling er at det fins grove fraksjoner i elvesystemet, som er tilgjengelige for transport. I svært mange norske vassdrag er det armeringslag av grovt materiale. Armeringslaget synes imidlertid å være i bevegelse under mer årvisse flommer. Et eksempel er Bøvra (Nordseth 1974, Karlsen og Stene 1978). Store elver kan ha alluviale strekninger langs mesteparten av hovedløpet. I Norge er det imidlertid oftest bare små delstrekninger av elveløpene som er alluviale. Koppangsøyene i Glomma er en slik alluvial avsetning med anastomoserende elveløp. Grundt (1997) har undersøkt løpsendringene i anastomosesystemet som ble forårsaket av ekstremflommen 1995 ved å sammenlikne tverrprofiler som var oppmålt før og etter flommen. Til tross for de voldsomme vannmengdene som passerte var konsekvensene for elveløpene nokså små. Det skjedde vekselvis en erosjon og akkumulasjon av materiale, men utviklingen bryter ikke med den langsiktige trenden hvor det er vist at elveløpene gradvis er i ferd med å bygge seg opp.

Det norske landskapet er utformet av istidens breer. Disse breene har ofte utformet overfordypede basseng langs de store dalførene. De norske vassdragene er derfor ofte sammensatt av en rekke korte alluvialstrekninger som er oppdelt av mellomliggende strekninger hvor elven løper over fast berg. Bergterskeler eller moreneterskeler på disse lokalitetene utgjør ofte alluvialstrekningenes kontrollpunkter. Langs alluviale elveløp er det som oftest en sletter i elvens nivå som er dannet ved erosjon og sedimentasjon av materiale som tilføres med elven. Når elven går over breddfull avsettes det flomsedimenter på elvesletten, fig 29. Når flommene blir ekstremt store kan sterk strømhastighet og høy turbulensintensitet føre til erosjon oppe på elvesletten. Store materialmengder kan da føres videre med elven. Øygarden m. fl.(1996) har undersøkt skader på jordbruksarealene langs Glomma og Gudbrandsdalslågen under storflommen i 1995. Jordbruksarealene ligger hovedsakelig på elvesletter. De påviste både erosjons og sedimentasjonsskader. Erosjonsskadene skjedde både ved kanten og lenger inne på de oversvømte arealene. Skadene opptrer i flere former, avhengig av strømningsforhold og jordas motstand mot erosjon. Matjordlaget kan være bortvasket eller det kan ha utviklet seg dypere erosjonsgroper og renner. Der hvor vannstrømmen fra elva støter mot elvekanten kan det bli så stor erosjonskraft at det oppstår brudd i elvekanten og erosjonsrenner innover jordet. Størst erosjonskraft oppstår ved brudd i flomverk der elvevannet strømmer brått og konsentrert over jordene. Erosjon av det finkornede toppsjiktet avhenger av strømhastighet og motstanden i det øvre laget. Et etablert plantedekke gir god beskyttelse mot erosjon fra strømmende vann. På åkerareal er det av betydning hvor langt planteveksten er kommet. Noen steder ble det bare fjernet noen få cm, andre steder er hele topplaget på 25 – 30 cm borte. Erosjonsrennene ble forårsaket av en stor og konsentrert vannstrøm. Denne skadetypen ga de største enkeltskadene. Områder uten slike skader hadde gjerne en solid forbygning og et kraftig vegetasjonsbelte som forhindret overstrømning av elvesletten. Der hvor det oppsto kraftig turbulens når vannet strømmet over breddene ble det dannet erosjons-

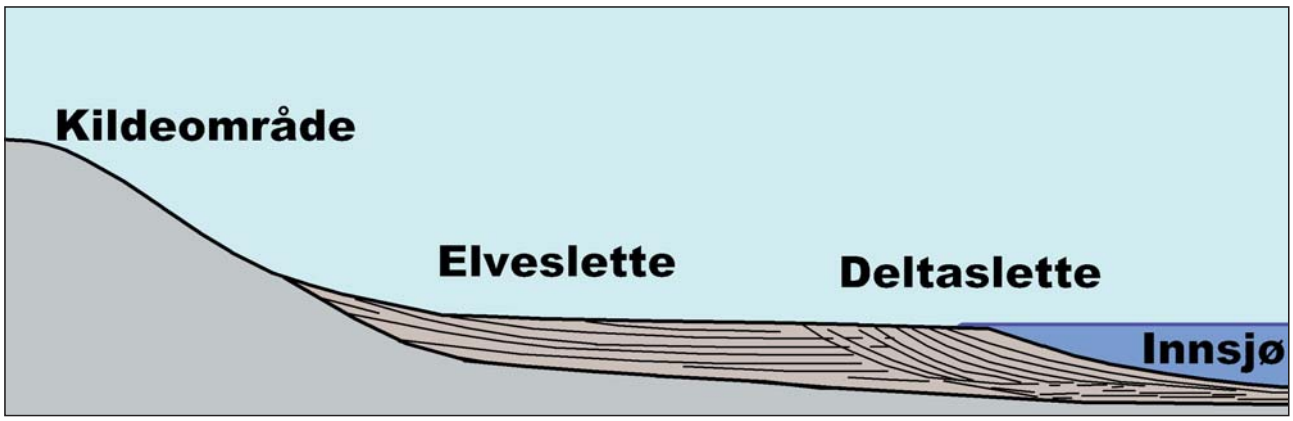

Fig 28. Skisse av et alluvialt elveløp.

Fig 28. Sketch of an alluvial river reach.

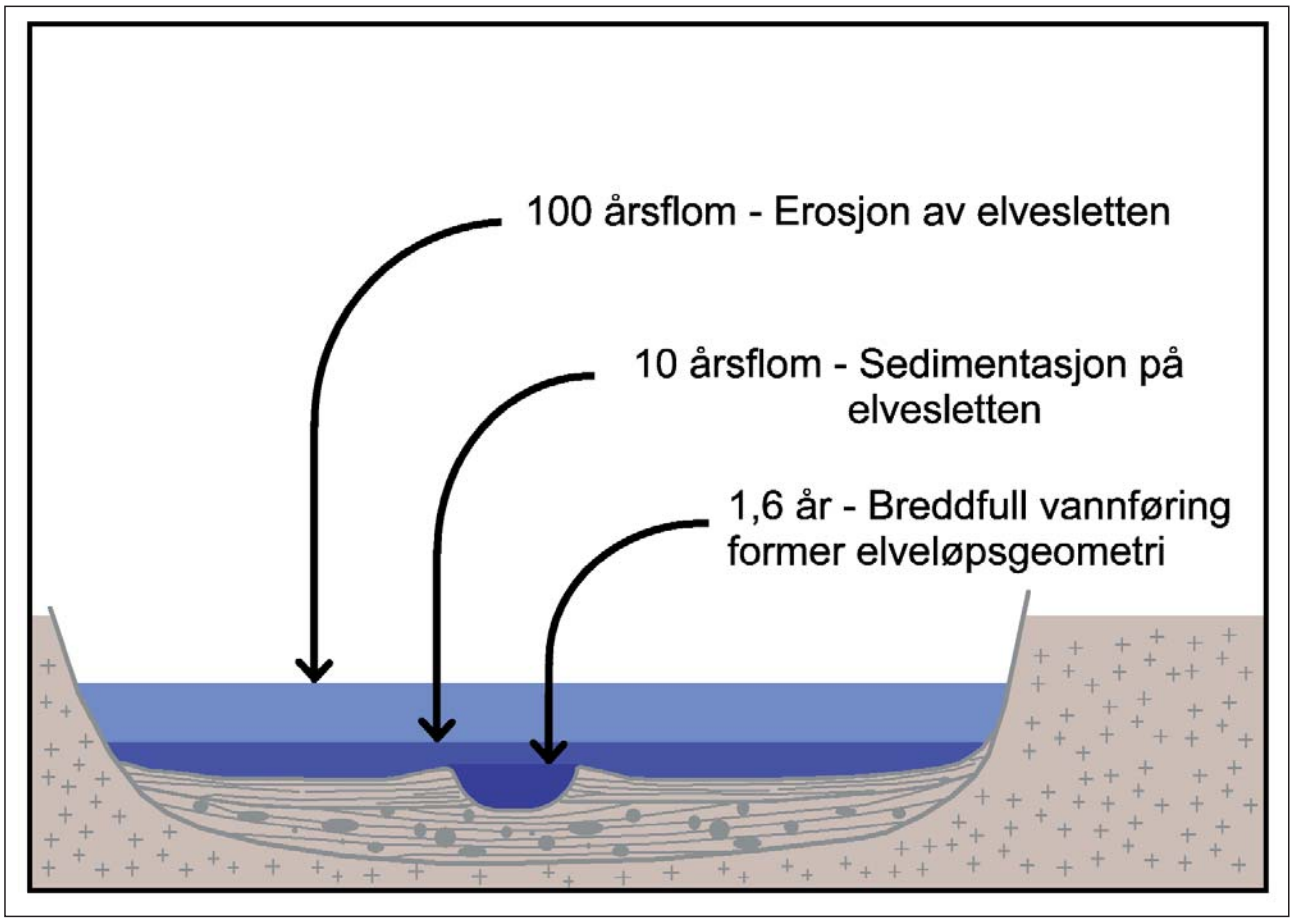

Fig 29. Skisse av en elveslette dannelse.

Fig 29. Schematic diagram of floodplain formation.

groper. Erosjonsgropene er ofte utviklet ved knekkpunkter i terrenget der vannstrømmen setter opp større virvler. Det ble også dannet erosjonsgroper inne på jordene der vannet har strømmet forbi fysiske hindringer som steiner, enkelttrær, buskas, løer, gårdsveier eller gjerder. Ved hydrauliske grunnbrudd har oppadgående vannstrømmer forårsaket krater på jordet. Dette kan skje der vannet ledes gjennom grovere lag i undergrunnen og skaper et overtrykk. Sedimentasjonen på elveslettene under flommen overlagret vegetasjonen og førte også til betydelige skader. På elveslettene langs Glomma var sedimentasjonen variabel. Enkelte steder ble det bare avsatt et tynt lag med sedimenter. Andre steder var det betydelig tykkere avsetninger. Like innenfor krateret ved Lauta i Flisa ble det avstatt sand med opptil 2m tykkelse.

3.2 Materialtransporten i Glomma

Målinger av suspensjonstransporten i Bingsfoss startet opp i forbindelse med flommen i 1995. I etterkant av flommen ble det også etablert målestasjoner i Skjefstadfoss i Glomma og Harpefoss i Gudbrandsdalslågen.
Resultatene viser en markert reduksjon i transporten ved Bingsfoss fra 1995 til 1996. Det ble riktignok ikke tatt systematiske prøver ved Skjefstadfoss og Harpefoss i 1995, men målinger fra Atna under flommen i 1995 (60651 tonn i måleperioden) viser at transporten i øvre deler av Glomma har vært betydelig.

Tabell 1. Vannføring og beregnet minerogen og organisk suspensjonstransport ved Bingsfoss. Antall døgn er antall døgn i måleserien.

Table 1. Runoff (avløp) and computed inorganic and organic suspended sedimenttransport at Bingsfoss in river Glomma. "Ant. døgn" is the number of days of measurements.

År	Ant. døgn	Avløp		Uorganisk sedimenttransport			Organisk sedimenttransport		
		tot. mill m^3	pr døgn mill m^3	tot. tonn	pr døgn tonn	kons. mg/l	tot. tonn	pr døgn tonn	kons. mg/l
1995	365	22524	61.7	755915	2071	33.6	****	****	****
1996	338	14290	42.3	95076	281	6.7	12367	36.6	0.9
1997	347	19690	56.7	709940	2046	36.1	51137	147.4	2.6

Tabell 2. Vannføring og beregnet minerogen og organisk suspensjonstransport ved Skjefstadfoss. Antall døgn er antall døgn i måleserien.

Table 2. Runoff (avløp) and computed inorganic and organic suspended sedimenttransport at Skjefstadfoss in river Glomma. "Ant. døgn" is the number of days of measurements.

År	Ant. døgn	Avløp		Uorganisk sedimenttransport			Organisk sedimenttransport		
		tot. mill m^3	pr døgn mill m^3	tot. tonn	pr døgn tonn	kons. mg/l	tot. tonn	pr døgn tonn	kons. mg/l
1996	191	4236	22.2	29054	152.1	6.9	5468	28.6	1.3
1997	171	5682	33.2	135596	793.0	23.9	10762	62.9	1.9

Tabell 3. Vannføring og beregnet minerogen og organisk suspensjonstransport ved Harpefoss. Antall døgn er antall døgn i måleserien.

Table 3. Runoff (avløp) and computed inorganic and organic suspended sedimenttransport at Harpefoss. "Ant. døgn" is the number of days of measurements.

År	Ant. døgn	Avløp		Uorganisk sedimenttransport			Organisk sedimenttransport		
		tot. mill m^3	pr døgn mill m^3	tot. tonn	pr døgn tonn	kons. mg/l	tot. tonn	pr døgn tonn	kons. mg/l
1996	267	4911	18.4	25072	93.9	5.1	4506	16.9	0.9
1997	362	7829	21.6	157405	434.8	20.1	14100	39.0	1.8

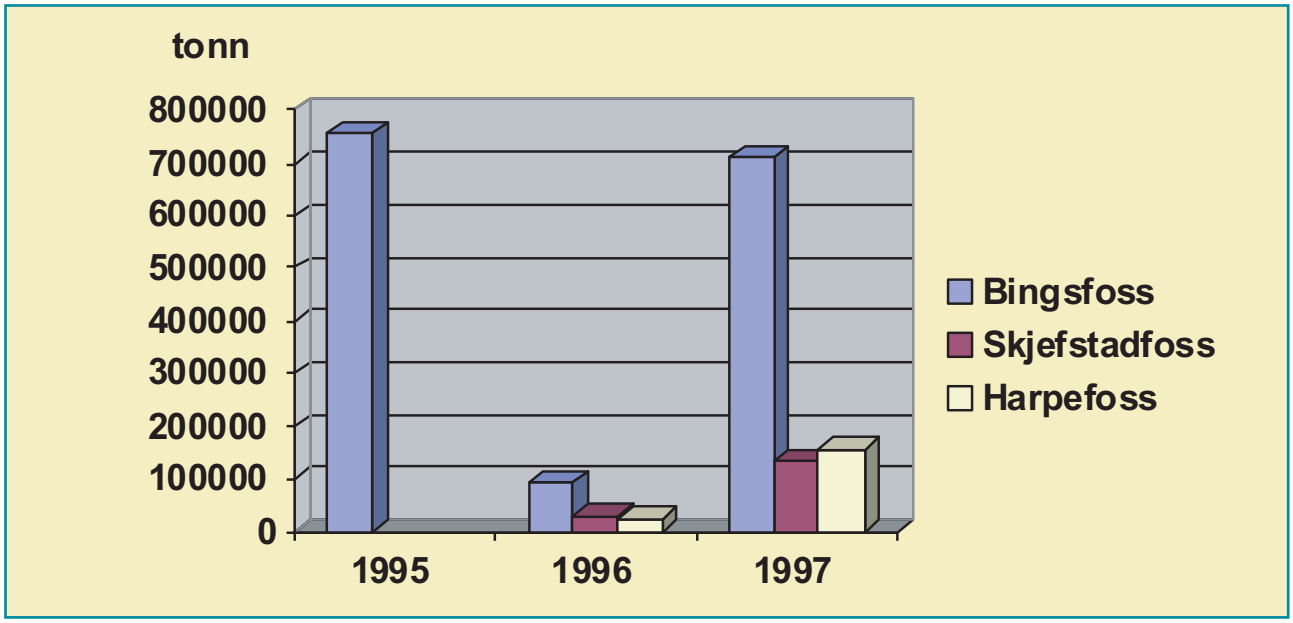

Fig 30. Årlig suspensjonstransport i Glomma /Lågen ved målestasjonene Bingsfoss, Skjefstadfoss og Harpefoss i årene 1995 – 1996 og 1997.

Fig 30. Annual suspended sediment transport in river Glomma/ Lågen at the monitoring stations Bingsfoss, Skjefstadfoss and Harpefoss during the years 1995 – 1996 and 1997.

I 1997 ble det registrert en markert økning i suspensjonstransporten. Ved Bingsfoss var totaltransporten for hele året på det samme nivå som under flomåret 1995. Det ble også registrert markerte økninger i Skjefstadfoss og Harpefoss fra 1996 til 1997, se fig. 30. Etter et år med betydelig mindre avløp var det adskillig større avrenning i 1997. Dette gjelder både i Glomma og Lågen. Avrenningen var riktignok ikke fullt så høy som i 1995, men relativt høye vannføringer utover sommeren og høsten førte til at totalavløpet ikke ble så mye mindre enn i 1995, se tabell 1-3.

3.3 Partikkelbunden stofftransport

En rekke nærings- og giftstoffer er bundet til partikler. Tungmetaller fra gruvedrift eller annen industri kan være sedimentert i elveløp og på elvesletter. Intens erosjon under ekstremflommer kan bringe slike partikkelbundne forurensninger i bevegelse.
Elveslettene representerer områder som er svært utsatt for å bli påvirket av slike forurensninger. Når materiale avsettes på elveslettene under en flom, dannes det nær horisontale lag over nivået for elvens middelvannføring. Siden yngre sedimenter overligger eldre, kan de øverste lagene inneholde forurensninger fra industri eller fra urbane områder, mens sedimentene dypere ned kan reflektere naturlige forhold før forurensningene startet, Ottesen et. al. (1989). Avgang fra molybdengruvene i Knaben er et slikt eksempel fra Norge. Deponiene ble her erodert under flommer. Dette har ført til at elveslette –sedimentene fra før gruvedriften startet i 1918 har en konsentrasjon av molybden på 2.6 mg/kg, mens de i nyere tid har et midlere molybdeninnhold på 137

mg/kg(Langedal et al 1996) Samme forhold er påvist for mange europeiske land (Bølviken et. al 1993,1996) Konsentrasjonen av de partikkelbundne tungmetallene kobber, sink, kadmium og bly (se fig. 31) økte betydelig på målestasjonen ved Sarpsborg under flommen i Glomma i 1995 og avtok til normale verdier da Østerdalsflommen var over (Holtan og Holtan 1996). Sannsynligvis stammer en vesentlig del av tungmetallene fra gruvevirksomheten i Røros og Folldal – området. Kvikksølvkonsentrasjonene er sterkt varierende. Høye verdier (opp til 6 ng Hg/l) da flommen var på det høyeste tyder på betydelige tilførseler bundet til erosjonsmateriale, men verdiene var også høye på ettersommeren da flommen var over. Dette tyder på tilførsler til de nedre deler av vassdraget i denne perioden.

3.4 Sedimentasjon på deltaet i Nordre Øyeren

Deltaet i Nordre Øyeren er hovedsakelig bygget opp av sedimenttransporten i Glomma. Bunntransporten i Glomma består av sand og fin grus, mens suspensjonsmaterialet består av silt og leire. Noe sedimenter tilføres også fra de mindre elvene Leira og Nitelva. Under flommen i 1995 ble det gjort målinger av flomsedimentasjonen på deltasletten. Vannstanden i Øyeren er regulert og ligger på 4.80m (kote 101.5) fra april og fram til desember. Under flommen kulminerte imidlertid vannstanden på 104.37 Dette medførte at hele deltasletten ble oversvømmet slik at det ble avlagret betydelige mengder flomsedimenter, fig 32 og fig 33. I visse områder ble det sedimentert opp mot 30 cm under flommen. Pålagringen var størst i områder hvor den laterale hastigheten avtok raskt. Dette var tilfelle i den østre delen av deltaet. På Årnestangen var strømhastigheten sterk og sedimentasjonen ble liten, mindre enn 5 cm. Langs Glommas hovedløp ved Ljushaugsand ble avsatt betydelige mengder materiale. Stedvis kan det dreie seg om mektigheter på opp mot 1m. I visse områder forekom overstrømning slik at bunntransporten ble ført opp på elvebreddene. Vannstanden i Øyeren er en viktig variabel i deltaets utvikling som er avgjørende for hvor det tilførte materialet blir sedimentert. I den naturlige tilstanden, før 1860, varierte vannstanden langt mer enn når reguleringene ble iverksatt. Dette førte til at bunntransporten ble ført helt frem til deltafronten. Reguleringene førte til at bunntransporten stopper opp lenger opp i hovedløpet enn tidligere. Øya midt i Glommas hovedløp ved Årnestangen er et resultat av langvarig sedimentasjon av bunntransportert materiale i dette området. Under store flommer flyttes sedimentasjonsområdet oppstrøms.

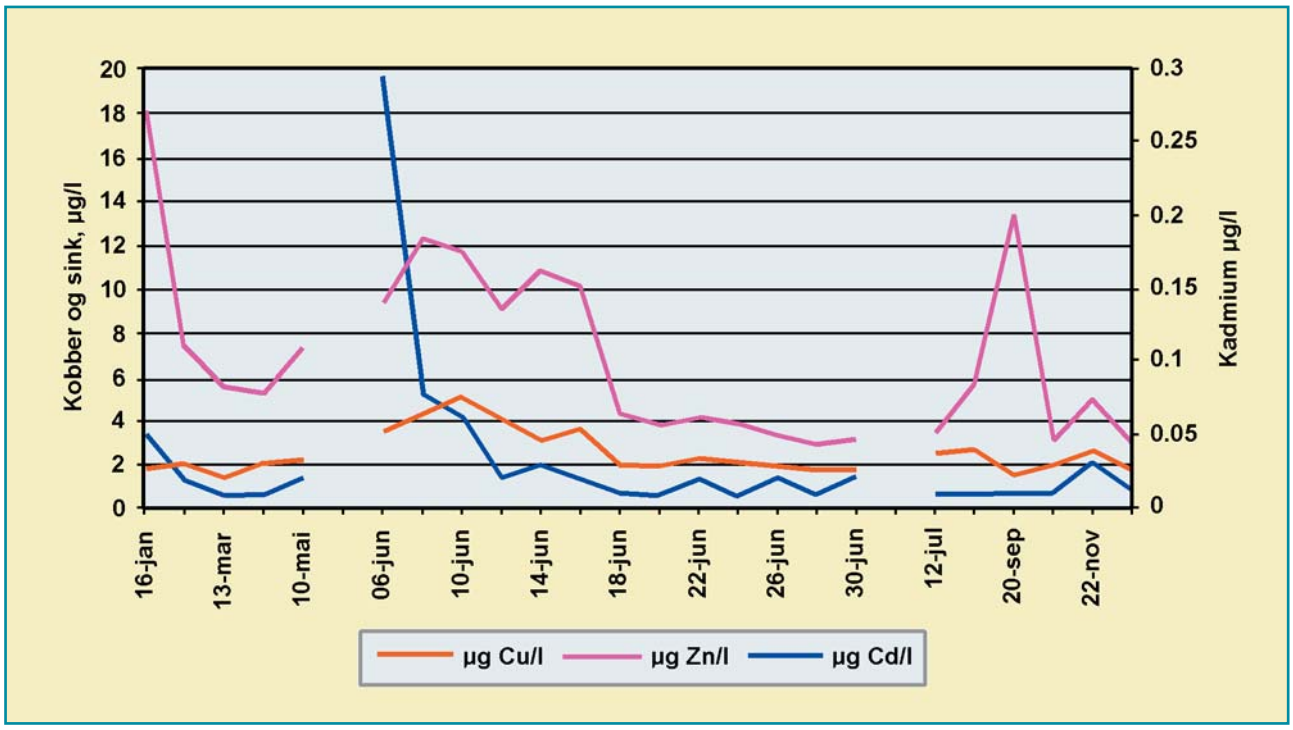

Fig. 31. Konsentrasjon av Kobber (Cu), Sink (Zn) og Kadmium (Cd) i Glomma ved Sarpsfossen under flommen i 1995.

Fig. 31. Concentration of Copper(Cu), Zink(Zn) and Cadmium(Cd) in the river Glomma at Sarpsfossen during the 1995 flood.

Fig 32. Foto av flomsedimenter avlagret under flommen i 1995 på Glommas delta i Øyeren.

Fig 32. Photo of overbank sediments deposited on the delta plain of the Glomma delta in lake Øyeren during the 1995 flood.

Photo: Jim Bogen, June 1995

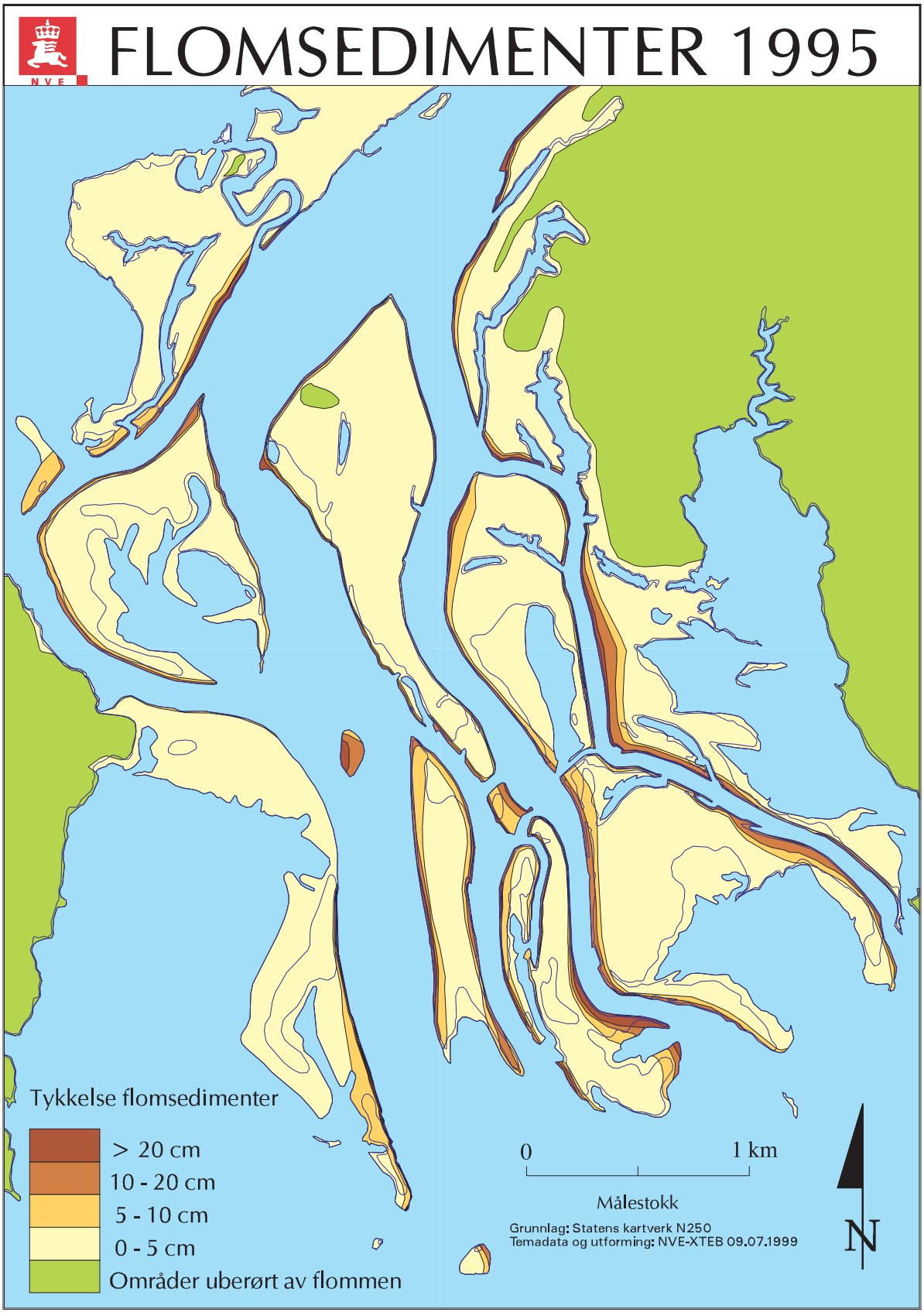

Fig 33. Kart over flomsedimenter som ble avsatt på Glommas delta i Øyeren under flommen i 1995.

Fig 33. Map of the sediment accretion rate of overbank sediments on the delta plain in lake Øyeren during the 1995 flood.

4. Regulerte vassdrag

4.1 Overløpsflommer og langtidseffekter av reguleringer

I regulerte vassdrag blir vannføringsregimet utsatt for store endringer. Hyppigheten av de store flommene reduseres og i mange tilfelle forsvinner de helt. Elva får da redusert kapasitet til å transportere materiale. Når det kommer inn sedimenter fra sideelver kan de da bli liggende i elveløpet. Hvis det en sjelden gang kommer en overløpsflom vil det være større mengder materiale tilgjengelig for transport. I den regulerte Elvegårdselv i Skjomen, ble det registrert at en overløpsflom i 1993 transporterte ekstremt store mengder suspenderte sedimenter. I årene 1992 og 1994 var det ingen store flommer. Middeltransporten for de to årene var på 2122 tonn/år. I 1993 ble det derimot transportert 242 958 tonn suspenderte sedimenter. Noe av dette materialet kan komme fra et flomskred som ble utløst av den intense nedbøren under flommen. Omfanget av flomskredet er imidlertid begrenset. Det synes derfor å være sannsynlig at en betydelig del kommer fra løpserosjon av materiale som tidligere har blitt avsatt i elveløpet. Målingene i Skjomen viser at sedimenttransporten kan bli svært høy under overløpsflommer. I regulerte vassdrag er vannføringsregimene preget av lavvannsføringer. Plutselige overløpsflommer kan derfor få betydelige biologiske virkninger. En biologisk undersøkelse av et terskelbasseng i den regulerte elva Ekso før og etter en overløpsflom i 1989 (Fjellheim, m.fl 1993) viste at tettheten av bunndyr ble sterkt redusert på grunn av flommen. Tettheten av to forskjellige arter chironomider falt fra 4400 til 170 individer/m^2 og 876 til 2 individer/m^2 etter overløpsflommen..

Hvis en regulering har ført til redusert transportkapasitet i hovedvassdraget, men ikke i materialførende sideelver, vil dette materialet ikke føres videre. Opphopning av materiale kan føre til at elvebunnen heves. I Fortunselv i Sogn har det blitt dokumentert en slik utvikling (Fergus 1993, 1997). De første reguleringene ble iverksatt i 1953 og har stadig blitt utvidet. Reguleringen førte i første rekke til en reduksjon av flommene i vassdraget. Etter hvert ble det registrert en permanent heving av elveløpet, og deretter hyppigere oversvømmelser av elvesletten. Oppmålinger av i alt 47 tverrprofiler i 1973, 1989 og 1995 viste en netto akkumulasjon av 12 000 m^3 stein og grus langs en 1.6 km lang strekning. På de øvre deler av strekningen hevet elveløpet seg så mye som 1.5 m, fig 34. I de nedre deler senket løpet seg. Elven har her erodert sideveis slik at breddene har rykket tilbake så mye som 30 m. En beregning av vannlinjene i 1973 og 1989 med HEC – 2 modellen, viste at vannivået har blitt hevet med 0.6 m ved lavvannsføring i de øvre deler av profilet. Dette tilsvarer en vannføring på 20 – 30 m^3/s.

Oversvømmelser av elvesletten inntreffer derfor ved stadig lavere vannføring. I dag oversvømmer elven breddene ved 80 – 90 m^3/s mens det skjedde ved 110 – 120 m^3/s i 1973. Det er forventet at Jostedøla og flere andre vassdrag også vil gjennomgå en liknende utvikling. I følge I. Sægrov (pers medd.) er det gjerne etter en stor flom i sideelvene at elvebunnen heves i de regulerte vassdragene. Under lave og midlere vannføringer fører sideelvene ofte lite sedimenter inn i vassdraget. Flommer har derfor betydning for sedimentbalansen i regulerte vassdrag. En slik økning av flomhyppigheten som et resultat av vassdragsreguleringer, er en parallell til den økningen av oversvømmelser og skadeflommer som forekom i breelvene rundt Jostedalsbreen under "den lille istid". I begge tilfeller er det pålagring av sedimenter som på sikt fører til oversvømmelser og løpsendringer.

Som et tiltak for å begrense skadeflom rundt Øyeren og nedre deler av Glomma under ekstremflom er det blitt foreslått å lage en flomtunnell mellom Øyeren og Oslofjorden. Miljøkonsekvensene av denne flomtunnelen er vurdert av Bogen og Bønsnes (1996). Flomtunnelen som skulle avlede vannmassene i Glomma under toppflommen og dermed redusere flomskadene. Forskjellige alternativer til lukemanøvrering ble diskutert. Under ekstremflommer må det forventes en betydelig erosjon i deltaområdet. Når vannstanden stiger til kote 106.5 i Øyeren overtoppes flomvollen ved Lillestrøm. Hvis flomtunnellen åpnes ved denne vannstanden er det ikke sannsynlig at dette vil forsterke erosjonen fordi fallet på Glomma når den strømmer inn i Øyeren forblir lavt. Under flommen i 1995 kulminerte flommen på kote104.3. Hvis flomtunnellen åpnes ved kote 103 hvor øyene i deltaet oversvømmes vil gradienten og strømhastigheten i elveinnløpet bli høyere enn hva den hadde vært uten en senkning av vannstanden. Erosjonen i deltaet vil kunne øke sterkt i en slik situasjon og overstige intensiteten under et mer naturlig flomforløp.

4.2 Materialtransport under en dambruddsflom

Den 17 mai 1976 brast fyllingsdammen i Roppatjern. Dammen ligger på kote 830. Elven Roppa faller forholdsvis bratt ned mot Gausa. Roppa har i tidens løp lagt opp en vifte mot Gausa med rotpunkt på kote 300. Flodbølgen forårsaket en utspyling av masser som for en stor del ble akkumulert på vifta. Etter en befaring i etterkant av flommen ble det klart at volumet av løsmassene var større enn omfanget av erosjon i området umiddelbart nedenfor dammen. Årsaken var at den ekstreme vannføringen utløste et bergras nede i gjelet

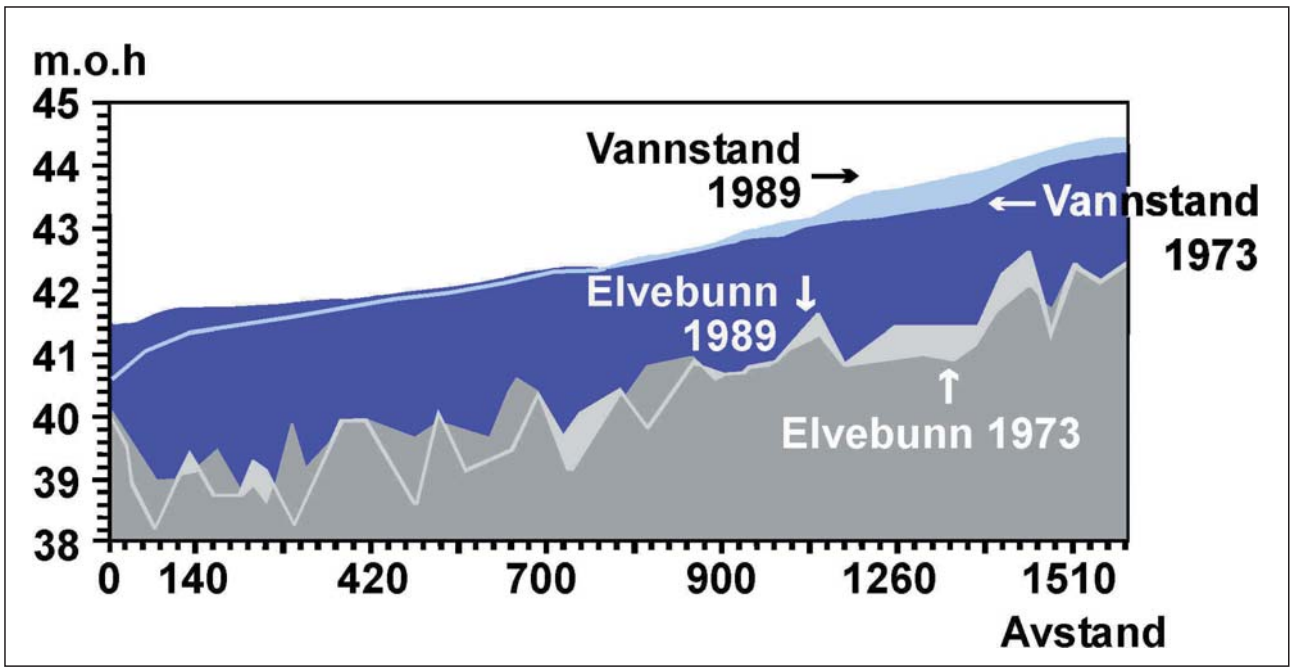

Fig 34. Lengdeprofiler i Fortunelv fra 1973 og 1989 viser et aggraderende forløp (fra Fergus 1993).

Fig 34. Longitudinal profiles of the river Fortunelv from 1973 and 1989, indicating channel aggradation (from Fergus 1993).

ovenfor vifta, fig. 35. Bergraset tilførte store mengder blokkmateriale som ble ført med flodbølgen. Blokkene synes å knuse ganske raskt ned til mindre fragmenter. Mesteparten av materialet ble pålagret på vifta. Det skjedde også en omforming av elveløpet lenger ned i vassdraget. Ved Brubakken, ca 5 km nedenfor vifta, senket elveløpet seg så mye at fundamentet på en bro ble ødelagt. Dambruddet i Roppa viser at store flommer kan utløse bergras hvis forholdene ligger til rette for det. Det ble også observert at flommen i Jostedøla i 1979 førte til mindre utrasninger i fast berg i gjelene. Vannmassenes bevegelse under en stor flom kan sette opp krefter som spyler ut materiale som har vært frempreparert av forvitringsprosesser over lange tidsrom. Det er svært lite av materialtransporten i norske vassdrag som er tilført fra fysiske forvitringsprosesser. Dette må forventes å endre seg under ekstremflommer. Tilgangen på løsmateriale fra fysisk forvitring i fast fjell kan forventes å øke sterkt under slike flomforhold.

4.3 Flommen i Rombakselv i 1959

Høsten 1959 inntraff en nedbørflom i Rombakselva ved Katterat i Nordland. Flommen var ikke av ekstrem størrelse og det var ikke ekstreme nedbørmengder i området. Det ble allikevel til omfattende erosjon langs Rombakselva. Ofotbanen krysser Rombakselva på en steinfylling, fig 36. Kulverten ble tettet av en tømmervase slik at en sjø ble demt opp bak jernbanefyllingen. Innsjøen fikk en utstrekning som vist på fig 37. Da jernbanefyllingen brast gikk en flodbølge på anslagsvis 880 000 m^3 ned elveløpet og forårsaket omfattende erosjon og sedimentasjon. Elva passerer en terrasse med mektighet på ca. 40 m. Estimater fra flybildetolkninger og befaringer viser at ca. 54 000 m^2 av terrassen ble erodert vekk under flommen. De utvaskede massene er anslått til å utgjøre ca 1 million m^3. Nedstrøms terrassen er et område på ca 48 100 m^2 erodert. Dette tilsvarer ca 0.5 millioner m^3. Anslagsvis har flommen totalt erodert 1.5 millioner m^3. Flyfoto fra 1978 og 1990 viser at elva har skjært seg ned i nedre del av elvesletten. Sannsynligvis har en nedskjæring også funnet sted i tiden før flommen. Deltafronten ligger på omtrent samme sted, men i 1978 det er tegn til tilbakeskridende erosjon. Ravinelignende former sees sentralt, mens elva fører ut materiale ved sidene. I 1958 er mønsteret det samme, men deltafronten er jevnt konkav. Tilførsel og erosjon antas derfor å være i likevekt. I 1990 er det spor etter grusuttak ved deltafronten. Deltafronten ligger i 1990 på det meste 110 m lenger bak posisjonen i 1959. Konklusjonen av ovenstående observasjoner er at det meste av materialet fra flommen ble avsatt som topplag på deltasletten og nedre del av elvesletta, mens selve utstrekningen av deltaet forble nesten uforandret. Avsetningsområdet er omtrent 500 000 m^2 som gir en gjenomsnittlig pålagring på 3 m ved en tilførsel på 1.5 millioner m^3. Noe av materialet kan være ført videre i suspensjon, og i noen grad som bunntransport. Estimatet kan derfor være noe for stort, men det viser en anslagsvis størrelsesorden. Flyfoto fra 1958 viser flere eldre, buede erosjonsformer til side for elva og til dels i

Fig 35. Foto av bergraset som ble utløst i gjelet nedenfor Roppatjern-dammen 17 mai 1976.

Fig 35. The large magnitude rockfall caused by the Roppatjern dam burst 17 May 1976.

Photo: Jim Bogen, June 1976.

Fig 36. Foto tatt i august 1998 av kulverten som ble tettet og jernbanefyllingen som demte opp Rombakselv i 1959.

Fig 36. Photo of August 1998 of the culvert that had been clogged and the railway embankment which then dammed the river Rombakselv in 1959.

Photo: Jim Bogen.

stor avstand fra denne. Flere av disse er bevart også etter flommen og de viser at elva har vært utsatt for større flommer og skifte av elveløp også tidligere. Et relativt bredt område langs løpet er fritt for vegetasjon. Et forgrenet elveløp på nedre deler av deltasletta og erosjonen i deltaet tyder på høy materialførsel. Erosjonssåret fra flommen i 1959 er på det meste ca. dobbelt så bredt som den vegetasjonsfrie sonen i 1958. Ut i fra bildene er det ingen tegn til reetablering av vegetasjon mellom 1978 og 1990. Da lokaliteten ble befart i 1997, var imidlertid vegetasjonenen begynt å få fotfeste. Det er ikke avløpsmålinger i Rombakselv så det er ikke mulig å angi hvor stor flodbølgen var i forhold til en ordinær flom i vassdraget. Hendelsene illustrerer imidlertid hvordan erosjon og sedimentasjonsprosessene kan forløpe under en ekstremt stor flom i et vassdrag. Det viser også hvordan menneskeskapte konstruksjoner og innretninger i vassdragene kan forsterke flommen under ugunstige forhold.

4.4 Målinger i Alta og Gaula under flommen i 1996

Under vårflommen i 1997 ble det foretatt målinger av suspensjonstransporten i Gaula ved Haga bru i Sør-Trøndelag og ved to lokaliteter i Altaelva i Finnmark. I det følgende er det gitt et utdrag av måleresultatene slik de er beskrevet av Elster(1998). Nedbør og avsmelting fra fjellområdene førte til flomvannføringer av størrelsesorden 5-10 års gjentaksintervall. Totalt i juni falt det fra 40% til 90% mindre nedbør enn normalt i denne delen av landet (Engen, 1997). Enkelte steder lengst nord lå det imidlertid fremdeles store mengder snø i lavlandet da temperaturen steg. Dette førte til stor avsmelting på fjellet og i lavlandet samtidig. Til tross for at det ikke falt nedbør, ble det i enkelte vassdrag i Finnmark registrert flommer med gjentagelsesintervall på 100 år eller mer, eks. Stabburselva, Lakselva og Tverrelva. Også i Eibyelva og enkelte vestlige sideelver til Tana ble det

rapportert om ekstreme vannføringer. I hovedvassdragene Alta og Tana ble det registrert vannføringer med fem års gjentagelsesintervall. Også i Laksåa og Vefsna i Nordland, samt Driva og Gaula ble det registrert store vannføringer som resultat av ren snøsmelting (Engen, 1997).

Gaula

Gjentaksintervallet til vårflommen i Gaula i 1997 ble beregnet til ca 5 år. Kulminasjonsvannføringen 8 juni var på 1355 m^3/s med en suspensjonskonsentrasjonen på 410,7 mg/l uorganisk materiale. Høyeste konsentrasjon ble imidlertid målt noen timer senere (424,4 mg/l). Sunspensjonstransporten i løpet av flommen var på 69219 tonn uorganisk materiale. I 1975 og 1976 ble det foretatt en undersøkelse av suspensjons- og bunntransporten i Gaula (Bulgurlu, 1977). Maksimumsvannføringen under vårflommen i 1976 var på samme størrelse som under vårflommen i 1997. Suspensjonstransporten ble da målt ved Valdum bru, ca. 10 km nedstrøms Haga bru. Maksimumskonsentrasjon av suspenderte partikler i 1997 var imidlertid høyere enn i 1976 (237,6 mg/l), men både konsentrasjonen og transporten forøvrig var av samme størrelsesorden som under 1976-flommen.

Altaelv

Vannføringen i Altaelv ved Kista under vårflommen i 1997 hadde et gjentaksintervall i størrelsesorden 5-10 år. I Eibyelva som er en sideelv til Alta, ble det gjort observasjoner som kan tyde på vannføringer med langt større gjentaksintervall enn ved Kista. På grunnlag av disse observasjonene kan det antas at flommen i de nederste delene av Altaelva var relativt større enn i de øvre deler oppstrøms samløpet med Eibyelva (ved Masi antas flommen å være av størrelse 5-års gjentagelsesintervall). Ved Kista er høyeste vannføring under flommen registrert 12. juni 966 m^3/s. Høyeste konsentrasjon av suspendert materiale ved Detsika er målt til 11,4 mg/l uorganisk materiale. Vannføringen var da på 841 m^3/s og fremdeles stigende. Resultatene viser lave konsentrasjoner av suspendert materiale ved svært høye vannføringer i denne delen av Altavassdraget. Suspensjonstransporten i løpet av flommen var på 4 064 tonn uorganisk materiale. Det er også foretatt suspensjonsmålinger i Altaelva ved Kista i perioden 1982 -1994. De høyeste konsentrasjonene som ble målt i 1997 var lavere enn de høyeste konsentrasjonene målt på 1980-tallet under flommer med maksimumsvannføring større enn 800 v/s. Utbyggingen av Alta – vassdraget førte altså til lavere konsentrasjoner under store flommer. Sannsynligvis er det erosjonsforbygningene langs vassdraget som er årsaken til dette. På 1990-tallet er det ikke tidligere foretatt målinger av sedimentkonsentrasjoner på flommer større enn 800 m^3/s. Flommen i 1997 er den eneste store flommen hvor sedimenttransporten er målt etter at utbyggingen var helt ferdig. Ved forbygningen nedstrøms samløpet med Eibyelva var er de målte konsentrasjonene under flommen i 1997 høyere. Den høyest målte konsentrasjonen av uorganisk materiale ble målt til 51,8 mg/l. Sporadisk prøvetaking ved forbygningen i perioden 1982-1992 viser tilsvarende variasjon i sedimentkonsentrasjoner som det som er målt i 1997. Den største forskjellen i vannføring på prøvetakingsstedet ved forbygningen og ved Kista utgjøres av tilførselen fra Eibyelva. For å beregne suspensjonstransportens størrelse ble totalvannføringen bestemt ved å beregne vannføringen i Eibyelva og deretter summere denne med vannføringen målt ved Kista. Sunspensjonstransporten ble beregnet til 17 787 tonn uorganisk materiale. Transporten av uorganisk materiale er imidlertid firedoblet på strekningen fra Kista til forbygningen. Årsaken til dette er trolig å finne ved å se på sedimentkildene langs elveløpet oppstrøms målepunktet. Løsmassene i områdene på strekningen opp til Kista består av en del større glasifluviale terrasser. Disse løsmassene inneholder i følge beskrivelsen også en god del finsand og silt. (NGI, 1973, Dahl og Korbøl, 1986). Erosjon i dette materialet er trolig årsaken til den markerte økningen i suspensjontransporten nedstrøms Kista.

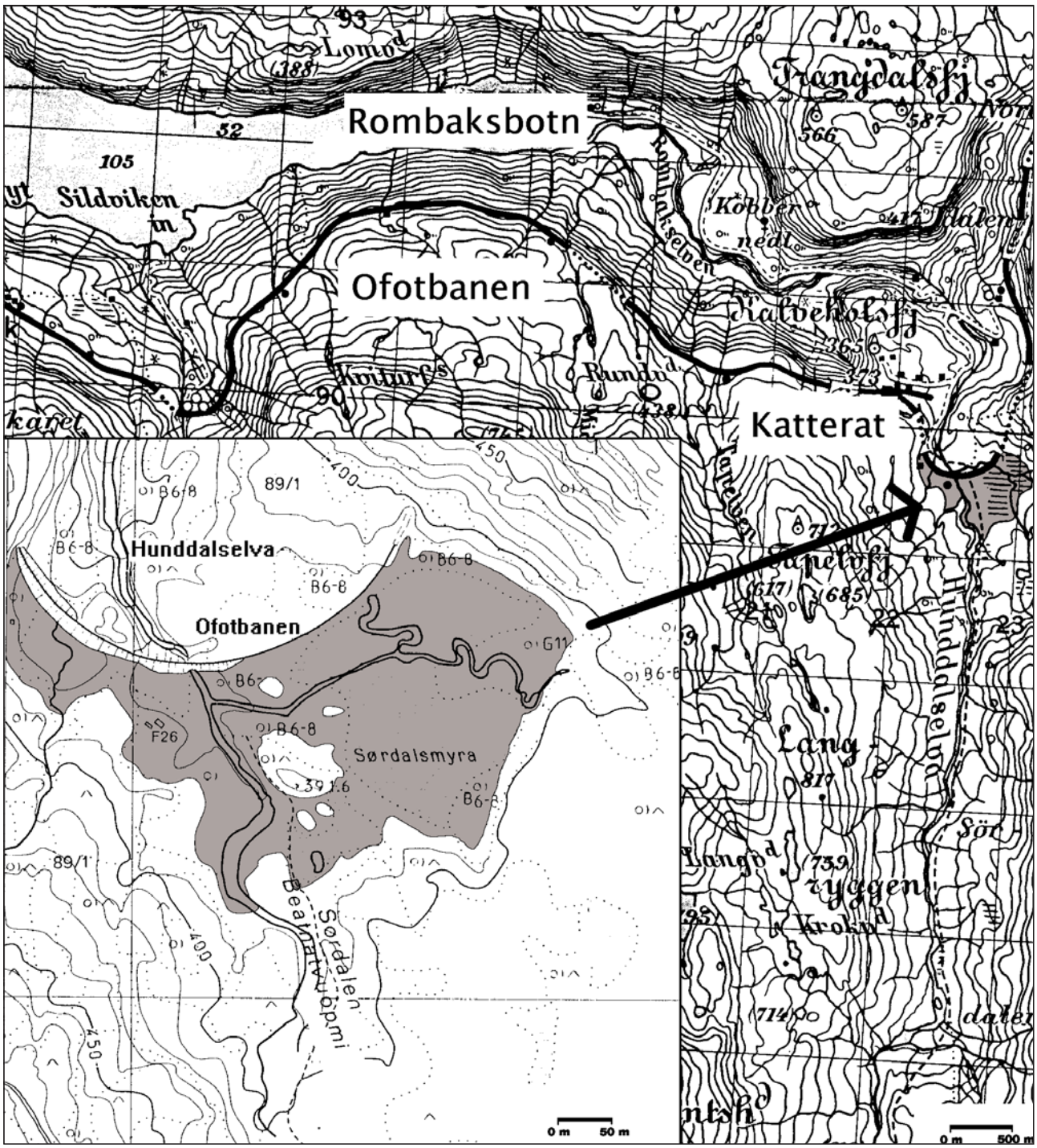

Fig 37. Kart over den oppdemte sjøen.

Fig 37. Map of the dammed lake.

5. Sammenfattende diskusjon

Vassdragene er dynamiske systemer hvor materiale hele tiden transporteres fra erosjonsområdene til sedimentasjonsområdene. Denne materialstrømmen medfører at sedimentene i elveløpene stadig skiftes ut. Elveløpene opprettholder imidlertid hovedformen under de årvisse flomvannføringene. Det er generelt antatt "breddfull vannføring" er den løpsformende vannføringen. Denne forekommer hyppig, dvs gjentaksintervall på 1.3 - 1.7 år. Nedstrøms i vassdragene bygges det opp deltasletter og elvesletter. Flommene har en viktig funksjon i denne prosessen. Uten flommer vil ikke elvesletter og deltasletter langs vassdragene ha blitt bygd opp til den form og sammensetning de har i dag. Flommene er derfor en viktig og naturlig del av vassdragsmiljøet. De forskjellige formelementene er imidlertid i likevekt med de fremherskende vannføringene. Dette er ingen statisk likevekt, men en dynamisk likevekt hvor det kan forekomme endringer av sedimentologisk eller geomorfologisk art gjennom sesongen, fra år til år, eller over en årrekke. Mindre endringer i likevekten får ikke miljømessige konsekvenser. Ekstreme flommer kan imidlertid forårsake så gjennomgripende endringer at det får konsekvenser for plante og dyrelivet i vassdraget og for menneskelig virksomhet. Det er slike miljøkonsekvenser som er drøftet i denne rapporten. Flommene har forskjellig virkning i forskjellige typer vassdrag. I skogsvassdragene i lavlandet er sedimenttransporten oftest lav under normale forhold. Variasjoner mellom forskjellige vassdrag er avhengig av om det fins løsmasser tilgjengelige for transport i de enkelte nedbørfelt. Vegetasjonen danner som oftest et beskyttende dekke og gjenveksten er stor. Målinger og observasjoner i skogsvassdragene antyder imidlertid at det er stor forskjell mellom sedimenttransporten under normaltilstand og under store flommer i denne typen vassdrag.

I fjellområdene går gjenveksten sakte og erosjonssår kan bli stående i lang tid å avgi sedimenter til vassdraget før forholdene stabiliseres. Påfølgende flommer som inntreffer før vegetasjonen er reetablert, vil få større mengder materiale tilgjengelig for transport. I vassdrag med bretilsig er det frempreparert mye materiale som kan ligge løst konsolidert og tilgjengelig for transport. Ekstremflommer kan dermed forårsake betydelige løpsendringer. Når breenes volum øker, fremføres det mer materiale til elveløpene. Sedimentene kan da akkumuleres opp i elveløpene og medvirke til hyppigere oversvømmelser og løpsendringer. Målinger under en ekstremflom viser imidlertid at vannet drenerer så raskt at det sannsynligvis ikke er tid til å smelte ut materiale fra isen under selve flommen. Selv om breene er blant de mest aktive sedimentkildene i norske vassdrag, så er bidraget sannsynligvis begrenset under ekstremflommer. Utenfor breområdene er volumet av sedimenttransporten under en ekstremflom ikke nødvendigvis proporsjonal med flommens størrelse. Det er mange betingelser som må være oppfylt for å få et stort omfang på erosjonsintensiteten. Nedbørens arealfordeling og nedbørens intensitet er viktig. Jordfuktighet og grunnvannsnivå har også innvirkning. De fleste flomskred utløses derfor under situasjoner med både regn og snøsmelting. Det må være erosjonsutsatte jordarter i nedbørfeltet. For at erosjonsområdene skal få en virkning på vassdragene må også løsmassene eksponeres for erosjon på en slik måte at de kan fremføres til vassdraget. Vegetasjonen har stor betydning fordi den binder jordsmonnet, men også fordi den forbruker vann og øker fordampingen. Erosjonsprosessene førløper lett i områder der vegetasjonen er ødelagt og det er åpne sår med aktiv erosjon. Sannsynligheten er stor for at en ny ekstremflom vil transportere like mye, eller mer materiale en den foregående. Gjenveksten av vegetasjon er her en viktig faktor som er avgjørende for erosjonsforløpet under en påfølgende flom. Hvis det er mye materiale tilgjengelig vil også flommer av moderat størrelse kunne føre mye sedimenter. I noen tilfelle kan materialet vaskes ut under flommen, eller det etableres en erosjonshud av grovt materiale som forhindrer videre erosjon. En påfølgende flom som ikke er stor nok til å fjerne erosjonshuden vil dermed få mindre materiale tilgjengelig for transport. Øverst i vassdragene vil sedimenttransporten være preget av tilførselen fra kildeområdene. Lenger ned vil elveløpserosjonen føre til mer utjevnet transport. Målingene fra Glomma i årene etter flommen antyder imidlertid at storflommen har brakt inn materiale i systemet som føres ut over flere år. Den store forskjellen mellom sedimenttransporten under ekstremflommer og mer moderate vannføringer har sammenheng med tilgjengelighet på materiale. Ekstremflommene har ikke bare større kapasitet til å transportere materiale. De kan også ha også evne til å frempreparere materiale for transport og aktivisere nye sedimentkilder.

I ravineområder i leirvassdragene er det iakttatt at de store flommene kan senke bunnen i elveløpene og forårsake en økt hyppighet av skred og utglidninger i sideskråningene. Den økte skredaktiviteten medfører at det kan tilføres mer materiale til vassdragene i tiden etter flommene. Ekstremflommene kan dermed forsterke erosjon og sedimenttransport i påfølgende perioder uten spesielt høy flomaktivitet. I større vassdrag er det mulig at effekten av økt erosjon i ravinefelt kan overskygges av tilført materiale fra andre kilder. Dette er forhold som burde undersøkes bedre. Det er særlig tre typer miljøvirkninger som sedimenttransporten i vassdragene har betydning for.

Partikkelkonsentrasjon og vannkvalitet

Når erosjonsprosessene blir mer aktive eller det bringes mer materiale inn i vassdragssystemene vil partikkelkonsentrasjonene i vannmassen øke. I en periode med mange flommer og aktive erosjonsprosesser vil konsentrasjonene jevnt over være høyere enn i mer tørre perioder. Dette vil påvirke forholdene for levende organismer i vassdrag, innsjøer og fjorder ved at lysforholdene endres. Dårlige lysforhold vil begrense primærproduksjonen og dette vil ha konsekvenser for hele økosystemet. Forskjellige nærings og giftstoffer er bundet til partikler. I mange tilfelle kan f. eks tungmetaller o. l være sedimentert i bakevjer eller på leveer i vassdragene. Når erosjonsforholdene endres under en ekstremflom kan sedimentene på ny bringes i bevegelse og forhøye tungmetallkonsentrasjonene i vannmassene og på nye lokaliteter. Overløpsflommer i regulerte vassdrag kan spyle ut materiale som er opplagret i elveløpet over lang tid. Konsentrasjonene kan da bli svært høye under stigende vannføring, og høyere enn under naturlige situasjoner fordi det er mer materiale lett tilgjengelig i løpet. Det er grunn til å undersøke slike forhold bedre, fordi partikkelbundne miljøgifter kan nå toksiske konsentrasjoner i vassdrag hvor miljøgifter er tilstede.

Elveløpenes og elveslettenes betydning som livsområder for dyr og planter

Det er over tid etablert en likevekt mellom elveløpenes form og sammensetning, dvs bankesystemer, kulper, løpsmønstere, kornfordelingen til materialet på elvebunnen og materialstrømmen i vassdragene. Ekstremflommene kan forstyrre denne etablerte likevekten. Intensivering av erosjonsprosessene kan forårsake omfattende endringer i bankesystemene eller løpsmønstrene. Mange organismer har bestemte krav til bunnforhold. Ved selv mindre endringer i kornfordelingen vil livsbetingelsene for organismer kunne forverres. En slik utvikling kan for eksempel oppstå ved at det kommer mer sand og silt inn i systemet og legger seg på elvebunnen og tetter substratet.

Elvekantvegetasjon og annen vegetasjon på elveslettene påvirkes av flomforholdene og sedimenttransporten under flom. Når flomvannføringer eller sedimenttransporten under flommene endres vil dette påvirke vegetasjonen på elveslettene. Elveslettene i høyfjell og arktiske strøk er mer utsatt enn elvesletter i tempererte strøk. Hvis flommen blir tilstrekkelig stor, kan hele topplaget eroderes vekk. Vegetasjonen kan da eroderes vekk og få store problemer med å komme opp igjen. Dette vil få konsekvenser for beitende dyr. De økologiske problemene med slitasje på grunn av beitende reinsdyr i Øst – Finnmark er et parallellt eksempel. Intens nedbør og avrenning på åpne erosjonssår kan på kort tid fjerne jordsmonnet.

Sedimenttransport under flommer og menneskelig virksomhet

Det er i denne rapporten gitt flere eksempler på at inngrep av forskjellig slag kan forsterke flommene og forårsake omfattende erosjon og sedimenttransport. Det er særlig i fjellområder og i arktiske strøk hvor vegetasjonen er sparsom og hvor gjenveksten foregår sakte at det er viktig å være oppmerksom på flomforsterkende virkninger. Reguleringer kan også føre til langsiktige endringer i sedimentbalansen som påvirker flomforholdene i vassdragene.

Normalperiodene for vannføringsmålinger er 30 år. I denne rapporten er det drøftet måleresultater fra store flommer som viser at sedimenttransporten er langt mer variabel enn vannføring. De fleste måleserier for sedimenttransport er svært korte i Norge. En rasjonell vassdragsforvaltning og samfunnsplanlegging bør bygge på konkrete måledata. Det er en forutsetning for gode dataserier at det opprettholdes målinger over lengre tid i utvalgte vassdrag.

6. Anbefalinger

- Forbedring av målemetoder og målestrategi for suspensjonstransport og bunntransport i vassdrag under flom.
  Det er under ekstremflommene sedimenttransporten er størst. Målinger under flom kan imidlertid være svært vanskelig. De hydrauliske forholdene er helt forandret i forhold til normale situasjoner. Det bør derfor utvikles bedre måleutstyr for målinger av bunntransport og suspensjonstransport under flomforhold og utarbeides en bedre målestrategi.

- Det bør opprettes permanente målestasjoner for suspensjonstransport i kornfordelings intervallet 0.5 mm til 0.4 micron i Glomma og andre store vassdrag.

- Overløpsflommer er lite undersøkt. Sedimenttransport under overløpsflommer bør undersøkes bedre.

- Vegetasjonens rolle i erosjonssammenheng og spesielt gjengroingsprosessen bør undersøkes bedre.

- Virkningen av ekstremflommer i arktiske strøk bør undersøkes. Det bør etableres flere faste måleserier for vannføring og sedimenttransport i utsatte områder på Svalbard. Flomsedimenter på elvesletter bør undersøkes for om mulig å få mer opplysninger om flommer i dette området.

- Inngrep som kan påvirke hydrologiske forhold i arktiske strøk bør vurderes nøye i forhold til eventuelle ekstremflommer. Miljøkonsekvensanalyser av ekstremflommer bør derfor inngå i planlegging av inngrep i arktiske områder. På Svalbard er de hydrologiske måleseriene for korte og drives fortsatt på prosjektbasis. Gjenveksten av vegetasjon bør undersøkes nærmere.

- Kornfordelingen og kildene for bunnmaterialet i utvalgte vassdrag bør kartlegges med henblikk på langsiktige vurderinger av stabilitet. Det bør måles opp faste referanseprofiler som kan gi data for hvordan elveløpene utvikler seg over lange tidsrom. Profilene som måles opp for flomsonekartlegging er ikke tilstrekkelig nøyaktige for dette formål.

- Raviner kan åpnes spontant og utvikles raskt under flomforhold. Ravinering som erosjonsprosess bør undersøkes bedre.

- Flommene har en viktig geomorfologisk og hydrologisk betydning.
  De bidrar i landskapsutviklingen og bygger opp elvesletter og delta. Samfunnsutviklingen går raskt og fører med seg mange inngrep i vassdragene som demper virkningen av flommene. Det er en forutsetning for en bedre forståelse av flommenes virkninger at det i visse vassdrag også i fremtiden vil være mulig å bevare områder hvor prosessene går uforstyrret.

Referanser

Andersen, B.1996 Flomsikring i 200 år. Norges vassdrag og energidirektorat, 184s.

Bogen, J. 1986. Erosjonsprosesser og sedimenttransport i norske vassdrag. Utredning av forvaltningsansvar, faglig status og forskningsbehov. (Erosion and sediment transport in Norwegian rivers. River management, responsibilities, status and, research requirements). NHK rapport nr 20, 109s.

Bogen, J. 1989 Glacial sediment production and development of hydroelectric power in glacierized areas. Annals of glaciology no 13, International Glaciological Society, p 6 - 11.

Bogen, J., Moen, E. og Sandersen, F. 1989 Forurensning som følge av leirerosjon og betydning av erosjonsforebyggende tiltak. Delrapport fase 1. NGI rapp 880052 -1, 30s.

Bogen, J. og Sandersen, F. 1991. Sedimentkilder, erosjonsprosesser og sedimenttransport i Leira-vassdraget på Romerike. Delrapport i forskningsprosjektet: Forurensning som følge av leirerosjon og betydningen av erosjonsforebyggende tiltak. NVE - publ. 20/91, 126 s.

Bogen, J. 1995 Sediment Transport and Deposition in Mountain Rivers. p 437 – 451 in: I.D.L. Foster, A.M. Gurnell and B. W. Webb (eds) Sediment and Water Quality in River Catchments, Wiley & Sons.

Bogen, J. 1996 Erosion and sediment yield in Norwegian rivers, p 73 - 84 in: D.E. Walling and B.W. Webb (eds) Erosion and sediment yield: Global and regional perspectives, IAHS - publ no 236.

Bogen J. 1996 Erosion rates and sediment yield of glaciers. Annals of Glaciology, vol 22, International Glaciological Society.

Bogen, J og Bønsnes T.E. 1996. Flomtunnel Øyeren-Oslofjorden. En vurdering av konsekvensene for erosjon i deltaet i nordre Øyeren. NVE rapport nr 10, 15 s.

Bogen, J., Bønsnes, T. E. og Benjaminsen, H. 1997 Suldalslågen, sedimentkilder og sedimenttransport. Lakseforsterkningsprosjektet i Suldalslågen, Fase II, rapport nr 35, 67 s.

Bogen J. 1996 Erosion rates and sediment yield of glaciers. Annals of Glaciology, vol 22, International Glaciological Society s 48 – 52.

Bjerrum, L. 1971 Kvikkleireskred. Et studium av årsaksforhold og forbygningsmuligheter. Norges Geotekniske Institutt, publ nr 89, 14s

Bulgurlu, B., 1977: A study of sediment transport in river Gaula. Institutt for vassbygging, Univ. Trondheim, NTH, 160s

Bølviken, B. , Bogen, J., Demetriades, A., De Vos, W., Ebbing., Hindel, R., Ottesen, R.T., Salminen, R. , Schermann, O. and Swennen, R. 1993 Final Report of the Working Group on Regional Geochemical mapping. Forum of European Geological Surveys(FOREGS). Geological Survey of Norway(NGU)Open File Report 93.092, 18 pp., 6 Appendices

Bølviken, B. , Bogen, J., Demetriades, A., De Vos, W., Ebbing.,R., Hindel, R., Langedal, M., Locotura, J., Connor, P.O., Ottesen, R.T., Pulkkinen, F. Salminen, R., Schermann, O., Swennen, R., Van der Sluis, J. and Volden, T. 1996 Regional geochemical mapping of Western Europe towards the year 2000. Journal of Geochemical exploration 56, p 141–166.

Dahl, R. og Korbøl, B., 1986: Etappe 2: Altaelva fra sammenløpet med Eibyelva til Altafjorden. Sakkyndig uttalelse om geologiske/geotekniske forhold. Altautbyggingen/skjønn.

Dahl, R., Berg, K. og Nålsund, R. Stabilitetsforholdene i skråninger med morene og moreneliknende jordarter. Rapp 17, Geol. Inst. NTH, Trondheim 1981.

Engen, I.K., 1997: Vårflommen 1997 – en oppsummering. Hydrologisk månedsoversikt juni – juli 1997. Hydrologisk avdeling, NVE.

Elster, M. 1998 Undersøkelser av suspensjonstransporten i Trøndelag og Finnmark under vårflommen i 1997. HM – notat nr 6/98.

Fergus, T. 1993 Geomorphological adjustments of the channel after river regulation for hydropower in the Fortun, Sogn og Fjordane, Norway. Rapportserie: Hydrologi, Universitetet i Oslo, rapp 34/93, 74s

Fergus, T. 1997 Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. Regulated Rivers: Research and Management, vol. 13, 449 – 461.

Fjellheim, A. Håvardstun, J., Raddum, G.G. & Schnell, Ø.A. 1993 Effects of increased discharge on Benthic invertebrates in a regulated river. Regulated rivers: research and management, vol. 8, 179 - 187

Grove, J.M. & Battagel, A. 1983 Tax records from Western Norway as an index of Little Ice Age environmental and economic deterioration. Climate change 5, 265 – 282.

Grove, J. M. 1972 The incidence of landslides, avalanches and floods in Western Norway during the Little Ice Age. Arctic and Alpine Research 4 (2), 131 – 138.

Grundt, Ø. 1997 Løpsendringer i Koppangsøyene i Glomma under flommen i 1995, NVE – publikasjon 02/97, 45s.

Haveraaen, O. 1981 virkning av hogst på vannkvalitet og vannmengde i en østnorsk barskog. Meddelelser fra NISK, 36, 7, Ås

Hagen, K. 1986 Erosjon og transport av partikulært materiale i Uladalen, s 63 – 74 i: Hasholt, B. (red) partikulært bundet stofftransport i vand og jorderosjon, NHP – rapport nr14, KOHYNO, 1986.

Holtan, H. og Holtan, G. 1996 Flommen på Østlandet mai/juni 1995. Effekten på vannkvaliteten i Glomma og Drammenselva. NIVA – Rapport 3437 – 96, 43s.

Husebye, S., Bogen, J., Helgestad, A.K., og Petterson, L.E. 1993 Miljøkonsekvenser av veiutbygging mellom Longyearbyen og Svea. Avrenning, erosjon og landskap. NVE - Rapport nr 7/92, 40 s.

Jackson, R. J. 1966 Slips in relation to rainfall and soil characteristics. Journal of hydrology (N.Z.) vol. 5, no. 2.

Karlsen, O. G. og Stene, R.N. 1978 Bøvra i Jotunheimen. En fluvialgeomorfologisk undersøkelse. Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer, rapp. 78/02, 53s.

Landbruksdepartementet 1993 Forebyggelse av løsmasseskred ved veibygging. En veileder fra Landbruksdepartementet, skogavdelingen, 19 s.

Langedal, M., Ottesen, R.T. and Bogen, J. Time variation in the chemical composition of sediment in three Norwegian rivers - Natural and antropogenic causes. 10 p.

Larson og Gretner 1982. Effekten av skogsavverkning på erotionsforloppet i sedimentsluttninger i Øvre Klaraelven. Naturvårdsverket, Rapp Sh. b p m 1601, 67 s.

Lapointe, M.F., Secretan,Y. Driscoll, S.N. Bergeron, N. og Leclerc, M. 1998 Response of the Ha! Ha! river to the flood of July 1996 in the Saguenay Region of Quebec: Large scale avulsion in a glaciated valley. Water resources Research vol 34 no 9, p2383 – 2392.

Leopold, L.B., Wolman, M.G. og Miller, J.P. 1964 Fluvial processes in geomorphology, Freeman San Francisco, 522s.

Naef, F., Haeberli, W. og Jaggi, M.1989 Morphological changes in the Swiss Alps resulting from the 1987 summer storms. S 36 – 42 i: Ø. Starosolszky and O. M. Melder (red) Hydrology of disasters, James & James London, 319s.

NGI, 1973: NVE – Altaverkene. Kvartærgeologisk beskrivelse og vurdering av ras- og erosjonsfare langs Altavassdraget og ved de planlagte magasinene.

Nordseth, K. 1974 Sedimenttransport i norske vassdrag. Geogr. Inst, Univ. i Oslo, 175s.

Ottesen, R. Bogen, J., Bølviken, B. & Volden, T. 1989 Overbank sediments: a representative medium for regional geochemical mapping. Journal of Geochemical Exploration 32., p. 257 - 277

Rapp, A., Li, J. og Nyberg, R.1991 Mudflow disasters in mountainous areas, s 210 – 218 i: AMBIO, bd. 20 nr. 6.

Rosgen, D. 1996 Applied river Morphology. Wildland Hydrology, Pagosa springs, Colorado.

Sandersen, F. 1988 Faktorer som har betydning for utløsning og rekkevidde av flomskred og mulige sikringsmetoder. Norges geotekniske institutt, rapp 58300 – 8, 50s.

Sidle, R. C. og Swanston, D.N.1982 Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. Canadian Geotechnical Journal , 19, s 167 – 174.

Terzaghi, K. 1960 Mechanism of landslides. Engineering Geology Volume. Geological Society of America s 83 –123.

Øygarden, L., Eggestad, H.O., Standring, W.J.F., Goffeng,G. og Vagstad, N. 1996 Flommen i 1995. Skader på jordbruksarealene langs Glomma og Gudbrandsdalslågen. Jordforsk, rapp. 20/96, 40 s.

Tidligere utgitt i HYDRA-serien

Flomdemping, flomvern og flomhandtering (F)

F01 Analyse av lange flomserier.
Lars Andreas Roald, NVE.

F02 Estimating the mean areal snow water equivalent from satellite images and snow pillows.
Thomas Skaugen, NVE.

F03 Modellstudie av reguleringens flomdempende effekt i Gudbrandsdalslågen.
Magne Wathne og Knut Alfredsen, SINTEF.

F04 Effekt av vassdragsreguleringer i Glomma og Lågen på stor flom.
Jens Kristian Tingvold, Glommens og Laagens Brukseierforening (GLB).

Miljøvirkninger av flom og flomforebyggende tiltak (Mi)

Mi01 Miljøkonsekvenser av flom - flom og vannkvalitet.
Bjørn Faafeng, Espen Lydersen, Gøsta Kjellberg, Vilhelm Bjerknes, NIVA.

Mi02 Virkning av flom på vannlevende organismer.
Åge Brabrand, John E. Brittain, Ketil Sand, Per Aass, UiO
Gunnar Halvorsen, Kjetil Hindar, Arne Jensen, Bjørn Ove Johnsen, NINA
Jo Vegar Arnekleiv, Dag Dolmen, NTNU
Bjørn Rørslett, NIVA
Jan Henning L'Abée-Lund, NVE.

Mi03 Miljøeffekter av flomforebyggende tiltak - en litteraturstudie.
Torbjørn Østdahl, Trond Taugbøl og Børre Dervo, Østlandsforskning.

Mi04 Miljøtilpasninger ved eksisterende og nye flomsikringstiltak – en litteraturstudie.
Torbjørn Østdahl og Trond Taugbøl, Østlandsforskning.

Naturgrunnlag og arealbruk (N)

N01 Naturlige magasineringsområder.
Bjørn Follestad, Norges geologiske undersøkelse
Noralf Rye, Geologisk institutt, UiB.

N02 Naturgrunnlag og arealbruk i Glommas nedbørfelt.
Arne Grønlund, Jordforsk.

N03 Endringer i landbrukets arealbruk i Glommas nedbørfelt.
Arne Grønlund, Arnor Njøs og Bjørn Kløve, Jordforsk.

N04 LANDPINE - en hydrologisk modell for simulering av arealbruksendringers innvirkning på avrenningsforhold.
Trond Rinde, SINTEF - Bygg og miljøteknikk.

Skaderisikoanalyse (R)

R01 Economic Risk of Flooding - a case study for the floodplain upstream Nor in the Glomma River, Norway.
Lars Gottschalk, Dept. of Geophysics, University of Oslo
Irina Krasovskaia, Dept. of Earth Sciences, Hydrology, University of Uppsala.

R02 Samfunnskostnader på grunn av flom i vassdrag.
Magne Wathne og Morten Skoglund, SINTEF
Hans Olav Eggestad, Jordforsk.

Tettsteder (T)

T01 Betydningen av lokal-/total overvannsdisponering (LOD/TOD) på flommer.
Svein Endresen, Siv.ing. Svein Endresen AS.

T03 Lokal og total overvannsdisponering (LOD/TOD) - Beskrivelser av anlegg, erfaringer mm.
Svein Endresen, Siv.ing. Svein Endresen AS.

T04 Skadereduserende kommunaltekniske tiltak med tanke på flom.
Svein Endresen, Siv.ing. Svein Endresen AS og Oddvar Lindholm, NLH.

Kontaktpersoner

formann i styringsgruppen:

Ola Skauge
Tlf. 73 58 05 00
E-post: ola.skauge@dirnat.no

programleder:

Arnor Njøs
Jordforsk
Tlf. 64 94 81 70 (Jordforsk)
Tlf. 22 95 90 98 (NVE)
E-post: arnor.njos@jordforsk.nlh.no
E-post: xarn@nve.no.

naturgrunnlag og arealbruk:

Arne Grønlund
Jordforsk
Tlf. 64 94 81 09
E-post: arne.gronlund@jordforsk.nlh.no

Noralf Rye
Universitetet i Bergen
Tlf. 55 58 34 98
E-post: noralf.rye@geol.uib.no

tettsteder:

Oddvar Lindholm
Norges Landbrukshøgskole
Tlf. 64 94 87 08
E-post: oddvar.lindholm@itf.nlh.no

flomdemping, flomvern og flomhandtering:

Dan Lundquist
Glommens og Laagens
Brukseierforening
Tlf. 22 54 96 00
E-post: post@glb.no
E-post: danlund@sn.no

skaderisikoanalyse:

Nils Roar Sælthun
Norsk institutt for vannforskning
Tlf. 22 18 51 21
E-post: nils.saelthun@niva.no

miljøvirkninger av flom og flomforebyggende tiltak:

Olianne Eikenæs
Norges vassdrags- og energidirektorat
Tlf. 22 95 92 24
E-post: oli@nve.no

databaser og GIS:

Lars Andreas Roald
Norges vassdrags- og energidirektorat
Tlf. 22 95 92 40
E-post: lars.roald@nve.no

modellarbeid:

Ånund Killingtveit
Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet
Tlf. 73 59 47 47
E-post: aanund.killingtveit@bygg.ntnu.no

programadministrasjon:

Olianne Eikenæs
Norges vassdrags- og energidirektorat
Tlf. 22 95 92 24
E-post: oli@nve.no
Hjemmeside: http://www.nve.no

Per Einar Faugli
Norges vassdrags- og energidirektorat
Tlf. 22 95 90 85
E-post: pef@nve.no

Norges
vassdrags- og
energidirektorat

NVE

Kontoradresse: Middelthuns gt. 29

Postadresse: Postboks 5091 Maj. 0301 Oslo

Forsidefoto: Flom i De Geer elva, Svalbard, september 1999. Foto: Halfdan Benjaminsen. Omslag: Gazette.
Layout: ABC Visuell Kommunikasjon. ISBN 82-410-0394-3