

Ekstremflommer i Grimsa, øvre Glommavassdraget

Rekonstruksjon av flomfrekvens gjennom holosen og sårbarhetsanalyse
av dagens elv



Master i Geografi

Av Kaja Elise Næss Killingland

Institutt for Geografi

September 2009



Innholdsfortegnelse

FORORD	IX
ABSTRACT	XI
1. INNLEDNING	3
1.1. INTRODUKSJON	3
1.2. PROBLEMSTILLINGER OG OPPGAVENS STRUKTUR	4
1.3. OMRÅDEBESKRIVELSE	5
1.4. TIDLIGERE FORSKNING	9
2. BAKGRUNN	11
2.1. FLOMMER	11
2.2. KLIMATISKE FORHOLD FOR FLOM I NORGE	12
2.3. FLOMMER I GLOMMAVASSDRAGET	14
2.3.1. STOROFSEN I 1789	14
2.4. DEN NORDATLANTISKE OSCILLASJON (NAO)	16
3. METODE	19
3.1. KARTLEGGING	20
3.2. MORFOMETRISKE MÅL	21
3.2.1. BREDDE OG DYBDEFORHOLD	22
3.2.2. GRADIENT	22
3.2.3. KORNSTØRRELSE FRA BUNNTRANSPORT	23
3.2.4. DIREKTE VANNFØRINGSMÅLINGER	25
3.3. MODELLERING AV VANNFØRING OG VANNHASTIGHET	25
3.3.1. VÅTT PERIMETER	26
3.3.2. HYDRAULISK RADIUS	26
3.3.3. FRIKSJONSAKTOR	26
3.4. KLASSIFISERING AV ELVESTREKK	27
3.5. LOKALITET FOR SEDIMENTKJERNER MED STEMPELPRØVETAKING	30
3.6. ANALYSE AV SEDIMENTENE	32
3.6.1. VISUELL LAGDELING	32
3.6.2. KORNSTØRRELSE FRA SUSPENSJONSTRANSPORT	33
3.6.3. VANNINNHold	34
3.6.4. MASSETETTHET	34
3.6.5. GLØDETAPSANALYSE	35

3.6.6.	MAGNETISK SUSCEPTIBILITET	35
3.6.7.	¹⁴ C DATERINGER	36
3.7.	FREKVENSANALYSE	36
3.8.	SEKUNDÆRDATA	38
4.	RESULTATER	39
<hr/>		
4.1.	PROFILER OG TVERRSNITT	40
4.1.1.	TVERRSNITT	49
4.1.2.	KORNSTØRRELSER	51
4.2.	MATEMATISK MODELL	51
4.3.	KLASSIFISERING AV ELVESTREKK	54
4.4.	LITOGRAFI	55
4.5.	KORNSTØRRELSE	58
4.6.	MAKROFOSSILER OG DATERINGER	60
4.7.	DYBDE/ALDERSMODELL	61
4.8.	FREKVENSANALYSE	63
5.	DISKUSJON	65
<hr/>		
5.1.	GRIMSAS UTFORMING OG VANNFØRING I DAG	65
5.1.1.	ENDRING OG STABILITET I DAGENS ELV	67
5.1.2.	KORNSTØRRELSE OG MOBILISERING	70
5.1.3.	KLASSIFISERING; SENSITIVITET OG GJENOPPRETTELSESPOTENSIAL	71
5.2.	REKONSTRUKSJON AV FLOMMER I GRIMSA	73
5.2.1.	VANNFØRINGSESTIMAT FOR REKONSTRUKSJON	74
5.2.2.	STØRRELSE PÅ FLOMMENE FRA LAKUSTRINE SEDIMENTER	77
5.2.3.	ORGANISKE LAG I KJERNEN	79
	FLOMMER I GRIMSA SOM REGIONALT FLOMSIGNAL	82
5.2.4.	USIKKERHET I KALIBRERINGENE	84
5.3.	FLOMMER I EUROPA	85
5.4.	FLOMMER I NORGE SOM KLIMASIGNAL	87
5.4.1.	KLIMATISKE FORHOLD VED FLOMMER I GRIMSA	87
5.4.2.	TIDLIG TIL MIDTEN AV HOLOSEN	88
5.4.3.	SLUTTEN AV HOLOSEN	90
5.4.4.	DEN NORDATLANTISKE OSCILLASJONEN	91
5.4.5.	STOROFSEN OG NAO	93
5.5.	ANDRE KLIMAINDIKATORER I FORHOLD TIL PALEOFLOMMENE	97
5.5.1.	FREKVENNS	98
KONKLUSJON		100
<hr/>		
LITTERATUR		102
<hr/>		

Figurliste

Figur 1.1: Viser Grimsdalen og Grimsa. Rondane ligger i sør og Dovre i vest. Folla går parallelt med Grimsa, i nord. 1:100.000 (Statens Kartverk 2009).	6
Figur 1.2: T.v. Glomma og Lågens nedbørsfelt (Eikenæs et al. 2000). T.h. Nedbørsfeltet til Grimsa, med Atnavassdraget i sør og Follavassdraget i øst. 1:100.000 (Statens kartverk 2009).	7
Figur 1.3: Løsmasser i feltområdet (Statens Kartverk 2009).	7
Figur 1.4: (a) Infiltrasjonsevne og (b) grunnvannspotensial i studieområdet (Statens Kartverk 2009).	8
Figur 2.1: T.v. Flomstøtten fra Elverum. T.h. Oversikt over de største flommene i Glomma ved Elverum fra 1675 til 1995 AD. (Eikenæs et al. 2000; Bøe et al. 2006a).	13
Figur 2.2: Området der Storofsen flommet over (markert i grått) (Roald 2002b).	14
Figur 2.3: Rekonstruert høy- og lavtrykksforhold for de kritiske dagene under Storofsen (Østmoe 1985).	15
Figur 2.4: Viser sirkulasjonsmønstre for positiv (t.v.) og negativ (t.h.) NAO (Visbeck 2009).	17
Figur 3.1: Tverrsnitt i elva med flomutsatt bredde, bredde (B) og dybde (H), med utgangspunkt i effektiv vannføringshøyde (H).	21
Figur 3.2: Tverrsnitt i en kanal. P er våt omkrets, A er arealet og h er dybden (Kutija 2002).	22
Figur 3.3: Viser metode for måling av gradient der A er speilkompassets posisjon, B er vannkanten og C er et punkt oppstrøms.	23
Figur 3.4: Mål av forskjellige akser på en partikkel. I denne studien ble b-aksen benyttet (Bunte og Abt 2001).	23
Figur 3.5: Figur som viser klassifisering av elver etter Rosgen (1994), med 42 forskjellige elvetyper. Stiplet linje viser nedgravingsrate. Sinusitet og nedgravingsrate i tabellen kan variere med ± 0.2 deler og bredde/dybdeforhold kan variere med ± 2.0 deler.	28
Figur 3.6: Figuren viser mulige steder for avsetning av SWD ved høy vannføring (Benito og Thorndycraft 2005).	30
Figur 3.7: t.v. Grimsmovannene 1 – 4 og terskel for oversvømmelse fra Grimsa (sirkel). Pil viser relikvt elveløp. Vann 4 er lokalitet for stempelprøvetaking. T.h. Flyfoto over samme område (Torkildsen 2009).	31

Figur 3.8: Bathymetrisk kart over Grimsmovann 4 (videre referert til som Grimsmovannet). Tall viser der kjerneprøvene ble tatt fra. 1 tilsvarer GMP-108 som er analysert i denne studien.	32
Figur 3.9: Kornstørrelsesfordeling i fluviale avsetninger basert på ulike avsetningsforhold (Kochel og Baker 1988).	33
Figur 4.1: T.v. vises område for profil 1 og 2. T.h. Profil 3, viser glasifluvial terrasse og vegetasjon i området.....	40
Figur 4.2: Starten av Grimsavassdraget, ved Veslegrimsi og Tverrgjelbekken. Viser profil 1, 2 og 3 . 1:100.000 (StatensKartverk 2009).	41
Figur 4.3: t.v. Profil 4 med hovedkanal mot venstre. Dødisgrop ligger til venstre utenfor bildet. T.h. Erodert banke, ved profil 5.	42
Figur 4.4: Viser profil 4 og 5. 1:100.000 (Statens kartverk 2009).....	42
Figur 4.5: Midtre del av Grimsa, våtmarksområde i glasilakustrine avsetninger. Viser profil 6, 7 og 8 1:100.000 (Statens kartverk 2009).	43
Figur 4.6: Profil 10. T.v. Viser efemerisk elveløp med imbrikasjon, T.h. glasifluvial terrasse erodert av Grimsa.	45
Figur 4.7: Profil 9, 10 og 11. 1:100.000 (Statens kartverk 2009).	45
Figur 4.8: Profil 12. T.v. Rød pil viser avsetning og hvit pil viser lokalitet for lav. En kan se store stein i kanalløpet i forgrunn av bildet. Steinene som er målt ligger til venstre for avsetningene (rød pil). T.h. Lokalitet for lav.	47
Figur 4.9: Viser profil 12, 13 og 14. Røde streker viser tørre profiler, 16 – 19 (Statens Kartverk 2009). Sort pil viser relikte elveløp. 1:100.000.	48
Figur 4.10: Viser Kvebergsøya og profil 15. Rød sirkel viser Butjønna og pil viser relikte elveløp der Grimsa kan ha flommet inn i Butjønna. Nederst i kartet vises Grimsmovannene og øverst i utsnittet er munningen til Grimsa, der den møter Folla (Statens Kartverk 2009).	49
Figur 4.11: Viser tverrsnittene for profil 1 – 8. Disse viser hvordan elva øker i dybde og størrelse nedstrøms.	50
Figur 4.12: Viser prosentvis partikler i hvert tverrsnitt.....	51
Figur 4.13: Viser alle parametrene som er analysert i sedimentkjernen. Logg, flomlag, kalibrerte år BP, glødetap, magnetisk susceptibilitet, vanninnhold og massetetthet er presentert.	56
Figur 4.14: Prosentvis innhold partikler i hvert flomlag som ble analysert. Lagene som ikke er fremstilt, hadde for lite minerogent materiale til å bli analysert ved hjelp av denne metoden. 58	

Figur 4.15: viser lag 1, 4 og 9. Målestokk t.v. for lag viser centimetermål. Lagene er jevne og uten organisk lag internt i den minerogene bestanddelen. Lag 1 er bøyd ved uttak med en piston corer. Dette viser to oppfiningssekvenser (mørk til lys farge) Lag 5 vises under lag 4.60	
Figur 4.16: T.v. lag 7 og 8. Under de minerogene lagene er det et tynt organisk lag. T.h. lag 13.....	60
Figur 4.17: Alder-dybdemodell. Alder i tabellen er vist i kal. år BP (år før 1950) og B2K (år før 2000) og estimert fra grafen over. Avvik er ikke tatt med. Skråstilte streker i grafen viser dybden karbondateringene er tatt fra.....	62
Figur 4.18: Grafen over viser inndelingene i massetetthet og glødetap. Tabellen viser klassifisering av flomlagene fra sedimentkjernen etter peak over treshold-metoden. Klassifiseringen gir gjentakelsesintervall og frekvens. $n = 9400$ år.	64
Figur 5.1: T.v. Kubikkmeter vann som passerer hver profil ved effektiv vannføring. Den lineære trenden kan indikere at målingene er forholdsvis riktige. T.h. Vannhastighet m/s som passerer hver profil. Feilmarginer er tatt med etter endring på ± 0.005 n (Appendiks B).	66
Figur 5.2: t.v Bilde av elvebanke der OSL-datering er tatt fra. T.h. Kart over lokalitet, elvebanke i sort sirkel.....	68
Figur 5.3: T.v. Flyfoto fra meandersving på Grimsmoen, 9/1992 (serie 11438). T.h. Flyfoto fra samme sted, 5/2004 (Statens Kartverk 2009) Meandersvingen er den samme som vist i figuren over.	69
Figur 5.4: Sannsynlig partikkelbevegelse ved en gitt vannføring (m/s), basert på b-aksen (mm) (Williams 1983).....	70
Figur 5.5: Viser vannføring ved ulike flomintervall (middelflom til 100-års flom) i Glomma ved Elverum (NVE 2009). Middelflom i Glomma ved Elverum ligger på $1.379 \text{ m}^3/\text{s}$ og 100-års flom har en vannføring på $2.700 \text{ m}^3/\text{s}$. Grafen er basert på talldata fra NVE.	75
Figur 5.6: Figuren viser korrelasjon mellom flommer i Grimsa, Sagbekken og Atna. Blå punkt viser paleoflommer i Sagbekken, grå punkt viser paleoflommer i Atna og streker viser paleoflommer fra Grimsa, tilknyttet denne studien. X-aksen viser dybde i kjernene som er relativ i alle de tre utvalgene. Lag 1 er satt til å passe med Storofsen i datamaterialet fra Sagbekken, ettersom laget er tolket til å tilsvare denne flommen.....	82
Figur 5.7: T.v. Sedimentasjonsrate i Atna mellom 0 – 5.000 kal år BP. T.h. Sedimentasjonsrate i Grimsa innenfor samme tidsperiode. Grafene viser en forholdsvis lik trend.....	83

Figur 5.8: a) Lag 1, med to nesten like fordelinger b) Lag 9, med 6 grupperinger for 1 standardavvik. Fordelingene viser en tvetydig kalibrering, uten gitte verdier for kalibrerte dateringer.....	84
Figur 5.9: Figuren viser flomepisoder i Storbritannia sammenlignet med endring i myrer på grunn av klimaendringer, flomepisoder i Mississippi, drivis i Nord-Atlanteren og kalde og fuktige faser i Sentral-Europa (Macklin og Lewin 2003). Flommene i Grimsa er lagt oppå figuren.	85
Figur 5.10: Viser gjennomsnittlig sommertemperatur og vinternedbør (variasjoner tatt ut i fra dagens gjennomsnitt) for Hardangerjøkulen gjennom holosen (Dahl og Nesje 1996). Røde streker viser flommer i Grimsa.....	88
Figur 5.11:Årstall for historiske flommer på Østlandet ((Roald 2008b), se appendiks D), sammenlignet med NAO indeksen (Hurrell og Van Loon 1997). (Se Figur 2.1, side 13, for vannstand under de ulike flommene ved Elverum).....	92
Figur 5.12: Årstall for historiske flommer på Vestlandet (Roald 2008b) sammenlignet med NAO-indeksen (Hurrell og Van Loon 1997).	93
Figur 5.13: Viser NAO verdier tilbake til 1658. Dataene før 1861 er rekonstruert ved hjelp av paleoklimatiske data. Pil viser år 1789 AD (Luterbacher <i>et al.</i> 2002).....	94
Figur 5.14: Årstall for historiske flommer på Østlandet og sommerindeksen for det nordatlantiske trykksystemet (SNAO).	95
Figur 5.15: Figuren viser flommene i Grimsa og breers utbredelse i Norge. Figur etter Støren et al (2008). Grått felt viser brestørrelse større enn dagens utbredelse. Svarte felt viser maksimumsutbredelse internt i fremstøtet.	97

Tabeller

Tabell 1.1: Nedbørsverdier (1960 – 1991), Folldal målestasjon (9100) (DNMI 2009).....	8
Tabell 1.2: Temperaturverdier (1960 – 1991), Folldal målestasjon (9100). (DNMI 2009).....	8
Tabell 2.1: Hydrologiske flomregimer (Sæterbø et al. 1998).	13
Tabell 3.1: Partikkelstørrelse i forbindelse med ruhetskoeffisient <i>Mannings n</i> (<i>Benson og Dalrymple 1984</i>).	24
Tabell 3.2: Ruhetskoeffisienten <i>Mannings n</i> , basert på Chow (1959).....	27
Tabell 4.1: Viser hydraulisk kartlegging av Grimsa, med alle parametrene som er målt (unntatt kornstørrelse). Ett desimal er tatt med, til tross for at dette kan gi en tilsynelatende nøyaktighet.	53
Tabell 4.2: Klassifisering av elvestrekk, basert på Rosgens klassifikasjonssystem (Rosgen 1994). Fargene i kolonnene viser klassifiseringsgrupper.....	54
Tabell 4.3: Oppsummering av flomlag, med dybde, tykkelse og beskrivelse. Tykkelse er satt til å være bredden på selve det minerogene laget og ikke organiske bestanddeler eller hele feltet der det er flekkvise siltlag	59
Tabell 4.4: Tabellen viser karbondaterte flomlag, dybde for uttak av makrofossil og innhold. Alder er kalibrert med 1 og 2 standardavvik (68 % og 95 % sgm). Latinske navn er tatt med der det er sikkerhet for hva slags plantetype makrofossilen tilhører, noe som ikke var mulig å identifisere for alle prøvene. Lag 11 (markert i grått) er tolket til å være resedimentert på grunn av avvik i aldersdateringen.	61
Tabell 4.5: Viser inndeling av perioder med og uten flomhendelser i Grimsa (kal år BP).....	63
Tabell 4.6: Viser frekvens og gjentakelsesintervall av flommer basert på de minerogene lagene i sedimentkjernen. Her er klassene basert på tykkelse på lagene. $n = 9400$ år.	63
Tabell 5.1: Sensitivitet og gjenoppbyggingspotensial for gitte kanal typer (Rosgen 1994).....	72
Tabell 5.2: Viser mulige vannføringsestimater i Grimsa ved 100 og 1000-års flom (m^3/s).	76
Tabell 5.3: Tabellen viser perioder med flomhendelser i Grimsa sammenlignet med Storbritannia (Macklin og Lewin 2003), Spania (Benito <i>et al.</i> 2008) og Polen (Macklin <i>et al.</i> 2006).....	86

FORORD

Dette er en masteroppgave i naturgeografi, skrevet ved Universitetet i Bergen, Institutt for Geografi 2009. Feltarbeidet varte i 3 uker, sommeren 2008.

Takk til...

- Svein Olaf Dahl for verdifull veiledning
- André Alme Rossebø for hjelp med å måle elvas lunefulle morfologi
- Tore Borvik for gjennomlesning og hjelp til å lage batymetrisk kart
- Bjørn Haukeland, Bjørn Kvisvik og Henrik Løseth Hansen for hjelp med kjerneprøver og dybdemålinger
- Norges vassdrag og Energidirektorat for økonomisk støtte og hjelp ved henvendelser
- Meltzerfondet for økonomisk støtte
- Juerg Luterbacher for detaljert informasjon og tilbakemeldinger
- Otta Rent-a-Wreck for billig bilutleie og sykkelen min for mange mil frem og tilbake over humpete landeveier.
- Og alle som har bidratt med gjennomlesning og tilbakemeldinger, motivasjon og sjokolade på datasalen.

”Det e itjnå som kjem tå sæ sjøl, e du lett som ein spøl?

Men sammen så veie vi fleire tonn

Med littegrann hjølp gjer det littegrann monn”

- Samvirkelaget

ABSTRACT

Reconstruction of magnitude and frequency of former extreme floods can improve modelling and forecasting of future flood events. In order to expand the time series of large-scale floods in Eastern Norway, a paleoflood study of the river Grimsa, in the upper Glomma catchment, South-East Central Norway, has been conducted.

A lacustrine sediment core is used for frequency estimation. As a result, 14 extreme floods are identified through Holocene, during the periods 290 – 790, 1.230 – 1.500, 1.960 – 3.390, 5.800 and 9.000 cal. yr BP. These have a recurrence interval of 650 yrs. The three largest floods identified have a frequency of 0.0003. Estimated magnitude of 100 and 1000-year floods in Grimsa is 300 and 580 m³/s, respectively.

This study also examines, through fluvial geomorphology, the sensitivity of the river Grimsa for external disturbance. The river is seen as relative stable today, but the sediment budget can increase drastically with enhanced discharge.

Finally, the paleoflood record is compared to flood records from Norway and Europe, and further, reconstructions of paleotemperature and precipitation from glaciers in southern Norway are compared. The impact of the North Atlantic Oscillation (NAO) on regional flood patterns is evaluated. 8 of the floods correlate with a positive NAO, but a more extensive study is needed to understand the dynamics of this fluctuation.

1. INNLEDNING

1.1. Introduksjon

Det hydrologiske regimets respons til fremtidige klimaendringer er et komplisert spørsmål som forskes på verden over. Dette omhandler både hvordan frekvensen av flommer kan endres og hvordan interne forhold i elvesystemene vil påvirkes av dette. Begge komponenter vil ha stor påvirkning på natur og samfunn dersom det endres. Den sannsynlige størrelsen og frekvensen av fremtidige flommer er derfor relevant både i forhold til forsikring og politiske tiltak.

Elver er i seg selv en viktig landskapsendrende agens, der vannmassene bearbeider sedimenter og lager nye landskapsformer. Det fluviale systemet kan være tilsynelatende stabilt uten store forandringer, eller gjennomgå kontinuerlige og varige endringer både i kanalen og i områdene med nærhet til elva. Elvers sårbarhet for endring varierer fra elv til elv og internt i det enkelte vassdraget. Mens varige klimaendringer kan føre til gradvis endring, da elva har en viss responstid på de nye forholdene, kan for eksempel flommer har et umiddelbart endringspotensial, der sårbarheten i elva vises raskt. Alt dette avhenger av elvas terskelgrense for hva som kan endres eksternt, før det interne fluviale miljøet også endres.

Flommer kan endre landskapet drastisk ved massiv erosjon, transport av store mengder sedimenter og ved å skape ustabilitet i terrenget som igjen kan føre til ulike former for massebevegelser. I perioden 1971 til 1995 har store flommer på verdensbasis i gjennomsnitt drept nærmere 13.000 mennesker, gjort over 3.2 millioner hjemløse og påvirket over 60 millioner mennesker globalt sett hvert år (RedCross 2002). Med bakgrunn i dette er det viktig å bedre kunnskap og innsikt knyttet til fluviale systemer og potensielle flommer i fremtiden. I Norge holder Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE) på å etablere en nasjonal kartdatabase over vassdrag med høyest risiko for å påføre skade på befolkning og infrastruktur. Målet er en bevist utvikling for forebygging av skade. Senest sommeren 2008 ble det demonstrert hvordan nye nedbørsmønstre gir store utfordringer i forhold til dagens samfunn, med flommene i Kongsberg og Drammen.

Det er stor uenighet om klimaendringer vil øke frekvensen av ekstremflommer (Baker 2002). Bøe *et al.* (2006a; 2006b) har vist at det har vært en økning i antall flommer de siste ~ 500 år i Norge og har kalkulert med en økning på 2,23 % per hundreår av ekstremflommer. Disse endringene relateres til økte mengder fuktige luftmasser fra Atlanterhavet. Derimot viser

Mudelsee *et al.* (2003) til at katastrofeflommer i Sentral-Europa skjer mer sjeldent på grunn av et varmere klima. For å kunne føre en slik diskusjon videre er det essensielt å utvide tidsseriene for flommer. Det er også viktig å øke kunnskapen om bakenforliggende årsaker til disse flommene for å kunne gi bedre antagelser for fremtidige scenario.

1.2. Problemstillinger og oppgavens struktur

Denne studien er en kobling mellom fluvialgeomorfologien og flomhistorien i et lokalt vassdrag i Norge, Grimsavassdraget. Fluvialgeomorfologi er studiet av prosesser i et elvesystem hvor man ser på endringer i vannføring, sedimenter, hydrauliske egenskaper og morfologi, studiet av form.

Prosjektet tar for seg ekstremflommer gjennom tidsepoken holosen (siste ~ 10.000 år) og er således også et paleohydrologisk studie. Paleohydrologi undersøker flommers størrelse og frekvens gjennom bruk av geologiske spor og interdisiplinære teknikker for å rekonstruere flommer som ikke har blitt målt eller registrert (Baker 1987). Paleoflommene i vassdraget benyttes som et regionalt signal for flommer i Østnorge siden Grimsavassdraget er en del av det øvre nedbørsfeltet til Glommavassdraget. Glommavassdraget er Norges største vassdrag som størsteparten av elvene på Østlandet dreneres ut i og er dominerende for det fluviale regimet i regionen. Dette tar utgangspunkt i at ekstremflommer i Glommavassdraget gir et regionalt flomsignal over Østlandet som også vises i øvre deler av Glommas nedbørsfelt, altså i Grimsa.

Problemstillinger:

- A. Klassifisering og sårbarhetsanalyse av elva Grimsa ved bruk av fluvialgeomorfologisk kartlegging.
- B. Rekonstruksjon av flomhistorien i elva Grimsa gjennom holosen ved hjelp av paleohydrologi.
- C. Sammenstille flommene i Grimsa med andre klimaindikatorer for å vise sammenhenger mellom større sirkulasjonssystem i atmosfæren og fluktuasjoner i nedbør og temperaturforhold. Dette brukes også for å vurdere i hvilken grad flommer i dette vassdraget kan fungere som klimaindikatorer.

I følge Macklin *et al.* (2006) viser flommer rask respons på endrete værforhold, til forskjell fra for eksempel isbreer med en responstid over flere år. Rask respons kan gi et øyeblikksbilde av en konkret hendelse, men vil ikke nødvendigvis gjenspeile større klimatiske

fluktuasjoner. Frekvensen med økt eller lavere hyppighet av flommer, gir der i mot en lengre responstid. Dette kan gi indikatorer på endrete klimaforhold. Det er derfor forsøkt å se på perioder for økt frekvens av flommer, for å relatere dette til klimafluktuasjoner.

Prosjektet har egenverdi i det å oppnå større kunnskap om det spesifikke nedbørsfeltets fluvialgeomorfologi og flomhistorie. I følge Baker *et al.* (2002:2) har paleoflomhydrologi utviklet seg til å bli en ”(...) viktig og høyst relevant komponent til naturvitenskapen med flerfoldige bidrag til forståelsen av flomhendelser og evalueringen av flomrisiko” (fritt oversatt). Forhåpentligvis kan prosjektet også bidra til en større forståelse for fluviale systemer generelt og denne typen elver i Norge.

Oppgavens er strukturert i seks kapitler. Etter dette introduksjonskapittelet kommer et bakgrunnskapittel der ulike begreper, årsaker til flom i Norge og Storofsen som et tilfelle av ekstremflom på Østlandet blir presentert. Her er også den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) gjennomgått for å beskrive mulige sirkulasjonssystem som bidrar til ekstremflommer over Norge og Europa.

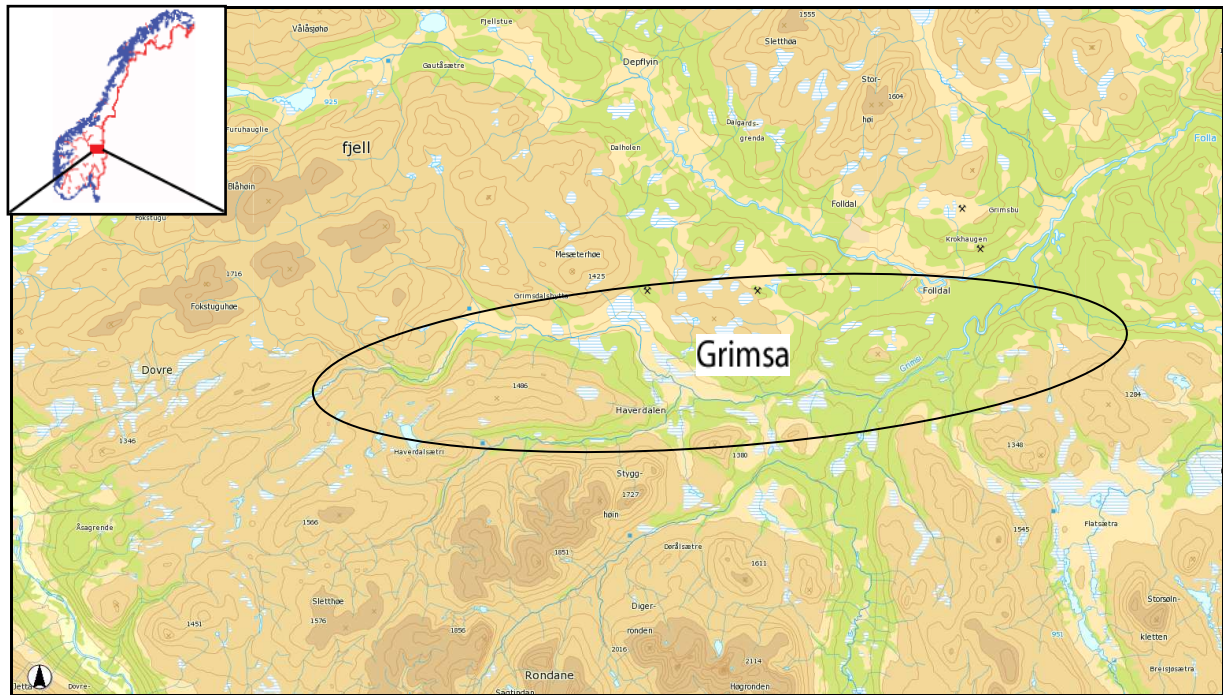
Kapittel 3, metodekapittelet, er todelt med utgangspunkt i de to metodene som ligger til grunn for studien: fluvialgeomorfologisk kartlegging og paleohydrologiske analyse. På lik linje med metodekapittelet er resultatkapittelet, kapittel 4, og det påfølgende diskusjonskapittelet, kapittel 5, delt i to etter de to ulike tilnærmingene, fluvialgeomorfologi og paleohydrologi.

I diskusjonen sees flomfrekvensen i Grimsa i relasjon til andre flomsignal i Norge og Europa. Det er også sett på brefluktuasjoner over Norge og hvordan flommene i Grimsa kan fungere som klimaindikator. Dette er satt i sammenheng med en NAO-indeks.

Oppgaven avsluttes med kapittel 6, konklusjon, der det gis en sammenfatting av problemstillinger, resultater og diskusjoner.

1.3. Områdebeskrivelse

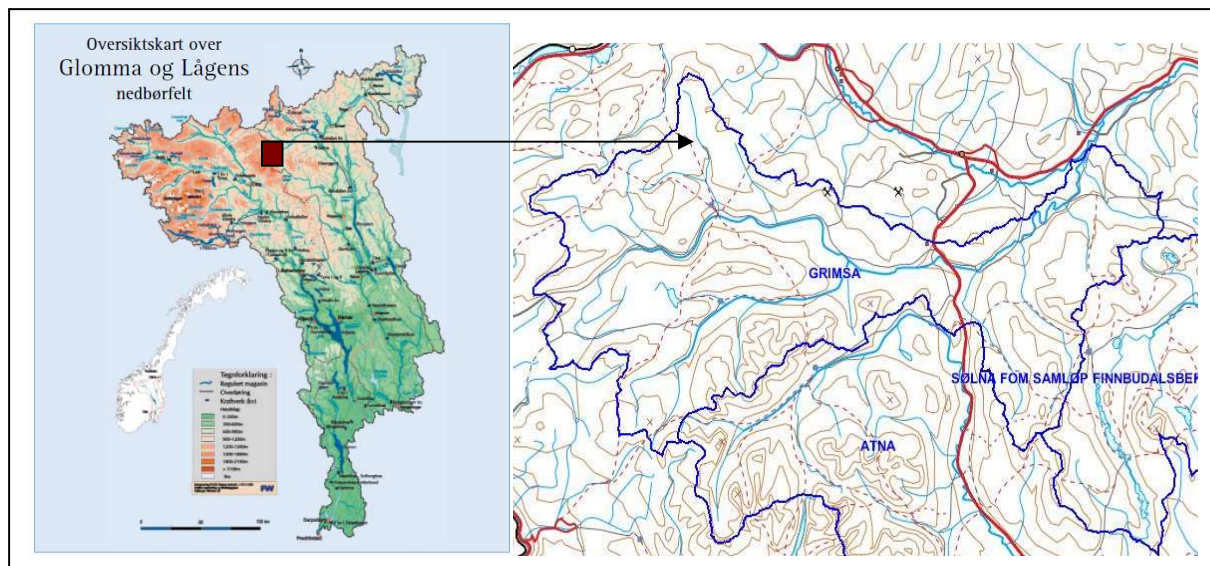
Studiets geografiske base er i den østlige delen av det sentrale Sør-Norge, nord for fjellmassivet Rondane. Grimsavassdraget går gjennom Grimsdalen, en dal med vest - østlig retning som har beliggenhet i kommunene Dovre og Folldal (Oppland og Hedmark fylke). Grimsdalen er en vid og slak u-dal med lavt relieff og lite aktive skråningsprosesser. Sedimenttilførsel til elva er derfor hovedsaklig fra kanalbankene og erosjon i kanalløpet. Fjellområdet er preget av tidligere glasielle prosesser og store glasi-fluviale og glasilakustrine avsetninger (sedimenter fra breelv og bresjø) finnes i området. I nedre del av vassdraget ligger Grimsmoen, en av de største glasi-fluviale avsetningene i Norge.



Figur 1.1: Viser Grimsdalen og Grimsa. Rondane ligger i sør og Dovre i vest. Folla går parallelt med Grimsa, i nord. 1:100.000 (Statens Kartverk 2009).

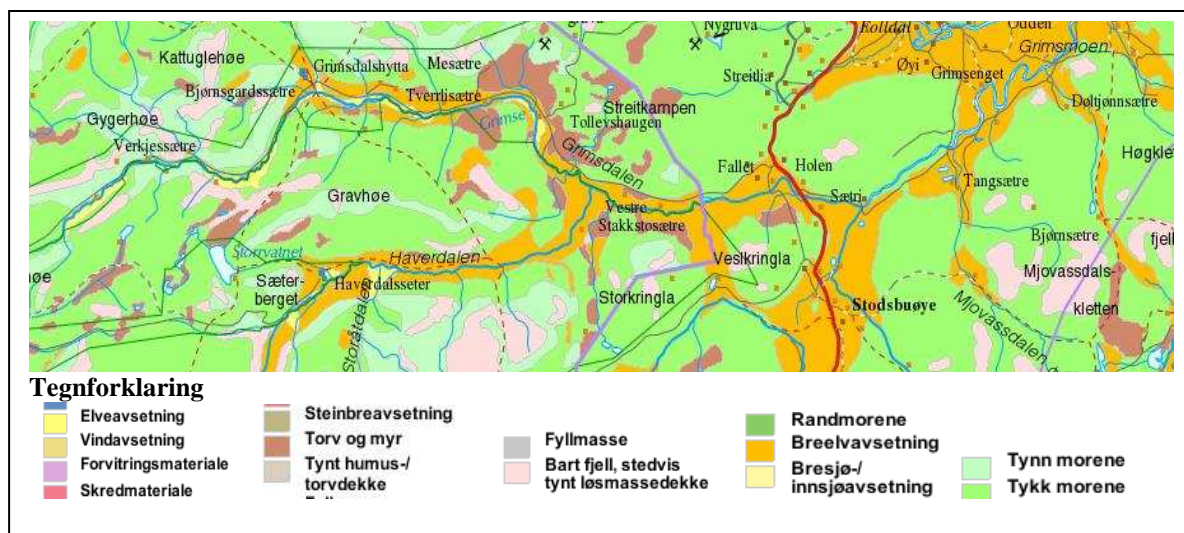
Dreneringsretningen i Grimsa følger dalen fra vest til øst og elva munner ut i elva Folla. Folla renner videre ut i Glomma og Grimsa er således en bidragsyter til flommer i dette vassdraget. (Figur 1.1). Grimsa er ~ 50 km lang med et relieff mellom 1020 m o.h. og 665 m o.h. Elva starter i en bred dal bestående av et våtmarksområde med en slak gradient og mye løsmasser. Her får elva tilførsel fra bekkene Veslegrimsi og Tverrgjelbekken. Nedstrøms utvikler Grimsa seg til å ha karakteristika som en bratt fjellelv, med gjel og rette strekk. De siste kilometerne går den over til å være en meandrerende, slakere elv. Vegetasjonen i området domineres av lav og mose, med furutrær og noe bjørk. Småkratt som vier og dvergbjerk er etablert i øvre deler av vassdraget.

Grimsa er en del av Rondane og Dovre nasjonalpark, og går gjennom flere naturreservater (DIRNAT 2003). Det har vært aktiv seterdrift i dalen i rundt 300 år, men i liten skala (Streitlien 1974). Vassdraget er inngrepsfritt og har lite annen antropogen påvirkning i dag, ettersom det er minimalt med bebyggelse langs elva, kun tre sætre og 5 broer. Follidal Gruver ble imidlertid etablert i 1748, noe som førte til massiv hogst og økt bosetting i området. Dette kan ha skapt økt sedimenttilførsel til vassdraget etter denne perioden.

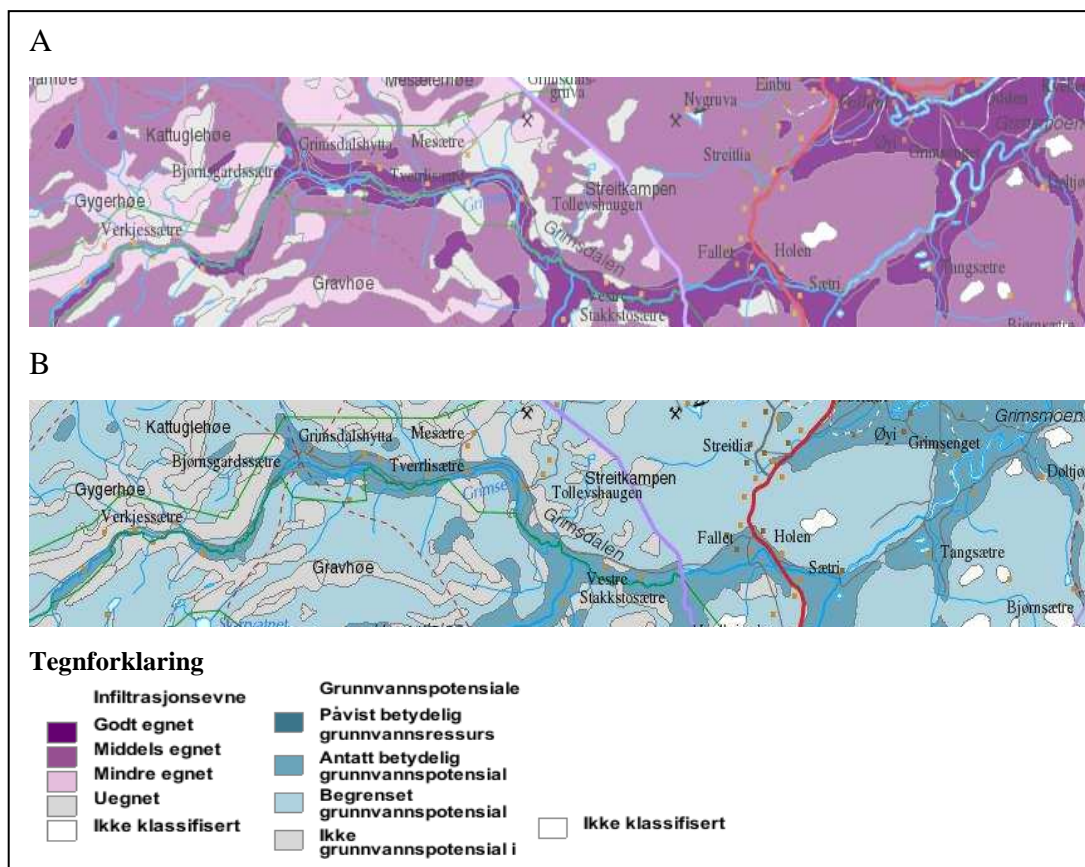


Figur 1.2: T.v. Glomma og Lågens nedbørsfelt (Eikenæs et al. 2000). T.h. Nedbørsfeltet til Grimsa, med Atnavassdraget i sør og Follavassdraget i øst. 1:100.000 (Statens kartverk 2009).

Berggrunnen i området er dominert av metasandstein/skifer, amfibolitt og metabasalt. Det er mye glasifluviale løsmasser i området, spesielt i øvre deler av vassdraget og over Grimsmokomplekset som består av sand, grus og stein (Figur 1.3). Dette gjør at Grimsa potensielt har tilgang på mye fint materiale og infiltrasjonskapasitet og grunnvannspotensial er høyt (Figur 1.4).



Figur 1.3: Løsmasser i feltområdet (Statens Kartverk 2009).



Figur 1.4: (a) Infiltrasjonsevne og (b) grunnvannspotensial i studieområdet (Statens Kartverk 2009).

Folldal ligger i regnskyggen fra vest, og har et kontinentalt klima som karakteriseres med lite nedbør og store forskjeller i temperatur mellom vinter og sommer. Værdata fra Meteorologisk Institutt viser en gjennomsnittlig nedbør på 364 mm og gjennomsnittlig temperatur på rundt 0,7 °C (DNMI 2009). Nedbørsverdiene er høyest i sommermånedene (juni – august), med maksimum i juli (Tabell 1.1). Variasjonen i temperatur ligger mellom – 10 °C (jan) til +11 °C (juli) (Tabell 1.2).

Tabell 1.1: Nedbørsverdier (1960 – 1991), Folldal målestasjon (9100) (DNMI 2009)

Nedbør – normalverdier pr mnd (1960 – 1991)													
Stnr	jan	feb	mar	Apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
9100	17	13	12	13	26	51	70	54	37	28	23	20	364

Tabell 1.2: Temperaturverdier (1960 – 1991), Folldal målestasjon (9100). (DNMI 2009)

Temperatur – normalverdier pr mnd (1960 – 1991)													
Stnr	jan	feb	mar	apr	mai	Jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
9110	-10,2	-8,8	-4,8	-0,5	5,5	10,0	11,3	10,3	6,1	1,9	-4,6	-8,4	0,7

1.4. Tidligere forskning

Det er gjort flere tidligere studier av flommer i Glommas nedbørsfelt, blant annet med utarbeidete flomsonekart hvor gjentakelsesintervall er estimert for samtlige flomstørrelser. Dette er hovedsakelig blitt gjort i regi av NVE, men bidrag er også kommet fra flere master-/hovedfagsoppgaver (Solberg 1998; Drange 2002; Johansen 2004) og andre private aktører, for eksempel Glommen og Lågens Brukseierforening (Eikenæs *et al.* 2000). Grimsa, isolert sett, er ikke tidligere studert i forbindelse med fluvialgeomorfologi eller paleohydrologi. Det er heller ikke gjort et lignende studie med en kontinuerlig stratigrafi av ekstremflommer gjennom holosen i Norge tidligere.

Bøe *et al.* (2006a) har gjort et paleostudie av Sagbekken, en sideelv i Grimsas nedbørsfelt. Sagbekken ligger i nærheten av munningen til Grimsa, men når ikke helt ut til elva og har erosjonsbasis i det lille tjernet Butjønna. På bakgrunn av lakustrine avsetninger (innsjøsedimenter) fra elva er det funnet 114 flomlag datert tilbake til 9.800 kal år BP (kalenderår før 1950 AD). Dette er brukt til å lage en alder-dybdemodell med kronologisk alder på flomlagene. Resultatene viser at (a) det har vært en økning i gjentakelsesintervallet av flommer mot slutten av holosen, (b) det var en rolig periode tidlig i holosen til ~ 7.600 kal år BP der det var lav flomaktivitet. Dette begrunnes med utilstrekkelige mengder vinternebbør for å skape store smelteflommer. (c) Storofsen i 1789 AD er tydelig markert som det største flomlaget i kjernen som er forårsaket av at Grimsa flommet inn i Butjønna. (d) Fuktige, sørvestlige vinder fra Atlanterhavet gir større flomfrekvens i området. Det vises til at flommer kan fungere som et indirekte signal, *proxy*, på tidligere nedbørsmengder, der endringer i vinternebbør relateres til forskjeller i solinnstråling.

I Atnavassdraget, som grenser til Grimsa i sør, er det gjort et tilsvarende studie også basert på lakustrine sedimenter (Nesje *et al.* 2001). Målet med dette var å forlenge den historiske dataserien for flommer i Øst-Norge. Resultatene viser at det har vært en økning i flomfrekvens i perioder med kaldere klima, eksempelvis under "den lille istid" rundt 1700-tallet.

Drange (2002) har også gjort en studie i Sagbekken, der det både er sett på paleoflommer og er gjort en fluvialgeomorfologisk kartlegging for estimering av flomstørrelse av vårflommen i 2000 AD. Resultatene viser at de 25 yngste flomlagene fra lakustrine sedimentkjerner kan relateres til flomlagene fra Atna, og det argumenteres derfor med at sedimentkjernen fra Sagbekken gir et regionalt flomsignal. Det er også identifisert at store, sjeldne flommer

forekommer ved kaldere klima, mens mindre flommer med høyere frekvens skjer i varmere perioder.

Det har vært gjennomført få paleohydrologiske studier i Norge. Derimot er historiske flommer, altså rekonstruksjoner av flommer basert på historiske kilder, studert ved flere tilfeller. Historiske kilder er blant annet statlige eller private arkiver, nedskrivinger på gårder, flomstøtter, eller andre indirekte data. Norges Vassdrag og Energidirektorat (NVE) bruker skattereduksjoner som indikator på størrelse av historiske flommer. Skatteregistre og statlige skadeerstatninger er lagret langt tilbake i tid og gir detaljerte beskrivelser av hendelsene (Roald 2008b). NVE, i regi av Roald (pers.komm. 2008), holder også på å etablere en database for historiske flommer i Norge, der noen av dataene er brukt i denne oppgaven.

Roald (2002b) har sett på diverse historiske flommer i Norge og sammenlignet vilkårene for ekstremflommer på Øst- og Vestlandet. Det legges vekt på perioden 17 – 1800 tallet, som en del av økt flomfrekvens på grunn av lille istid. Storofsen i 1789 AD, Storeflaumen på Vestlandet i 1743 AD og 1860-flommen på Østlandet beskrives i detalj (Roald 2002a; b). Det vises til hvordan det på Østlandet må være smelting både i fjellet og lavlandet samtidig for å få en ekstremflom som i 1789 AD.

På grunnlag av historiske kilder og rekonstruerte værforhold beskrives forutsetningene for katastrofeflommen Storofsen i juli 1789 AD (Østmoe 1985). Det er fokusert på hvordan høy- og lavtrykkssystemene over Europa dannet fronter som skapte muligheten for de massive nedbørsmengdene (se kapittel 2.3.1 for nærmere beskrivelse). Østmoe (1985) antar at flommen hovedsaklig var en regnflom supplert av sen smelting. Dette begrunnes i at det gikk ras også i lavereliggende deler av nedslagsfeltet hvor det ikke var snø igjen etter vinteren. Her ble rasene tilsynelatende ble utløst av de massive nedbørsmengdene.

Det er gjort flere paleostudier av diverse elver og deres flomfrekvens spesielt i Europa, USA og Kina. Arbeidet er i høy grad relevant til dette studiet og vil kommenteres nærmere i diskusjon og analysedelen.

2. Bakgrunn

2.1. Flommer

I følge NVE er ikke flombegrepet entydig, men defineres som en situasjon der en elv har større vannføring en normalt på grunn av økt tilførsel av vann, gjerne i form av smelting eller nedbør (Eikenæs *et al.* 2000). Oxford Dictionary (Mayhew 2004) definerer flom som når vannstanden overgår kanalens kapasitet. *Vannstand* er høyden vannet når opp til i kanalen, mens *vannføring* er en gitt vannmengde som passerer et punkt i elva, oftest uttrykt i volum per tidsenhet (m^3/s) (Eikenæs *et al.* 2000). *Vannhastighet* uttrykkes der i mot i meter per sekund og er et viktig parameter for erosjon, transport og avsetning i et fluvialt system (Knighton 1998). For flommer som ikke er målt direkte, kan vannføring og vannstandsverdier rekonstrueres ved paleoflomhydrologi.

Klassifisering av flommer kan gjøres på forskjellige måter. I et paleohydrologisk perspektiv ses det som oftest på årsaker til hvorfor flommene forekommer, med utgangspunkt i nedbør, temperatur og klimaforløp. En annen tilnærming er å se på *hvordan* flommen forekommer, altså dens egenskaper, da vanligvis gjennom flommens hydrograf. En hydrograf dannes på grunnlag av målinger for vannføring og vannstand over ett gitt tidsrom, og sier derav noe om hvor raskt et fluvialt system responderer på vanntilførsel. Den sier derav noe om hvordan flommen utvikles i vassdraget, der en smal og høy hydrograf viser til en rask avrenning, mens en mer avrunnet hydrograf viser til en mer langvarig flom. Skadeomfang har også vært en måte å klassifisere flommer på, men dette har for det meste blitt gjort i moderne tid med menneskets tilstedeværelse. De tre nevnte klassifikasjonene samles gjerne til et estimat av flommers frekvens, det vil si hvor ofte en flom med en viss størrelse og skadeomfang forekommer innenfor et tidsintervall.

Knighton (1998) beskriver ulike parametere som påvirker elvenes vannføring og som er med på å avgjøre flommers *responstid*, tiden det tar for flommen å bygges opp, og *flomtopp*, maksimal vannføring under en flom forbi et gitt punkt. Dette er avhengig av blant annet størrelse på nedbørsfeltet, *effektiv nedbør* (nedbørsintensitet og nedbørsmengde), jordtype, vegetasjon, relieff, sinitusitet (grad av meandring), elvas *planform* (form på elva sett ovenfra) og nedbørens romlige utbredelse over nedbørsfeltet. For store flommer regnes ofte visse egenskaper som kritiske, at det er gitte verdier som overstiges forut for hendelsen som har potensial til å øke flommen flere størrelsesordener. Dette er ofte en funksjon av jordas

infiltrasjonskapasitet, altså jordas maksimale evne til å ta i mot vann. Høye fuktighetsforhold gir en økt metningsgrad i jorda, noe som gjerne skyldes intens og langvarig nedbør eller snøsmelting. Dette skaper lavere infiltrasjonskapasitet og vil øke overflateavrenning og derav økte vannmasser i elvene. Også andre situasjoner, som tæle i bakken eller store forekomster av leire kan gi en drastisk reduksjon i infiltrasjonskapasiteten i jorda (Knighton 1998). I forhold til flommer i Norge som gjerne blir påvirket av snøsmelting, er også temperaturforhold et kritisk parameter.

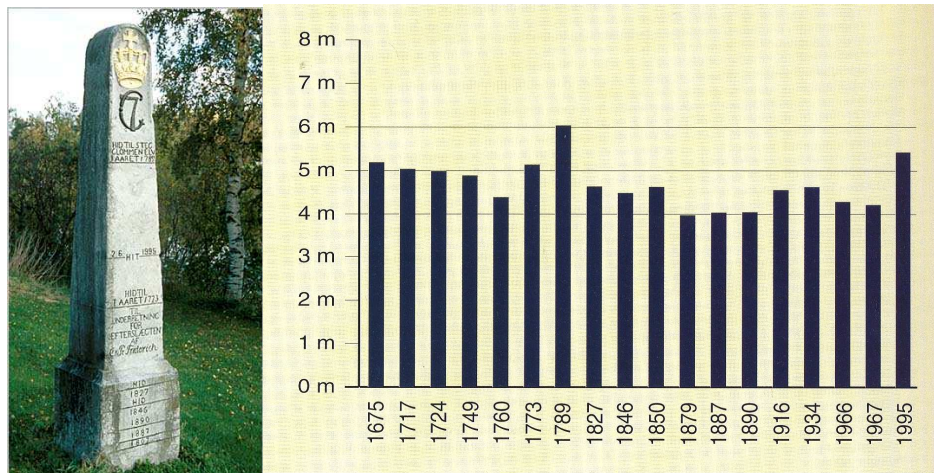
2.2. *Klimatiske forhold for flom i Norge*

Klima betegnes som gjennomsnittlig værforhold over en 30-års periode, der ekstremvær er hendelser som går kraftig utover gjennomsnittet for et gitt område. Økt forekomst av ekstremvær kan skyldes at været varierer omkring et annet gjennomsnitt enn før eller gjennom økning i variasjonsbredden (differansen mellom den høyeste og den laveste verdien i en populasjon) (MET 2009). Ekstremvær kan forårsake store flommer på grunn av avvik i temperatur- og nedbørsforhold. To av de største ekstremværhendelsene i Norge forekom på Østlandet i 1789 og 1995 AD, henholdsvis flommene Storofsen og Vesle Ofsen. Storofsen er omtalt som den største naturkatastrofen og flommen som er registrert i Norge, både i forhold til skadeomfang, vannføring og utbredelse i landet (Bøe *et al.* 2006a).

Norge blir påvirket av vestavindsbeltet og polarfronten som skaper ustabile nedbør- og temperaturforhold. På Vestlandet gjør dette at luftmasser fra nordvest og sørvest bringer med seg lavtrykk over kysten som gir orografisk- og frontalnedbør. Nedbørsmengder i vest kan overstige 4.500 mm per år i høytliggende områder og Meteorologisk Institutt opererer med årlige gjennomsnittsverdier på 1861 mm (DNMI 2009). Ettersom vestavinden inn mot kysten er sterkest på høsten og tidlig på vinteren, er det mest nedbør i Vest-Norge på denne tiden (Otnes og Ræstad 1978). Flommer på Vestlandet forekommer derfor mellom sent i oktober til tidlig januar. Det er typisk at man først har en kald periode der mye snø samles i fjellområdene, etterfulgt av en varm periode med rask smelting og mye regn (Roald 2002b).

I Øst-Norge og andre områder som er beskyttet fra vest, er nedbørsverdiene betydelig lavere, med gjennomsnitt på 771 mm, men nedbøren kan komme helt ned mot 250 mm nord i Gudbrandsdalen. Her er det konvektiv nedbør som dominerer, med maksforhold på sommeren. I følge Bøe *et al.* (2006a) har de største flommene på Østlandet, med en vannføring over 2000 m³/s, skjedd mellom mai og juli. Disse vår- og sommerflommene oppstår som en kombinasjon av mye nedbør og sen avsmelting, i tillegg til stor avrenning

dersom det fremdeles er tæle i bakken. Historisk har Glommavassdraget konsekvent hatt de største flommene i Norge.



Figur 2.1: T.v. Flomstøtten fra Elverum. T.h. Oversikt over de største flommene i Glomma ved Elverum fra 1675 til 1995 AD. (Eikenæs et al. 2000; Bøe et al. 2006a).

I Norge følger vannføring i elvene årstidene med smelteperioder og nedbørssykluser. Dette fører til at flommer skjer til gitte perioder på året (Church 1988). Disse skilles fra hverandre i forhold til hva som er den dominerende kilden til økt vannføring i vassdragene. Om sommeren og høsten er det hovedsaklig nedbør som dominerer, her kalt regnflom. På våren er det derimot avsmelting som er den viktigste agensen, her kalt smelteflom. Dersom dette kommer samtidig, har man stor mulighet for å få en flom større enn årlige normalflommer (Roald 2002b). Det er også vanlig med flommer på grunn av isavgang eller ras. Sæterbø *et al.* (1998) har visualisert avrenningsregimer i vassdrag i Norge, og satt disse i forhold til regioner som har tilnærmet like flomscenarier og værforhold (Tabell 2.1). Dette er også utgangspunktet for NVE sine inndelinger av flomregioner (Eikenæs *et al.* 2000). I tråd med at Grimsa tilhører fjell- og innenlandsregimet har elva økt avrenning og flomfrekvens om våren.

Tabell 2.1: Hydrologiske flomregimer (Sæterbø et al. 1998).

Regime	Høy avrenning	Lav avrenning	Steder
Breregimer	Sommer	Vinter	Vassdrag påvirket av isbreer
Fjellregimer	Vår	Vinter	Indre deler av Sør-Norge, Nord-Trøndelag og Nordland. Mesteparten av Troms og Finnmark
Innlandsregimer	Vår og høst	Vinter	Indre deler av Øst- og Sørlandet og Trøndelag, smalt belte på Vestlandet, Nordland, delvis i Troms
Overgangsregimer	Vår og høst	Sommer og vinter	Som for innlandsregimer, men nærmere kysten
Kystregimer	Høst og vinter	Sommer	Kystområder i Sør-Norge, ytterste kyststrøk i Trøndelag, Nordland og deler av Troms

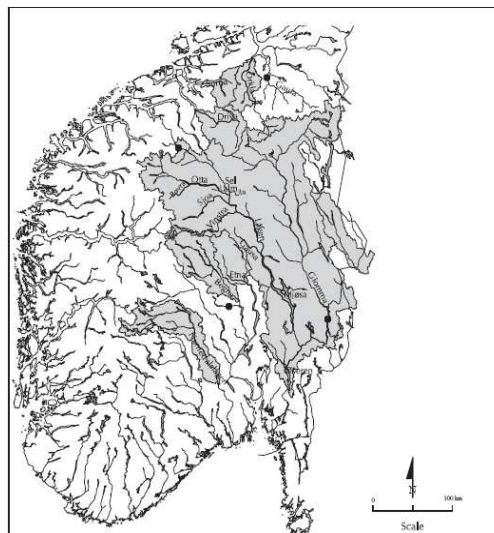
2.3. Flommer i Glommavassdraget

Glommavassdraget er Norges største vassdrag på 41.500 km². Det strekker seg fra Tylldalsfjellene i Sør-Trøndelag og munner ut i havet ved Fredrikstad. Vassdraget har to hovedgrener, Glomma i Østerdalen og Lågen i Gudbrandsdalen, der det totale nedbørsfeltet utgjør 13 % av Norges samlede landarealer. Vanlig middelvannføring i hele Glommavassdraget ligger på 700 m³/s, men kan komme opp i 3.500 m³/s i de nedre delene av elva (Finstad 2009).

2.3.1. Storofsen i 1789

”Mjøsa ble full av trær og hus. Vannet ble som grøt og var ikke klarnet igjen et år etterpå. Øyeren ble dobbelt så lang som vanlig, og gikk helt opp til Nittedals kirke. Ingen beretninger kunne fortelle om noe lignende før og ingen gang senere har elvene og sjøene på Østlandet stått så høyt” (Østmoe 1985:7).

Storofsen oversvømte nesten hele Østlandet, i både Glomma, Lågen og Mjøsa, Numedalslågen og Driva (Figur 2.2). Rundt 78 mennesker og over 7000 husdyr omkom og flerfoldige gårder og hus ble ødelagt (Skogmuseum 2008). Vannføringen ble ikke direkte målt, men er anslått til å være over 4000 m³/s inn i Mjøsa (Eikenæs *et al.* 2000).



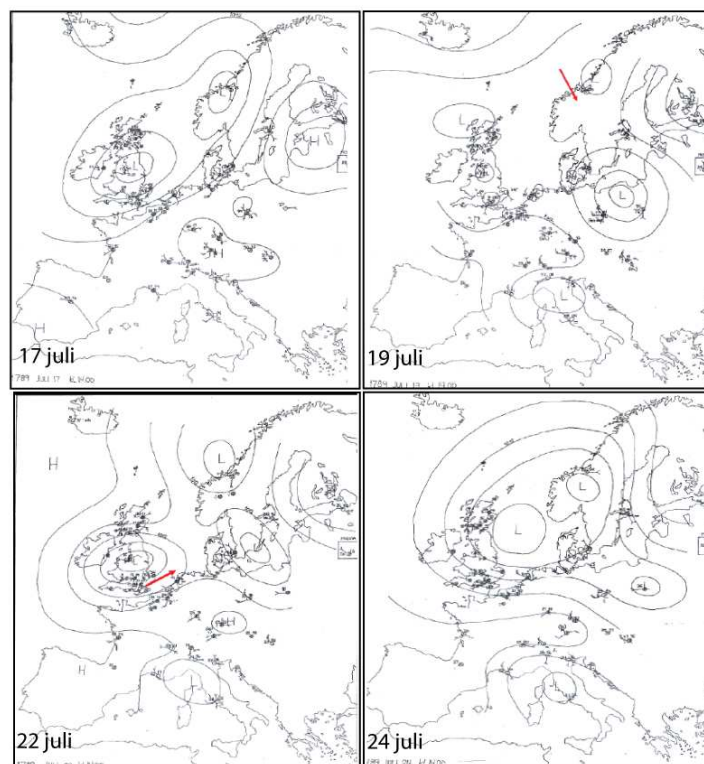
Figur 2.2: Området der Storofsen flommet over (markert i grått) (Roald 2002b).

Storofsen er karakterisert som en regnflom, men bakgrunnen for flommen var en kombinasjon av flere parametre. Først ekstremt kald førvinter med lite snø, noe som bidro til en dyp tæle i bakken. Over nyttår kom det snø som isolerte denne tælen, noe som skapte lavere infiltrasjonskapasitet og høyere avrenning da flommen skjedde (Eikenæs *et al.* 2000). Rundt

18.-19. mai startet snøsmeltingen. Kombinasjonen av tining og en samtidig kraftig nedbør førte til at bakken ble raskt mettet, med økt avrenning som resultat. En påfølgende hetebølge i juni med opptil 30 °C og høy luftfuktighet, førte til at flere kritiske parametre ble oversteget.

Til vanlig oppstår snøsmeltingen i den østlige delen av Glommavassdraget, altså i lavlandet, noe tidligere enn i den vestlige delen av vassdraget som ligger høyere over havet. Dersom avsmeltingen i den lavereliggende og østlige delen av vassdraget er sen, kan dette skje samtidig med avsmeltingen i fjellområdene i vest. Et slikt tidsmessig sammenfall i avsmeltning er ifølge Roald (Roald 2002b) en forutsetning for en ekstremflom i nedbørsfeltet.

Under Storofsen kom flommen nesten samtidig i både Glomma og Lågen på grunn av frontnedbøren som dekket nesten hele nedbørsfeltet. Dette ga muligheten for oppbygging av en enorm flomtopp. Den kraftige nedbøren er blitt forklart med at det i midten av juli bygde seg opp et lavtrykk over Polen med varm og fuktig luft fra Sør-Atlanteren og Middelhavet. Dette beveget seg nordover mot Skandinavia, der et solid høytrykk over Finland sperret lavtrykket mot øst. Et sterkt høytrykk over Island gjorde at lavtrykksbygene ble liggende mellom høytrykkene fra nord og øst, i tillegg til å bli sperret av fjellene i vest (Figur 2.3). Den 20. juli startet en intens frontnedbør, med maksimumsverdier den 22. juli (Østmoe 1985). Storofsen ses på som en analog til ekstreme nedbørsflommer på Østlandet.



Figur 2.3: Rekonstruert høy- og lavtrykksforhold for de kritiske dagene under Storofsen (Østmoe 1985).

Dette trykksystemet er i følge Roald (Roald 2008a) en dominerende lavtrykksbane for storflom i Europa. Det var et slikt system som var årsak til flomkatastrofene i Oder i 1997 AD, Elben og Donau i august 2002 AD og Vesle Ofsen i Norge i 1995 AD. Man kan til en viss grad si at disse ekstremflommene fungerer som indikator på et slikt værssystem som beskrevet over. Hvor flommens senter blir, over Norge eller lenger sør i Europa, er betinget av hvor høytrykket ligger og sperrer lavtrykket som forårsaker frontnedbøren.

Til forskjell fra Storofsen, er Vesle Ofsen klassifisert som en smelteflom. Denne hadde snømengder på mellom 130 – 150 % av normalen da smeltingen startet (Finstad 2009). Det er beregnet at 4000 mill. m³ smeltevann rant ut i Glommavassdraget mellom 25. mai og 2. juni, noe som tilsvarer ~ 100 mm vann fordelt over hele nedbørfeltet. Den 2. juni kuliminerte flomtoppen, 69 cm under merket etter Storofsen på Elverum. I følge Finstad (2009) ville Vesle Ofsen hatt like stor flomtopp som Storofsen dersom ikke flommagasinerne hadde blitt brukt aktivt.

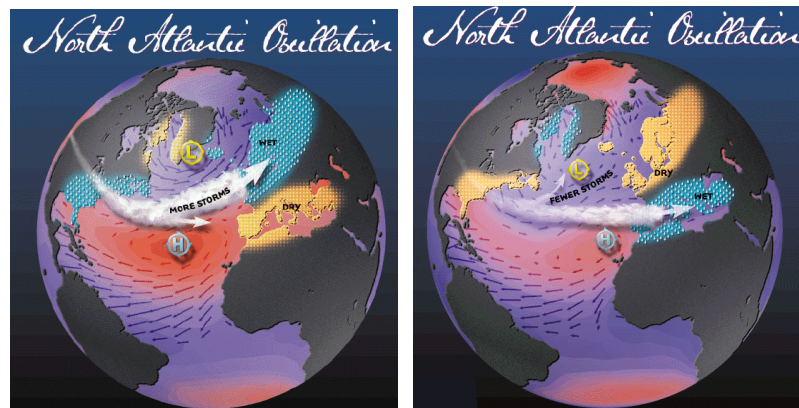
Uavhengig om smeltevann eller nedbør er hovedagens kan det være fruktbart å vise til at de to flommene hadde et spesielt trykksystem som utslagsgivende faktor. I tilfellet kan det bli lettere å sammenligne paleoflomdata fra Europa og andre steder, som ser på større sirkulasjonsmønstre. Flommene kan dermed i større grad fungere som indikator for slike værssystemer i hele regionen. Da løftes diskusjonen fra snøparametre og lokale værforhold, til å si noe mer om regionale værssystemer og endringer.

Det er ikke kun fordi Storofsen er ansett som en av de største naturkatastrofene i Norge, både i utbredelse og størrelse, at den er interessant for en nærmere studie. Flommen skjedde i en kaldere og våtere periode med økte flomhendelser i Norge og Europa (Grove 1972; Macklin et al. 2006), der en positiv, nordatlantisk oscillasjon (NAO) kan ha bidratt til de store nedbørsmengdene (Nesje et al. 2007). Jacobeit et al. (2002) viser til en korrelasjon mellom store flommer i Europa og større sirkulasjonssystem på den nordlige halvkule siden 1500 AD, der NAOen har spilt en viktig rolle. Derfor er det i denne oppgaven forsøkt å se på sammenhenger mellom NAO og historiske flommer på Østlandet.

2.4. Den Nordatlantiske Oscillasjon (NAO)

Den Nordatlantiske Oscillasjonen (NAO) er systematisk varierende atmosfæriske lufttrykk på den nordlige halvkule mellom et lavtrykk over Island og høytrykk ved Azorene. NAO påvirker vindhastighet og tilførsel av fuktighet og varme fra Atlanterhavet og påvirker intensiteten, retning og antall stormer på den nordlige halvkule. Oscillasjonen er med på å

bestemme de klimatiske forholdene i regionen. Variasjonene er raske i en klimatisk sammenheng, med årlige til tiårige sykluser. Når trykksystemene er anomalt sterke, føres kraftigere vestavinder enn normalt inn over Europa. Dette gir til milde og fuktige luftstrømmer innover Vest-Norge som gir mye nedbør på kysten og klassifiseres som en positiv NAO. Svake lufttrykk gir en negativ NAO, der lavtrykket forflyttes sørover og arktisk høytrykk trekkes ned over Norge. Dette gir kalde og tørre vintre i Norge og fuktige forhold i Sør-Europa (Hurrell *et al.* 2003) (se Figur 2.4).



Figur 2.4: Viser sirkulasjonsmønstre for positiv (t.v.) og negativ (t.h.) NAO (Visbeck 2009).

Det er laget en indeks som viser fluktuationene i NAO siden 1861 AD basert på instrumentelle data (Hurrell *et al.* 2003). Det er også rekonstruert en NAO-indeks helt tilbake til 1500-tallet ved hjelp av instrumentelle data, proksier fra Eurasia og regresjonsanalyser (Luterbacher *et al.* 2002).

Den generelle NAO-indeksen tar utgangspunkt i vintermånedene og beskriver således ikke de dominerende trykksystemene i sommermånedene. Dette gjør at NAO ikke har direkte korrelasjon til regnflommer som skjer om sommeren. Smelteflommer vil allikevel påvirkes, ettersom disse avhenger av vinternedbør i form av snø. Nylig er det forsøkt å rekonstruere et mønster for nordatlantiske variasjoner om sommeren (juli – august). Denne indeksen brukes som sommerparallellen til vinter indeksen, kalt SNAO. Dette mønsteret er mindre i utbredelse enn NAOen, der høytrykket over Azorene trekkes nordover mot Nordvest-Europa og lavtrykket over Island er mindre. SNA-oscillasjonen er i følge Folland *et al.* (2008) en viktig faktor for sommerklimaet i Nord Europa, og antydes å bidra til episoder med høy nedbørsintensitet og flommer eller til tørkeperioder. Siden denne indeksen ikke er særlig utarbeidet, vil det imidlertid ikke bli lagt vekt på denne i studien. Det antas videre i oppgaven at NAO påvirker flommer hovedsakelig gjennom vinternedbør som magasineres som snø i fjellene.

Det er diskutert hvorvidt endringer i oscillasjonen påvirkes av økte drivhusgasser i atmosfæren og således kan påvirkes av antropogene utslipp (Hurrell og Van Loon 1997). Analyser av iskjerner fra Grønland har påvist hurtige endringer i klima *før* menneskelig påvirkning, noe som kan relateres til naturlige fluktuasjoner i en nordatlantisk oscillasjon. I følge Hurrell og Van Loon (1997) har endringer mot en positiv NAO siden 1980-årene bidratt til varmere gjennomsnittstemperaturer på den nordlige halvkule på grunn av økt interaksjon mellom hav og land. Økt forståelse for dette sirkulasjonsmønsteret er derfor viktig for å kunne si noe om fremtidens klima på den nordlige halvkule uavhengig om det er menneskeskapt eller ikke og er relevant for denne oppgaven dersom variasjonene faktisk er med på å styre ekstremflommer over Norge og Nord-Europa for øvrig.

3. METODE

Denne oppgaven har primærdata som hovedkilde, der innsamlingen av data har vært todelt. Den ene delen har vært en fluvialgeomorfologisk feltkartlegging av elva Grimsa med dens interne morfologi. Den morfologiske kartleggingen er brukt for å estimere vannføring og vannhastighet i elva og for å klassifisere elvestrekk. Dette er gjort for å kunne gi en analyse av Grimsas hydrauliske regime i dag og å si noe om hvordan dette kan respondere på potensielle endringer i fremtiden. Feltkartleggingen beskrives nærmere i kapittel 3A.

Den andre datainnsamlingen er et paleohydrologisk studie. Hovedfokus i oppgaven ligger på analyse av lakustrine avsetninger fra en sedimentkjerne hentet fra et kjern på Grimsmoen. Dette er gjort for å rekonstruere flomhistorien og flomfrekvens i Grimsa gjennom holosen. Metoden blir forklart nærmere i kapittel 3B.

Til tross for det todelte fokuset, er det forsøkt å gi en så fullstendig analyse som mulig av flomregimet i Grimsa med et holistisk perspektiv. Metodene brukt er således hentet fra geomorfologi, sedimentologi, hydrologi, hydraulisk modellering og statistikk. På grunn av den interdisiplinære karakteren, er det behov for mange forskjellige metoder med ulik kompleksitet, der det ikke er gått like mye i detalj i alle metodetilnærmingene (eksempelvis frekvensanalyse og modellering). Hovedtrekkene i en paleoflomanalyse som beskrevet av Benito og Thorndycraft (2005) og feltprosedyrer for fluvialgeomorfologi beskrevet i Benson og Dalrymple (1984) er brukt.

A: Fluvialgeomorfologisk kartlegging

Det teoretiske utgangspunktet bak den fluvialgeomorfologiske analysen er konseptet om dynamisk likevekt. Dette tilsier at elva har en forholdsvis stabil form samtidig som den er i kontinuerlig intern endring tilpasset det eksterne klimaet. Klimaet og det hydrologiske regimet er altså hovedvariabel, der vannføring og flomregime over tid vil utvikle en spesifikk kanalform og kanaltype (Harvey 1969). Dette er en forutsetning for å kunne relatere elvas morfologi med dens sårbarhet og potensielle endring, til klimaendringer.

Kanalens dimensjoner ble målt i flere tverrsnitt, der målene er brukt i en endimensjonal matematisk modell som viser vannhastighet og vannføring. Målet bak denne kartleggingen er å gi størrelsesestimat av vannføring ved flom i vassdraget, og vise hvordan intern morfologisk

kartlegging av elva kan brukes i enkle modelleringer for et flomscenario i elva i dag, med områder der elva kan flomme over elvebankene. Denne type kartlegging kan også benyttes for å finne gunstige lokaliteter for paleohydrologiske kjerneprøver.

Det gjøres ikke direkte vannføringsmålinger i Grimsa per i dag. Direkte vannføringsmålinger må gjøres over et lengre tidsrom for å få gyldige gjennomsnittsverdier, og der dette ikke er gjort, kan kartleggingen beskrevet under brukes. Den detaljerte kartleggingen vil også ha større oppløsning enn det som er normalt ved vanlige vannføringsmålinger, som kun tar for seg ett punkt i elva.

Elvas morfologi er også brukt for å klassifisere ulike elvestrekk, ut i fra tanken om at et type strekk har et avhengighetsforhold til en gitt vannføring og flomregime. Dette viser de ulike egenskapene i elva i dag, i tillegg til å si noe om hvordan elva kan utvikle seg ved forskjellige endringer som påvirker flomregimet i elva. Også fluviale landformer som relikte elveløp og flomsletter utenfor kanalen er undersøkt.

I denne delen av metoden presenteres først selve den fluvialgeomorfologiske kartleggingen og forutsetninger for å gjennomføre dette. Deretter vil beskrivelse av måling av de ulike parametrene for modellering av vannføring og vannhastighet forklares nærmere i detalj. Til slutt beskrives metoden for klassifisering av elvestrekk.

3.1. Kartlegging

Den fluvialgeomorfologiske kartleggingen ble gjort over tre uker, sommeren 2008. Hele elvas utstrekning ble undersøkt, der det ble gravd flere snitt i elvebankene og materialet ble analysert ut i fra NGU sine standarder (NGU 2009)

Intern kanalgeometri reflekterer geologi og elvas fysiske prosesser som en effekt av eksterne forhold som nedbør og temperatur. Samtidig styres morfologien mye av elva selv, der erosjon, transport og avsetning endrer kanalstrukturen og sedimentforholdene (Church 1988). Kanalmorfologien domineres i følge Leopold *et al* (1964) således av åtte hovedvariabler med et gjensidig avhengighetsforhold. Dette er henholdsvis vannføring og vannhastighet, bredde, dybde, gradient, kornstørrelse, sedimenttransport og ruhet i bunnmaterialet. Hvis en av disse variablene endres, vil det skape en endring i hele systemet. I følge Rosgen (1994) bør disse morfologiske verdiene derfor brukes ved klassifisering av et fluvialt system.

Disse variablene er kartlagt i felt ved tverrsnittmålinger i kanalløpet, fordelt gjennom hele elva. Først er det målt bredde og dybde, stigning per meter og kornstørrelse, der parametrene er brukt for å finne ruhet, hastighet og vannføring. Sedimenttransport er ikke vurdert i denne

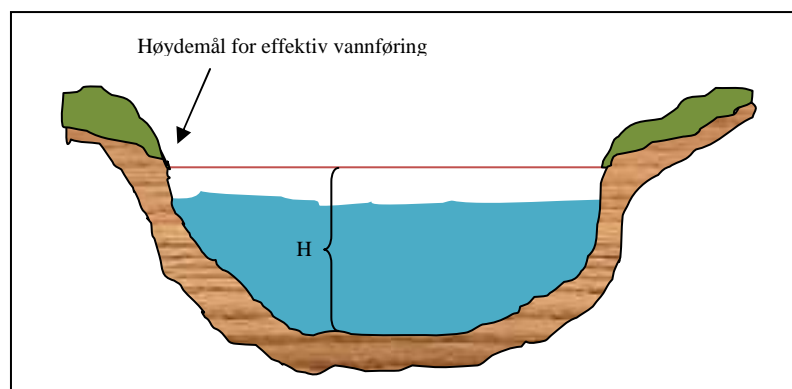
studien, men kornstørrelsene i elva er brukt for å se på mobilisering av bunnmaterialet ved ulike vannhastighetsverdier.

Til sammen er det målt 15 tverrsnitt i dagens kanalløp, og 4 tverrsnitt i et relikv elveløp (se kapittel 4.1 for nærmere beskrivelse og figurer). Tverrsnittene er plukket ut med et tilnærmet jevnt intervall nedover i elva, der lokalitet for tverrsnittene ble valgt basert på å få et variert utvalg av de forskjellige egenskapene i elva, eksempelvis gjel, meandrerende strekk eller områder med brattere gradient. På denne måten representerer de ulike profilene ulike elvestrekk, som er en lengde i elva med gitte verdier av variablene nevnt over. Dette endres som oftest gjennom elvas utstrekning og en elv vil ha flere strekk med egne karakteristika (Marwan *et al.* 2005).

Det er kun tatt ett tverrsnitt per lokalitet (her: profil) på grunn av tidsbegrensning. Dette til tross for at et gjennomsnitt av flere tverrsnitt ville ha gjort estimatene mer sikre (Benson og Dalrymple 1984). Profilene er nummerert nedstrøms, med profil 1 i starten av elva.

3.2. Morfometriske mål

Målene i den fluvialgeomorfologiske kartleggingen er basert på *effektiv vannføring*, altså når vannmengden når helt opp til sidebankene av elva, før vannet flommer utover kanalen. Dette brukes som et minimumsestimat på vannføring ved flom i dagens elv. Den effektive vannføringen relateres til en vannføring med 1,5 års intervall, men kan forekomme flere ganger i året. Sedimenttransport og den hydrauliske morfologien avhenger av hvor ofte effektiv vannføring forekommer i løpet av et år (Rosgen 1994). Dette er altså ikke et mål på store flommer, men gir en gjennomsnittlig maksimumsverdi for årlig vannføring.



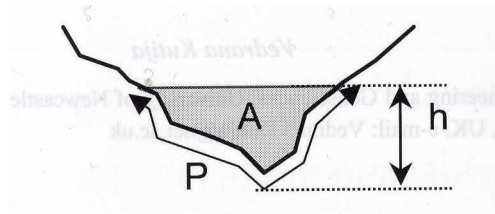
Figur 3.1:Tverrsnitt i elva med flomutsatt bredde, bredde (B) og dybde (H), med utgangspunkt i effektiv vannføringshøyde (H).

Den effektive vannføringen vises i Grimsa som grensen mellom der det er terrestrisk vegetasjon og ikke, eller til toppen av elvebanken, før flomsletten starter (figur over). I

områder med bart fjell, er fravær av mose og lav eller fargeforskjeller i fjellet brukt som estimat. Der kanalen meandrerer er utgangspunktet for høydemål av den effektive vannføringen målt i innersvingen, ettersom yttersvingen flere steder har erodert i banken og utrasinger har bidratt til høyere banke.

3.2.1. Bredder og dybdeforhold

Bredden og dybden av elva er målt ved å strekke et tau mellom elvebankene, i tilnærmet 90° vinkel i forhold til kanalen (perpendikulært), festet i kanten av kanalen med en høyde tolket til å tilsvare effektiv vannføring. Dybden (h) ble målt hver meter, med utgangspunkt i tauets høyde. Til dette ble det brukt målebånd, pinne med høydemål og tau. Målene er brukt for å finne areal (A), vått perimeter (P) og hydraulisk radius (HR). Arealet finner man ved å gange gjennomsnittlig dybde med bredden på tverrsnittet.



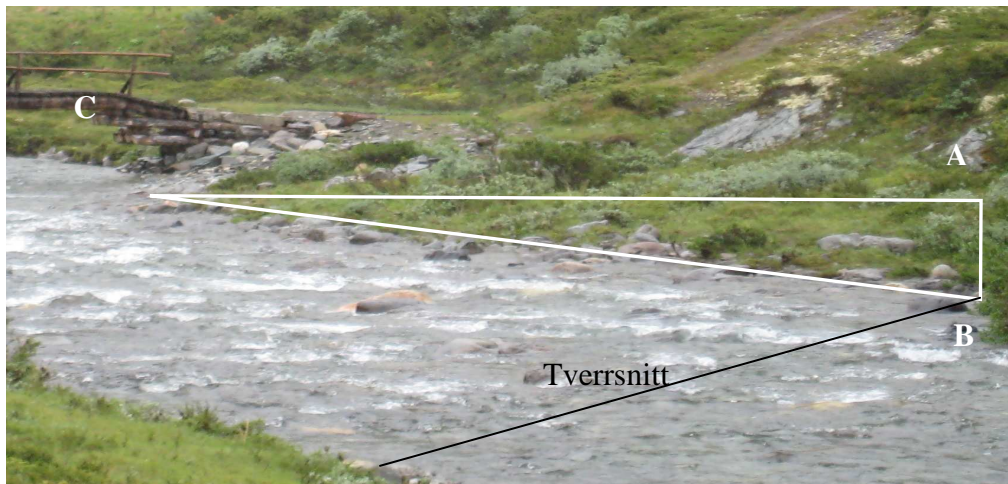
Figur 3.2: Tverrsnitt i en kanal. P er vått omkrets, A er arealet og h er dybden (Kutija 2002).

Bredden/dybdeforholdet beskriver graden av kontaktflate mellom vann og elveløpet, der høyere tall tilsier grunnere og bredere kanalløp. Dette regnes ut ved å dele bredden med gjennomsnittlig dybde og brukes i klassifiseringen av elvestrekk.

3.2.2. Gradient

Gradienten er målt ved hjelp av et speilkompass som holdes i 90° vinkel en gitt høyde over bakken, der man finner et punkt oppstrøms i elva (Figur 3.3). Avstanden mellom speilkompasset (punkt A), vannkanten (punkt B), og punktet oppstrøms (punkt C) måles og man kan således regne ut gradienten som en funksjon av meter stigning per meter. Punkt A-B ble konsekvent tatt ved samme punkt som tverrsnittet og høyden på A-B ble satt til 0,93 m (høyde på målestokk) for å få et så godt sammenligningsgrunnlag som mulig mellom profilene. Stigning per meter gir S i formelen for vannføring (

Formel 2 og Formel 3). Kalkulert gradient (ACOS^{-1}) er brukt i klassifiseringen av elvestrekkene.

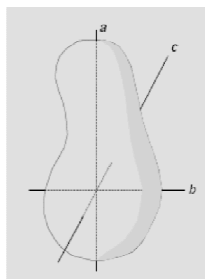


Figur 3.3: Viser metode for måling av gradient der A er speilkompassets posisjon, B er vannkanten og C er et punkt oppstrøms.

Kanalløp endres ofte kontinuerlig der det er en gjennomgående endring av bunnen. Allikevel vil den gjennomsnittlige gradienten av vannoverflaten holdes mer eller mindre konstant (Benson og Dalrymple 1984). Målingene ble derfor gjort i vannoverflaten og ikke langs kanalbunnen.

3.2.3. Kornstørrelse fra bunntransport

Kornstørrelsesmål ble i dette studiet gjort stokastisk, der hver partikkel som målepinnen traff ved dybdemålingene ble målt. Dette ligner på Wolman sin *pebble-count* metode, men har ikke et like stort utvalg av partikler i hvert tverrsnitt (Wolman 1954). Størrelsesmålingen er gjort på grunnlag av *b-aksen*, bredden på partikkelen, som representerer gjennomsnittlig størrelse (d_{50}) (se Figur 3.4). Det ble målt mellom 15 og 50 partikkelstørrelser per tverrsnitt, avhengig av bredden. Dette er ikke et godt statistisk utvalg for hvert tverrsnitt, men gir noen indikasjoner på grovheten på partiklene i elva som helhet.



Figur 3.4: Mål av forskjellige akser på en partikkel. I denne studien ble *b-aksen* benyttet (Bunte og Abt 2001).

De groveste partiklene dannet ofte et lag over de finere partiklene under (imbrikasjonslag) og de grovere partiklene er således blitt overrepresentert som generelt materiale i elva. Det er allikevel disse overliggende partiklene som utgjør ruheten til kanalbunnen og som er relevant for denne studien.

Hydraulisk motstand i en elv gis i stor grad av størrelsen og form på partiklene i kanalbunnen og partikkelstørrelsen kan derfor brukes som mål på friksjon i elva. Kornstørrelsen i hvert tverrsnitt (median) er derfor brukt som veiledende for estimering av ruhetskoeffisient i hvert tverrsnitt. Til dette er tabellen under brukt.

Tabell 3.1: Partikkelstørrelse i forbindelse med ruhetskoeffisient *Mannings n* (Benson og Dalrymple 1984).

Partikkel	mm	n
Stor Stein (boulders)	≥ 256	0.04 - 0.07
Stein (cobbles)	64 – 256	0.03 - 0.05
Grus	2 – 64	0.028 - 0.035
Sand	0.062 – 2	0.026 - 0.35
Silt	0.004 - 0.062	0.025 - 0.032
Leire	≤ 0.004	0.025 - 0.033

Dersom det er mulig å kartlegge de største steinene i kanalen, er det også teoretisk mulig å finne maksimal vannhastighet for dette strekket. Dette baseres på at de største partiklene som finnes i kanalløpet representerer maksimum transportkompetanse i elva (Kondolf og Piegay 2003). *Transportkompetansen* angir elvas evne til å transportere partikler med en viss kornstørrelse over en gitt strekning, noe som primært innebærer bunntransport. Kompetansen gis altså av vannhastigheten. Dette blir ofte brukt i sammenheng med elvas *transportkapasitet*, som angir den totale mengde sedimenter en elv kan transportere i suspensjon per tidsenhet (Knighton 1998). Costa (1983) har satt opp forholdet mellom de største steinene i elva og vannhastighet som vist i formelen under.

Formel 1
$$V = 0,18d^{0,49}$$

Ligningen viser hvor stor hastighet som skal til for å mobilisere bunnmaterialet. V (m/s) er gjennomsnittlig strømningshastighet, der d er gjennomsnittlig verdi av b-aksen i millimeter og passer for partikler mellom 50 – 3200 mm. Dette er i studien brukt som estimat for mobilisering av både de største steinene og det generelle bunnmaterialet. Fem steder, hhv ved to gjel (profil 9 og profil 12) og i tre strekk med store stein (profil 6, 10 og 11, se resultater), er det målt mellom 5 og 15 stk av de største steinene som er observert i kanalen.

For å kunne gi et estimat av maksimal vannhastighet, må steinene faktisk ha blitt transportert under flommen og må også representere de *største* steinene som har blitt transportert (Kondolf og Piegay 2003). I teorien måles kun den aller største partikkelen som observeres, men det er brukt gjennomsnitt av flere steiner for å minke feilmarginene. Målingene forutsetter også at steinene er fluvialt transportert og ikke ligger igjen som glasifluvialt materiale. Man kan minke denne usikkerheten ved å si at verdien er et maksimumsestimat for hva en partikkel er eksponert for uten å bli flyttet eller et minimumsestimat for mobilisering, jf Williams (1983).

3.2.4. Direkte vannføringsmålinger

I dag måles vannføring og vannstand i alle store vassdrag med elektroniske instrumenter, noe som gir prognoser og direkte målinger av vannføring i elver og flommers størrelse i disse (NVEAtlas 2009). Det finnes ikke måleserier fra Grimsa, men NVE har døgn- og timesmålinger fra en målestasjon på Grimsmoen (2.235.0.1000.1), fra 15.15.1997 til i dag for elva Folla. Siden de to elvene er forholdsvis like store og renner gjennom et lignende naturlandskap, brukes vannføringene fra Folla som referanse til modelleringene for å utelukke store feil.

3.3. Modellering av vannføring og vannhastighet

En matematisk modell som viser maksimal vannføring (m^3/s) og vannhastighet (m/s) i elva er fremstilt på grunnlag av feltkartleggingen. Like strømningsforhold i en elv, gitt av dybde/breddeforhold og friksjonskrefter, er en forutsetning for å kunne estimere en jevn gjennomsnittlig vannføring (Williams og Costa 1988). Elvestrekkene i Grimsa har forskjellige strømmingsegenskaper og vannføringsverdiene er derfor kalkulert ut i fra hver profil.

Ifølge Kutija (2002) er det mest nøyaktig med tredimensjonale modeller for rekonstruksjon av paleoflommer. I en rekonstruksjon av en paleoflom, vil det imidlertid ikke være mulig å lage en veldig detaljert modell i 3D, ettersom landskapet og fluvialgeomorfologien kan ha endret seg. Benito og Thorndycraft (2005) hevder at hydrauliske utregninger med en og todimensjonale modeller allikevel gir et godt grunnlag for beregning av vannføring ved bruk av paleonivåindikatorer.

En enkel endimensjonal matematisk modell som tar utgangspunkt i kanalgeometrien kan settes opp slik:

Formel 2 og Formel 3

$$Q = VA \quad V = \frac{k}{n} \left(\frac{A}{P} \right)^{2/3} S^{1/2}$$

(Edwards 2009)

Der Q er vannføring (m^3/s), V er hastighet (m/s), A er arealet på tverrsnittet, P er vått perimeter ($A/P =$ hydraulisk radius), k er 1 ved bruk av det metriske system, n er Mannings ruhetskoeffisient og S er stigning per meter i kanalbunnen (Kutija 2002). Modelleringen forutsetter både en horisontal vannoverflate, der turbulens under flommen ikke er tatt høyde for, og en jevn kanalbunn. Dette finnes ikke i naturlige elver, og kan gi feilmarginer i utregningene av en åpen, naturlig kanal. Feilkalkuleringer av en jevn kanalbunn kan minskes ved å bruke gradienten på vannoverflaten Benson og Dalrymple (1984), noe som er gjort i denne studien.

Under blir metodene for å kalkulere de ulike komponentene i formelen over gjennomgått.

3.3.1. Vått perimeter

Vått perimeter er beregnet ut i fra dybde og breddeforholdene i tverrsnittet og tilsvarer lengden der vannet berører kanalen. Verdien sier noe om friksjonskreftene som påvirker vannføringen, der større kontaktflate, altså lavere og bredere kanal, tilsier høyere friksjon. Friksjonen i den våte omkretsen står for mellom 90 og 95 % av motstanden til den kinetiske energien i en elv (Sulebak 2007). Verdien brukes for å kunne regne ut hydraulisk radius som igjen brukes for å finne vannføring. Her er det også tatt utgangspunkt i effektiv vannføring. Dette gir P i Formel 2.

3.3.2. Hydraulisk radius

Den hydrauliske radiusen HR er et videreført mål på elvas dreneringseffektivitet, der verdien øker jo dypere og smalere elva relativt sett er. Dette er en funksjon av arealet (A) og vått perimeter (P) i tverrsnittet (Kutija 2002), og settes opp slik:

Formel 4 $HR = A/P$

3.3.3. Friksjonsfaktor

Friksjonsfaktoren, eller *ruhetskoeffisienten*, er en faktor som tar for seg hydraulisk motstand i elva. Faktoren er med på å avgjøre vannhastigheten og energitap i elva, ved at den reflekterer interaksjonen mellom vannet og ujevnheter i elvebunn og – vegger. Verdien er derfor en

viktig komponent i rekonstruksjon av vannføring. Koeffisienten påvirkes av vegetasjon, interaksjon mellom kanalbunn og -banker og bunnmateriale, som kan endres raskt, eller planform og sinuisitet, som endres over et lengre tidsrom (Knighton 1998). For paleoflommer er dette vanskelig å rekonstruere nøyaktig siden parametrene varierer over tid.

Mannings n er en av de mest brukte koeffisientene som gir friksjonstap i elveløp. Hovedproblemet med Mannings n er at den forutsetter uniform strømming, noe som ikke forekommer ved flom. Denne er allikevel brukt i oppgaven, ettersom denne er en av de mest brukte koeffisientene i paleohydrauliske målinger (O'Connor og Webb 1988). Valg av koeffisientverdi for n ble hovedsaklig gjort på grunnlag av feltobservasjoner, med utgangspunkt i Chow (1959) sine estimat for forskjellige elvestrekk og elvetyper Tabell 3.2) Dette ble sammenlignet med direkte kornstørrelsesmålinger i elva fra tverrsnittene.

Tabell 3.2: Ruhetskoeffisienten Mannings n , basert på Chow (1959)

1. Vanlige elver	Normal
a. Rene, rette, full vannføring, ingen dype kulper eller endringer	0.030
b. Samme som over, men noe mer stein og vegetasjon	0.035
c. Ren, noe meanderende, noe kulper og grunner	0.040
d. Samme som over, men noe mer stein og vegetasjon	0.045
e. Samme som over, lavere nivå, mer ineffektive skråninger og strekk	0.048
f. Samme som d, men mer stein	0.050
g. Sluggish strekk, mye vegetasjon, dype kulper	0.070
h. Veldig mye vegetasjon, dype kulper, trestokker og busker i elva	0.100
2. Fjellelver	
a. Grus, stein og noen store stein	0.4
b. Stein og store stein (cobbles og boulders)	0.5

Estimering av ruhetskoeffisienten fra dagens elveløp kan skape store feilkilder ved en ekstrapolering til tidligere eller fremtidige flommer, ettersom elvestrekkene endres. Det er imidlertid funnet flere indikasjoner på forholdsvis stabil planform og sinuisitet i Grimsa (se diskusjon). Feilvurderinger av koeffisienten kan skape for høye eller lave vannføringsestimater, der eksempelvis vegetasjon kan øke n -faktoren med 0.04. Feilmarginer for vannføring er i oppgaven kalkulert til å ligge på $\sim 12\%$ og $\pm 0.2 - 0.8$ i vannhastighetsestimater, ved en endring i $\pm 0.005 n$ (se appendiks B).

3.4. Klassifisering av elvestrekk

Elvestrekkene er klassifisert på grunnlag av Rosgens klassifiseringssystem (1994), som vist i figuren under.

Dominant Bed Material	A	B	C	D	DA	E	F	G
1 BEDROCK								
2 BOULDER								
3 COBBLE								
4 GRAVEL								
5 SAND								
6 SILT/CLAY								
Entrenchment ratio	< 1.4	1.4 - 2.2	> 2.2	N/A	> 2.2	> 2.2	< 1.4	< 1.4
Sinuosity	< 1.2	> 1.2	> 1.4	< 1.1	1.1 - 1.6	> 1.5	> 1.4	> 1.2
Width : depth ratio	< 12	> 12	> 12	> 40	< 40	< 12	> 12	< 12
Water surface slope	0.04 - 0.099	0.02 - 0.039	< 0.02	< 0.02	< 0.005	< 0.02	< 0.02	0.02 - 0.039

Figur 3.5: Figur som viser klassifisering av elver etter Rosgen (1994), med 42 forskjellige elvetyper. Stiplet linje viser nedgravingsrate. Sinusitet og nedgravingsrate i tabellen kan variere med ± 0.2 deler og bredde/dybdeforhold kan variere med ± 2.0 deler.

Tallene 1-6 representerer partikkelstørrelse, mens bokstavene A-G er brukt for gruppering av gitte verdier for sinusitet, bredde/ dybdeforhold, gradient og nedgravingsrate (entrenchment ratio). Nedgravingsraten er et estimat på hvor stor grad elva er skåret ned i dalbunnen. Raten kan brukes til å si noe om hvor stort potensial elvestrekket har for å flomme utover kanalløpet, om det ligger i et område med flomsletter, relikte flomsletter eller ligger utenfor et flomutsatt område.

Raten gis ved effektiv vannføringsbredde på kanalen versus flomutsatt bredde, der den flomutsatte bredden er definert som bredden målt ved det dobbelte av maksimum effektiv vannføring. Bredden er målt i felt ved hjelp av GPS og målebånd og supplert ved målinger i kart. Effektiv vannføring i Grimsa har en vannstand på rundt 0,5 – 0,9 m, og flomutsatt bredde i Grimsa er derfor målt ved dobbelt vannstand, altså med en $\sim 1 - 1,8$ m høyde over effektiv vannføring. Raten kan ha en feilmargin på ± 0.1 , siden flomutsatt bredde kan ha feilmarginer opptil ± 2 meter på grunn av vanskelige måleprosedyrer i felt.

Planform og sinusitet (elvas meandreringsgrad) er analysert ved bruk av kart og flyfoto. Sinusiteten er målt fra midt mellom øvre og nedre tverrsnitt for det tverrsnittet som analyseres og er en funksjon av elvelengden til lengden på dalen. Lav sinusitet har verdi < 1.2 , moderat har en verdi på > 1.2 og høy verdi ligger på > 1.4 . Partikkelstørrelsen er basert på medianen i hvert elvestrekk, her tatt fra hvert tverrsnitt.

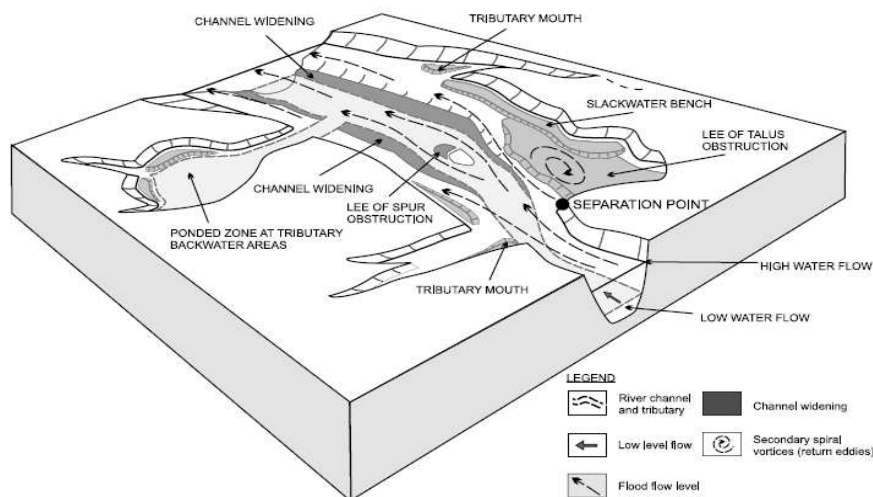
Klassifiseringen brukes for å se på kanalens sårbarhet, potensiell stabilitet og gjenopprettelse etter forstyrrelser høyde for (Rosgen 1994). Endringer kan for eksempel være økt mengde nedbør, endringer i vegetasjon eller andre faktorer som spiller inn på sedimenttilførsel og vannmengde. Det er viktig å presisere at en klassifisering alltid vil være en forenkling av virkeligheten og beskriver ikke alle faktorene i det komplekse fluviale systemet.

B: Paleohydrologisk analyse

"(...) en analyse av finkornige avsetninger kan gi den mest detaljerte og kvantitative informasjonen om tidligere flommer enn noen annen tilgjengelig teknikk for å finne paleohydrologiske (...) bevis" (egen oversettelse, Kondolf og Piegay 2003:32).

Også ifølge Baker (1987) er slike fine avsetninger (*slack water deposits*, SWD) det mest nøyaktige, indirekte målet på flomfrekvens og størrelse. Sedimentene er oftest små, i leire, silt og sandfraksjonen. De er transportert i suspensjon og avsatt utenfor selve elveløpet ved redusert vannhastighet. Ut i fra en analyse av kornstørrelse, vanninnhold, glødetap og massetetthet i slike sedimentlag, kan man få informasjon om de fleste fysiske egenskapene i materialet. Parametrene kan si noe om forholdene når sedimentene ble avsatt, reflektert i generell sedimentasjonsrate og flommens størrelse (kornstørrelse som funksjon av transportkapasitet) (Håkanson og Jansson 1983). En videre analyse av avsetningene i en paleohydrologisk diskusjon forutsetter at avsetningene kan relateres til de moderne, hydrauliske forholdene i elva uten for store endringer i kanalløp og planform. Dette forutsettes videre i oppgaven.

Vellykkede rekonstruksjoner av paleoflommer med bruk av slike avsetninger avhenger av en fullstendig og kontinuerlig stratigrafi i sedimentene (Kochel og Baker 1988). Dette beror på at avsetningene har skjedd i et konstant, rolig miljø, så de ikke har blitt rørt om og endret posisjon. I tillegg må flommen ha hatt kontinuerlig tilgang på fine partikkelstørrelser (Benito og Thorndycraft 2005). Optimalt sett bør avsetninger utsatt for minimal erosjon mellom hendelser velges. Egnete lokaliteter for dette kan være flomterrasser, munnings fra sideelver, huler, der kanalløpet vides ut eller lignende (Figur 3.6). En godt datert sedimentsekvens er viktig for å kunne relatere lagene til konkrete flomhendelser (Kochel og Baker 1988).



Figur 3.6: Figuren viser mulige steder for avsetning av SWD ved høy vannføring (Benito og Thorndycraft 2005).

Under er det først presentert lokalitet for uttak av slike finkornige avsetninger. Deretter presenteres de ulike analysene som er gjort av sedimentene i kjernen og til slutt presenteres en enkel metode for frekvensanalyse av flommene som sedimentlagene representerer.

3.5. Lokalitet for sedimentkjerner med stempelprøvetaking

Grunnlagsdata for å studere kronologien på paleoflommene i området er funnet i lakustrine kjerneprøver. Det er tatt en 5,5 m lang kjerneprøve fra bunnsedimenter ved hjelp av stempelprøvetakemetoden, en *piston corer* (Nesje 1992).

Vannene det er tatt sedimentkjerner fra har kun kontakt med Grimsa dersom elva har en stor nok vannføring til å flomme over et høyereliggende område enn dagens elveløp. Denne terrassen ligger 0,6 meter høyere enn kanalløpet i et område der elva meandrerer over en flat dalbunn med stor bredde der store mengder vann kan samles før vannstanden stiger betraktelig. I tillegg ligger vannene mellom 0,8 og 1,4 km fra elva. Dette gjør at elva kun ved anormalt høye vannstandsverdier vil flomme over banken, gjennom et reliket elveløp og helt til vannene (Figur 3.7 under). Vannene fungerer altså som sedimentfeller for de større flommene i området.

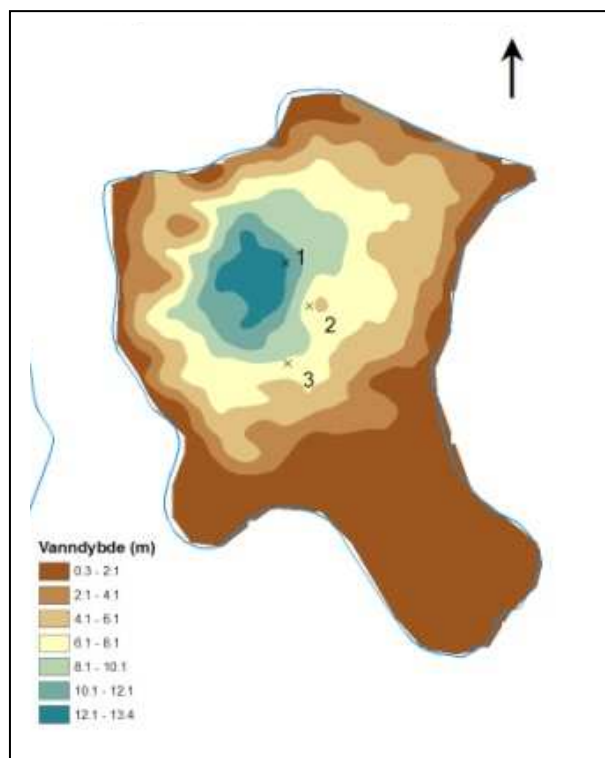


Figur 3.7: t.v. Grimsmovannene 1 – 4 og terskel for oversvømmelse fra Grimsa (sirkel). Pil viser relikv elveløp. Vann 4 er lokalitet for stempelprøvetaking. T.h. Flyfoto over samme område (Torkildsen 2009).

Vannene ligger midt på en glasifluvial avsetning. De er utenfor rekkevidde fra skråninger og andre kilder for sedimenttilførsel, så tilgang på sedimenter i vannene annet enn under en flom er usannsynlig. Det at Grimsmoen er vernet, gjør at det har vært lite menneskelig aktivitet i området. Dette tilsier at bevaringspotensialet for avsetninger i vannet er stort, og lokaliteten er ansett som godt egnet (Dahl *et al.* 2003).

Det ble laget et bathymetrisk dybdekart fra det andre og fjerde vannet for å finne best mulig egnede lokalitet for å ta en kjerneprøve. Dette ble gjort ved hjelp av et Garmin Fishfinder Ekkolodd. Det fjerde vannet ble ansett som mest egnet på grunn av at vannet er dypere og bunnen kan således være mer skjermet for turbulens på overflaten og andre forstyrrelser. Her ble det tatt tre kjerner med en piston corer, hvorav en var egnet til analyser (nr 1, Figur 3.8, GMP-108). Denne ble tatt på 11,2 m dyp, UTM 59953 – 87861 (± 4 meter feilmargin). Kjernen er på 554 cm til sammen.

Det ble også brukt en HTM prøvetaker av de øverste 20 cm, for å være sikker på at de øverste avsetningene i vannet også er representert. Denne ble kryssreferert med kjerne 1 (GMP-108) ved hjelp av glødetapsverdiene (se appendiks E).



Figur 3.8: Bathymetrisk kart over Grimsmovann 4 (videre referert til som Grimsmovannet). Tall viser der kjerneprøvene ble tatt fra. 1 tilsvarer GMP-108 som er analysert i denne studien.

3.6. Analyse av sedimentene

Laboratoriearbeid av kjernen er basert på visuell lagdeling, glødetap, magnetisk susceptibilitet og kornstørrelsesfordeling (appendiks F). Som alderskontroll er organisk materiale datert med radiokarbonmetoden ^{14}C . Metodene for dette er forklart nærmere under.

3.6.1. Visuell lagdeling

Det er gjort en visuell lagdelingsanalyse og logg av kjernen, med formål om å identifisere flomlag og si noe om størrelsen på disse. Flomlag identifiseres som minerogene, horisontale lag, mens organiske bestanddeler i kjernen identifiseres som naturlig akkumulasjon av bentiske planter og dyr.

Distinkte flommer i en kjerneprøve kan visuelt skilles fra hverandre blant annet ved hjelp av endring i karakter, f. eks sedimentfarge og partikkelstørrelse, leirlag på toppen av et sedimentlag (viser siste nivå av flomhendelsen) eller avsetninger av organisk materiale eller sedimenter som ikke kan relateres til flom (Benito og Thorndycraft 2005).

Lagdelingen i kjernen er hovedsaklig brukt som indikasjon på frekvens av flommer i perioden som kjernen dekker og er ved hjelp av visuell analyse delt i størrelsesgrupper ut i fra tykkelse.

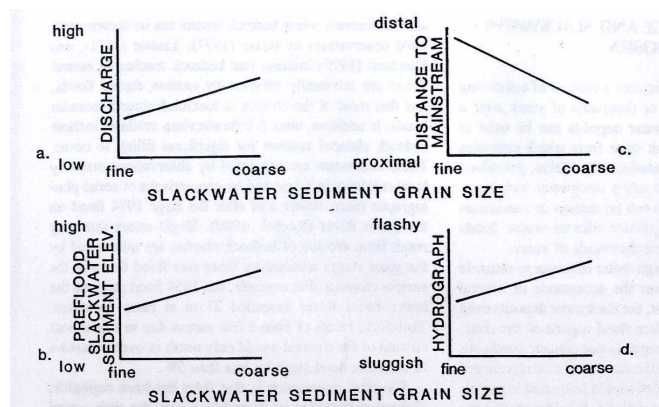
Tykkelsen på lagene reflekterer flomstørrelsen i form av transportkapasitet (mengde suspensjonsmateriale avsatt i laget) og varighet. Dette viser imidlertid ikke varierende kapasitet og flompulser under selve flommen (Benito og Thorndycraft 2005).

Lagene pleier ikke være sortert, noe som indikerer rask avsetning fra suspensjon. Horizontal laminering er den mest vanlige strukturen der dette allikevel er synlig. Kochel og Baker (1988) viser til at en slik horizontal laminering internt i flomlag kan vise ulike flompulser, selv i lag på 0,5 – 3 cm tykkelse. Ved en enkelt flompuls vil sorteringen ideelt ha en oppfining med finere sedimenter i øvre del av laget som kan vises ved endring i fargen på laget.

3.6.2. Kornstørrelse fra suspensjonstransport

Kornstørrelsene i avsetningene vil variere med elvas tilgang på materiale, dens kompetanse under en flom og avstand til hovedløpet (Kochel og Baker 1988).

Figuren under viser hvordan avsatt kornstørrelse på et gitt sted vil variere dersom flommen har en høy eller lav vannføring, lang eller kortere avstand til hovedkanalen, helning på avsetningsstedet og type hydrograf forbundet med flommen. Ettersom sedimentprøven i denne studien er tatt fra ett sted, med en konstant avstand til hovedkanalen, kan kornstørrelsesfordelingen sammenlignes internt i kjernen.



Figur 3.9: Kornstørrelsesfordeling i fluviale avsetninger basert på ulike avsetningsforhold (Kochel og Baker 1988).

For å analysere kornstørrelsen i flomlagene, er det brukt en Micrometecs Sedigraf III, Particle Analyser, Versjon 1.04. Denne måler kornstørrelser mellom 125µm og 0.1 µm. Siden flomavsetningene i denne studien kun innehar fine partikler, antas det at analysen gir et godt estimat av kornstørrelsesfordelingen i laget. Det lå minimalt med minerogent materiale igjen etter uttak gjennom en 125 µm sil, noe som tilsier at skalaen mellom 125µm og 0.1 µm representerer størrelsene i dette utvalget. Det ble brukt 0,05 % calgon, Reynolds number ble

satt til 0,3 og kvarts ble brukt som tetthetsestimater, med verdi på 2.615 g/cm³. Prøvene veide mellom 5 og 11 gram.

Kornstørrelsesfordelingen er ikke presentert kontinuerlig gjennom kjernen, ettersom det meste av materialet i kjernen er tilsynelatende organisk. Kun de minerogene lagene er derfor analysert. 5 av 14 lag (2, 5, 6, 11 og 14, se resultater) var for tynne, med for lite minerogent materiale til å analyseres med denne metoden.

3.6.3. Vanninnhold

Vanninnhold i sedimenter måles ved å tørke prøver, her gjort ved å ta uttak på 1 cm³, for så å tørkes ved 105 °C grader i 24 timer i et tørkeskap (Heiri 2001).

Vanninnholdet regnes ut ved:

Formel 5
$$W = (W_t - W_s) / W_s \times 100$$

Der W er vanninnhold i prosent, W_t er totalvekt av vått materiale og W_s er vekt etter tørking (Håkanson og Jansson 1983).

Variasjoner i vanninnholdet påvirkes av sedimentasjonsrate, avsetningens karakteristika, pakningsgrad og biologiske forhold i vannet. Det finnes ingen generell modell som beskriver alle forholdene som påvirker vanninnholdet i sedimenter, og vanninnholdet vil endres etter avsetning der den prosentvise andelen minker med dybde og tid. Dette gjør at pakningsgraden øker, så de minerogene lagene blir tynnere. Vanninnhold reflekterer også indirekte porevolum (prosentandel hulrom i prøven) og kornstørrelse i et minerogent materiale, der økt kornstørrelse og porevolum gir økte mengder vanninnhold (Selby 2005). Dette forholdet kompliseres videre ved at silt og leire har sterke kapillærkrefter til å holde på vann.

Alt dette gjør det vanskelig å skulle si noe generelt om sedimentlagene ut i fra vanninnhold, men det kan allikevel fungere i en intern sammenligning av de forskjellige minerogene lagene i en kjerneprøve.

3.6.4. Massetetthet

Massetetthet (m) viser volumet av en prøve versus tørrvekt av prøven og settes opp som formel 7 under. Det ble tatt ut 1 cm³ for hver prøve. Tilstedeværelse av organisk materiale gir lavere massetetthet og minerogent materiale gir høy massetetthet.

Formel 6

$$m = \frac{\text{Tørrvekt}}{\text{Volum}}$$

Dette reflekterer vanninnhold i prøvene. Lavere massetetthet gis av større porevolum, som kan komme av økt transportkompetanse ettersom det da er større kornstørrelser tilstede (Selby 2005).

3.6.5. Glødetapsanalyse

Glødetapsanalyse benyttes for å fastslå mengde organisk versus minerogent innhold i sedimenter. Her er dette benyttet for å identifisere minerogene lag, som et supplement til den visuelle lagdelingen. Vekten til det minerogene materialet finnes ved å måle vekttap i en tørket sedimentprøve etter brenning av organisk materiale i en forbrenningssovn (Håkanson og Jansson 1983). Glødetapet regnes ut ved:

Formel 7

$$IG = (W_s - W_r) / W_s \times 100$$

Der *IG* er glødetap (%), *W_s* er vekt av tørket prøve og *W_r* er vekten av det uorganiske materialet.

Heiri *et al.* (2001) argumenterer for at den mest hensiktsmessige metoden å gjøre en glødetapsanalyse av blandete sedimenter på, er ved å først brenne prøven ved 550 °C i 4 timer for å fjerne det organiske materialet, og deretter brenne prøven på 950 °C i 2 timer for å brenne vekk karbonatet i prøven. Den oppgitte tiden og temperaturen skal gjøre at man fjerner minst mulig minerogent materiale og mest mulig organisk materiale fra prøven. Denne metoden er derfor brukt i oppgaven, men brenning av karbonet er kun brukt for å verifisere glødetapet (brenning på 550 °C), og er gjort på hver tiende prøve. Brennetiden er også kortet ned til ~1.5 time.

3.6.6. Magnetisk susceptibilitet

Den magnetiske susceptibiliteten (10^{-5} Si) i en sedimentprøve er proporsjonal med mengden magnetisk materiale i prøven. Dette betyr at ved høy konsentrasjon av minerogent materiale, har prøven høy ømfintlighet mot magnetisme og gir høye verdier (Dahl *et al.* 2003). En slik analyse brukes derfor som supplement til glødetapsanalyse. I oppgaven er det brukt en Multi-Sensor Core Logger, med målinger hver 0,5 cm. Siden kjernen ble delt i fire deler før målingene, kan det ligge forskyvinger i resultatene.

3.6.7. ¹⁴C dateringer

For å gi en kronologi av avsetningene i sedimentkjernen, er det gjort radiokarbondateringer av makrofossiler, plukket ut under flomlagene. ¹⁴C isotopen i det organiske materialet er benyttet. Det ble tatt 9 makrofossiler fra kjerneprøven. Åtte av disse veide > 2 mg, mens en av prøvene veide 1,4 mg (fra lag 6), som gir denne prøven større feilmarginer. Makrofossilene ble plukket ut noen cm under flomlagene, for å unngå resedimenterte makrofossiler fra flommens suspensjonstransport internt eller rett under flomlagene. Prøvene ble analysert ved Poznan Radiokarbon Laboratorium i Polen, ved hjelp av et akselerator massespektrometer (AMS) 1.5 SDH-Pelletron Model "Compact Carbon AMS" ser. no. 003. Dateringene er kalibrert i forhold til endringer i isotopproduksjon og endringer i karbonsyklusen ved hjelp av CALIB, versjon 4 (Stuiver et al. 2009) basert på INTCAL04 (Reimer P.J. et al. 2004). Det er hovedsakelig brukt ett standardavvik (sigma 1, 68 % sannsynlighetsfordeling), men to standardavvik er også presentert (sigma 2, 95 % sannsynlighetsfordeling).

En begrensning med datering av laksutrine sedimenter, er at man får et lengre tidsrom innenfor hvis flommen har blitt avsatt. Det minerogene flomlaget er avsatt i løpet av en kort periode, gjerne noen dager, mens det organiske materialet som dateres kan ha blitt avsatt over mange år, lenge før flommen har skjedd.

Dateringsmetoden har også flere usikkerhetskilder. Dette kan være statistisk usikkerhet i forhold til beregningene av halveringstiden til ¹⁴C eller at prøven får en tilsynelatende alder på grunn av hardvannseffekten, karbontilførsel fra kalkholdig sedimenter i nærheten. Slike feil er imidlertid nøye utredet (Bradley 1999), og ¹⁴C datering er en utbredt og anerkjent metode for datering av organisk materiale over et tidsspenn på maksimum ~ 50.000 år (Walker 2005).

3.7. Frekvensanalyse

Frekvensanalyse er et estimat på sannsynligheten for at en flom med en viss størrelsesorden kan inntreffe innenfor et gitt tidsrom (Knighton 1998). Analysen bygger på en grunntanke om at ved å se hvor hyppig flom har forekommet i fortiden, kan man gjøre antagelser av hvor ofte det kan inntreffe flommer med en viss størrelse i fremtiden. Kunnskap om frekvensen på flommene bidrar imidlertid ikke nødvendigvis til forutsigbarhet for *når* nye katastrofeflommer vil inntreffe, ettersom det er et gjennomsnittsestimat som ser på hendelser fra fortiden (Baker 2002). Gjentakelsesintervallet sier heller ikke noe om fordelingen internt i materialet, om det er fordelt i klynger eller jevnt fordelt.

En enkel utregning for flomfrekvensanalyse som er brukt i denne oppgaven settes opp slik:

Formel 8

$$T = (n+1)/N$$

Der T er gjentakelsesintervallet, n er antall år og N er antall flommer med en viss størrelse over det gitte tidsrommet. For å finne frekvensen må antall flommer innenfor størrelsesgruppen (N) deles på det gitte tidsrommet. Formelen er en veldig forenklet måte å regne ut frekvens på, og har som ellers i statistiske mål mange begrensninger (Baker 2002). Dette kan eksempelvis være at man antar et komplett datamateriale der alle flomstørrelser er representert, uten at dette er tilfelle. Flomfrekvensen i denne studien analyseres ved hjelp av de finkornige avsetningene fra sedimentkjernen, der hvert minerogene lag tolkes til å være en flomhendelse.

Dataene fra de lakustrine sedimentene er ikke-systematiske ved at kun de største flommene er registrert. Det er imidlertid kun de største flommene som er interessante for denne studien og man fjerner ”støy” i datamaterialet ved å ikke ha et kontinuerlig, årlig utvalg. På denne måten blir materialet systematisk og det forutsettes videre i diskusjonen at datamaterialet har registrert alle store flommer i vassdraget. Det kan imidlertid ikke utelukkes at elva har endret løp og ikke alltid hatt hovedkanalen i nærhet til vannet sedimentkjernen i denne studien er tatt fra.

Innenfor klassisk frekvensanalyse forutsettes *stasjonaritet*, som er like og sammenlignbare forhold over tid, uten for eksempel store klimaendringer (Kidson og Richards 2005). Dette er spesielt viktig der man utvider datamaterialet til et lengre tidsrom enn det som er registrert og for å kunne ekstrapolere frekvensen mot et fremtidsscenario. Denne studien tar imidlertid kun for seg intervallet i det gitte tidsrommet som flomlagene er datert innenfor. Det antas også at selv om klimaet er endret over tid, vil signalet for store flommer ha lignende klimatiske bakenforliggende årsaker. Dette gjør materialet sammenlignbart og en frekvensanalyse er mulig. I følge Jacobeit *et al.* (2002) påvirkes flomfrekvens og dynamikk delvis av kanalen og nedbørsfeltets egenskaper, men hovedsakelig av klimavariasjoner over forskjellige tidsrom. Det argumenteres derfor for at ekstremhendelser bør analyseres over store tidsrom, også gjennom forskjellige klimatiske forhold.

Avhengig av hvordan man definerer størrelse på flom, ut i fra vannstand, vannføring, varighet eller utbredelse i vassdraget, vil også ulike parametre fra sedimentanalysen være aktuelle å bruke for en størrelsesinndeling (N). I oppgaven er flomstørrelser delt inn i to typer klassifiseringer. Den ene er klasseinndeling basert på tykkelse av lagene, jf Bøe *et al.* (2006). Det er lagd 4 klasser (A, B, C og D), der klasse A er de tykkeste lagene, som tolkes til å være

de største flommene. Disse har altså lavest frekvens og høyest gjentakelsesintervall (skjer mest sjelden). Klasse D er de tynneste flomlagene og således de minste flommene i materialet.

Tykkelse på de minerogene lagene reflekterer ikke nødvendigvis størrelse på flommen i et konsekvent avhengighetsforhold, ettersom det eksempelvis kan gi et signal på flommens varighet eller elvas tilgang på suspendert materiale. Det er derfor gjort en mer detaljert klassifisering av alle flommer med verdier over en gitt terskel (*peak over threshold* analyse) (Kidson og Richards 2005). Tanken bak dette er at ved å se på flere egenskaper internt i flomlagene, gir dette et bredere grunnlag for klassifisering av størrelsesorden. Verdiene brukt i denne analysen er tatt fra tykkelse, glødetap, vanninnhold og massetetthet, der inndelingene er basert på klare nivåskillinger internt i parametrene (se appendiks D). Glødetap er brukt som supplement til tykkelsen på lagene. Massetetthet og vanninnhold er brukt som indikator på kornstørrelse, ettersom ikke kornstørrelsen i alle lag ble analysert direkte. Det forutsettes at høy massetetthet og lavt vanninnhold angir mindre kornstørrelser på grunn av høyere pakningsgrad (Selby 2005). Tykkelse på laget forventes til en viss grad å reflektere økt transportkapasitet (mengde materiale i suspensjon), mens kornstørrelse forventes å reflektere økt transportkompetanse (størrelse på materiale som fraktes). En kombinasjon av disse to egenskapene utvider derfor analysegrunnlaget for å definere størrelse på en flom, en kun ett av parametrene alene.

3.8. Sekundærdata

Flyfoto er en rask og god måte å få et overblikk over området på, som et utgangspunkt for senere feltkartlegging (Williams og Costa 1988). Flyfoto brukt i oppgaven er serie 11438, 19-2 og 19-23, med målestokk 1:40000, fra september 1992. Kartdata som er brukt, er Folldal kvartærgeologiske kart 1:50 000 nr 1519 II, Turkart Rondane Nord 1:50 000 og digitale kart fra Norge i Bilder og Arealisdata på Nett (StatensKartverk 2009).

I Folldal kommune har man en del nedskrivninger fra da området ble bosatt til i dag, for eksempel Folldals Bygdebok. Det er brukt slike lokale kilder i tillegg til samtaler med setereiere i Grimsdalen for å kartlegge forhold i historisk tid. Værdata fra DNMI (2009), historiske kilder fra Storofsen og andre store flommer i Norge for å få en detaljert oversikt over lokale og regionale flomhendelser. Flomstøtta på Grindalsmoen i Elverum viser for øvrig flommer fra 1600-tallet som er den lengste flomserien i landet.

4. RESULTATER

A: Fluvial kartlegging

Den generelle kartleggingen av elva har vist at Grimsa følger en glasifluvial kanal der dagens elv har modifisert det tidligere elveløpet og planformen i liten grad. Flomslettene er små og ofte vanskelig å definere atskilt fra glasifluviale terrasser og andre løsmasseavsetninger. Eksempelvis ligger det dødisgroper (forsenkninger etter isblokker fra bre) flere steder oppå flatene der elva bukter seg i meandersvinger, noe som tilsier at flatene er glasifluvialt avsatt før holosen og ikke en del av Grimsas flomsletter. Det er altså generelt lite fluviale avsetninger i nedbørsfeltet. Området har lite aktive skråningsprosesser i dag og Grimsa renner for det meste gjennom en bred dal, uten for mye muligheter for sedimenttilførsel fra dalsidene. Materialet i elva stammer derfor for det meste fra avsetningene i dalbunnen.

Grimsa har en forholdsvis lav dreneringstetthet med for det meste små sideelver og bekker av 1. rang (elver uten tilførsel fra andre elver, som regel i øvre del av nedbørsfeltet, jf Horton i Knighton 1998). Dreneringseffektiviteten (hastighet på avrenning ut fra vassdraget) øker jo raskere vannet når hovedkanalen, men Grimsdalen er for det meste vid og grunn, så det vil være en treghet i systemet etter en nedbørshendelse eller smelteperiode. De store mengdene glasifluviale og glasilakustrine løsmassene i området gir god infiltrasjonskapasitet og mulighet for perkolasjon til grunnvannsmagasinet, noe som bidrar til et høyere grunnvannspotensial. Dette vil også bidra til en tregere dreneringseffektivitet.

Det er en gjennomgående tendens at kanalbunnen er imbrikert, et dekklag dannet av bunnmaterialet som skjærmer for erosjon i kanalløpet. Dette gir en større resistens mot mobilisering av partiklene enn dersom de hadde ligget atskilt. Majoriteten av partiklene er forholdsvis flate (diskformet), noe som øker muligheten for slik imbrikering ved at de kiler seg inn i hverandre. I følge Oldmeadow *et al.* (2006) viser imbrikasjon at den generelle transportkompetansen i elva overgår sedimenttilførselen, noe som tilsier en temporær stabilitet og likevekt. De mindre partiklene er enten vasket ut eller bundet opp av det overliggende laget. Ved en stor flom kan imidlertid dette imbrikasjonslaget og underliggende partikler mobiliseres.

Under gis en mer detaljert gjennomgang av lokalitetene der profilene med tverrsnittmålingene av elva er tatt og forskjellige forhold er gått gjennom. Kornstørrelsesfordelingene i

tverrsnittene er samlet i et atskilt delkapittel, 4.1.2. De ulike målingene vises i en matematisk modell mot slutten av kapittelet kapittel 4.2, selv om noen av parametrene fremstilles underveis. Målingene er deretter samlet i en klassifisering av elvestrekk, jamfør Rosgens klassifiseringssystem (1994).

4.1. Profiler og tverrsnitt

Profil 1 og 2

UTM 25578 – 78562, 26029 – 79305. 1020 - 1010 m o.h. Bredde: 5,3 og 9,4 m. Dybde: 0,2 og 0,3 m.

Profilene ligger helt i starten av elva, der Veslegrimsi og Tverrgjelbekken konfluere og danner Grimsa. Elvestrekket meandrerer gjennom et våtmarksområde, med kroksjøer og noen forgrenete strekk. Flomslettene består hovedsaklig av gress og småkratt. Elva er grunn og smal, med høyt bredde/dybdeforhold og svak helning. Sandbanker bestående av sand, grus og små stein er synlige flere steder. Effektiv vannføring ligger på 1,8 og 8,6 m³/s, og maks hastighet på 2,1 m/s.



Figur 4.1: T.v. vises område for profil 1 og 2. T.h. Profil 3, viser glasifluvial terrasse og vegetasjon i området.

Figuren ovenfor (t.v.) viser området for profil 1 og 2. Midt i bildet vises en forhøyning, tolket til å være slukås (Klette 2006). Det er ikke funnet fluviale erosjonsspor dannet i selve slukåsen, som viser elvas lave erosjonspotensial her. Den kan likevel ha blitt modifisert over tid uten synlige erosjonsspor i dag. Til høyre i bildet vises noen kroksjøer, og i starten av elva (t.v. i bildet) kan man se noe forgrening av elveløpet.



Figur 4.2: Starten av Grimsavassdraget, ved Veslegrimsi og Tverrgjeldet. Viser profil 1, 2 og 3 . 1:100.000 (StatensKartverk 2009).

Profil 3

UTM 28982 - 81014. 980 m o.h. Bredde: 10,6 m. Dybde: 0,8 m.

Profilen ligger i nærheten av Verket seter som har stått her i ~ 300 år (pers. komm gårdseier). Det er lite fluviale avsetninger utenfor kanalen, kun 4 - 5 m brede flomsletter på hver side. Samtidig er det tydelige glasifluviale terrasser på begge sider av kanalen (se t.h.). En bro ved seteren har ikke blitt tatt av flom tidligere, men isgang har vært et problem (oppdemming av is med påfølgende flom ved brist av isoppdemningen). Elva ligger nær dalsiden som har en bratt helning og med aktive skråningsprosesser som bidrar med store partikler til elva, noe som øker den gjennomsnittlige kornstørrelsen i profilen. Elva er fremdeles smal, men noe dypere enn tidligere. Vannføring og vannhastighet ligger her på 28.2 m³/s og 3.4 m/s.

Profil 4

UTM 32408 - 81427. 945 m o.h. Bredde: 12,6 m. Dybde: 0,7 m.

Dalen vides noe ut og elva er forgrenet flere steder. Sand og grusbanker vises også her. Noe oppstrøms ligger Rundarvangen (middelaldermarked) ca 15 meter høyere enn dagens kanal, der også den gamle seterveien ligger. Det ligger en dødisgrop på en flate ~13 meter unna dagens elv, kun 0,6 m høyere enn kanalen. Dette tyder på at flomsletten er glasifluvial og lite modifisert av dagens elv. Vannføring og vannhastighet ligger her på 24 m³/s og 2.7 m/s.

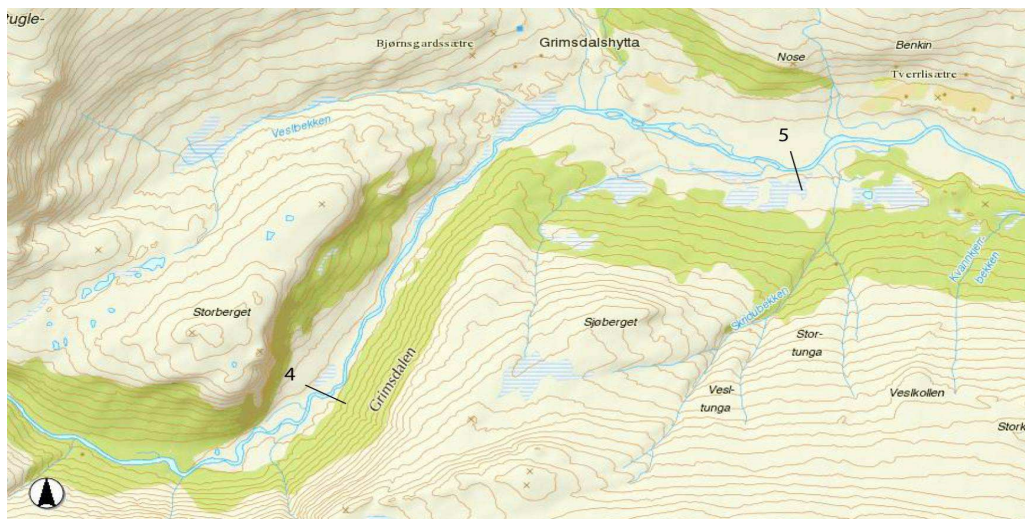


Figur 4.3: t.v. Profil 4 med hovedkanal mot venstre. Dødisgrop ligger til venstre utenfor bildet. T.h. Eroderte banke, ved profil 5.

Profil 5

UTM 35561 – 83519. 920 m o.h. Bredde: 20,2 m. Dybde: 0,9 m.

Kanalløpet er forgrenet og dalen er vid med mye myr og våtmark. Profilen ligger i nærhet til noen gamle gravhauger (5-6000 år gamle (DIRNAT 2009)) omtrent 500 m fra elva, 7 m høyere i terrenget. Elva eroderer i den gamle flomsletta, med mye fint materiale disponibelt. Flomslettene er ~ 10 – 17 meter brede og gradienten avtar. Her får Grimsa tilførsel av flere sideelver og selv om hastigheten på vannet er lav (1.8 m/s) grunnet slak gradient, ligger den effektive vannføringen på $33,7 \text{ m}^3/\text{s}$. Dette estimatet kan ha fått for høy verdi ettersom det var vanskelig å bestemme effektiv vannføring på grunn av erosjon og overheng i elvebankene (se figur 4.3 over).



Figur 4.4: Viser profil 4 og 5. 1:100.000 (Statens kartverk 2009).

Profil 6 og 7

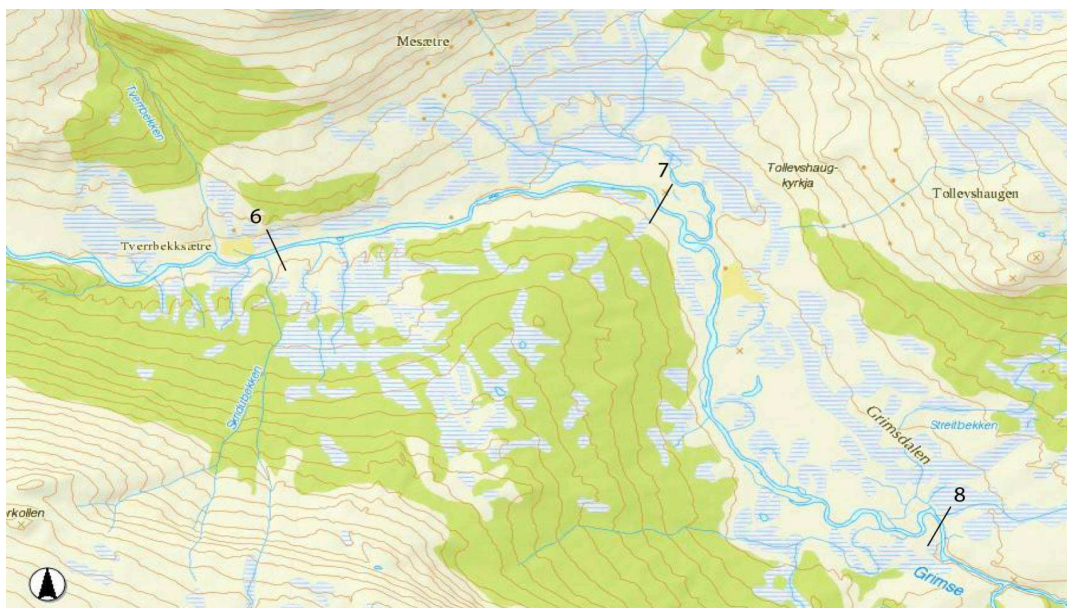
UTM 38924 – 83718 og 41418 - 84272. 890- 880 m o.h. Bredde: 26 og 24,2 m. Dybde: 0,4 m.

Profil 6 er plassert i starten av et omfattende våtmarksområde med myr, gress og småkratt. Dalen er bred, der dalbunnen er dominert av en glasilakustrin slette (Klette 2006). Denne gir slak gradient for dalen, men elva har erodert i løsmassene og har brattere gradient i noen strekk. I nærhet til elva er det mye fluviale avsetninger i kombinasjon med de glasilakustrine løsmassene. Flere småbekker konfluerer med Grimsa. Profil 7 er tatt i forlengelsen av samme strekk som profil 6 og ligger i midten av våtmarksområdet, med høy meandring, mange kroksjøer og relikte elveløp. Vannføringen i disse profilene er noe lavere fra strekket oppstrøms og ligger på 26 – 29 m³/s.

Profil 8

UTM 43620 - 81861. 872 m o.h. Bredde: 13,8 m. Dybde: 0,7 m.

I slutten av den glasilakustrine sletten begynner et gjel, som elva kanaliseres gjennom i stor hastighet. Her er profil 8 tatt. Gjelet er kraftig imbrikkert og har større partikler enn i profilene oppstrøms. Elva er dyp og smal, med påfølgende brattere gradient. Hastigheten ligger derfor på 5,1 m/s. Alt vannet fra flomsletten over kanaliseres gjennom dette gjelet og vannføringen øker til 53 m³/s. Gjelet går helt ned til profil 9, uten flomsletter og uten meandring. Halvveis mellom de to profilene kommer en stor sideelv, Haverdalsåa, inn.



Figur 4.5: Midtre del av Grimsa, våtmarksområde i glasilakustrine avsetninger. Viser profil 6, 7 og 8 1:100.000 (Statens kartverk 2009).

Profil 9

UTM 48771 – 81772. 820 m o.h. Bredde: 2 m. Dybde: 17 m.

Fossen går gjennom et gjel som er 2 m bredt og ~ 17 meter dypt. Dybden ble målt ved å heise en stein ned til vannoverflaten. Det var ikke mulig å fullføre de morfometriske målingene, siden vannføringen var for sterk og gradienten for bratt. På grunn av dette ble derfor de største steinene nedenfor fossen målt og er brukt som parameter for estimat av maksimal vannhastighet. Steinene er de største som er funnet i hele elva, med en b-akse på gjennomsnittlig 1040 mm. De er samlet opp på motsatt side av fossen, før elva gjør et knekk og bukker seg ~ 90° motsatt vei. Steinene er godt rundet og kan være glasifluvialt materiale som senere er transportert fluvialt, eller kun vasket ut fra det glasifluviale materialet uten å bli flyttet. De er allikevel benyttet som maksimumsestimert på vannhastighet i kanalen som helhet, med en verdi på 5,42 m/s, enten vannhastigheten har ligget rundt denne verdien eller vært opptil verdien uten å flytte steinene (se metodekapittel, del A). Dersom dette estimatet er gyldig, og man antar en stigning på 3 høydemeter per meter (cirkamål ut i fra kart og flyfoto), vil vannføringen bli 182 m³/s ved transport av disse steinene. Oppstrøms for fossen er det dannet et slags platå med fine flomavsetninger iblandet store stein. Det ligger også stein oppå fjorårets gress, som kan se ut til å ha blitt transportert av en vårflom. Dette gjør det sannsynlig at steinene nedstrøms også er fluvialt transportert.

Profil 10

UTM 50355-82207. 789 m o.h. Bredde: 35 m. Dybde: 0,9 m

Profilen er tatt rett før en stor flomslette, med tydelig avgrensede glasifluviale terrasser på begge sider. Her er elva 35 m bred, men fremdeles grunn. Profilen har kun 3 – 5 m bred flomslette på begge sider, før elva strekker seg ut i et meandrerende og noe forgrenet område nedstrøms. Kanalen har et løst imbrikert lag, med noen store stein (> 256 mm). De største 10 steinene er målt, med gjennomsnitt på 510 mm b-akse. Profilen er tilsynelatende stabil og gir en god indikator på hvor mye vann som kan ha passert dette punktet før flomsletten med mer usikre avgrensninger nedstrøms. Vannføringen ligger på hele 70,5 m³/s.



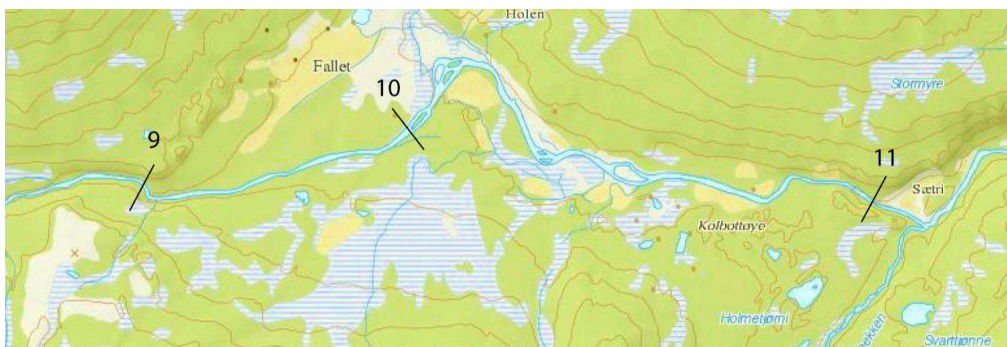
Figur 4.6: Profil 10. T.v. Viser efemerisk elveløp med imbrikasjon, T.h. glasfluvial terrasse erodert av Grimsa.

Flomsletten nedstrøms for profilen har mange forgreininger hvor det ikke renner vann i dag. Det henger imidlertid gress i buskene og flere steder ligger det siltavsetninger på gresset, som indikerer at en vårfloam har fulgt disse efemeriske elveleiene, løp som kun fylles noen ganger i året etter kraftig nedbør eller smelting.

Profil 11

UTM 53493 - 81992. 780 m o.h. Bredde: 18,6 m. Dybde: 0,8 m.

Profilen ligger i et rett strekk, der bunnen er imbrikert og flere steder er elvebankene vasket ut, med kun store steiner (~ 1 m) liggende igjen. Etter profilen går kanalløpet gjennom et strekk med mye bart fjell, høy gradient og der bredde/dybdeforholdet er lavt (dvs smalere og dypere kanal). I følge gårdseier på Sætri (pers.komm juli 2008), flommet ikke elva over under Vesle Ofsen i 1995, men en lokal hendelse med kraftig snøfall i juli på begynnelsen av 1900-tallet med påfølgende smelting, førte til at elva gikk over broa nedenfor seteren. Nedstrøms for profilen kommer Myrbekken inn og strekket som går ned mot profil 12 er rett, har brattere gradient og lite flomsletter. Vannføringen i profil 11 ligger på 68 m³/s.



Figur 4.7: Profil 9, 10 og 11. 1:100.000 (Statens kartverk 2009).

Profil 12

UTM 56587 - 84174. 725 m o.h. Bredde: 16 m. Dybde: ~ 1 m.

Denne profilen går gjennom et slags gjel med bart fjell (se bilde XXX under). Det ble målt bredde på tverrsnittet øverst i gjelet (ikke effektiv vannføring, men flomutsatt bredde), men det ble ikke målt kornstørrelse eller dybde, ettersom det var for sterk strøm i elva til dette. Den effektive vannstanden er estimert til ~ 1 m, basert på vekst av bjørnemose og fargeforskjeller i det faste fjellet. Det er derfor også her tatt mål av de største steinene som er eksponert i dagen. Disse ligger imidlertid ikke i elva, men 2,5 - 3 m over dagens effektive vannføring.

Steinene er godt rundet som det meste av materialet i området og trenger ikke tyde på fluvial transport, men kan være en del av den glasifluviale avsetningen. Allikevel er de finere partiklene vasket ut, noe som tilsier at det må ha vært vann her etter den glasifluviale avsetningen. Steinene har en gjennomsnittlig b-akse på 749 mm. Det er også funnet fine avsetninger i samme høyde som steinene, skjermet av en utstikkende fjellknaus over. De er godt lagdelt og tilsynelatende urørt (Figur 4.8, rød pil). På den andre siden av gjelet (hvit pil) er det funnet lav (*Rhizocarpon geographicum*) som er brukt i diskusjonen (se diskusjonskapittel) for mulig maksimumsvannstand i gjelet ved flom. Det ble funnet 10 lav med diameterstørrelser mellom 3 - 7 cm.

En liten sideelv går dypt ned i løsmassene i skråningen ned mot elva og bringer med seg fint materiale rett nedstrøms for profilen. Nedstrøms er flere trær veltet i strømningsretningen, der det ligger siltavsetninger i stubben som står igjen, noe som tyder på at de er veltet av vann som agens og ikke vind eller snø. Trærne ligger opptil 3 meter over dagens kanal. Dette tilsier at elva har høy vannstand ved flommer i dette området. Treveltingen kan ha skjedd ved Vesle Ofsen i 1995.

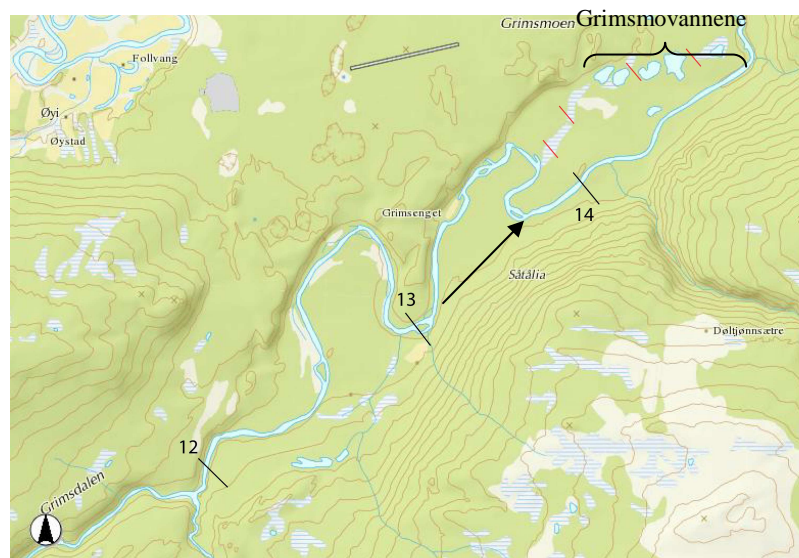


Figur 4.8: Profil 12. T.v. Rød pil viser avsetning og hvit pil viser lokalitet for lav. En kan se store stein i kanalløpet i forgrunn av bildet. Steinene som er målt ligger til venstre for avsetningene (rød pil). T.h. Lokalitet for lav.

Profil 13

UTM 58179 - 85611. 700 m o.h. Bredder: 53 m. Dybde: 0,8 m.

Denne profilen ligger midt i det mest meandrerende strekket i Grimsa som går over Grimsmoen. Her har elva endret karakter drastisk fra tidligere strekk oppstrøms, ved å gå over til en bredere og dypere kanal. Dette vises i vannføringen som ligger på $155 \text{ m}^3/\text{s}$, nesten en dobling av strekk 11. Også i dette området er det lite fluviale avsetninger og kanalløpet følger tilsynelatende den glasifluviale kanalen. Flere steder er det imidlertid relikte elveløp som kutter meandringen (eksempelvis mellom profil 13 og profil 14, se Figur 4.9 under). Det er vanskelig å konstatere om dagens elv har gått gjennom disse ved en flom, ettersom det er lite avsetninger eller spor fra fluvial aktivitet som kan skilles fra glasifluvial avsetning. Profilen er bred og stri, med høy gradient og økt kornstørrelse. En liten øy på 27 m bredde skiller elva, så vannet kanaliseres gjennom to hovedløp og mannings n er derfor økt med 0.01 ettersom to løp tilsvarer økt friksjon (satt til $0.06 n$).



Figur 4.9: Viser profil 12, 13 og 14. Røde streker viser tørre profiler, 16 – 19 (Statens Kartverk 2009). Sort pil viser relikv elveløp. 1:100.000.

Profil 14

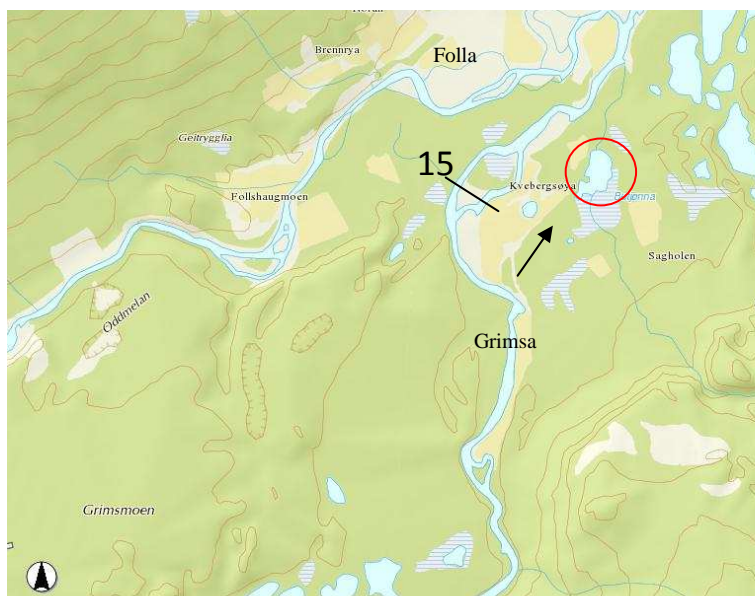
UTM 59324 - 86855. 680 m o.h. Bredde: 39 m. Dybde: 1 m.

Profilen er tatt rett etter meandersvingen der elva har gått over bredden og inn i Grimsmovannene. Dette er gjort for å få et estimat på minimumsvannføring ved en storflom (se diskusjon). Det er også her lite tegn på fluviale avsetninger. Skillet mellom glasifluviale og fluviale avsetninger vises tydelig i vegetasjonen. Der det nesten utelukkende vokser furu og reinlav oppå Grimsmoen, er det bjørk og mindre kratt langs elva. Etter profilet endres elva til et rett elvestrekk, med bart fjell nedstrøms. Området oppstrøms er kraftig meanderende, der mye av området ser ut til å kunne være oversvømmet ved en flom. Her ligger vannføringen med tilnærmet lik verdi som i profil 13, på 155,2 m³/s.

Profil 15

UTM 60265 - 89590. 676 m o.h. Bredde: 52,4 Dybde: 0,6 m.

Profilen er tatt rett før en stor flomslette og området der vannet kan ha flommet over til Butjønna. Kanalen er delt og tverrsnittet er kun målt i den ene delen av kanalløpet (høyre kanalløp i figuren under). Vannføringsestimaterne er derfor doblet i vannføringsestimateret fra det som ble målt opprinnelig (80 m³/s). Dalen er bred og dersom vannet fra Grimsa har gått inn i Butjønna under Storofsen (jf Bøe *et al* 2006a) er det mest sannsynlig at den har fulgt en glasifluvial kanal (se pil i bildet under). Stedet der vannet kan ha flommet inn mot Butjønna ligger i dag 2,6 m over dagens kanal, men dette området er planert ut og mest sannsynlig endret siden Storofsen.



Figur 4.10: Viser Kvebergsøya og profil 15. Rød sirkel viser Butjønnå og pil viser relikte elveløp der Grimsa kan ha flommet inn i Butjønnå. Nederst i kartet vises Grimsmovannene og øverst i utsnittet er munningen til Grimsa, der den møter Folla (Statens Kartverk 2009).

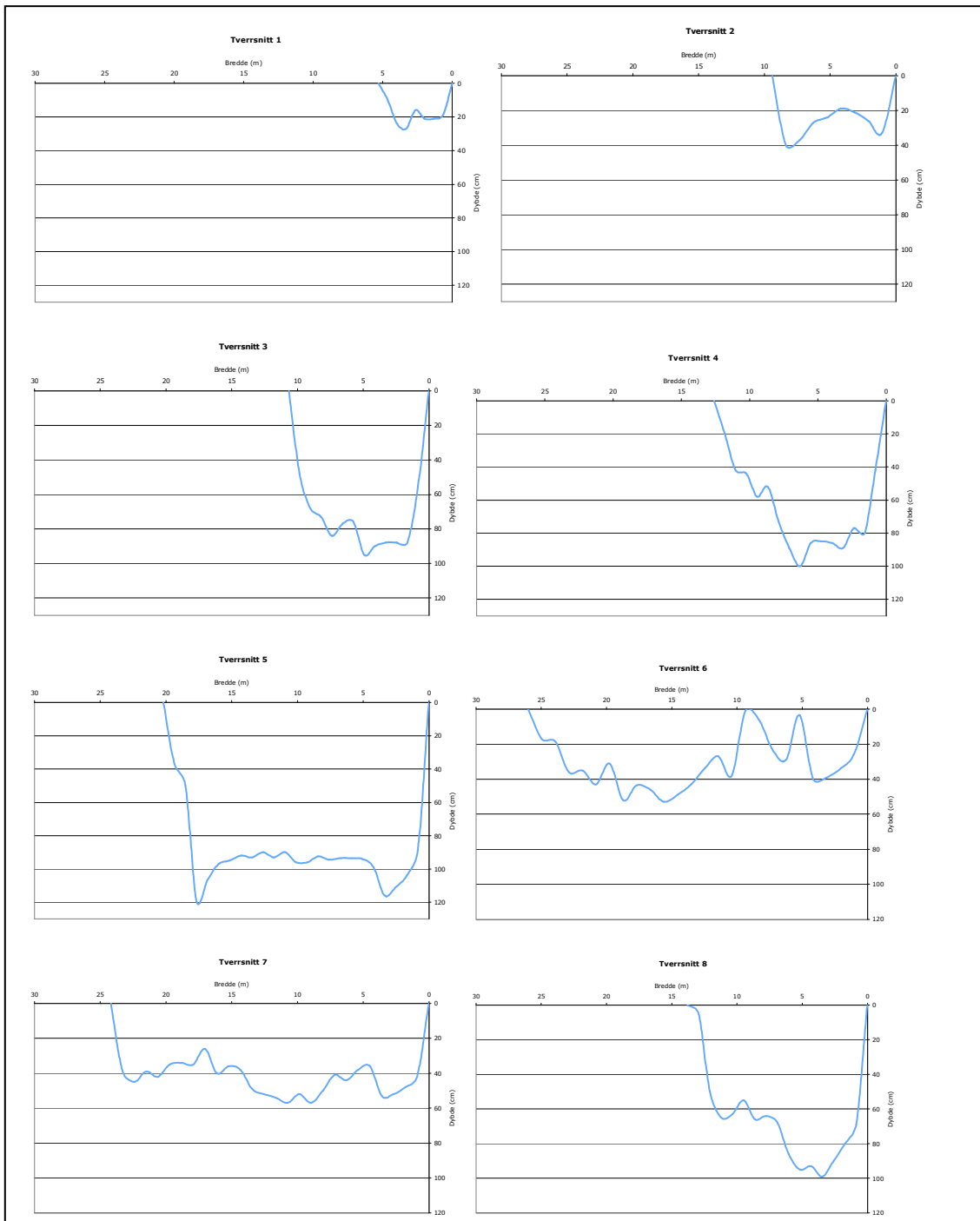
Profil 16 – 19 Tørre profiler

UTM 59063 – 87112, 59188 – 87441, 59643 – 87791, 60119 - 87886. 680 m o.h. Bredde: 15 – 17 m. Dybde: 0,5 m

Disse profilene er tatt i et relikte elveløp som går til vannet det er tatt kjerner fra. Kanalløpene er tydelige, med myr i bunn og en del småkratt. Det vokser nesten ingen trær i løpene og det er nesten helt fravær av fine sedimenter i kanalbunnen. Grovere partikler ligger ~ 10 cm under jordsmonnet. Det er uvisst om disse er fluvialt avsatt. Disse relikte elveløpene kan således ikke fungere som lokaliteter for SWD avsetninger. I vannføringsestimaten er det tatt utgangspunkt i at det har strømmet 0,5 m vann i kanalen ved flom. For at elva har klart å tilføre sedimenter til alle vannene må det ha gått vann i over 1,4 km, med over 12 m³/s.

4.1.1. Tverrsnitt

Under vises de ulike tverrsnittene som er målt i Grimsa. Dette for å visualisere hvordan kanalløpet utvikles nedstrøms. Tverrsnittene i flere av profilene har en forsenkning på hver side av kanalen. Tverrsnittene som er veldig ujevne, har store partikler som danner denne ujevnheten. Dette påvirker friksjonen i kanalen.

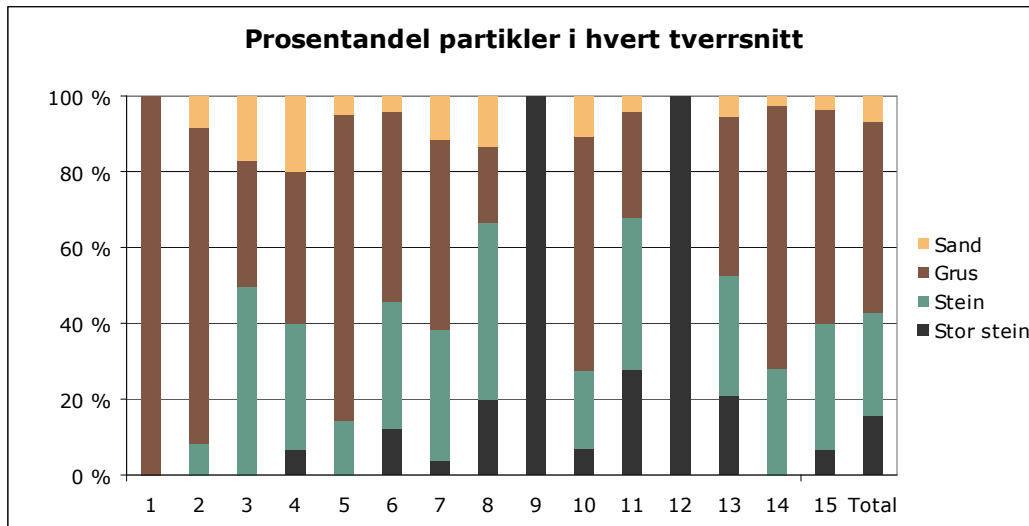


Figur 4.11: Viser tverrsnittene for profil 1 – 8. Disse viser hvordan elva øker i dybde og størrelse nedstrøms.

Alle tverrsnittene vises fra et perspektiv oppstrøms mot nedstrøms. Se appendiks A for resterende tverrsnitt, også tørre profiler.

4.1.2. Kornstørrelser

Under vises en sammenfattet tabell over partikkelstørrelsene fra hver profil, basert på b-aksen (d_{50}).



Figur 4.12: Viser prosentvis partikler i hvert tverrsnitt

Partiklene i profil 9 og 12 er plukket ut selektivt (største steiner) og representerer ikke et tilfeldig utvalg som i de resterende profilene. De er allikevel vist i figuren over for å gi et visuelt inntrykk av elva som helhet. Kanalløpet i profil 9 og 12 består av bart fjell (Se appendiks C for konkrete tall).

Som vi ser har den totale prosentandelen mest grus, etterfulgt av stein, noe store stein og begrenset mengde sand. I profil 9 og 12 er det som beskrevet kun tatt mål av de største steinene som er funnet i kanalløpet, noe som øker prosentandel store stein i det totale gjennomsnittet (aritmetrisk). Profil 1 har kun grus, mens de resterende profilene har nesten alle kornstørrelsene representert. Aritmetrisk gjennomsnitt av kornstørrelse ligger på 87 mm (stein), der minste partikler er 1 mm og største partikkel er 1400 mm (b-aksen). Medianen er på 111 mm (stein), der tallet trekkes opp av de store steinene i profil 9 og 12. Dersom disse ikke tas med, blir medianen 45 mm, øvre sjikt av grusfraksjonen. En "hale" av finere partikler trekker altså medianen ned fra det aritmetriske gjennomsnittet. Det er lite leire i vassdraget generelt.

4.2. Matematisk modell

Tabellen under viser morfometriske mål av profilene som er tatt i elva, beskrevet i kapittel 3. I grått vises vannhastighet (V) og vannføring (Q) som passerer hvert punkt, basert på effektiv

vannføring. Grønn markering viser antatt vannhastighet for mobilisering av bunnmateriale (V1) og store partikler. Her er det ikke tatt hensyn til imbrikasjonsfaktor som påvirkning på mobiliseringen. Gule profiler er tatt i kanalen, mens rosa profiler er tatt i relikte elveløp mellom Grimsa og Grismovannene. Det er kalkulert med 0.5 meter vannstand i de relikte elveløpene. Tverrsnittet i profil 12 var for stri til at det var mulig å måle effektiv vannføring, men det ble målt bredde og dybde fra toppen av gjelet, i samme høyde som avsetningene beskrevet tidligere. Dette er tolket til å være flomutsatt bredde Profil 12 er kalkulert ut i fra flomutsatt bredde ut i fra høyde på laven, der laven forventes å bli fjernet ved flom (se diskusjonskapittel). Selv om mannings n skulle vært lavere for flere av tverrsnittene på grunnlag av kornstørrelsen, er den satt noe høyere på grunn av kraftig meandering i flere av strekkene.

Tabellen viser at vannføringen øker nedstrøms, med minimumsvannføring på $1.8 \text{ m}^3/\text{s}$ øverst i elva og maksimumsvannføring på $160 \text{ m}^3/\text{s}$ 1 km fra munningen. Verdier fra NVE viser at Folla har hatt maksimum vannføring på $75 \text{ m}^3/\text{s}$ (22. mai 1999) og en minimumsverdi på $0,8 \text{ m}^3/\text{sek}$ (22. april 2007) siden 1997, uten at det har vært noen ekstremflom i den perioden. Verdiene over ligger forholdsvis innenfor et lignende intervall som det i Folla, tatt i betraktning at det er effektiv vannføring som er målt i Grimsa. Vannstanden i Grimsa ligger mellom 0,2 og 1 meter (unntatt profil 9), mens i Folla ligger vannstanden på maks 2 m.

Tabellen viser en forholdsvis varierende vannhastighet (V), med verdier mellom 1,6 - 8 m/s. De ulike verdiene viser at bredde/dybdeforholdet og gradienten i elva endres, og vil ikke følge et lineært forhold nedstrøms i elva. Den høye verdien ved profil 8 forekommer ettersom profilen ligger i et gjel med rette og bratte strekk. Profil 16 – 19 i det relikte elveløpet har like verdier siden vannstanden er satt til 0,5 m og gradienten er lik. Elva har generelt en jevn gradient og varierer mer i bredden/dybden enn i stigning per meter.

De store partiklene som er målt viser en konsekvent verdi for mobilisering (V1), på $\sim 4.6 \pm 1 \text{ m/s}$. I profilene der vannhastighet også er estimert (profil 6, 10 og 11) viser dataene at mobilisering av slike store partikler skjer ved større verdier enn den effektive vannføringen. Vannhastigheten som er estimert i profil 12, viser at en stor flom vil kunne mobilisere de store steinene i elva. Vannhastigheten for alle elvestrekkene er kun tatt med som illustrasjon, ettersom formelen for utregning er beregnet på partikkelstørrelser over 50 mm og flere av kornstørrelsene er mindre enn dette.

Tabell 4.1: Viser hydraulisk kartlegging av Grimsa, med alle parametrene som er målt (unntatt kornstørrelse). Ett desimal er tatt med, til tross for at dette kan gi en tilsynelatende nøyaktighet.

HYDRAULISK KARTLEGGING AV GRIMSA																			
VANNFØRING (V), VANNHASTIGHET (Q) OG PARTIKKELBEVEGELSE (V1)																			
Profilnummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Bredde (m)	5.3	9.4	10.6	12.6	20.2	26.0	24.2	13.8	2.0	35.4	18.6	16.0	53.0	39.0	52.4	17.2	15.0	16.2	18.4
Dybde (qisn, m)	0.2	0.3	0.8	0.7	0.9	0.4	0.4	0.7	17.0	0.9	0.8	2.5	0.8	1.0	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Areal (A) (m ²)	1.1	2.8	8.2	8.6	18.8	10.1	10.6	9.7	34.0	31.5	14.7	40.0	44.5	37.8	32.0	8.6	7.5	8.1	9.2
Vått perimeter (P)	5.7	10.0	12.2	13.9	22.1	26.8	25.1	15.2	36.0	37.2	20.2	21.0	54.7	40.9	53.6	18.2	16.0	17.2	19.4
Hydraulisk radius (HR)	0.2	0.3	0.7	0.6	0.9	0.4	0.4	0.6	0.9	0.8	0.7	1.9	0.8	0.9	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Stigning per meter (S)	.04	.04	.04	.03	.02	.04	.04	.06	-	.01	.02	.02	.02	.02	.02	.02	.02	.02	.02
Mannings n	.040	.040	.045	.045	.045	.040	.040	.030	.040	.040	.045	.030	.060	.050	.045	.050	.050	.050	.050
Kornstørrelse (qisn, cm)	2.2	2.5	8.9	7.8	3.7	11.4	6.7	14.5	101	6.7	20.4	-	16.1	5.9	7.8	-	-	-	-
V1 = 0,18d ^{0,49}	0.3	0.3	0.5	0.5	0.3	0.6	0.5	0.7	-	0.5	0.8	-	0.7	0.4	0.5	-	-	-	-
Store partikler	-	-	-	-	-	3.44	-	-	5.42	5.36	5.0	4.58	-	-	-	-	-	-	-
V = k _n (A/R ^{2/3}) ^{1/2} (m/s)	1.6	2.1	3.4	2.7	1.8	2.6	2.8	5.1	-	2.2	4.6	7.9	3.4	4.1	2.5	1.7	1.7	1.7	1.7
Q = VA (m ³ /s)	1.8	8.6	28.2	24	33.7	26.3	29.8	53.3	-	70.5	68	251	155	155.2	160	14.8	12.8	13.9	15.8

4.3. Klassifisering av elvestrekk

Under presenteres de ulike klassifiseringene av elvestrekkene i Grimsa. Dette er gjort på grunnlag av kartlegging av nedgravingsrate, bredde/dybdeforhold, siniusitet, gradient og bunnmateriale.

Tabell 4.2: Klassifisering av elvestrekk, basert på Rosgens klassifikasjonssystem (Rosgen 1994). Fargene i kolonnene viser klassifiseringsgrupper.

Klassifisering av elvestrekk															
Profiler	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Nedgravingsrate	2.1	2.1	2.1	3.8	3.3	1.4	1.1	1.1	1.1	1.5	1.3	Lav	1.4	1.5	1.5
Bredde/Dybdeforhold	26,5	31,3	13,7	18,5	21,7	66,7	55,0	19,7	0,1	39,8	23,5	Lav	63,1	40,2	85,9
Siniusitet	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.0	1.1	1.3	1.2	1.2	2.0	1.7	1.3
Gradient	.078	.078	.035	.028	.022	.036	.032	.060	-	.012	.022	-	.049	.024	.016
Bunnmateriale	G	G	G	G	G	G	G	St	Ss	G	St	Bg	St	G	G
(median/ D ₅₀ , mm)	15	20	50	45	30	52	45	150	1035	30	110	-	70	40	45
Klassifisering	B4a	B4a	B4	C4b	C4b	B4	F4b	A3	A2 (A1)	B4c	F3b	A1	B3a	B4	B4c

Type A er en smal, dyp kanal, med høy nedgravingsrate, høy gradient og store partikkelstørrelser, der lengden på dalen og lengden på elva er lik. Type B har lav til moderat siniusitet og har en lite utviklet nedgravingsrate, her dominert av grus. Type C har bredere og grunnere kanalløp, med godt utviklete flomsletter, meandrerende strekk og går gjennom en vid dal. Type F har også vide og brede kanaler, men med høy nedgravingsrate og har derav ikke like godt utviklet flomslette. C og F har typisk "riffle-pool" system, kulper og akkumulasjonsområder i kanalen. Nedgravingsraten beskriver, som nevnt, sannsynligheten for at elva går utover bankene ved flom. En høy verdi for nedgravingsrate, som i profil 4 og 5, gir stor risiko for oversvømmelse utover kanalbankene.

Elva har fire hovedtyper elvestrekk, henholdsvis A, B, C og F. Liten bokstav (her a, b og c), viser til at klassifiseringen også har egenskaper som heller mot denne grupperingen. Tallene beskriver bunnmaterialet (median) og er her hovedsakelig grus (G, nr 4), noe stor stein (Ss, nr 2), stein (St, nr 3) eller fast fjell (Bg, nr 1). Profil 12 mangler fullstendige dybde/bredde data, men er klassifisert ut i fra gradient, siniusitet og bunnmateriale. I profil 9 har kanalbunnen en A2 verdi, med store stein, mens kantene har A1 verdi, på grunn av at det her er grunnfjell.

Profilene er satt i rekkefølge nedstrøms og ikke etter klassifisering, ettersom dimensjonene øker drastisk nedstrøms i elva til tross for at profilene har lik klassifiseringsgruppe. Der parametrene ikke stemmer helt etter klassifikasjonssystemet eller noen variabler mangler, er det sett på planform og gjort en sammenligning med de andre strekkene for å finne klassifisering.

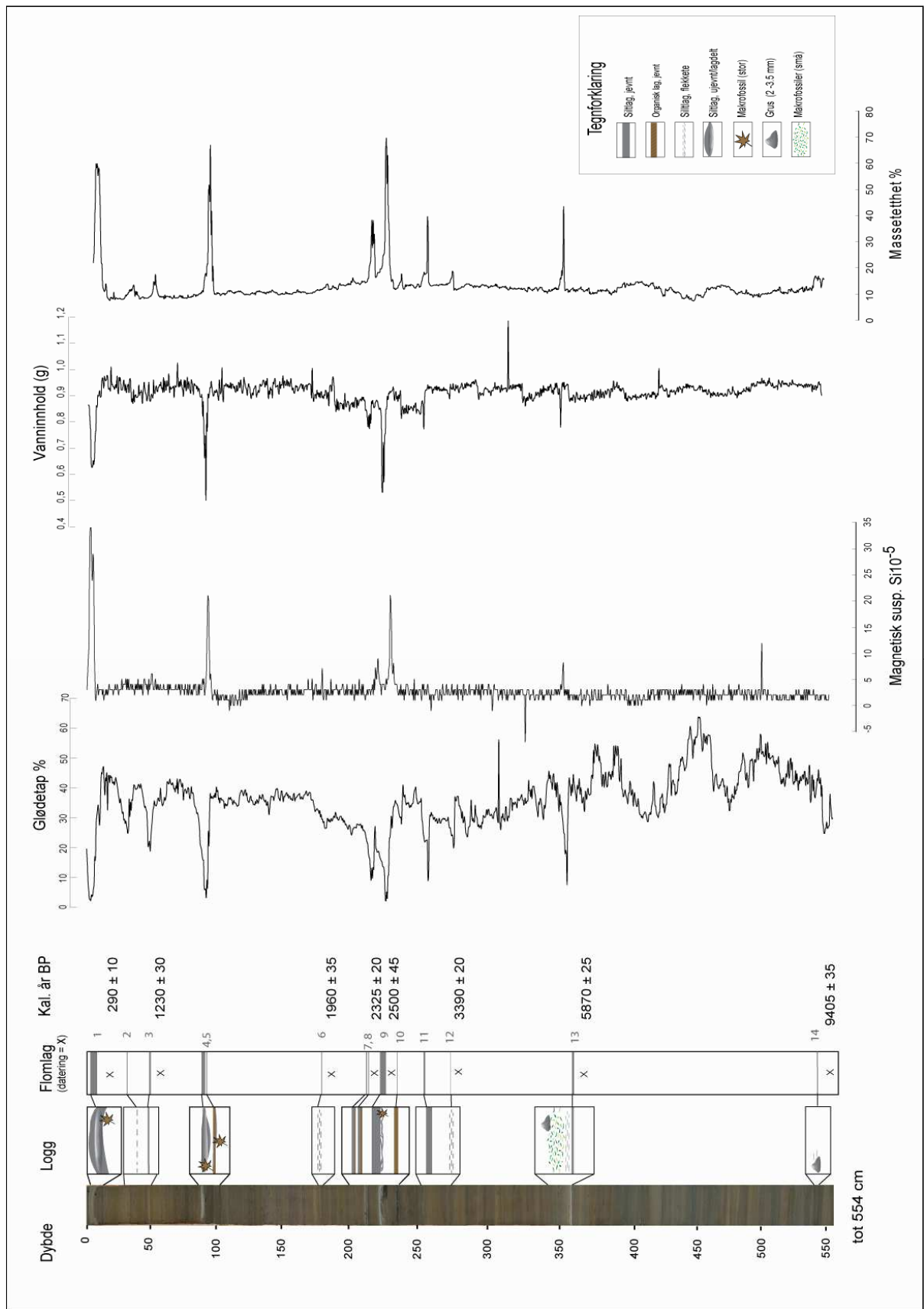
B: Sedimentanalyse

Under presenteres de ulike analysene gjort av sedimentkjernen. Sedimentkjernen er presentert (Figur 4.13), der det vises en logg over detaljene i flomlagene, uttak av makrofossiler til karbondatering, kalibrerte år BP, glødetap, magnetisk susceptibilitet, vanninnhold og massetetthet. Lagene er også beskrevet i en tabell. Kornstørrelser fra de ulike lagene er presentert senere.

^{14}C -dateringene er presentert. Avvik og problemer med kalibrering av dateringene er kommentert nærmere i diskusjonen. På grunnlag av dateringene er det også laget en alderdybde modell for å gi en alder på flomlagene som ikke er datert. Det er også gjort en todelt frekvensanalyse på bakgrunn av karbondateringene og egenskapene i lagene. Flommene er både delt inn i klasser for tykkelse på de minerogene lagene i sedimentkjernen og etter terskelgrenser (*peak over threshold*) fra de ulike verdiene i glødetap, vanninnhold og massetetthet.

4.4. Litografi

To tydelig atskilte litografiske grupperinger er synlige i kjernen. Det ene er organisk gytja i grønn- og brunlige farger (Hue 5y 5/3, 4/3), mens den andre grupperingen er minerogene partikler i siltfraksjonen, med grå og blålige farger (Hue 5y 5/1, 6/1). De organiske bestanddelene (Type A) har lav prosentvis massetetthet, men høyt vanninnhold. Glødetapsverdiene er høye og ligger på rundt 30 – 50 %, mens verdiene for magnetisk susceptibilitet er lave og ligger mellom 0,1 og $5 \cdot 10^{-5}$ Si. De minerogene lagene (Type B) har motsatte verdier, med høy massetetthet, lavt vanninnhold, glødetap mellom 5 og 10 % og magnetisk susceptibilitet opp mot 25 og $30 \cdot 10^{-5}$ Si, med maksimumsverdi på $34 \cdot 10^{-5}$ Si i lag 1. Det er 13 visuelle identifiserbare minerogene lag som tolkes til å være flomavsetninger, der et siste lag (lag 14) kun vises i de målte parametrene (glødetap, magnetisk susceptibilitet og massetetthet) og ved en gruspartikkel på 2 mm. Denne tolkes til å være lokalt transportert. De minerogene lagene er mellom 1 – 36 mm tykke. Noen av lagene er for tynne til at de vises i alle parametrene, for eksempel forsvinner lag 2 i glødetapsverdiene siden det kun er 1 mm tykt. Lag 1, 4 og 9 er markant tykke, på henholdsvis 36, 25 og 18 mm. Alle tre lagene har en horisontal laminering, der lag 1 og 4 har en tydelig fargeforskjell internt i laget. Lag 9 har et mer komplekst system, med organisk materiale iblandet.



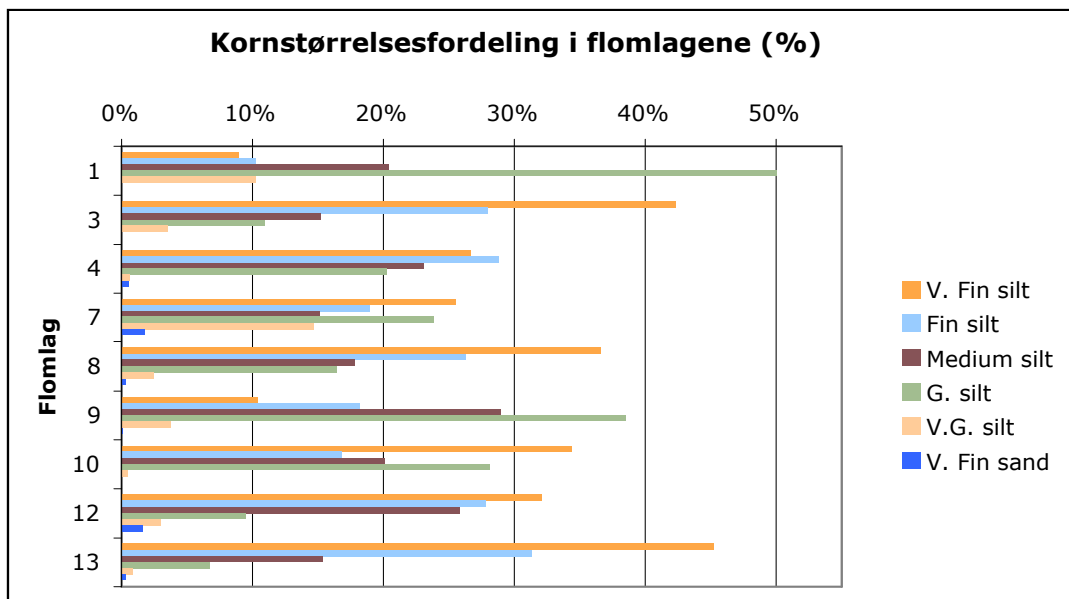
Figur 4.13: Viser alle parametrene som er analysert i sedimentkjernen. Logg, flomlag, kalibrerte år BP, glødetap, magnetisk susceptibilitet, vanninnhold og massetethet er presentert.

Glødetapet (%) er den parameteren som best viser alle flomlagene i kjernen. Det er imidlertid en del støy i denne grafen, som de andre parametrene unngår. Den magnetiske susceptibiliteten (10^{-5} Si) viser de tykkeste lagene, der lagene med under 10 mm tykkelse er lite synlige. Lag 13 og 14 slår ut i grafen, selv om de er under 10 mm. Dette kan være fordi det her ble funnet en gruspartikkel på henholdsvis 2 og 3,5 mm i lagene. Den nederste toppen tolkes til å samsvare med lag 14 som er noe forskjøvet, ettersom kjernen var delt i flere biter (4 stk) og noe overlapping har skjedd i datamaterialet. Lag 1 har to topper i den magnetiske susceptibiliteten, noe som samsvarer med visuelle fargeendringer internt i laget (se figur xxx).

Massetetthet (%) og vanninnhold (g) speiler hverandre motsatt proporsjonalt i kjernen. Massetettheten øker drastisk i verdi der det er flomlag, mens vanninnholdet minker i verdi. Dersom man sammenligner de tykkeste flomlagene som skiller seg ut i grafene, lag 1, 4 og 9, kan man se at massetettheten øker i verdi fra lag 1 til lag 9. Dette gjelder ikke for vanninnhold, der lag 4 har minst vanninnhold og lag 1 mest. Dette kan indikere en tettere pakningsgrad og lavere porevolum i lag 4 og 9. Dette må også sees i forbindelse med kornstørrelsen. Pakningsgrad kan, som nevnt, antyde forskjeller i transportkompetanse ved forskjellige flomepisoder som har avsatt sedimentene og kan således si noe om størrelsen på flommene.

I forlengelsen av flere av de minerogene lagene nedover i kjernen, er det tydelige atskilte organiske lag med større makrofossiler. Disse er ikke behandlet som en del av tykkelsen på flomlaget. Det er også en del makrofossiler blandet i de minerogene lagene. De organiske lagene er godt bevart og tolkes til å være en del av suspensjonstransporten under flommen, ettersom dette er terrestriske makrofossiler og ikke akvatiske planter som er hovedkomponenten i de resterende gytjalagene (Type B). Makrofossilene behandles derfor ikke som forstyrrelser i avsetningene som fra eksempelvis bioturbasjon (forstyrrelser fra bentiske dyr og planter) (Benito og Thorndycraft 2005). Dette vises også ved at både de organiske lagene og de minerogene lagene som ligger over er horisontale og tilsynelatende uforstyrrete. De organiske lagene diskuteres nærmere i diskusjonskapittelet. Under vises først kornstørrelsesfordelingen i de lagene som ble analysert i sedigrafen. Deretter gis en beskrivelse av de respektive minerogene lagene.

4.5. Kornstørrelse



Figur 4.14: Prosentvis innhold partikler i hvert flomlag som ble analysert. Lagene som ikke er fremstilt, hadde for lite minerogent materiale til å bli analysert ved hjelp av denne metoden.

Gjennomsnittlig kornstørrelse i avsetningene avhenger i stor grad av type materiale oppstrøms i elva og det fluviale regimet i elva. Grimsa har lite tilgang på leire, men stor tilgang på silt, noe som vises i kornstørrelsesfordelingen som ligger mellom veldig fin silt til veldig fin sand.

Grov silt til veldig fin silt er godt representert i alle lagene, mens fineste fraksjon, leire eller grovere partikler enn veldig fin sand ikke er representert.

Gjennomsnittlig kornstørrelse i lag 1, 7 og 9 er medium silt, mens de resterende lagene har gjennomsnittlig fin silt. Lag 1, 3 og 10 har ikke groveste fraksjon (veldig fin sand), mens lag 7 og 12 har en liten andel veldig fin sand, selv om disse lagene er forholdsvis tynne.

Lag 1 har markant høyest innhold grove partikler, med hele 50 % av mengden innenfor fraksjonen grov silt. Lag 9 har også stor andel grov silt i laget. Lag 4 er det tredje tykkeste laget, men har en annen type fordeling enn lag 1 og 9. Her er det et mer heterogent materiale, der alle fraksjonene er representert.

Aritmetrisk gjennomsnitt av kornstørrelsene ligger på 6,807 μm , mens medianen ligger på 4,268 μm . Fordelingen har altså større andel mindre partikler som trekker medianen ned fra det aritmetriske gjennomsnittet. Største fraksjon er veldig fin silt, med 45,3 %, etterfulgt av fin silt med 31,3 %, medium silt 15,4 % og en liten bestanddel grov silt til fin sand. Alle

lagene er definert som dårlig sortert (σ_g) i sedigrafanalysen (se appendiks G for detaljert informasjon).

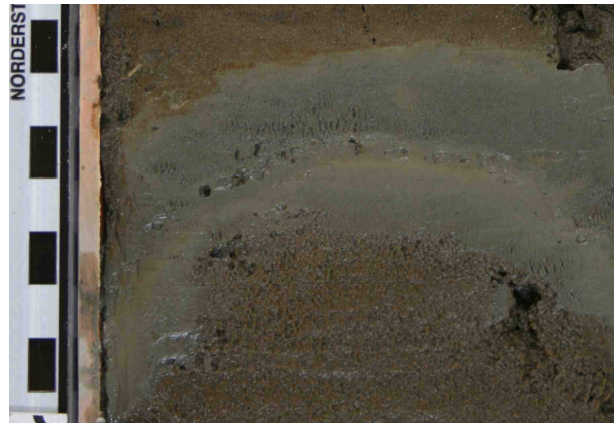
Fravær av leire kan enten tyde på at det er lite leire i systemet, noe som kan begrunnes i at nesten hele vassdraget går gjennom et område med glasifluviale sedimenter, der det er lite leireforekomster. Det kan også bety at systemet har for stor vannføring ved flom til at leire avsettes i vannene, men blir ført videre.

Tabell 4.3: Oppsummering av flomlag, med dybde, tykkelse og beskrivelse. Tykkelse er satt til å være bredden på selve det minerogene laget og ikke organiske bestanddeler eller hele feltet der det er flekkvise siltlag

Lag	Dybde	Tykkelse (mm)	Beskrivelse
1	1,4	36	Kompakt siltlag med ujevn farge internt. Kan være to flompulser. Innehar ikke groveste partikler, men størst prosentandel grov silt av alle lagene.
2	30,6	1	Tynt og usammenhengende lag. Viser ikke i magnetisk susceptibilitet. Felt av små makrofossiler i laget
3	47,3	5	Kompakt siltlag av veldig fin silt
4	87	18	Tykt og kompakt siltlag. Innehar veldig fin sand og en stor makrofossil.
5	90,3	2	Tynt, sammenhengende lag, organisk materiale iblandet. Ligger tett opptil lag 4. Jevnt organisk lag under (5 mm).
6	177,7	1	Usammenhengende lag, 5 mm bredt felt. Lave verdier i alle parametrene.
7	211	5	Sammenhengende lag med jevnt organisk lag under (2 mm). Størst prosentandel fin sand av alle lagene.
8	212,3	4	Tynt, sammenhengende lag. Vanskelig å skille fra lag 7 i sedimentanalysen. Ligger en del makrofossiler i 10 mm under laget.
9	221,5	25	Tykt lag. Flere ujevne lag under med en stor makrofossil. Til sammen 60 mm bredt felt
10	230	3	Sammenhengende lag, men ikke full bredde. 4 mm under laget ligger et organisk lag på 2 mm. Kan tilsvare to hendelser.
11	253	10	Kompakt siltlag, noe flekket sekvens under (1 mm)
12	273	0.5	Tynt, usammenhengende siltlag. Skiller to sekvenser i gytjaen, med en skarp kontrast i farge (Hue 5y 7/1 til Hue 5y 3/1). Har stor mengde veldig fin sand.
13	356,5	6	Flekkete, usammenhengende siltlag. Selve det minerogene laget er 6 mm, men det er et 1 mm tykt organisk lag rett under. Det er også mye makrofossiler i et 60 mm felt over laget. Det er funnet en 3.5 mm gruspartikkel øverst for dette feltet. Denne kan være tilført kjernen lokalt, og ikke fluvialt transportert.
14	529,5	3	Grusflekk, ikke visuelt synlig lag, men vises i sedimentanalysen.
Bunn av kjernen	554		De siste 30 cm viser ikke minerogene lag

De minerogene lagene i kjernen kan grupperes i tre distinkte klasser ut i fra visuelle forskjeller, tykkelse og organisk materiale (ikke gytja, men makrofossiler). Den ene (klasse I)

er de tykkeste lagene beskrevet over (lag 1, 4 og 9), der det er lite organisk materiale internt i laget. Disse lagene er jevne og har en oppfining i laget.



Figur 4.15: viser lag 1, 4 og 9. Målestokk t.v. for lag viser centimetermål. Lagene er jevne og uten organisk lag internt i den minerogene bestanddelen. Lag 1 er bøyd ved uttak med en piston corer. Dette viser to oppfiningssekvenser (mørk til lys farge) Lag 5 vises under lag 4.

Den andre gruppen (klasse II) har et tynt, jevnt lag uten organisk materiale internt, men der det ligger et organisk lag tett opptil laget under (se Figur 4.16). Lag 5, 7, 8, 10 og 13 tilhører denne klassen. Siste gruppe (klasse III) er flekkvise og usammenhengende lag, som i lag 2, 6, 12 og 14. Lag 3 er også med i denne klassen, selv om dette er jevnt og sammenhengende, siden ingen av de sistnevnte lagene har noe organisk materiale i forbindelse med laget.



Figur 4.16: T.v. lag 7 og 8. Under de minerogene lagene er det et tynt organisk lag. T.h. lag 13.

4.6. Makrofossiler og dateringer

Det ble plukket ut 9 makrofossiler, der 8 ble plukket rett under de minerogene lagene og 1 ble tatt fra bunn av kjernen (554 cm). Makrofossilet under lag 11 er tolket til å være resedimentert

ettersom alderen på denne ble satt til 5.190 ± 40 BP, et alderssprik som ikke stemmer med de andre dateringene.

Tabell 4.4: Tabellen viser karbondaterte flomlag, dybde for uttak av makrofossil og innhold. Alder er kalibrert med 1 og 2 standardavvik (68 % og 95 % sgm). Latinske navn er tatt med der det er sikkerhet for hva slags plantetype makrofossilen tilhører, noe som ikke var mulig å identifisere for alle prøvene. Lag 11 (markert i grått) er tolket til å være resedimentert på grunn av avvik i aldersdateringen.

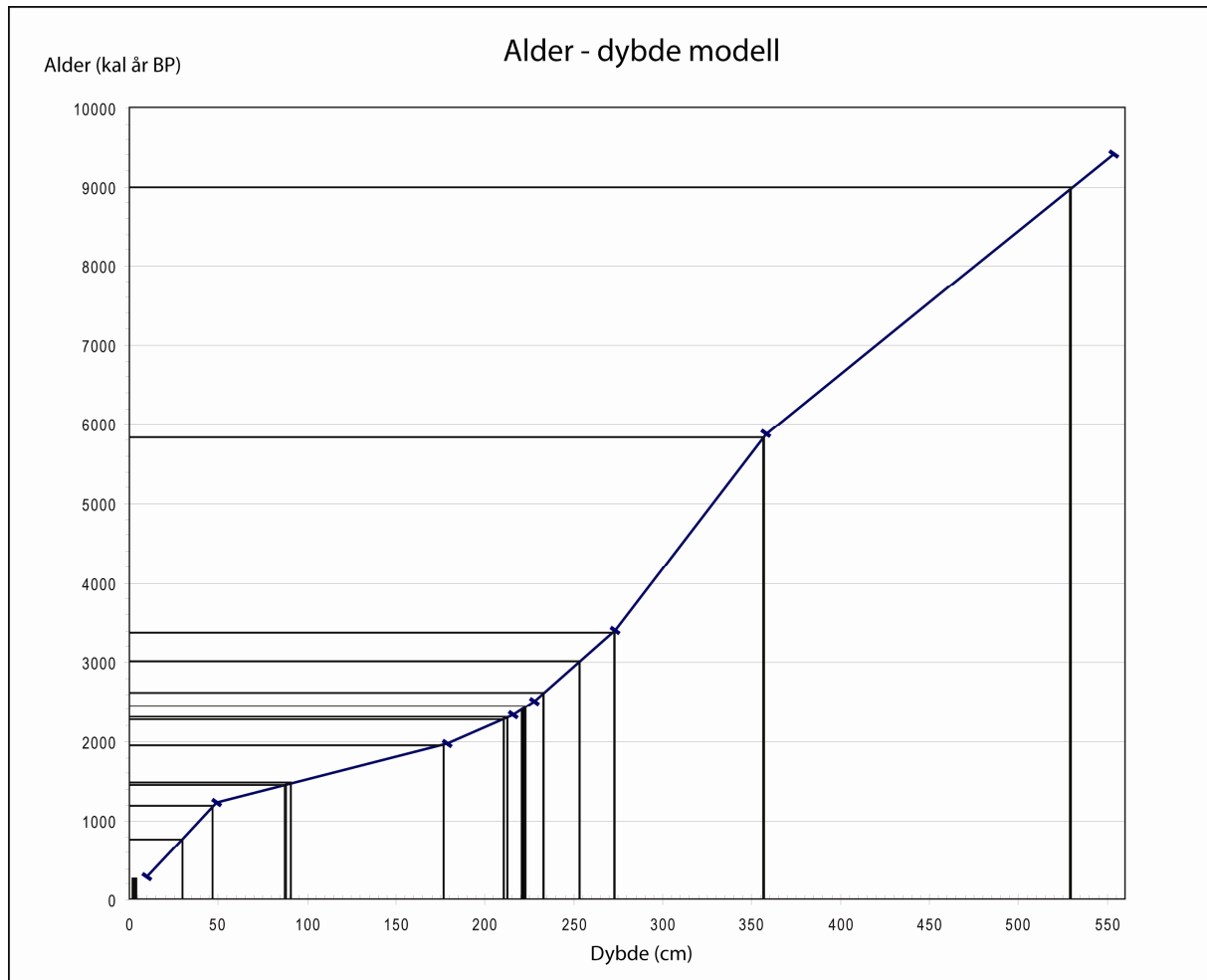
Karbondaterte flomlag						
Lag/ nr	Dybde for makrofossil (cm)	Vekt (mg)	Innhold	Alder BP	Kal. år BP (68 % sgm)	Kal. år BP (95 % sgm)
1	10	4,8	bark, blader, kullbit	225 ± 30	290 ± 10	180 ± 40
3	49	6,4	trebit, frø fra gress	1245 ± 30	1230 ± 30	1170 ± 90
6	179	1,6	trebiter, bladfragment	2015 ± 30	1960 ± 35	1970 ± 80
7	216	8,5	en stor trebit	2265 ± 30	2325 ± 20	2200 ± 50
9	230	5,1	furunål (Pinus Sylvestris), kreklingfrø (Empetrum nigrum)	2460 ± 35	2500 ± 45	2490 ± 130
11	254	8,5	bark, furunål (Pinus Sylvestris), blad	5190 ± 40	59300 ± 20	5950 ± 60
12	273	5,1	bjørkefrukt fra tre (Betula Pubescens), furunål (Pinus Sylvestris)	3175 ± 35	3390 ± 20	3400 ± 60
13	358	4,8	bjørkefrukt fra dvergbjerk (Betula Nana), furunål (Pinus Sylvestris), trebit, kull	5060 ± 40	5870 ± 25	5810 ± 100
15	554	5,3	trebiter, bark	8350 ± 50	9405 ± 35	9370 ± 120

Tabellen viser dybde for funn av makrofossiler, vekt, innhold og alder på disse, tatt ut fra sedimentprøven. I kalibreringen fra Calib (Stuiver et al. 2009) har de fleste lagene flere grupperinger for ett og to standardavvik (se appendiks H). Her ble den største prosentvise sannsynlighetsfordelingen for både 1 og 2 standardavvik (sigma 1: 68 %, sigma 2: 95 %) benyttet for kalibrert alder. Avviket er satt til medianen internt i gruppen. Ett standardavvik (68 % sgm) er brukt videre for alder-dybde modell og i diskusjonen.

4.7. Dybde/aldersmodell

Under vises en aldersmodell laget på grunnlag av dybde på flomlagene i sedimentkjernen og de daterte flomlagene. Modellen interpolerer alder for flomlagene som ikke er datert ved hjelp av dybde i kjernen og karbondateringene. Flomlagene er ikke fjernet fra modellen, selv om de har en mye raskere sedimentasjonsrate (timer til dager) ettersom de er avsatt under en flom. Dette er ikke gjort siden de utgjør en minimal bestanddel av den 5 meter lange kjernen (0,5 –

36 mm) og ikke synes i den generelle sedimentasjonsraten. De har altså liten innvirkning på lengden på kjernen og alderen på modellen.



Lag	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	Bunn kjerne
Kal år BP	290	790	1230	1450	1500	1960	2325	2345	2500	2630	3000	3390	5870	9000	9405
B2K	340	840	1280	1450	1550	2010	2375	2395	2550	2680	3050	3440	5920	9050	9455

Figur 4.17: Alder-dybdemodell. Alder i tabellen er vist i kal. år BP (år før 1950) og B2K (år før 2000) og estimert fra grafen over. Avvik er ikke tatt med. Skråstilte streker i grafen viser dybden karbondateringene er tatt fra.

Modellen viser sedimentasjonsrate i vannet gjennom de siste 10.000 årene. Den har en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 0,58 mm/år, altså en tidsoppløsning på litt under 20 år/cm. Raten varierer mellom minimum 0,33 mm/år (~3.400 – 5.800 kal år BP) til maksimum 1,4 mm/år (~1.200 – 2.500 kal år BP). 7 av de 14 flomlagene ligger innenfor denne maksimumsraten (lag 3 – 9).

Flommene i Grimsa er delt inn i perioder ut i fra endringer i flomfrekvens, basert på aldersklynger og endringer i sedimentasjonsrate. Dette gir 8 perioder, der 1, 3, 5, 7 og 9 har en positiv flomfrekvens, mens 2, 4, 6 og 8 ikke har flomhendelser (Tabell 4.6). Innenfor periode 5 (1.960 – 3.390 kal år BP), med et tidsspenn på 1.430 år, skjer hele 7 av de 14 flommene.

Tabell 4.5: Viser inndeling av perioder med og uten flomhendelser i Grimsa (kal år BP)

Perioder med flomhendelser	Perioder uten flomhendelser
1: 290 – 790 (2 stk)	2: 790 – 1230
3: 1230 – 1500 (3 stk)	4: 1500 – 1960
5: 1960 – 3390 (7 stk)	6: 3400 – 5800
7: 5800 (1 stk)	8: 5800 – 9000
9: 9000 (1 stk)	

Ettersom verken storflommen i 1860 AD eller Vesle Ofsen i 1995 er registrert i de lakustrine sedimentkjernene, kan dette tilsi at flommene som er registrert i de lakustrine kjernene er større enn disse. Flomlagene representerer altså ekstremflommer større enn den nest største flommen som er registrert i Norge (Vesle Ofsen).

4.8. Frekvensanalyse

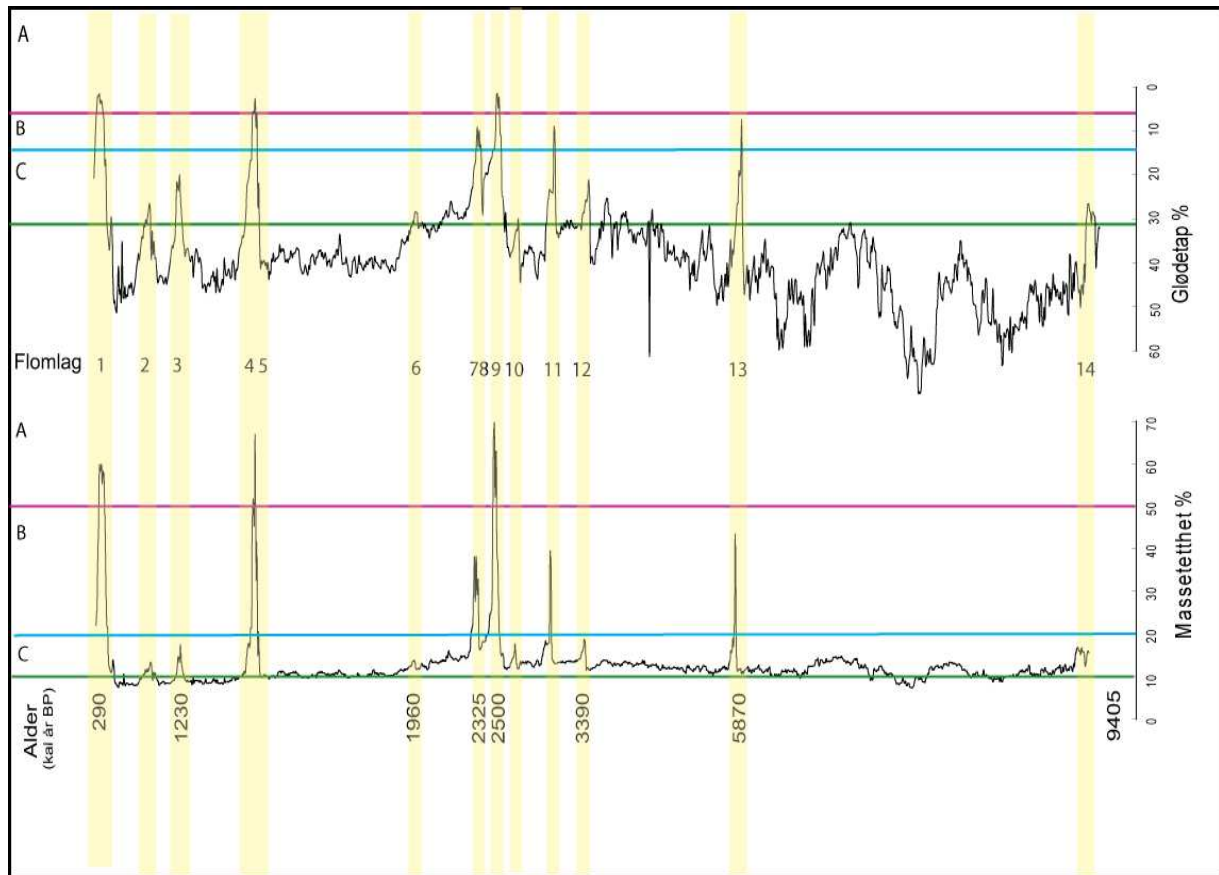
Under vises to ulike frekvensanalyser, basert på to ulike inndelinger for størrelsesestimat av flommene fra sedimentlagene i den lakustrine kjernen. Først vises en tabell for gjentakelsesintervall og frekvens av de ulike flommene representert av tykkelsen til flomlagene i sedimentkjernen. Totalt er gjentakelsesintervallet på 650 år, med en frekvens på 0,0015. Det tykkeste laget (36 mm) er klassifisert i gruppe A, med et gjentakelsesintervall på ~ 10.000 år. Klasse B, C og D har henholdsvis gjentakelsesintervall på 5.000, 2.000 og 1.000 år. For at frekvensen skal være gyldig, må datamaterialet være fullstendig, altså at alle flommene er registrert i de lakustrine sedimentene. Det antas videre i oppgaven at dette er tilfelle.

Tabell 4.6: Viser frekvens og gjentakelsesintervall av flommer basert på de minerogene lagene i sedimentkjernen. Her er klassene basert på tykkelse på lagene. n = 9400 år.

Klasse	Tykkelse (mm)	Antall	Lag	Gjentakelsesintervall	Overslag	Frekvens
A	>30 – 50	1	1	9.400	10.000	0.00011
B	>10 – 30	2	4, 9	4.700	5.000	0.00021
C	5 -10	4	7, 8, 11, 13	2.350	2.000	0.00043
D	0 – 4	7	2, 3, 5, 6, 10, 12, 14	1.343	1.000	0.00074
		14	Alle	671	650	0.00149

Under vises en mer detaljert inndeling av flommer ut i fra flere parametre, henholdsvis tykkelse på lagene, vanninnhold, massetetthet og glødetap (se tabell). Dette er brukt til å gi

gjentakelsesintervall og frekvens på flommer i Grimsa ut i fra en *peak over threshold* analyse. Grafen viser terskelgrenser for glødetap og massetetthet.



Klasser	Tykkelse (mm)	Vanninnhold	Massetetthet (%)	Glødetap (%)	Antall	Lag	Gjentaksintervall	Frekvens
A	>10	40 - 70	> 50	< 5	3	1, 4, 9	3000	0.0003
B	> 4 - 10	70 - 200	> 20 - 50	> 5 - 15	4	7, 8, 11, 13	2250	0.0004
C	< 4	200 - 1000	> 10 - 20	> 15 -- 35	7	2, 3, 5, 6, 10, 12, 14	1300	0.0007
Totalt							650	0.0015

Figur 4.18: Grafen over viser inndelingene i massetetthet og glødetap. Tabellen viser klassifisering av flomlagene fra sedimentkjernen etter peak over threshold-metoden. Klassifiseringen gir gjentakelsesintervall og frekvens. n = 9400 år.

Figuren over gir en annen frekvens enn den første klasseinndelingen over (Tabell 4.6), ut i fra en annen størrelsesmessig inndeling av flomlagene. Dette gjør at klasse A har et gjentakelsesintervall på 3.000 år (3 stk), klasse B har gjentakelsesintervall på 2.250 år (4 stk) og klasse C 1.300 år (7 stk). Den siste inndelingen er brukt videre som gjentaksintervall i oppgaven.

5. DISKUSJON

Diskusjonen omhandler resultatene presentert over, med fokus på gyldighet og hvilke antagelser man kan trekke ut av resultatene. Først presenteres en gjennomgang av dagens tilstand i elva og den kartlagte fluvialgeomorfologien. Her blir det sett på hvilken grad av sårbarhet de ulike strekkene i Grimsa har for eksterne endringer og hva gjenoppbyggingspotensialet etter endring er. Vannføringsestimater benyttes i et forsøk på å si noe om hvor stor en 100- eller 1000-års flom kan bli i elva.

Sedimentanalysen har vist ulike egenskaper i de forskjellige minerogene lagene, noe som blir diskutert. Det er sett på hva som kan skyldes de ulike forholdene i sedimentene og hva som skyldes de organiske horisontale lagene som ligger under flomlagene i klasse II.

Deretter presenteres de ulike periodene med flommer i Grimsa sett på, med fokus på økt flomfrekvens. Her er det sett på om flommer i Grimsa kan fungere som et regionalt klimasignal og om det er vist ulike korrelasjoner mellom flommer i Grimsa og andre klimatiske parametre.

Til slutt er det sett på hva de store sirkulasjonsmønstrene og værssystemene over Europa og Nordatlanten (NAO) har å si for ekstremflommer i Norge. Historiske flommer på Østlandet er sammenlignet med NAO indeksen, og paleoflommene i denne studien er sammenlignet med andre ulike parametre for nedbørssvingninger gjennom holosen.

A: Fluvialgeomorfologi

Grimsa er kartlagt både for å gi en beskrivelse av vassdraget i seg selv, og for å se på stabilitet og potensielle endringer i elva. Under gis en beskrivelse av forhold i elva i dag, med en nærmere diskusjon av vannføring og kornstørrelse i de ulike elvestrekkene. Det er også sett på potensiell sårbarhet og gjenoppbyggingspotensial etter endringer av elveløpet.

5.1. *Grimsas utforming og vannføring i dag*

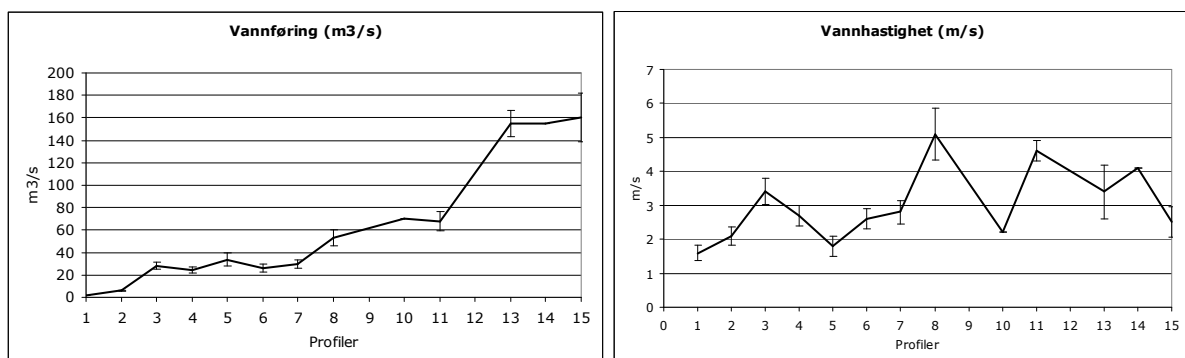
Dagens elv kan generaliseres i tre ulike hovedtyper elvestrekk og fluviale områder. Tidlig i elva og omtrent halvveis nedstrøms (profil 1, 2, 6, 7, mellom 10 og 11), ligger det felt der elva meandrerer over større områder med våtmark. Kroksjøer, forgrenet elveløp og noen efemeriske elveløp finnes her. Disse områdene er modifisert av dagens elv, der elvebankene har tydelige fluviale avsetninger. Bunnformene består av grus og småstein som danner kulper

og forhøyninger. Områdene er antatt å ha stor lagringskapasitet for vann, både på grunn av jordsmonnet og vegetasjonen (myr) og på grunn av de fine løsmassene.

Den andre typen strekk som finnes i Grimsa, er gjel der elva kanaliseres gjennom i stor hastighet (profil 8, 9 og 12). Dette skyldes bratt gradient, lavt bredde/dybdeforhold og lav ruhet ved at kanalen er i fast fjell eller har kraftig imbrikasjon som skaper et jevnt bunnsjikt i elva. Her er det minimalt med fluviale avsetninger utenfor kanalløpet.

Siste del av elva (fra profil 12 til 15) er flere størrelsesordener større enn profilene i den øverste delen av elva. Kanalen går over den store glasifluviale avsetningen på Grimsmoen. Her er kanalløpet også imbrikert, der bunnpartiklene består av stein og elva har lite tilgang på mindre partikler. Elva følger den glasifluviale kanalen, med høy siniusitet. Landskapet er tørt, der vannet kanaliseres vekk og dreneringseffektiviteten er tilsynelatende høy.

Under vises utvikling av vannføring og vannhastighet nedstrøms i Grimsa, der disse ulike hovedtypene reflekteres. Områdene med våtmark viser en jevn vannføring, med lavere vannføringsestimater fra profilen oppstrøms. Dette vises eksempelvis i økningen mellom profil 2 og 3, der elva går fra å være slak og i et meanderende parti, til å kanaliseres mer tydelig i et kanalløp. Det samme skjer i profil 8, der vannet fra våtmarkene kanaliseres gjennom det smale gjelet.



Figur 5.1: T.v. Kubikkmeter vann som passerer hver profil ved effektiv vannføring. Den lineære trenden kan indikere at målingene er forholdsvis riktige. T.h. Vannhastighet m/s som passerer hver profil. Feilmarginer er tatt med etter endring på $\pm 0.005 n$ (Appendiks B).

I området ved profil 6-7 og mellom profil 10 og 11 er elva forgrenet og kan ha efemeriske kanaler som kartleggingen ikke har dekket. Dette kan forklare den minkede vannføringen.

Mellom profil 11 og 13 øker elvas størrelsesorden betraktelig. Dette kan være fordi løsmassene i dalen endres fra å være glasilakustrine, med fine sedimenter oppstrøms som har god kapasitet til å holde på vannet, til å være mer permeable, med større avsetninger i den

glasifluviale avsetningen nedstrøms. Det kommer også flere sideelver inn oppstrøms. Strekket mellom disse to profilene er et rett løp med bratt gradient og store partikkelstørrelser, noe som vil ha innvirkning på vannføringen nedstrøms, og som vil øke vannhastigheten betraktelig. Dette vises ikke i figuren over, siden det ikke ble målt vannhastighet i profil 12 ut i fra effektiv vannføring. Profil 9 vil også ha en økt vannhastighet fra profil 8, siden dette ligger i forlengelsen av gjelet og har en enda brattere gradient.

Tverrsnitt 8 har en stor feilmargin for vannføring, basert på endringer i mannings n . Dette kan være fordi friksjonsfaktoren er satt til 0.03 som er det laveste sjiktet i friksjonsfaktoren. Denne er satt så lavt siden strekket har et jevnt, imbrikert bunnlag av stein og minimalt vegetasjon i kanalen (se klassifisering av Mannings n i kapittel 3.3.3).

Estimatene sier noe om hvor mange kubikkmeter vann som skal til før det flommer over bankene. Dette kan vise områder som er mer utsatt for oversvømmelse, det vil si der verdiene for Q blir mindre nedstrøms, eksempelvis profil 4, 6, 7 og 11. Man kan både se på disse områdene som risikoområder og som gunstige lokaliteter for fremtidige paleohydrologiske sedimentanalyser.

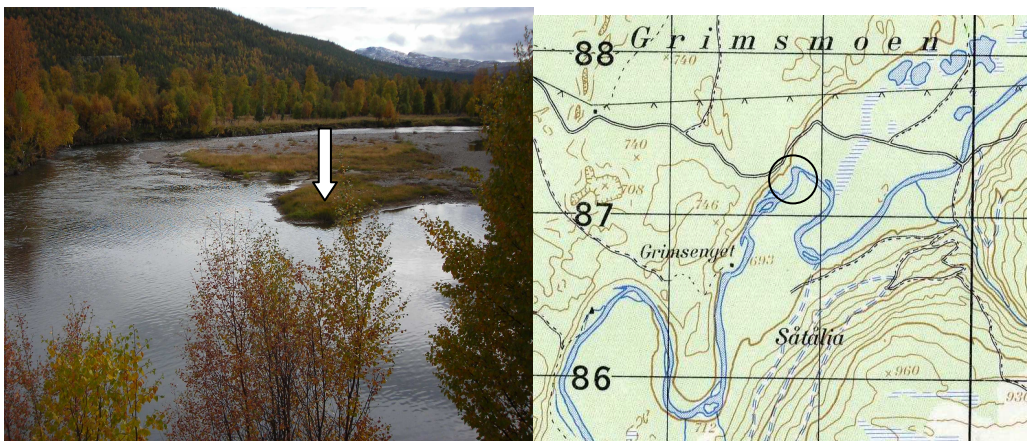
Dersom man forutsetter at Grimsa er en stabil kanal, med tilsynelatende små endringer, kan man anta at den er i et dynamisk likevektsforhold med det hydrologiske regimet i regionen (Gilvear 1999). Dette kompliseres dessverre ved at store deler av kanalen kan ha blitt dannet av en glasifluvial elv og ikke modifisert tilstrekkelig etter dagens regime. Mål av effektiv vannføring i dagens elv kan derfor gi feilaktige estimat. Figuren over viser imidlertid en lineær trend i estimatene, som gjør at man kan anta at målingene er forholdsvis riktige.

5.1.1. Endring og stabilitet i dagens elv

Til tross for at det er registrert 14 ekstremflommer i Grimsa gjennom holosen som kan ha medført store endringer i dalen, er landskapet i Grimsdalen allikevel dominert av glasilakustrine og glasifluviale avsetninger. Selv om området ved profil 1 og 2, og 6 og 7 er modifisert av elva, er størstedelen av de glasifluviale og lakustrine avsetningene intakt. En slak u-dal og lite skråningsprosesser tilsier at samme type materiale har vært tilgjengelig for elva siden isavsmeltingen. Det antas også at vegetasjonen ikke har blitt endret altfor drastisk de siste 3000 årene (Velle *et al.* 2005). Flere antropogene forhold tilsier også lite endring i elva. Tverrbekkseteren har stått på samme sted de siste 300 årene, (pers.komm. gårdseier) og pilegrimsleden har fulgt dagens setervei gjennom Grimsdalen som flere steder ligger tett inntil elva (Streitlien 1974). De relikte elveløpene er antatt å være dannet av den glasifluviale elva,

og ikke ved fluktuasjoner i dagens kanal. Dette antas på grunnlag av sedimentene som er avsatt i de relikte kanalløpene og kanalbankene og på grunnlag av størrelsesordenen til disse løpene i forhold til dagens elv.

Alt dette indikerer en forholdsvis stabil kanal, uten store endringer i sedimenttilførsel, nye områder med stor akkumulasjon av fluvialt materiale eller nye kanalløp. Endringen vil i så fall være internt i kanalen. Der Grimsa går gjennom elvegjel og fast fjell vil kanalen gjennomgå minimal endring (Webb og Jarret 2001), men det er også indikatorer på at de andre mer utsatte strekkene med lav nedgravingsrate og grunn kanal har vært forholdsvis stabile. Den mest sikre indikatoren på en forholdsvis stabil kanal i den meandrerende delen av Grimsa, er en optisk luminisensdatering (OSL) fra en elvebanke i småstein, grus og sand (figur XX) (pers. komm. Dahl 2009). Dateringen (Grimsa OSL-1, UTM 5879 -8707, 50 cm dypt) har en alder på 450 ± 140 år før nåtid. Det vil si at deler av elvebanken har blitt avsatt rundt år 1500 AD og at den har vært forholdsvis stabil siden.



Figur 5.2: t.v Bilde av elvebanke der OSL-datering er tatt fra. **T.h.** Kart over lokalitet, elvebanke i sort sirkel.

Banken ligger i begynnelsen av en yttersving i en meander, og burde ha blitt erodert dersom det er mye erosjon i elva. Øvre deler av banken kan ha blitt erodert og avsatt på nytt, uten at segmentet som er datert har blitt fjernet. Elva kan også ha kuttet meandersvingene og fulgt eldre kanalløp eller glasifluviale kanalløp ved flom. Den har derfor unngått å erodere for mye i elvebanken.

Elvas stabilitet eller endring over tid kan vises ved flyfoto eller gamle kart. Under vises flyfoto fra det samme området som OSL-dateringen er tatt fra. Dette er det mest meandrerende strekket i Grimsa, og skal ha det største endringspotensialet ut i fra vanlige

definisjoner. Bildet til venstre er tatt i 1992, og det til høyre er fra 2004. Det er ikke kjennskap til at det er tatt flyfoto fra området før 1992.

Det er tilsynelatende liten endring i dette strekket, der til og med elvebankene i grus og småstein (hvite i fotoet) virker stabile. Små forskjeller antas å være på grunn av ulik vannføring i de to fotoene. Intervallet mellom bildene er på kun 12 år, så store endringer er ikke å forvente. Allikevel skjedde Vesle Ofsen i 1995 innenfor intervallet, med mulighet til å endre på de finkornige avsetningene og bakevjene som vises.

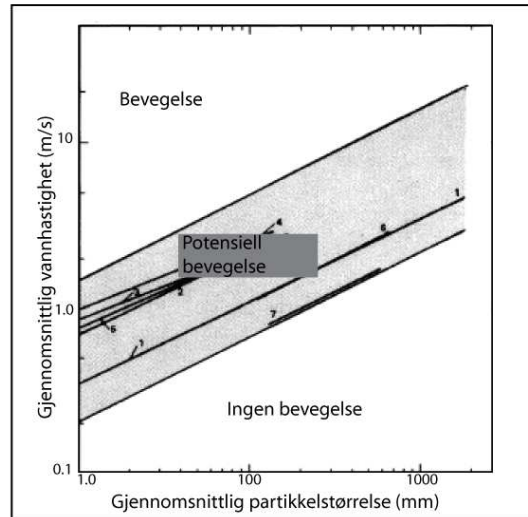


Figur 5.3: T.v. Flyfoto fra meandersving på Grimsmoen, 9/1992 (serie 11438). T.h. Flyfoto fra samme sted, 5/2004 (Statens Kartverk 2009) Meandersvingen er den samme som vist i figuren over.

Elvas stabilitet gjør at den er gunstig for uttak av kjerneprøver og mulige lokaliteter til finkornige avsetninger (Kochel og Baker 1988). Visse områder som ikke er like stabile, eksempelvis profil 7, bør imidlertid utelukkes. Avsetninger utenfor gjelene i profil 9 og 12 kan være spesielt egnet, ettersom elva med sikkerhet ikke har endret kanalløp. Et alternativ er å kartlegge områder med høy nedgravingsrate (grunn kanal og store flomsletter) ettersom det her er stor sannsynlighet for å finne steder der elva kan ha avsatt sedimenter utenfor hovedkanalen. Høy nedgravingsrate finnes i profil 4 og 5, der det også ligger en dødisgrop på flomsletten. Her vil man mest sannsynlig finne en sekvens med hyppige, mindre flommer, mens i gjelene vil man få en sekvens med mer sjeldne flommer siden elva må ha en stor økning fra dagens effektive vannføring for å flomme over bankene i disse områdene.

5.1.2. Kornstørrelse og mobilisering

Kornstørrelsene som er målt, gir en viss indikasjon på hvor stor vannføring som må til for å mobilisere bunnmaterialet. Dette sier også noe om hvor stabil kanalen er ved ulike vannførings- og vannhastighetsverdier.



Figur 5.4: Sannsynlig partikkelbevegelse ved en gitt vannføring (m/s), basert på b-aksen (mm) (Williams 1983).

Figuren viser størrelse på partikler som vil være i bevegelse ved en gitt vannføring. Partiklene i Grimsa har en gjennomsnittstørrelse på 45 mm (median) og vil, ut i fra denne figuren, mobiliseres ved en vannhastighet på over 3 m/s, med potensiell mobilisering mellom ~ 0,5 - 3 m/s. Dette betyr at bunnpartiklene i kanalen som helhet vil mobiliseres ved en høyere vannhastighet enn det som er målt. Da er det ikke tatt høyde for imbrikasjon, noe som vi skape en større motstand mot mobilisering. De største steinene som er målt, i henholdsvis profil 8, 9, 10, 11 og 12, vil mobiliseres ved en vannhastighet på ~ 10 m/s.

Profil 3, 14 og 15 har vannhastighetsverdier tilnærmet 3 m/s. I profil 3 ligger medianen på 65 mm og bunnmaterialet vil ikke mobiliseres ved en effektiv vannføring. I profil 14 og 15 ligger også medianen høyere enn for hele kanalen som helhet. Ut i fra dette, kan det virke som om partikkelstørrelsene i de ulike strekkene er tilpasset vannføringen. Dette forsterker argumentet om at dette er en kanal tilpasset det hydrologiske regimet i området og der det er lite tilførsel av nye sedimenter i Grimsa.

Ut i fra dette resonnementet, kan man anta at bunnmaterialet ikke er aktivt ved en årlig smelteflom, her representert ved effektiv vannføring. Dette vises i at det generelt er lite fluvialt materiale utenfor kanalen. Avsetningene i den lakustrine kjernen, viser på den andre

siden at imbrikasjonslaget blir aktivt under en ekstremflom og elva da får tilgang på finere sedimenter. Disse sedimentene kan også komme fra elvebankene og flomslettene.

I følge Knighton (1998) dominerer bunnpartiklene den hydrauliske motstanden i elver med kornstørrelser i grus og småstein. Fravær av leire og silt gjør kanalen ikke-kohesiv, noe som gir en lavere erosjonsresistens (jf Hulstrøms kurve, Knighton 1998), mens imbrikasjon kan veie opp for dette.

5.1.3. Klassifisering; sensitivitet og gjenopprettelsespotensial

Klassifiseringen av elvestrekk ut i fra Rosgens klassifiseringssystem gir en indikator på hvordan det fluviale systemet vil respondere på endringer i det hydrologiske regimet. En slik analyse blir oftest brukt i forbindelse med vassdragsforvaltning (Rosgen 1994). Her er det imidlertid endringene sett i forhold til et nytt, fremtidig vær og klimaregime.

Siden Grimsa ligger i et vernet fjellområde, med lite menneskelig aktivitet og et tilsynelatende stabilt geomorfologisk landskap, kan eksterne endringer som nye nedbørsforhold bli en dominerende endringsfaktor. Klassifiseringen av sårbare områder kan være verdifull for området spesifikt, i forhold til vern av våtmarksområdene, sårbart biologisk mangfold og forvaltning av nasjonalparkene som sådan. Denne klassifiseringen går spesifikt på Grimsa som lokalitet, men dersom det er mulig å vise til likhetstrekk til andre lignende elver i Norge, kan sårbarhetsanalysen over være et ledd i en større forståelse for stabilitet og sårbarhet i norske fjellelver.

Endringer av kanalløpet kan skje ved ulike forstyrrelser som ved flomepisoder, endret tilførsel av sedimenter ved ras eller blokkeringer som hindrer vanlig sedimenttilførsel, eller vegetasjonsendringer på grunn av nye klimaforhold eller sosiokulturelle forhold som endringer i bruksdrift eller utbygginger. Endringer i vannføring eller sedimenttilførsel kan endre hele kanalstrukturen, med økt bredde eller dybde. Kanalen kan også gjennomgå nye erosjons og avsetningsmønstre og derav endre siniusiteten. Dette kan endre friksjonskreftene i kanalen og skape en annerledes hydrograf (Montgomery og Buffington 1998). Ulike forstyrrelser kan altså ha mye å si for hvordan elva vil respondere på en fremtidig flom.

Nedenfor vises en sammenstilling av klassifiseringene i Grimsa med sensitivitet og gjenopprettelsespotensial for de ulike strekkene (Tabell 5.1). Dette viser hvilke deler av Grimsa som er potensielt sårbare for endringer og hvilke som vil holdes stabile. Lav dreneringstetthet i Grimsa innebærer at nedbørsfeltet vil ha en forholdsvis treg respons på smelting og nedbør, og at en flomtopp vil komme senere enn i en lignende elv med høyere

dreneringstetthet (Knighton 1998). Både det at Grimsa går gjennom store områder med våtmark og det at det er mye løsmasser i området, vil fungere dempende på en flomtopp. Disse faktorene har mye å si for det hydrologiske flomregimet, altså hvor raskt nedbørsfeltet responderer på økt vanntilførsel. Hvis stabiliteten i kanalene endres, kan dette gi en annen type flomhydrograf.

Tabell 5.1: Sensitivitet og gjenopprettelsespotensial for gitte kanal typer (Rosgen 1994)

Kanaltype	Profilnr fra Grimsa	Sensitivitet for forstyrrelser ^a	Gjenopprettelses.-potensial ^b	Sedimenttilførsel ^c	Erosjonspotensial i kanalbanke	Vegetasjon som kontrollfaktor ^d
A 1 og A2	9, 12	Veldig lav	Utmerket	Veldig lav	Veldig lav	Ubetydelig
A 3	8	Veldig høy	Veldig dårlig	Veldig høy	Høy	Ubetydelig
B 3	13	Lav	Utmerket	Lav	Lav	Moderat
B 4	1, 2, 3, 6, 10, 14, 15	Moderat	Utmerket	Moderat	Lav	Moderat
C 4	4, 5	Veldig høy	God	Høy	Veldig høy	Veldig høy
F 3	11	Moderat	Dårlig	Veldig høy	Veldig høy	Moderat
F 4	7	Ekstrem	Dårlig	Veldig høy	Veldig høy	Moderat

^a Inkluderer økning i vannføringsmengde og sedimentøkning

^b Naturlig gjenopprettelse er antatt, etter årsak til ustabilitet er fjernet

^c Inkluderer suspendert materiale og bunnmateriale fra nærliggende skrånninger og materiale fra kanalen

^d Vegetasjon som påvirker bredde/dybdeforholdets stabilitet

Profil 7 har ekstrem sensitivitet for forstyrrelser, dårlig gjenopprettelsespotensial og høy erosjonspotensial. Dette strekket går gjennom et våtmarksområde som er vernet som naturreservat og landskapsvernområde (DIRNAT 2003). Erosjonspotensialet er satt til veldig høyt. Det er mye fine løsmasser i dette området som elva kan få tilgang på ved økt erosjon, noe som kan få konsekvenser for broer og veier lenger nedstrøms i vassdraget. Dersom dette området endres, kan det ha store konsekvenser for vannføringen nedstrøms, ettersom området fungerer som et oppsamlingsmagasin på grunn av våtmark og mye løsmasser. En endring i dette strekket vil også endre hydrografen under en flom i vassdraget.

Profil 4 og 5 er også utsatt for forstyrrelser, ettersom de er klassifisert med veldig høy sensitivitet. Disse profilene har imidlertid et godt gjenopprettelsespotensial, som gjør området mindre sårbart. Slike profiler med kanaltype B4 kan sies å ha en type dynamisk likevekt (Knighton 1998), ettersom gjenopprettelsespotensialet etter en forstyrrelse er god. Dette gjør at forstyrrelser ikke vil ha like stor konsekvens her som i profil 7. Både erosjonspotensialet og sedimenttilførselen er imidlertid høy i disse profilene, noe som kan øke det totale sedimentbudsjettet i elva. Dette kan skape endringer i materialtransport og avsetninger nedstrøms selv om kanalen i disse profilene tilbakeføres til sin tidligere tilstand.

Det er komplisert å analysere hvor mye som skal til før en terskelgrense er nådd for endringer i kanalløpet. Responsen i de ulike elvestrekkene vil avhenge av intensitet og størrelsesordenen på forstyrrelsene. Gjenoppbyggingspotensialet sier ikke noe om hvor lang tid en slik prosess kan ta og sensitivitet (veldig lav – ekstrem) sier ikke noe om hvor stor/liten forstyrrelse som må påføres strekkene for å få endring. Sammenligningen er således kun gjort internt i vassdraget, der visse områder er utpekt som mer sårbare og har en lavere terskelgrense for forstyrrelser enn resterende områder i vassdraget. Disse sårbare områdene kan være aktuelt å se på videre i en verne- og forvaltningsprosess.

Et tema som er diskutert blant annet i Baker et al (1988), er hva som endrer landskapet mest: hyppige, små flommer eller sjeldne, store flommer. Terskelgrenser avhenger av hvilken type av disse flommene som har størst erosjons- og skadepotensial. Ekstremflommene registrert i studien med et gjentakelsesintervall på 650 år, vil ha en så stor vannføring og endringspotensial at sårbarhetsanalysen kan være helt ugyldig. Dette fordi bunnformer og andre forhold i elva kan bli ubetydelig ved en så stor økning i vannføring (Knighton 1998). Slike flommer kan også overgå visse terskelgrenser i vassdraget, der gjenoppbygging ikke er mulig.

Elver i Storbritannia er i følge Macklin og Lewin (2003) veldig sårbare for økt flomfrekvens, noe som vises i økt sedimentasjonsrate og morfologiske endringer. (Bøe et al. 2006b) har dokumentert en 2,23 % økning i flomfrekvens i ekstremflommer i Norge, noe som kan endre vassdragene i Norge drastisk. En slik klassifisering som er gjort over, kan således være en viktig metode for å anslå sårbarhet mot fremtidige klimaendringer.

5.2. Rekonstruksjon av flommer i Grimsa

Under er det gjort to tilnærminger til estimat av størrelsen på flommer i Grimsa. Først brukes vannføringsestimaterne for å vise mulig vannføring under en 100-årsflom i elva. Dette er basert på en lignende størrelsesmessig økning mellom en middelflom og en 100-årsflom i Glomma. Deretter er de ulike lagene i den lakustrine kjernen kommentert, der ulike karakteristika er identifisert og lagene er sammenlignet internt. Det er diskutert hvorvidt ulike flomlag i kjernen kan representere ulike flomtyper i forhold til flommens hydrograf og i forhold til tid på året.

Det ble gjort forsøkt på å kartlegge fluvialt avsatte markører (her: paleonivåindikatorer) som store steiner eller blokker for å rekonstruere vannstand og derav vannføring under den siste store flommen som er påvist i vassdraget, Storofsen. Det var imidlertid få sikre spor etter

denne flommen, spesielt siden området har store mengder glasifluvialt materiale som er vanskelig å skille fra fluvialt materiale. Det ble også kartlagt områder med fast fjell og elvegjel jf Webb og Jarret (2001), ettersom disse områdene er stabile over tid og gir mer pålitelige rekonstruksjoner.

Grimsa har imidlertid lite tilgang på mye stort materiale som skiller seg ut som avsatt av en ekstremflom og som kan ha blitt avsatt som paleonivåindikatorer i disse områdene. Dette kan tyde på at rekonstruksjoner for vannføring av paleoflommer ved hjelp av paleonivåindikatorer i lignende elver som Grimsa kan være problematisk. Lakustrine sedimentkjerner er imidlertid også en type paleonivåindikator, som er en alternativ tilnæringsmåte til å si noe om hvor vannet har gått under en flom. Sedimentkjernene er derfor brukt som forsøk for å rekonstruere vannføring for en stor flom. Dette gir kun minimumsvannføring ettersom det kun viser at det har vært vann tilstede, og ikke hvor høy vannstand det har vært (Kochel og Baker 1988).

5.2.1. Vannføringsestimat for rekonstruksjon

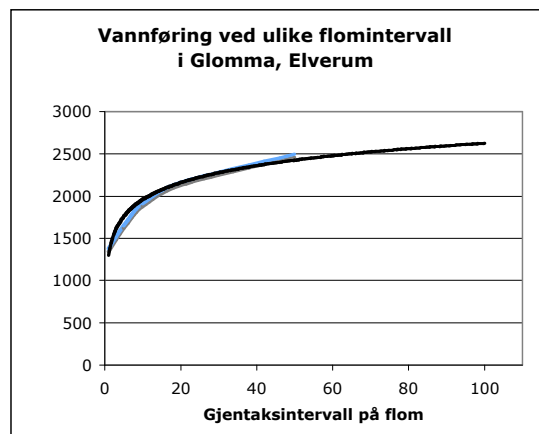
Profil 12 er det eneste strekket der det faktisk ble funnet paleonivåindikatorer, altså siltavsetningene og de utvaskete steinene funnet i 2,5 m høyde i siden av gjelet. Dette har gitt et estimat for vannføring på 251 m³/s. En indikasjon på hvor høy maksimumsvannstand en stor flom ved profil 12 kan ha hatt, kan vises ved bruk av lav som er funnet i gjelet. Det er ingen lav etablert under ~ 5 m høyde i gjelet. Siden det er etablering av lav i gjelet, gjør dette det mulig at sterke vannmasser med tilstrekkelig sedimenter i suspensjon eller høyt erosjonspotensial har hindret etablering av eller fjernet lav i høyden mellom den effektive vannføringen og laven. Vannstanden på 5 m over det normale vil ikke kunne brukes i et estimat på vannføring, ettersom både gradient og ruhetskoeffisient vil være endret ved en flom med en slik størrelsesorden i forhold til dagens effektive vannføring (Baker 1987). Laven kan imidlertid angi en periode for når en slik vannstand har forekommet i gjelet sist, ved å se på vekstraten til laven ved hjelp av lichenometri.

I følge lichenometrisk vekstrate fra Jotunheimen, har laven en vekstrate på ~ 0,55 mm pr år⁻¹, og laven på 7 cm skal derfor være etablert rundt 1880 (Matthews 2005). Vekstraten kan være overestimert, siden området har mindre nedbør enn i Jotunheimen, i tillegg til å ha en feilmargen på ± 20 år. Laven kan kun brukes til å gi et maksimumsestimat på hvor mye vann som har passert ved en flom ved slutten av 1800-tallet. Det var en storflom på Østlandet i år 1860 AD med lignende meteorologiske forhold som før Storofsen (Roald 2002b) som kan passe med alderen på laven. Generelt var det et stort antall større flommer mellom år 1846 –

1870 AD (Roald 2002b) som kan ha hindret etablering av lav eller medført hyppig fjerning av laven. Utvalget er imidlertid lite, da det bare er en lavforekomst med en størrelse på 7 cm. Dette gjør at bruken av lichenometri i denne studien vil kunne ha store feilmarginer og har dermed begrenset bruk. Siden det ikke er registrert en flom i de lakustrine kjernene fra perioden 1846 – 1870 AD, vil vannstandsestimatet tilsvare en flom med et gjentaksintervall på mindre enn 650 år.

Statistisk sett går det an å estimere størrelsen på de større flommene i vassdraget ved å gange opp vannføringsverdiene etter en forenklet *power-law* modell (Kidson og Richards 2005). Dette er en modell som forutsetter at flomstørrelsene i et utvalg har en intern likhet i størrelsesordene, der eksempelvis Q_{10}/Q_1 tilsvarer Q_{100}/Q_{10} . SkaleringsekspONENTEN er altså konstant. Under er en slik metode brukt for å finne en mulig vannføring under en 100 og 1000-årsflom i Grimsa.

Vannføringsestimaterne i studien er som nevnt basert på effektiv vannføring. Denne har i følge Rosgen (1994) et gjentakelsesintervall på 1 – 1.5 år og representerer en middelflom (gjennomsnitt av største vannføring hvert år). Økningen i Glomma fra en middelflom til en 100-års flom ligger på 90 % (se Figur 5.5) (NVE 2009). Forutsatt en homogen økning av flomstørrelsen i hele Glommas nedbørsfelt, kan en tilsvarende økning gi en 100-års flom i Grimsa.



Figur 5.5: Viser vannføring ved ulike flomintervall (middelflom til 100-års flom) i Glomma ved Elverum (NVE 2009). Middelflom i Glomma ved Elverum ligger på $1.379 \text{ m}^3/\text{s}$ og 100-års flom har en vannføring på $2.700 \text{ m}^3/\text{s}$. Grafen er basert på talldata fra NVE.

En 90 % økning i munningen av Grimsa (profil 15, $160 \text{ m}^3/\text{s}$), gir en vannføring på $\sim 304 \text{ m}^3/\text{s}$ ved en 100-års flom her. For at profil 15 skal ha oversvømt flomterrassene og gått inn Butjønna under Storofsen (jf Bøe *et al.* 2006a), må vannføringen mest sannsynlig ha vært

flere størrelsesordener mer enn de 300 m³/s. Dette fordi flomslettene er brede og det relikte elveløpet som Grimsa kan ha fulgt inn i Butjønna ligger 2,5 m over dagens kanal. Estimat for dette er ikke kalkulert, siden området er antropogent påvirket gjennom planering. En videreføring av den estimerte 100-års flommen, gir 578 m³/s i profil 15.

Profil 14 ligger rett nedstrøms for innløpet til den relikte kanalen som leder til vannet den lakustrine kjernen er tatt fra. Vannføring fra profil 14 og det relikte elveløpet kan brukes i et estimat for en flom som har gått i begge kanalene. En økning på 90 % gir et estimat på en 100-års flom på 295 m³/s. Dette gir en god overensstemmelse med den antatte vannføringen på ~ 300 m³/s i profil 15 og en tilnærmet dobling av vannføringsverdiene kan derfor virke fornuftig i et estimat av en 100-års flom. For å øke sikkerheten i estimatene bør man se på en tilsvarende økning i lignende elver i området, der det er gjort faktiske målinger av vannføring over et lengre tidsintervall og andre estimat av flommers størrelse.

Dybden i profil 14 ligger ved effektiv vannføring på 0,96 m. Vannføringsestimaterne fra de tørre profilene (profil 16 – 19) viser at det må ha vært en vannføring på omtrent 15 m³/s i disse relikte elveløpene ved en flom, forutsatt at vannstanden har ligget på 0,5 m. For at det skal strømme vann inn i de relikte elveløpet, må hovedkanalen ha en økt vannstand med minimum 1,1 m (kanalen ligger 0,6 m lavere enn det relikte elveløpet, og det er kalkulert med en høyde på 0,5 m vannstand i de tørre profilene). Dette tilsvarer en økning på 105 % (163 m³/s) i profil 14 og derav en verdi på 333 m³/s inkludert vannføring i det relikte elveløpet. Dette gir mest sannsynlig en for lav verdi for en ekstremflom, ettersom området oppstrøms for profil 14 kan være oversvømmet i mye større grad, og vannstanden i det relikte elveløpet kan ha vært mye høyere. Ut i fra et *power-law* perspektiv, skal 100-års flommen dobles med 90 % for å få en 1000-års flom. Dette gir en vannføring på 560 m³/s i profil 14 og altså 575 m³/s inkludert det relikte elveløpet. Dette samsvarer godt med profil 15, der hovedkanalen og det relikte elveløpet har konfluert noen hundremeter oppstrøms (se tabell 5.2 for oppsummering).

Tabell 5.2: Viser mulige vannføringsestimater i Grimsa ved 100 og 1000-års flom (m³/s).

	Effektiv vannføring	100-års flom	1000-års flom
Profil 12	-	250	480
Profil 14	155	295	560
Profil 15	160	300	580

Det er viktig å påpeke at alle disse utregningene har store feilmarginer og kun er antagelser. I tillegg er dette kun en minimumsverdi på hvor høyt vannet har stått. En hovedkilde til feilberegninger for slike vannføringsestimater er også endringer i elvas interne morfologi under flomhendelsene. Planform, dybde-breddeforhold og sinitusitet kan endres drastisk i en meanderende elv og elvebunnen under flom kan også være ustabil. Dette gjør at elvebunnens morfometri ikke nødvendigvis er den samme i dag som før og under tidligere flommer. Flommene kan også skape spesielle forhold der turbulens, sedimenttilførsel og andre faktorer spiller inn på ruhet og tverrsnitt (Benson og Dalrymple 1984).

5.2.2. Størrelse på flommene fra lakustrine sedimenter

Ulik størrelse på flommer kan identifiseres ved å se på materiale som har vært i suspensjon under flommen. I paleohydrologi brukes sekvenser av finkornige avsetninger der egenskapene i de ulike minerogene lagene sammenlignes. Dette er kun en intern sammenligning mellom lagene i den lakustrine kjernen, og brukes ikke for å gi estimat på størrelse av flom i vassdraget.

Sammenligning av flomlag uten å trekke det videre inn i en større diskusjon om avsettende forhold gir lite anvendbar kunnskap utover innsikten i forholdene ved den spesifikke lokaliteten som diskuteres. Nedenfor er det derfor forsøkt å trekke større sammenhenger med egenskapene i flomlagene og egenskaper ved flommen. Sammenligningsgrunnlaget kan imidlertid være tynt, ettersom man ikke vet hva slags bakenforliggende prosesser som skaper ulike avsetninger i Grimsa i dag. Studiet av intern sammenligning av finkornige sedimenter i lakustrine kjerner er lite utviklet, og kompliseres ved at sedimentene kan endre egenskaper over tid og med dybde i kjernen. Dette gjelder spesielt pakningsgrad og vanninnhold i det minerogene materialet, samt nedbrytningsprosesser i det organiske materialet. Kochel og Baker (1988) hevder allikevel at tykkelse på flomlagene kan brukes som indeks for relativ størrelse av paleoflommer ved en lokalitet. Dette er gjort i Sagbekken (Bøe *et al* 2006), der en intern sammenligning av tykkelsen på flomlag fra den lakustrine kjernen er brukt for å gi en relativ størrelse på flommene i vassdraget

Tykkelsen reflekterer ikke kun størrelse, men også varighet på flommen. Eksempelvis vil flere flompulser kunne øke tykkelsen på laget uten at flommen har økt i størrelse i vassdraget. Slike usikkerhetsmomenter kan minkes ved å se på flere interne parametre i de minerogene lagene, som vist over i den alternative størrelses- og frekvensanalysen der massetetthet, vanninnhold og glødetap også er undersøkt. Den utvidete størrelsesanalysen med bruk av

kornstørrelser er her kun brukt for å se på interne forskjeller mellom flomlagene, ikke for å estimere en gitt størrelse på en flom i vassdraget.

Bøe *et al.* (2006) forutsetter at det tykkeste laget er et resultat av den konsekvent største flommen i sedimentkjernen. Dette laget har også har størst kornstørrelse. Det vises til et enkelt, gjensidig forhold der økt tykkelse gir økt kornstørrelse og derav reflekterer økt størrelse på flom. Et slikt forhold finnes ikke i lagene fra denne studien, der det tykkeste laget (lag 1, 36 mm) mangler den største kornstørrelsen, det vil si veldig fin sand, som finnes i de tynnere lagene. Lag 1 har også lavere massetetthet og vanninnhold enn de to nest tykkeste lagene (lag 4 og 9), som viser en lavere andel av større kornstørrelser. Dette kan tyde på at tykkelsen i lag 1 reflekterer at flommen har vart over lengre tid enn de to andre flommene og ikke nødvendigvis vært en større flom i romlig utbredelse i vassdraget.

Dersom lag 1 er avsatt over lengre tid, og ettersom kornstørrelsene i lag 4 og 9 er større enn i lag 1, kan dette indikere at flomhendelsene som har avsatt lag 4 og 9 har vært større enn lag 1 (Storofsen). De korrelerende lagene til lag 4 og 9 fra Butjønna, er imidlertid tynne i (Bøe *et al.* 2006a), noe som kan svekke denne argumentasjonen. Stort økning i tykkelse i lag 1 kan også veie opp for fravær av større korn i lag 1.

Gruvedriften i Follidal kan forklare hvorfor laget datert til Storofsen er såpass mye tykkere enn de andre lagene, dersom hogsten har ført til økt erosjon og tilgang på materiale til elvene i området. Generelt mye massebevegelser og ras under flommen førte imidlertid til store mengder sedimenter ble tilført i hele Glommavassdraget (Østmoe 1985).

Etter eksperimenter i vannrenner (flumes), har Kochel og Baker (1988) også identifisert forskjell i kornstørrelse ettersom flomtoppen har hatt en rask eller treg utvikling. Fine kornstørrelser reflekterer en treg (sluggish) hydrograf, mens grovere partikler reflekterer en rask (flashy) hydrograf. En rask flomtopp kan forklare hvorfor lag 12 er det tynneste laget, men allikevel har en stor andel grovere partikler (veldig fin sand) internt i flomlaget. Dette kan relativt sett også forklare fravær av større partikler i laget fra Storofsen (lag 1), som var en langvarig nedbørshendelse. Ulike typer hydrografer kan antyde ulik bakenforliggende agenser og forhold for flommen. Dersom det hadde vært mulig å si noe om hastigheten på flommer i vassdraget, eksempelvis hurtig avrenning i vassdraget på grunn av tæle eller isgang eller treg avrenning ved regnflommer, ville det også vært mulig å identifisere ulike flomtyper fra de lakustrine sedimentene. Dette forutsetter at vassdraget har hatt en konstant lik respons på vanntilførsel, noe som kan endres ved vegetasjonsendringer, dreneringstetthet eller

lignende Siden vi vet at Storofsen skjedde på sommeren og var en nedbørsflom, kan det indikere at flomlagene med motsatte egenskaper, altså tynne lag med stor kornstørrelse, har vært en smelteflom.

I områder med snøsmelting og tæle i bakken, kan tykkelse på avsetningene variere basert på når på året flommen inntreffer. Tidlig på våren kan det være begrenset tilgang på løst materiale på grunn av tæle i bakken og i følge Church (1988) vil regnflommer om sommeren transportere størst mengde sedimenter. Dette kan tilsi at tynne flomlag i kjernen kan ha hatt en større vannføring en det som er antatt, hvis de har skjedd om våren. I forbindelse med et klimastudie, der bakenforliggende klimatiske årsaker til ekstremflommer er essensielt, vil det være høyst relevant å kunne identifisere bakenforliggende årsaker til flommer ut i fra lakustrine kjerner. En sammenstilling av sedimentbudsjett i suspendert materiale med tykkelse og kornstørrelse i lakustrine sedimentkjerner, kan videreføre kunnskapen om slike avsetningsforhold.

5.2.3. Organiske lag i kjernen

Det er identifisert tre typer minerogene flomlag i kjernen, henholdsvis klasse I, II og III, beskrevet over i resultatdelen. Klasse II skiller seg ut ved at disse minerogene lagene har et organisk horisontalt lag som ligger rett under det minerogene laget og dekker hele bredden i kjernen. De varierer i tykkelse mellom 5 – 2 mm. Kochel og Baker (1988) har identifisert organiske avsetninger over minerogene lag i SWD avsetninger, beskrevet som en del av suspendert materiale under flom. I så måte, burde det organiske laget være iblandet det minerogene laget. I flomlagene fra klasse II er det imidlertid en adskilt sekvens med organisk materiale (makrofossiler) under. Ved vanlig suspensjonstransport vil organisk materiale avsettes over de tyngre minerogene partiklene.

Det organiske, horisontale laget kan ha blitt skjermet fra nedbryting på grunn av det minerogene materialet som lukker for tilførsel av oksygen og nedbrytingsprosesser, spesielt ettersom det har vært en rask sedimentasjon over makrofossilene på grunn av flomhendelsens korte tidsrom og raske sedimentasjon i vannet (Allison 1988). Et problem med denne argumentasjonen, er at da burde det også ha vært organisk materiale internt i det minerogene laget. Dersom en utfelling fra det minerogene materialet skulle ha skjedd, ville det organiske materialet ikke ha hatt store makrofossiler identifiserbare som kvister og blader. Det forklarer altså ikke hvordan det organiske materialet har lagt seg horisontalt i kjernen.

Støren (2006) argumenterer for fravær av organiske bestanddeler i flomlag fra Øst-Jotunheimen, ved at flomlaget tilhører en flom som har skjedd tidlig på våren, når det ikke har vært organisk materiale tilgjengelig på grunn av snødekke og frost. Dette stemmer tilsynelatende ikke med mønsteret i de lakustrine avsetningene i denne studien der Storofsen, som forekom om sommeren, ikke har organisk materiale verken under eller internt i laget. Jordan (2005) viser fra en elv i Britisk Columbia at høyest turbiditet skjer ved første smelteflom, siden den får med seg sedimenter og organisk materiale som ble akkumulert langs elva ved forrige sommer og høst. Dette forklarer også høy andel organisk materiale, men ikke hvordan de organiske lagene er blitt avsatt under det minerogene. Det forklarer heller ikke hvorfor ikke de organiske lagene tilhører tykkere minerogene lag.

En forklaring kan imidlertid være at lagene representerer to hendelser. Det vil si at første smelteflom har hatt stor tilgang på organisk materiale som har blitt hopet opp fra forrige sommer og høst, men at tilgangen på fine sedimenter kan allikevel kan ha vært noe begrenset på grunn av tæle i bakken og andre kohesive krefter som imbrikasjonslag. Det minerogene laget kan representere en ny flompuls der fine sedimenter er frigitt. Dersom for eksempel Haverdalsåe, (konfluerer med Grimsa nedstrøms for profil 8) har en forsinket smelting i forhold til Grimsa, kan denne være med på å gi en ny flompuls. Haverdalsåe starter i et høyereliggende område og får smeltevann fra deler av Rondanekomplekset. En kjerneprøve fra eksempelvis dødisgropen ved profil 4, oppstrøms for Haverdalsåe, kan videreføre denne diskusjonen. Flere flompulser kan dog komme av mange ulike årsaker og dette er kun et eksempel. Et svakhet i denne argumentasjonen er at i følge kornstørrelsesanalysen av bunnmaterialet som er diskutert over, vil mobilisering skje ved lavere vannføring enn ved en ekstremflom som er registrert i de lakustrine sedimentene.

Det er altså konsekvent de tynnere lagene i kjernen som har dette laget med organisk materiale. Disse har også grove kornstørrelser (unntagen lag 10). Dersom grovere kornstørrelser tilsvarer en raskere hydrograf og store mengder organisk materiale kjennetegner den første vårflommen, kan dette videreføres til å si noe hvilken tid på året flommene innenfor de ulike klassene forekommer. Storofsen var en langvarig regnflom som skjedde om sommeren, og flommene i klasse I kan være analoge til denne. Klasse II kan ha skjedd om våren under en smelteperiode, der en flomhydrograf vil være smal og høy på grunn av høy avrenning ved tæle i bakken. Dette forutsetter at en regnflom vil ha en lavere, mer avrunnet flomhydrograf.

Argumentasjonen over er komplisert og kan inneha feiltolkninger. For eksempel forutsettes det at flommene er like store i vassdraget, men har ulik tilgang på materiale. Forståelse av prosessene ved avsetting i lakustrine kjerner er et område det er forsket lite på (pers. komm. Dahl 2008). Det er i prinsippet ikke mulig per i dag å skille regnflommer fra smelteflommer i slike kjerner. Dersom man i fremtiden kan identifisere ulike flomlag, der bakenforliggende agens, større trykksystemer og frontnedbør som under Storofsen eller raske smelteperioder som under Vesle Ofsen kan identifiseres, kan lagene fortelle noe om den regionale sirkulasjonen ut i fra flomlagene i kjerneprøvene. Dette er imidlertid foreløpig ikke mulig. En videre forståelse for ulike karakteristika i lakustrine sedimentkjerner kan forbedre bruken av paleoflommer som indikator for hydroklimatologi.

D: Hydroklimatologi

Det sentrale i denne oppgaven er tanken om at det ved ekstremflommer er visse verdier som overstiger normalene, som temperatur og nedbørsforhold. Ekstremhendelsene vil skje dersom det ligger flere betingelser til rette for det, eksempelvis som ved Storofsen der store sirkulasjonsmønstre over Europa bidro til de anomalt høye nedbørsverdiene med frontnedbør i stedet for den vanlige konveksjonsnedbøren som er dominerende på Østlandet. Det kan imidlertid være problematisk å sammenligne enkeltflommer med klimatiske forhold, ettersom klimaet er målt og rekonstruert over en lengre periode. Dersom man imidlertid kan si at flomfrekvens varierer i samsvar med variasjoner i værforhold, kan frekvensen således også relateres til regionale klimaforhold (Redmond *et al.* 2002).

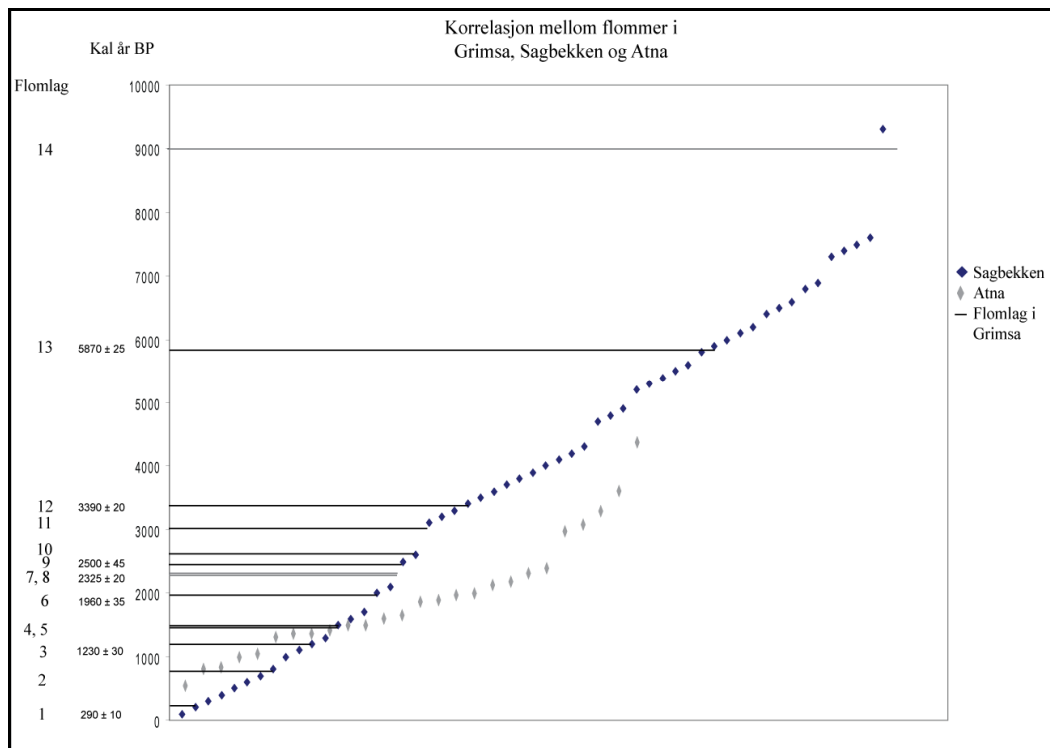
Den følgende diskusjonen ser først på flommer i Grimsa som regionalt klimasignal. Flommene i Grimsa er sammenlignet med hendelser i lokale vassdrag som Sagbekken og Atna. Det er også sett på perioder med økt flomfrekvens i Europa som sammenfaller med flomfrekvensen i Grimsa.

Til slutt er det diskutert hvorvidt flommene i Grimsa kan brukes som klimaindikator. Dette er gjort ved å se på brefremrykk i Sør-Norge og hvorvidt en positiv NAO sammenfaller med økt flomfrekvens i Grimsa. For å vise til bakenforliggende årsaker til at flommene har skjedd, gis det en sammenstilling av flommene med nedbør- og temperaturparametre for Sør-Norge, med fokus på rekonstruksjoner over Hardangerjøkulen, en bre innenfor tilnærmet samme klimaregime som Grimsa.

Flommer i Grimsa som regionalt flomsignal

Kapittelet tar for seg flommer i Grimsa som regionalt flomsignal, der sedimentasjonsrate og alder på flommene i Grimsa er sett på i forbindelse med andre lokale paleoflomstudier. Det er også diskutert usikkerheter ved kalibreringene av dateringene i den lakustrine kjernen.

Under vises en figur der flommene registrert i Grimsa korreleres med flommer i Sagbekken (Bøe *et al.* 2006a) og flommer i Atna (Nesje *et al.* 2001). Aldersdateringene fra Atna har flere usikkerhetsmomenter og er kun tatt med som illustrasjon for å vise likheter i de to bassengene uten å bli diskutert videre.



Figur 5.6: Figuren viser korrelasjon mellom flommer i Grimsa, Sagbekken og Atna. Blå punkt viser paleoflommer i Sagbekken, grå punkt viser paleoflommer i Atna og streker viser paleoflommer fra Grimsa, tilknyttet denne studien. X-aksen viser dybde i kjernene som er relativ i alle de tre utvalgene. Lag 1 er satt til å passe med Storofsen i datamaterialet fra Sagbekken, ettersom laget er tolket til å tilsvare denne flommen.

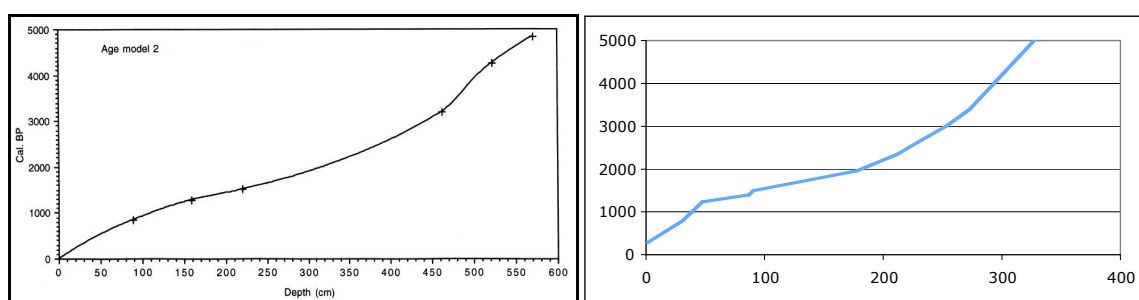
De fleste flomlagene i kjernen fra Grimsa er representert i Sagbekken og sammenligningen viser at aldersdateringene er relativt gode, ettersom de korrelerer godt mellom de to vannene. I følge Bøe *et al.* (2006a) gir flommene registrert i Sagbekken et regionalt signal. Siden disse sammenfaller med flommene i denne studien, kan det samme gjelde for Grimsa.

Lag 7, 8 og 14 er imidlertid ikke registrert i Sagbekken. Lag 7 og 8 i Grimsa er klassifisert med en frekvens på 2.250 år (klasse B) som er de nest største ekstremflommene som har forekommet i vassdraget. At de ikke er presentert i sedimentkjernen fra Sagbekken kan

skyldes feilaktige aldersestimat i kjernen (se kapittel 5.2.4) eller alder-dybdemodellen. Forskjellene er ikke tolket til at flommene har vært lokale i Grimsa, siden dette er to flommer som har skjedd innenfor perioden med økt flomfrekvens i Grimsa. Lag 14 er et tynt og usammenhengende lag, som kan tyde på at dette representerer en av de minste flommene i elva og kan på grunnlag av størrelsen ha vært en lokal hendelse. Dette kan skyldes for eksempel isgang, som har vært et problem lenger oppstrøms i Grimsa i nyere tid. Laget antas likevel å representere en større hendelse som ikke er av lokal karakter, siden dette er en enkel sammenligning med kun en sedimenstratigrafi og det er uvisst om feilkilder har skapt ulikhetene. Laget kan også tilsvare det siste laget fra Sagbekken, ved feilestimat i aldersdateringene, ettersom begge lagene er estimert ut i fra en alder-dybdemodell. I dette kan sedimentasjonsrate og økt pakningsgrad i kjernen på grunn av dybde og tid være en faktor.

Lokale maksimumsperioder for flom i Sagbekken er 6.150 kal år BP, 3.350 kal år BP og dagens periode. Dette passer i følge Bøe *et al.* (2006a) med rekonstruerte nedbørsparmetre fra Hardangerjøkulen. Det vises ikke en lik maksimumsperiode for flom i perioden rundt 6.000 kal år BP i Grimsa. Dette kan bety at perioden har hatt hyppigere, mindre flommer hvor flommene har vært av en for liten størrelsesorden til å registreres i Grimsmovannet, ettersom gjentakintervallet i Sagbekken ligger på 90 år, og på 650 år i Grimsa. Flomsignalet i Grimsa representerer altså de større, mer lavfrekvente flommene innenfor det 10.000 års intervallet som er undersøkt. Lokal maksimumsperiode i Grimsmovannet er satt til 2.630 kal år BP (gjennomsnitt av høyfrekvensperioden 1.960 – 3.390 kal år BP), som også reflekteres i den ene maksimumsperioden fra Sagbekken.

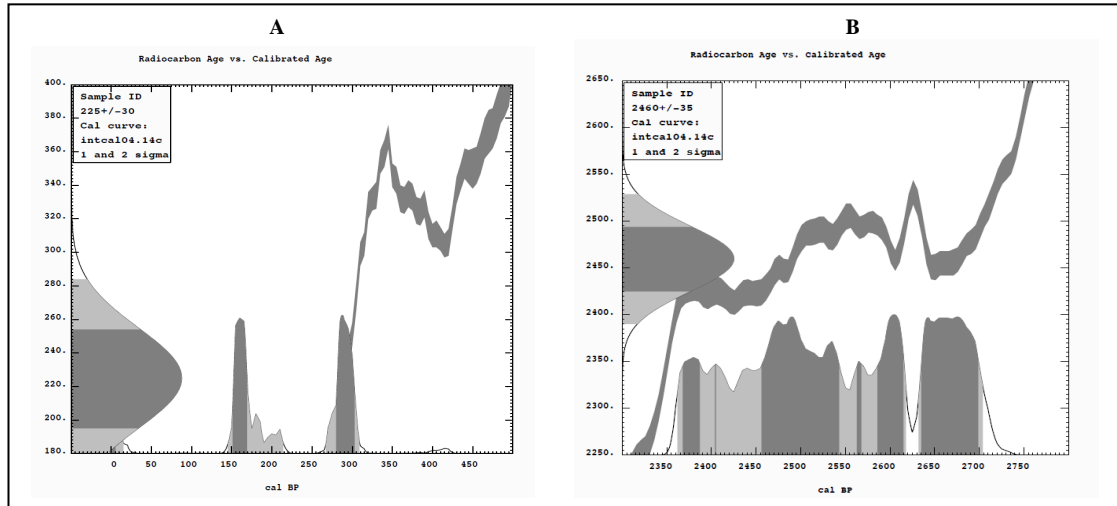
Alder - dybde modellen laget i denne studien har en lignende trend i sedimentasjonsrate som aldersmodell 2 i Nesje *et al.* (2001) mellom 0 – 5.000 kal år BP. Sedimentasjonsraten fra modellen i denne studien er noe kraftigere, men dette kan skyldes erosjon i gamle sedimenter i kjernen fra Atna (*ibid.*). Dette understreker perioden som en periode med høy sedimentasjonsrate i hele området.



Figur 5.7: T.v. Sedimentasjonsrate i Atna mellom 0 – 5.000 kal år BP. T.h. Sedimentasjonsrate i Grimsa innenfor samme tidsperiode. Grafene viser en forholdsvis lik trend.

5.2.4. Usikkerhet i kalibreringene

Kalibreringene er noe tvetydige og har ikke tydelige aldersbestemmelser. Kun lag 6 har én standardavvikgruppe (68 %), mens eksempelvis lag 9 har 6 mulige grupperinger for en kalibreringsalder innenfor ett standardavvik. På grunn av dette kan det være store feilmarginer i de kalibrerte aldrene.



Figur 5.8: a) Lag 1, med to nesten like fordelinger b) Lag 9, med 6 grupperinger for 1 standardavvik. Fordelingene viser en tvetydig kalibrering, uten gitte verdier for kalibrerte dateringer.

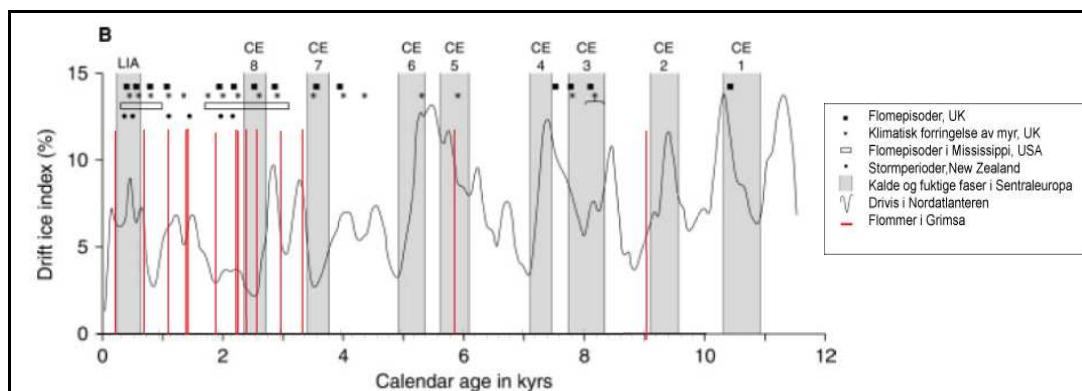
Lag 7 (2.320 kal år BP) og 9 (2.500 kal år BP) har truffet på en periode der karbonnivået i atmosfæren ikke følger en lineær utvikling, altså et karbonplatå (Walker 2005). Dette vanskeliggjør kalibreringene ettersom man får store standardavvik. Lag 1 har to nesten likt fordelte sannsynlighetskurver, en plassert til 152 – 170 kal år BP (0.417 % fordeling) og 281 – 303 (0.496 % fordeling). Ettersom kalibreringene konsekvent tas fra største fordeling, er sistnevnte gruppe brukt.

Det er stor sannsynlighet for at det øverste, tykkeste laget i kjernen tilsvarer det øverste, tykkeste laget i kjernen fra Butjønna (Bøe *et al.* 2006), siden sedimentkjernene er tatt fra samme nedbørsfelt. Laget fra Butjønna er tolket til å stamme fra Storofsen 1789 AD. Den kalibrerte alderen 290 ± 10 kal år BP fra Grimsa tilsvarer imidlertid år 1660 AD. Dette kan skyldes at makrofossilet er tatt noen centimeter under flomlaget for å unngå resedimentasjon. Det kan også hende at det er den nest største sannsynlighetsfordelingen, 152 – 170 kal år BP, (tilsvarer år 1780 AD, 170 ± 20 kal år BP) som er den riktige dateringen. Siden laget uansett har en alder innenfor historisk tid, og Storofsen er registrert som den største flommen for området i denne perioden, tolkes laget til å stamme fra denne. Det utelukkes derfor at laget

kan stamme fra en lignende storflom, selv om perioden 1600 – 1800 AD hadde mange store flommer (Roald 2002b).

5.3. Flommer i Europa

Under er det gjort en sammenligning av ekstremflommene i Grimsa med høyfrekvente flomperioder og klimatiske fluktasjoner i Europa. Dette er gjort for å identifisere perioder der klimafluktasjoner kan korreleres til flomfrekvens. Flomfrekvensen som er sett på fra Europa er tatt fra paleohydrologiske storskalaprojekter på nasjonalt og regionalt nivå for landene Storbritannia, Spania og Polen (Macklin og Lewin 2003; Macklin *et al.* 2006; Benito *et al.* 2008). Likhetsstrekkene blir således ikke vist mellom enkeltvassdrag, men som en sammenligning med regionen som helhet. Dette kan gi en spuriøs sammenheng, ettersom det er forsøkt å trekke linjer mellom et lokalt vassdrag som Grimsa og større systemer. Dersom man antar at Grimsa gir et regionalt flomsignal over Øst-Norge, kan det likevel være verdt å gjøre denne sammenligningen for å prøve å se studien i en større sammenheng.



Figur 5.9: Figuren viser flomepisoder i Storbritannia sammenlignet med endring i myrer på grunn av klimaendringer, flomepisoder i Mississippi, drivis i Nord-Atlanteren og kalde og fuktige faser i Sentral-Europa (Macklin og Lewin 2003). Flommene i Grimsa er lagt oppå figuren.

Figuren over viser at flommene i Grimsa for det meste har skjedd innenfor kalde og fuktige perioder i Sentral-Europa. Den mest høyfrekvente perioden i Grimsa (1.960 – 3.390 kal pr BP) vises også som en aktiv periode for flommer i Storbritannia. Kun slutten på denne perioden er imidlertid markert som en kjøligere periode i Sentral-Europa. Flommen i 9.000, 3.390, 2.500 og 290 kal år BP markerer utgangen av en kaldere periode og flommen i 790 kal år BP markerer inngangen til den lille istid (LIA). Dette kan vise at ekstremflommer skjer i overgangen fra et klimatisk regime til et annet. Økt flomfrekvens i overgangen fra et kjølig til varmt klima er påvist i andre studier fra USA (Ely *et al.* 1993). Drivis i Nord-Atlanteren viser ikke en tilsynelatende sammenheng med ekstremflommene i Grimsa.

Tabellen under viser ulike høyfrekvente flomperioder i Storbritannia, Spania og Polen sammenlignet med Grimsa. Sammenligningen viser at flommene i Grimsa har en best korrelasjon med flommene registrert i Polen. Dette kan relateres til en type sirkulasjonssystem over Europa som påvirker både Norge og Polen på samme måte.

Tabell 5.3: Tabellen viser perioder med flomhendelser i Grimsa sammenlignet med Storbritannia (Macklin og Lewin 2003), Spania (Benito *et al.* 2008) og Polen (Macklin *et al.* 2006).

Grimsa	Storbritannia	Spania	Polen
290 – 790	400 - 1070	290 - 520 790 - 960	570 - 1310
1230 – 1500			1830
1960 – 3390	1940 - 3940	2350 - 2865	2810
		4440 - 4820	4840
5800			5920
	7520 - 8100		7590-8400
9000		9130 - 9550	9530
	10420		

Perioden mellom 290 – 790 kal år BP (LIA) er registrert i alle landene, men med noe ulike høyfrekvente epoker internt i perioden. Perioden med høy flomfrekvens i Grimsa mellom 1.960 – 3.390 kal år BP har også et høyfrekvent flomsignal i Europa, noe som kan vise at klimaforholdene kan ha vært spesielle over hele regionen. Dette kan også vise at ekstremflommene i Grimsa gir et regionalt flomsignal. Benito *et al.* (2008) forklarer den økte flomfrekvensen over Europa som en effekt av en positiv nordatlantisk oscillasjon (NAO). Polen og Storbritannia kan forventes å påvirkes av NAO på samme måte som Norge, mens Spania også påvirkes av komplekse forhold fra Middelhavet (Benito *et al.* 2008).

Benito *et al.* (2008) har sammenlignet forhold for flom i både den vestlige og østlige delen av Spania. Den vestlige regionen domineres av fluktuasjoner over Atlanterhavet, mens den østlige regionen domineres av fluktuasjoner i sammenheng med Middelhavet. Sammenligningen viser imidlertid at begge regionene har en økt flomfrekvens samtidig. Dette er antydning å indikere endringer i større sirkulasjonssystemer og klimatiske forhold over den Iberiske halvøy. Ettersom de høyfrekvente periodene i Spania korrelerer med perioder i Storbritannia, Polen og Grimsa, kan dette antydning å være et regionalt fenomen, som også Grimsa er en del av.

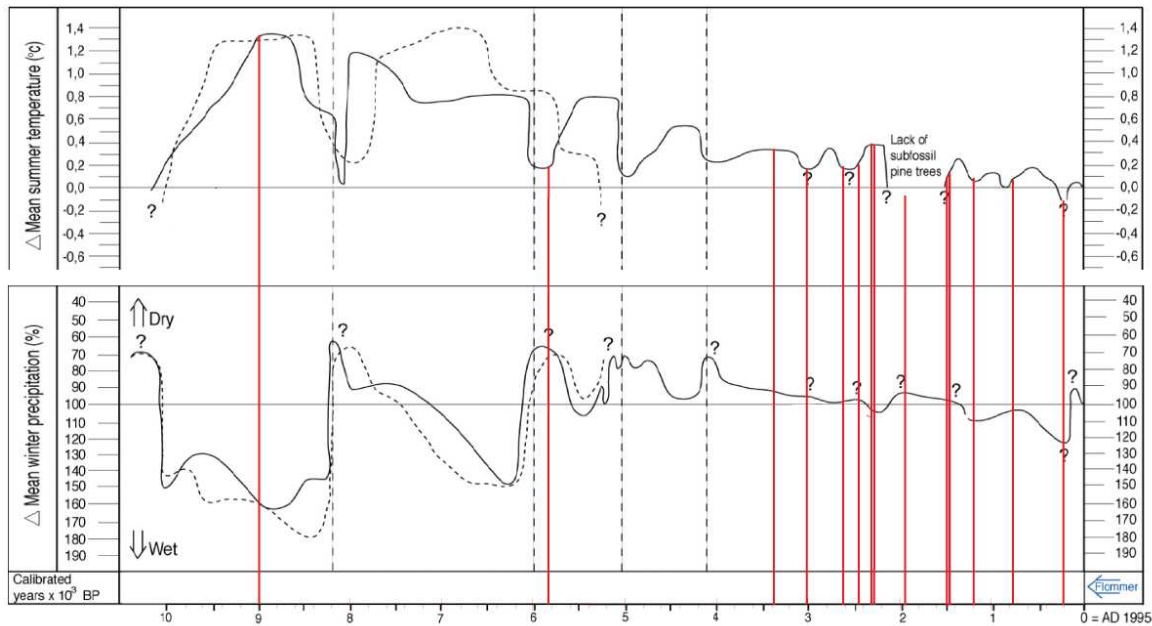
5.4. Flommer i Norge som klimasignal

Denne delen baserer seg i stor grad på annen litteratur om temperatur og nedbørsregimer bakover i tid, der det er forsøkt å påpeke sammenhenger mellom ulike klimaforhold og flommene identifisert i sedimentkjernene. Dersom det er en sammenheng mellom økt frekvens av ekstremflommer og klimaendringer, kan ekstremflommene fungere som en indikator for slike endringer bakover i tid. Identifisering av sammenhenger mellom klima og ekstremflommer kan også gi et forvarsel på om klimaendringer i fremtiden kan gi økt hyppighet av slike flomhendelser.

Andre eksterne faktorer enn klimaet kan også endre flommers frekvens og størrelse, som endringer i det terrestriske miljøet (skråningsprosesser, vegetasjon e.l.), menneskelig aktivitet (bruksendringer, utbygginger e.l.) eller endringer internt i kanalløpet. Gjennom et paleohydrologisk studie der et lengre tidsperspektiv utover menneskelig aktivitet er analysert, minimeres slike tvetydigheter og klimaet blir den eksterne hovedvariabelen. Kun to av flommene i oppgaven har skjedd i nyere tid (lag 1 og 2). Aldersdateringene og frekvensanalysen anses derfor som god til å vise til klimatiske endringer som har spilt inn på flomfrekvens på Østlandet. Flommene har et gjennomsnittlig gjentaksintervall på 650 år, der det er en 0,15 % sjans for at en flom vil skje hvert år. Klasseinndelingen over viser at gjentaksintervallet for de spesifikke flommene ligger mellom 1.300 og 3.000 år. Flommene registrert i den lakustrine kjernen er derfor sett på som ekstremflommer.

5.4.1. Klimatiske forhold ved flommer i Grimsa

Dette kapitlet tar for seg flommene i Grimsa sammenlignet med klimatiske fluktuasjoner gjennom holosen, der nedbør og temperaturverdier over Hardangerjøkulen er brukt (Figur 5.10). Hardangerjøkulen er en semikontinental isbre i det sentrale Sør-Norge og ligger innenfor samme nedbørsregime som Grimsa. Breen gir de mest sammenlignbare temperatur- og nedbørsforholdene for Grimsaområdet av breene i Sør-Norge, selv om den ligger på hovedvannskillet og således blir påvirket fra både østlige og vestlige forhold. Dette kan komplisere forholdet med sammenligningen til Grimsa. Rekonstruksjonen er imidlertid gjort fra den østlige siden av Hardangerjøkulen, ved Finse (Dahl og Nesje 1996).



Figur 5.10: Viser gjennomsnittlig sommertemperatur og vinternedbør (variasjoner tatt ut i fra dagens gjennomsnitt) for Hardangerjøkulen gjennom holosen (Dahl og Nesje 1996). Røde streker viser flommer i Grimsa.

Figuren viser at flommene i Grimsa ikke følger et konsekvent mønster i forhold til nedbør- og temperaturverdiene, men at det er en drastisk økning i flomfrekvens mot slutten av holosen, der verdiene ligger nært dagens forhold. Ekstremflommene har også skjedd i perioder med høye temperaturer og mye nedbør (9.000 kal år BP) og perioder med noe lavere temperaturer og lave nedbørsverdier (5.800 kal år BP).

5.4.2. Tidlig til midten av holosen

Tidlig og midten av holosen fra 9.000 til 3.500 kal år BP er en lavfrekvent periode med kun to registrerte flommer. Det er påfallende at det hydrologiske regimet har fluktuert med økte og minkende verdier over en lang periode, uten at dette reflekteres i flomfrekvensen. I følge Bøe *et al.* (2006a) hadde begynnelsen av holosen (~ 10.000 kal år BP) få flommer på grunn av utilstrekkelige mengder vinternedbør. Dette endres imidlertid raskt og forklarer ikke årsaken til den lave flomfrekvensen mot 3.500 kal år BP, ettersom nedbørsverdiene har maksimalnivå innenfor denne perioden. Dette kan imidlertid veies opp av et varmere klimaregime.

Benito *et al.* (2008) forklarer fravær av store flommer mellom 9.000 og 5.000 kal år BP i Spania på grunn av det klimatiske optimumet med varmere temperaturer. Det argumenteres også for at økt vegetasjon kan gi mindre sedimenter i vassdraget. Dette kan forklare de tynne sedimentlagene i kjernen fra de to flommene i denne perioden.

Flommen 5.800 kal år BP har ligget på lignende nivå for gjennomsnittlig vinternedbør som tidlig i holosen, og burde i følge argumentet fra Bøe *et al.* (2006a) ikke ha forekommet. Utilstrekkelige mengder vinternedbør kan imidlertid veies opp av at kaldere temperaturer bidrar til økt nedbør i form av snø. Sedimentlaget fra denne flommen er tynt og med et organisk lag under (klasse II), og ved å følge den tidligere argumentasjonen om flomlagenes egenskaper, kan dette være en smelteflom med begrenset tilgang på materiale.

Flommen 9.000 kal år BP skjer der gjennomsnittlig sommertemperatur når en høyde, rett før maksimalforhold for vinternedbøren i holosen. Også flommen i 5.800 kal år BP skjer i en overgang av temperaturverdier, men her er mønsteret motsatt. Flommene kan altså forklares ved at klimatiske fluktuasjoner eller ekstreme forhold kan gi opphav til ekstremflommer, uavhengig om det er kaldt og tørt eller fuktig og varmt, og ved at slike ekstremflommer til en viss grad skjer stokastisk.

Det burde ha forekommet en flom rundt 8.000 kal år BP også, hvis mønsteret med flommer ved uvanlige klimatiske forhold skal følges konsekvent. Alley *et al.* (1997) beskriver denne perioden som en kort hendelse med kalde og tørre forhold. Dette kan tilsi at manglende nedbør kan ha hindret en ekstremflom fra å bygges opp.

Det er heller ikke registrert flommer i perioden rundt 8.500 – 8.300 som forventet i Dahl og Nesje (1996), til tross for økt nedbør over Hardangerjøkulen med over 175 % av normalen. Dette kan indikere at store mengder økt nedbør og fuktighet i atmosfæren ikke nødvendigvis trenger å forårsake ekstremflommer. Lokale variasjoner av nedbørsmengder kan imidlertid spille inn, der Grimsa som ligger lenger nord, kan ha hatt lavere nedbørsverdier enn det som er rekonstruert over Hardangerjøkulen.

Velle *et al.* (2005) har ved bruk av organiske indikatorer (chironomider) registrert en kjøligere periode som strekker seg mellom 8.500 og 9.000 kal år BP, og ikke akkurat i 8200. Disse rekonstruksjonene er gjort i et vann på Dovrefjell, som ligger nær Grimsa. Dette kan forklare flommen i 9.000 kal år BP, dersom denne reflekterer en overgang til kjøligere forhold. Et problem ved bruk av chironomider er imidlertid at de kun reflekterer temperatur i vann, noe som kan påvirkes av snøsmelting. Siden denne perioden er klassifisert med økte nedbørsverdier i figuren over, kan dette tilsi at økt smeltevann kan ha bidratt til kaldere vanntemperaturer, selv om lufttemperaturen har vært høyere. Flommen i 9.000 kal år BP er derfor antatt å ha forkommet innenfor klimaforholdene som er rekonstruert i figuren over.

De to flommene som er registrert i Grimsa tidlig og mot midten av holosen følger altså ikke et mønster i forhold til variasjonene i klima. Det er derfor antatt at disse er uteliggere i materialet, som kun viser til at ekstremflommer kan skje stokastisk. Rundt 5.500 kal år BP er det registrert en positiv NAO, mens i perioden 9.200 kal år BP er det registrert en negativ tendens i denne indeksen (Nesje *et al.* 2000). Dette kan enten vise at flommene tidlig i holosen ikke er utløst av et slikt sirkulasjonsmønster eller at sirkulasjonsmønstrene kan ha vært av en annerledes karakter.

5.4.3. Slutten av holosen

I følge Macklin og Lewin (2003), har flomfrekvensen i Storbritannia vært særdeles sensitiv til små, men hyppige endringer i klimatiske forhold. Dette kan gjenspeiles i de små fluktuasjonene som har skjedd i perioden 290 - 3.000 kal år BP over Hardangerjøkulen der frekvensen i Grimsa er høy.

Denne høyfrekvente flomperioden skjer innenfor et regime med markert lavere temperaturer enn tidligere i holosen og gir et tydeligere forhold mellom nedbør og temperaturverdier. I rekonstruksjonene fra Sagbekken øker også flomfrekvensen i denne perioden (Bøe *et al.* 2006). Nesten alle flommene har skjedd ved en markert nedgang i temperatur innenfor dette regimet, der de tre siste flommene også skjer ved økte nedbørsmengder i forhold til i dag. Flommene i 2.325 og 2.345 kal år BP skjer imidlertid ved en økning i temperatur, men her har også nedbøren en økning. Dette kan vise at mot slutten av holosen skjer flommene mer systematisk der økning eller nedgang i temperatur og nedbør kan være utslagsgivende i kombinasjon.

Perioden fra 1650 – 1850 AD er trukket frem som en spesiell periode med et kaldt og fuktig klima på den nordlige halvkule (LIA) med mange flommer, massebevegelser og brefremrykk (Matthews 2005). Første del av 1700-tallet hadde milde vintre med mye nedbør, noe som gjenspeiles i store brefremrykk i denne perioden. Roald (2004) har ved bruk av historiske kilder sett på antall store flommer på Østlandet, og har registrert 20 store flommer i perioden 1650 til 1995 AD.

Denne studien har imidlertid kun registrert en flom i denne perioden (290 kal år BP), der flommen fra 790 kal pr BP kan sees på som å representere inngangen til LIA.. Til tross for økt frekvens av flommer, har disse trolig ikke vært store nok til å bli registrert i Grimsmovannet. Eventuelt kan ekstremflommene i Grimsa representere øvre sjikt av størrelser på flommene

som skjedde innenfor perioden. Flommen i 790 kal år BP markerer inngangen, mens flommen i 290 kal år BP markerer utgangen av denne lille istiden.

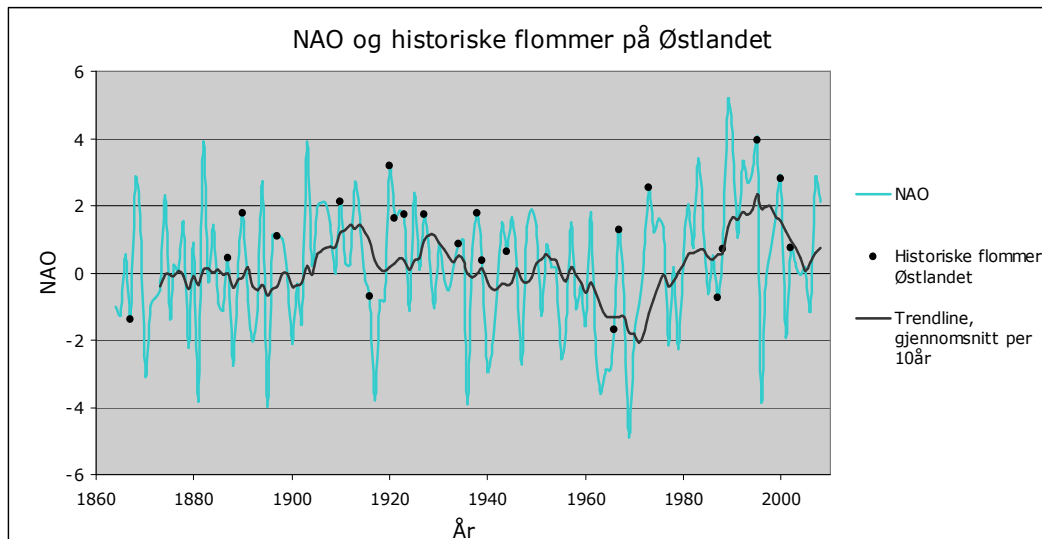
Siste halvdel av 1800-tallet hadde en negativ NAO, i følge Luterbacher *et al.* (2002) som kan forklare den kalde og tørre perioden med lille istidmaksimum. Dette var også en periode med færre flommer i Europa (Jacobeit *et al.* 2002). Under er det sett nærmere på om flommene på Østlandet påvirkes av en positiv NAO.

Ettersom en positiv NAO fører med seg sterke vinder inn mot Vestlandet, kan forholdet mellom NAO og flommer på Østlandet umiddelbart virke misvisende på grunn av regnskyggen i øst. Tolkninger av fluktuasjoner i NAO baseres imidlertid på de store sirkulasjonsmønstrene over den nordlige halvkule, og viser ikke regionale forskjeller innad i Norge. I følge Benestad (2005) er det vanlig med ekstra mye nedbør generelt over det sørlige Skandinavia og Nord Europa ved en positiv NAO, noe som gjør det mulig med høye snø- og nedbørsverdier også i øst.

5.4.4. Den nordatlantiske oscillasjonen

Det er under sett på om trender i flomfrekvens i Norge kan sammenlignes med den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) som er en faktor for nedbør og temperaturer over Europa. Det er sett på historiske flommer sammenlignet med den detaljerte NAO-indeksen til Hurrell *et al.* (2003) og Luterbacher *et al.* (2002). NAO-indeksen fra historisk tid er brukt ettersom den er høyoppløselig som gjør det lettere å vise flommers korrelasjon til dette systemet. Det er viktig å påpeke at de historiske flommene ikke har samme gjentakintervall som ekstremflommene i denne studien, og kan representere et annerledes flomregime. Til slutt er ekstremflommene i studien sammenlignet med en paleoklimatisk NAO-indeks med større oppløsning, basert på nedbørsverdier fra Jostedalsbreen og drivis i Nord-Atlanteren. Denne strekker seg tilbake til 10.400 kal år BP (Nesje *et al.* 2000).

De historiske flommene i Norge er basert på verdier fra flomstøtten ved Elverum og Roalds kartlegging av store flommer på Østlandet (pers.komm Roald 2008b). Dette er basert på historiske kilder og data fra NVE.



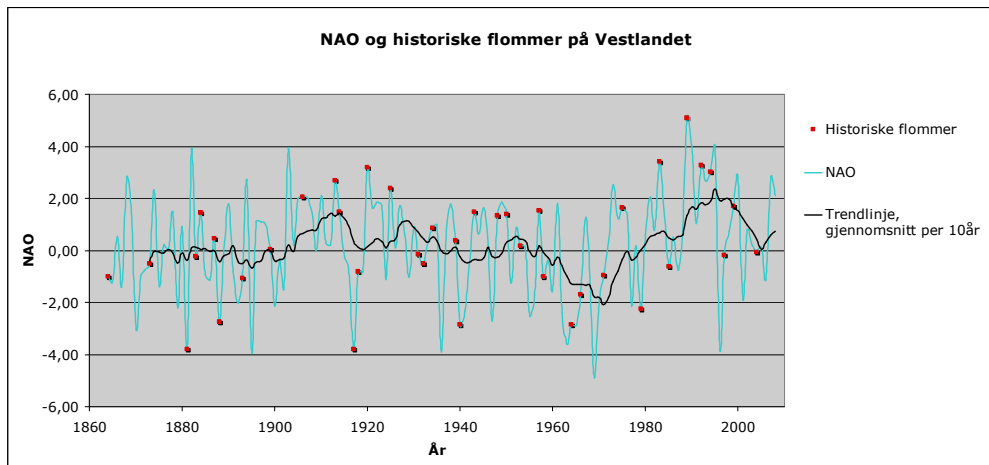
Figur 5.11: Årstall for historiske flommer på Østlandet ((Roald 2008b), se appendiks D), sammenlignet med NAO indeksen (Hurrell og Van Loon 1997). (Se Figur 2.1, side 13, for vannstand under de ulike flommene ved Elverum).

Trenden i figuren over viser at de historiske flommene på Østlandet har skjedd ved en positiv NAO. De fire unntakene ligger ikke langt under 0 SLP (sea level pressure), der flommen i 1966 AD har den laveste verdien på -1.69 SLP. År 1916 AD og 1987 AD har en negativ verdi, men ligger innenfor perioder med generell positiv NAO, noe som kan forklare flommene registrert i disse årene. Flommene i 1967 AD og i 1973 AD skjedde i en periode med negativ NAO, selv om selve flommene hendte i et positivt NAO år.

Siden flommene ikke gir en absolutt trend, er det risikabelt å forutsette et direkte forhold mellom en positiv NAO og flommer på Østlandet. Korrelasjonen i materialet foreslår allikevel at den generelle frekvensen av store flommer på Østlandet kan øke i en positiv NAO-fase. Uteliggerne kan tolkes til å være av mer lokal karakter og ikke forårsaket av de store sirkulasjonssystemene. Grafen viser også at i en periode med positiv NAO, vil man ikke nødvendigvis få en katastrofeflom, som i 1950 AD.

Til tross for at en positiv NAO gir mye nedbør i Vest-Norge, viser en sammenligning av NAO-indeksen med historiske flommer på Vestlandet ikke noen påviselig korrelasjon. Dette kan skyldes at vassdragene responderer annerledes på økte nedbørsverdier enn på Østlandet og utelukker ikke at en positiv NAO også fører med seg nedbør til denne delen av landet. Dette kan være ulike tider på året for nedbør- og smelteperioder der Vestlandet har høyere avrenning på høsten og vinteren og at vassdragene i vest er mindre og brattere. Dette gjør at regionen ikke oversvømmes av ett vassdrag på samme måte som på Østlandet med Glomma, og at smelteperioden om vinteren kan fjerne større mengder smeltevann før en eventuelt økt

nedbørsperiode senere på året. Dette kan tilsi at det ikke er hensiktsmessig å benytte flommer som indirekte signal på en NAO-indeks for denne regionen og at flommer på Østlandet gir et bedre signal for NAO. Nesje et al (2000) har påvist en sammenheng mellom en positiv NAO og brefremrykk over Jostedalsbreen, som viser at breer bedre fanger opp disse fluktuasjonene.

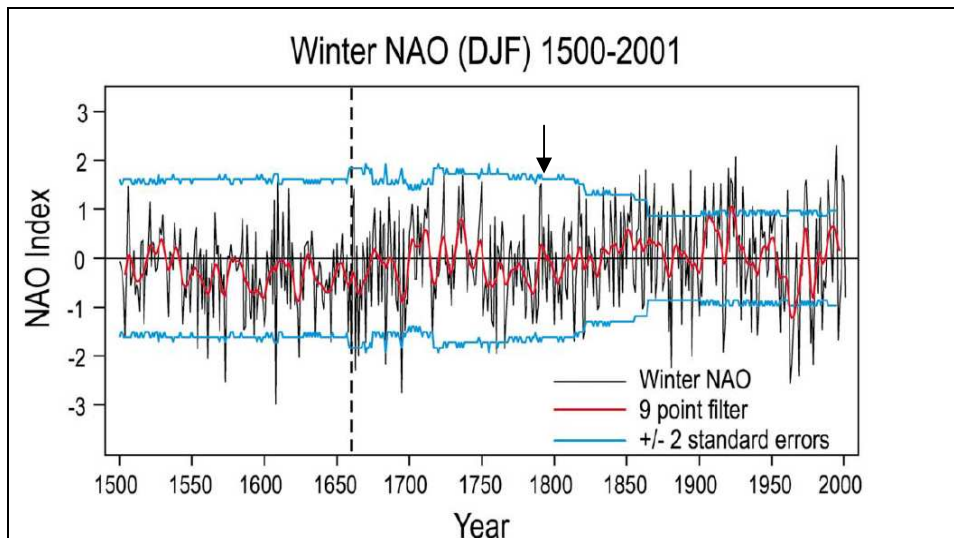


Figur 5.12: Årstall for historiske flommer på Vestlandet (Roald 2008b) sammenlignet med NAO-indeksen (Hurrell og Van Loon 1997).

5.4.5. Storofsen og NAO

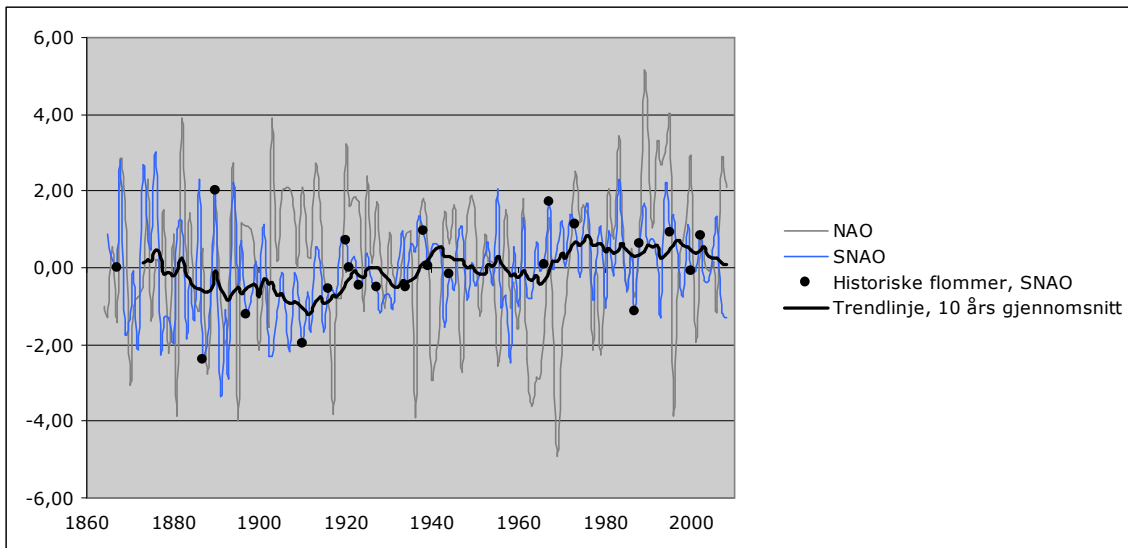
For å kunne relatere flommene registrert i studien til NAO, er det sett på forholdene under den ene flommen som er registrert i sedimentkjernene innenfor perioden for den detaljerte NAO-indeksen (Luterbacher *et al.* 2002).

Selv om siste halvdel av 1800-tallet hadde en negativ NAO, har tiåret 1780 – 1790 AD positive verdier, med en topp akkurat rundt skiftet 1780-90. Selve året 1789 AD har negativ NAO på -0.617 SLP. Det er også rekonstruert månedsverdier, der juli 1789 AD har en NAO på +2.56 SLP (Luterbacher *et al.* 2002). Her brukes rekonstruerte verdier også for sommermånedene, selv om NAO egentlig er et vinterfenomen. De andre rekonstruerte verdiene for juli som er rekonstruert over perioden går ikke over 0.44 SLP, men holdes rundt 0, som i sommerindeksen over. Dette kan tilsi at Storofsen var en spesiell hendelse innenfor denne perioden. I figuren under kan man se at Storofsen skjedde innenfor en periode uten store endringer i NAO i forhold til perioden nærmere 1650 og 2000 AD. Dette kan tilsi at flommen er stokastisk og som det er vanskelig å forutsi de bakenforliggende årsakene til.



Figur 5.13: Viser NAO verdier tilbake til 1658. Dataene før 1861 er rekonstruert ved hjelp av paleoklimatiske data. Pil viser år 1789 AD (Luterbacher *et al.* 2002).

Ekstremflommene på Østlandet har som nevnt skjedd ved tilfeller der det ikke har vært normal konvektiv nedbør, men frontnedbør utløst av et anomalt fuktig lavtrykkssystem fra sør i møte med høytrykk fra nord. Både under Storofsen i 1789 AD og andre store flommer på Østlandet har det som nevnt vært liknende værforhold. Dette avviker fra den tradisjonelle definisjonen på NAO, der vindene kommer innover Vestlandet. Frontalnedbøren under Storofsen bestod av varme og fuktige luftstrømmer fra Middelhavet som først hadde kommet over det sentrale Atlanterhavet. Dette tilsier at det vanlige NAO-systemet er trukket noe lenger sør. I følge Bøe *et al.* (2006a), er det sør-vestlige vinder som bidrar til ekstremflommer i Norge. Dette kan være en variant av NAO-indeksen som kan skje ved lavere SLP. Sommerindeksen har en lavere SLP-verdi, og det kan hende at disse trykkforholdene bedre kan vise til forutsetningene for en slik regnflom. Således trenger ikke en positiv NAO gi et direkte forhold til en slik flom. Det er gjort en sammenligning mellom sommerindeksen for de nordatlantiske trykksystemene (SNAO) og historiske flommer på Østlandet som er vist i figuren under.



Figur 5.14: Årstall for historiske flommer på Østlandet og sommerindeksen for det nordatlantiske trykksystemet (SNAO).

Grafen viser et kaotisk mønster. Selv om flommer forekommer om våren og sommeren, kan man anta at flommer på Østlandet styres kraftig av vinternedbør og smelteperioder, som gjør at en korrelasjon mot vinterverdiene i NAO-indeksen gir et tydeligere signal for flommene. Dette til tross for argumentet til Folland *et al.* (2008) om at nedbør i Nord-Europa styres av denne og at flommer og tørkeperioder påvirkes av dette trykksystemet. Indeksen er også som nevnt et nytt forskningsfelt og blir mest sannsynlig forbedret i fremtiden. Siden trykksystemet er svakt, vil det også mest sannsynlig være vanskelig å rekonstruere dette tilbake i et paleoklimatisk perspektiv.

Det er viktig å påpeke at rekonstruksjoner av NAO på grunnlag av indirekte målinger kan inneholde grove feilkalkuleringer, spesielt før 1850 AD (Küttel *et al.* 2009). De baseres gjerne på terrestriske nedbør- og temperaturdata som altså skaper en sirkelslutning for nedbørsmengder, uten uavhengige indikatorer. Dette kan gjøre det problematisk å sammenligne NAO med flommer, ettersom man verifiserer en NAO-indeks i samsvar med flom, når det da egentlig er nedbørsparemetrene man indirekte ser på.

Per i dag har man ikke nok kunnskap til å forutsi fremtidige svingninger i de nordatlantiske trykksystemene og både måneds- og årsfluktuasjoner er uforutsigbare (Hurrell *et al.* 2003). Man kan derfor ikke bruke en slik indeks til å anta noe om fremtidig flomfrekvens, til tross for en tilsynelatende korrelasjon. Historiske flommer på Østlandet kan imidlertid tilsynelatende være en viktig bidragsyter i forståelsen av de større sirkulasjonssystemene over Europa.

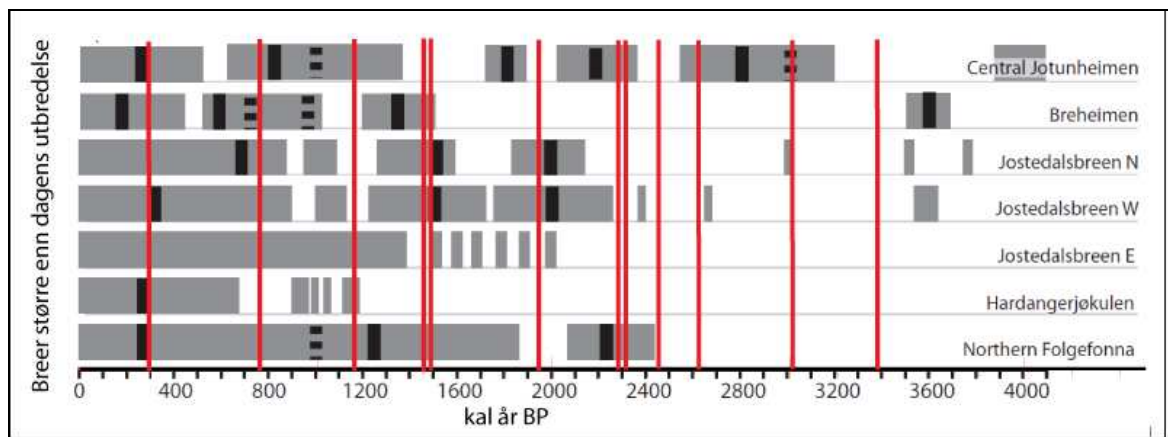
Selv om ikke NAO-indeksen gir store flommer i Vest-Norge, viser en sammenligning av flomfrekvensperiodene med rekonstruerte nedbørsparametre fra Jostedalsbreen en tilsynelatende sammenheng med NAO i moderne tid. Dette er brukt for å rekonstruere en paleoklimatisk NAO-indeks gjennom holosen (Nesje *et al.* 2000). Perioder med en positiv trend i NAO, med varme og fuktige forhold, korrelerer med de 6 første og de 2 siste flommene registrert i Grimsa (290 – 1.960, 5.800 og 9.000 kal år BP). Flommene mellom 2.325 og 2.630 kal år BP (lag 7 – 10), skjer derimot innenfor en negativ NAO-fase. Dette kan bety at i denne perioden er det en annen bakenforliggende agens som forårsaker flommene, der eksempelvis kaldere temperaturer kan spille inn.

Et problem med denne sammenstillingen, er at i perioden mellom 290 – 1.960 kal år BP, er det generelt registrert et kaldere klima over Hardangerjøkulen, mens det er registrert en positiv NAO-indeks (fuktige og varme forhold) over Jostedalsbreen. Dette kan skyldes at rekonstruksjonen av NAO-indeksen baseres på nedbørsforhold, og at Vestlandet har mottatt mer nedbør i denne perioden. Det kan derfor være problematisk å korrelere disse nedbørsverdiene direkte til en NAO-indeks som også betegnes ved temperaturendringer. Flomfrekvensen på Østlandet kan ut i fra dette korreleres bedre med de lavere temperaturene i slutten av holosen. Likevel er det 8 av 14 flommer som er registrert innenfor en positiv NAO-fase, og det tolkes derfor til å være en sammenheng, tross kompliserte forhold mellom øst og vest.

Det kompliserte forholdet mellom klimaparametrene over Hardangerjøkulen kan også gjøre at kaldere temperaturer blir registrert her i en generell positiv NAO-fase. Dersom temperaturene også er lave over Grimsavassdraget, som allikevel har en høy frekvens av flomaktivitet i denne perioden, kan således en rekonstruksjon av NAO basert på paleoflommer på Østlandet unngå sirkelslutningen mellom flommer som effekt av nedbør og nedbørsparametre som brukes for å rekonstruere NAO. Dette kan bidra til en mer detaljert indeks for de nordatlantiske sirkulasjonssystemene.

5.5. Andre klimaindikatorer i forhold til paleoflommene

Figuren under viser at i perioden mellom 0 til 2.500 kal år BP har det både vært høy frekvens av flommer og økt utbredelse av breer i Sør-Norge. Brefremstøtene skjer både på grunn av lavere sommertemperaturer og økt vinternedbør. Dette viser at Sør-Norge som helhet har blitt påvirket som effekt av en spesiell klimatisk periode, der også ekstremflommene i Grimsa er en indikator på dette. Flomfrekvensen reflekteres imidlertid best i brefremstøt fra det sentrale Jotunheimen, den vestlige delen av Jostedalsbreen og Folgefonna og reflekterer således et fuktigere klima i vest. Det er også registrert økte nedbørsverdier generelt i Vest-Norge ved økt hyppighet av massebevegelser (Blikra og Nemec 1998; Støren *et al.* 2008) og snøskred (Seierstad *et al.* 2001).



Figur 5.15: Figuren viser flommene i Grimsa og breers utbredelse i Norge. Figur etter Støren *et al.* (2008). Grått felt viser brestørrelse større enn dagens utbredelse. Svarte felt viser maksimumsutbredelse internt i fremstøtet.

I følge Bøe *et al.* (2006a) kan ekstremflommer brukes som indikator på paleonebør, men det er altså vanskeligere å finne korrelasjon mellom Hardangerjøkulen og flommene i Grimsa, ettersom verdiene for nedbør over Hardangerjøkulen er lave mot slutten av holosen. Det er som nevnt heller ikke registrert ekstremflommer i Grimsa i perioder der nedbørsverdiene har vært høye over Hardangerjøkulen, som mellom 6.000 – 8.000 kal år BP. Denne argumentasjonen bør utvides ytterligere med videre korrelasjon med andre nedbørsestimat fra Østlandsregionen dersom paleoflommer skal kunne brukes som klimaindikator.

Figuren over (Figur 5.15) viser at flere av flommene skjer i nærhet til maksimumsutbredelsen av breene internt i fremstøtene. Dette kan vise at flommene som ekstremhendelser følger maksimumsforhold i temperatur- og nedbørsverdier. Ettersom ekstremflommene skjer stokastisk, over korte perioder, mens breenes fremstøt skjer over lengre tid, kan en slik sammenligning gi feilaktige slutninger. Standardavviket innenfor aldersdateringen av

flommene gir større usikkerhet ved en slik sammenligning. For å unngå problemer i sammenligning av mer langvarig klimatisk respons fra breer og mer kortvarig respons fra flommer, kan det være mer gunstig å bruke raskere hendelser som snøskred eller massebevegelser i sammenligningen av flommer.

Perioden 2-3.000 kal år BP kommenteres også som et høyst spesielt tidsintervall av Ely *et al.* (1993) i det vestlige USA, der det ikke er registret store flommer i denne perioden i det hele tatt. Det er ikke konstruktivt å skulle sammenligne flommer i Grimsa med det vestlige USA der helt andre sirkulasjonsmønstre og klimatiske forhold dominerer, men er kun tatt med for å understreke at flommer kan fungere som klimaindikator for temperatur og nedbørsforhold, ettersom flommene kan vise lignende klimatiske forhold flere steder i verden. Dersom flomfrekvensen viser kaldere temperaturer i både Europa og USA, kan ekstremflommer fungere som en indikator på slike fluktasjoner.

5.5.1. Frekvens

Dersom man skal se på flommers frekvens i forhold til tidligere klima, er det essensielt å identifisere hva slags type gjentakelsesintervall flommene har. Hirschboeck (1988) omtaler to typer flomfrekvensregimer. Det ene er *Josefs effekt* som er perioder med lav avrenning avløst av perioder med høy avrenning og flommer. Denne typen flomregime anses som nedbørsfeltets tilpasning til anomalier i atmosfærisk sirkulasjon og Hirschboeck omtaler dette som langvarige klimatiske og hydrologiske fluktasjoner (1988). Den andre typen omtales som *Noahs effekt*, som er én stor flomhendelse i et regime med en ellers gjennomsnittlig vannføring. Dette er ofte det som assosieres med en ekstremflom.

Om man skal si noe generelt om flomfrekvensen over Østlandsregionen som her er representert i Grimsa, kan flommene her i den tidlige perioden til midten av holosen tilsies å tilhøre *Noahs effekt*, der flommene ikke er relatert til de hydrologiske forholdene.

Den høyfrekvente perioden mot slutten av holosen gjør at flommene får et lavere gjentaksintervall, der det hydrologiske regimet gir større flommer enn tidligere. Innenfor perioden får flommene i Grimsa et gjentaksintervall på ~ 200 år i gjennomsnitt. Her ser vi altså en endring fra en 0.15 % til en 0.5 % sjansje for at disse store flommene skjer hvert år. Dette kan sees på som en endring av flomfrekvensen i forhold til det hydrologiske regimet, og kan kategoriseres som en *Noah effekt*. Ettersom den økte frekvensen tilsynelatende skjer opptil moderne tid, kan dette tilsa at ekstremflommene skjer i forhold til dagens hydrologiske og klimatiske regime.

Uansett til hvilken grad flommer kan fungere som klimaindikatorer, er det viktig med paleohydrologi for å både kunne si noe om visse klimatiske forhold som skaper katastrofelfommer og endret frekvens av disse. Dette kan gi bedre beredskap for fremtidige ekstremflommer.

KONKLUSJON

Basert på resultatene og diskusjonen ovenfor kan man trekke følgende konklusjoner:

- Grimsa er en elv i tilsynelatende dynamisk likevekt. Bunnmaterialet er imbrikert i store deler av elva, som hindrer elva i å erodere vertikalt i de store områdene med løsmasser i dalen. Elva har holdt seg tilsynelatende stabil gjennom holosen, og følger en tidligere glasifluvial kanal. Vannføring er målt og denne varierer fra 1,8 m³/s oppstrøms til 160 m³/s ved munningen av elva.
- Elva har varierende sensitivitet mot forstyrrelser, der områdene som består av våtmark og store mengder løsmasser er spesielt utsatt. Erosjonspotensialet i elva er generelt høyt, og ved en forstyrrelse kan dette føre til økt sedimenttilførsel nedstrøms.
- Estimat for vannføring ved en 100 og 1000-års flom er satt til henholdsvis 300 og 580 m³/s ved munningen av elva. En slik flom vil ødelegge imbrikasjonslaget i kanalen og gi elva tilgang på enorme mengder fine sedimenter. Slike fine avsetninger er registrert i et vann 1,4 km unna dagens elveløp.
- Flomlagene i den lakustrine kjernen kan deles inn i tre ulike klasser ut i fra tykkelse, kornstørrelse og organisk materiale. Forskjellene er antatt å skyldes ulik tilgang på materiale og når på året flommene forekommer. Dette er kompliserte forhold som det er forsket lite på.
- Det stabile elveløpet gjør rekonstruksjoner av flom ved hjelp av datering av finkornige avsetninger gunstig. Det er funnet 14 flommer registrert i lakustrine sedimentkjerner fra Grimsavassdraget i et tidsintervall mellom 290 – 9.000 kal år BP. Flommene forekommer periodevis, henholdsvis mellom 290 – 790, 1.230 – 1.500, 1.960 – 3.390, 5.800 og 9.000 kal år BP.
- De siste 3.000 årene viser en høyfrekvent flomperiode med maksimumsforhold 2.630 kal år BP. Innenfor perioden har 7 av de 14 flommene forekommet. Temperatur- og nedbørsforhold er tilnærmet like dagens, med hyppige, små fluktuasjoner, der flommene for det meste skjer i perioder med lavere temperaturer. Flommene i begynnelsen til midten av holosen skjer tilsynelatende stokastisk.
- Gjentakelsesintervallet for ekstremflommene ligger på 650 år, der de største flommene har et gjentakelsesintervall på 3.000 år. Siden Grimsavassdraget er en del av Glommas øvre nedbørsfelt, anses disse flommene for å gi et regionalt signal for ekstremflommer

på Østlandet. Frekvensanalysen er konform med data fra flomepisoder i den nærliggende bekken Sagbekken og med rekonstruert flomfrekvens i Europa. Dette kan indikere at Grimsa gir et regionalt flomsignal.

- Den høyfrekvente flomperioden i slutten av holosen er forsøkt sammenlignet med brefremrykk i Sør-Norge. Trass et komplisert klimasamspill mellom Østlandet og Vestlandet, er det en tendens til at perioder med kaldere temperaturer i øst og økt nedbør i vest gir et økt flomsignal i Grimsa
- 8 av flommene i Grimsa korrelerer med en positiv NAO, noe som gjør bruken av paleoflommer for videre studier i forhold til større sirkulasjonsmønstre over Norge og resten av Europa interessant.

LITTERATUR

- Alley, R. B., T. Mayewski, M. Sowers, K. C. Taylor og C. P.U. (1997). "Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago." Geology **25**: 483-486.
- Allison, P. A. (1988). "The role of anoxia in the decay and mineralization of proteinaceous macro-fossils." Paleobiology **14**(2): 139-154.
- Baker, V. R. (1987). "Paleoflood hydrology and extraordinary flood events." Journal Of Hydrology **96**: 20.
- Baker, V. R. og R. C. Kochel (1988). Paleoflood Analysis using Slackwater Deposits. Flood Geomorphology. V. R. Baker, Kochel R. C og Patton P. C. New York, John Wiley & Sons: 357-376.
- Baker, V. R., Webb R.H. og House P.K. (2002). The Scientific and Societal Value of Paleoflood Hydrology. Ancient Floods, Modern Hazards. P. K. House, Webb R.H., Baker V.R. og Levish D.R. Washington DC, American Geophysical Union.
- Benestad, R. (2005) NAO: Den nord-atlantiske oscillasjon. Meteorologi og klima **Volume**, DOI:
- Benito og V. R. Thorndycraft (2005). "Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences." Journal og Hydrology **313**(1-2): 3-15.
- Benito, G., Thorndycraft V.R., M. Rico, Y. Sánchez-Moya og D. Sopena (2008). "Paleoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes." Geomorphology **IN PRESS**.
- Benito G., V. R. T. (2005). "Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences." Journal og Hydrology **313**(1-2): 3-15.
- Benson M.A., D. T. (1984). General Field and Office Procedures for Indirect Discharge Measurements. Applications of Hydraulics United States Geological Survey. **4**.
- Benson, M. A. og T. Dalrymple (1984). General Field and Office Procedures for Indirect Discharge Measurements. Applications of Hydraulics United States Geological Survey. **4**.
- Blikra, L. H. og W. Nemeč (1998). "Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record." Sedimentology **45**: 909-959.
- Bradley, R. S. (1999). Paleoclimatology. New York, Elsevier.
- Bunte, K. og S. R. Abt (2001). Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. General technical report. U.S. F. S. U.S. Department of Agriculture, Rocky Mountain Research Station. **74**: 428.

Bøe, A. G., Dahl S.O., Lie Ø. og N. A. (2006a). "Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments." The Holocene **16**(3): 445-455.

Bøe, A. G., D. B. Stephenson og S. O. Dahl (2006b). "Point process methods for the diagnosis of extreme events in palaeoclimate records: Norwegian mega-floods in the Holocene." Quaternary Science Reviews (**submitted**).

Chow, V. L. (1959). Open-channel Hydraulics. New York/Tokyo.

Church, M. (1988). Floods in Cold Climates. Flood Geomorphology. V. R. Baker, Kochel R. C og Patton P. C. New York, John Wiley & Sons: 205-244.

Costa, J. E. (1983). "Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range." Geological Society of America Bulletin **94**.

Dahl, S. O., J. Bakke, Ø. Lie og A. Nesje (2003). "Reconstruction of former Glacier Equilibrium-Line altitudes based on Proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites." Quaternary Science Reviews **22**: 275 - 287.

Dahl, S. O. og A. Nesje (1996). "A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway." The Holocene **6**(4): 381-398.

DIRNAT (2003). Forskrift om verneplan for Rondane. Vern av Grimsdalen landskapsvernområde i Dovre kommune i Oppland fylke og Folldal kommune i Hedmark fylke Miljøverndepartementet, Direktorat for Naturforvaltning: 4.

DIRNAT. (2009). "Naturbase dokumentasjon Vern, Grimsmoen." from <http://www.dirnat.no/>.

DNMI. (2009). "eKlima." Vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner Retrieved 10 februar 2009, from <http://met.no/>.

Drange, E. M. (2002). Et paleohydrologisk studie av Sagbekken, Hedmark fylke : en rekonstruksjon av Sagbekkens flomhistorie gjennom holosen. Institutt for Geografi. Bergen, UIB. **Masteroppgave**.

Edwards, K. (2009). "Manning's Equation Calculator / Software." Retrieved 4 mai 2009, 2009, from <http://www.lmnoeng.com/manning.htm>.

Eikenæs, O., Njøs A., Østdahø T. og T. T. (2000). Flommen kommer, Sluttrapport fra HYDRA- et forskningsprogram om Flom, Hovedresultater og sammendrag av rapporter. Oslo, NVE. **1**.

Ely, L. L., Y. Enzel, V. R. Baker og D. R. Cayan (1993). "A 5000-year Record of Extreme Floods and Climate Change in Southwestern United States." Science, New Series **262**(5132): 410-412.

- Finstad, G. (2009). "Glommens og Laagens Brukseierforening." from <http://glb.no/>.
- Folland, C. K., J. Knight, H. W. Linderholm, D. Fereday, S. Ineson og H. J. W. (2008). "The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future." Journal of Climate **22**.
- Gilvear, D. J. (1999). "Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework." Geomorphology **31**(1-4): 229-245.
- 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.
- Harvey, A. M. (1969). "Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime." Journal of Hydrology **8**(1): 82-98.
- Heiri, O., Lotter, A. F. og Lemcke, G. (2001). "Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results." Journal Of Paleolimnology **25**(1): 101-110.
- Hirschboeck, K. (1988). Flood Hydroclimatology. Flood Geomorphology. V. R. Baker, Kochel R. C og Patton P. C. New York, John Wiley & Sons: 27-51.
- Hurrell, J. W. og H. Van Loon (1997). "Decadal Variations in Climate associated with the North Atlantic Oscillation." Climatic Change **36**: 301 - 326.
- Hurrell, W. J., Y. Kushnir, G. Ottersen og M. Visbeck (2003). An Overview of the North Atlantic Oscillation, American Geophysical Union.
- Håkanson, L. og M. Jansson (1983). Principles of Lake Sedimentology. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, Springer-Verlag.
- Jacobeit, J., R. Glaser, J. Luterbacher, M. Nonnenmacher og H. Wanner (2002). Links between Flood Events in Central Europe since AD 1500 and the Large Scale Atmospheric Circulation. PHEFRA Workshop, Barcelona.
- Johansen, S. S. (2004). Bivariate frequency analysis of flood characteristics in Glomma and Gudbrandsdalslågen. Geofag. Oslo, Universitetet i Oslo. **Hovedfagsoppgave**.
- Kidson, R. og K. S. Richards (2005). "Flood Frequency analysis: assumptions and alternatives." Progress in Physical Geography **29**(3).
- Klette, J. (2006). Rekonstruksjon av isutbreiing gjennom Weichsel i Grimsdalen, nordlige Rondane. Institutt for Geografi. Bergen, Universitetet i Bergen. **Masteroppgave**.
- Knighton, D. (1998). Fluvial Forms & Processes – A new Perspective. New York, Oxford University Press Inc.
- Kochel, R. C. og V. R. Baker (1988). Paleoflood analysis using Slackwater Deposits. Flood Geomorphology. V. R. Baker, K. R. C og P. P. C. New York, John Wiley & Sons. **27**.

Kondolf, M. og H. Piegay (2003). Tools in Fluvial Geomorphology. Wiltshire, John Wiley and Sons.

Kutija, V. (2002). Hydraulic modelling of floods. Paleofloods, Historical Data & Climatic Variability. B. G. Thorndycraft V.R., Barriendos M. og Llasat M.C. Madrid, CSIC- Centro de Ciencias Medioambientales. **1**.

Küttel, M., E. Xoplaki, D. Gallego, J. Luterbacher, R. Garcí'a-Herrera, R. Allan, M. Barriendos, P. D. Jones, D. Wheeler og H. Wanner (2009). "The importance of ship log data: reconstructing North Atlantic, European and Mediterranean sea level pressure fields back to 1750." Climate Dynamics **IN PRESS**.

Leopold, L. B., M. G. Wolman og J. p. Miller (1964). Fluvial Processes in geomorphology. San Fransisco, CA, Freeman.

Luterbacher, J., E. Xoplaki, D. Dietrich, P. D. Jones, T. D. Davies, D. Portis, J. F. Gonzalez-Rouco, H. von Storch, D. Gyalistras, C. Casty og H. Wanner (2002). "Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500." Atmospheric Science Letters.

Macklin, M. G., G. Benito, K. J. Gregory, E. Johnstone, J. Lewin, D. J. Michczynska, R. Soja, L. Starkel og V. R. Thomdycraft (2006). "Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe." Catena **66**(1-2): 145-154.

Macklin, M. G. og J. Lewin (2003). "River Sediments, great floods and cetennial-scale Holocene climate change." Journal of Quarternary Science **18**(2): 101 - 105.

Marwan, A. H., M. Church, T. E. Lisle, Brardinoni F., B. Lee og G. E. Grant (2005). "Sediment transport and channel morphology of small, forested streams." Journal of the American Water Resources Association **41**(4): 853-876.

Matthews, J. A. (2005). "'Little Ice Age' glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates." The Holocene **15**(1): 1-19.

Mayhew, S. (2004). A dictionary of geography. Oxford, Oxford University Press.
2nd ed. 1997

1st ed. 1992 med tittelen: The Concise Oxford dictionary of geography

MET. (2009). "Meteorologileksikon." Meteorologisk Institutt, 2009.

Montgomery, D. R. og J. M. Buffington (1998). Channel Processes, Classification and Response. River Ecology and Management. R. Naiman og R. Bilby. New Yorl, Springer-Verlag.

Mudelsee, M., M. Börngen, G. Tetzlaff og U. Grünewald (2003). "No upward trends in the occurence of extreme floods in central Europe." Nature **425**.

Nesje, A. (1992). "A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments." Arctic and Alpine Research **24**(3): 257-259.

Nesje, A., S. O. Dahl, J. A. Matthews og M. S. Berrisford (2001). "A similar to 4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway." Journal of Paleolimnology **25**(3): 329-342.

Nesje, A., S. O. Dahl, T. Thun og Ø. Nordli (2007). "The "Little Ice Age" glacial expansion in western Scandinavia – summer temperature or winterprecipitation?" IN PRESS.

Nesje, A., Ø. Lie og D. S.O. (2000). "Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records?" Journal of Quaternary Science **15**(2): 587-601.

NGU (2009). Berggrunn, løsmasser, nedbørsfelt, infiltrasjon- og grunnvannskapitet. Trondheim, Norges Geologiske Undersøkelse.

NVEAtlas. (2009). "Norges Vassdrag og Energidirektorat." from <http://atlas.nve.no>.

O'Connor, J. E. og R. H. Webb (1988). Hydraulic Modelling for Paleoflood Ananlysis. Flood Geomorphology. V. R. Baker, Kochel R. C og Patton P. C. New York, John Wiley & Sons: 393-402.

Oldmeadow, D. F. og M. Church (2006). "A field experiment on streambed stabilization by gravel structures." Geomorphology In Press: 16.

RedCross (2002). World Disaster Report 2002; focus on reducing risk. World Disaster Report. I. F. o. R. C. a. R. C. Societies.

Redmond, Y. Enzel, P. K. House og F. Biondi (2002). Climatic Variability and Flood Frequency at Decadal to Millenial Time Scales. Ancient floods, modern hazards : principles and applications of paleoflood hydrology. House og P. Kyle. Washington, DC, American Geophysical Union.

Reimer P.J., M. G. L. Baillie, Bard E., A. Bayliss, J. W. Beck, Bertrand Chanda J.H., P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R. G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, A. G. Hogg, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, Ramsey C.B., R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor, J. van der Plicht og C. E. Weyhenmeyer (2004). "IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP." Radiocarbon **46**(3): 1029-1058.

Roald, L. A. (2002a). The large flood of 1860 in Norway. The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods. A. Snorrason, P. H. Finnsdóttir, E. M. Moss og I. I. C. o. W. R. Systems. Iceland, International Association of Hydrological Sciences.

Roald, L. A. (2002b). Two major 18th century flood disasters in Norway Proceedings of the Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment International Workshop.

Roald, L. A. (2008a). "Ekstremværuka: storflommer i Norge." Nyhetsarkiv, 2009, from <http://met.no/>.

Roald, L. A. (2008b). Oversikt over store flommer i Glomma og Trysilelva. Flommer og avtaksforretninger på Vestlandet Oslo.

- Rosgen, D. L. (1994). "A classification of natural rivers." Catena **22**: 169-199.
- Seierstad, J., A. Nesje, S. O. Dahl og J. R. Simonsen (2001). "Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Grønningstølsvatnetn, western Norway." The Holocene **12**(2): 211-222.
- Selby, M. J. (2005). Hillslope Materials and Processes. Eastbourne, Oxford University Press.
- Skogmuseum, N. (2008). "Stor-Ofsen i 1789 en enorm naturkatastrofe." Retrieved 13. mai, 2008, from http://www.skogmus.no/innhold/om/NVE/Stor_Ofsen.html.
- Solberg, G. O. (1998). Vårflommer i Glomma : modellering av maksimalvannføringen på bakgrunn av volum og flomhydrogrammets form. Institutt for Geografi. Oslo, Universitetet i Oslo. **Hovedfag**.
- StatensKartverk (2009). Arealisdata på nett og Norge i Bilder, NGU, Statens vegvesen, Norsk institutt for skog og landskap og Statens Kartverk.
- Streitlien, I. A. (1974). Bygdebok for Folldal. Folldal, Folldal bygdeboknemnd.
B. 4 utgitt av Folldal kommune
- Stuiver, M., P. J. Reimer og R. Reimer (2009). CALIB Radiocarbon Calibration. M. S. a. P. Reime.
- Støren, E. N., S. O. Dahl og Ø. Lie (2008). "Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway." The Holocene **18**(8): 1179-1191.
- Sulebak, J. (2007). Landformer og prosesser, en innføring i naturgeografiske tema, Fagbokforlaget.
- Sæterbø, E., L. Syvertsen og E. Tesaker (1998). Vassdragshåndboka, Håndbok i forbygningsteknikk og vassdragsmiljø. Trondheim, Tapir Forlag.
- Sætrebø E., S. L. o. T. E. (1998). Vassdragshåndboka, Håndbok i forbygningsteknikk og vassdragsmiljø. Trondheim, Tapir Forlag.
- Torkildsen, K.-O. (2009). "Geodatasamarbeidet i Nord-Østerdal." from <http://www.nord-osterdal.no/index.htm>.
- Velle, G., S. J. Brooks, H. J. B. Birks og E. Willassen (2005). "Chironomids as a tool for inferring Holocene climate: an assessment based on six sites in southern Scandinavia." Quaternary Science Reviews **24**(12-13): 1429-1462.
- Visbeck, M. (2009). "North Atlantic Oscillation." Retrieved mai, 2009, from <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>.
- Walker, M. (2005). Quaternary Dating Methods. Wales, John Wiley & Sons, Ltd.

Webb, R. J. og R. D. Jarret (2001). One-Dimensional Estimation of Techniques For Discharges of Paleofloods and Historical Floods. Ancient floods, modern hazards: principles and applications of paleoflood hydrology. . P. K. House og K. P. Kyle. Washington, DC, American Geophysical Union.

Williams, G. P. (1983). "Paleohydrological Methods and Some Examples from Swedish Fluvial Environments. I. Cobble and Boulder Deposits." Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography **65**(3/4): 227-243.

Williams, G. P. og J. E. Costa (1988). Geomorphic measurements after a Flood. Flood Geomorphology. V. R. Baker, Kochel R. C og Patton P. C. New York, John Wiley & Sons: 65-79.

Wolman, M. G. (1954). "A method of sampling coarse river bed material " American Geophysical Union Transcript **35**(6): 951.

Østmoe, A. (1985). Stor-ofsen 1789: værssystemet som førte til den største flomkatastrofen i Norge. Ski, Oversiktsregisteret.