

Rekonstruksjon av storflommer i Glomma gjennom holosen

**– mulige koblinger til naturlig klimavariabilitet og global
atmosfærisk sirkulasjon**



Av Ida Grøndahl Steffensen

Masteroppgave i naturgeografi

Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Mai 2014

Sammendrag

Ved vannføringer større enn ca. $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ deler Glomma seg i ved to Kongsvinger, og fører til at flomvann drenerer gjennom Vrangselv mot Sverige. Fenomenet heter bifurkasjon. Flyginnsjøen, en liten innsjø øverst i Vrangselvassdraget, fanger opp flomsedimenter fra Glomma under bifurkasjon. Ved hjelp av metoder som XRF, LOI, og MS har sedimentanalyse vist at flomfrekvensen i Glomma har variert gjennom holosen. Ved hjelp av 10 AMS ^{14}C -dateringer har Flyginnsjøens sedimentarkiv vist seg å strekke tilbake til $9190 \pm 50 \text{ }^{14}\text{C}$ -år BP. Ved å sammenstille instrumentelle data med $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ -dateringer og XRF-data fra Flyginnsjøens yngste sedimenter, har Glommas flomsignatur blitt etablert og brukt for å identifisere flommer tilbake til 10 000 år kal. BP.

Glommas flomsedimenter består av lyse, minerogene lag karakterisert av høye utslag i K, Ca og Ti, samt MS og DBD, og lave verdier i LOI. En PCA viser at variasjoner i K best reflekterer variasjonen i sedimentene. Endringsraten til K ble derfor brukt til å identifisere flomlag i Flyginnsjøen. Terskelen som best reproduserte antallet flommer målt i instrumentelle data i perioden 1948-2013 (det 94. prosentil), ble brukt til å telle flommer gjennom holosen. I tillegg ble en lavere terskel (det 90. prosentil) brukt for å øke variabiliteten og teste sensitiviteten i dataene. Verdier som var lik eller høyere enn terskelen, ble definert som flom. På denne måten ble 438 og 792 flommer, talt i henholdsvis K (P90) og Ti (P90), registrert gjennom holosen.

Basert på ^{14}C -dateringene ble flomtellingene gjort om til flomfrekvenskurver, med antall flommer per 30 år over de siste 10 000 år. Flyginnsjøen viser økt flomfrekvens rundt 8600 kal. år BP, 6500-5900 kal. år BP, 4200-2600 år kal. BP, og fra 1000 år kal. BP og fram til 1900-tallet. Flyginnsjøens flomfrekvenskurver har klare likhetstrekk med tilsvarende flomfrekvenskurver fra Norge og Alpene, særlig i periodene 4200-2600 år kal. BP og 1000 år kal. BP og fram til 1900-tallet. Det foreslås derfor at de bakenforliggende prosessene som styrer langtids-variabiliteten i flomfrekvensene i Alpene også kan være gjeldende for Flyginnsjøen og Glomma. Holosen klimavariabilitet styres til dels av globale, eksterne prosesser som endringer i jordens presesjon og endringer i solaktivitet, som setter i gang en rekke sekundære tilbakekoblingmekanismer særlig koblet til posisjoneringen av den intertropiske konvergenssonen (ITCZ), som påvirker fordelingen av temperatur- og nedbør. En sørlig posisjonert ITCZ kan føre til en sørligere posisjonering av hele det atmosfæriske systemet på den nordlige halvkule, som igjen kan gjøre at vestavindsbeltet treffer Sør-Europa og det norske Østlandet. Det kan føre til en samtidig generell økning i luftfuktighet, nedbør og dermed flom på begge steder.

Forord

Denne oppgaven markerer slutten på fem fantastiske år som geografistudent ved Universitet i Bergen.

Arbeidet med oppgaven begynte for alvor i juni 2013, da jeg gjorde feltarbeid på Kongsvinger omsvermet av verdens største mygg, født og oppvokst i ferske flomavsetninger. Høsten ble i stor grad tilbragt på sedimentlaben til Institutt for geovitenskap, og de siste månedene har jeg tilbragt mer tid enn sunt er på Akvariet på institutt for geografi.

I skrivende stund er undertegnede i det emosjonelle hjørnet som kjennetegner mastergradinnspurter og endte studieløp, og jeg har lyst til å utbringe en takk til alle som har påvirket min tid i Bergen. Uten det gode miljøet på geografi ville denne oppgaven neppe blitt ført i min penn. Enkelte fortjener en spesiell takk. Takk til min veileder Eivind Støren, som med sitt gode humør og dårlig humor har hatt troen på prosjektet og fått meg til å gi alt. Du har lært meg alt jeg kan om flom, og har gitt uvurderlige tilbakemeldinger. Takk til instituttleder og professor Svein Olaf Dahl som har lært meg å være kritisk til etablerte sannheter. Takk til studieveileder Grethe Meling og administrasjonen for at døra alltid står åpen. Takk til Karoline Follestad og Martin Tvedt for hjelp under kjernetakingen, og takk til Max Koller for hjelp da jeg sto fast med GIS. Takk til Pål Ringkjøb Nilsen, Henrik Løseth Jansen og professor Ole Reidar Vetaas for hjelp til aldersmodeller, statistikk, tekniske problemer og diskusjoner. Takk til Kongsvinger og Granli historielag for nyttig informasjon om feltområdet, og Sigernessjøen Familiecamping for et trivelig opphold. Takk til alle medstudenter i 7. etasje som har bidratt med gode og tildels dårlige diskusjoner og selskap over utallig ferdigmiddager. Takk til Torgeir, Henrik og Torgeir for alt dere har gjort og bidratt med til hverdags og fest. Takk til alle hundepassere som har gjort det mulig for meg å levere denne oppgaven. Takk til Isac som har fått meg ut i frisk luft og på byens fjell, og som holder meg beskjeftiget med andre interesser enn geografi. Takk til søstrene, mormor, mamma og pappa, som alltid stiller opp og som har troen på meg.

Bergen, 15. mai 2014
Ida Grøndahl Steffensen

Innhold

Sammendrag	iii
Forord	iv
Innhold	v
Figurliste	vii
Tabelliste	ix
1. INTRODUKSJON	1
2. OMRÅDEBESKRIVELSE	4
2.1 Glomma	5
2.2 Vrangselv	7
2.3 Flyginnsjøen.....	7
2.4 Berggrunn og klima	8
2.5 Arealbruk, regulering og historisk virksomhet	9
2.6 Tidligere forskning fra området.....	9
3. TEORETISK RAMMEVERK.....	12
3.1 Flom og vannføring.....	12
3.2 Hva forårsaker flom.....	13
3.2.1 Atmosfærisk sirkulasjon	14
3.2.2 Lokale værforhold	16
3.2.3 Andre forhold	18
3.3 Sedimenttransport i elver og innsjøer.....	19
3.4 Paleoflom, proksyer og innsjøsedimenter som flomarkiv.....	21
4. HISTORISKE KILDER OG INSTRUMENTELLE DATA.....	23
5. METODER	28
5.1 I felt.....	28
5.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging	28
5.1.2 Nedslagsfeltprøver	29
5.1.3 Dybdemåling.....	29
5.1.4 Kjernetaking – stempel og HTH.....	29
5.2 Laboratorieanalyser.....	30
5.2.1 Glødetap, vanninnhold og massetetthet	30
5.2.2 Magnetisk susceptibilitet	30
5.2.3 Røntgen fluorescens.....	31
5.2.4 Kornstørrelsesanalyse	32

5.3 Bildeanalyse.....	32
5.4 GIS.....	33
5.5 Aldersmodell	34
5.5.1 Blydatering ²¹⁰ Pb og ¹³⁷ Cs	34
5.5.2 Radiokarbondatering ¹⁴ C	35
6. RESULTATER	36
6.1 Kvartærgeologisk kartlegging	36
6.1.1 Lokalitet 1: Granlimoen.....	37
6.1.2 Lokalitet 2: Elvesletter.....	37
6.1.3 Lokalitet 3: Gropa	38
6.1.4 Lokalitet 4: Terrasser.....	38
6.1.5 Lokalitet 5: Vest for Flyginnsjøen	39
6.1.6 Diskusjon og konklusjon	39
6.2 Innsjøkjerner	39
6.2.1 FLS113 og FLS213	39
6.2.2 FLP113	48
6.2.3 FLP213	50
7. DISKUSJON.....	58
7.1 Identifikasjon av flomsedimenter	58
7.2 Flyginnsjøens flomfrekvens sammenlignet med andre studier	73
7.3 Klimaendringer i holosen.....	76
7.3.1 8600 år kal. BP.....	77
7.3.2 6500-5900 år kal. BP.....	78
7.3.3 4200-2600 år kal. BP.....	78
7.3.4 1000-50 år kal. BP (850-1900 AD)	79
7.4 Flom i Glomma/Flyginnsjøen og respons på atmosfærisk sirkulasjon.....	80
7.5 Framtiden	87
8. KONKLUSJON	89
REFERANSER.....	92

Figurliste

Figur 1: Oversiktskart over feltområdet Kongsvinger	4
Figur 2: Figuren viser hvordan Glomma drenerte under flommen i 1967, samt daværende høydenivåer i området (Hegge, 1968).	5
Figur 3: Glommas og Vrangselvas nedslagsfelt.	6
Figur 4: Batymetrisk kart over Flyginnsjøen, med Vrangselvas innløp og utløp (tykk linje), inaktivt innløp i nord, og delvis aktivt bekkeløp i sørvest.	8
Figur 5: Klimadiagram for Vinger målestasjon i klimaperioden 1961-1990 (eKlima, 2013)	9
Figur 6: Vannføringskurve for Vingersjøens avløp mot Vrangselva. Vannstander ved Vingersjøens vannmerke (Pettersson, 2001).	13
Figur 7: Skjematisk illustrasjon av jordens atmosfæriske sirkulasjonsmønster (Garrison, 1993).	14
Figur 8: En skjematisk framstilling av de to NAO-fasene (a) NAO +, b) NAO-, og hvilke effekter de har på Nord-Atlantiske områder. Fargelagte områder med stiplet linje representerer SST, rutete områder representerer sjøis, pilene viser retningen på havstrømmene og atmosfæriske strømmer. De blå og røde konturlinjer viser SLP (Wanner et al., 2001)	15
Figur 9: Nedbørshyppighet (venstre kart) og midlere nedbørmengde (mm/døgn) ved storstilt vindretning fra sørvest (Hanssen-Bauer et al., 2009).	17
Figur 10: Nedbørshyppighet (venstre kart) og midlere nedbørmengde (mm/døgn) ved storstilt vindretning fra sørøst (Hanssen-Bauer et al., 2009)	17
Figur 11: Skjematisk figur som viser ulike måter elvevann med sedimenter ankommer innsjøen, og hvordan sedimentene distribueres i innsjøen (Gilli et al., 2013).	20
Figur 12: Bildet er fra broen på Granli, Kongsvinger, under en av storflommene på 1960-tallet. Foto: Finn Sollien	23
Figur 13: Bildet er fra Granli, under en av storflommene på 1960-tallet. Foto: Finn Sollien.	24
Figur 14: Bildet er fra Vesleofsen i 1995, da Glomma gikk over veibroen på Granli. Foto: Finn Sollien.	24
Figur 15: Frekvenshistogram for vannføring målt ved Magnor (313.10). Y-aksen er logaritmisk. Overføringer fra Glomma ved vannføring over ca. 1500 m ³ /s gir en økt frekvens i vannføring mellom 60 og 80 m ³ /s ved Magnor.	26
Figur 16: Maksimal vannføring ved overføring av vann fra Glomma til Vrangselv, 1851-2000. I periodene 1855-1860 og 1867-1868 mangler observasjoner (Pettersson, 2001)	27
Figur 17: Vannføringen målt ved Magnor gjennom året 1995.	27
Figur 18: Dybdeprofiler og prøvelokaliteter i Flyginnsjøen. Kartet viser hvordan dybde-dataene har blitt interpolert i ArcGIS (ArcGIS, 2014)	33
Figur 19: Kvartærgeologisk kart over feltområdet, med aktuelle stedsnavn.	36
Figur 20: Innsjøkjernen FLS113 med et utvalg proksyer og bilde. Y-aksen viser kcps (K-Sr) og BW (0-255, 0 er svart).	41
Figur 21: Et utvalg proksyer fra innsjøkjernen FLS113, presentert som individuelle frekvensdiagram.	42
Figur 22: Resultatene fra FLS113 PCA ₁ med alle proksyer	43
Figur 23: Resultatene fra FLS113 PCA ₂ med K, Ca og Ti	44
Figur 24: K, Ca og Ti (kcps) fra FLS113 sammenlignet med førstekomponentsaksen fra PCA ₂	45
Figur 25: K, Ca og Ti (kcps) fra FLS113 korrelert med PC _{2.1}	46
Figur 26: Radiometrisk kronologi for FLS213, vist med ²¹⁰ Pb-årstall (Appleby og Piliposian, 2014)	48

Figur 27: Alle resultater fra målinger gjort på FLP113. BW er oppgitt i RGB-gråhvitskalaen der 0 er svart. MS er oppgitt i SI-enheter. FLP113 er delt inn i tre enheter basert på grupperinger av karakteristikk i målingene.....	49
Figur 28: Frekvensdiagram som viser fordelingen av MS og BW gjort på FLP113.	50
Figur 29: Resultater fra målinger gjort på innsjøkjernen FLP213. Grafene ¹⁴ C og SediGraph viser hvor i kjernen prøvene er blitt hentet fra. BW-grafen er på en RGB- gråhvitskala fra 0-255, der 0 er svart. Y-aksen på XRF-dataene (K-Sr) er kcps. MS er oppgitt i SI- enheter, LOI er oppgitt i %. DBD og WC er oppgitt i gram per cm ³	52
Figur 30: Et utvalg proksyer fra FLP213, presentert i individuelle frekvenshistogram.	53
Figur 31: Kornstørrelsesfordeling for ti prøver fra FLP213.	55
Figur 32: Aldersmodell for FLP213 basert på ¹⁴ C-daterte makrofossiler.	57
Figur 33: FLS113 og FLS213 kalibrert med observerte flommer. Y-aksen er kcps (K, Ca og Ti) og RGB (BW).....	60
Figur 34: Detaljutsnitt av proksyer for FLS113 som illustrerer at proksyene varierer innenfor flomtoppene.....	61
Figur 35: Figuren viser at proksyene varierer innenfor hver flomtopp i FLS113.....	61
Figur 36: Modellen viser forholdet mellom sedimentlag, endring i parameter og endringsrate (RoC) over tid (Støren et al., 2010)	65
Figur 37: Resultater fra flomtelling i FLS113 med ulike terskler. RoC vil markere starten av endringen, mens råverdiene vil markere alle punkter over terskelen, og teller dermed hele flomlaget som en flom.....	67
Figur 38: Figuren viser hvordan 1995-flommens RoC-terkel reproducerer 90 % av det forventede antallet flommer mellom 1950 og 2013 (FLS113). Merk hvordan RoC markerer starten på en flom, ikke på toppen der hvor signalet er sterkest.	68
Figur 39: Fire terskler å telle flomlag på i FLP213. Det nederste panelet viser FLP213 K og et bevegelig gjennomsnitt gjennom 20 punkter. Terskelen brukt i panel A er prosentil 94. Panel B bruker den samme verdien som RoC 1995 som terskel. Panel C bruker RoC P90	71
Figur 40: Flomtelling i alle proksyer fra FLP213, med P94 brukt som terskel.....	72
Figur 41: Flomfrekvenskurver fra Flyginnsjøen og Sør-Europa gjennom holosen. Panel A og B viser Flyginnsjøens flomfrekvens basert på henholdsvis K og Ti, med tellinger basert på P90 og P94 (svart linje). Panel C og D viser flomfrekvensen fra henholdsvis Meringdalsvatnet og Butjønna (Støren et al., 2011). Panel E viser nedbørsdata fra en rekke breer på Vestlandet (Bøe et al., 2006, Bakke et al., 2008). Panel F viser flomfrekvenskurven fra Lake Mondsee i Østerrike (Swierczynski et al., 2013). Panel G viser flomfrekvenskurven fra Lake Ledro i Italia (Vanniere et al., 2013). Panel H viser flomfrekvenskurven fra nordlige (lilla) og sørlige (rosa) Alpene (Wirth et al., 2013b).	75
Figur 42: Hoveddrivkrefter for klimaendringer i holosen (Wanner et al., 2011).	76
Figur 43: Dominerende atmosfæriske regimer over Nord-Atlanteren (20°–70°N, 90°W–40°E) fra desember-mars, basert på SLP fra perioden 1950-2006 (Hurrell og Deser, 2010).....	82
Figur 44: Det atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret som forklarer samtidig nedbør i Alpene og på norske Østlandet. Systemet har en sørlig posisjonering som en følge av en sørligere ITCZ, som også påvirker polarcellen, som igjen flytter høytrykket over Sibir vestover – kombinasjonen av et sørlig vestavindsbelte og et vestlig sibirsk høytrykk fører til meridional vindretning over Europa (Morley et al., 2014).....	83

Figur 45: Figuren er hentet fra Haug et al. (2001) og viser hvordan variasjonen av Ti, som representerer posisjoneringen av ITCZ, har fluktuert gjennom holosen, og hvordan variasjoner i ITCZ settes i sammenheng med globale klimaperioder som Klimaoptimum, Neoglasial, MWP og LIA. 85

Tabelliste

Tabell 1: Nøkkeltall om vassdragene Glomma og Vrangselv	7
Tabell 2: Kulminasjonsvannføringer (Qx) og -vannstander (Hx) i flomprosjekt Kongsvinger (Pettersson, 2000).....	25
Tabell 3: Oppsummert deskriptiv statistikk for vannføring målt ved Magnor (313.10).	26
Tabell 4: Kartmateriale brukt til kvarærgeologisk kartlegging.	28
Tabell 5: Deskriptiv statistikk for FLS113, samtlige proksyer.	40
Tabell 6: Komponenttall for PCA ₁ (FLS113) med alle proksyer	43
Tabell 7: Eigenverdier for PCA ₁ (FLS113) med alle proksyer.....	43
Tabell 8: FLS113 Komponenttall for PCA ₂ med K, Ca og Ti.....	44
Tabell 9: FLS113 Eigenverdier for PCA ₂ med K, Ca og Ti.....	44
Tabell 10: ²¹⁰ Pb-kronologi for FLS213 (Appleby og Piliposian, 2014).....	47
Tabell 11: Deskriptiv statistikk for FLP113.	49
Tabell 12: Deskriptiv statistikk for alle målinger gjort på FLP213.	54
Tabell 13: Resultater fra kornstørrelsesanalyse utført på ti prøver fra FLP213.....	55
Tabell 14: Resultater fra radiokarbondateringer fra FLP213	56
Tabell 15: Maksimum-, minimum- og gjennomsnittsverdier for proksyer i flomtoppene i FLS113.	61
Tabell 16: Resultater av flomtellingene i FLS113 med ulike terskeler	66
Tabell 17: Resultatet av flomtellingene i FLP213, med bruk av forskjellige terskeler.....	69

1. INTRODUKSJON

Flom er en av de mest ødeleggende og kostbare naturkatastrofene som kan skje. I den siste tiden har flere store flommer av ekstrem karakter gjort skader på land og menneskeliv over hele verden. I 2010 ble Pakistan rammet av ekstremnedbør som førte til en flom som tok 1781 menneskeliv og ødela 1,89 millioner husstander (Ahmadani, 2010). I 2011 ble Australia rammet av en flom som en følge av ekstreme nedbørsmengder, og kostnadene var opp til 2 millioner australske dollar (Gray og Rood, 2011). Flommen som rammet sørlige deler av England i vinteren 2013-2014 har fått en foreløpig prislapp på 2,5 milliarder pund (Lawson, 2014). I Norge ble Østlandet og særlig Gudbrandsdalen hardt rammet av flom i juni 2011 og juni 2013. 2011 var et rekordår i antall flomvarslinger og vårflommen i juni, kalt Pinseflommen, fikk en prislapp på ca. 200 millioner kroner (Sandmo og Pettersen, 2011). Kombinasjonen av seks ganger mer nedbør enn normalt og sen snøsmelting i fjellet førte til enda en flom som kostet 1 milliard kroner i 2013 (Holø og Lien, 2013). Begge disse ble karakterisert som 50-årsflom (Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, 2011, 2013). Den største observerte flommen i Norge var av 200-årsstørrelse, skjedde i 1995 og ble kalt Vesleofsen. En kombinasjon av store mengder snø og ekstreme mengder nedbør, og førte til en flom som gjorde skade på jordbruk, bygninger, vei, jernbane og flomsikringstiltak for 1,8 milliarder kroner (Eikenæs et al., 2000). Jo mer utviklet samfunnet og infrastrukturen langs elvene er, desto større er risikoen for økonomisk, materiell og livsfarlig skade.

Samfunnsrelaterte utfordringer knyttet til flomfare, arealplanlegging, infrastruktur, vannpolitikk og vannforsyning bygges og beregnes vanligvis på et grunnlag som forutsetter stasjonaritet i hydrologiske kretsløp - man antar at perioden med instrumentelle målinger også er representativ for framtiden. I et klima i rask endring er dette imidlertid en problematisk forutsetning (Milly et al., 2008), og særlig med tanke på at den tidsperioden beregningene gjøres på har vært en periode med lav variabilitet. Ifølge FNs klimapanel er det mer sannsynlig enn ikke at ekstremvær med økt nedbør og temperatur ventes i fremtiden (IPCC, 2007). Det siste århundret har årsnedbøren i Norge på landsbasis økt med nesten 20 %, med størst økning på vinteren. Siden 1965 har temperaturen økt med ca. 0,4 °C per tiår. Resultatet har vært økt vannføring om vinteren og tidligere snøsmelting om våren (Hanssen-Bauer et al., 2009). Elvenes respons på klimaendringer er likevel usikre, fordi instrumentelle målinger er sjeldne i tid og rom (IPCC, 2012). Det er lite data tilgjengelig for å sammenligne observerte flommers størrelse og gjentakintervall, fordi instrumentelle måleserier sjelden går mer enn ca. 200 år tilbake i tid.

Konsekvensen er at beregninger av forventet flomstørrelse og gjentakintervall ikke er representativt for lengre tidshorisonter (Støren og Paasche, 2014). Det er derfor et stort behov for å utvide datagrunnlaget utover det instrumentelle data og historiske data kan gi.

Glomma er Norges lengste elv og påvirker 28 kommuner langs sitt løp. Glomma har vært gjenstand for undersøkelser og målinger i nærmere 200 år, og blitt utsatt for en rekke reguleringer og endringer. Likevel er ikke Glommas hydrologi helt forstått. På bakgrunn av dette er problemstillingene i denne oppgaven som følger:

- 1. Hvordan har flomfrekvensen i Glommas østre løp variert gjennom holosen?**
- 2. Hvordan kan de instrumentelle og historiske dataene for flommer i Glomma forlenges?**
- 3. Hvordan kan metodene for analyse av flom i sedimentære arkiv forbedres?**
- 4. Hva fører til at det blir flom i Glomma?**
- 5. Hvordan har klimaendringer påvirket flomfrekvensen i Glomma gjennom holosen?**

Innsjøsedimenter har tidligere vist seg å fungere som kontinuerlige arkiver for holosene variasjoner, enkelte steder med svært høy tidsoppløsning. I Skandinavia er innsjøsedimenter noen av de viktigste arkivene over klimaendringer i holosen (Vasskog et al., 2011) og referanser i teksten, og innsjøsedimenter har også tidligere blitt brukt til å rekonstruere endringer i flomhyppighet og mulige koblinger til klimaendringer (Nesje, 1992, Thorndycraft et al., 1998, Nesje et al., 2001, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010, Støren et al., 2011, Vasskog et al., 2011, Wilhelm et al., 2013). Under en flom kan det avsettes store mengder materiale i en innsjø. Men også i perioder uten flom produseres og avsettes det materiale i innsjøen. Organisk og minerogent materiale vaskes inn ved overflatedrenering, og samles i innsjøen. Materialet sedimenteres på bunnen og bevares under nyere sedimenter. Ved å studere innsjøsedimenter kan dermed datagrunnlaget utvides med flere tusen år.

Lokaliteten for flomstudier bør velges på bakgrunn av blant annet dybden og batymetrien i innsjøen, Sedimentene bør være kontrastrike, slik at det mulig å skille normalsedimentasjon fra flomsedimentasjon, og mulighet til å skille ut de ulike prosessene i nedslagsfeltet (Gilli et al., 2013, Schillereff et al., 2014). Glommas bifurkasjon ved Kongsvinger (Klæboe, 1946, Hegge, 1968, Pettersson, 2001) gir gode betingelser for å studere flom, og Flyginnsjøen sør for Kongsvinger er derfor blitt valgt som lokalitet. Glommas signatur i Flyginnsjøens sedimenter kan kalibreres med historiske og instrumentelle data. Slik kan signaturen brukes som en prokxy på flommer lenger tilbake enn instrumentelle (150 år) og historiske (363 år) data kan verifisere. Flyginnsjøen har potensiale til å registrere samtlige flommer i Glomma med en vannføring over 1500 m³/s, målt ved Kongsvinger kraftverk, som har forekommet de om lag siste 10 000 år. I kapittel 6.1 utdypes dette nærmere.

Bøe et al. (2006) har tidligere vist at flomfrekvensen i den nordlige delen av Glommas nedbørsfelt har endret seg ved flere perioder i holosen. Støren et al. (2010) relaterer endringene i flomfrekvens til endringer i regionale atmosfæriske sirkulasjonsmønstre. Ved å sammenligne Glommas flomfrekvens med andre data fra Norge og Europa, kan faktorer som samvarierer med flomfrekvensen identifiseres. På bakgrunn av regionale flomrekonstruksjoner koblet til klimaendringer særlig relatert til en sørligere posisjon på den intertropiske konvergenzsonen (ITCZ) (Haug et al., 2001, Mayewski et al., 2004, Wanner et al., 2011, Vanniere et al., 2013, Simonneau et al., 2013, Wirth et al., 2013a, Wirth et al., 2013b) framlegges det en foreløpig hypotetisk analyse av årsakssammenhenger bak flomfrekvensen i Glomma.

Denne oppgaven svarer på problemstillingen systematisk og kronologisk basert på kapitteinndeling. Kapittel 2 gir en innledning til feltområdet, etterfulgt av et teoretisk rammeverk for studiet i kapittel 3. Her defineres begreper som er sentrale for forståelsen av flom og rekonstruksjon av flom. I kapittel 4 presenteres historiske kilder og instrumentelle data som er blitt benyttet i studiet. Deretter beskrives metodene som er blitt brukt i kapittel 5. I kapittel 6 presenteres resultatene og de statistiske analysene som er blitt gjort på dataene. I kapittel 7 diskuteres resultatene med henblikk på å identifisere Glommas flomsignatur i Flyginnsjøen, og fremgangsmåten for å beregne flomfrekvensen forklares. Til slutt diskuteres resultatene sammenlignet med klimadata fra Norge og Europa, og settes i sammenheng med regionale og globale klimafenomen gjennom holosen. Til slutt diskuteres det noe om hva som kan forventes i framtiden. De viktigste resultatene oppsummeres i kapittel 8.

“The present is the key to the past, the past is the key to the future” – Charles Lyell (1837)

2. OMRÅDEBESKRIVELSE

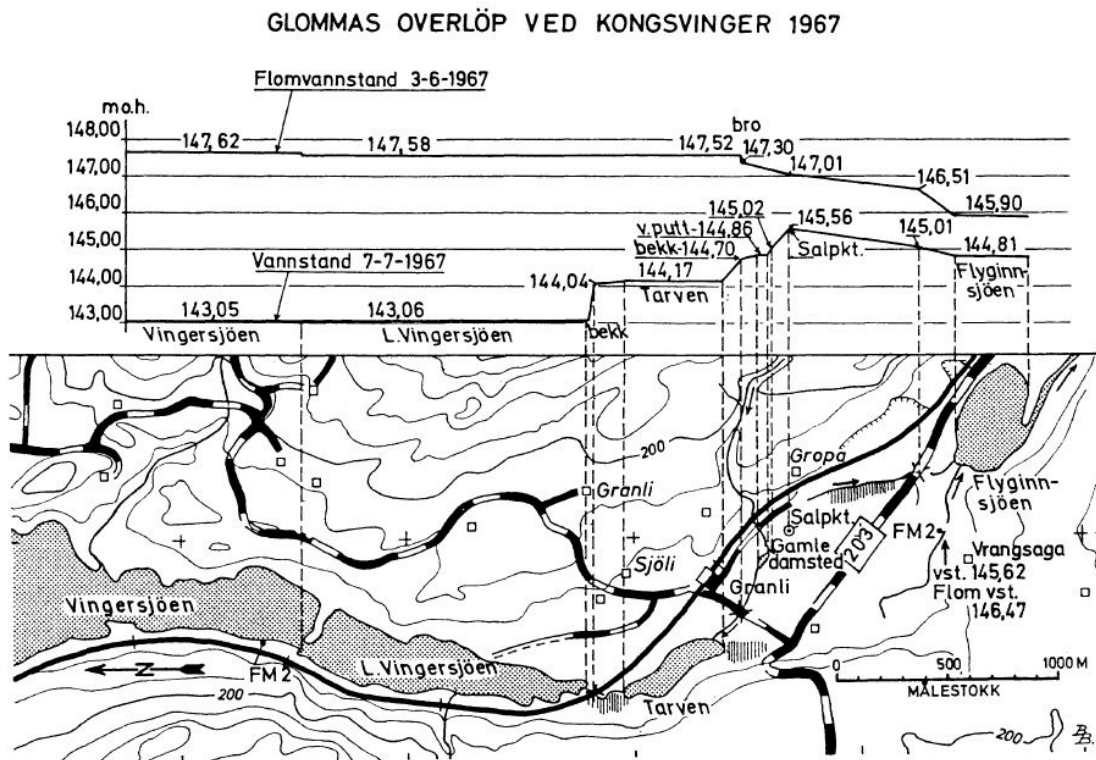
Sørøst for Kongsvinger sentrum i Hedmark, ligger innsjøen Vingersjøen (142 moh.) (se Figur 1). Vingersjøen drenerer normalt mot Glomma, men ved storflom i Glomma vil vannet bryte det lokale vannskillet terskel i sør, og drenere videre sørover i Vrangselv mot Sverige. Ved storflom drenerer ca. 1-2 % av Glommas vann mot Sverige. Dette fenomenet kalles bifurkasjon (Hegge, 1968, Klæboe, 1946, Pettersson, 2001). Mellom 1851 og 2001 har dette skjedd 75 ganger (Pettersson, 2001) og siden den gang var også flommene i 2000, juni 2011 og juni 2013 store nok til å krysse terskelen. Figur 2 viser hvordan overløpet mellom Glomma og Vrangselv så ut i 1967. Det laveste punktet – salpunktet – var målt til 145,56 m o. h. i 1967. Høydemålingen ble i 1967 gjort etter NVEs gamle høydesystem, og det må legges til 0,26 cm for at denne målingen skal stemme med Statens kartverks nåværende system (Pettersson, 2001). Figuren viser også hvordan hvordan flommen i 1967 tedde seg.

Oversikt over feltområdet Kongsvinger



Figur 1: Oversiktskart over feltområdet Kongsvinger

Terskelen for vannskillet er lokalisert på Granli og ligger i dag 147 m o.h., ca. 5 m høyere enn Vingersjøen. På sørsiden av terskelen ligger vannet Flyginnsjøen (145 moh.), også kalt Hærsjøen eller Vrangsjøen (Sollien, 2013). Ved veldig høy vannstand er veibroen ved Granli det avgjørende passpunktet. Flyginnsjøen tilhører Vrangselv-vassdraget som har sitt utspring nordvest for feltområdet, i innsjøene Bæreia og Føskersjøen. Vrangselva drenerer gjennom Sigernessjøen, Fløyta før Flyginnsjøen. Vrangselv er ca. 52 km lang i Norge og drenerer videre sørover gjennom Eidskog kommune, over svenskegrensa og munner ut i Väneren, som i sin tur munner ut i Østersjøen ved Göteborg.



Figur 2: Figuren viser hvordan Glomma drenerte under flommen i 1967, samt daværende høydenivåer i området (Hegge, 1968).

2.1 Glomma

Med sine 619 km fra opphavet i Tyldalsfjellene i Sør-Trøndelag til utløpet i Fredrikstad er Glåma eller Glomma Norges lengste elv (se Figur 3). Elva renner gjennom fire fylker og 28 kommuner (Sør-Trøndelag: Røros, Hedmark: Os, Tolga, Tynset, Alvdal, Rendalen, Stor-Elvdal, Åmot, Elverum, Våler, Åsnes, Grue, Kongsvinger, Sør-Odal, Akershus: Nes, Sørum, Fet, Rælingen, Enebakk, Østfold: Trøgstad, Spydeberg, Askim, Eidsberg, Skiptvet, Rakkestad, Sarpsborg, Råde, Fredrikstad). Glomma deler nedbørsfelt med Gudbrandsdalslågen (358 km) i vest. De to elvene møtes i Årnes i Hedmark, og fra utløpet i Fredrikstad har Glomma et totalt nedbørsfelt på 41 900 km², som dekker 13 % av Norges landareal (Eikenæs et al., 2000). Det høyeste punktet i Glommas nedbørsfelt er Rondeslottet (2178

m. o. h.), og gjennomsnittlig høyde over havet i nedbørsfeltet er 714 m. o. h. De viktigste sideelvene til Glomma er Folla, Atna, Imsa, Rena, Åsta, Flisa og Oppstadåa. Glomma er regulert med syv større magasiner og to overføringer, i tillegg til en rekke mindre kraftverk (Pettersson, 2000).

I Fredrikstad har Glomma et årlig tilsig på 22 236 mill. m³/år. Arealet på nedbørsfeltet oppstrøms Kongsvinger er ca. 19 279 km². Ved Norsfoss, ca. to mil oppstrøms Kongsvinger er middelvannføringen i Glomma ved 1370 m³/s. Vårflommen i Glomma kommer vanligvis i mai-juni. Ved en vannføring på over 1499 m³/s ved Kongsvinger kraftverk, vil bifurkasjonen ved Kongsvinger inntreffe (Pettersson, 2000, Pettersson, 2001). Vanntapet på ca. 2 % er med på å dempe flommen i Glomma nedstrøms Kongsvinger.



Figur 3: Glommas og Vrangselvas nedslagsfelt.

2.2 Vrangselv

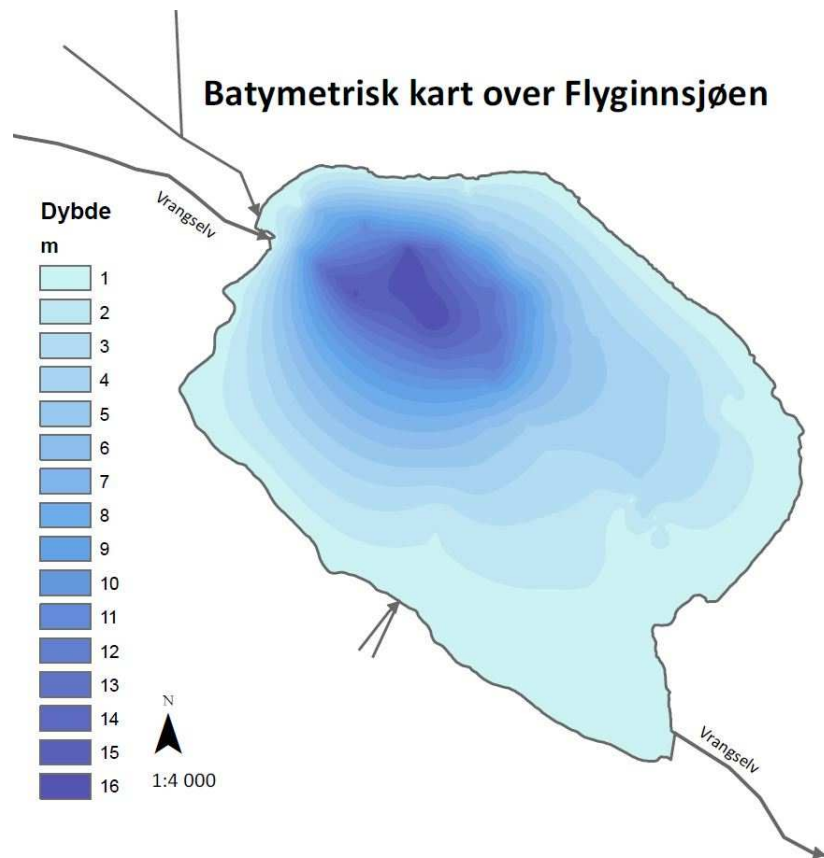
Ved målestasjonen på Magnor (313.3) i Eidskog kommune har Vrangselva et nedbørsfelt på 361,21 km², med årlig avrenning på 13,0 l/s per km². Vårflommen i Vrangselva kommer vanligvis i april eller begynnelsen av mai, men store flommer kan også komme som følge av regn i september-oktober. På grunn av økt vannføring i deler av året, får vannføringsdataene en bimodal fordeling (se Figur 14).

Tabell 1: Nøkkeltall om vassdragene Glomma og Vrangselv

	Km totalt	Nedbørsfelt areal (km ²)	Nedbørsfelt Areal v/ feltområdet (km ²)	Middelflomvannføring ved nærmeste målestasjon m ³ /s	Årsavrenning ved nærmeste målestasjon l/s per km ²	Flomtopp
Glomma (Kongsvinger kraftverk)	618	41 900	19 279	1469,5		Mai-juni
Vrangselva (Magnor: 313.3)	52	361,21	95		13	April-mai

2.3 Flyginnsjøen

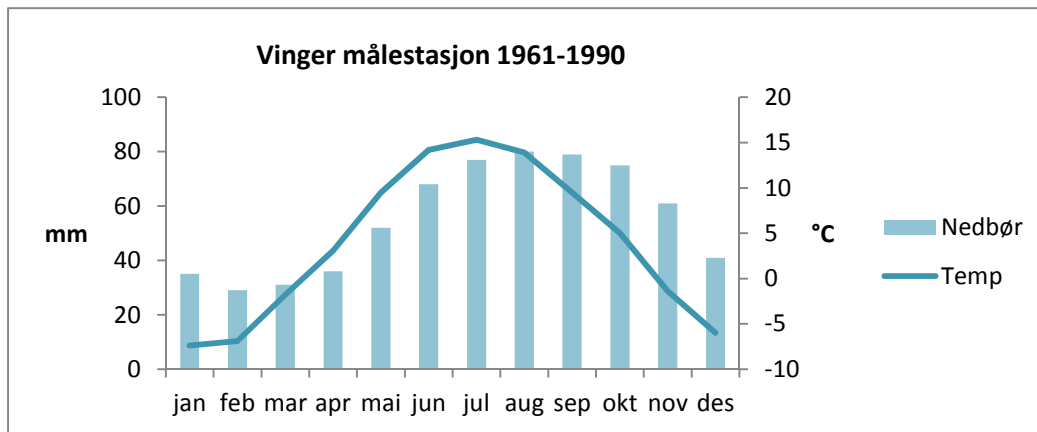
Den tilnærmet sirkulære Flyginnsjøen ligger 145 m o. h., har et areal på 0,12 km² (11 9071 m²), og er på sitt dypeste 16 m dypt (se Figur 4). Se kapittel 5.1.3 for fremgangsmåte for dybdekartlegging. Store deler av innsjøen er grunnere, på rundt 3-4 m. Innsjøen er demt opp av glasifluviale løsmasser, og bassenget er trolig en dødisgrop dannet under deglasiasjonen fra siste istid. Se kapittel 5.1.1 for kvartærgeologisk kartlegging av området. Innsjøen har et aktivt hovedtilløp fra Vrangselva i nord-nordvest, et inaktivt tilløp fra nord, og på vestsiden av innsjøen er det et bekkeløp som drenerer overflatevann. Bekkeløpet aktiviseres trolig i større grad ved langvarig eller kraftig nedbør. En bekk med utgangspunkt på Lier drenerer gjennom Austmarka, delvis i rør, og møter Vrangselva ved Lier Elektriske Verksted før den treffer Flyginnsjøen. Vrangselvassdraget drenerer et nedbørsfelt på ca. 95 km² oppstrøms for Flyginnsjøen. Vrangselva fortsetter ut sør-øst fra Flyginnsjøen.



Figur 4: Batymetrisk kart over Flyginnsjøen, med Vrangselvas innløp og utløp (tykk linje), inaktivt innløp i nord, og delvis aktivt bekkeløp i sørvest.

2.4 Berggrunn og klima

Berggrunnen i området tilhører Kongsvingergruppen og består i hovedsak av øyegranitt, rhyolitt og metagråvakke, samt noe konglomerat (NGU, 2013a). Løsmassene i området består i vesentlig grad av glasifluvialt avsatt sand, silt og grus, men det er også morene og eolisk sand (flyvesand) i deler av feltet (NGU, 2013b). Berggrunn og løsmasser varierer stort i Glommas nedbørsfelt. Marin grense ved Flyginnsjøen er rundt 200 m o. h. (Sollid og Kristiansen, 1982). Den nærmeste klimastasjonen ligger på Vinger (stasjonsnr. 5650, 175 m o. h., breddegrad: 60.2198, lengdegrad: 12.028) der årstemperaturen er 3,9 °C og årlig nedbør er 664 mm i klimaperioden 1961-1990 (eKlima, 2013). Se klimadiagram spesifisert for perioden i Figur 5.



Figur 5: Klimadiagram for Vinger målestasjon i klimaperioden 1961-1990 (eKlima, 2013)

2.5 Arealbruk, regulering og historisk virksomhet

Flyginnsjøen er regulert som LNF-område (Kommunedelplan, 2014) og det er anlagt en badeplass ved innsjøens nordøstbrekke. Området rundt innsjøen er dominert av skog og dyrket mark, med industriområde og golfbane i nærheten. Vassdraget oppstrøms Flyginnsjøen er regulert med demning ved Føskersjøen, Bæreia, Sigernessjøen og i Lierfløyta. Tidligere har Vrangselva blitt brukt til både tømmerfløting, sagbruk, mølle og energikraftverk (personlig kommentar, Sollien (2013)). I følge Lilleengen et al. (2005) begynte storstilt sagdrift i elva 1791, men det var trolig mindre sager i elva så tidlig som på 1600-tallet (personlig kommentar, Sollien (2013)). I dag er det ingen slik aktivitet i elva.

2.6 Tidligere forskning fra området

Bifurkasjonen i Glomma ved Kongsvinger er godt kjent og beskrevet (Reusch, 1903, Klæboe, 1946, Hegge, 1968, Pettersson, 2001). Selv om vannføringen i Flyginnsjøen økte med 4000 % under flommen i 1916, gjør flommene sjelden stor skade på passpunktet ved Gropa (Klæboe, 1946). Men i frykt for at Glomma på et tidspunkt skulle velge den alternative ruten på permanent basis, ble det i 1912 bygget en demning som skulle holde flommene fra å drenere mot Eidskog, der skadene kan bli langt mer omfattende. Allerede året etter ble dammen ødelagt av vårflommen, og ingen forsøk på gjenoppbygging ble gjennomført. Bifurkasjonen avlaster områder nedstrøms Kongsvinger for flomvann. Beregninger viser at uten bifurkasjonen ville vannstanden i Øyeren vært 15 cm høyere og 500 mål mer land ville vært oversvømt under 1916-flommen (Klæboe, 1946). I følge Hegge (1968) reduserte bifurkasjonen vannføringen i Glomma med 1-2 % under flommene i 1966 og 1967, tilsvarende 8-10 cm på vannstanden i Øyeren. Disse flommene skal også ha erodert på passpunktets høyde. Før 1930 skjedde overføringene fra Glomma seks ganger på en tiårsperiode, men mellom 1930 og 1960 er gjentaksintervallet redusert til tre ganger i løpet av en tiårsperiode. Basert på målte og beregnede vannførings- og vannstandsdata ved Kongsvinger og Magnor har Klæboe (1946), Hegge (1968) og Pettersson (2001) laget en tabell over episoder med bifurkasjon. Siden målingene startet i

1851 og fram til i dag har det skjedd 157 ganger – sist i 2013 (se Figur 16). Basert på flybildetolkning ble Hedmark fylke i 1982 kartlagt av Sollid og Kristiansen (1982).

Basert på variasjonen av mengden organisk innhold i innsjøsedimenter fra Atnsjøen i Østerdalen finner Nesje et al. (2001) 30 lysegrå, sedimentære lag som kan relateres til flom (gjennomsnittlig gjentaksintervall: $150-145 \pm 30-35$ år). De finner en økning i flomfrekvens i kuldeperioden som kalles Lille istid (~1550-1900 AD). Mellom 2500 kal. BP og 1500 kal. BP finner de at en økning i flomfrekvensen sammenfaller i tid med endringer i brestørrelse på Jostedalsbreen, masseskred og snøskred i Møre og i Jotunheimen. Tilsvarende finnes en invers trend rundt 1000-1400 AD, med sjeldne flommer og minkende breer. Basert på endringsrate i glødetap på innsjøsedimenter fra Hesseljørna, ca. 2 km oppstrøms for Atnsjøen finner Haukeland (2013) 57 flomlag (gjennomsnittlig gjentaksintervall 175 år), hovedsakelig fordelt over tre perioder (9800-9580 BP, 8370-7600 BP og 5260-1200 BP).

I innsjøen Butjøna i Folldal identifiserer Drange (2002) 68 flomlag (gjennomsnittlig gjentaksintervall 127 år) basert på endringer i magnetisk susceptibilitet og organisk innhold i sedimentene. Flommene opptrer hyppigst mellom 7000-4000 år før Storofsen, en periode da Jostedalsbreen var smeltet vekk. I den samme innsjøen finner Bøe et al. (2006) ca. 115 flomlag (gjennomsnittlig gjentaksintervall 90 år) basert på endring i magnetiske egenskaper i sedimentene. Flommene har en økning i frekvens mot slutten av holosen, med fire spesielt flomrike perioder (6900-6000, 4300-3000, 1700-1300 og de siste 800 kal. år BP). Flomhistorien i Butjøna ser ut til å gjenspeile dominerende nedbørsbærende vindretning på Østlandet. Perioder med sørlig eller vestlig vindretning, bringer fuktig luft fra Atlanterhavet, fører til økt flomhyppighet på Østlandet og økt skredvirksomhet på Vestlandet.

Killingland (2009) finner 14 minerogene lag som tolkes til å være flomhendelser i elva Grimsa, i Glommas øvre løp. Perioder med økt flomaktivitet er 9000, 5800, 3390-1960, 1500-1230 og 790-290 kal. år BP. Hun finner en tendens til at lavere temperaturer i øst og økt nedbør i vest henger sammen med økt flomsignal i Grimsa, og også at 8/14 flommer korrelerer med rekonstruksjon av positiv NAO, (Luterbacher et al., 2001). Ved å skille glasiale sedimenter fra ikke-glasiale sedimenter i Russvatnet i Jotunheimen finner Støren et al. (2008) 11 flomepisoder og 11 massebevegelsesepisoder. De finner en økning i flomfrekvensen i fire perioder i løpet av de siste 4000 år: 4000-3400, 2900-2500, 2000-1400 og 1000-500 kal. år BP. Basert på relativ økning i endringsrate (RoC) på høyoppløselige data fra computed tomography (CT) og magnetisk susceptibilitet (MS) i sedimenter fra Meringsdalsvatnet i østre Jotunheimen, finner Støren et al. (2010) 92 (MS) til 317 (CT) flomhendelser. At metodene finner forskjellig antall flommer, forklares med at metodene har forskjellig oppløsning og ulik sensitivitet for målingene. I tillegg skiller de mellom to typer flommer basert på den sedimentære signaturen til

flomlagene, og antyder forskjellig utløsningsmekanisme for de to flomtypene. I varme perioder finner de en lav frekvens av flommer, som trolig i hovedsak er koblet til sjeldne regnstormer om sommeren. Rundt 2500-2300 kal. år BP skjer det en rask økning i flomfrekvensen, som knyttes til en endring mot kaldere somre og mer vinternedbør. Trenden fortsetter fram til i dag, med unntak av en kort periode rundt 1000 kal. år BP.

Ved å sammenligne RoC i MS fra Butjønnna (Bøe et al., 2006) med resultatene fra Meringsdalsvatnet (Støren et al., 2010) og meteorologiske data fra 1969-2009 (Skåbu og Folldal) finner Støren et al. (2011) at det i begynnelsen og fram til midten av holosen var sjeldne flommer med høye gjentakintervall. Langtidstrendene i flomhendelsene forklares med endringer i vinternedbør og påfølgende snøsmelting om våren og sommer. Resultatene kan ikke kobles til endringer i NAO-indeksen, men et annet semi-permanent atmosfærisk system relatert til nordlige og sørlige vindretninger. Over de siste 7300 kal. år BP skiller Vasskog et al. (2011) ut hendelseslag basert på endringer i forholdet mellom elementkonsentrasjoner av Rb og Sr i innsjøsedimenter fra Oldenvatnet i Stryn. Sedimenthendelsene skyldes hovedsakelig snøskred, men også massestrømmer fra innsjøkanten og elveflom. Flomsignalet karakteriseres av høyt organisk innhold, en høy andel grov silt og bedre sorteringsgrad enn snøskredene, men dårligere sortering i forhold til massestrømmene.

Støren og Paasche (2014) forsøker å forklare flomfrekvensen i sørlige Skandinavia over de siste 6000 år ved å sammenligne med data for vinternedbør, hentet fra isbrerekonstruksjoner. De finner at vinternedbør forklarer ca. 40 % av endringene i flomfrekvens. Sammenhengen er sterkest på en lengre tidshorisont, da eksterne faktorer som menneskelig aktivitet i nedslagsfeltet, spuriøse regnstormer om sommeren og andre prosesser i nedslagsfeltet er med å påvirke flomfrekvensen på kortere tidsskalaer.

3. TEORETISK RAMMEVERK

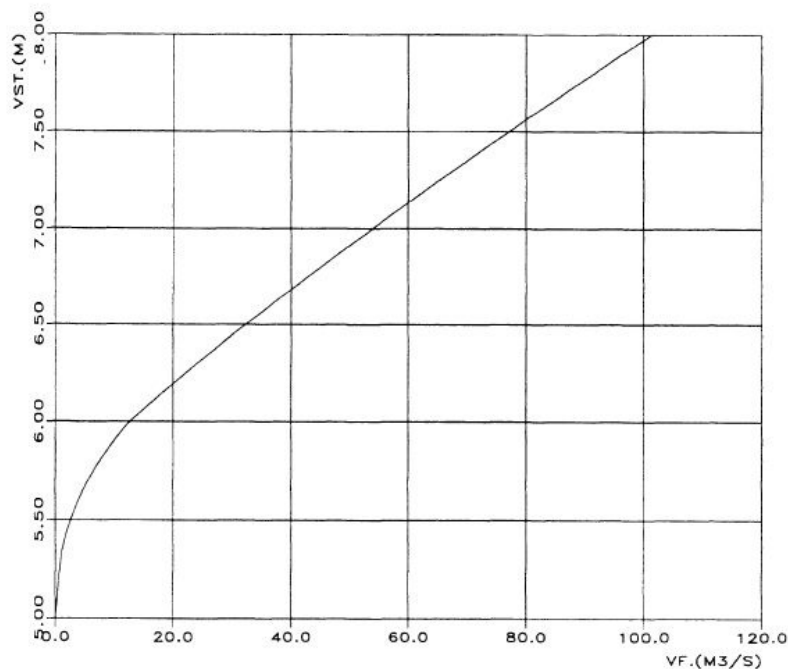
3.1 Flom og vannføring

Begrepet "flom" kan defineres på ulike måter. En vid definisjon er "når elvens vannføring overstiger middelvannføringen", men da vil norske elver vil klassifiseres til å være i flom 1/3 av året. EU-direktivet for flomvurderinger (2007) sin definisjon "når elvens vannføring stiger raskt og vannstanden går over sine bredder slik at vanligvis tørrlagte områder midlertidig dekkes av vann" er mer hensiktsmessig. I sedimentologisk forstand defineres flommer ut fra materialet som avsettes i innsjøer og elvebanker.

Vannføring defineres som "det vannvolum som per tidsenhet passerer et tverrsnitt i et vassdrag" og oppgis som kubikkmeter per sekund (m^3/s) eller liter per sekund (l/s). Vannføringen er en funksjon av hastigheten på vannet (m/s), elvetverrsnittets areal og hydraulisk radius. Vannhastigheten er en funksjon av vannføring og gradient, og friksjonsfeltet mellom vannet og elveleiet, kalt vått perimenter. Elvens evne til transport av materiale deles inn i kapasitet, som bestemmer den største mengden materiale som kan transporteres, og kompetanse, som er den største fraksjonen elven kan frakte. Kapasitet er gjerne relatert til vannføring, mens kompetanse er relatert til vannhastighet (Sulebak, 2007). Vannføring i en elv henger sammen med størrelsen på nedslagsfeltet og mengden nedbør i området (Nesje et al., 2001).

Forholdet mellom vannføring (ofte benevnt med symbolet Q) og vannstand kan defineres matematisk. Ved å måle vannføringshastigheten ved en gitt vannstandshøyde, i forskjellige vannstandshøyder, kan det utarbeides en kurve for forholdet mellom vannføring og vannstand i vassdrag. Dette kalles en vannføringskurve (se Figur 6). En vannføringskurve brukes til å konvertere mellom vannstand og vannføring på et gitt sted (Sælthun, 1999). For å utarbeide en god vannføringskurve for et vassdrag, trengs 12-20 forskjellige målinger per stasjon, i ulike vannføringer. Det finnes mange måter å måle vannføring på, som mekanisk måling ("flygel"), akustisk måling (dopplereffekten) og saltfortynning (NVE, 2009). Det er vannstanden som er avgjørende for om flommen gjør skade, men siden forholdene for vannstand endres lokalt, er det mer hensiktsmessig å bruke vannføringsdata for å klassifisere en flom (Sælthun, 1999, Arnesen, 1997).

Middelflommen eller middelvannføringen i et vassdrag er den årlig største normalflommen og beregnes fra gjennomsnittet av de høyeste døgnmiddelvannføringene hvert år, gjennom en årrekke. Erichsen (1995) gjengitt i Skaugen et al. (2002) mener 20-30 år er tilstrekkelig dersom vassdraget ikke har blitt utsatt for eller vil bli utsatt for store endringer som klimaendringer eller utvikling av infrastruktur



Figur 6: Vannføringskurve for Vingersjøens avløp mot Vrangselva. Vannstander ved Vingersjøens vannmerke (Pettersson, 2001).

Flommer klassifiseres etter størrelse og gjentakintervall. Sannsynligheten for at en flom skal inntreffe måles i "årlig overskridelsessannsynlighet" som er det samme som den inverse verdien "gjentakintervall". Dersom overskridelsessannsynligheten er 0,1 er gjentakintervallet 10 år. Dette er så lang tid det i gjennomsnitt vil ta mellom en flom av en slik størrelse. Sannsynligheten for en 50-årsflom er 1/50, altså 2 % per år. Det betyr ikke at dersom det inntreffer en 50-årsflom ett år, vil det være 50 år til neste gang, men at det også neste år er 2 % sjanse for at en 50-årsflom inntreffer. Dette er en utbredt misforståelse (Roald, 2013). NVE varsler flom ved vannføringsnivå tilsvarende 5-50-årsflom, og flommer med vannføring over 50-årsflom varsles som storflom. Flommer som utgjør skade på folk og omgivelser omtales som skadeflom. Ekstremflommer er flomhendelser der vannføringen overstiger middelvannføringen betraktelig, og der skadene er betydelige (Arnesen, 1997, Sælthun, 1999, Kristensen, 2003, Hanssen-Bauer et al., 2009, Støren et al., 2010). Ved flomvarselberegninger i dag er det ønskelig å benytte dagens forhold til grunn, men med mangel på lange tidsserier kan usikkerheten være stor (Pettersson, 2000).

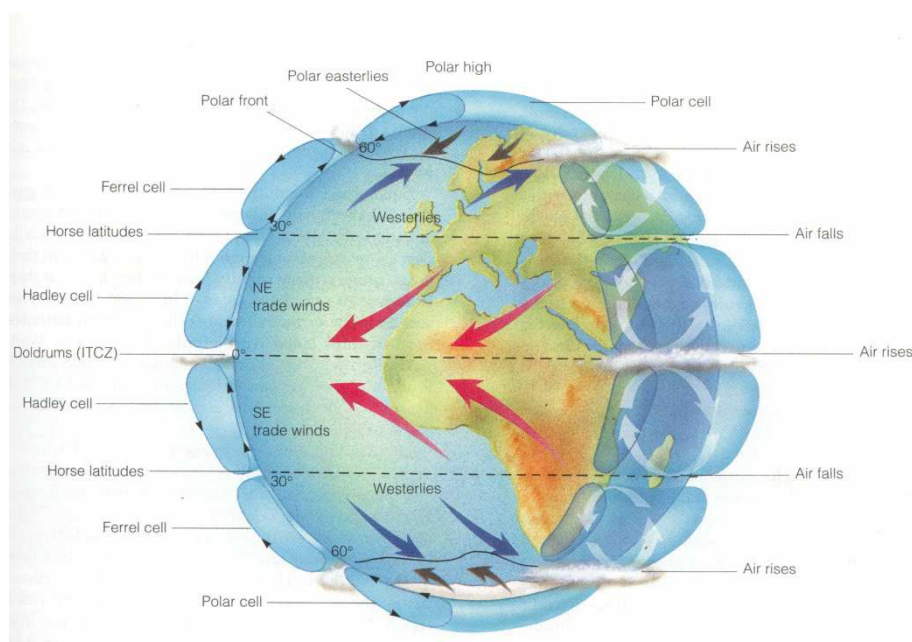
3.2 Hva forårsaker flom

I dag forårsakes flom i Norge primært av snøsmelting, regnvær eller en kombinasjon av disse (Roald, 2013, Eikenæs et al., 2000). Det er store regionale forskjeller i årsakene til flom. På Vestlandet er nedslagsfeltene små og elvene korte. Flommene forekommer ofte på høsten, som et resultat av

regnstormer. De omfangsrrike nedslagsfeltene og store elvene på Østlandet har lang responstid, og flommene er dominert av snøsmelting om våren, men i noen tilfeller også som et resultat av intense nedbørshendelser om sommer eller høst (Sandersen et al., 1997, Støren et al., 2010, Støren og Paasche, 2014). Uavhengig av om nedbøren som fører til flom kommer som regn om sommeren eller snø om vinteren, er nedbør et resultat av atmosfærisk sirkulasjon. I tillegg er en rekke forhold i bakken avgjørende for flommens størrelse. Videre følger en nærmere redegjørelse av faktorene som påvirker flomhendelser.

3.2.1 Atmosfærisk sirkulasjon

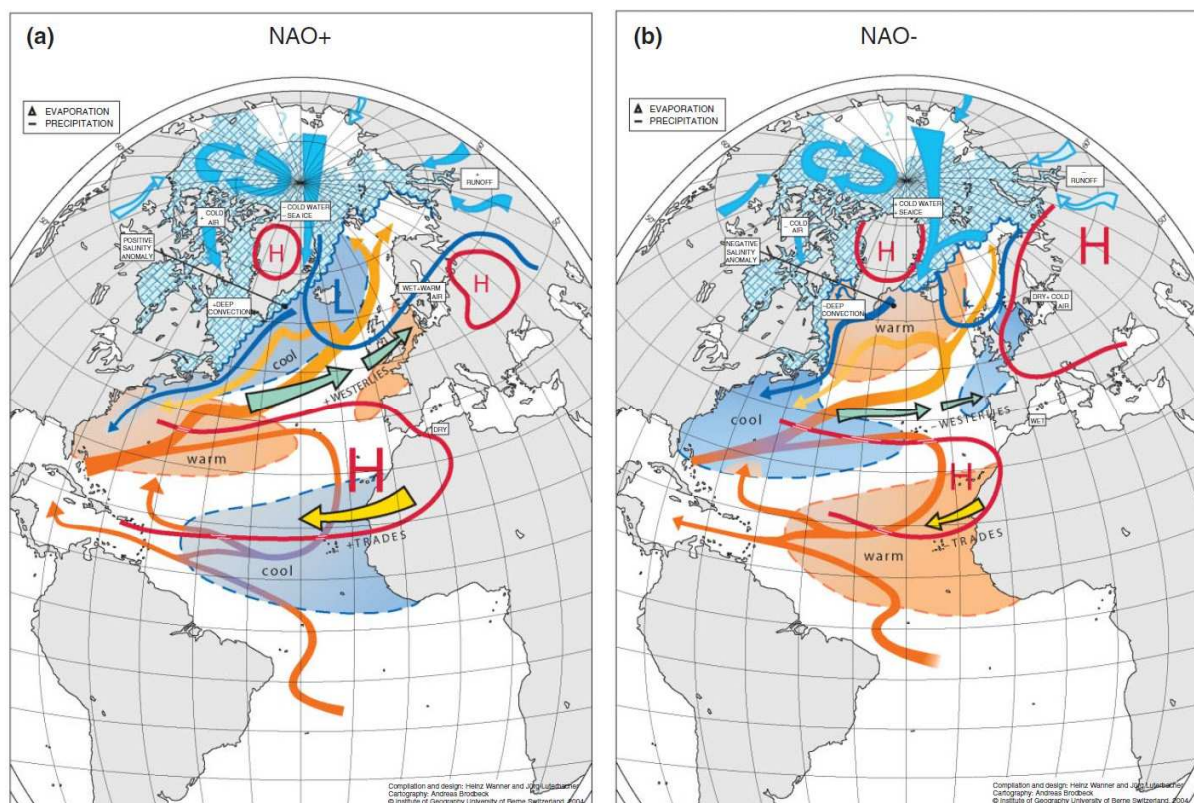
Havet og atmosfæren kompenserer for ujevn oppvarming fra sola med en rekke komplekse tilbakekoblingsmekanismer, ved å transportere varme og fuktighet over hele kloden. Figur 7 viser en skjematisk fremstilling av jordens atmosfæriske sirkulasjonssystem. Positive tilbakekoblingsmekanismer intensiverer den opprinnelige kraften, og negative tilbakekoblingsmekanismer reduserer den opprinnelige kraften. Overflatetemperaturen i havet (engelsk: *sea surface temperature, SST*) er en av hoveddrivkraftene bak slike tilkoblingsmekanismer. I tillegg er lokale tilbakekoblingsmekanismer med å påvirke oseanisk og atmosfærisk variabilitet, som kontrollerer klimaet på jorda (Li et al., 2009, Grenier et al., 2000, Xie, 2009, Garrison, 1993).



Figur 7: Skjematisk illustrasjon av jordens atmosfæriske sirkulasjonsmønster (Garrison, 1993)

Når SST er varmere enn atmosfæren, oppstår energioverføringen fra havet til luften som konveksjon. Konveksjon fungerer som en negativ tilbakekoblingsmekanisme for SST, og transporterer varme og fuktighet fra havet til atmosfæren (Grenier et al., 2000, Jansen et al., 2009, Li et al., 2009, Xie, 2009). Vanndamp i atmosfæren spiller en viktig rolle i varmetransportbudsjettet (Grenier et al., 2000).

Overskuddet av fuktighet i lufta fører til områder med nedbør, som igjen påvirker temperaturen lokalt. Den ujevne oppvarmingen på jorda fører til ulike soner med barometrisk trykk, som driver vindene (Grenier et al., 2000). Vind som blåser over havet fungerer som en positiv tilbakekoblingsmekanisme på havoverflaten, og er med på å drive havstrømmene (Jansen et al., 2009, Xie, 2009). Soner med ujevnt barometrisk trykk (engelsk: *sea level pressure*, SLP) og konveksjon driver oscillasjonene i atmosfæren (Grenier et al., 2000). Rundt 60° N ligger polarjetstrømmen, drevet av det polare høytrykket. Bølgene i polarjetstrømmen kalles Rossby-bølger og regulerer energitransporten rundt den nordlige halvkule (Li et al., 2009). Slike langdistanseforhold kalles «teleconnections».



Figur 8: En skjematisk framstilling av de to NAO-fasene (a) NAO +, b) NAO-), og hvilke effekter de har på Nord-Atlantiske områder. Fargelagte områder med stiplet linje representerer SST, rutete områder representerer sjøis, pilene viser retningen på havstrømmene og atmosfæriske strømmer. De blå og røde konturlinjer viser SLP (Wanner et al., 2001)

En av oscillasjonene som har påvirkning for været i Europa er den Nord-Atlantiske Oscillasjon (NAO). NAO er forholdet mellom et lavtrykk over Island og et høytrykk over Asorene (se Figur 8). Basert på det relative styrkeforholdet mellom trykksystemene kan NAO være i en positiv fase (dypere enn normalt lavtrykk over Island og sterkere enn normalt høytrykk over Asorene) eller negativ fase (svakere enn normalt lavtrykk over Island og høytrykk over Asorene). Forskjellen mellom trykksystemene angir NAO-indeksen. Positiv NAO bringer fuktige luftmasser over Nord-Europa, og

tørrere værforhold i Europa, mens negativ NAO fører fuktigheten fra Atlanterhavet over Sør-Europa, mens det blir kaldt og tørt i Nord-Europa (Wanner et al., 2001).

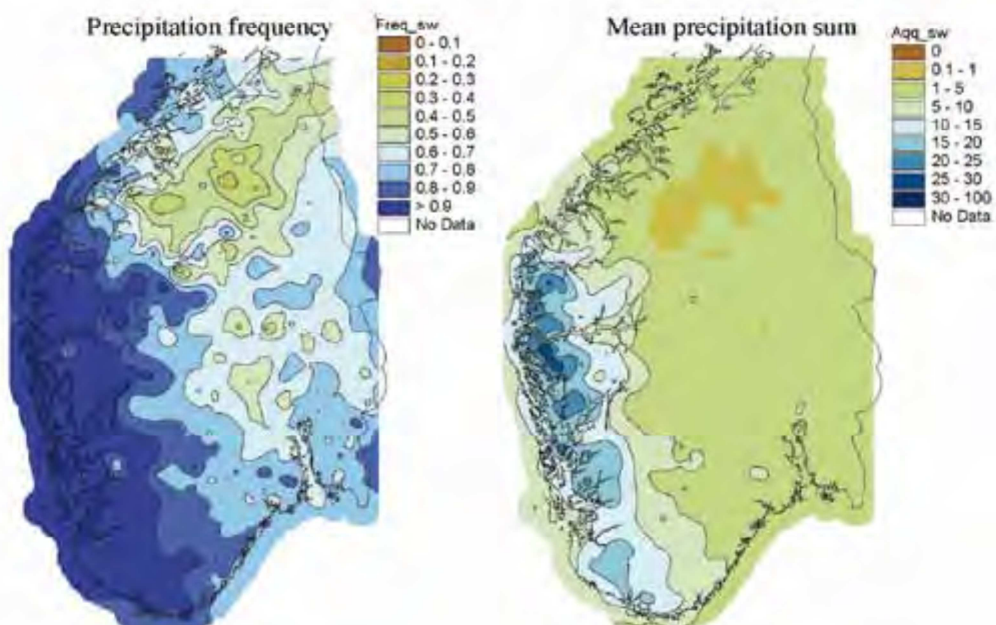
3.2.2 Lokale værforhold

På grunn av Norges beliggenhet på vestkysten av et kontinent og den interne topografien i landskapet, er det store forskjeller i dominerende værsystemer på Vestlandet og Østlandet. Vestlandet får mest nedbør når vindretningen er sørvestlig (se Figur 9) (Hanssen-Bauer et al., 2009). Nedbørsmønsteret preges av frontsystemer mellom kald polar luft og varmere luftmasser fra sørvest. Frontsystemene kan i tillegg påvirkes av rester av tropiske stormer. Dette kan produsere store nedbørmengder (Roald, 2013). På grunn av topografien med den norske fjellkjeden mellom øst og vest, blir luften presset over fjellmassivene. Fuktigheten faller som orografisk nedbør i vest, og Østlandet blir liggende i regnskygge (for eksempel Uvo (2003)).

Vinternedbøren på Vestlandet påvirkes i stor grad av vestavindsbeltet som defineres av NAO. Når NAO er i en positiv fase, blir vestavinden konsentrert mot Vestlandet (Uvo, 2003). På Østlandet faller nedbøren under en mer sørøstlig vindretning (se Figur 10), og Vestlandet blir liggende i regnskygge. Mens opp til 80 % av vinternedbøren på Vestlandet kan relateres til NAO-indeksen, finner Uvo (2003) en svært lav korrelasjon mellom NAO og vinternedbør på Østlandet. Disse funnene støttes av Støren et al. (2011), som finner at NAO ikke kan brukes til å forklare flomvariabilitet i to innsjøer på Østlandet. Isteden finner de at nedbøren må forklares med et mer nordlig og et mer sørlig værsystem. Flomhyppigheten i Glomma og Flyginnsjøen og respons på NAO diskuteres inngående i kapittel 7.

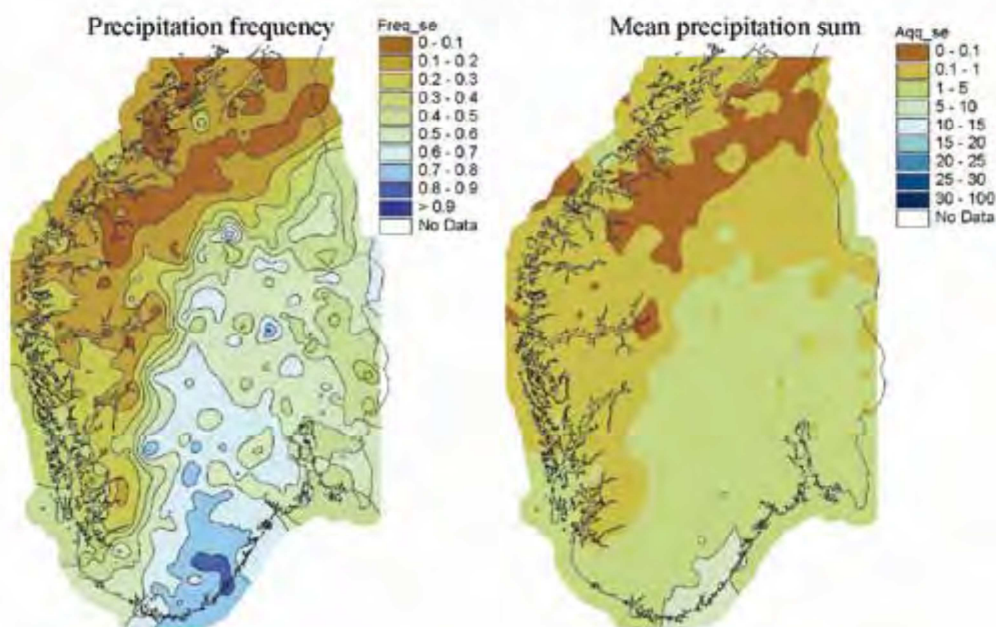
Ifølge Hanssen-Bauer og Førland (2000) kan temperatur- og nedbørsendringer i Norge de siste 50 år hovedsakelig forklares av variasjoner i atmosfærisk trykk ved havnivå (SLP). På Østlandet knyttes variasjoner i nedbør i perioden 1900-1940 til eksterne faktorer og mulige koblinger mellom havoverflaten og atmosfæren. Ekstremnedbørhendelser i Europa de siste 50 år forklares først og fremst av endringer i SLP, dernest temperatur, fuktighet og havoverflatetemperatur (SST) (Haylock og Goodess, 2004).

Circulation type SW



Figur 9: Nedbørshyppighet (venstre kart) og midlere nedbørmengde (mm/døgn) ved storstilt vindretning fra sørvest (Hanssen-Bauer et al., 2009)

Circulation type SE



Figur 10: Nedbørshyppighet (venstre kart) og midlere nedbørmengde (mm/døgn) ved storstilt vindretning fra sørøst (Hanssen-Bauer et al., 2009)

3.2.3 Andre forhold

Det er en rekke initialforhold i bakken som styrer vannavløpet. Lagringskapasiteten i nedbørsfeltet påvirkes av frost i bakken, vann i bakken og vann i bassenger, mens menneskelig påvirkning (avskogning, bygging, reguleringer av vassdrag) kan ha en positiv eller negativ innvirkning på omfanget av en flom (Roald, 2013).

Storstilt skoghogst kan øke konsekvensene av flom, fordi trærne ikke lenger kan suge opp overskuddsvann. Da Norge begynte med gruvedrift på 1600-tallet, ble store mengder tømmer hogd for å brukes som energikilder til gruvene. I tillegg ble tømmer eksportert til Nederland og England. Resultatet av avskogingen var enkelte steder, som i Stor-Elvdal, at flommene ble større og befolkningen måtte flytte vekk fra flom (Roald, 2013). Urbanisering som fører til at terrenget blir utjevnet og lagt med betong eller asfalt, hindrer vannet fra å trekke ned i bakken. Derfor vil det heller renne på overflaten (Arnesen, 1997). I Europa knyttes en økning i flomfrekvens til befolkningsvekst i Bronsealderen, Romertiden og Middelalderen (Thorndycraft og Benito, 2006, Macklin et al., 2010, Simonneau et al., 2013). Der elvene er regulert med demninger og kraftstasjoner, kan konsekvensene av en naturlig flom bli mindre, fordi man i større grad har mulighet til å styre dreneringen nedstrøms i vassdraget (Østmoe, 1985). Det er anslått at effekten av reguleringer i Glomma reduserte flomtoppen i 1995 med 16 % (Lundquist og Repp, 1997). Det er likevel konsekvenser knyttet til reguleringer. Fordi reguleringer av vassdraget kan redusere forekomsten av små- og middelflommer, vil områder som tidligere ble berørt av flomvann kunne omfattes av arealbruksendringer, og storflommer vil kunne gjøre større skade (Sælthun, 1999). Særlig når ekstremnedbør kommer på sensommeren og høsten, når vannmagasinene allerede er fulle, vil effekten av regulering være minimal. Resultatet er at de største flommene vil være upåvirket av reguleringer (Roald, 2013).

Noen av de største flommene Norge har opplevd har skjedd som en følge av en kombinasjon mellom sen vårsmelting og ekstreme mengder nedbør. Den historisk største flommen Norge har opplevd, kalles Storofsen, og skjedde i juli 1789. 61 menneskeliv gikk tapt i områdene rundt Glomma og Gudbrandsdalslågen (Sælthun, 1999, Østmoe, 1985, Roald, 2013). Når bakken og naturlige basseng som innsjøer, tjern og myrer er mettet med vann, vil den ikke klare å ta i mot mer vann fra atmosfæren eller elvene. I tilfeller der snøsmeltingen kommer samtidig med langvarig regnvær, kan vannmetningen i bakken være avgjørende for flommens størrelse. Dersom bakken er frossen vil ikke vann kunne trenge ned i porerommene, slik at smelte- og flomvann må dreneres på overflaten. Om høsten har vært kald og snøen kommer sent, rekker frosten å gå dypt før den isolerende snøen kommer Dette var tilfellet under Storofsen i 1789 (Østmoe, 1985).

Storofsen er imidlertid et særtilfelle, og er antatt å være enestående i løpet av de siste 10.000 år (Bøe et al., 2006). På lang tidsskala er de overnevnte effektene antatt å være mindre viktige sammenlignet med endringer i vær og klima for flomhyppigheten i Sør-Norge (Støren et al., 2011). Støren og Paasche (2014) korrelerer flomhyppighet med rekonstruert vinternedbør i Sør-Norge og finner en positiv sammenheng på hundreårsskala over de siste 6000 år. Årsaken til dette er antatt å være at en generell økning i vinternedbør fører til økt snømengde i fjellet, som igjen øker potensialet for snøsmelteflom om våren.

3.3 Sedimenttransport i elver og innsjøer

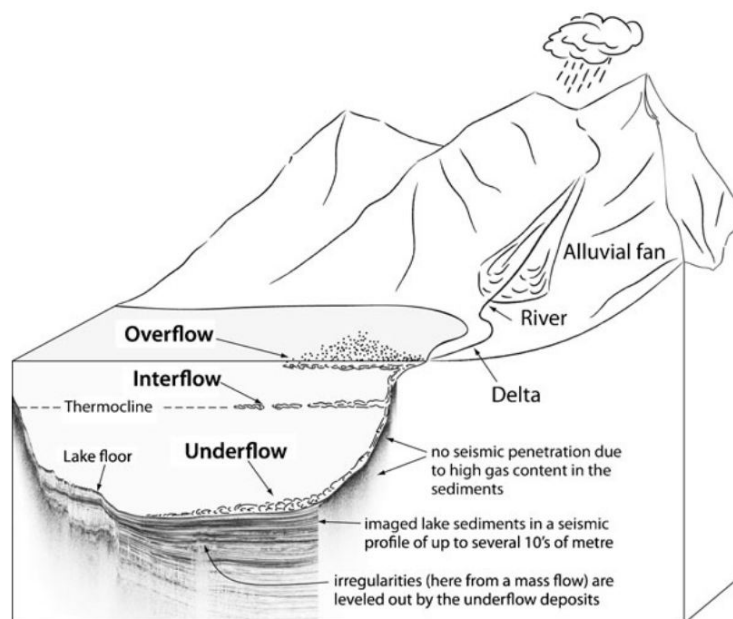
Flommer skjer som raske hendelser og kan gjøre store endringer i landskapet på kort tid (timer, dager, uker). Med økt vannføring og vannstand evner en elv i flom å erodere og flytte på materiale som til vanlig ville vært uberørt. Elven eroderer og transporterer materiale når vannføringen øker, og avsetter materialet nedstrøms når vannføringen synker. Erosjonsevnen øker blant annet med vannføringen, og det kreves høyere vannføring for å erodere enn å holde materialet i suspensjon. Fraksjoner som sand og større eroderes først, fordi de minste partiklene som leire og silt holdes sammen av sterke kohesjonskrefter som følge av elektriske bindinger mellom dem (Sundborg, 1956).

I det flombølgen når en innsjø, synker vannføringen. Vannstanden vil øke helt til vannstanden ved avløpet er lik vannstanden ved tilløpet (Roald, 2013). En senkning i vannføringen vil føre til sedimentasjon av materialet, og i en innsjø kan de under de rette forholdene bli lagret over svært lang tid, uten å bli utsatt for erosjon fra senere flommer (Schillereff et al., 2014). Innsjøsedimentene er tilgjengelige med boreutstyr, og en rekke analyser kan gjennomføres på kjernene (Nesje, 1992, Renberg og Hansson, 2008). Funn av flomavsetninger kan brukes til å rekonstruere flomhendelser som har skjedd tilbake i tid. Dette diskuteres nærmere i kapittel 7.

Mengden sediment som transporteres til en innsjø under en flom er avhengig av flere faktorer. Det er mange forhold som bestemmer sedimentasjonsforhold i vann. Nedbørintensitet, distribusjon av nedbør over arealet i nedbørsfeltet, mengden avrenning og intensiteten på denne, transporthastighet og -avstand for flomvannet til hovedkanalen påvirker sedimentasjonen i elveløpet og i innsjøer. Sedimentkonsentrasjonen i elva er avhengig av mengden sediment tilgjengelig oppstrøms i elveløpet. I elvekanalen kan sedimentene som er tilgjengelig for erosjon i elveleiet ha blitt utvasket under tidligere flommer, eller det kan ha blitt anrikt større mengder sediment med kornstørrelse som lett lar seg erodere og transportere. Under flom kan innvasket organisk material ved å demme opp elva beskytte eller forstyrre sedimentene lokalt. Det kan også skje en anrikning av sedimenter til elva ved ekstern tilførsel, for eksempel ved subarile eller subakvatiske massebevegelser som jordras og masseutglidninger – enten ved naturlig forekomst eller et resultat

av menneskelige arealendringer. I tillegg vil avstanden fra prøvelokaliteten til sedimentenes kildeområde påvirke mengden sediment som fanges opp i en prøve. Disse faktorene kompliserer forholdet mellom sedimenttykkelse og vannføring (Williams, 1989).

Den relative tettheten mellom vannet i innsjøen og vannet i elva bestemmer hvordan materialet fordeles i innsjøen. Tetthet i vann er en funksjon av temperatur, salinitet og mengden av materiale i suspensjon. Temperaturforskjeller er den vanligste årsaken til vedvarende stratigrafiske tetthetsforskjeller i innsjøer, og skillet mellom varmt overflatevann og kaldt bunnvann kalles termoklin. Giovanoli (1990) skiller mellom begrepene overstrøm, mellomstrøm, og understrøm (engelsk: *overflow*, *interflow* og *underflow*) om de ulike måtene elven kan ankomme innsjøen på (se Figur 11). Under normale forhold transporterer elven lite materiale, og suspensjonsmengden og tettheten er dermed lav. Vannet og suspendert materiale vil spres sakte utover i innsjøen, og følge en eventuell termoklin, før det sedimenteres på innsjøbunnen. Avhengig av mengden materiale i suspensjon, kan dette skje som overstrøm eller mellomstrøm.



Figur 11: Skjematisk figur som viser ulike måter elvevann med sedimenter ankommer innsjøen, og hvordan sedimentene distribueres i innsjøen (Gilli et al., 2013).

En elv i flom har på grunn av høy vannføring høy kapasitet og kan transportere store mengder materiale i suspensjon. Dersom flomvannet har høyere tetthet enn innsjøen, vil det bryte lagdelingen i innsjøen som en turbiditetsunderstrøm. Strømmens hastighet avtar når innsjøbunnen flater ut, og materialet sedimenteres som et horisontalt lag. Sedimentasjonen følger Stokes lov – de største og tyngste partiklene sedimenteres først. Resultatet er at flomsedimentene avsettes som et horisontalt lag på innsjøbunnens dypeste punkt, med de groveste kornstørrelsene i bunnen, og en gradvis finere

overgang oppover. Dette kalles normal gradering. Dersom vannføringen varierer innad i flommen, kan grovere sedimenter avsettes over de finere. Dette kalles invers gradering (Gilli et al. (2013), Schillereff et al. (2014) med referanser)

3.4 Paleoflom, prokser og innsjøsedimenter som flomarkiv

Under en flom kan det avsettes store mengder materiale i en innsjø. Men selv i perioder uten flom, avsettes det materiale i innsjøen. Organisk materiale produsert lokalt i innsjøen (autoktont) eller terrestrisk organisk materiale produsert i nedbørsfeltet til innsjøen (alloktont) samt minerogent materiale vaskes inn ved nedbør. Materialet samles i innsjøen, sedimenteres på bunnen og bevares under nyere sedimenter. Dette gjør innsjøsedimenter til et arkiv med kontinuerlig data over lang tid, som kan brukes som kilder til å rekonstruere endringer i flomhyppighet og mulige koblinger til klimaendringer (Nesje, 1992, Thorndycraft et al., 1998, Nesje et al., 2001, Støren et al., 2010, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2011, Wilhelm et al., 2013). Flomlagene i innsjøsedimentene må være mulig å isolere fra bakgrunnsedimentet for å kunne lage en rekonstruksjon av flomhistorien til innsjøen og elva. Flomsedimentenes karakter endres i ulike nedbørsfelt, slik at det er nødvendig med en god forståelse for området en jobber i for å kunne identifisere flomlagene. En rekke kvalitative og kvantitative metoder benyttes for å identifisere flomlagene i en innsjøkjerner. Utfyllende beskrivelser av metodene brukt i dette studiet finnes i kapittel 5. Valg av innsjø som feltområde bestemmes av ulike faktorer. Gilli et al. (2013) skisserer fire kriterier for innsjøer med god flombevaringsevne:

1. Definert batymetrisk deposenter

Fordi sedimentene vil sedimenteres i innsjøens dypeste område, er det essensielt å kjenne innsjøens batymetri før borelokalitet skal velges. Ideelt sett er innsjøbunnen flat på det dypeste, på grunn av den horisontale sedimenteringen som følge av underflommer ved ekstremvannføring. Batymetrien kan kartlegges ved å studere kart, bruk av seismiske undersøkelser eller andre dybdemålinger.

2. Geomorfologiske indikasjoner rundt innsjøen

Et visst relieff i nedslagsfeltet til innsjøen er nødvendig for å sikre tilgangen til materiale til innsjøen. Innsjøen bør ha tydelige innløp, som helst bare aktiviseres under flom, slik at det kan defineres en terskel som skiller når det er flom og ikke flom. Det bør være en deltastruktur rundt innløpene, slik at det er tydelig at det har vært større mengder sedimenter tilgjengelig tidligere.

3. Kontrast mellom flomsedimenter og normalsedimentasjon i innsjøen

Det bør være kontrast mellom de stedeagne sedimentene og flomsedimentene, slik at flomsignalet kan plukkes ut med fysiske og geokjemiske metoder. Dersom det lokale sedimentasjonsregimet

domineres av minerogent materiale, bør flomlagene ha et høyere innhold av organisk materiale, eller omvendt.

4. Mulighet for å bore

Sedimentasjonsraten bør ikke være for høy, slik at hele sedimentpakken er tilgjengelig med normalt boreutstyr. Små innsjøer med lite tilsig er ideelle for å studere variasjoner i holosen. Større innsjøer har ofte høyere sedimentasjonsrate, slik at den totale sedimentmengden øker. Dermed kan sedimentpakkens eldste del bli for dyp til å hentes opp med ordinært boreutstyr.

Flomhyppighet påvirkes av klima, og ved å sammenligne flomrekonstruksjoner med klimadata, kan effekten av klimaendringer kvantifiseres (Støren og Paasche, 2014) og brukes til å si noe om generelle trender i atmosfærisk variabilitet (Støren et al., 2011). I dag måles klimatiske faktorer som nedbør og temperatur direkte ved hjelp av instrumentelle metoder og modeller. Instrumentelle data finnes i tidsserier som enkelte steder går nesten 200 år tilbake i tid. Noen klimatiske data finnes også i historiske kilder, som nedtegnelser gjort i skattebøker eller lignende (Roald, 2013). Fordi det ikke er mulig å måle temperatur og nedbør tilbake i tid direkte, må man i dag ta i bruk indirekte metoder, kalt proksyer. En proksy kan være en klimaavhengig faktor som er mulig å følge tilbake i tid, og som kan brukes som et indirekte mål på det fenomenet du ønsker å rekonstruere. Variasjon i forekomst av pollen kan være en proksy på temperatur, fordi pollen kan identifiseres på art, og artene lever kun i visse temperaturnisjer (Guiot et al., 1989). En god proksy følger fenomenet du vil studere over tid, slik at dersom du kan rekonstruere proksyens variasjon, kan du indirekte rekonstruere det klimatiske fenomenet. Ved å studere proksyer for temperatur og nedbør kan klimatiske forhold rekonstrueres langt tilbake i tid – dette kalles paleoklima (Bjune et al., 2005). Først når vi kjenner de naturlige variasjonene i vassdraget kan vi si noe om fremtidens flomsituasjon.

Flommer er sterke agenser på landskapet, og kan sette store spor etter seg. Med ulike analyser tar man sikte på å identifisere flomlag både kvalitativt og kvantitativt. Resultatet av analysene fungerer som proksyer på flomlag. Proksyene bør vise de samme trendene i resultatene uavhengig av hverandre. Det er mange lokale faktorer som påvirker flomsignalene – sesong, temperatur, vanninnhold i jorden og menneskelig påvirkning, for å nevne noen. Derfor kan noen proksyer være godt egnet i enkelte områder, men ikke andre. Analysene på proksyene og resultatene av disse må sees i sammenheng med geografien i feltområdet. Proksyene kan også variere innad i den samme innsjøen. Metoder og analysene for å studere flom i et område er ikke direkte overførbare til andre feltområder. Kunnskap om geografien og egenskapene knyttet til innsjøens nedbørsfelt er derfor essensielt for å kunne forstå innsjøens sedimentasjonshistorie.

4. HISTORISKE KILDER OG INSTRUMENTELLE DATA

Roald (2013) har laget en oversikt over et utvalg av flommer i Glomma som er nevnt i historiske dokumenter. Den tidligste Glommaflommen nevnt i historiske kilder, skjedde på 1540-tallet. I tingboka for høsttinget i Solør-Odal i 1789 er det nevnt en storflom ca. 250 år tidligere. Dette er trolig den samme flommen som skjedde i Dalsälven i Sverige i 1544, som ble beskrevet som den verste noensinne (Roald, 2013). På 1600-tallet var de største flommene i Glomma i 1650 og 1675, og på 1700-tallet var det flom i 1717, 1749, 1773 og 1789. På 1800-tallet var det flom i 1846, 1850, 1867 og 1887. Samtlige av disse flommene har kommet i mai-juni. På 1900-tallet trekkes flommene i 1916, 1934, 1966, 1967 og 1995 fram som spesielt store, og på 2000-tallet var det flom i 2011 og 2013. Det er kun de største flommene som overlever i historiebøkene. Ved å sammenligne med instrumentelle data, finner man at langt flere overføringer fra Glomma til Vrangselv har forekommet, også i historisk tid. Figur 12, Figur 13 og Figur 14 viser bilder fra flommene på 1960-tallet og i 1995, som har ført til bifurkasjon i Glomma. Bildene er tatt ved veibroen ved Granli, mellom Vingersjøen og Flyginnsjøen (se Figur 2).



Figur 12: Bildet er fra broen på Granli, Kongsvinger, under en av storflommene på 1960-tallet. Foto: Finn Sollien



Figur 13: Bildet er fra Granli, under en av storflommene på 1960-tallet. Foto: Finn Sollien



Figur 14: Bildet er fra Vesleofsen i 1995, da Glomma gikk over veibroen på Granli. Foto: Finn Sollien.

Vårflommen i Glomma kommer hvert år i mai-juni, og skjer hovedsakelig som en følge av snøsmelting (Roald et al., 1997). Midlere døgnverdier for vannføring ved flom i Glomma ved Kongsvinger kraftverk er 1469,5 m³/s, men noen år er vårflommen større. Pettersson (2000) har beregnet vannføringsstørrelser i Glomma tilsvarende 10-årsflom, 20-årsflom, 50-årsflom, 100-årsflom, 200-årsflom og 500-årsflom (se Tabell 2). Middelkulminasjonsvannføringen i Glomma ved Kongsvinger kraftverk 1499 m³/s, og vannstanden ved Vingersjøen er 145,75 m o. h. En vannføring på 1500 m³/s er tilstrekkelig for å føre vann over terskelen på Gropa (147 m o. h.) og sende vann i Vrangselvvasdraget, gitt at dagens forhold i sørenden av Vingersjøen er representativt utover tiden

målingen ble gjort. Gjengroing av skog eller arealbruksendringer, samt erosjon eller sedimentasjon under flom kan gjøre at disse forholdene endrer seg. I tillegg vil de lokale forholdene i jorden være avgjørende for om raske flommer med vannføring opp i 1500 m³/s vil gi overføring (Pettersson, 2000).

Målestasjonen på Vinger (stasjonsnr.: 2.121) har registrert vannstanden i Vingersjøen i perioden 1911-1986. Fra mars 1911 og fram til høsten 1924 ble vannstanden observert daglig, og fra 1926 ble vannstanden observert kun i mai, juni og juli. Deretter opphørte målingene fram til 1938, fram til de startet opp igjen i månedene mai-juli, og ellers når vannstanden overgikk 5 m på vannmerket (nullpunkt 140, 96 m o. h.) I 1986 ble vannmerket nedlagt (Pettersson, 2001). Målestasjonen ved Nors bru har observert vannstand og vannføring i perioden mellom 1851 og august 1935, med unntak av periodene 1855-60 og 1867-68. Målestasjonene Nor og Norsfoss ved Norsfossen (to mil oppstrøms Kongsvinger sentrum) ble satt i gang i henholdsvis oktober 1936 og januar 1975, og målestasjonen Nor ble nedlagt i 1998. Her er Glommas nedbørsfelt ca. 1 % mindre enn ved Kongsvinger (Pettersson, 2001).

Tabell 2: Kulminasjonsvannføringer (Qx) og -vannstander (Hx) i flomprosjekt Kongsvinger(Pettersson, 2000).

		Q _m	Q ₁₀	Q ₂₀	Q ₅₀	Q ₁₀₀	Q ₂₀₀	Q ₅₀₀
	Antatt døgnmiddelverdi ved middelflom	m ³ /s	m ³ /s	m ³ /s	m ³ /s	m ³ /s	m ³ /s	m ³ /s
Glomma ved Kongsvinger Kraftverk	1469,5	1499	2068	2338	2683	2968	3238	3627
		H _m	H ₁₀	H ₂₀	H ₅₀	H ₁₀₀	H ₂₀₀	H ₅₀₀
Vingersjøen (vannstand)	145,75/145,49	145,75	146,77	147,13	147,57	147,88	148,18	148,55

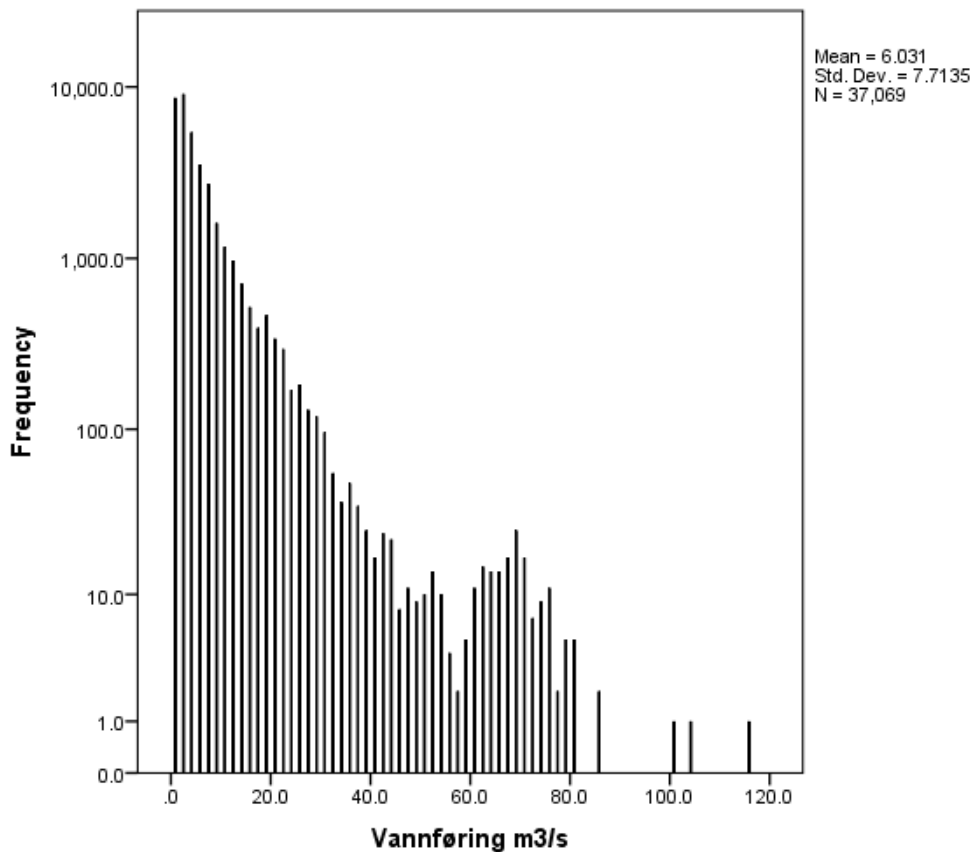
Vrangselta drenerer gjennom Magnor i Eidskog kommune, og her finnes flere målestasjoner (313.3.0, 313.6.0, 313.9.0, 313.10) som er eller har vært aktive. Her har vannføring, vannstand og is-tilstand blitt målt fra 1911 og fram til i dag. Figur 15 viser at frekvensfordelingen (merk logaritmisk y-akse) av vannføring målt ved Magnor er bimodal – det er størst forekomst av lav og middels vannføring, men også en klart definert økning av forekomsten av vannføring høyere enn ca. 60 m³/s, relatert til overføringer fra Glomma. Deskriptiv statistikk for vannføringsdataene presenteres i Tabell 3.

Tabell 3: Oppsummert deskriptiv statistikk for vannføring målt ved Magnor (313.10).

Statistics

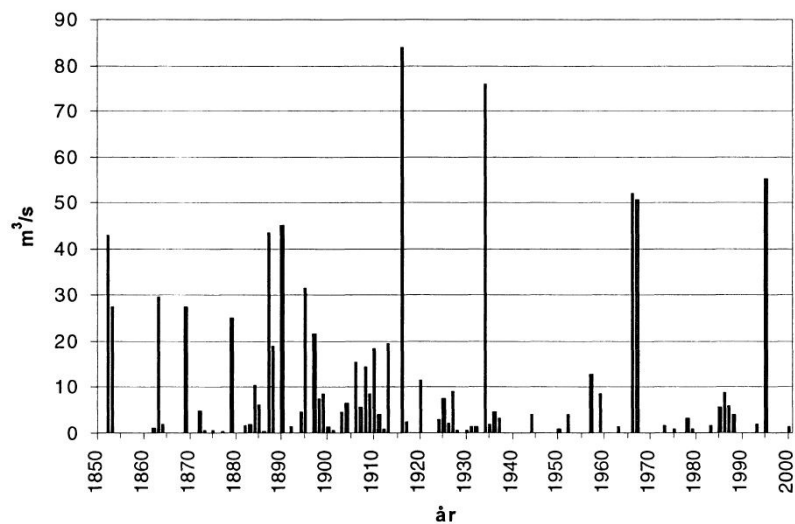
Vannføring m3/s

N	Valid	37069
	Missing	0
Mean		6.0281
Median		3.5100
Mode		1.86
Variance		59.253
Skewness		3.989
Std. Error of Skewness		.013
Range		116.11
Minimum		.00
Maximum		116.11

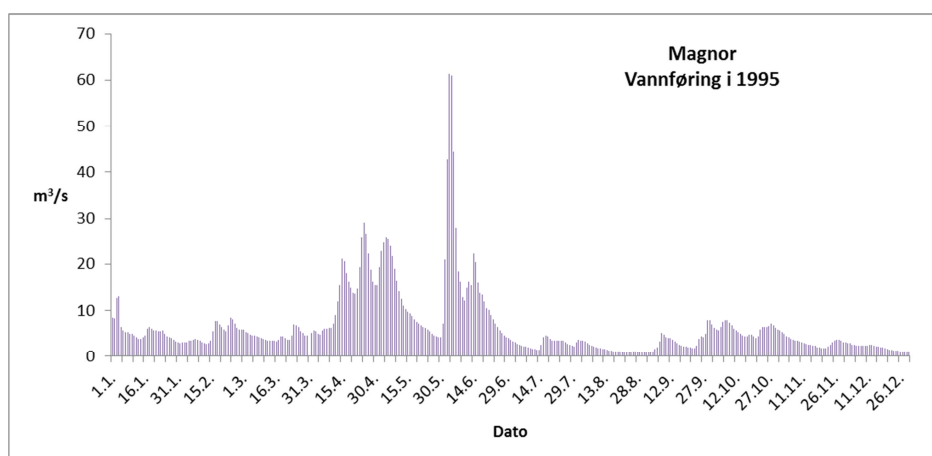


Figur 15: Frekvenshistogram for vannføring målt ved Magnor (313.10). Y-aksen er logaritmisk. Overføringer fra Glomma ved vannføring over ca. 1500 m3/s gir en økt frekvens i vannføring mellom 60 og 80 m3/s ved Magnor.

Basert på vannstand- og vannføringsdata fra de fire målestasjonene i nærheten av Kongsvinger og Magnor, har Klæboe (1946), Hegge (1968) og Pettersson (2001) laget en oversikt over når det har forekommet overføring av vann fra Glomma til Flyginnsjøen. Vannføringsdata fra Glomma og observerte flommer har blitt brukt til å fortsette tabellen fram til 2013, og viser at det har vært bifurkasjon i Glomma 22 ganger siden 1948. Vannføringsdata fra overføringene fram til 2000 er presentert grafisk i Figur 16. Vannføringen varierer jevnt igjennom hele året, men det skjer en økning under snøsmeltingen om våren, og som følge av økt nedbør om høsten. Figur 17 viser vannføringskurven for Vrangselv målt ved Magnor (313.0) i 1995. Dette året er spesielt i forhold til vannføring på grunn av Vesleofsen, men figuren illustrerer hvordan vannføringen varierer i løpet av året.



Figur 16: Maksimal vannføring ved overføring av vann fra Glomma til Vrangselv, 1851-2000. I periodene 1855-1860 og 1867-1868 mangler observasjoner (Pettersson, 2001)



Figur 17: Vannføringen målt ved Magnor gjennom året 1995.

5. METODER

Dette studiet er basert på primærdata samlet inn i to forskjellige omganger. Under feltarbeidet har to stempelkjerner og to gravitasjonskjerner blitt hentet inn, og området har blitt kartlagt for å finne den kvartærgeologiske historien til området. Det har blitt innsamlet jordprøver fra Flyginnsjøens umiddelbare nedslagsfelt. Analysen av disse ble ikke gjennomført i dette studiet, men metodene er likevel presentert. Innsamlet materiale har blitt analysert på sedimentlaboratoriet hos Institutt for geovitenskap, Matematisk- og naturvitenskaplig fakultet, Universitet i Bergen, dateringer er blitt utført ved Poznań Radiocarbon Laboratory i Polen (AMS ^{14}C) og University of Liverpool i Storbritannia (^{210}Pb). Videre følger en redegjørelse for alle metoder som er blitt brukt i denne studien, inkludert prosedyrer og innstillinger.

5.1 I felt

5.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging

For å forstå hvordan innsjøen Flyginnsjøen påvirkes av de prosesser som er i landskapet i dag, og hvordan disse har variert over tid, må geomorfologien i området kartlegges. Målet med den kvartærgeologiske kartleggingen er i hovedsak å få kartlagt løsmasser og potensielle kildeområder til sedimentasjonen i Flyginnsjøen, men kartet er også grunnlag for en grov tolkning av den kvartærgeologiske historien i området, som er gitt i kapittel 6.1. Kartleggingen har blitt gjort ved hjelp av kartanalyse (se Tabell 4), graving i løsmasser, studere friske snitt i grustak og samtaler med lokalbefolkning ved tilfeldige møter i marka. Observasjoner i felt har blitt stedfestet med håndholdt GPS (Garmin 62). Observasjonene har blitt samlet ESRI ArcGis 10.2 (2014), og presenteres i kartet i Figur 19.

Tabell 4: Kartmateriale brukt til kvartærgeologisk kartlegging.

Kartverk	Målestokk	Referanse
Kongsvinger kommunes webapplikasjon	Interaktiv	Kongsvinger Kommune (2012)
GPS-kart	Interaktiv	www.frikart.no
Garmin BaseCamp	Interaktiv	www.frikart.no
NGU løsmassekart med og uten marin grense	Interaktiv	NGU (2013b)
NGU berggrunnskart	Interaktiv	NGU (2013a)
Norgeskart.no	Interaktiv	Kartverket (2014)
Norgebilder.no	Interaktiv	Norge Digitalt (2014)
M711 Kongsvinger (1994)	1:50 000	Kartverket (2014)
M711 Kongsvinger (2013)	1:50 000	Kartverket (2014)
GeoCache WMS ArcGIS	Interaktiv	Norge Digitalt (2014)

5.1.2 Nedslagsfeltprøver

Jordprøver har blitt samlet inn fra ulike områder av Flyginnsjøens nedslagsfelt, for videre undersøkelser og analyse på lab. Det er særlig blitt lagt vekt på områder med sedimenter som er lett tilgjengelig for transport til Flyginnsjøen, og som sannsynligvis vil være mulig å finne igjen i innsjøkjernene. Målet er å identifisere ulike kildeområder til sedimentene, slik at opprinnelsen til ulike flomlag i innsjøens historie skal kunne bestemmes. Dette har for eksempel blitt gjort med suksess i Lake Ledro, Italia (Simonneau et al., 2013). Hver prøve er samlet inn med spade eller murereskje, og prøven er nummerert og beskrevet (se appendiks). Koordinatene ble innhentet ved hjelp av GPS (Garmin 62).

5.1.3 Dybdemåling

Innsjøens topografi må kartlegges slik at det dypeste punktet kan identifiseres – her finnes den største tilgangen på sedimenter, og sannsynligheten er størst for at disse er mest uberørt av erosjon (Gilli et al., 2013). I store og heterogene innsjøer med et komplisert nedslagsfelt og landskap kan det være nødvendig å bruke georadar (radiobølger) eller seismikk (lydbølger) for å kartlegge innsjøbunnen. Lyd- og radiobølger trenger ned i sedimentene og reflekteres tilbake til en mottaker, og danner dermed et bilde av sedimentenes lagdeling og struktur, også under overflaten. I mindre og mer homogene innsjøer kan dybdemåling med ekkolodd, tradisjonelt brukt ved fiske, være tilstrekkelig.

Flyginnsjøen er liten og homogen, og landskapet rundt er forholdsvis lite komplekst. Derfor ble ekkolodd som dybdemåler ansett som tilstrekkelig. GPS (Garmin 62) ble brukt som stedfester, samt en gummibåt med elektrisk motor for manuelt å notere dybden for hver passerte meter fra et utgangspunkt. Dybden ble målt i seks transekt over innsjøen der det var mulig å komme til, slik at hvert transekt har en dybdeprofil. Se kapittel 5.4 for GIS-behandling av dybde-data.

5.1.4 Kjernetaking – stempel og HTH

Det er blitt benyttet to typer kjernetakere. En stempelkjernetaker (Nesje, 1992) brukes for å hente de dypeste sedimentene. Kjernetakeren opereres fra flåte og består av et PVC-rør (110 mm diameter) med sedimentfanger i bunnen, et stempel, wire til stempelet og røret, og et lodd (ca. 30 kg) samt en vinsj for å heise et fylt rør og lodd. Røret senkes og hamres ned ved hjelp av loddet, til røret er fullt eller man når bunnen av sedimentene – eller et hardt, ugjennomtrengelig lag. Deretter heises det opp, deles og pakkes forsvarlig for transport og oppbevaring. Kjernene FLP113 (463 cm) og FLP213 (516 cm) ble hentet opp (se figur 18).

Da stempelkjernetakeren kan ødelegge de øverste (yngste) 10-20 cm av sedimentene, særlig i bløt gyttje, ble det samtidig benyttet en mer følsom og mindre destruktiv HTH-kjernetaker (Renberg og Hansson, 2008). De yngste sedimentene brukes for å kartlegge den siste delen av historien (50 år) og for å kalibrere stempelkjernens aldersmodell. Kjernetakeren utnytter det vakuum som oppstår når røret treffer bunnen og låser toppen, og holder sedimentene på plass til vannspeilet brytes på veien opp. Røret forsegles med propp i bunnen før den heises ut av vannet. Kjernene FLS113 (18 cm) og FLS213 (19 cm) ble hentet opp. FLS113 ble pakket inn for analyse på lab, mens FLS213 ble skivet i stykker på 0,5 cm vertikal oppløsning for ^{210}Pb - og ^{137}Cs -datering ved laboratoriet i Poznan, Polen.

5.2 Laboratorieanalyser

5.2.1 Glødetap, vanninnhold og massetetthet

Mengden organisk innhold i en innsjøkerne varierer over tid, som en funksjon av blant annet suksesjon, klimaendringer og menneskelig påvirkning. Variasjonen i organisk innhold over tid (dyp) kan brukes som en prokxy på disse forhold, men også på avvik fra det normale sedimentasjonsregimet – for eksempel flomlag eller massebevegelseshendelser. Metoden glødetap (engelsk: *loss on ignition*, LOI) er blitt utviklet og modifisert av Dean (1974) og Heiri et al. (2001).

Innsjøkjernen FLP213 ble prøvetatt med 10 ml/1cm³ på en oppløsning på 1 cm. Prøvene ble veid i digler med kjent vekt, for å finne våtvekt. Prøvene ble tørket ved 50 °C i >8 t og veies igjen for å finne tørrvekt. Differansen mellom våtvekt og tørrvekt angir et mål på vanninnhold. Når volumet er kjent, er tørrvekt et mål på massetetthet (g/cm³). Deretter ble prøvene brent på 550 °C i 1 t (+ 30 min gradvis oppvarming), plassert i eksikator for å unngå å tiltrekke seg fuktighet fra lufta og omgivelsene under avkjøling, og veid igjen. Vekten angir glødetapet (%). En time brenningstid er standard prosedyre for glødetapsanalyser ved sediment-laboratoriet på Institutt for geovitenskap, UiB, og er antatt å gi et godt estimat på organisk innhold i sedimentene (Nesje et al., 2001).

5.2.2 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) måler «magnetiseringsevnen», eller materialets evne til magnetisering, og blir i likhet med glødetap i dette studiet brukt som prokxy på minerogent materiale (Thompson et al., 1975). Ulike mineraler og krystaller har ulik evne til magnetisering. Noen vil tiltrekkes en magnet i sterkere grad enn andre. For eksempel er magnetitt veldig magnetisk (ferromagnetisk), mens kvarts knapt vil reagere på en magnet (diamagnetisk). Den magnetiske evnen i et stoff blir målt ved å utsette stoffet for et magnetisk felt. Forholdet mellom det magnetiske feltet og mengden magnetisering som blir dannet kan beskrives av en ratio mellom dem – styrken av magnetfeltet delt på magnetiseringen. Denne ratioen angir magnetisk susceptibilitet. Magnetisk

susceptibilitet måles av et apparat som utsetter prøven for et magnetfelt, og som regner ut forholdet mellom magnetfeltet og magnetiseringen. Apparatet måler MS relativt til luften som brukes for å nullstille måleren (Dearing, 1994). Fordi feltet prøven utsettes for og magnetiseringen prøven opptar har samme enhet, er magnetisk susceptibilitet dimensjonsløs. SI-enheter brukes for å angi susceptibiliteten.

Innsjøkjernene FLP113 og FLP213 ble målt med Bartington MS2 ved professor Reidar Løvli's magnetisme-lab ved Universitetet i Bergen. Innstillingene som ble brukt var: Sensortype MS2E surface, range 0,1 (FLP213) og 1,0 (FLP113), intervall 0,2 cm.

5.2.3 Røntgen fluorescens

Røntgen fluorescens (XRF) er en ikke-destruktiv og kontinuerlig metode basert på røntgenstråling av kjernen. XRF-målinger gir et bilde på kjemisk variabilitet og elementsammensetning i sedimentene som kan reflektere endringer i den sedimentære stratigrafien. Målingene gir kontinuerlige data med svært høy oppløsning. Kjemiske elementer har ulik betydning og kan fungere som prokser på ulike miljøforhold (Shanahan et al., 2008).

En sedimentprøve bestråles med en røntgenstråle (Molybden eller Krom) i kjent styrke, som fører til eksitering av sekundære røntgenstråler (fluorescens) i bølgelengder karakteristiske for elementene som er i prøven. Intensiteten av de sekundære røntgenstrålene angir konsentrasjonen av elementet. Tradisjonelle XRF-målinger krever store forberedelser på lab, hvor prøven males til et fint pulver, som enten blandes med en substans og smøres på glass (fused bead), eller presses sammen til en kompakt tablett (pressed pellets technique) (Busatlic, 2009), men gir svært nøyaktige resultater. XRF-målinger av hele kjerner gir mindre nøyaktige målinger, fordi resultatet er avhengig av en rekke egenskaper knyttet til materialet. Målinger av hele kjerner gir likevel en rask, effektiv og semikvantitativ metode for å måle elementer i en kerne – uten å ødelegge prøven (Shanahan et al., 2008). XRF-tellingene blir påvirket av prøvens kornstørrelse, mineralogi, vanninnhold, porøsitet og sedimentsammensetning. Derfor må XRF-resultatene sees i sammenheng med andre metoder og resultater (Croudace et al., 2006). Noen eksempler på miljøforhold målt med XRF er endring i sedimentene (Swierczynski et al., 2013), kornstørrelse (Cuven et al., 2010) og identifikasjon av kildeområde (Vasskog et al., 2011).

Innsjøkjernene FLP213 og FLS113 ble målt med ITRAX Kjerneskaner ved Institutt for geovitenskap, ved Universitetet i Bergen. Innstillingene som ble brukt var: Røntgenrør Crom, kV 30, mA 50, intervall 0,02 cm.

5.2.4 Kornstørrelsesanalyse

Fordi økt vannføring i en elv fører til høyere kompetanse, vil grovere kornstørrelse i sedimentene kunne indikere høyere vannføring og flomsituasjon i elva. Stokes lov om sedimentering sier at en partikkel som faller av sin egen vekt i væske, vil nå sedimentasjonshastigheten (V) når tyngdekraften er lik flyteevne/oppdrift til og friksjonskrefter på partikkelen. Dette er avhengig av partikkelstørrelsen (D), tettheten i partikkelmaterialet (P) samt tetthet (ρ_0) og viskositet (η) i væsken (Spaltenstein, 1986). Store partikler faller raskere enn små. Dermed vil identifisering av lag med økt kornstørrelse kunne brukes for å finne flomhendelser.

Analysemaskinen SediGraph 52 bestråler en prøve med røntgenstråling som måler endring i sedimentkonsentrasjonen under sedimentering. Resultatet er en konsentrasjonsdistribusjon for hver partikkelstørrelse, som gir en prosentvis kumulativ kornstørrelsesfordeling for hver prøve. Kornstørrelsesdistribusjonen til prøven blir beskrevet i forhold til en ideell kornstørrelsesdistribusjon. For å beskrive kornstørrelsesdistribusjonen i en prøve, blir følgende parametere brukt: gjennomsnittlig størrelse, sortering og spredning i dataene, symmetrien i distribusjonen og kornstørrelseskonsentrasjonen relativt i forhold til gjennomsnittet (Blott og Pye, 2001). Den mest brukte metoden for å beskrive parametere ble utviklet av Folk og Ward (1957). Dataene må analyseres i et analyseprogram. Det Microsoft Excel-baserte analyseprogrammet GRADISTAT (Blott og Pye, 2001) er ofte brukt sammen med SediGraph 52.

Ti prøver ble hentet ut fra kjernen FLP213. Fire prøver ble hentet fra tykke, lyse lag, fire prøver ble hentet fra tynne, lyse lag og tre prøver ble hentet fra mørke, organiske lag. Prøvene ble veid og siktet på 0,125 mm., før de ble blandet i en oppløsning 0,05 mg Calgon og destillert vann. Hver prøve ble målt tre ganger med SediGraph 52 hos Institutt for geovitenskap, UiB. Stokes lov om sedimentering ble brukt som kalkuleringsmetode.

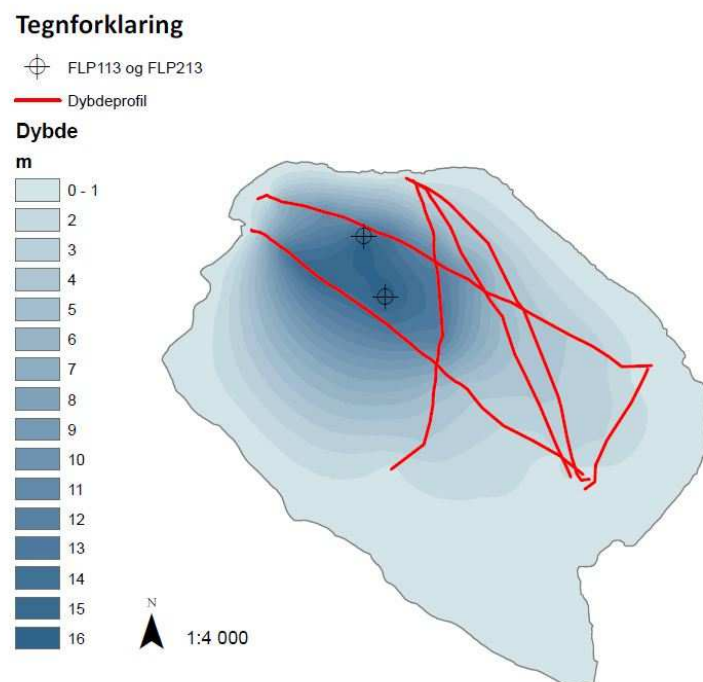
5.3 Bildeanalyse

Innsjøkjerner med stor visuell kontrast egner seg godt til bildeanalyse. Der de autogene innsjøsedimentene skiller seg klart fra ekstremhendelser som flom og massebevegelser, vil en kvantifisering av bildene bidra til en god prokxy for å skille ut ekstremhendelser (Vanniere et al., 2013). Bileredigeringprogrammet FOTOR (2012) er en applikasjon til Windows 8, som har blitt brukt til å redigere rådatafilene (16-bit) fra ITRAX Kjernelogger. Oppløsningen er svært høy, en cm dekkes av 50 piksler. Alle bildene har blitt redigert til Brightness 100 og Contrast 80. De ferdigredigerte bildene ble matet inn i analyseprogrammet ImageJ (Rasband, 1997) for uthenting av svart-hvit-profiler. Profilet viser hvordan gråhvit-balansen (0-255) endrer seg over profilet. For enkelte analyser ble datamengden redusert for å gjøre resultatene sammenlignbare med andre

proksyer. For å redusere oppløsningen fra 0,005 til 0,02 cm, ble reduksjonen gjort ved å ta gjennomsnittet av fire punkter. Bredden på rektangelet (piksler) avgjør detaljgraden i grafen, og hvor i bildet profilet blir hentet fra påvirker grafen. Et rektangelprofil ble med pikselbredde 75 og linje sentrert gjennom bildet ble valgt som den mest optimale metoden for henholdsvis FLP213 og FLS113.

5.4 GIS

Kartene som er vist i dette studiet har blitt produsert i ESRI ArcGIS 10.2 (2014). Kartgrunnlag har vært diverse FKB-data og grunnkart fra Norge Digitalt (2014) elvedata og nedslagfeltdata fra NVE (2014), løsmassekart og marin grense fra NGU (2013b), samt administrative grenser fra Kartverket (2014). Oversiktskartene som viser feltområdet utbredelse og lokalisering er konstruert på bakgrunn av diverse FKB-data fra Norge Digitalt (2014). For å konstruere et batymetrisk kart over Flyginnsjøen, ble dybde-dataene fra profilene over Flyginnsjøen og prøvelokalitetene FLP113 og FLP213 ble interpolert i ArcGIS 10.2 med Topo to Raster-verktøy (ArcGIS, 2014), med oppløsning 1 m. Omrisset til innsjøen ble hentet fra FKB-data. Det kvartærgeologiske kartet blir diskutert og vist i kapittel 6.1. Kartet ble produsert etter data innsamlet under feltarbeid i juni-juli 2013, løsmassekart fra NGU (2013b), FKB-data og flybildetolkning av flybilder fra Norge Digitalt (2014). Kartet følger NGU (2013b) sin standard for kvartærgeologiske kart. De ulike kartelementene er tegnet inn som polygoner, punkter og linjer.



Figur 18: Dybdeprofiler og prøvelokaliteter i Flyginnsjøen. Kartet viser hvordan dybde-dataene har blitt interpolert i ArcGIS (ArcGIS, 2014)

5.5 Aldersmodell

For å etablere en alderskronologi over innsjøsedimentene, må kjernene prøvetas og analyseres. Alderen for hvert punkt gjennom kjernen er avhengig av sedimentasjonsraten mellom to punkter. Flomlag sedimenteres som raske hendelser, potensielt resulterende i tykke lag som vil være med å påvirke den relative alderen over og under flomlaget. Derfor bør flomlag over en viss tykkelse få lik alder gjennom laget eller klippes ut av aldersmodellen (Gilli et al., 2013). Støren et al. (2010) viser at dersom flomlagenes tykkelse er innenfor aldersmodellens usikkerhet, vil de ikke være med å påvirke resultatet i nevneverdig grad. I FLP213 har laget fra 33,5-18 cm blitt angitt med samme alder, da dette laget tolkes til å være Storofsen i 1789.

I dette studiet har to dateringsmetoder basert på nedbryting av radioaktive isotoper, blitt brukt. Radioaktive isotoper er ustabile og må nedbrytes ved å avgi energi for å oppnå stabilitet. Tiden det tar for en mengde radioaktive atomer å bli halvert er konstant og kalles halveringstid. Halveringen skjer lineært i kjente hastigheter for hver isotop, og danner grunnlaget for datering med radioaktive isotoper (Walker, 2005).

5.5.1 Blydatering ^{210}Pb og ^{137}Cs

^{210}Pb er en del av nedbrytningskjeden til radon, som brytes ned via flere datternuklider (halveringstid $22,26 \pm 0,22$ år). Den radioaktive isotopen ^{210}Pb forekommer naturlig i miljøet, og ankommer innsjøen som nedbør. I innsjøen sedimenteres isotopene, og nedbrytes til den stabile ^{206}Pb -isotopen. Forholdet mellom ^{210}Pb og ^{206}Pb angir hvor lang tid som har gått siden sedimentet anriket med ^{210}Pb ble avsatt. Alderskalibreringen av ^{210}Pb kan gjøres på to forskjellige måter. *Constant initial concentration*-modellen (CIC) forutsetter at sedimentasjonsraten har vært konstant, men kan gi for unge aldre dersom ikke premisset opprettholdes. *Constant rate of supply*-modellen (CRS) forutsetter at tilgangen til ^{210}Pb har vært konstant over de siste 150 år (Appleby og Oldfield, 1978).

Som et resultat av atombombesprengninger på 50-tallet, ble atmosfæren anriket med isotopen ^{137}Cs (halveringstid 30 år). Produksjonen av isotopen var på topp i 1963, og etter atomkraftulykken i Tsjernobyl i 1986, økte produksjonen i en ny topp. Disse hendelsene brukes som tidsmarkører i dateringene (Appleby, 2001). Dannelsen av ^{210}Pb skjer i en nedbrytningskjede fra uran. ^{210}Pb dannes som datternuklide av ^{222}Rn i atmosfæren (ustøttet) og som en del uranserienedbryting i mineraler (støttet). Det er ofte små mengder uran eller uran-datternuklider i mineraler, slik at støttede isotoper må skilles fra ustøttede isotoper. I tillegg kan støttede ^{210}Pb -isotoper vaskes inn fra nedslagsfeltet, og forstyrrelser i sedimentasjonen, som bioturbasjon eller ekstremhendelser kan blande signalet (Walker, 2005).

Kjernen FLS213 inneholder de øverste sedimentene i innsjøen, som har blitt avsatt i løpet av de siste 50 år. Kjernen ble prøvetatt 0,5 cm i felt, og prøvene ble tørket og veid før de ble sendt for datering til Environmental Radioactive Research Centre ved University of Liverpool, England (Appleby og Piliposian, 2014).

5.5.2 Radiokarbondatering ^{14}C

Radiokarbondatering er en velkjent og velprøvd dateringsmetode som bygger på oppdagelser gjort av Willard Libby etter andre verdenskrig. Metoden baserer seg på nedbrytningen av den ustabile isotopen ^{14}C (halveringstid 5730 år) som produseres ved kosmisk stråling i atmosfæren. Sammen med oksygen danner isotopen CO_2 , som alt organisk liv på jorden tar opp gjennom karbonkretssyklusen. Dermed er innholdet av ^{14}C i levende organismer i likevekt med innholdet av ^{14}C i atmosfæren. Når organismen dør, brytes ^{14}C ned fordi den ikke blir tilført nytt materiale. Ved å måle mengden ^{14}C i en prøve relativt til en moderne standard, kan alderen på prøven bestemmes (Walker, 2005). Mengden ^{14}C i en prøve måles ved hjelp av massespektrometri (engelsk: *accelerator mass spectrometry*, AMS). Basert på atomvekten måles den relative mengden ^{14}C mot en av de mer vanlige og ikke-radioaktive isotopene ^{12}C eller ^{13}C .

Taylor og Muller (2001) presentert i Walker (2005) definerer fem premisser for radiokarbondatering:

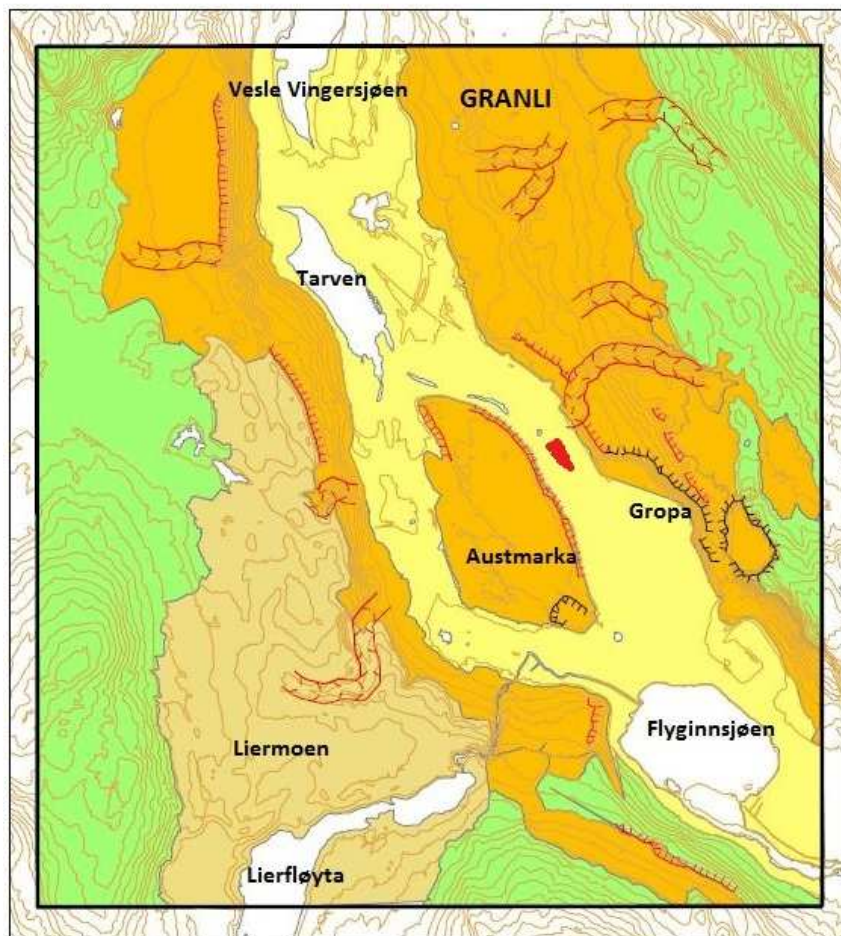
1. Forholdet mellom ^{14}C og ^{12}C i alle reservoarer har vært konstant over tid.
2. Det foregår en fullstendig og rask innblanding av ^{14}C i disse reservoarene globalt
3. Forholdet mellom karbonisotopene har ikke blitt endret
4. Den nøyaktige halveringstiden til ^{14}C er kjent med høy presisjon
5. Det naturlige innholdet av ^{14}C kan måles med høy presisjon

I dag er det allment akseptert at punkt 4 og 5 er kjent, men de resterende tre punktene er kilder til feil i dateringsmetoden. Disse må tas hensyn til og korrigeres for, blant annet ved prøvetakningen. For å unngå reservoareffekten (Barnekow et al., 1998) på organisk materiale i innsjøsedimenter, velges utelukkende materiale som har terrestrisk opphav. Ideelt sett bør lett nedbrytbart materiale, som blader, velges ut, for å sikre likest mulig alder med sedimentasjonstidspunkt. Bark og kvist har lengre oppholdstid i systemet, og vil gi en høyere alder enn de omkringliggende sedimenter (Barnekow et al., 1998). 9 prøver bestående av bark og kvist ble plukket med jevne mellomrom fra kjernen FLP213. Prøvene ble vasket, tørket og veid før de ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory (Goslar, 2014) i Polen for datering.

6. RESULTATER

6.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Det kartlagte området avgrenses til tjernet Tarven i nord, øverst i dalsiden over Gropa i øst, sørenden av Flyginnsjøen i sør og bilveien ved Snarevegen i vest.



Figur 19: Kvartærgeologisk kart over feltområdet, med aktuelle stedsnavn, samt passpunktet mellom Vingersjøen og Flyginnsjøen markert.

6.1.1 Lokaltet 1: Granlimoen

Beskrivelse

Midt i feltområdet ligger en flat mo, ca. 154-159 moh. I sørsiden er det et nå nedlagt sandtak. Moen står opp i landskapet som en øy, lik en erosjonsrest. På overflaten av moen finnes flere forsenninger i retning nord-sør, noen er mer tydelige enn andre. I sørenden består moen av sand og stor stein eller mindre blokker, om er sterkt avrundet. Lenger nord er sanden finere, og det øverste laget består av siltig sand.

Tolkning

Moen tolkes til å være glasifluvialt avsatt, som en del av en større elveslette eller sandur, men som siden er blitt erodert ned. Siltlagene som finnes øverst i avsetningen tolkes til å være avsatt i ettertid, muligens av Glomma som har drenert denne veien tidligere, eller under flom.

6.1.2 Lokaltet 2: Elvesletter

Beskrivelse

Feltområdets laveste punkt er lokalisert på en flate som strekker seg fra Tarven i nord og på begge sider av Granlimoen og mot og forbi Flyginnsjøen. Flaten ligger på mellom 143 og 147 moh. Området kan deles opp i øst og vest.

På østsiden av Granlimoen er det høyeste punktet 147 moh. Dette punktet fungerer som lokalt passpunkt mellom Vrangselv-vassdraget og Glomma-vassdraget. Området brukes i dag som beite for småfe, med furuskog og bjørkeskog i nord og sør. Det finnes spor etter demningen som ble bygget i 1912 og tatt av flommen i 1913 (Klæboe, 1946). Den nordlige delen som drenerer mot Tarven har et flere småvann, der det største er Gropatjennet. Tjernene får vann fra en bekk som ligger i rør under jernbanen, og har opphav i høyden ved Granlivarden, og drenerer gjennom en dyp ravinedal kalt Dypedalen. I skogen er det tegn etter årets flom, greiner og annet rask ligger i klynger på nordsiden av trærne. Den sørlige delen av flaten som drenerer mot Flyginnsjøen er myrlendt. Det renner vann i en svært stille bekk fra et tjern med organiskrikt vann under broa til Austmarkavegen, gjennom myrlendt skog og ut i Flyginnsjøen, ca. 10 meter fra Vrangselvas utløp lenger vest.

Området er i dag brukt til jordbruk og boliger, og det er også den del stier knyttet til nettverket skianlegget på Liermoen. Det høyeste punktet på vestsiden er i nord, 151 moh. En bekk er lagt i rør og kunstige dreneringsspor, men er synlig flere steder langs jordene. Vannet drenerer mot Vrangselv og møter elva fra Lierdammen ved Vrangssaga. Grunnen i bekken består av sand og rund småstein.

Tolkning

Hele flaten rundt Granlimoen tolkes til å være tidligere elveløp, og avsetningen er fluvial. I dag er kun det østre løpet i bruk ved flom som overstiger terskelen på 147 moh., ved flom av ca. 10 års størrelse (Pettersson, 2001). Det er mulig at de aller største flommene, som Storofsen (1789) har gått over passpunktet i vest, men det er ingen spor etter flomvann her i dag. Kanskje har dette løpet vært tørrlagt siden Glomma endret retning etter siste istid.

6.1.3 Lokalitet 3: Gropa

Beskrivelse

Sandtaket på Gropa har vært aktivt siden 50-tallet, og snittet er stadig aktivt. Avsetningen består av lag med sortert sand, noe grus og noen lag med stor, rund blokk. Der avsetningen flater ut ved 163 moh. har det vært og stedvis er det fortsatt jordbruk. Gården Gropa som er omtalt i Klæboe (1946) og Hegge (1968) lå her, men er blitt revet. Avsetningen har naturlig en terrasseform som følger store deler av høydekote 163 m o. h. langs dalsiden, noe høyere sørover (173 m o. h.).

Tolkning

Avsetningen tolkes til å være dannet glasifluvialt. Avsetningen har trolig vært en del større i utbredelse enn i dag, men har blitt erodert i etterkant av avsetningen. Terrassen kan ha dekket et område over hele dalen, og kanten er dermed en erosjonsterasse. Avsetningen kan også ha blitt dannet mens det har ligget en bre i dalbunnen, og da er terrassen en iskontakt.

6.1.4 Lokalitet 4: Terrasser

Beskrivelse

I dalsiden øst for og over Gropa-avsetningen finnes en terrasseform (206-195 m o. h.), som følger dalsiden. Den skiller seg ut ved at flere raviner har skjært gjennom løsmassene. Den største har fått navnet Dypdalen og begynner ved 196 m o. h., og ender opp ved 149 m o. h. rett nord for Gropa. Flere av ravinene ser ut til å ha begynt med å drenere i retning sørøst-nordvest, men på et tidspunkt ser dreneringen ut til å snu mot retning nordvest-sørøst.

Tolkning

Terrassen tolkes til å være avsatt som en iskontakt eller som en erosjonskontakt avsatt med havet som erosjonsbasis, slik at terrassen representerer marin grense i området. Bekker og elver som rant på overflaten av avsetningen har drenert i samme retning som hoveddreneringen i landskapet, og når dette har endret seg, har bekkene skiftet retning. Eventuelt kan også landheving ha spilt med.

6.1.5 Lokaltet 5: Vest for Flyginnsjøen

Beskrivelse

Den sørvestlige enden av Flyginnsjøen er en bratt skrent dekt av skog. Veien Snarevegen er ved ca. 199 m o. h., på en flate som skrånner svakt mot Flyginnsjøen over en strekning på ca. 225 m. Ved ca. 180 m o. h. faller flaten kraftig ned mot vannet. På flaten består materialet av fin sand og silt, men med store blokker oppå. Det er gode dyrkningsforhold. Nedover i skrånningen dukker det opp mer stor blokk, men materialet i mellom er stadig like fint.

Tolkning

Skrenten tolkes til å være bunnmorene som har blitt vasket ut. Det kan muligens ha ligget dødis sørvest i dalen mens glasifluviale elver har bygd opp avsetningen nordøst i dalen (Gropa). Flatene i sørvest tolkes til å være en tilsvarende flate som korresponderer med flatene i nordøst. I ettertid kan flomvann fra katastrofetapninger oppstrøms i vassdraget ha vasket ut finstoff i overflaten av skrenten, slik at store blokker er blitt synlig i overflaten, og noe finstoff er blitt bevart under blokkene.

6.1.6 Diskusjon og konklusjon

Resultatene er samlet i det kvartærgeologiske kartet vist i Figur 19. Under deglasiasjonen har det trolig ligget større mengder død is igjen i dalens sørvestlige side, som til dels er beskyttet mot solinnstråling. Over og lateralt for isen har glasifluviale elver med varierende kompetanse bygd opp store mengder løsmasser langs fjellsidene i dalen, slik at terrassene er blitt bygd opp som sandursletter med iskontaktskrånninger. Etter hvert som isen har smeltet vekk, har større mengder vann kunnet drenerer nedover Vrangselvdalføret, som videre har modifisert og erodert på avsetningene. Det som i dag er Flyginnsjøens basseng har trolig blitt dannet som en dødisgrop, da ismassen smeltet ned og ble begravd i løsmasser. Kanskje har isresten vært stor nok til å fungere som et skjold for Granlimoen, slik at dreneringen har fortsatt hovedsakelig langs flatene beskrevet i lokalitet 2.

6.2 Innsjøkjerner

6.2.1 FLS113 og FLS213

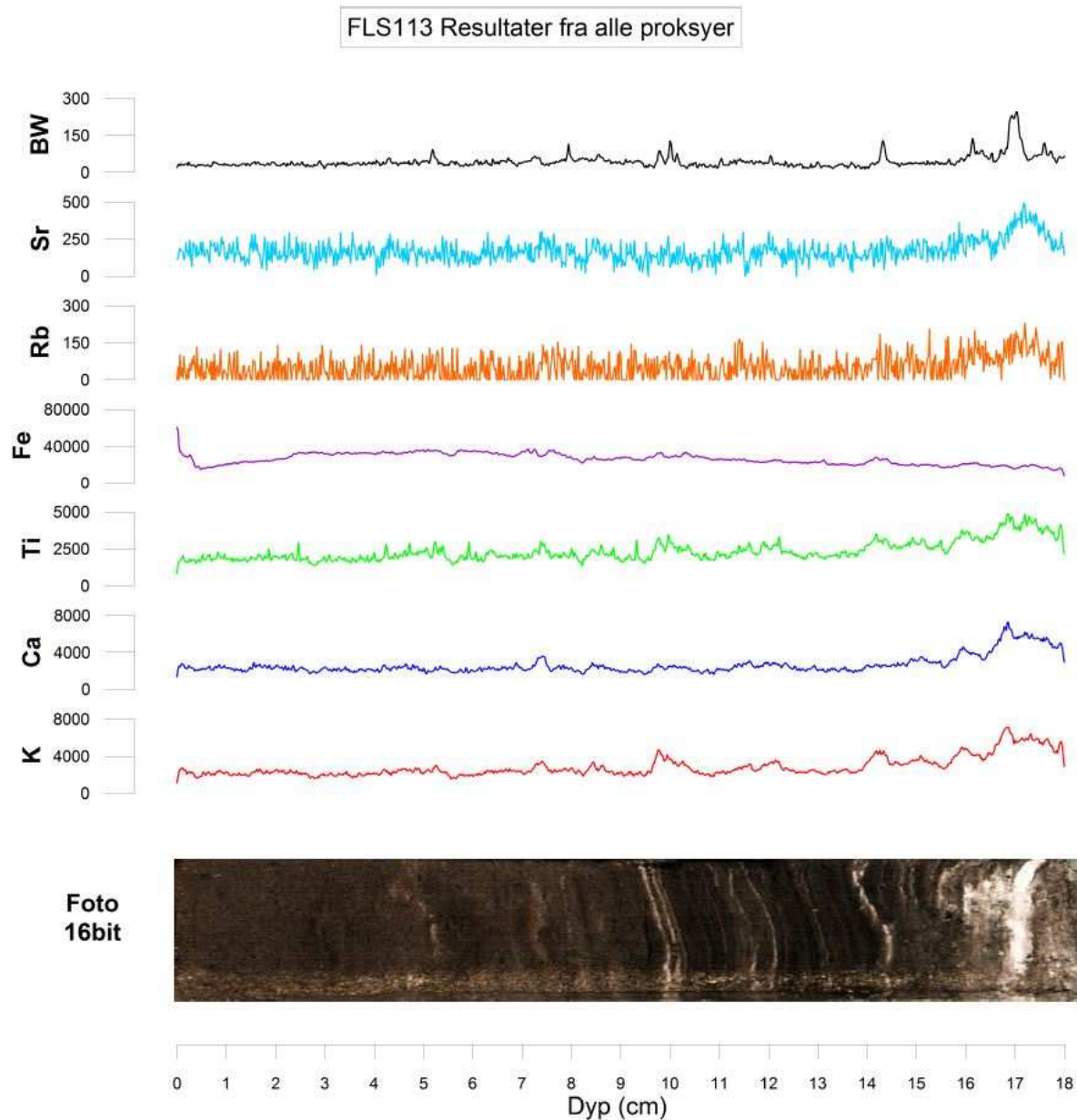
Resultatene fra XRF- og bildeanalyse (BW) gjort på innsjøkjernen FLS113 er vist i Figur 20. Rådataene er tilgjengelige i Vedlegg 1. Et utvalg XRF-målinger som tidligere har blitt brukt som indikatorer på miljøendringer i innsjøer er blitt valgt ut for analyse (Vasskog et al., 2011, Swierczynski et al., 2013). Se kapittel 7.1 for utfyllende diskusjon. Tabell 5 oppsummerer deskriptiv statistikk for et utvalg av proksyer fra FLS113. Med unntak av jern (Fe) viser variablene de samme trendene, med topper som

korresponderer med hverandre og med lyse felter i bildet. Rubidium (Rb) og strontium (Sr) har forholdsvis lav tellerate (engelsk: *kilo counts per second*, kcps), med et gjennomsnitt på henholdsvis 51,72 og 168,98. Likevel har Rb antydning til topper rundt 8, 12 og særlig 17 cm dyp, og Sr antydninger til topper som sammenfaller rundt 5, 8, 12 og særlig 17 cm. Fe har høy tellerate, med et gjennomsnitt på 26257,95 kcps, og har topper på ca. 7-8, 10 og 14 cm dyp. Titan (Ti), kalsium (Ca) og kalium (K) gjennomsnittlige tellerater på henholdsvis 2341,60, 2638,61 og 2834,83 kcps. Ti, Ca og K har alle sammenfallende topper på 5,5, 7,5, 9, 10-11, 12, 14, 16, 17 og 18 cm. Ti viser i tillegg enda flere topper som ikke i like stor grad reflekteres i de andre kurvene. BW-kurven viser markerte topper ved 5, 7, 8, 10-11, 12, 14, 16, 17 og 18 cm.

Tabell 5: Deskriptiv statistikk for FLS113, samtlige proksyer.

Descriptive Statistics									
	N	Range	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation	Variance	Skewness	
	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Std. Error
K	901	6084	1113	7197	2834.83	1074.113	1153717.860	1.765	.081
Ca	901	5922	1365	7287	2638.61	977.445	955398.913	2.331	.081
Ti	901	4073	819	4892	2341.60	671.778	451286.028	1.404	.081
Fe	901	52310	8316	60626	26257.95	6025.168	36302652.82	.307	.081
Rb	901	230	0	230	51.72	47.023	2211.206	.762	.081
Sr	901	495	0	495	168.98	72.697	5284.911	.923	.081
BW	901	232.50	13.50	246.00	43.8982	27.04120	731.227	4.088	.081
Valid N (listwise)	901								

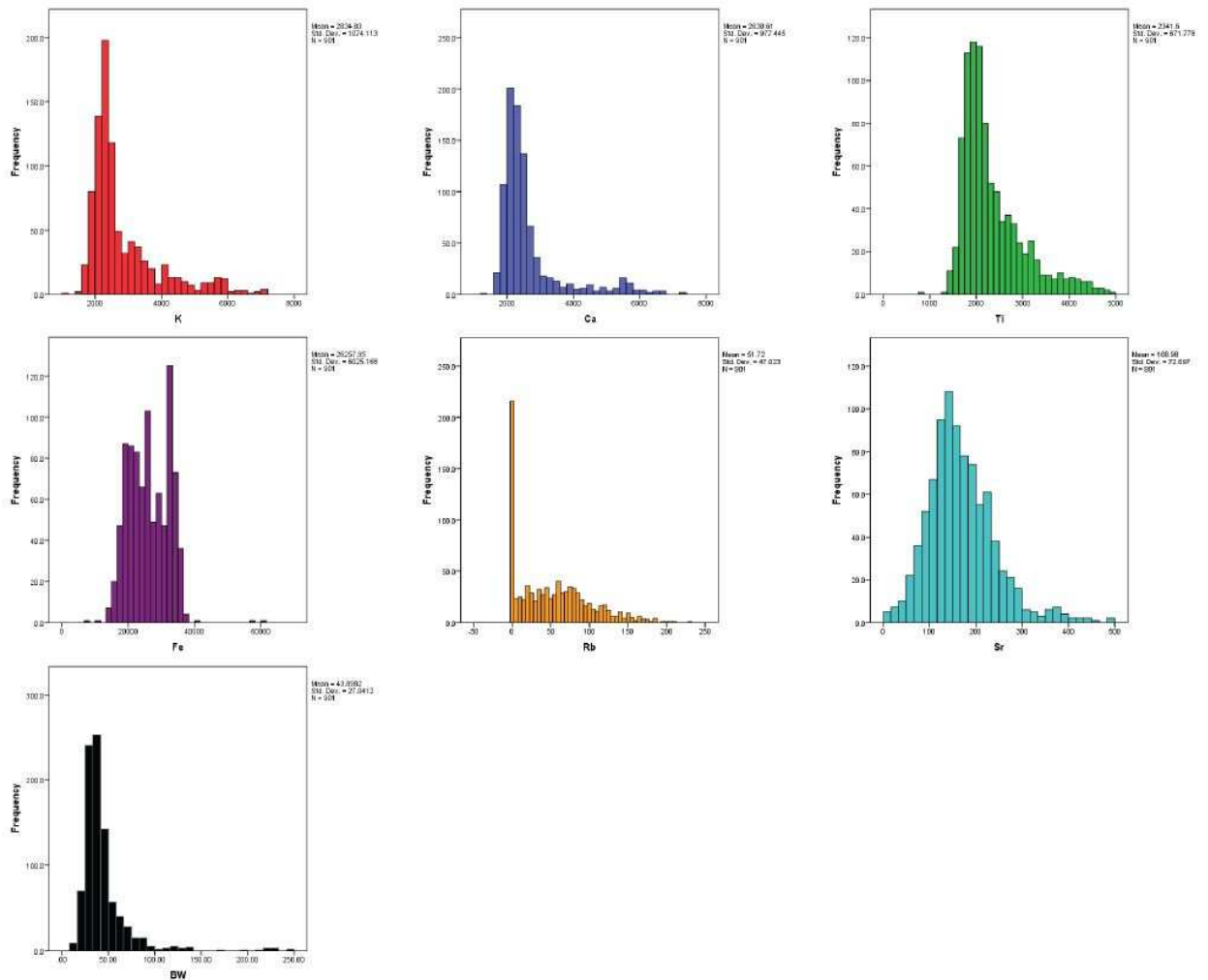
I er samtlige proksyer presentert som frekvenshistogram. Proksyene K, Ca, Ti og BW har en antydning til bimodal fordeling, med den største mektigheten av lave verdier, og en lang, positiv hale med skjevhet på henholdsvis 1,7, 2,3 1,4 og 4,0. I halen med de høyeste verdiene vises en antydning til sekundær topp. Fe, Rb og Sr viser svært ulike fordelinger, både fra hverandre og de andre proksyene.



Figur 20: Innsjøkjernen FLS113 med et utvalg proksyer og bilde. Y-aksen viser kcps (K-Sr) og BW (0-255, 0 er svart).

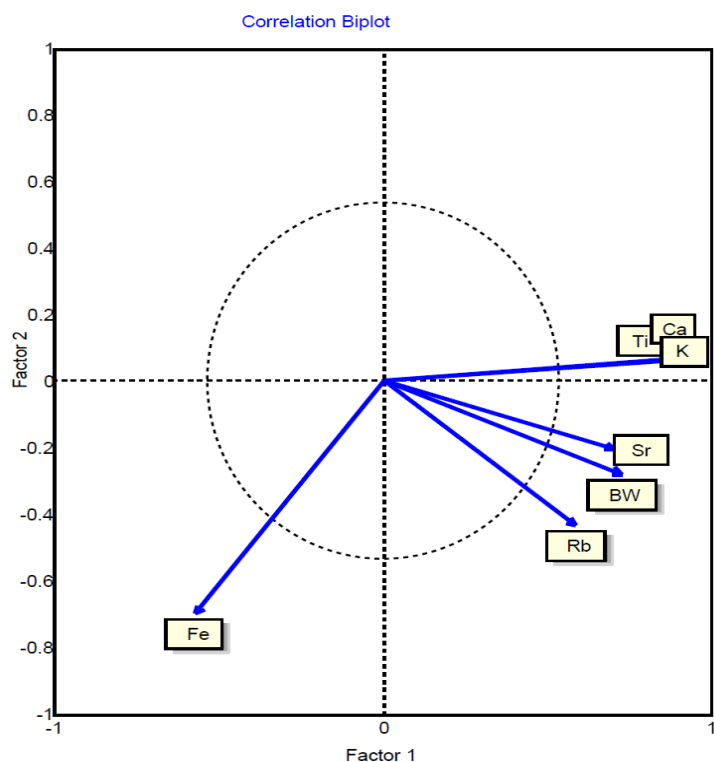
For å vise hvordan de ulike variablene varierer med hverandre, har det blitt gjort en prinsipalkomponentanalyse (engelsk: *principal component analysis*, PCA) i statistikkprogrammet Spatial Analysis in Macroecology (SAM) (Rangel et al., 2010). PCA er en multivariat analyse som identifiserer hvilken variabel som forklarer mest av variansen i datasettet. PCA brukes til å finne tilnærmet lineære forhold mellom variabler, og til å redusere dimensjonene i datasettet ved å konvertere dataene til syntetiske variabler for å minimere støy og sam/ko-linearitet i dataene. En PCA redefinerer de ulike variablene i forhold til et nytt koordinatsystem, og arrangerer variablene som varierer med hverandre etter komponentakser, (PC_1 , PC_2 , osv.).

FLS113 Histogram



Figur 21: Et utvalg proksyer fra innsjøkjernen FLS113, presentert som individuelle frekvensdiagram.

Tabell 6 viser hvor mye hver variabel bidrar til hver komponentakse i PCA. Tabell 7 viser eigenverdier, som representerer hvor mye av variansen i variabelen som kan forklares av komponentaksen. Proportion-kolonnen viser hvor stor andel av variansen som blir beregnet i hver komponentakse, mens Accum. Prop.-kolonnen viser andelen kumulativt. Broken Stick er en test som kan brukes som kriterium for hvilken variabel som er signifikant eller gyldig. Broken Stick viser hva som skal forventes av forklart varians, og dersom denne verdien er høyere enn den faktiske andelen, skal aksene forkastes. Ifølge Kaiser-kriteriet er alle variabler med absolutte eigenverdier høyere enn 1 signifikante. I tillegg vil ikke variabler med eigenvektorer (pilene) som er innenfor sirkelen, kalt likevektssirkel, være signifikante (Rangel et al., 2011).



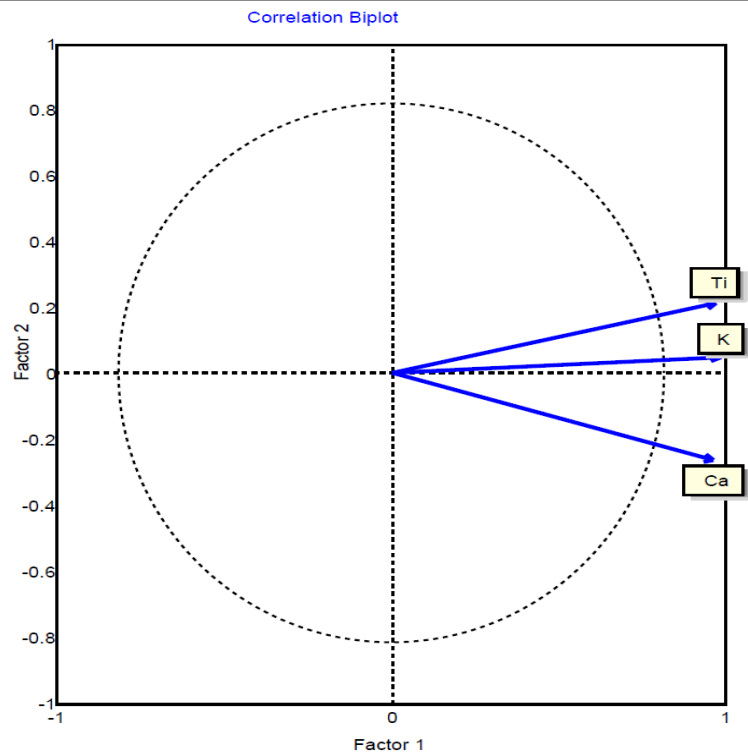
Figur 22: Resultatene fra FLS113 PCA₁ med alle proktyer

Tabell 6: Komponenttall for PCA₁ (FLS113) med alle proktyer

Component Loadings:							
	1	2	3	4	5	6	7
K	0.945	0.071	-0.141	0.119	-0.201	0.023	0.163
Ca	0.944	0.065	-0.108	0.009	-0.144	-0.26	-0.063
Ti	0.926	0.081	-0.114	0.121	-0.243	0.193	-0.106
Fe	-0.575	-0.703	-0.307	0.019	-0.284	-0.015	-0.002
Rb	0.588	-0.435	0.64	0.234	0.028	-0.005	0.001
Sr	0.703	-0.208	0.08	-0.673	0.033	0.037	0.008
BW	0.724	-0.285	-0.371	0.157	0.482	0.019	-0.006

Tabell 7: Eigenverdier for PCA₁ (FLS113) med alle proktyer.

Eigenvalues	Proportion	Acum.Prop.	Broken Stick
4.338	0.62	0.62	0.37
0.824	0.118	0.737	0.228
0.693	0.099	0.836	0.156
0.561	0.08	0.916	0.109
0.435	0.062	0.979	0.073
0.108	0.015	0.994	0.044
0.042	0.006	1	0.02



Figur 23: Resultatene fra FLS113 PCA₂ med K, Ca og Ti

Tabell 8: FLS113 Komponenttall for PCA₂ med K, Ca og Ti.

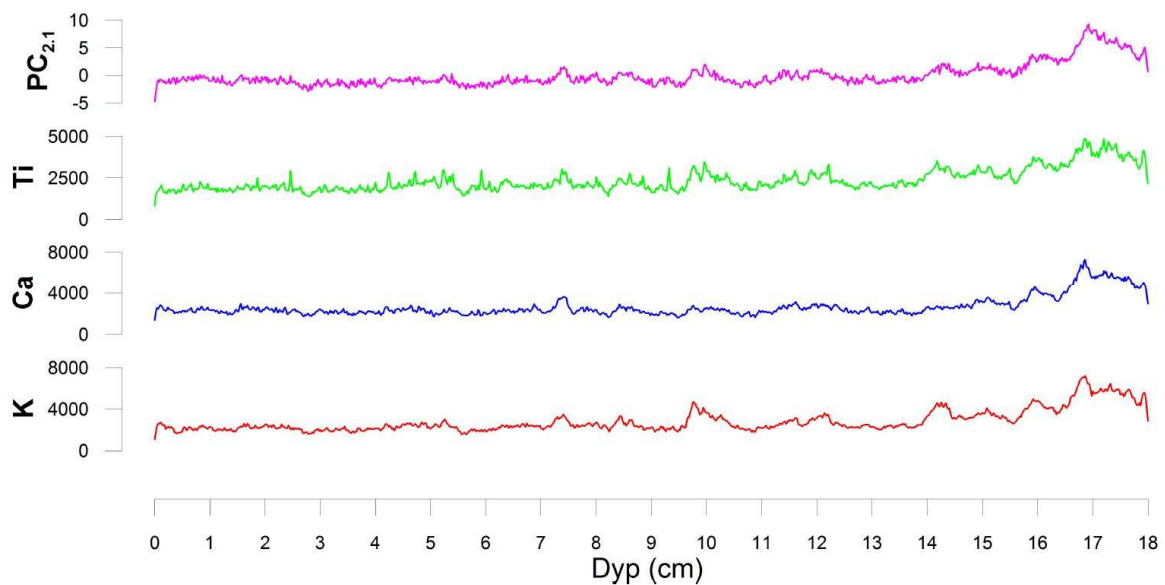
Component	Loadings:		
	1	2	3
K	0.985	0.047	-0.166
Ca	0.963	-0.264	0.059
Ti	0.971	0.214	0.11

Tabell 9: FLS113 Eigenverdier for PCA₂ med K, Ca og Ti.

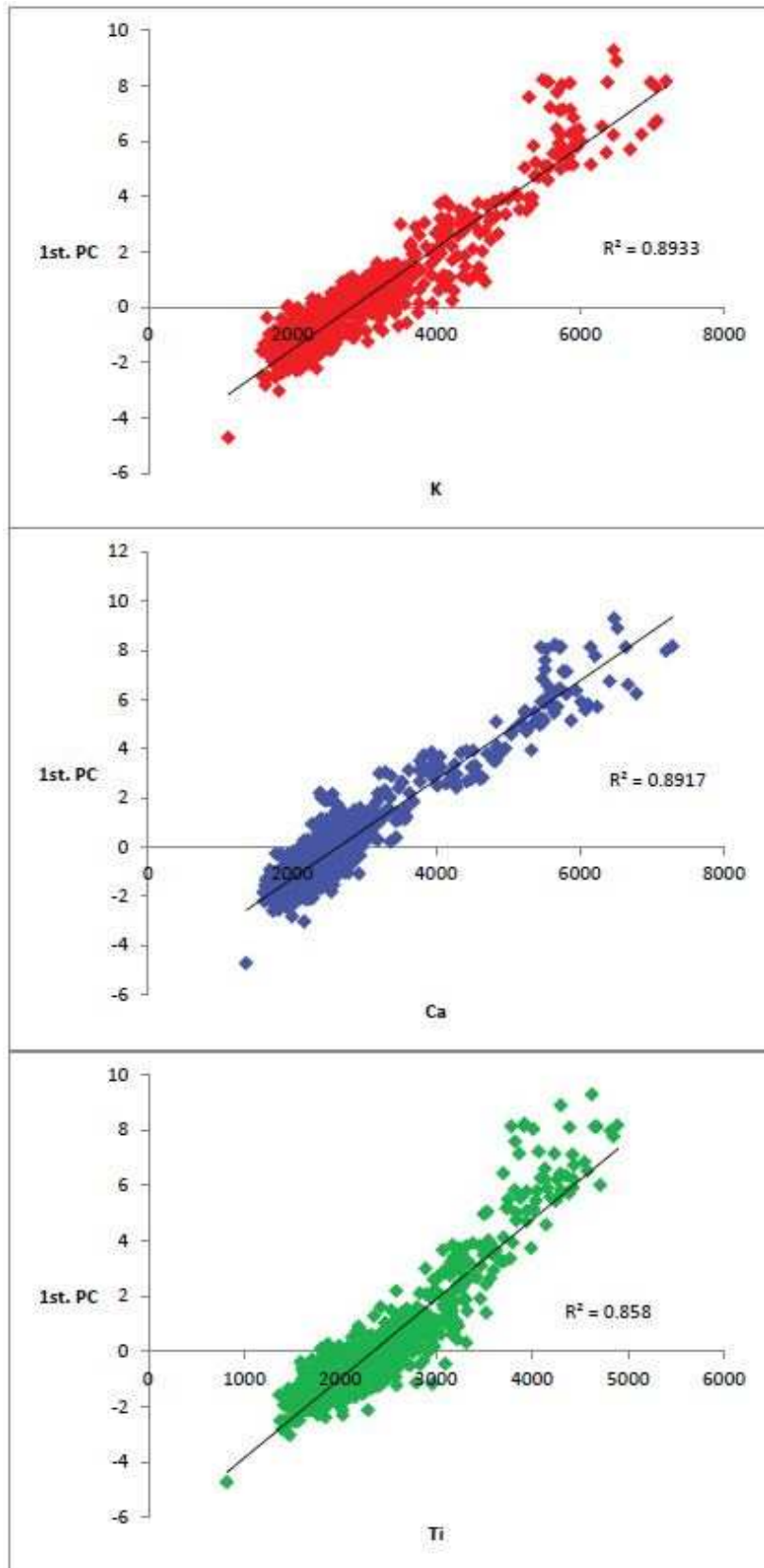
Eigenvalues	Proportion	Acum.Prop.	Broken Stick
2.839	0.946	0.946	0.611
0.117	0.039	0.986	0.278
0.043	0.014	1	0.111

Ved å gjøre en PCA (PCA₁) med alle proksyene, finner en at samtlige variabler utenom Fe i noen grad varierer rundt førstekomponentsaksen (PC₁) (se Figur 22). Variablene K, Ca og Ti utmerker seg spesielt og er svært godt korrelerte, med henholdsvis 94,5 %, 94,4 % og 92,5 % forklart av PC₁ (se Tabell 6). Til sammen forklarer disse tre variablene 83,6 % av PC₁. Likevel er kun K signifikant, etter både Broken Stick-testen og Kaiser-kriteriet. Fe skiller seg ut ved å korrelere med PC₄, mens Sr, Rb og BW er mindre korrelert med PC₁.

Selv om kun K er signifikant etter kriteriene, er også variablene Ca og Ti svært godt korrelert med PC_1 . Derfor ble det utført en PCA (PCA_2) med kun disse variablene. Fortsatt er K den eneste variabelen som er signifikant i forhold til kriteriene, men korrelasjonen er desto høyere. K kan forklares med 98,5 % av $PC_{2,1}$, mens Ca og Ti forklares av henholdsvis 96,3 % og 97,1 % (se Tabell 8). Resultatene oppsummeres i Figur 24, der komponentaksen $PC_{2,1}$ presenteres som en variabel over dyp. Figur 25 viser hvordan K, Ca og Ti forholder seg til $PC_{2,1}$, der K har høyest $R^2 = 0,89$. Dataene ser ut til å dele seg i to ulike grupper rundt $K = 5000$, $Ca = 5000$ og $Ti = 4000$. Dette er i tråd med hva som forventes i forhold til skjevhet og antydning til bimodalitet i histogrammene vist i Figur 21.



Figur 24: K, Ca og Ti (kcps) fra FLS113 sammenlignet med førstekomponentsaksen fra PCA_2



Figur 25: K, Ca og Ti (kcps) fra FLS113 korrelert med PC_{2,1}

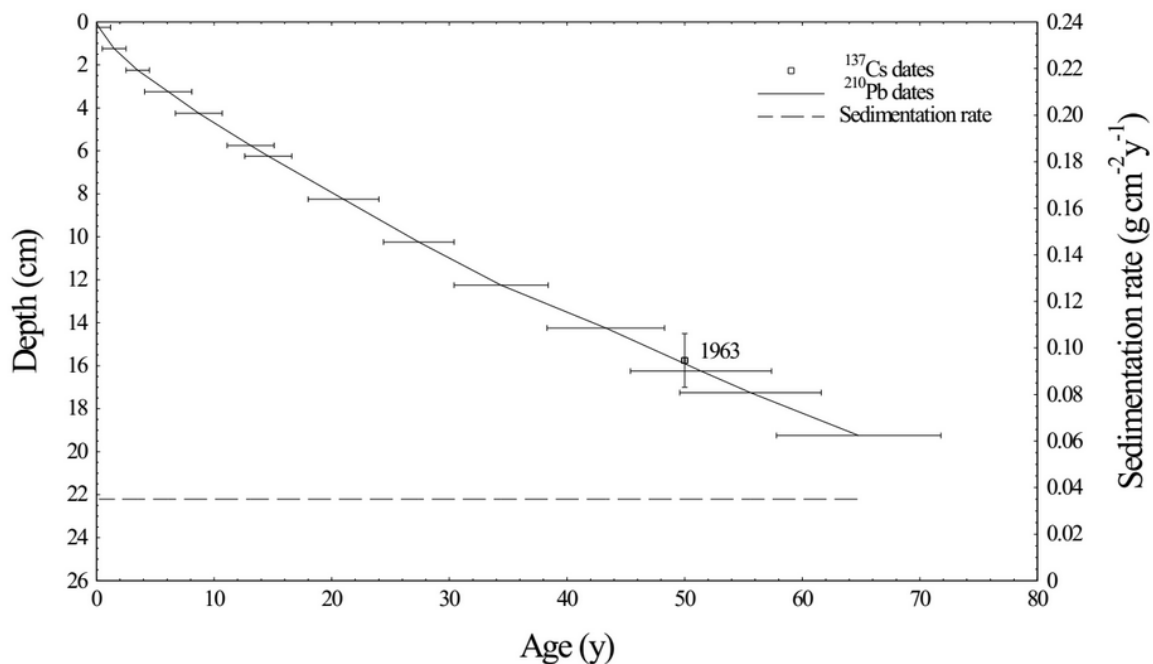
FLS213 Radiometrisk kronologi

En relativt eksponentiell nedgang i konsentrasjonen av ustøttet ^{210}Pb viser at sedimentasjonsraten i Flyginnsjøen har vært uniform omtrent de siste 60 år, med unntak av slutten av 40- eller begynnelsen av 50-tallet, samt de siste 10 år. Sedimentasjonsraten er ca. 0,82 cm/år i toppen og 0,22 cm/år i bunnen – dette reflekterer sannsynligvis at sedimentene blir komprimert over tid (Appleby og Piliposian, 2014). Ved ca. 16 cm dyp vises en topp i ^{137}Cs som etter all sannsynlighet stammer fra atomspredninger på 1950- og 1960-tallet, da mengden ^{137}Cs i atmosfæren økte betraktelig (Appleby et al., 1992). Aldersmodellen er vist i Tabell 10 og Figur 26.

Tabell 10: ^{210}Pb -kronologi for FLS213 (Appleby og Piliposian, 2014)

^{210}Pb chronology of the Flyginnsjøen sediment core FLS-213

Depth		Chronology			Sedimentation Rate		
cm	g cm ⁻²	Date AD	Age y	±	g cm ⁻² y ⁻¹	cm y ⁻¹	± (%)
0.00	0.00	2013	0	0			
0.25	0.01	2013	0	1	0.035	0.82	8.9
1.25	0.05	2011	2	1	0.035	0.60	8.9
2.25	0.12	2009	4	1	0.035	0.44	8.9
3.25	0.21	2007	6	2	0.035	0.38	8.9
4.25	0.31	2004	9	2	0.035	0.36	8.9
5.75	0.46	2000	13	2	0.035	0.34	8.9
6.25	0.51	1998	15	2	0.035	0.32	8.9
8.25	0.73	1992	21	3	0.035	0.31	8.9
10.25	0.96	1986	27	3	0.035	0.30	8.9
12.25	1.20	1979	34	4	0.035	0.25	8.9
14.25	1.52	1970	43	5	0.035	0.24	8.9
16.25	1.80	1962	51	6	0.035	0.24	8.9
17.25	1.95	1957	56	6	0.035	0.22	8.9
19.25	2.27	1948	65	7	0.035	0.22	8.9

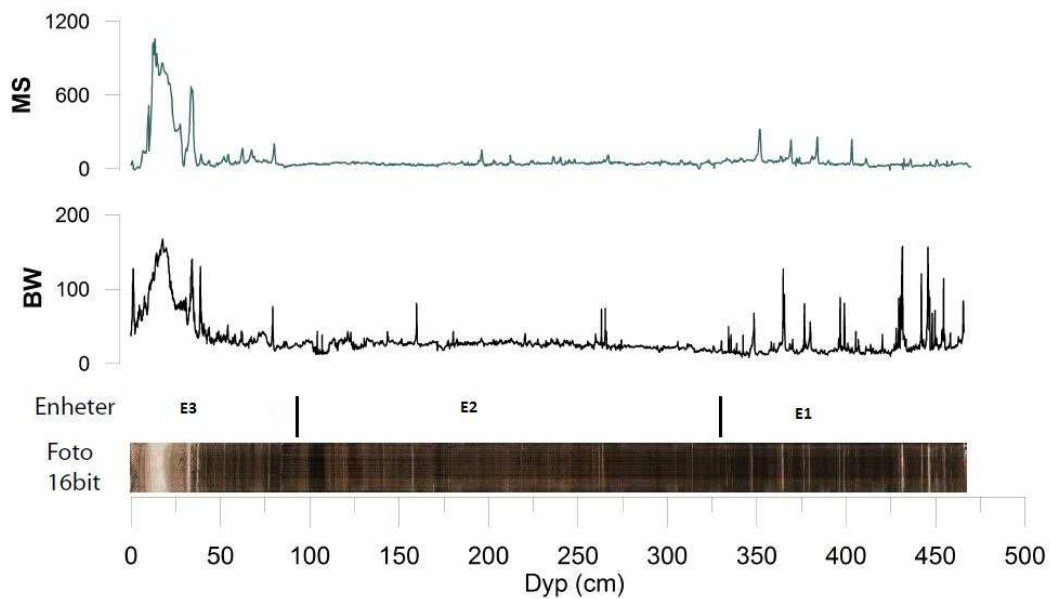


Figur 26: Radiometrisk kronologi for FLS213, vist med ²¹⁰Pb-årstall (Appleby og Piliposian, 2014)

6.2.2 FLP113

Kjernen er 463 cm lang og hentet fra koordinat 33V 337401 6670274 på 15,9-16,1 m dyp (se figur 18). Resultater av alle målinger som er blitt gjort på innsjøkjernen FLP113 er vist i Figur 27, og deskriptiv statistikk for variablene er oppsummert i Tabell 11. Rådataene er tilgjengelig i Vedlegg 2. Frekvenshistogrammer viser fordelingen av de enkelte variabler i Figur 28. Kurvene ser ut til å følge et bestemt mønster – begge variablene har jevnt over lave verdier, med enkelte topper som varierer relativt likt for variablene. Toppene korresponderer med lyse områder i kjernen. Kjernen domineres av en mørkebrun gyttje, som klassifiseres som bakgrunnssignal. Gyttjen har gjennomgående lave MS-verdier og lave BW-verdier. Med jevne mellomrom opptrer lysere lag (L-lag) bestående av mer minerogent materiale. L-lagene har høyere MS- og BW-verdier. Kjernen kan deles inn i tre enheter basert på forekomsten av L-lag:

- E1: 463-325 cm: Stort antall L-lag, med stor kontrast til gyttje. L-lagene opptrer med relativt høy frekvens, noen opptrer tett, andre står isolert.
- E2: 325-95 cm: Hovedsakelig gyttje, enkelte L-lag, stort sett tynne lag. Enkelte steder er det antydning til varv med nesten sort gyttje (100-110 og 120-130 cm).
- E3: 95-0 cm: Preges av lag med sagflis i ulik dybde (50 cm, og 30 cm), generelt tykkere L-lag, samt det tykkeste L-laget i hele kjernen (15 cm tykt ved ca. 10 cm dyp), som har de høyeste MS- og BW-verdiene i kjernen (henholdsvis 1060 og 167).

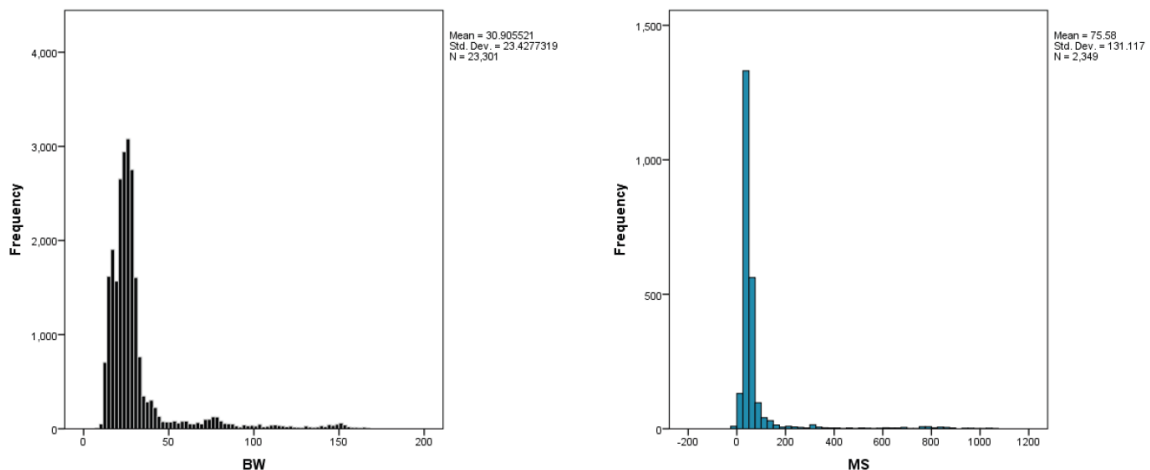


Figur 27: Alle resultater fra målinger gjort på FLP113. BW er oppgitt i RGB-gråhvitkalaen der 0 er svart. MS er oppgitt i SI-enheter. FLP113 er delt inn i tre enheter basert på grupperinger av karakteristikk i målingene.

Tabell 11: Deskriptiv statistikk for FLP113.

		Statistics	
		MS	BW
N	Valid	2349	23301
	Missing	20952	0
Mean		75.58	30.905521
Median		44.00	25.160400
Mode		38	21.6042 ^a
Std. Deviation		131.117	23.4277319
Variance		17191.551	548.859
Skewness		4.921	3.349
Std. Error of Skewness		.051	.016
Range		1070	158.8519
Minimum		-10	8.5443
Maximum		1060	167.3962
Percentiles	25	36.00	20.411038
	50	44.00	25.160400
	75	57.00	29.778950

a. Multiple modes exist. The smallest value is shown



Figur 28: Frekvensdiagram som viser fordelingen av MS og BW gjort på FLP113.

6.2.3 FLP213

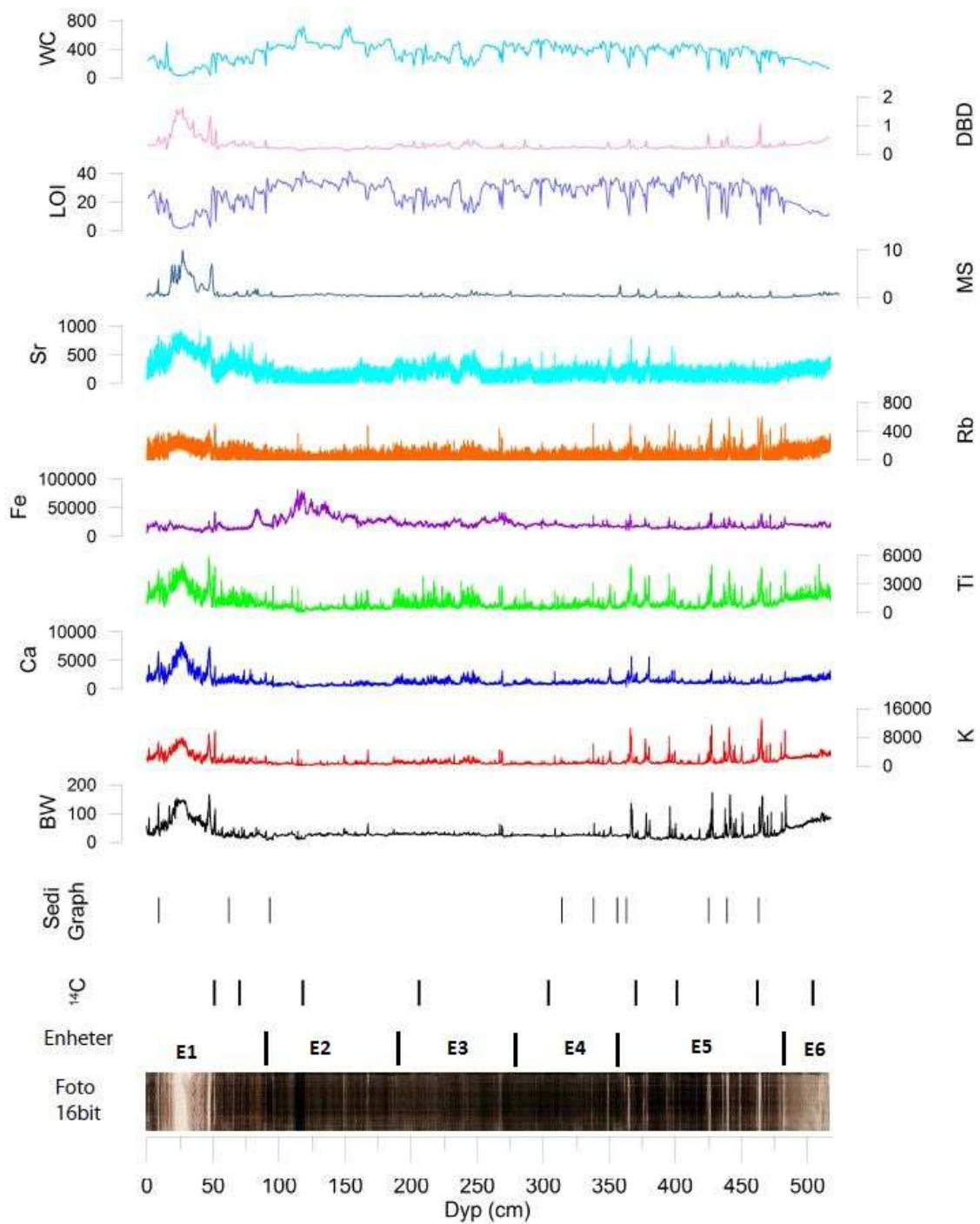
Kjernen er 516 cm lang og er blitt hentet fra koordinat 33V 337421 6670329, på 16,4 m dyp (se figur 18). Resultatene fra alle målinger som er blitt gjort på kjernen FLP213 er vist i Figur 29, og Tabell 12 oppsummerer deskriptiv statistikk for alle variablene. Rådataene som er blitt brukt er tilgjengelige i Vedlegg 3. De fleste kurvene ser ut til å følge et bestemt mønster, med flesteparten av målingene på et relativt lavt nivå. Det er flere klart definerte topper, som opptrer i bestemte faser. Denne fordelingen gjenspeiles i frekvenshistogrammene vist i Figur 30, der alle variablene, utenom LOI, DBD og WC har en viss grad av positiv skjevhet. Toppene ser ut til å følge hverandre, og korresponderer i stor grad med lyse felter i bildet. Fe-kurven ser ut til å følge de andre variablene fra 516-275 cm dyp, før den får et nytt mønster som ikke reflekteres i noen av de andre proksyene. Variablene Rb og Sr har gjennomgående lave tellerater, med stor variabilitet innad i datasettet, men ser ut til å reproducere en del av toppene som går igjen i de fleste variablene.

Kjernen domineres av mørkebrun gyttje, som kan klassifiseres som bakgrunnssignal. Bakgrunnssignalet gir gjennomgående høye LOI-verdier, lave MS-verdier, lave BW-verdier og lave K-verdier. Med jevne mellomrom opptrer lysere lag (L-lag) bestående av mer minerogent materiale. En nærmere beskrivelse av L-lag er tilgjengelig i Vedlegg 4. L-lagene karakteriseres av lave LOI-verdier, og høye MS-verdier, BW-verdier og K-verdier. Kjernen skiller seg spesielt ut i bunnen og toppen, og hele kjernen kan deles inn i seks enheter (E1-6) basert på forekomst av L-lag:

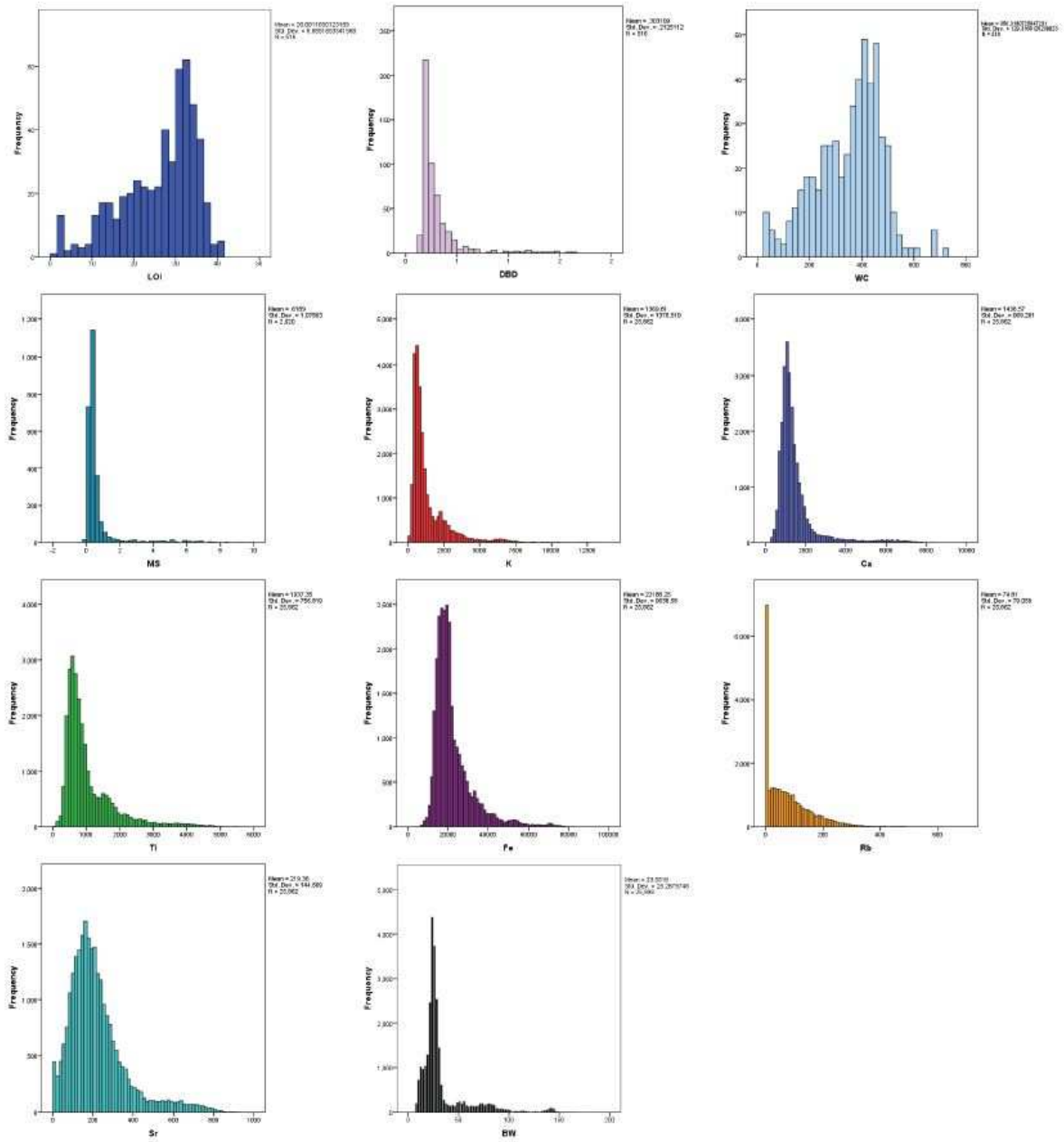
- E1: 516-482,5 cm: Denne delen skiller seg fra hele resten av kjernen. Delen er lys grå med innslag/nyanser av brunt. Noen grad av lagdeling eller sortering i nedre del (9 cm) som også er generelt lysere. Innslag av mørkere klaster, den største på ca. 2 x 4 cm. Klastene har

tilsvarende farge som de øverste 26 cm av delen. Jevnt over finnes glimmer. Gjennomsnittlig LOI-verdi er 15,6 %, MS-verdi er 0,54, K-verdi er 2786, BW-verdi er 83.

- E2: 482,5-340 cm: Relativt høy frekvens av L-lag, tykkelse fra < 1 mm til 3 cm.
- E3: 340-260 cm: Lav frekvens av L-lag, de som forekommer er tynne (< 1 mm) eller eksisterer bare som en antydning. Antydning til grovere lag, eller grovere periode.
- E4: 260-186 cm: Lav frekvens av L-lag, kun tynne lag. Noe grovere materiale. Gir utslag i proksyene, høyere MS, høyere K, lavere LOI.
- E5: 186-90 cm: Lav frekvens av L-lag, tynne og til dels utydelige lag, to perioder med mørk brun til sort gyttje, antydning til varv.
- E6: 90-0 cm: Høyere frekvens av L-lag, lagene er tykkere (< 1 mm-20 cm), antydning til grovere sekvenser innimellom. Noe varv-antydninger. Flere steder finnes organisk materiale som sagflis og annen grov organisk materiale. Kjernens tykkeste lag, i direkte overgang fra sagflis, gir kjernens høyeste utslag på MS, K og BW, og laveste på LOI.



Figur 29: Resultater fra målinger gjort på innsjøkjernen FLP213. Grafene ¹⁴C og SediGraph viser hvor i kjernen prøvene er blitt hentet fra. BW-grafen er på en RGB-gråhvitkala fra 0-255, der 0 er svart. Y-aksen på XRF-dataene (K-Sr) er kcps. MS er oppgitt i SI-enheter, LOI er oppgitt i %. DBD og WC er oppgitt i gram per cm³



Figur 30: Et utvalg prokser fra FLP213, presentert i individuelle frekvenshistogram.

Tabell 12: Deskriptiv statistikk for alle målinger gjort på FLP213.

		Statistics										
		LOI	DBD	WC	MS	K	Ca	Ti	Fe	Rb	Sr	BW
N	Valid	516	516	516	2620	25862	25862	25862	25862	25862	25862	25899
	Missing	25383	25383	25383	23279	37	37	37	37	37	37	0
Mean		26.08116501	.303109	350.3180726	.6189	1369.81	1436.57	1037.35	22188.25	74.81	219.36	33.561800
Median		28.43634051	.230450	376.1052038	.3500	867.00	1180.00	775.00	19495.00	54.50	189.00	25.456275
Mode		27.4113952 ^a	.1787 ^a	394.122925 ^a	.26 ^a	491 ^a	925	610	16054 ^a	0	0	23.6605
Std. Deviation		8.885185354	.2125112	129.3168126	1.07803	1378.519	969.281	756.819	9638.580	79.059	144.609	25.2879748
Variance		78.947	.045	16722.838	1.162	1900313.334	939506.015	572774.560	92902228.09	6250.333	20911.882	639.482
Skewness		-.840	3.562	-.338	4.500	2.893	3.339	2.163	2.171	1.457	1.556	2.524
Std. Error of Skewness		.108	.108	.108	.048	.015	.015	.015	.015	.015	.015	.015
Range		39.96123222	1.4875	689.3512375	9.95	1.2886	7998	5808	75939	606	915	166.5827
Minimum		1.439545989	.1285	26.36860682	-.11	67	273	0	5794	0	0	6.4126
Maximum		41.40077821	1.6160	715.7198444	9.84	1.2953	8271	5808	81733	606	915	172.9953
Percentiles	75	32.90781971	.321150	445.0775686	.5275	1582.00	1554.00	1.238.00	24938.00	115.00	271.00	30.900100
	85	34.40960035	.390370	469.1678951	.7285	2379.00	1860.00	1666.00	29771.10	155.00	335.00	51.978550
	99	40.28051469	1.425326	677.1246459	6.3058	6948.00	6245.59	4030.74	60497.86	321.00	732.00	142.083325

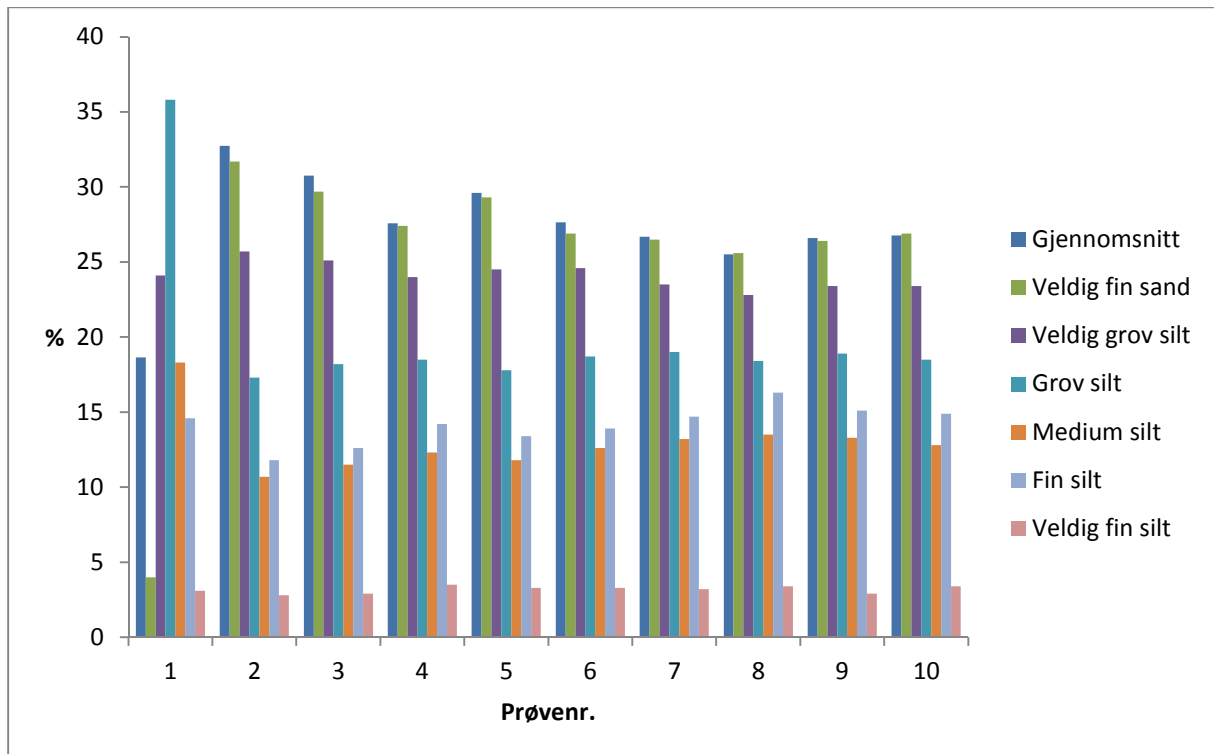
a. Multiple modes exist. The smallest value is shown.

Kornstørrelsesanalyse

Resultatene av kornstørrelsesanalysen er oppsummert i Tabell 14 og de viktigste observasjonene er presentert grafisk i Figur 31. Prøvene ser ut til å ha en svært lik kornstørrelsesfordeling, med unntak av nr. 1 som er fra L-lag 134 på 9,5 cm dyp.

Tabell 13: Resultater fra kornstørrelsesanalyse utført på ti prøver fra FLP213.

Prøvenr.	Dyp (cm)	g	Gjennomsnitt	Sortering	Veldig fin sand	Veldig grov silt	Grov silt	Medium silt	Fin silt	Veldig fin silt	Leire	Type	Kommentar
1	9.5	6.46	18.64	2.4	4	24.1	35.8	18.3	14.6	3.1	0	Stort/tykt flomlag	
2	62	10.08	32.75	3.4	31.7	25.7	17.3	10.7	11.8	2.8	0	Tynt lag, gyttje	
3	93	10.03	30.76	3.3	29.7	25.1	18.2	11.5	12.6	2.9	0	Gyttje	
4	338	9.62	27.58	3.3	27.4	24	18.5	12.3	14.2	3.5	0	Tykt lag	Tykkeste lag i kjernen
5	314	10.61	29.6	3.4	29.3	24.5	17.8	11.8	13.4	3.3	0	Tre tynne lag, gyttje	
6	356	10.36	27.65	3.3	26.9	24.6	18.7	12.6	13.9	3.3	0	Gyttje	
7	425.5-426	6.29	26.69	3.3	26.5	23.5	19	13.2	14.7	3.2	0	Tykt lag	Nesten bare flomlag
8	463	6.81	25.5	3.3	25.6	22.8	18.4	13.5	16.3	3.4	0	Tykt lag	Tykkeste lag i kjernedelen
9	363	6.1	26.59	3.3	26.4	23.4	18.9	13.3	15.1	2.9	0	To lag, gyttje	
10	439	6.82	26.77	3.3	26.9	23.4	18.5	12.8	14.9	3.4	0	To lag, gyttje	Tykke lag



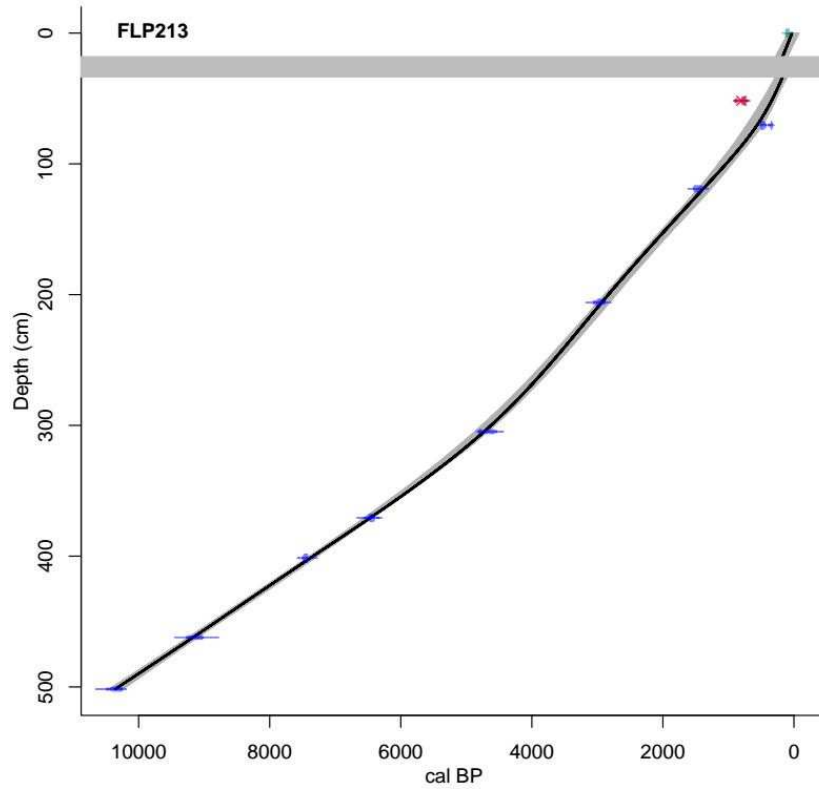
Figur 31: Kornstørrelsesfordeling for ti prøver fra FLP213.

FLP213 Radiometrisk kronologi

Det ble plukket ut makrofossiler fra 9 lokaliteter i FLP213 som ble sendt til Poznan for radiometrisk datering (se Tabell 15). Aldersmodellen angir alder før nåtid (engelsk: *before present*, BP) som er definert til 1950, og ble laget med programvaren Clam i statistikkprogrammet R (Blaauw, 2010). Når dateringene kan relateres til moderne tid, benevnes de i tillegg som AD (latin: *anno domini*, etter Kristus). Prøven FLP213(1.3) viser en veldig høy alder i forhold til resten av dateringene. Dette er trolig fordi den er hentet fra et område med sagflis, som tyder på at dette er et eldre tre som er blitt felt og senere sedimentert i Flyginnsjøen. Prøven ble dermed forkastet fra aldersmodellen. De fleste L-lagene er tynne, og er innenfor feilmarginene i aldersmodellen. Derfor ble ikke disse tatt ut av aldersmodellen før interpolering (Støren et al., 2010). Det eneste unntaket er L-lag nr. 131 (15,5 cm tykt), som fikk lik alder gjennom hele laget (slump). Fordi det ikke er overlapp mellom FLP213 og FLS213, er toppen blitt vurdert til å være fra maksimum 1910 ± 25 . Dette gir L-lag nr. 133 en best fit alder på 1776 (maks 1850 min 1668), som stemmer OK overens med at dette laget tolkes til å være avsatt under Storofsen i 1789. Aldersmodellen er vist som dyp over alder i Figur 32.

Tabell 14: Resultater fra radiokarbondateringer fra FLP213

Prøvenavn	Lab. nr.	Kal. alder BP \pm	Cm	Materiale	g
FLP213(1) 51.0-52.5	Poz-57974	870 \pm 30 BP	51	Torv/flis	0.0229
FLP213(1.3) 70,1-70,9	Poz-59030	390 \pm 30 BP	70	Bark	0.0101
FLP213(2) 118.5-119.5	Poz-57975	1565 \pm 35 BP	118	Blad/bark	0.0282
FLP213(3) 205.8-206.4	Poz-57976	2860 \pm 30 BP	206	Gress/bark/barnål	0.0046
FLP213(4) 304.4-305.1	Poz-57977	4125 \pm 30 BP	304	Bark	0.0053
FLP213(5) 370.3-371.0	Poz-57978	5670 \pm 40 BP	370	Blad	0.0044
FLP213(4.2) 401.1-401,9	Poz-59029	6535 \pm 35 BP	401	Blad/bark	0.0291
FLP213(6) 461.9-462.3	Poz-57979	8180 \pm 50 BP	462	Blad/bark	0.0034
FLP213(7) 501.4-502.0	Poz-57980	9190 \pm 50 BP	504	Kvist/blad	0.0530



Figur 32: Aldersmodell for FLP213 basert på ¹⁴C-daterte makrofossiler. Én datering er utelatt på grunn av feilaktig alder. L-lag 133 (33,5-18 cm) har blitt klippet ut (slump) og har fått en alder på 1776 år AD.

7. DISKUSJON

Mengden sedimenter som kan transporteres med en elv er avhengig av elvas vannføring, og vannføringen senkes idet elven når en innsjø, slik at sedimentene blir avsatt i innsjøen. Derfor har innsjøer tidligere vist seg å være gode arkiv for flommer gjennom holosen (Nesje et al., 2001, Gilli et al., 2003, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2008, Støren et al., 2010, Vasskog et al., 2011, Wilhelm et al., 2013, Gilli et al., 2013, Swierczynski et al., 2013, Vanniere et al., 2013, Simonneau et al., 2013, Wirth et al., 2013a, Wirth et al., 2013b). Glommas bifurkasjon ved Kongsvinger er godt kjent og beskrevet (Klæboe, 1946, Hegge, 1968, Pettersson, 2000). Når Glomma deler seg under flom, går den inn i Vingersjøen og over terskelen ved Gropa i sør, og entrer Vrangselvassdraget gjennom Flyginnsjøen (se Figur 1). Fordi bifurkasjonen kun oppstår når Glomma ved Kongsvinger har en vannføring på ca. 1 500 m³/s eller mer (Pettersson, 2001), vil flomsedimenter i bifurkasjonsløpet kunne knyttes til flommer i Glomma av en viss minimumsstørrelse. Det antas at dette forholdet er representativt også bakover i tid, selv om passpunktet kan ha blitt påvirket av gjengroing, sedimentering og erosjon.

Flyginnsjøen er liten og homogen, med et klart definert dybdesenter på ca. 16 m. Mangelen på et definert delta i dagens aktive innløp indikerer at sedimenttilførselen fra Vrangselva er begrenset. Terskelen mellom Flyginnsjøen og Vingersjøen (Tarven) fungerer som en klart definert av/på-knapp for når Glomma slår over. Glommas nedbørsfelt er stort og variert, med svært stor tilgang på løsmasser, mens Flyginnsjøens nedbørsfelt er lite og for det meste er dekket av et skrint morenemateriale, med unntak av store flyvesandavsetninger på Liermoen og glasifluviale terrasser i dalsidene (se kapittel 6.1 for kvartærgeologisk kartlegging av området). Tidligere studier som har rekonstruert flommer i Sør-Norge (Nesje et al., 2001, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010) har sett på små elver i nedslagsfelt med mye sedimenter. Dette er gunstig fordi da er ikke sedimenttilgang noen begrensende faktor og elvene har liten erosiv kraft i innsjøene. Dersom innsjøsedimentene ligger på et dyp som hindrer eller minimerer erosjon fra bølger eller store flommer, vil sedimentene bevares i kronologisk rekkefølge med dyp (Schillereff et al., 2014). 7 meter blir ansett som tilstrekkelig dybde (personlig kommentar, NVE 2013). Som en liten og dyp innsjø med et lite nedbørsfelt, og store mengder sedimenter tilgjengelig, innehar lokaliteten Flyginnsjøen disse forutsetningene – som kombinert med en evne til å fange opp flommer fra nesten hele Glommas østlige løp, gjør Flyginnsjøen til en utmerket lokalitet å studere flomfluktasjoner i Glomma gjennom holosen.

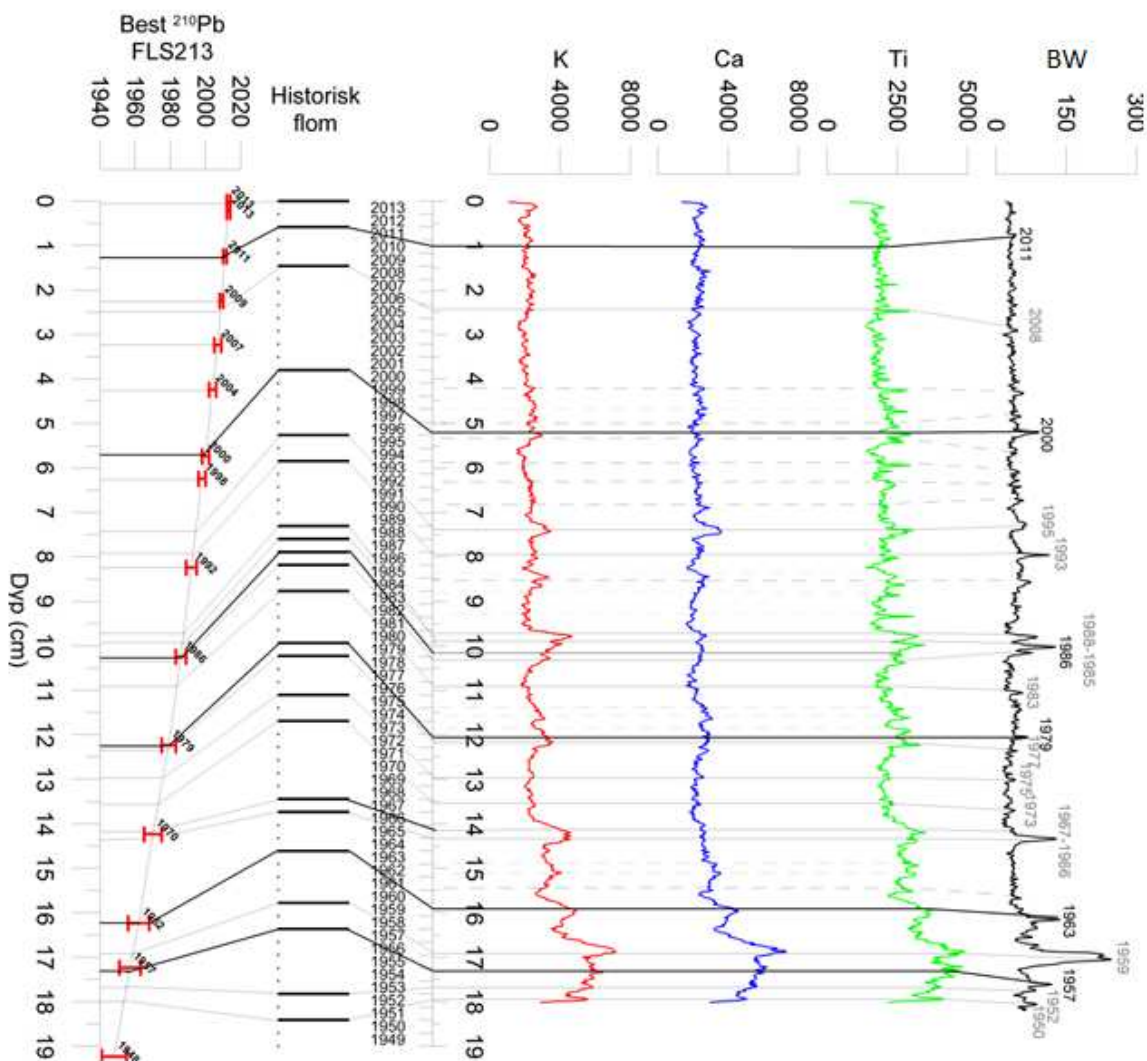
7.1 Identifikasjon av flomsedimenter

På grunn av lokale variasjoner i nedbør eller endringer i kildeområdet, kan tilgangen til et bestemt element i nedslagsfeltet variere over tid. Derfor vil en XRF-analyse forvente å gi noe kontinuerlig variasjon også i bakgrunnsedimentet. Likevel er det sannsynlig at raske hendelser med økt

sedimenttilførsel vil gi en betydelig økning i enkelte geokjemiske signaler, slik at XRF-data kan brukes til å identifisere slike hendelser i en innsjøkjerne (Vasskog et al., 2011). Resultatene fra PCA₁ gjort på XRF-målingene på kjernen FLS113 vist i kapittel 6.2.1, viser at K, Ca og Ti i stor grad samvarierer og til sammen forklarer over 83 % av variansen langs førstekomponentaksen PC_{1.1}. PCA₂ viser at K alene forklarer 94 % av variansen langs førstekomponentsaksen PC_{2.1}. Derfor blir K, Ca og Ti brukt i de videre analysene. Gitt at de høyeste verdiene i proksyene representerer flommer i Glomma, kan forholdet mellom lyse lag og proksydata – Glommas flomsignatur – etableres. Flomsignaturen kan brukes til å identifisere flommer også langt bakover i tid, lenger enn instrumentelle og historiske data, henholdsvis 150 år og 360 år i Flyginnsjøen, kan verifisere. Flyginnsjøen har dermed potensiale til å registrere samtlige flommer i Glomma med en vannføring over 1500 m³/s, målt ved Kongsvinger kraftverk, som har forekommet de om lag siste 10 000 år.

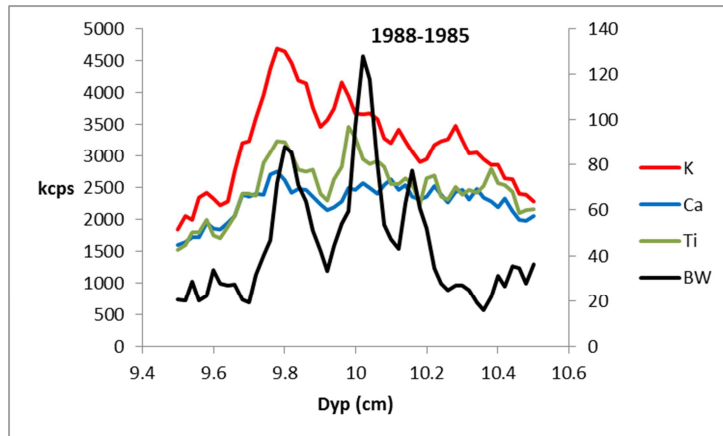
Innsjøkjernene FLS113 og FLP213 er hentet fra de øverste og antatt yngste sedimentene i Flyginnsjøen. ²¹⁰Pb-dateringene fra FLS213 (Appleby og Piliposian, 2014) viser at sedimentene har en alder på 63 år ± 9 år i bunnen (se Figur 26 og Tabell 10 i kapittel 6.2.1). Dateringene og proksydataene fra FLS113 har blitt sammenstilt med instrumentelle flommer i Figur 33. I figuren er de instrumentelle flommene registrert som flom/ikke flom for hvert år, men de sier ingenting om sesong, varighet eller vannføring. Dateringene har en feilkilde på 1-9 år, og kommer fra en annen kjerne enn proksyene. Det er derfor ikke mulig å gi en helt korrekt alder på de lyse lagene i FLS113, men det er blitt forsøkt å sammenstille dataene slik at de passer best mulig. XRF-dataene K, Ca og Ti er målt samtidig, og har dermed lik oppløsning. BW-dataene er målt på bildet fra ITRAX kjernelogger, men bildet har høyere pikseloppløsning (0,005 cm) enn XRF-dataene (0,02 cm). Datasettet har derfor blitt redusert til et gjennomsnitt gjennom fire punkter for å være sammenlignbare.

For å finne dypet for hver flom registrert i instrumentelle målinger (årstall) ble instrumentelle flommer sammenstilt med aldersmodellen fra FLS213 (figur 26). Deretter ble flommene, nå med et «kjent» dyp fra FLS213, koblet til sammenfallende høye verdier i proksy-data fra FLS113, på omtrent samme dyp. Flommer der årstallet sammenfaller med konkrete dateringer, er markert sort. Flommer som ikke korresponderer til en konkret datering i modellen er markert grått. I tillegg viser stiplede linjer (markert grått) topper som går igjen i flere proksyer, men ikke alle. Disse kan være et resultat av andre lokale prosesser, som for eksempel flom i Vrangselv eller antropogen input i innsjøen. På denne måten har alle de 22 flommene fra 1950 og til i dag med litt slingringsmonn blitt identifisert. De lyse lagene (L-lagene) blir dermed definert til å være flomlag i Flyginnsjøen.



Figur 33: FLS113 og FLS213 kalibrert med observerte flommer. Y-aksen er kcps (K, Ca og Ti) og RGB (BW).

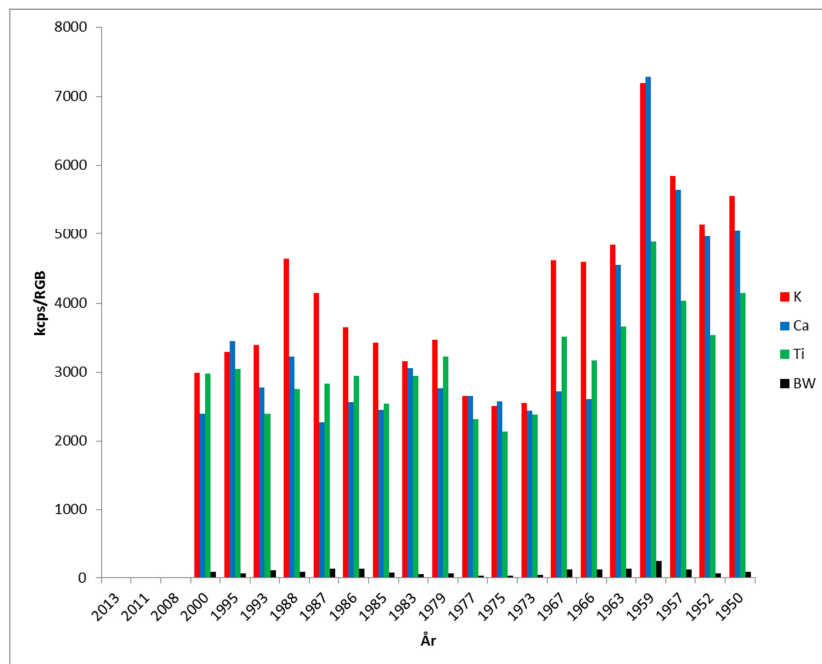
Flomtoppene i FLS113 karakteriseres av høye verdier av K, Ca, Ti og BW. Amplituden og detaljene i hver flomtopp varierer, illustrert med flomtoppene fra 1985, 1986, 1987 og 1988 i figur 34. Det kan komme av at elven eroderer på sedimenter fra ulike kildeområder under de forskjellige flommene. Glomma drenerer et svært stort område med utallige sideelver og bekker, hvor alle kildeområder potensielt har sin unike geofysiske signatur. Det ble under feltarbeidet innsamlet en rekke jordprøver fra Flyginnsjøens nedbørsfelt og oppstrøms Kongsvinger i Glomma, slik dette forholdet kan studeres grundigere. Den videre analysen ble ikke gjort under dette studiet. Selv om detaljene varierer seg noe forskjellig i hver flomtopp og samtlige proksyer i flomtopper (se figur 35), er det likevel felles at de ulike proksyene øker betraktelig samtidig innenfor et kort avsnitt (mm). Maksimums-, minimums- og gjennomsnittsverdiene for flomtoppene i FLS113 er oppsummert i Tabell 16. Minimumsverdiene for disse flommene kan brukes videre til å identifisere flomlag dypere ned i innsjøsedimentene, i kjernene FLP113 og FLP213.



Figur 34: Detaljutsnitt av proksyer for FLS113 som illustrerer at proksyene varierer innenfor flomtoppene.

Tabell 15: Maksimum-, minimum- og gjennomsnittsverdier for proksyer i flomtoppene i FLS113.

	K	Ca	Ti	BW
Maks	7197	7287	4892	244
Min	2505	2280	2142	30.75
Gjennomsnitt	4089.053	3445.947	3131.211	94.90789



Figur 35: Figuren viser at proksyene varierer innenfor hver flomtopp i FLS113.

Trenden med at lyse lag korresponderer med K, Ca og Ti fortsetter i FLP213 (se Figur 29). Forskjellen mellom lyse lag og gyttje blir ytterligere understreket i proksyene MS, LOI og DBD. Glødetap er en mye brukt proksy for organisk innhold i sedimentkjerner. LOI-verdier opp til 60 % har vist stor korrelasjon med mengden organisk karbon (engelsk: *total organic carbon*, TOC), men over dette kan LOI-verdien øke uten at TOC er proporsjonal (Janbu et al., 2011) Bakke et al. (2005) har imidlertid vist at innsjøsedimenter med LOI-verdier lavere enn 5 % ikke egner seg for å beskrive minerogen sedimentasjon, typisk for innsjøer lokalisert i arktiske og alpine områder. Flomlag karakteriseres i noen tilfeller av et høyere innhold av terrestriske plantemakrofossiler som en følge av flommens eroderende kraft på elvebredden og oversvømt land (Støren et al., 2008, Vasskog et al., 2011, Simonneau et al., 2013). LOI-verdiene er dermed typisk høyere enn normalen internt i kjernen. I andre områder der flomlagene i hovedsak består av silt, kan de karakteriseres ved et lavere innhold av organisk materiale. (Nesje et al., 2001, Bøe et al., 2006, Swierczynski et al., 2013). Slike flomlag består av materiale som er blitt erodert fra minerogene områder i nedslagsfeltet. I dette studiet er ikke de faktiske LOI-verdiene i Flyginnsjøen interessante i seg selv, men den relative forskjellen mellom bakgrunnsignalet (40 %) og de lyse lagene (10 %) brukes for å identifisere flomlag.

I innsjøer der bakgrunnsedimentet er dominert av minerogent materiale, vil områder med relativt lavere MS-verdier kunne være en indikator på innslag av mindre minerogent materiale, som for eksempel flomlag dominert av organisk materiale (Vasskog et al., 2011). I områder der normalsedimentasjonen karakteriseres av et høyt innhold av organisk materiale, vil MS-verdiene jevnt over være lave, mens innslag av minerogent materiale vil gi en topp i målingene (Nesje et al., 2001, Støren et al., 2010). Fordi minerogent materiale har høyere magnetisk susceptibilitet enn organisk materiale, vil MS kunne variere inverst med LOI, og sammen vil de identifisere områder i en innsjøkerne med høyere minerogent materiale og tilsvarende lavere organisk materiale, og omvendt. Målingene gjort på FLP113 og FLP213 viser en kraftig økning i SI (opp til 10,6 og 9) i de lyse lagene i sedimentene, og jevnt over lave verdier i de mørke sedimentene (opp til 4,4 og 0,35).

Kontrastrike sedimenter egner seg godt til bildeanalyse. Tilgangen på svært høyoppløselige digitalkameraer gjør bildeanalyse til en billig, enkel og effektiv metode for å beskrive innsjøsedimenter. Dersom de ulike lagene ligner på hverandre, kan det være hensiktsmessig å skille ut RGB-verdiene i bildet (Vanniere et al., 2013). Innsjøkjernene FLS113 og FLP213 derimot, har svært høy kontrast mellom bakgrunnsignal og L-lag. Selv om en mer sofistikert analyse antakelig kunne gitt mer presise og detaljerte data om hver enkelt flomhendelse, ble en enkel gråhvitskala ble regnet for å være tilstrekkelig i dette studiet. De lyse lagene har RGB-verdier (BW) fra rundt 50 og til 246, mens mørkere deler av kjernen gir rundt 20-30.

Kornstørrelse er en av de vanligste proksyene for å identifisere flomlag (Gilli et al., 2013). Bøe et al. (2006) bruker kornstørrelse som en indikator på vannføring, og kornstørrelsesanalyse blir brukt for å skille mellom ulike prosesser i en innsjø (Vasskog et al., 2011, Simonneau et al., 2013, Støren et al., 2008), for å skille ulike varvlag og prosesser knyttet til produksjonen av disse (Cuven et al., 2010), og for å sammenligne eldre flomavsetninger med moderne (Yang et al., 2000). Kornstørrelsesanalysen gjort på FLP213 viser ingen signifikante forskjeller mellom mørke sedimenter og lyse sedimenter. Unntaket er prøvenr. 1, som har en relativt større anrikning av veldig grov silt, og mindre anrikning av veldig fin sand, i forhold til de andre prøvene. Det kan være at de groveste fraksjonene som fraktes under en flom blir sedimentert over passpunktet ved Gropa, og at de fineste fraksjonene blir fraktet videre nedover vassdraget. Trolig er ikke normalvannføringen i Vrangselv tilstrekkelig for å frakte fraksjoner større enn veldig fin sand.

Lokal avrenning i nedbørsfeltet og jevn vannføring fra Vrangselv vil bidra til en kontinuerlig sedimentering i Flyginnsjøen. Derfor vil de ulike parameterne naturlig variere noe jevnt over i kjernen. I en flomsituasjon vil derimot sediment-regimet endre seg drastisk, grunnet høy vannføring med økt kompetanse og kapasitet i elva. Skillet mellom en normalsituasjon og en flom kan være uklart, slik at en terskel må defineres for hva som regnes som flom og ikke flom. På grunn av langtidsendringer i sedimenttilgang og endringer i nedslagsfeltet, vil ikke denne terskelen være lineær over lang tid. Da det ikke er noen andre dominerende geomorfologiske prosesser, som skred, i nedslagsfeltet til Flyginnsjøen, antas høye verdier i proksyene å reflektere flomhendelser. En konservativ terskel vil kunne fange opp de største flommene, og gi et minimumstall på flomfrekvens i innsjøen.

Proksyene viser endringer i innsjøsedimentenes egenskaper, som er avhengig av en viss sedimenttilgang, men det er ikke gitt at alle flommer avsetter like store mengder sedimenter, eller avsetter sedimenter i det hele tatt. Ekstremflommen Storofsen i 1789 skiller seg spesielt ut i sedimentarkiv over andre deler av Østlandet (Bøe et al., 2006). Tilgangen på sedimenter var på det tidspunktet enorm, delvis som en følge av et stort antall jordskred- og ras i dalsidene under ekstremregnværet i dagene under Storofsen (Roald, 2003). Flommen fikk stor innvirkning på grunn av de spesielle forholdene med dyp frost i bakken fra året før. En sen vår med kraftig og plutselig temperaturøkning i juni-juli, førte til store mengder snøsmelting – først i lavlandet, deretter i høyfjellet. I tillegg kom det i dagene før og under Storofsen enorme mengder nedbør, på grunn av et spesielt værsystem over Europa (Østmoe, 1985). Storofsen er antakeligvis den største flomkatastrofen i Norge gjennom holosen. I kjernene FLP113 og FLP213 finnes det sedimentpakke på henholdsvis 15 cm og 15,5 cm – en tykkelse som langt overgår samtlige andre flomsedimenter (gjennomsnittlig tykkelse: ca. 0,3 cm) i begge kjerner. Et lignende avvikende lag i innsjøen Butjøna

har blitt datert til å være Storofsen (Bøe et al., 2006). Derfor tolkes disse lagene i Flyginnsjøen også til å representere Storofsen. Sedimentpakken tas hensyn til i de videre analysene.

Basert på blant annet observerte kulminasjonsvannføringer og kartlegging av flom-merker på en rekke steder på Østlandet, blir flommen i 1995 – kalt Vesleofsen, flere steder regnet som den nest største flommen i Norge gjennom historisk tid. Ved Kongsvinger ble kulminasjonsvannføringen i Glomma beregnet til å være 3182 m³/s. Ved Magnor var kulminasjonsvannføringen i Vrangselv 61,37 m³/s. Vannstanden i Vingersjøen under flommen er ukjent, men flommen gikk over veibroen på Granli (se figur 2). Til tross for høy vannføring og høy vannstand, kan ikke signalene i proksyene fra Flyginnsjøen måle seg med Storofsen. I FLS113 gir Vesleofsen maksutslag i K, Ca og Ti på henholdsvis 3409, 3594 og 3044 kcps, mens Stofosen i FLP213 gir henholdsvis 7815, 8271 og 5210 kcps. Bildeanalysen gir 64,5 BW for Vesleofsen, i motsetning til Storofsen som gir 142 BW.

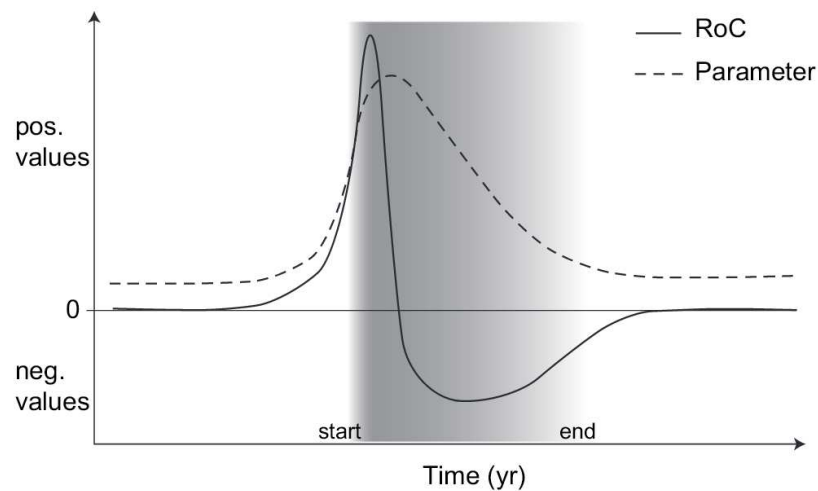
I kontrast til de to største flommene, gir flommen i 1959 svært store utslag i FLS113. Vannstanden i Vingersjøen var 5,84 m. på vannmerket, kulminasjonsvannføringen var 2080,47 m³/s ved Kongsvinger, og 49,55 m³/s ved Magnor. Sedimentlaget er i FLS113 ca. 1 cm tykt, og gir utslag i K, Ca og Ti med henholdsvis 7197, 7287 og 4819 kcps. Bildeanalysen gir BW 246. Denne flommen er ikke like regionalt utbredt som Storofsen og Vesleofsen, og er heller ikke omtalt på samme måte i historiske kilder. Men sedimentmengden tilgjengelig i flomløpet har gitt flommen en markert signatur i Flyginnsjøen. Det kan tenkes at dette skyldes arealbruksendringer i nedslagsfeltet, da sandtaket ved Gropa ble anlagt på 50-tallet (se kvartærgeologisk kart i figur 19). Sanduttakene kan ha gjort store mengder materiale tilgjengelig for flommen å erodere, transportere og sedimentere. Etterfølgende flommer har ikke den samme sedimentmengden å ta av, og gir dermed ikke like store signaler i proksyene – til tross for lik eller høyere vannstand og vannføring. Dette viser at det ikke er et lineært forhold mellom vannføring og sedimenttykkelse i Flyginnsjøen.

Flommer er raske hendelser som potensielt gir svært tydelige endringer i sedimentasjonsmiljøet i innsjøen. Derfor vil endringsraten i de målte parameterne kunne brukes som et verktøy for å identifisere flomsedimenter i innsjøen (Støren et al., 2010). Endringsraten (engelsk: *rate of change*, RoC) beregnes på et løpende gjennomsnitt gjennom 20 punkter for å minimere langtidstrender i innsjøproduksjon og avrenning i nedbørsfeltet. RoC kalkuleres ved å dividere endringen i parameteren (δy) med endring i tid (δt):

$$RoC = \delta y / \delta t$$

Flomsedimentene karakteriseres av høy og rask positiv respons i de ulike parameterne, fordi disse representerer en økning i mengden minerogent materiale. Når flommens intensitet og

sedimentasjonsrate minker, blir endringsraten negativ. Derfor blir enhver rask økning i endringsraten etterfulgt av en negativ respons (se Figur 36).



Figur 36: Modellen viser forholdet mellom sedimentlag, endring i parameter og endringsrate (RoC) over tid (Støren et al., 2010)

For objektivt å kvantifisere tellingen av flomlag i FLS113 og FLP213 har to antatt representative lag fra FLS113 blitt valgt ut. Verdier knyttet til de representative flommene brukes til å definere og dermed telle flommer i kjernene (se Figur 33). Referanselagene må være små nok til å plukke opp de minste flommene, men store nok til å redusere støy. Flommen i 2000 gir relativt lite utslag i variabelen K, men er stor nok til å reflekteres i de andre proksyene. I tillegg stemmer alderen på dette laget godt overens med datering fra FLS213. Flommen i 1995 var ekstrem når det gjaldt vannføring, men utslagene i proksyene er små. På bakgrunn av dette er sedimentlagene som er tolket til å være 2000-flommen og 1995-flommen valgt som referanseverdier for flommer i FLS113 og FLP213.

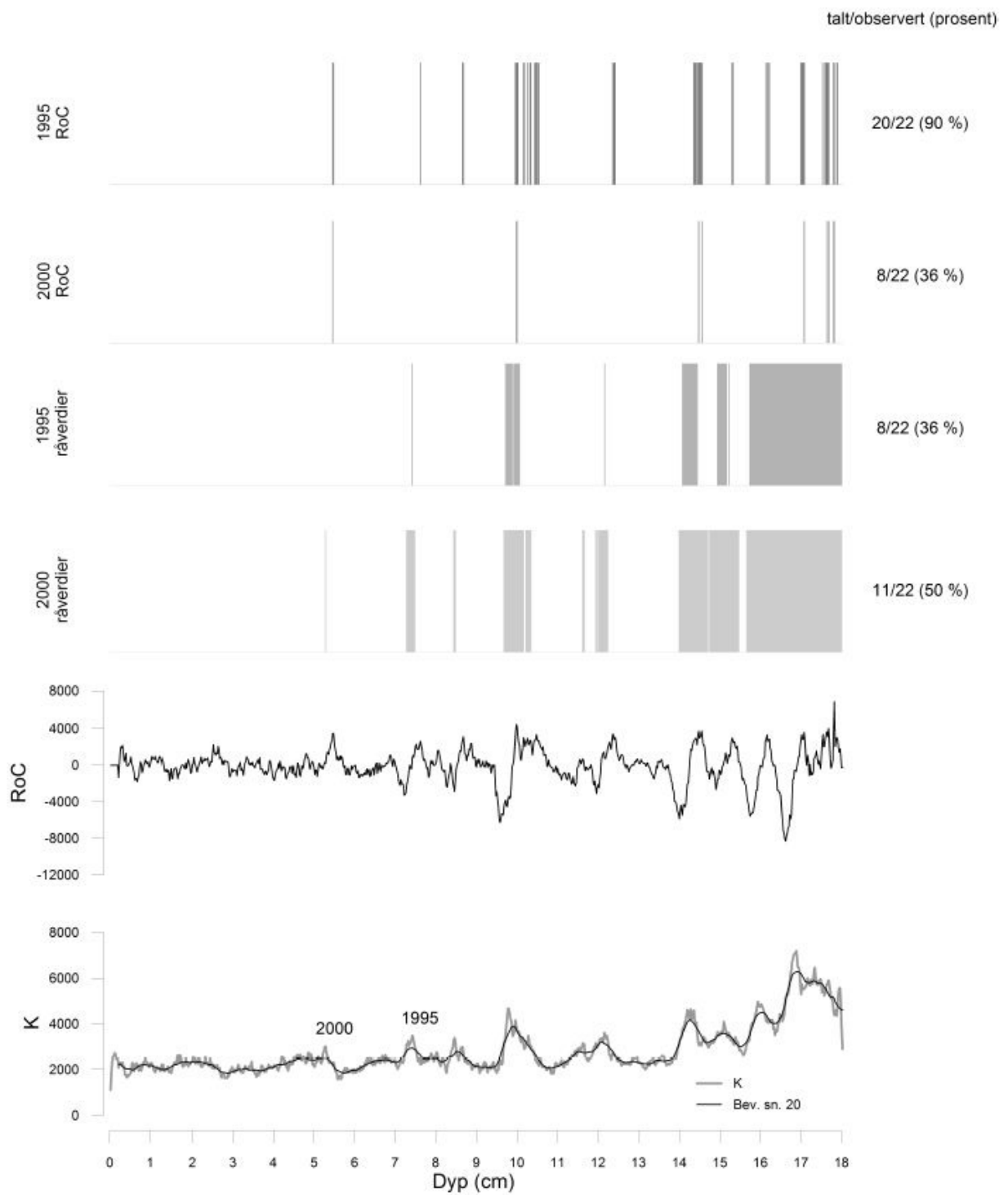
Tabell 17 oppsummerer resultatene fra flomtelling med terskler definert fra de to referanselagene. Resultatene er presentert grafisk i Figur 37. I forbindelse med flom og påfølgende bifurkasjon i Glomma har det i perioden 1950-2013 skjedd 22 overføringer (y) til Vrangselv. Referanselagene verdier i råverdier (kcps) og endringsrate (RoC) ble satt som kriterium for å definere verdier i datasettene som er like eller større enn referanseverdien. P angir referanseverdiens prosentil i datasettet, beregnet i statistikkprogrammet SPSS. Et prosentil angir den verdien som representerer den nte prosenten i datasettet. Prosentil 25 (P25) i et datasett sier hvilken verdi som angir 25 % av datasettet – verdier under P25 tilhører de 25 % laveste verdiene, og verdier over P25 tilhører de 75 % høyeste. Hvert punkt ble vurdert opp mot kriteriet, og verdier som var like eller større enn terskelverdien, ble markert som flom. Sammenhengende verdier markert som flom ble talt som én

flom, og det totale antallet flommer definert av en terskel ble summert opp (x). Forholdet mellom antall flommer som er definert med terskelen og antall flommer som har forekommet, er angitt som forholdstall (x/y) og prosent (%).

Tabell 16: Resultater av flomtelling i FLS113 med ulike terskeler

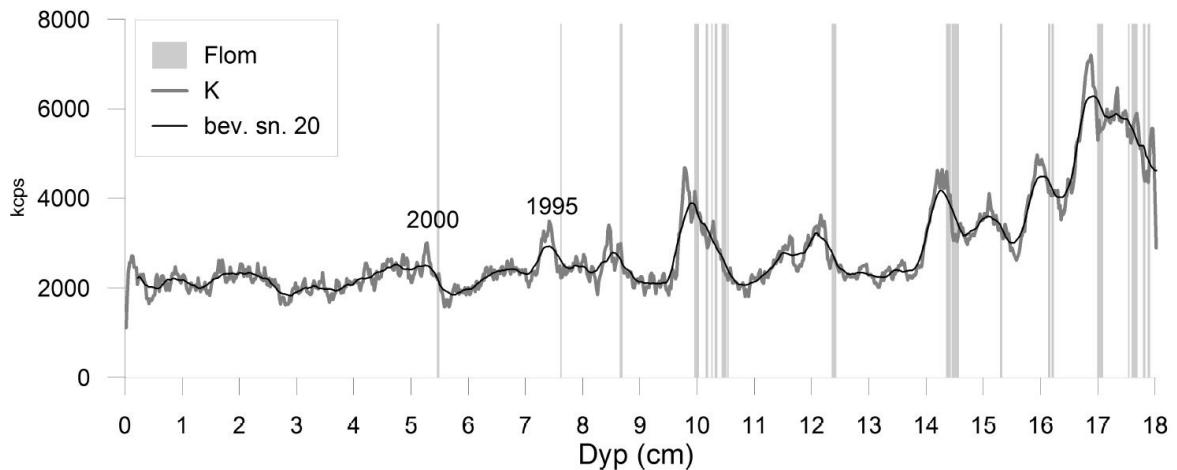
	<i>K råverdier</i>					<i>K RoC</i>				
	cm	Kcps	P	x/y	%	cm	RoC	P	x/y	%
2000	5,28	3015	71,7	11/22	50 %	5,44	3507,5	99	8/22	36 %
1995	7,42	3287	81,8	8/22	36 %	7,68	2635	94,2	20/22	90 %

Terskelen i rådataverdiene vil være påvirket av variabiliteten i datasettet. Dersom det generelle innholdet av K økes, kan flere punkter registreres som flom under det samme kriteriet. Dette kan være tilfellet ved bruk av råverdier (både 2000- og 1995-flommen) som terskel, der fire flommer i bunnen av kjernen telles som én. På samme måte kan flere tettliggende flomlag registreres som én. Endringsraten (RoC) gir utslag når proksyen brått endrer amplitude over kort tid. RoC fokuserer ikke på den faktiske verdien, men den relative endringen fra punkt til punkt. En flomhendelse med flere pulser i vannføringen, og dermed flere raske endringer i samme lag, derfor vil kunne gi flere utslag i RoC. En flomhendelse med slakere kurve i RoC enn kriteriet, vil ikke registreres som flom. Dette gjelder for eksempel 1995-flommen, som generelt har lave utslag i proksyene. Med 2000-lagets RoC-terstel blir ikke 1995-flommen registrert som en flom. RoC påvirkes også av endringer i sedimentasjonsrate. I perioder med høy sedimentasjonsrate blir oppløsningen høyere, og dermed øker også sensitiviteten for RoC. Støren et al. (2010) hevder likevel at denne effekten er liten, og at hovedårsaken til høyere RoC er en økning i avrenning til innsjøen, som ved flom.



Figur 37: Resultater fra flomtelling i FLS113 med ulike terskler. RoC vil markere starten av endringen, mens råverdiene vil markere alle punkter over terskelen, og teller dermed hele flomlaget som en flom.

Resultatene av flomtelling med de ulike tersklene presenteres i Tabell 17 og Figur 37, og viser at 1995-flommens RoC-terskel (P94) den beste til objektivt å reprodusere historisk kjente flomhendelser i FLS113 (20/22, 90 %). Metoden gir et litt annerledes resultat enn sammenstillingen med instrumentelle data, men på grunn av usikkerheten i dateringene og kalibreringen er dette er forventet. Resultatet av hvordan P94 reproduserer toppene i rådatasettet er presentert i Figur 38.



Figur 38: Figuren viser hvordan 1995-flommens RoC-terskel reproduserer 90 % av det forventede antallet flommer mellom 1950 og 2013 (FLS113). Merk hvordan RoC markerer starten på en flom, ikke på toppen der hvor signalet er sterkest.

Den samme fremgangsmåten og den mest representative terskelen fra FLS113 ble benyttet for å telle flommer i FLP213. På bakgrunn av PCA-resultatene i kapittel 6.2.1, ble K valgt som flomindikator. For å ta høyde for at vassdraget og sedimenttilgangen kan ha vært i endring i løpet av holosen, ble det i tillegg subjektivt bestemt en lavere terskel for flomtelling. På lik linje som i ^{14}C -kronologien, ble verdier mellom 18-33,5 cm definert til å være én flom, da dette laget tolkes til å representere Storofsen i 1789. Disse metodene gir fire ulike tall på antall flommer gjennom holosen, men de langsiktige trendene ser ut til å være like. Den antatt beste tellingen blir videre brukt på de andre prokseyene.

Resultatene fra flomtellingene i FLP213 er oppsummert i Tabell 18 og fremstilt grafisk i figur 39. Tabellen viser også hvordan det tykke laget fra Storofsen påvirker tellingene. Det nederste panelet i Figur 39 viser K med rød linje og et bevegelig gjennomsnitt gjennom 20 punkter av dette (sort linje). De neste panelene (A-D) viser endringsraten til K, basert på gjennomsnittet av 20 punkter. Den stiplede linjen viser hvor terskelen er blitt satt for den enkelte analysen, og de lysegrå feltene viser hva som telles som flomlag med den enkelte terskel. Det totale antallet flomlag den enkelte terskelen produserer er oppsummert til høyre for figuren. Terskelen brukt i panel A er P94, som

tilsvarende RoC 1853, identifiserer 255 flomlag. Panel B bruker den samme råverdien som 1995 (2635 kcps), og identifiserer 126 flomlag. Ved å sammenligne terskelen med endringsratekurven er det tydelig at det er flere topper i datasettet som ikke blir regnet med ved bruk av disse to tersklene. Ved å senke terskelen til nittiende prosentil i RoC (P90=1160) identifiseres 439 flomlag (panel C). Ved å senke terskelen ytterligere til RoC 1000, økes antallet flommer ytterligere til 541 flomlag (panel D).

Tabell 17: Resultatet av flomtelling i FLP213, med bruk av forskjellige terskeler.

	Terskel		Alle flomlag	Alle flomlag med Storofsen
A	1995 RoC P94:	1853	255	255
B	1995 RoC Verdi:	2635	142	126
C	Justert RoC P90:	1160	491	439
D	Justert RoC:	1000	594	541

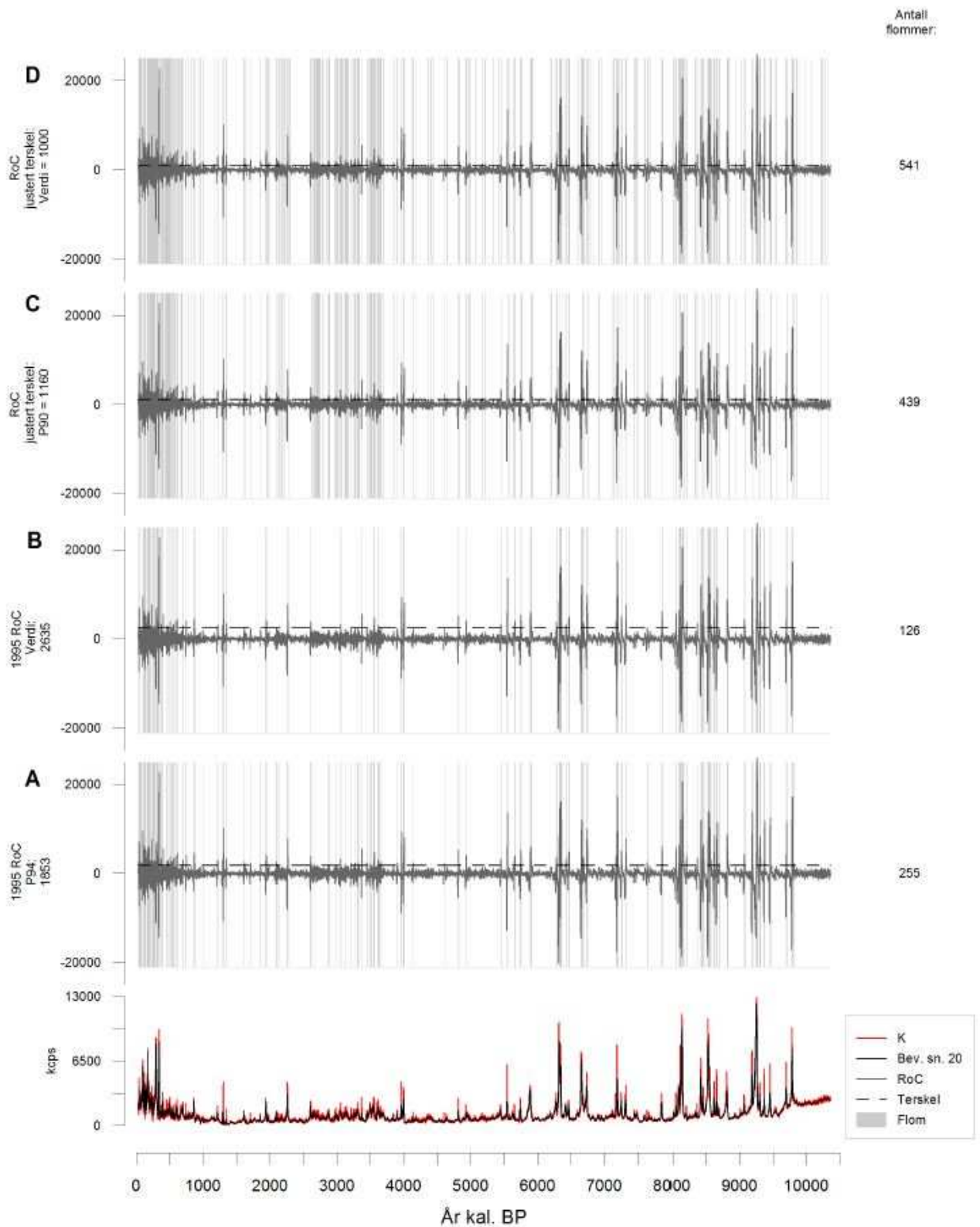
Figur 39 viser hvordan sensitiviteten for å definere flomlag øker når terskelens kriterium senkes. Det er forventet at flomtellingmetodene med de minst konservative terskelverdiene gir flest antall flommer. Ved å senke terskelen åpnes det for flere tellinger, men også for mer bakgrunnssignal som kan stamme fra andre prosesser i nedslagsfeltet – dette er kjent som *signal to noise ratio* (Støren et al., 2011). Felles for tersklene er likevel at de ser ut til å følge samme mønster. De lavere tersklene reproducerer de samme flommene som en høyere terskel, i tillegg til å identifisere nye. Terskel B finner et lavere antall flommer (126) enn det som kan telles med det blotte øyet (141), og er antakelig for konservativ. Særlig rundt 3500-2500 år kal. BP er det en endring i rådataene som i liten grad reflekteres med terskel B. Terskel D ser ut til å telle med topper i RoC som muligens bare er naturlig variasjon i datasettet. Terskel D teller også flere flomlag i den nederste delen (E6) av FLP213, der de av de andre tersklene registrerer få eller ingen flommer. Terskel A og terskel C ser ut til å ha en relativt lik fordeling. Terskel A er blitt utarbeidet med solid bakgrunn i FLS113, og den er mest konservative av de to, men terskel C viser mer variabilitet. Derfor velges disse to som terskler for den videre analysen.

Resultatet av flomtelling med P94 som terskel på alle proksyer fra FLP213 er presentert i Figur 40. Fordi proksyene har ulik oppløsning og ulik sensibilitet for endringer i sedimentene, er det forventet at de gir ulike tall. Målingene med lavest oppløsning (LOI og DBD: 1 cm, MS: 0,2 cm) har det laveste antallet flommer. Det er sannsynlig at dette i tillegg til å skyldes oppløsning også hører sammen med det bevegelige gjennomsnittet som endringsraten er beregnet på. Dersom endringsraten ble beregnet på et gjennomsnitt av færre punkter, ville trolig sensitiviteten økt, og dermed antallet flommer gått opp. Fordi BW er resultatet av bildeanalyse, representerer variabelen synlige

fargeendringer i kjernen. Terskelen P94 teller 146 flommer i BW, som stemmer godt overens med tellinger av L-lag gjort med det blotte øyet (141) som er presentert i kapittel 5.2.3. Variablene Ca og Ti varierer svært likt, og teller henholdsvis 427 og 444 flommer. Til sammenligning teller terskelen P94 kun 255 flommer i variabelen K. Det kan tenkes at K kun gir utslag i de mest ekstreme flommene, eller kun i en type flom som forekommer lokalt i nedslagsfeltet, anrikt med K. Fordi K P94-tellingen er godt forankret i FLS113 og fordi Ti P94-tellingen gir det høyeste antallet flommer i holosen, velges disse som to uavhengige flomtellingene for videre analyse og sammenligning med andre klimadata. For å øke variabiliteten i frekvenskurvene inkluderes det også en telling med P90 som terskel (se panel A og B i Figur 41).

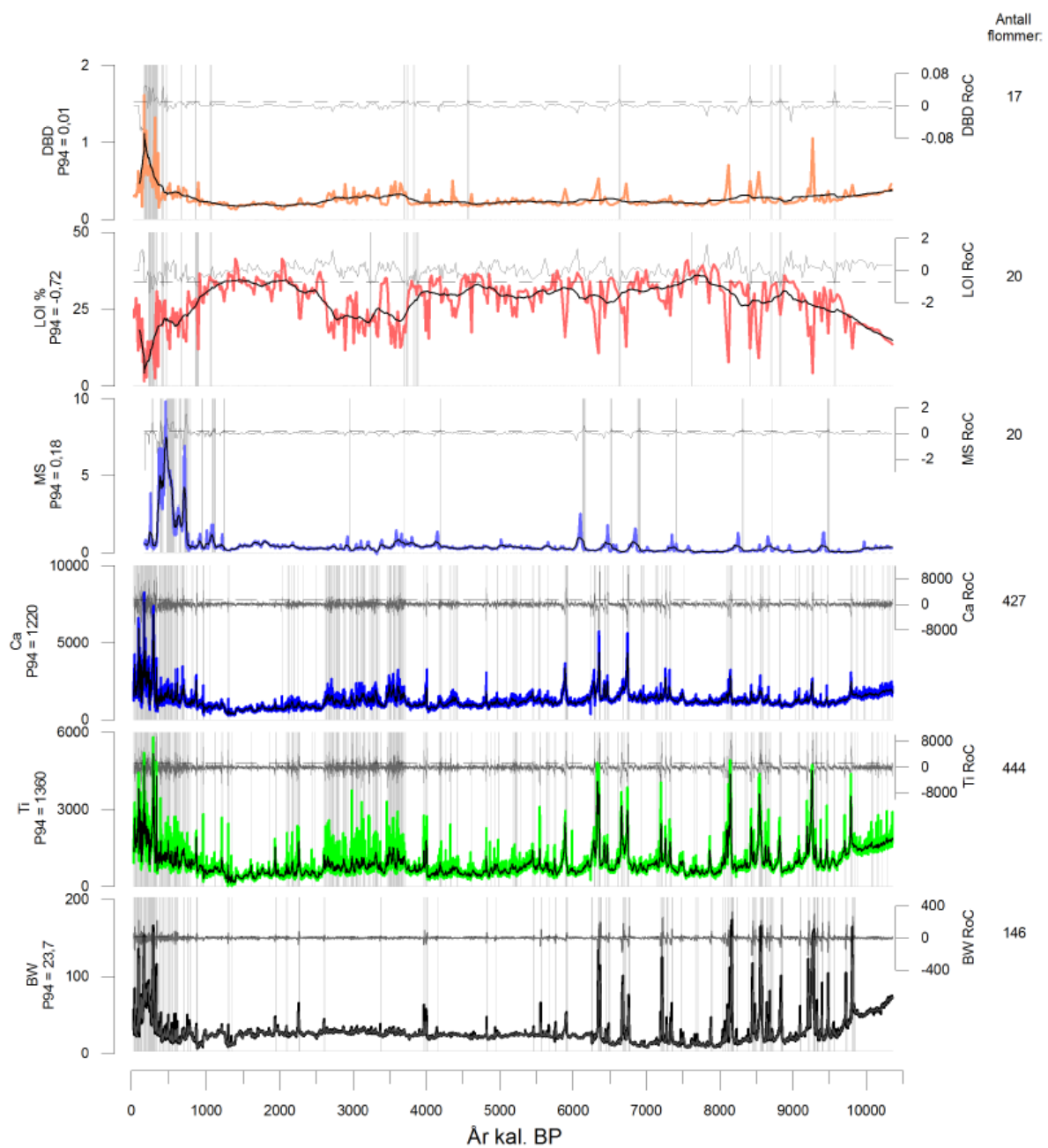
En nærmere sammenligning av K og Ti viser at flommene i noen grad kommer på forskjellig tidspunkt gjennom kjernen. Som diskutert over og som vist i kjernen FLS113 (Figur 35, kapittel 5.2.1), er det ikke et lineært forhold mellom mengden av elementene K, Ca og Ti i flomtoppene. Hver flomsituasjon er unik, og den spesifikke signaturen vil være forskjellig for hver enkelt flom. Derfor gir de ulike elementene forskjellig antall flommer gjennom holosen – til tross for samme terskel. De forskjellige tellingene kan også bety at terskelen P94 er for lav for K i forhold til Ti, slik at Ti teller flere flommer som også ville vært talt med i K under en lavere terskel. I tillegg kan forskjellen komme av at tilgangen til K og Ti i miljøet har vært ulik gjennom holosen. K kan brukes som et minimums-tall og Ti som et maksimum for antall flommer i Glomma gjennom holosen. Trendene er likevel relativt like.

Det er ikke rimelig å tro at kalibreringen av FLS113 med observerte data definerer samtlige flommer i FLP213. Fordi et vassdrag er dynamisk, vil forholdene som fører til flom, eller forholdene som gir en flom dens signatur, også kunne endres. Det kan derfor være vanskelig å si noe konkret om hver individuelle flomsituasjon i et innsjøarkiv (Williams, 1989). Flomtellingene basert på P94 og P90 er minimumstillinger, som muligens kan representere de mest ekstreme flommene. Over lang tid er likevel de nøyaktige tellingene mindre viktige, fordi i et klimaperspektiv er de generelle trendene i flomfrekvensen mer interessante. Fordi flommer hovedsakelig er avhengig av nedbør, som igjen responderer på endringer i nedbørsmønstre og atmosfærisk variabilitet, vil rekonstruksjon av flomforekomsters hyppighet over tid være med på å bringe lys over de generelle trendene (Støren et al., 2011).



Figur 39: Fire terskler å telle flomlag på i FLP213. Det nederste panelet viser FLP213 K og et bevegelig gjennomsnitt gjennom 20 punkter. Terskelen brukt i panel A er prosentil 94. Panel B bruker den samme verdien som RoC 1995 som terskel. Panel C bruker RoC P90

Både tellingene fra FLP213 K (P94 og P90) og Ti (P94 og P90) blir brukt for å konstruere flomfrekvenskurver for påfølgende 30 års perioder (se panel A og B i figur 41). Flomfrekvenskurvene viser at det har vært regelmessig, kontinuerlig flom i Glomma, med en minimumsfrekvens på 1 flom per 30 år (1/30), og kun få perioder uten flom i noen av kurvene. Både K og Ti viser forholdsvis like kurver, men variabiliteten og amplituden er noe større i Ti. Tellingene gjort med P90 viser mer variasjon og høyere amplitude enn P94. To perioder med kraftig flomfrekvensøkning skiller seg ut fra 4200-2600 år kal. BP og 1000 år kal. BP til 1900 AD.



Figur 40: Flomtellingene i alle proksyer fra FLP213, med P94 brukt som terskel.

Fra 10 000 år er flomfrekvensen i Flyginnsjøen lav fram til 4200 år kal. BP, med unntak av to perioder med en relativt liten økning i flomfrekvens. Med P94-terskelen viser Ti en økning (5/30) i flomfrekvens rundt 8600, som ikke vises i K. P90-terskelen viser en noe mindre tydelig topp. Fram til 6500 er frekvensen lav i begge kurvene, i begge tersklene. Fra ca. 6500-6250 år kal. BP viser både K og Ti (P94) en økning i frekvens på 6/30, og frekvensen øker ytterligere til 8/30 i Ti P90. Videre følger den lengste sammenhengende perioden uten flommer (P94: 210 år, P90: 120 år). Ved 5900 år kal. BP øker frekvensen til 4/30 i Ti (P94) og 6/30 (P90), og 4/30 i K P90 i en kort periode, før den holdes lav fram til 4200 år kal. BP. Da øker Ti med 4/30 og 6/30 i henholdsvis P94 og P90, mens K følger etter rundt 4000 år kal. BP, med en økning til 4/30 i begge terskler. Deretter viser begge proksyene en lav flomfrekvens i en kortere periode. Fra 3750-2600 år kal. BP øker begge proksyene kraftig i både variabilitet og amplitude. Innad i perioden veksler flomfrekvensen i fire faser (3750-3400, 3400-3200, 3200-3000, 3000-2600 år kal. BP) som er mest tydelig i Ti P94 og P90, og K P90. Fram til 2200 år kal. BP er frekvensen lavere, før den øker i en periode rundt 2200 år kal. BP, til 5/30 i Ti P94 og 4/30 i K P94. Med P90 som terskel øker frekvensen til 8/30 i Ti. Så følger en ny periode på 210/180 år uten flommer i begge proksyer (P94/P90). Fra 1000 år kal. BP øker flomfrekvensen gradvis og vekslende mot et maksimum i 541 år kal. BP (1300 AD) 10/30 i Ti P94 og holosen maksimum på 15/30 i 200 år kal. BP (1650 AD) i Ti P94 og 11/30 i 270 år kal. BP (1580 AD) i K P94. Deretter synker flomfrekvensen fram mot 1900-tallet. Også den siste perioden med økt frekvens fra 1000 år kal. BP viser en stor grad av svingninger, særlig i Ti P90 (780-630, 630-480, 480-390 og 390-120 år kal. BP).

Kort oppsummert har det vært fire perioder med økt flomfrekvens i Flyginnsjøen – 8600 år kal. BP, 6500-5900 år kal. BP, 4200-2600 år kal. BP, 1000 år kal. BP-1900 AD. I fire perioder har flomfrekvensen vært lav – 10 000-8600 år kal. BP, 8600-6500 år kal. BP, 5900-4200 år kal. BP og 2600-1000 år kal. BP. De lengste sammenhengende periodene uten flom er 6200-6000 og 1600-1400 år kal. BP.

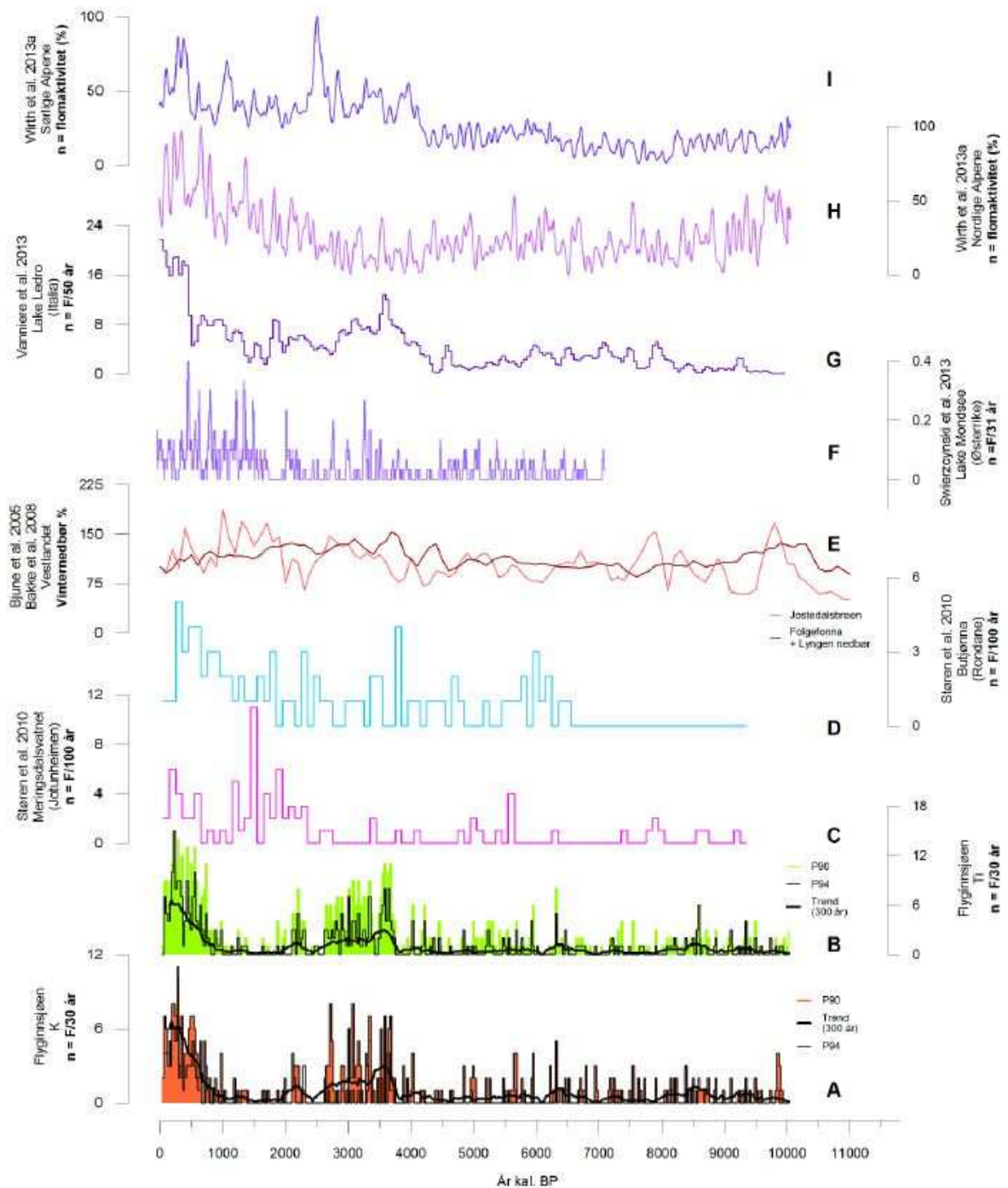
7.2 Flyginnsjøens flomfrekvens sammenlignet med andre studier

For å forstå Flyginnsjøens flommønster blir kurvene sammenlignet med en rekke flomdata fra Norge og Europa (se Figur 41). Panel A og B viser Flyginnsjøens flomfrekvenser basert på tellinger av henholdsvis K og Ti over en løpende sum av 30-årsperioder. Rød (K) og grønn (Ti) linje representerer tellinger gjort med P90 som terskel, og svart linje viser tellinger gjort med P94 som terskel. I tillegg viser den svarte linjen i fet et bevegelig gjennomsnitt gjennom 300 år.

Panel C viser flomfrekvenskurven fra Meringsdalsvatnet i Østre Jotunheimen, og panel D viser flomfrekvenskurven fra Butjønnna i Rondane (Støren et al., 2011). Tellingene er basert på endringsraten til MS og CT, som teller 92 og 112 flommer i henholdsvis Meringsdalsvatnet og

Butjønnå. Flomfrekvenskurvene viser antall flommer per 100 år gjennom holosen. Panel E viser vinternebbørdata rekonstruert fra pollenanalyse og Jostedalsbreen og forholdet mellom vinternebbør på Folgefonna i sør og Lenangsbreene i Lyngen i nord (Bjune et al., 2005, Bakke et al., 2008). Nebbøren angis som en prosent av dagens (1961-1990) normalverdier. Panel F viser flomfrekvenskurven fra Lake Mondsee i Østerrike (Swierczynski et al., 2013), basert på rekonstruksjon av flomhendelser i varvede sedimenter. En økning i frekvens skjer rundt 3500 år og de siste 2000 år før nåtid. Flomfrekvensen angis som en løpende sum av 31-årsperioder fra 7500 kal. år BP og frem til i dag. Panel G viser en flomfrekvenskurve som bl. a. er basert på bildeanalyse av innsjøsedimenter fra Lake Ledro i Italia (Vanniere et al., 2013). To perioder viser økt flomfrekvens, rundt 4500-4000 kal. år BP og 650-450 kal. år BP. Flomfrekvensen vises på løpende sum av 50-årsperioder gjennom holosen. Panel H viser rekonstruert flomaktivitet for nordlige Alpene, og panel I viser rekonstruert flomaktivitet for sørlige Alpene (Wirth et al., 2013b). Det er økt flomfrekvens i periodene 8200, 6200, 5500, 4700, 2700, 1300 og 500 år kal. BP. Flomfrekvensen vises som aktivitet i prosent, på en løpende sum av 50-årsperioder gjennom holosen.

Flyginnsjøens flomfrekvenskurver A og B har likhetstrekk med D (Butjønnå, Støren et al. (2011)), F (Lake Mondsee, Swierczynski et al. (2013)), særlig G (Lake Ledro, Vanniere et al. (2013)) og H sør (Wirth et al., 2013b). Panel H nord viser en generell økning mot slutten av holosen, og noe sammenfallende kurver med Flyginnsjøen rundt 6000 kal. år BP. Panel C (Meringsdalsvatnet, Støren et al. (2011)) og E (nebbør på Vestlandet Bjune et al. (2005) og (Bakke et al., 2008)) viser motsatte trender fra A og B etter 4000 år kal. BP og fram til nåtid. Det er naturlig å tenke at perioder med sammenfallende økning i flomfrekvens i Flyginnsjøen og Alpene påvirkes av de samme mekanismene. Videre følger en hypotetisk tolkning av Flyginnsjøens flomfrekvenser på bakgrunn av sammenligningen med andre resultater. Det faktiske forholdet mellom Flyginnsjøen og de andre signalene må testes med mer robuste, numeriske og statistiske metoder, men det legges her fram en mulig tolkning på hvorfor det blir flom i Glomma gjennom holosen.

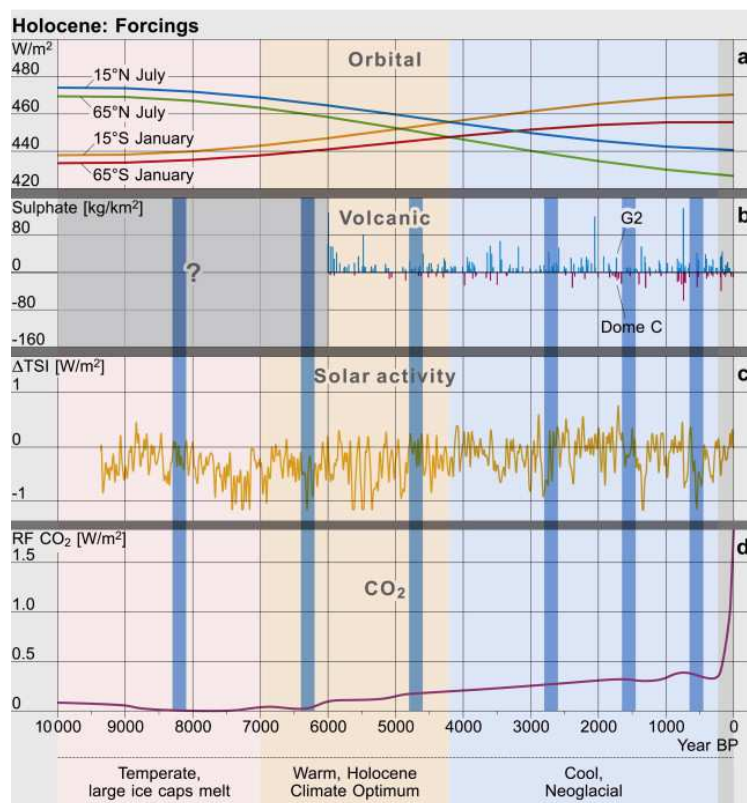


Figur 41: Flomfrekvenskurver fra Flyginnsjøen og Sør-Europa gjennom holosen. Panel A og B viser Flyginnsjøens flomfrekvens basert på henholdsvis K og Ti, med tellinger basert på P90 og P94 (svart linje). Panel C og D viser flomfrekvensen fra henholdsvis Meringdalsvatnet og Butjønna (Støren et al., 2011). Panel E viser nedbørsdata fra en rekke breer på Vestlandet (Bøe et al., 2006, Bakke et al., 2008). Panel F viser flomfrekvenskurven fra Lake Mondsee i Østerrike (Swierczynski et al., 2013). Panel G viser flomfrekvenskurven fra Lake Ledro i Italia (Vanniere et al., 2013). Panel H viser flomfrekvenskurven fra nordlige (lilla) og sørlige (rosa) Alpene (Wirth et al., 2013b).

7.3 Flyginnsjøens flomfrekvenser relatert til klimaendringer i holosen

Wanner et al. (2011) definerer tre globale faser i holosen, basert på blant annet endringer i jordens presesjon og endringer i solaktivitet (se Figur 42). Ved å rekonstruere isbrevariasjoner og ved pollenanalyse fra innsjøkjerner har Bjune et al. (2005) rekonstruert gjennomsnittlig julitemperatur og gjennomsnittlig vinternedbør over Vestlandet gjennom holosen. Innad i holosen har flere globale kalde hendelser skjedd med ujevne og minkende mellomrom. Disse kalles ofte Bond-hendelser eller RCCer (engelsk: *rapid climate change*, RCC) (Mayewski et al., 2004).

Når den nordlige halvkule vender vekk fra solen, blir solinnstrålingen i nord mindre per areal, og klimaet endres mot det kaldere. I løpet av holosen har den nordlige halvkule blitt utsatt for gradvis redusert innstråling. Ved høye breddegrader er det jordens presesjon som har størst påvirkning på sesongvariasjon over tid (Posmentier, 1999). Solens aktivitet reflekteres i solflekker på soloverflaten. Observasjoner av hvordan solflekker har variert på solens overflate forteller derfor om endringer i solaktivitet. Solaktiviteten påvirker produksjonen av kosmogene, radioaktive nuklider som ^{10}Be og ^{14}C . Dermed kan rekonstruksjonen av ^{10}Be og ^{14}C over tid fungere som prokxy på solaktivitet. ^{10}Be blir lagret i luftlommer i isdekker, og er tilgjengelig via iskjerner. ^{14}C blir lagret i havet og er tilgjengelig via marine sedimentkjerner (Hughen et al., 2004, Steinhilber et al., 2009).



Figur 42: Hoveddrivkrefter for klimaendringer i holosen (Wanner et al., 2011).

Den første fasen etter siste istid fra 11700-7000 år kal. BP var fortsatt preget av store isdekker i polområdene. Perioden var karakterisert av lave temperaturer, blant annet som følge av høy solinnstråling og lav solaktivitet. På den norske vestkysten var klimaet kaldt og tørt fram til 8000 år kal. BP (Bjune et al., 2005). Fra 7000-4200 år kal. BP økte temperaturen, og perioden kalles Holosen Klimaoptimum. På Vestlandet opptrådte denne fasen fra 8000-4200 år kal. BP, og var karakterisert av temperatur- og nedbørsøkning (Bjune et al., 2005). Fra 4200 år kal. BP var jordens orbitale syklus omtrent halvveis i syklusen mot lavere solinnstråling, og temperaturen sank så mye at nye isdekker vokste fram. Den siste perioden kalles Neoglasial og varte fram til den industrielle revolusjonen, da global oppvarming som følge av antropogen aktivitet begynte å snu den kalde trenden (IPCC, 2007). På det norske Vestlandet var klimaet kaldere og tørrere (Bjune et al., 2005). Globalt sett har de tre fasene med ujevnt og minkende mellomrom blitt oppstykket av kortere kalde hendelser, kalt Bond-hendelser – seks av disse er markert som blå linjer i Figur 42. De kalde hendelsene relateres blant annet til endringer i solaktivitet, endringer i dyphavsdynamikk og havis, komplekse hav-atmosfærekoblinger kalt «teleconnections» via havoverflatetemperaturer i Stillehavet og Indiahavet, ENSO (engelsk: *El Niño Southern Oscillation*) og monsuner i Asia (Mayewski et al., 2004, Wanner et al., 2011).

7.3.1 8600 år kal. BP

I perioden fra 8500-8300 år kal. BP, kalt Finse-hendelsen, vokste flere av breene på Vestlandet. Vinternedbøren fluktuerte i flere svingninger mellom 8900-7300 år kal. BP, og rundt 8460 og 8200 år kal. BP er vinternedbøren på Folgefonna rekonstruert til å være på sitt laveste. På Vestlandet var det jevnt over kaldt, men temperaturen økte gradvis. To interne varmeperioder er identifisert rundt 8900 og 8200 år kal. BP, to interne kuldeperioder rundt 8900 og 8300 år kal. BP, samt to perioder med økt nedbør skjedde ca. 8900 og 8300 år kal. BP (Bjune et al., 2005). Flomfrekvenskurven fra Lake Ledro viser en liten økning rundt 8000 år, og de sørlige Alpene opplevde en økning i flomfrekvens rundt 8200 år kal. BP (Wirth et al., 2013b).

Perioden sammenfaller med en global kuldehendelse, fra 9000-8000 år kal. BP (Wanner et al., 2011). Perioden kalles rundt Nord-Atlanteren «the 8.2 kyr-event». Temperaturen ble i stor grad påvirket av at polene fortsatt var dekket av is. I tillegg kan minst én stor bresjøtapning fra Nord-Amerika ha bidratt til ytterligere nedkjøling, blant annet ved å endre den termohaline sirkulasjon i verdenshavene (Wanner et al., 2011). Bjune et al. (2005) relaterer Finse-hendelsen til denne tapningen. Fram til 8500 år kal. BP var vestavindsbeltet trolig mer sonalt. Det gjorde klimaet mer oseanisk og førte til breframvekst på Vestlandet (Bjune et al. (2005) og referanser i teksten). Globalt assosieres den lave temperaturen blant annet med økt israfting, intensivert atmosfærisk sirkulasjon mellom Nord-Atlanteren og Sibir og breer i tilbakegang i Alpene. På lavere breddegrader ble

perioden karakterisert av blant annet kraftig tørke. Vanniere et al. (2013) relaterer denne hendelsen til lavere sommertemperaturer og lavere havoverflatetemperatur i Middelhavet. Samtidig sammenfaller hendelsen med den høyeste endringsraten i årlig solinnstråling for holosen, som kan ha vært med på å sette i gang en rekke negative tilbakekoblingsmekanismer. Fordi ¹⁰Be produksjonen ikke har økt, relateres ikke perioden til endringer i solinnstråling. Økt vulkansk aktivitet var en medvirkende årsak til økt produksjon av CO₂, og aerosoler i atmosfæren bidro til å kjøle ned temperaturen.

7.3.2 6500-5900 år kal. BP

I Vest-Norge var det på denne tiden varmere enn i dag, Folgefonna var smeltet vekk fram til 5200 år kal. BP (Bjune et al., 2005), men breene på Vestlandet vokste fram fra rundt 5000 år kal. BP (Nesje et al., 2008a). Flomfrekvensen i sørlige Alpene økte (Wirth et al., 2013b), mens flomfrekvensen var lav i Lake Ledro (Vanniere et al., 2013).

Globalt sammenfaller denne perioden med en kald hendelse, karakterisert av blant annet breframrykk på den nordlige halvkule og intensivert vestavindsbelte mellom Nord-Atlanteren og Sibir. På grunn av en periodevis sørligere polarfront om vinteren, var temperaturene lavere rundt Middelhavet (Mayewski et al., 2004). Tropiske områder opplevde en overgang fra fuktig til svært tørt klima. Hendelsen kobles ikke til noen store brevannstilskudd til havet, og heller ikke til økt vulkansk aktivitet (Mayewski et al., 2004). Det var lav solaktivitet i perioden (se Figur 42), og ITCZ kan ha hatt en sørligere posisjon som førte til nedgang i monsunaktivitet i Asia. Det har blitt foreslått at ENSO har respondert på lav solaktivitet, og dermed ført til endringer i havsirkulasjonen som har påvirket klimaet globalt (Wanner et al. (2011) og referanser i teksten).

7.3.3 4200-2600 år kal. BP

I denne perioden har to globale kalde hendelser funnet sted. Breene i Skandinavia reagerte ikke i noen særlig grad, men det atmosfæriske forholdet mellom Nord-Atlanteren og Sibir var mindre intenst (Mayewski et al., 2004). Flomfrekvensen i Butjønna (Støren et al., 2011) viser en økning i perioden rundt 4000-3000 år kal. BP. I perioden 4200-2600 viser Lake Ledro (Vanniere et al., 2013), sørlige Alpene (Wirth et al., 2013b) og Lake Mondsee (Swierczynski et al., 2013) en økning i flomfrekvens.

Indikasjonene på den kalde perioden 4200-3800 år kal. BP er ikke like globalt omfattende, men på grunn av sammenfallende tidspunkt og vid geografisk spredning, knyttes den til globale teleconnections (Mayewski et al., 2004). Perioden fra 3800-2600 år kal. BP, derimot markerer overgangen fra Klimaoptimum til Neoglasial flere steder på kloden (for eksempel Haug et al. (2001)) Magny et al. (2009) finner rundt lavere breddegrader og Middelhavet en tredeling innad i den første

delen av perioden, som er henholdsvis fuktig (4300-4100 år kal. BP), tørr (4100-3950 år kal. BP) og fuktig (3950-3850 år kal. BP). Den tørre perioden korrelerer med en hendelse i tropene som kalles «the 4.2 Ka-event», og var særlig tydelig i blant annet Nord-Italia og Cariaco-bassenget utenfor Venezuela (Magny et al., 2009). Mayewski et al. (2004) hevder de kalde hendelsene på denne tiden ikke kan relateres til endringer i solaktivitet, fordi ^{14}C -signalet mangler, selv om ^{10}Be -signalet er tilstede. Dette kan likevel skyldes en sørligere retning på ITCZ, som har ført til sterkere vestavind og dermed økt sirkulasjon i havet, som kan ha redusert ^{14}C -signalet. Vanniery et al. (2013) relaterer økningen i flomfrekvens til nedgang i sommertemperatur, som er den viktigste faktoren for flom i Alpene (Glur et al., 2013). Dette relateres igjen til mindre solinnstråling, på grunn av endringer i jordens presesjon rundt 60°N (Wirth et al., 2013b, Vanniery et al., 2013).

Redusert solaktivitet var antakelig ikke nok til å senke temperaturen i seg selv, men den kan ha hatt en avgjørende rolle for sekundære prosesser som responderer som negative tilbakekoblinger på temperaturendringer. Dette kan være havoverflaten, ozonlaget, eller skylaget. Wanner et al. (2011) foreslår at ENSO i Stillehavet kan ha vært en slik tilbakekobling. Hadley-Walker-sirkulasjonen over Stillehavet kan ha blitt påvirket av redusert solaktivitet, og via teleconnections påvirket havsirkulasjonen i Atlanterhavet. Wirth et al. (2013b) hevder at en sørligere ITCZ vil påvirke atmosfærisk sirkulasjon mellom Hadley-cellen og polar-cellen. Dette fører til en sørliggående endring av vestavindsbeltet, slik at polare stormer rekker så langt sør som til Alpene. I motsatt situasjon når ITCZ er lokalisert nordligere, vil det tørre beltet i subtropiske områder trekke mot polene. Nordligere vestavinder fører til økt nedbør over Nord-Atlanteren og breframrykk i Sør-Norge (Bakke et al., 2008). Fra 4200 år kal BP er flomsignalet i Europa i økende grad påvirket av menneskelig aktivitet. Avskoging, brann og jorderosjon i Spania, Storbritannia og Alpene knyttes til befolkningsøkning i Bronsealderen, Romertiden og Middelalderen (Thorndycraft et al., 2005, Macklin et al., 2010, Vanniery et al., 2013, Simonneau et al., 2013).

7.3.4 1000-50 år kal. BP (850-1900 AD)

I denne tidsepoken inngår to klimaperioder med regional utstrekning – Medieval Warm Period (MWP), en varmeperiode som opptrådte med noe geografisk og temporal spredning i Nord-Atlantiske områder – særlig Europa (Hughes og Diaz, 1994) – og Lille Istid (LIA).

På Vestlandet var vestavindsbeltet ustabil, som førte til brefluktasjoner – Folgefonna vokste fram i 1750, 1870 og 1930 AD. I Lake Ledro økte flomaktiviteten gradvis fra ca. 1200 år kal. BP, og etter en kort nedgang rundt 500 år kal. BP nådde flomfrekvensen til sitt holosene maksimum i de siste 300 år kal. BP fram til nåtid (Vanniery et al., 2013). Mot siste del av holosen øker flomfrekvensen i sørlige og særlig nordlige Alpene (Wirth et al., 2013b). I Lake Mondsee økte flomfrekvensen fra ca. 1500 år kal.

BP og mot slutten av holosen. Innad i perioden var det store fluktuasjoner, og seks perioder utmerker seg (1500-1470, 1360-1310, 1250-1200, 810-780, 650-620 og 470-430 år kal. BP) (Swierczynski et al., 2013). Nesje et al. (2000) finner høy korrelasjon mellom vinternedbør på vestkysten i Norge og +NAO-faser i måleperioden 1864-1995 ($r = 0.77$), fordi maritime breer lokalisert på Vestlandet i hovedsak responderer på vinternedbør. NAO diskuteres i detalj i kapittel 6.4. Rekonstruksjon av massefluktuasjoner på disse breene kan reflektere dominerende NAO-faser i tidligere tider (Nesje et al., 2000). Nesje et al. (2000) viser også at kontinentale norske breer er mindre påvirket av NAO, men i større grad responderer på sommertemperatur. På grunn av Sør-Norges topografi, ligger Østlandet i regnskygge for fremherskende vindretning under +NAO.

Ettersom menneskelig aktivitet i Romertiden og den europeiske migrasjonsperioden i økende grad påvirker miljøet i Sør-Europa mot siste del av holosen, kompliseres forholdene for å skille ut et klimatisk signal i flomfrekvensanalysene. Vanniore et al. (2013) relaterer flomøkningen til lav solinnstråling og nedgang i sommertemperatur. På grunn av høydeforskjeller ble Alpene utsatt for en raskere nedkjøling enn Middelhavet, som resulterte i en økt meridional temperaturgradient, som også kan ha hatt en medvirkende årsak. Wirth et al. (2013b) finner at flomfrekvensen i de sørlige Alpene i stor grad korrelerer med solsykluser – flomfrekvensen økte i perioder med lav solaktivitet. I tillegg sammenligner Wirth et al. (2013b) resultatene med NAO-rekonstruksjoner fra Grønland (Olsen et al., 2012) og Skottland/Marokko (Trouet et al., 2009), og nedbørsdata fra Cariaco (Haug et al., 2001). De finner en sammenheng mellom et sørligere skift i ITCZ, som påvirker atmosfærisk sirkulasjon over Alpene og relaterer økning i flomfrekvens i Alpene til NAO-.

Denne perioden har trolig vært den mest intense og raskeste av kuldeperiodene etter 8.2 kyr-hendelsen – breframrykk og et sterkere vestavindsbelte over Nord-Atlanteren og Sibir tyder på dette (Mayewski et al., 2004, Wanner et al., 2011). Lavere breddegrader opplevde tørke, som er tydelig i Cariaco-bassenget utenfor Venezuela (Haug et al., 2001). Økt vannføring i elver i Pakistan og Ecuador tyder på at ENSO kan ha blitt påvirket i denne situasjonen. Perioden LIA har opptrådd med geografisk spredning og i litt forskjellige tidsrom. LIA sammenfaller med Bond-hendelse 0, med solaktivitetsminimum «Maunder Minimum» (1645-1715 AD) og en rekke store vulkanutbrudd (Wanner et al., 2011).

7.4 Flom i Flyginnsjøen som respons på endringer i atmosfærisk sirkulasjon

Felles for periodene med økt flomfrekvens i Europa og Flyginnsjøen, er at de sammenfaller med en rekke eksterne mekanismer. Endringer i jordens presesjon er den bakenforliggende faktoren som fører til mindre solinnstråling og større sesongvariasjoner på den nordlige halvkule. Perioder med lav solaktivitet sammenfaller med perioder med økt flomfrekvens. På grunn av en tilsynelatende antifase

mellom Vestlandet og Sør-Europa, blir NAO foreslått som den drivende årsaken til flommer i Alpene. Men fordi NAO- gir sonal vindretning over Sør-Europa, og Flyginnsjøen ligger langt nord i forhold til Sør-Europa, kan ikke NAO- forklare en sammenfallende økning i flomfrekvensen både i Sør-Europa og Norske Østlandet.

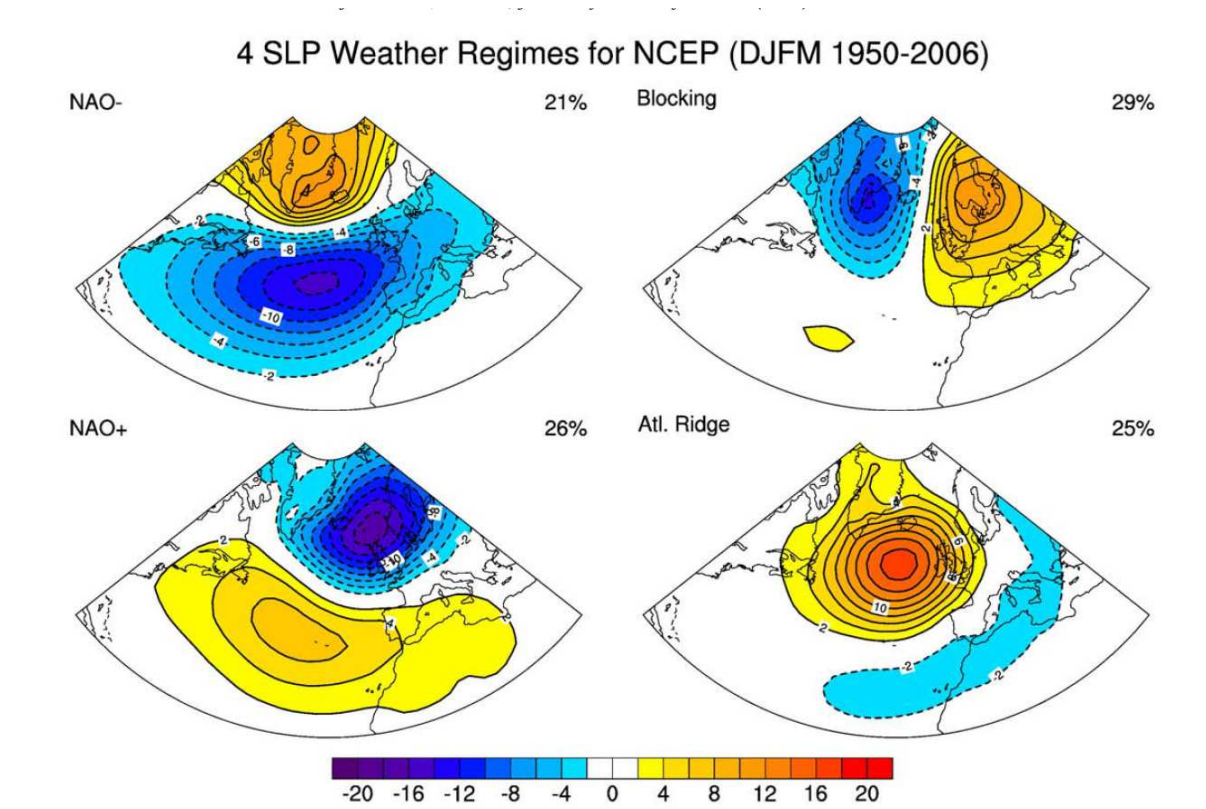
Ifølge Støren et al. (2011) korrelerer en økning i nedbør over Folldal (Butjønna) nord i Glomma-vassdraget med et meridionalt vindsystem, som bringer nedbør over området fra nord-vest eller fra sør-øst. Raible et al. (2006) sammenligner en proksybasert og en modellert rekonstruksjon av teleconnections-variasjoner, og finner i modellen to dominerende vintersirkulasjonsmønstre. Den ene er en nord-sør-akse, som korresponderer med Island og Asorene, og gir sonal vindretning over Europa. Den andre er en nordøst-sørvest-akse, som korresponderer med et mer meridionalt system. I det meridionale systemet flytter nordøst-senteret østover fra Island mot Storbritannia. Hurrell og Deser (2010) og Cassou et al. (2004) analyserer SLP-data (1951-1985) med multivariat klyngeanalyse, og identifiserer fire dominerende og gjentakende mønstre som opptrer med omtrent lik variabilitet innad i testperioden (se Figur 43) (Hurrell og Deser, 2010, Cassou et al., 2004).

Sonale atmosfæreregimer

- NAO+ forklarer 26 % av variabiliteten i testperioden (Hurrell og Deser, 2010).
- NAO-. Trykksentrene er lokalisert noe lenger øst enn i NAO+ (ca. 30° Ø). Regimet forklarer 21 % av variabiliteten i testperioden (Hurrell og Deser, 2010).

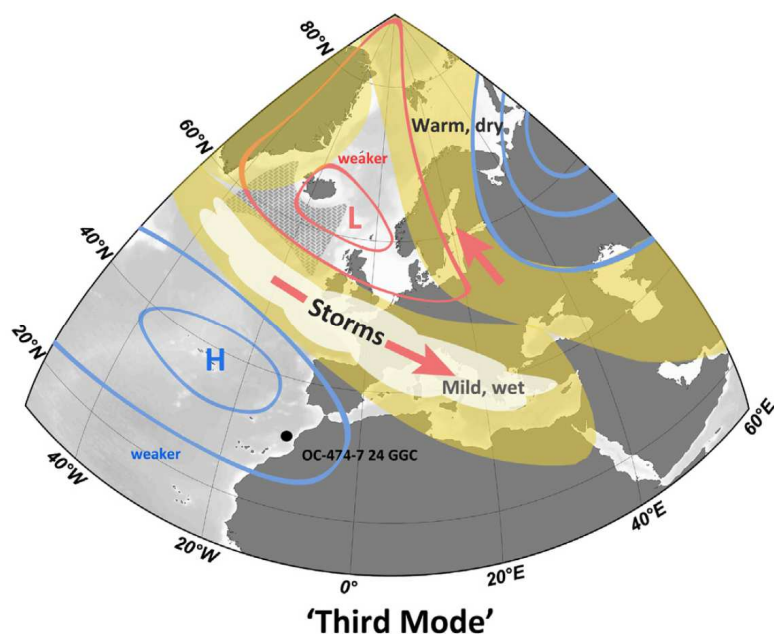
Meridionale atmosfæreregimer

- Blokkering-regimet karakteriseres av et høytrykk i nordøst og et lavtrykk i nordvest, som fører til en sørlig vindretning over Europa. Regimet forklarer i testperioden 29 % av variabiliteten (Hurrell og Deser, 2010).
- Ridge-regimet karakteriseres av et sterkt høytrykksenter i Nordsjøen og en lavtrykksrygg som strekker seg langs sørlige deler av Europa, og som bøyer av mot nord i øst. Dette regimet opptrer 25 % av tilfellene i testperioden (Hurrell og Deser, 2010).



Figur 43: Dominerende atmosfæriske regimer over Nord-Atlanteren (20°–70°N, 90°W–40°E) fra desember-mars, basert på SLP fra perioden 1950-2006 (Hurrell og Deser, 2010)

Morley et al. (2014) beskriver et meridionalt atmosfærisk mønster som skiller seg fra NAO, men som kan forklare de samme nedbørsanomaliene i Europa. Mønsteret kalles «the third mode» og ligner på blokkeringsregimet beskrevet av Hurrell og Deser (2010). En redusert temperaturgradient mellom nordområdene og ekvator kan føre til en lang rekke positive tilbakekoblingsmekanismer, blant annet at ITCZ får en sørligere posisjon og hele atmosfæresirkulasjonssystemet på den nordlige halvkule trekkes sørover. En sørligere posisjonering av ITCZ gjør at Hadley-cellen minker – den blir smalere og grunnere. Dermed påvirkes konveksjon og oppstrømning til atmosfæren om vinteren negativt, slik at vestavindbeltet får et sørligere løp. I følge Morley et al. (2014) sin «third mode» fører til mild luft over Sør-Europa, men perioder med økt flomfrekvens i Alpene rapporteres å sammenfalle med globale kalde perioder (Vanniere et al., 2013, Wirth et al., 2013b, Swierczynski et al., 2013). Dette baseres blant annet på breframstøt (Ivy-Ochs et al., 2009), høyere tregrense i Alpene (Nicolussi et al., 2005) og simulerte temperaturendringer på den nordlige halvkule, basert på pollenrekonstruksjoner (Renssen et al., 2005).



Figur 44: Det atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret som forklarer samtidig nedbør i Alpene og på norske Østlandet. Systemet har en sørlig posisjonering som en følge av en sørligere ITCZ, som også påvirker polarcellen, som igjen flytter høytrykket over Sibir vestover – kombinasjonen av et sørlig vestavindsbelte og et vestlig sibirsk høytrykk fører til meridional vindretning over Europa (Morley et al., 2014)

Ivy-Ochs et al. (2009) sier at breene i Alpene i perioden 3800-3400 år kal. BP varierte i flere faser. Innimellom breframrykk var det perioder med økt skogvekst, jorddannelse og erosjon. Først etter 3300 år kal. BP kobles breframstøtene til en nedgang i tregrense og en nedgang i temperatur. Tregrensene som er rekonstruert av Nicolussi et al. (2005) mangler på grunn av menneskelig påvirkning data i perioden 3500-2900 år kal. BP. I tillegg foreslår Nicolussi et al. (2005) at en uforenelighet mellom tregrenserekonstruksjoner og breframstøt i perioden rundt (5000 BC) 7000 år kal. BP kan skyldes økt nedbør som ikke akkompagneres av kjøligere temperaturer. Det er derfor mulig å anta at noe lignende kan ha skjedd i perioden 3800-3400 år kal. BP. Nesje et al. (2008b) viser at selv i kalde perioder som LIA, er vinternedbør den drivende faktoren for brefremvekst i Norge. Renssen et al. (2005) simulerer temperaturendringer som respons på endringer i solinnstråling som skyldes jordens presesjon – solaktivitet er ikke inkludert i modellen. I tillegg er det diskrepans mellom modellen og proksydata i perioden som relateres til overgangen fra HTM til Neoglasial. Modellen baserer seg på rekonstruerte proksydata fra til dels ukjente kilder.

Ifølge Davis et al. (2003) (og referanser i teksten) er temperaturrekonstruksjonene fra Sør-Europa tvetydige – noen rapporterer om varmere klima (særlig marine studier), mens andre rapporterer om kaldere klima. Davis et al. (2003) hevder også at det ikke har vært noen tydelig unison kjøleperiode i Europa, og at Sør-Europa har opplevd en nesten lineær økning i temperatur siden 8000 år kal. BP. Magny et al. (2003) viser at klimaet i Europa i perioder med økt israfting og lav solaktivitet har vært

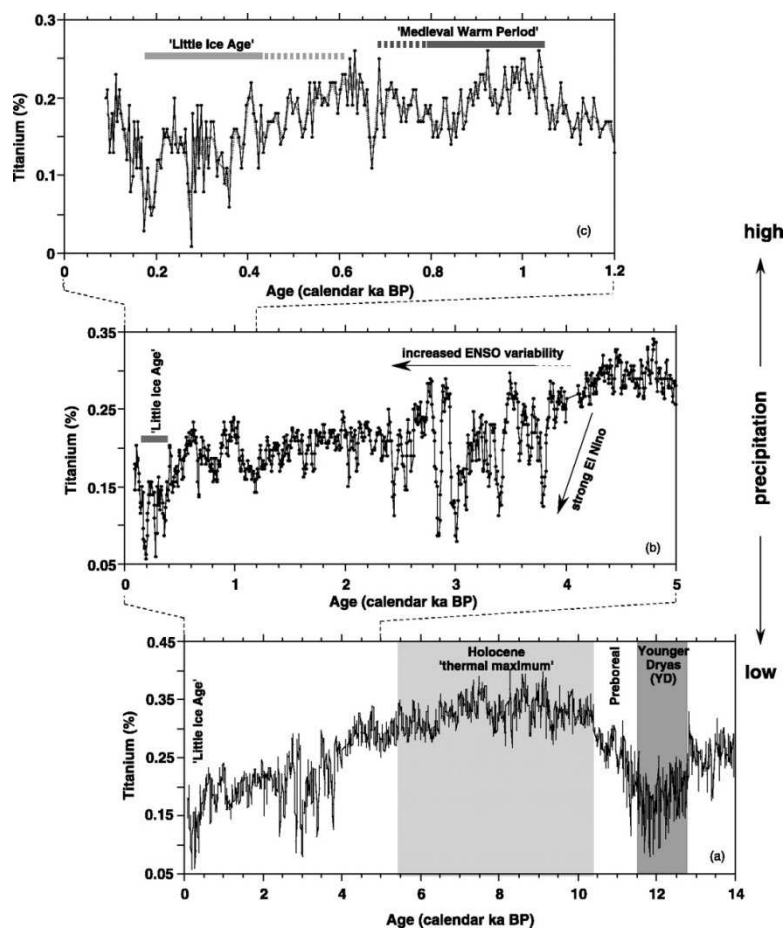
delt i tre laterale soner – tørt i Nord- og Sør-Europa, mens Sentral-Europa (Alpene inkludert) var våtere. Forholdet relateres til endringer i vestavindsbeltet som en respons på endringer i temperaturgradienten mellom høye og lave breddegrader – ikke ulikt «third mode». Det kan derfor være mulig at perioder med økt flomfrekvens i Alpene har skjedd som en respons på økt nedbør – i overgangen fra et varmt til et kaldt klima – istedenfor som en følge av kaldere klima. En dominerende vindretning fra sørvest frakter fuktig luft fra Middelhavsområdet over Alpene og mot sentrale Skandinavia. Et slikt system vil stemme godt med flomrekonstruksjonene fra Flyginnsjøen, som viser økt flomfrekvens i sammenfallende perioder som Alpene.

Fra 10 000 år kal. BP og fram til 4200 er flomfrekvensen i Glomma og Europa generelt lav, sammenlignet med senere i holosen. Fram til 7000 år kal. BP påvirkes klimaet på den nordlige halvkule fortsatt av store ismasser i nord, men to perioder med økning i flomfrekvens i Glomma sammenfaller i noen grad med globale kalde hendelser ved 8600 år kal. BP og 6500-5900 år kal. BP. Den siste perioden forekommer som en anomali når klimaet generelt varmere enn i dag, og forklares med variasjoner i solaktivitet og et sørligere skift i ITCZ (Mayewski et al., 2004, Wanner et al., 2011).

I perioden 4200-2500 er det høy flomfrekvens i Flyginnsjøen, Butjønnen og Alpene, men lav flomfrekvens i Meringsdalsvatnet. I perioden 2500-1000 år kal. BP er forholdet motsatt – det er lav flomfrekvens i Flyginnsjøen, Butjønnen og Alpene samtidig som det er målt holosen maks i Meringsdalsvatnet. Ved å analysere instrumentelle nedbørsdata og atmosfærisk trykk, koblet Støren et al. (2011) den relative økningen i Jotunheimen i forhold til områdene øverst i Glommas nedslagsfelt (Butjønnen) i den sistnevnte perioden, til endringer i fordelingen av nedbør over Sør-Norge, som en følge av endringer i regionale atmosfæresirkulasjonsmønstre. Videre viste Støren og Paasche (2014) at rekonstruert flomhyppighet på hundreårsskala i Meringsdalsvatnet de siste 6000 år er positivt korrelert med vinternebbør på breene på Vestlandet. Tilsvarende flomhyppighet i Butjønnen kan ikke korreleres med vinternebbør på Vestlandet, men heller til økt luftfuktighet i sørlige Sverige. Sett i sammenheng med endringer i ITCZ og den globale atmosfæresirkulasjonen, passer den siste perioden sammen med en økning i terrestrisk avrenning til Cariaco-bassenget (se figur 45), som tyder på en nordlig plassering av ITCZ (Haug et al., 2001), som igjen vil kunne ha flyttet polarfronten og vestavindsbeltet nordover. Bakke et al. (2008) finner nettopp en slik økning i styrken på vestavindsbeltet 2200-1000 år kal. BP, og relaterer dette til et sterkere polart høytrykk. Fordi det polare høytrykket hovedsakelig opererer i stratosfæren, fører det til at høytrykkene på midlere breddegrader også blir sterkere. Dette fører igjen til en intensivering av vestavindsbeltet som sender fuktige luftmasser mot Skandinavia. Almquist-Jacobson (1995) viste også at økte innsjønivåer i Sør-Sverige kunne forklares med et mer meridionalt sirkulasjonssystem over Skandinavia. Det samme

mønsteret med et sterkere vestavindsbelte forklarer at breene på Vestlandet vokste i perioden 2500-1000 år kal. BP (Nesje, 2009).

I en slik situasjon vil øst-vest forskjellene i Sør-Norge kunne ha blitt forsterket, og områdene øst for vannskillet vil bli liggende i regnskygge – kanskje enda mer dominerende enn det vi ser i dag. Tilsvarende vil en nordlig plassering av vestavindsbeltet ha dirigert mesteparten av nedbøren nord for Alpene, noe som kan forklare relativt lav flomhyppighet i Lake Mondsee (Swierczynski et al., 2013), Lake Ledro (Vanniere et al., 2013) og i de sørlige Alpene (Wirth et al., 2013b).



Figur 45: Figuren er hentet fra Haug et al. (2001) og viser hvordan variasjonen av Ti, som representerer posisjonen av ITCZ, har fluktuert gjennom holosen, og hvordan variasjoner i ITCZ settes i sammenheng med globale klimaperioder som Klimaoptimum, Neoglasial, MWP og LIA.

I motsetning til 2500-1000 år kal. BP har det de siste ca. 600 år vært økende og høy flomaktivitet i alle de nevnte flomrekonstruksjoner. Perioden har hatt to faser – Medieval Warm Period (MWP) som har lavere flomfrekvens, og Lille Istid (LIA) som i de fleste rekonstruksjonene representerer holosen maksimum. I Flyginnsjøen er flomfrekvensen svært varierende gjennom de siste 1000 år, med fire perioder med økt flomfrekvens. Det relative minimumet i denne perioden er i 1490 AD. Haug et al.

(2001) viser at ITCZ har hatt en nordlig posisjon i MWP og en sørlig posisjon i LIA. Trouet et al. (2009) og Olsen et al. (2012) rekonstruerer NAO til å være negativ gjennom LIA og Bakke et al. (2008) viser at vestavindsbeltet i den samme perioden var svekket. Disse forholdene kan forklare økning i flomfrekvens i både Glomma og Alpene, men flomfrekvensen økte også i Meringdalsvatnet i denne perioden. Kuldeperioden i LIA har blitt foreslått å være like kald som den tidligste kuldeperioden i holosen, i perioden rundt 8500 år kal BP (Wanner et al., 2011). Sammenlignet med perioden 4200-2500 år kal. BP og LIA har endringer i solinnstråling knyttet til jordens presesjon ført til stadig lavere temperaturer, som gjør at det er mindre forskjell på sommer og vinter på den nordlige halvkule. Muligens har det etter hvert blitt så kaldt at nedbøren i høyfjellet hovedsakelig kommer som snø, og at flommene følgelig er en respons på vinterne nedbør og som fører til en økning i snøsmelteflommer. Wirth et al. (2013a) viser derimot ved mikroanalyse av varvede sedimenter at flommene i Lake Ledro de siste 2000 år hovedsakelig kommer om sommeren, og kun få episoder relateres til vårflo.

En kompliserende faktor er at den flomdrivende nedbøren i Alpene kommer som regn om sommeren, mens i Glomma kommer flommene av snøsmelting om våren. Dette kan ha flere mulige forklaringer. Flommene i Alpene opptrer i sommersesongen, men det kan hende de i perioder har blitt mer påvirket av snøsmelting enn i dag. Da kan økningen i flomfrekvens representere en gjennomsnittlig vinterposisjon av en sørligere plassert ITCZ og vestavindsbelte. Motsatt kommer flommene i Glomma hovedsakelig som respons på snøsmelting om våren. Støren og Paasche (2014) viser at flommer korrelerer med økt fuktighet over Sør-Sverige de siste 6000 år. Dette tolkes til å representere en økning i vinterne nedbør – men kan i realiteten representere en økning i generell fuktighet, også som regn om sommeren. De største flommene som har skjedd i Glomma i historisk tid har skjedd som en kombinasjon av snøsmelting og ekstremnedbør om sommeren – Storofsen (1789), Vesleofsen (1995), Pinseflommen i 2011 og vårflo i 2013 er eksempler på det. Da kan «third mode» forklare flom-økning i både Alpene og Norge, samt nedbørsøkning og temperaturøkning. Denne teorien forutsetter derimot at det ikke har vært en temperaturforverring i Sør-Norge på denne tiden, noe Velle et al. (2005) og Bjune et al. (2005) motbeviser.

En tredje mulighet er at sesongvariasjonen mellom Alpene og Norge representerer en gjennomsnittlig årlig sesongvariasjon med generelt sørlig posisjon av ITCZ, som fører til en dominerende vindretning mot Sør-Europa og Østlandet. Fordi temperaturgradienten mellom nord og ekvator er størst på vinteren, kan det føre til en relativt nordligere posisjonering av ITCZ, og gi dominerende vindretning over nordlige Frankrike og sørlige Storbritannia mot Østlandet. Motsatt er temperaturgradienten mindre om sommeren, som fører til relativt sørligere ITCZ og dominerende vindretning over Middelhavet og mot sørlige Alpene. I så tilfelle vil flomrekonstruksjonene i Glomma og Alpene kunne representere sesongvariasjoner av en generelt sørligere ITCZ. Denne teorien vil

også forklare hvorfor ikke Glomma blir liggende i orografisk regnskygge fra Alpene. En fjerde forklaring er at periodene med sammenfallende økning i Alpene og Glomma representerer en generelt sørlig posisjonert ITCZ, som i perioder over lengre tid fordeler nedbøren mellom Sør-Europa og Østlandet. Samspillet mellom hav og atmosfære er komplekst, og havet har en betydelig funksjon som klimamoderator – dette kan ha ført til et etterslep i klimasignalet fra en sørligere posisjonert ITCZ, slik at nedbøren kommer både som regn om sommeren i Alpene og som snø om vinteren på Østlandet.

7.5 Framtiden

Flommene i 2011, kalt Pinseflommen, og 2013 har gjort stor skade langs Glommas elveløp – særlig områder langs Lågen i Gudbrandsdalen ble hardt rammet. Flommene ble begge regnet som 50-årsflommer (Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, 2011, Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, 2013), men kom med kun to års mellomrom. Kvam i Gudbrandsdalen fikk de største konsekvensene, der gjenoppbygde og nyrestaurerte hus fra 2011 igjen ble totalskadet i 2013. Det var ikke vannet som var det største problemet i Kvam – men sedimentene som flommen brakte med seg tettet drenerings- og bekkeløp, slik at vannet måtte finne nye ruter. Det er store mengder morenemateriale og glasifluvialt materiale tilgjengelig i sidedalene og dalsidene på Østlandet, som under de «rette» værforholdene vil kunne lage samme ødeleggelser igjen.

At to flommer av en størrelsesorden med forventet gjentakintervall på 50 år dukker opp med to års mellomrom, gir grunn til å stille spørsmålstegn ved grunnlaget flommer klassifiseres på og bestemmes gjentakintervall for. I dag bruker Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) observerte vannføring- og vannstandsdata fra de siste 100-150 år i kombinasjon med historiske kilder og flom-merker langs elveløpene, for å beregne gjentakintervall for flommer av en viss størrelse. Den tidligste flommen nevnt i historiske kilder skjedde i 1345 i Gaula, Sør-Trøndelag, og flomhendelser er sparsomt nevnt i historiske kilder etter dette (Roald, 2013). Dette gir maksimalt data for de siste 660 år i Norge, til tross for at flommene har kommet med mer eller mindre jevne mellomrom siden siste istid – i over 10 000 år. Pettersson (2001) påpeker at det er ønskelig å bruke data fra en tid som ligger nærmest dagens, fordi det er antatt at forholdene er likere da. Men det påpekes også at det som i realiteten enkelte steder kun er 20-30 år med troverdige vannføringsdata, er for lite til å lage sikre flomprognoser for årene som kommer.

Det er problematisk at det forutsettes hydrologisk stasjonaritet (Milly et al., 2008) når de siste 100 år har vært en noen lunde stabil periode (Hanssen-Bauer og Førland, 2000, Hanssen-Bauer et al., 2003, Hanssen-Bauer et al., 2009) sammenlignet med tidligere perioder, samtidig som atmosfæren er

gjenstand for oppvarming og klimaendring i rekordfart (IPCC, 2012). Klimaprognosene i Norge sier at flommene i Glomma kommer til å være mindre, fordi flommene i dag i hovedsak responderer på snøsmelting om våren – men når temperaturen øker, kommer nedbøren i større grad til å komme som regn, ikke snø, og umiddelbart drenere i vassdraget (Hanssen-Bauer et al., 2009). Samtidig ventes det at hyppigheten av ekstremvær kommer til å øke, og det er nettopp regionalt ekstremnedbør som har vist seg å være problematisk på Østlandet, da alle de større flommene har kommet som en følge av nedbør i kombinasjon med snøsmelting. Støren og Paasche (2014) konkluderer med at økt nedbør vil føre til en økning i snøsmelteflom, men at en økning i vintertemperatur etter hvert vil føre til at nedbøren vil falle som regn isteden for snø og føre, og dermed føre til færre snøsmelte-flommer. I varmeperioden i Klimaoptimum var det lavere flomhyppighet, men i motsetning til da, da temperaturen hovedsakelig økte i sommermånedene, blir det i dag varmere i alle måneder.

8. KONKLUSJON

1. Ved Kongsvinger deler Glomma seg i to ved vannføringer større enn ca. 1500 m³/s. Fenomenet heter bifurkasjon og fører til at flomvann drenerer gjennom Vrangselv mot Sverige. Analyser av sedimentkjerner fra Flyginnsjøen, en liten innsjø øverst i Vrangselvvasdraget, har vist at flomfrekvensen i Glomma har variert i flere perioder gjennom holosen.

2. Det eksisterer instrumentelle data fra vannførings- vannstands- og temperaturmålinger fra Kongsvinger og Magnor tilbake til 1850-tallet. Glommas flomhistorie finnes i noen grad i historiske dokumenter, og den eldste flommen kjent fra historiske kilder skjedde antakelig på 1540-tallet. Ved hjelp av 10 AMS ¹⁴C-dateringer har Flyginnsjøens sedimentarkiv vist seg å strekke tilbake til 9190 ± 50 ¹⁴C-år BP.

3. Ved å sammenstille instrumentelle data med ²¹⁰Pb/¹³⁷Cs-dateringer og XRF-data fra Flyginnsjøens yngste sedimenter, har Glommas flomsignatur blitt etablert. Flomsignaturen har blitt brukt for å identifisere flommer gjennom holosen, og Glommas flomhistorie har dermed blitt belyst tilbake til 10 000 år kal. BP. Glommas flomsedimenter består av lyse, minerogene lag karakterisert av høye utslag i K, Ca og Ti, samt MS og DBD, og lave verdier i LOI. En PCA viser at variasjoner i K best reflekterer variasjonen i sedimentene.

4. I sedimentologisk forstand er flommer hurtige hendelser som fører til raske endringer i avsetningsmiljøet. Endringsraten til K ble derfor brukt til å identifisere flomlag i Flyginnsjøen. Fordi det finnes en kontinuerlig tilgang på K i miljøet, må en terskel definere hva som flom og ikke. Terskelen som best reproduserte antallet flommer målt i instrumentelle data i perioden 1948-2013 (det 94. prosentil), ble brukt til å telle flommer gjennom holosen. I tillegg ble en lavere terskel (det 90. prosentil) brukt for å øke variabiliteten og teste sensitiviteten i dataene. Verdier som var lik eller høyere enn terskelen, ble definert som flom. På denne måten ble 438 og 792 flommer, talt i henholdsvis K (P90) og Ti (P90), registrert gjennom holosen.

5. Basert på ¹⁴C-dateringene ble flomtellingene gjort om til flomfrekvenskurver, med antall flommer per 30 år over de siste 10 500 år. Kurvene ble glattet ut med et løpende gjennomsnitt av 300 år for å være sammenlignbare med andre data. Flyginnsjøen viser økt flomfrekvens rundt 8600 kal. år BP, 6500-5900 kal. år BP, 4200-2600 år kal. BP, og fra 1000 år kal. BP og fram til 1900-tallet. Kurvene ble kvalitativt og visuelt sammenlignet med tilsvarende flomfrekvenskurver fra Norge og Alpene. Flyginnsjøens flomfrekvenskurver har klare likhetstrekk med flere av de europeiske kurvene, særlig i periodene 4200-2600 år kal. BP og 1000 år kal. BP og fram til 1900-tallet. Det foreslås derfor at de

bakenforliggende prosessene som styrer langtids-variabiliteten i flomfrekvensene i Alpene også kan være gjeldende for Flyginnsjøen og Glomma.

6. Holosen klimavariabilitet er knyttet til globale, eksterne prosesser som endringer i jordens presesjon og endringer i solaktivitet. Disse setter i gang en rekke sekundære tilbakekoblingmekanismer særlig koblet til posisjoneringen av den intertropiske konvergenzsonen (ITCZ), som påvirker fordelingen av temperatur- og nedbør. En sørlig posisjonert ITCZ kan føre til en sørligere posisjonering av hele det atmosfæriske systemet på den nordlige halvkule. Vestavindsbeltet kan dermed treffe Sør-Europa og det norske Østlandet, og føre til en samtidig generell økning i luftfuktighet, nedbør og dermed flom på begge steder.

7. Videre forskning:

- a. En mer utfyllende og komplett kvartærgeologisk kartlegging av området vil kunne bidra til å belyse en større del av Norges deglasiasjonshistorie.
- b. Under dette studiet ble det samlet inn og forberedt en rekke jordprøver fra nedslagsfeltet til Flyginnsjøen. Analysene av disse ble ikke gjennomført, men det er interessante spørsmål knyttet til sedimentenes opphav og mulighet for å identifisere ulike kildeområder i sedimentene. Ulike kildeområder kan kobles mot ulike utløsende prosesser (regn eller snøsmelting) fordi snøsmelteflommer vil ha flomtopp i Glomma mens lokale regnflommer vil ha kildeområde lokalt rundt innsjøen.
- c. Ytterligere analyse av flomlagene avsatt i Flyginnsjøen vil kunne gi mer informasjon om flomhendelsene, som sesong, intensitet og flommens variasjon.
- d. Det trengs mer forskning på sammenhengen mellom flomfrekvensen i Glomma og atmosfærisk variabilitet over kontinentet, og koblinger til eksterne prosesser. Koblinger mot ITCZ og solvariabilitet som skisseres her fortjener videre analyser, og sammenstilling av paleoflomdata med for eksempel resultater fra klimamodeller vil være en mulig vei videre for å belyse disse mekanismene.

VEDLEGG

Sammen med papirutgaven av oppgaven finnes det en DVD med fire vedlegg.

Vedlegg 1: *FLS113 Masterfil*. Inneholder proksydata, XRF og BW

Vedlegg 2: *FLP113 Masterfil*. Inneholder proksydata, MS og BW

Vedlegg 3: *FLP213 Masterfil*. Inneholder proksydata, MS, BW, LOI, DBD, WC og XRF samt kalibrerte ¹⁴C-dateringer

Vedlegg 4: *FLP213 Flomlag – tolkning og beskrivelse av flomlag*. Inneholder beskrivelse og tolkning av flomlag i FLP213

REFERANSER

- Ahmadani, A. 2010: Heavily Funded Ffc Fails to Deliver. *The Nation*. Nawaiwaqt Group, Pakistan.
- Almquist-Jacobson, H. 1995: Lake-Level Fluctuations at Ljustjärnen, Central Sweden and Their Implications for the Holocene Climate of Scandinavia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, 269-290.
- Appleby, P. & Oldfield, F. 1978: The Calculation of Lead-210 Dates Assuming a Constant Rate of Supply of Unsupported²¹⁰Pb to the Sediment. *Catena*, 5, 1-8.
- Appleby, P., Richardson, N. & Nolan, P. 1992: Self-Absorption Corrections for Well-Type Germanium Detectors. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 71, 228-233.
- Appleby, P. G. 2001: Chronostratigraphic Techniques in Recent Sediments. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Springer.
- Appleby, P. G. & Piliposian, G. T. 2014: Radiometric Dating of Lake Sediment Cores from Flyginnsjøen and Vingersjøen, Southern Norway, Provisional Report. Environmental Radioactivity Research Centre, University of Liverpool, Liverpool.
- ArcGIS 2014: Topo to Raster (Spatial Analyst). ESRI.
- Arnesen, O. F. 1997: Stortingsmelding Nr 42 96-97: Tiltak Mot Flom. In energidepartementet, O.-o. (ed.). Olje- og energidepartementet, Oslo.
- Bakke, J., Lie, R., Dahl, S. O., Nesje, A. & Bjune, A. E. 2008: Strength and Spatial Patterns of the Holocene Wintertime Westerlies in the Ne Atlantic Region. *Global and Planetary Change*, 60, 28-41.
- Bakke, J., Nesje, A. & Dahl, S. O. 2005: Utilizing Physical Sediment Variability in Glacier-Fed Lakes for Continuous Glacier Reconstructions During the Holocene, Northern Folgefonna, Western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Barnekow, L., Possnert, G. & Sandgren, P. 1998: Ams 14c Chronologies of Holocene Lake Sediments in the Abisko Area, Northern Sweden—a Comparison between Dated Bulk Sediment and Macrofossil Samples. *GFF*, 120, 59-67.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A. & Birks, H. J. B. 2005: Holocene Mean July Temperature and Winter Precipitation in Western Norway Inferred from Palynological and Glaciological Lake-Sediment Proxies. *The Holocene*, 15, 177-189.
- Blaauw, M. 2010: Methods and Code for 'Classical' age-Modelling of Radiocarbon Sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Blott, S. J. & Pye, K. 2001: Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Busatlic, I. 2009: Xrf Spectrometer Sample Preparation by Using Fused Beads Technique. *Trends in the Development of Machinery and Associated Technology*. Hammamet, Tunisia.
- Bøe, A. G., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Nesje, A. 2006: Holocene River Floods in the Upper Glomma Catchment, Southern Norway: A High-Resolution Multiproxy Record from Lacustrine Sediments. *The Holocene*, 16, 445-455.
- Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J. W. & Deser, C. 2004: North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. *Journal of Climate*, 17.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. 2006: Itrax: Description and Evaluation of a New Multi-Function X-Ray Core Scanner. *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 267, 51.
- Cuven, S., Francus, P. & Lamoureux, S. F. 2010: Estimation of Grain Size Variability with Micro X-Ray Fluorescence in Laminated Lacustrine Sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 44, 803-817.
- Davis, B. A. S., Brewer, S., Stevenson, A. C. & Guiot, J. 2003: The Temperature of Europe During the Holocene Reconstructed from Pollen Data. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1701-1716.

- Dean, W. E. 1974: Determination of Carbonate and Organic Matter in Calcareous Sediments and Sedimentary Rocks by Loss on Ignition; Comparison with Other Methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 242-248.
- Dearing, J. 1994: Environmental Magnetic Susceptibility. *Using the Bartington MS2 system. Kenilworth, Chi Publ.*
- Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap 2011: Rapport. Oppfølging Etter Flommen I Juni 2011. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, Norge.
- Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap 2013: Rapport. Evaluering Av Myndighetenes Forebyggingsarbeid Og Håndtering Av Flommen I Mai 2013. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap (DSB).
- Drange, E. M. 2002: Et Paleohydrologisk Studie Av Sagbekken, Hedmark Fylke : En Rekonstruksjon Av Sagbakkens Flomhistorie Gjennom Holosen. *Institutt for Geografi*. Universitetet i Bergen Bergen.
- Eikenæs, O., Njøs, A., Østdahl, T. & Taugbøl, T. 2000: Flommen Kommer... Sluttrapport Fra Hydra - Et Forskningsprogram Om Flom. *HYDRA*. NVE, Oslo.
- eKlima 2013: Eklima. Meteorologisk institutt.
- Erichsen, B., & Tallaksen, L. M. 1995: Sammenligning Av Ulike Lavvanssmål I 47 Norske Nedbørsfelt. Hydronova, oppdragsrapport for EnFO.
- ESRI 2014: Arcgis Desktop. Environmental Systems Research Institute, Redlands, CA.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. 1957: Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27.
- FOTOR 2012: Fotor. FOTOR.
- Garrison, T. 1993: *Oceanography: An Invitation to Marine Science*, Wadsworth Pub. Co. Belmont, California, USA.
- Gilli, A., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D. & McKenzie, J. A. 2003: A 600-Year Sedimentary Record of Flood Events from Two Sub-Alpine Lakes (Schwendiseen, Northeastern Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96, S49-S58.
- Gilli, A., Anselmetti, F. S., Glur, L. & Wirth, S. B. 2013: Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events. *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*. Springer.
- Giovanoli, F. 1990: Horizontal Transport and Sedimentation by Interflows and Turbidity Currents in Lake Geneva. In Tilzer, M. & Serruya, C. (eds.) *Large Lakes*. Springer Berlin Heidelberg.
- Glur, L., Wirth, S. B., Büntgen, U., Gilli, A., Haug, G. H., Schär, C., Beer, J. & Anselmetti, F. S. 2013: Frequent Floods in the European Alps Coincide with Cooler Periods of the Past 2500 Years. *Sci. Rep.*, 3.
- Goslar, T. 2014: Poznan Radiocarbon Laboratory, Poland. Poznan Radiocarbon Laboratory, Poznan, Polen.
- Gray, D. & Rood, D. 2011: Vicorian Damage Bill to Hit \$2bn. *The Age Victoria*. Fairfax Media, Australia.
- Grenier, H., Treut, H. L. & Fichet, T. 2000: Ocean-Atmosphere Interactions and Climate Drift in a Coupled General Circulation Model. *Climate Dynamics*, 16, 701-717.
- Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. 1989: A 140,000-Year Continental Climate Reconstruction from Two European Pollen Records. *Nature*, 338, 309-313.
- Hanssen-Bauer, I., Forland, E., Haugen, J. & Tveito, O. 2003: Temperature and Precipitation Scenarios for Norway: Comparison of Results from Dynamical and Empirical Down-Scaling. *Climate Research*, 25, 15-27.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Roald, L. A., Hisdal, H., Lawrence, D., Drange, H., Nesje, A., Vasskog, K., Sandven, S., Ådlandsvik, B. & Sundby, S. 2009: Klima I Norge I 2100 - Bakgrunnsmateriale Til Nou Klimatilpasning. In Hanssen-Bauer, I. (ed.) *Nou Klimatilpasning*. Norsk Klimasenter, Oslo.
- Hanssen-Bauer, I. & Førland, E. 2000: Temperature and Precipitation Variations in Norway 1900–1994 and Their Links to Atmospheric Circulation. *International Journal of Climatology*, 20, 1693-1708.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Röhl, U. 2001: Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.

- Haukeland, B. D. 2013: Flom I Atna Gjennom 10 000 År - Ein Studie Av Flom Fra 9950 (Bp) Til 2011 (Ad), Bygd På Paleohydrologiske Undersøkingar Og Instrumentelle Målingar. *Institutt for Geografi*. Universitetet i Bergen, Bergen.
- Haylock, M. & Goodess, C. 2004: Interannual Variability of European Extreme Winter Rainfall and Links with Mean Large-Scale Circulation. *International Journal of Climatology*, 24, 759-776.
- Hegge, K. 1968: Glommas Bifurkasjon Ved Kongsvinger. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 22, 166-171.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & 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, 101-110.
- Holø, R. M. & Lien, S. J. 2013: Prislapp På Flommen I Juni: En Milliard Kroner. *Norges Rikskringkasting*. NRK, Norge.
- Hughen, K., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C. & Turnbull, J. 2004: 14c Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years. *Science*, 303, 202-207.
- Hughes, M. K. & Diaz, H. F. 1994: Was There a 'Medieval Warm Period', and If So, Where and When? *Climatic Change*, 26, 109-142.
- Hurrell, J. W. & Deser, C. 2010: North Atlantic Climate Variability: The Role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79, 231-244.
- IPCC 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. In Barker, T. (ed.). Intergovernmental Panel on Climate Change, Valencia, Spania.
- IPCC 2012: Summary for Policymakers In: Managing the Risks of the Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaption In Allen, S. K., Barros, V., Burton, I., Campbell-Lendrum, D., Cardona, O.-D., Cutter, S. L., Dube, O. P., Ebi, K. L., Field, C. B., Handmer, J. W., Lal, P. N., Lavell, A., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D., McBean, G. A., Mechler, R., Mitchell, T., Nicholls, N., O'Brien, K. L., Oki, T., Oppenheimer, M., Pelling, M., Plattner, G.-K., Pulwarty, R. S., Seneviratne, S. I., Stocker, T. F., Aalst, M. K. v., Vera, C. S. & Wilbanks, T. J. (eds.). Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, Storbritannia og New York, USA.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P. W. & Schlüchter, C. 2009: Latest Pleistocene and Holocene Glacier Variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2137-2149.
- Janbu, A. D., Paasche, Ø. & Talbot, M. R. 2011: Paleoclimate Changes Inferred from Stable Isotopes and Magnetic Properties of Organic-Rich Lake Sediments in Arctic Norway. *Journal of Paleolimnology*, 46, 29-44.
- Jansen, M. F., Dommenges, D. & Keenlyside, N. 2009: Tropical Atmosphere–Ocean Interactions in a Conceptual Framework. *Journal of Climate*, 22.
- Kartverket 2014: Norgeskart. www.norgeskart.no.
- Killingland, K. E. N. 2009: Ekstremflommer I Grimsa, Øvre Glommavassdraget - Rekonstruksjon Av Flomfrekvens Gjennom Holosen Og Sårbarhetsanalyse Av Dagens Elv. *Institutt for Geografi*. Universitetet i Bergen, Bergen.
- Klæboe, H. 1946: Glommas Bifurkasjon Ved Kongsvinger. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 11, 266-275.
- Kommunedelplan, Kongsvinger kommune, 2014: Kongsvinger Kommune.
- Kongsvinger Kommune 2012: Kommune- by Og Fritidskart.
- Kristensen, S. E. 2003: Flomsonekart Delprosjekt Kongsvinger. *Flomsonekart*. Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- Lawson, M. 2014: The Cost of the Uk Floods. The FloodList, Tyskland.
- Li, C., Wu, L., Wang, Q., Qu, L. & Zhang, L. 2009: An Intimate Coupling of Ocean–Atmospheric Interaction over the Extratropical North Atlantic and Pacific. *Climate Dynamics*, 32, 753-765.
- Lilleengen, A. M., Hagerud, T., Thomassen, H., Delphin, A., Delphin, J. C. & Kristiansen, G. 2005: Kongsvinger Golf Og Friluftspark Liermoen. In kommune, K. & fylkeskommune, H. (eds.).

- Lundquist, D. & Repp, K. 1997: The 1995 Flood in Southeastern Norway. Operational Forecasting, Warning and Monitoring of a 200-Year Flood. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 239, 245-252.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P. D., Davies, T. D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J. F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C. & Wanner, H. 2001: Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2, 114-124.
- Lyell, C. 1837: *Principles of Geology: Being an Inquiry How Far the Former Changes of the Earth's Surface Are Referable to Causes Now in Operation*, J. Kay, jun. & brother.
- Macklin, M. G., Jones, A. F. & Lewin, J. 2010: River Response to Rapid Holocene Environmental Change: Evidence and Explanation in British Catchments. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1555-1576.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J. & Peyron, O. 2003: Contrasting Patterns of Hydrological Changes in Europe in Response to Holocene Climate Cooling Phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1589-1596.
- Magny, M., Vanni re, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Cousot, C., Walter-Simonnet, A.-V. & Arnaud, F. 2009: Possible Complexity of the Climatic Event around 4300–3800 Cal. Bp in the Central and Western Mediterranean. *The Holocene*, 19, 823-833.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Curt Stager, J., Karl n, W., Maasch, K. A., David Meeker, L., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveland, S. & Holmgren, K. 2004: Holocene Climate Variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P. & Stouffer, R. J. 2008: Stationarity Is Dead: Whither Water Management? *Science*, 319, 573-574.
- Morley, A., Rosenthal, Y. & deMenocal, P. 2014: Ocean-Atmosphere Climate Shift During the Mid-to-Late Holocene Transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 18-26.
- Nesje, A. 1992: A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 257-259.
- Nesje, A. 2009: Latest Pleistocene and Holocene Alpine Glacier Fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2119-2136.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie,  . & Matthews, J. A. 2008a: Norwegian Mountain Glaciers in the Past, Present and Future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27.
- Nesje, A., Dahl, S., Thun, T. & Nordli,  . 2008b: The 'Little Ice Age' glacial Expansion in Western Scandinavia: Summer Temperature or Winter Precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 789-801.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Matthews, J. A. & Berrisford, M. S. 2001: A ~ 4500 Yr Record of River Floods Obtained from a Sediment Core in Lake Atnsjøen, Eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25, 329-342.
- Nesje, A., Lie,  . & Dahl, S. O. 2000: Is the North Atlantic Oscillation Reflected in Scandinavian Glacier Mass Balance Records? *Journal of Quaternary Science*, 15, 587-601.
- NGU 2013a: Nasjonal Berggrunnsdatabase. Norges geologiske undersøkelse.
- NGU 2013b: Nasjonal Løsmassedatabase. Norges geologiske undersøkelse.
- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., van der, J. & Thurner, A. 2005: Holocene Tree-Line Variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, Indicated by Dendrochronological Analysis of Living Trees and Subfossil Logs. *Vegetation History and Archaeobotany*, 14, 221-234.
- Norge Digitalt 2014: Norge Digitalt. Statens Kartverk, Hønefoss.
- NVE 2009: Målinger Og Metoder. Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- NVE 2014: Nve Atlas. NVE.
- Olsen, J., Anderson, N. J. & Knudsen, M. F. 2012: Variability of the North Atlantic Oscillation over the Past 5,200 Years. *Nature Geosci*, 5, 808-812.
- Pettersson, L.-E. 2000: Flomberegning for Glommavassdraget Oppstr ms Vorma. Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- Pettersson, L.-E. 2001: Glommas Bifurkasjon Ved Kongsvinger. Norges Vassdrags- og energidirektorat, Oslo.

- Posmentier, E. S. 1999: Response of an Ocean-Atmosphere Climate Model to Milankovic Forcing. *Nonlin. Processes Geophys.*, 1, 26-30.
- Raible, C., Casty, C., Luterbacher, J., Pauling, A., Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Roesch, A., Tschuck, P., Wild, M., Vidale, P.-L., Schär, C. & Wanner, H. 2006: Climate Variability-Observations, Reconstructions, and Model Simulations for the Atlantic-European and Alpine Region from 1500-2100 Ad. *Climatic Change*, 79, 9-29.
- Rangel, T. F., Diniz-Filho, J. A. F. & Bini, L. M. 2010: Sam: A Comprehensive Application for Spatial Analysis in Macroecology. *Ecography*, 33, 46-50.
- Rangel, T. F. L. V. B., Field, R. & Diniz-Filho, J. A. F. 2011: Sam Spatial Analysis in Macroecology Tutorial. *SAM Workshop, IBS meeting*. Kreta.
- Rasband, W. S. 1997: Imagej. U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA.
- Renberg, I. & Hansson, H. 2008: The Hth Sediment Corer. *Journal of Paleolimnology*, 40, 655-659.
- Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, T., Brovkin, V., Driesschaert, E. & Wolk, F. 2005: Simulating the Holocene Climate Evolution at Northern High Latitudes Using a Coupled Atmosphere-Sea Ice-Ocean-Vegetation Model. *Climate Dynamics*, 24, 23-43.
- Reusch, H. 1903: Glommens Bøining Ved Kongsvinger. *Norges Geografiske Selskab, Aarbog*, 14, 96-102.
- Roald, L. 2003: Two Major 18 Th Century Flood Disasters in Norway. *Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002)*.
- Roald, L. A. 2013: *Flom I Norge* Forlaget Tom og Tom 2013 og NVE, Vestfossen.
- Roald, L. A., Hisdal, H., Hiltunen, T., Hyvärinen, V., Jutman, T. R., Gudmundsson, K., Jonsson, P. & Ovesen, N. B. 1997: Historical Runoff Variation in the Nordic Countries. *IAHS PUBLICATION*, 87-96.
- Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. 1997: The Influence of Meteorological Factors on the Initiation of Debris Flows, Rockfalls, Rockslides and Rockmass Stability. *Publikasjon-Norges Geotekniske Institutt*, 201, 97-114.
- Sandmo, E. & Pettersen, J. 2011: Tidenes Verste Flomår. *Norges Rikskringkasting*. NRK, Norge.
- Schillereff, D. N., Chiverrell, R. C., Macdonald, N. & Hooke, J. M. 2014: Flood Stratigraphies in Lake Sediments: A Review. *Earth Science Reviews*.
- Shanahan, T. M., Overpeck, J., Hubeny, J., King, J., Hu, F., Hughen, K., Miller, G. & Black, J. 2008: Scanning Micro-X-Ray Fluorescence Elemental Mapping: A New Tool for the Study of Laminated Sediment Records. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q02016.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vannièrè, B., Wirth, S., Gilli, A., Di-Giovanni, C., Anselmetti, F., Desmet, M. & Magny, M. 2013: Mass-Movement and Flood-Induced Deposits in Lake Ledro, Southern Alps, Italy: Implications for Holocene Palaeohydrology and Natural Hazards. *Climate of the Past*, 9, 825-840.
- Skaugen, T., Astrup, M. A., Mengistu, Z. & Krokli, B. 2002: Lavvannføring - Estimering Og Konesjonsgrunnlag. *Rapport Miljøbasert vannføring*. Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- Sollid, J. L. & Kristiansen, K. 1982: Hedmark Fylke, Kvartærgeologi Og Geomorfologi. In Geografisk institutt, U. i. O. (ed.). Oslo.
- Sollien, F. 2013: Personlig Kommunikasjon. Lokalhistoriker ed., Kongsvinger.
- Spaltenstein, H. 1986: Utilization of Sedigraph for Particle Size Analysis of Soil Samples. *Schweizerische landwirtschaftliche Forschung. La recherche agronomique en Suisse*, 25.
- Steinhilber, F., Beer, J. & Fröhlich, C. 2009: Total Solar Irradiance During the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36, L19704.
- Støren, E. N., Dahl, S. O. & Lie, Ø. 2008: Separation of Late-Holocene Episodic Paraglacial Events and Glacier Fluctuations in Eastern Jotunheimen, Central Southern Norway. *The Holocene*, 18, 1179.

- Støren, E. N., Dahl, S. O., Nesje, A. & Paasche, Ø. 2010: Identifying the Sedimentary Imprint of High-Frequency Holocene River Floods in Lake Sediments: Development and Application of a New Method. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3021-3033.
- Støren, E. N., Kolstad, E. W. & Paasche, Ø. 2011: Linking Past Flood Frequencies in Norway to Regional Atmospheric Circulation Anomalies. *Journal of Quaternary Science*.
- Støren, E. N. & Paasche, Ø. 2014: Scandinavian Floods: From Past Observations to Future Trends. *Global and Planetary Change*, 113, 34-43.
- Sulebak, J. R. 2007: *Landformer Og Prosesser: En Innføring I Naturgeografiske Tema*, Fagbokforl., Bergen.
- Sundborg, Å. 1956: The River Klarälven: A Study of Fluvial Processes. *Geografiska annaler*, 38, 125-237.
- Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P., Delgado, J., Merz, B. & Brauer, A. 2013: Mid-to Late Holocene Flood Frequency Changes in the Northeastern Alps as Recorded in Varved Sediments of Lake Mondsee (Upper Austria). *Quaternary Science Reviews*, 80, 78-90.
- Sælthun, N. R. 1999: *Flommer Og Flomberegninger*. Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo, Oslo.
- Taylor, R. & Muller, R. 2001: Radiocarbon Dating. *Handbook of Archaeological Sciences (Brothwell, DR; Pollard, AM; editors.)*, 23-34.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'Sullivan, P. & Oldfield, F. 1975: Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *LIMNOLOGY*.
- Thorndycraft, V. & Benito, G. 2006: Late Holocene Fluvial Chronology of Spain: The Role of Climatic Variability and Human Impact. *Catena*, 66, 34-41.
- Thorndycraft, V., Benito, G., Rico, M., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y. & Casas, A. 2005: A Long-Term Flood Discharge Record Derived from Slackwater Flood Deposits of the Llobregat River, Ne Spain. *Journal of Hydrology*, 313, 16-31.
- Thorndycraft, V., Hu, Y., Oldfield, F., Crooks, P. & Appleby, P. 1998: Individual Flood Events Detected in the Recent Sediments of the Petit Lac D'annecy, Eastern France. *The Holocene*, 8, 741-746.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D. & Frank, D. C. 2009: Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, 324, 78-80.
- Union, T. E. P. a. t. C. o. t. E. 2007: Directive 2007/60ec of 23 October 2007 on the Assessment and Management of Flood Risks. The European Parliament and the Council of the European Union, Strasbourg, Frankrike.
- Uvo, C. B. 2003: Analysis and Regionalization of Northern European Winter Precipitation Based on Its Relationship with the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 23, 1185-1194.
- Vanniere, B., Magny, M., Joannin, S., Simonneau, A., Wirth, S., Hamann, Y., Chapron, E., Gilli, A., Desmet, M. & Anselmetti, F. 2013: Orbital Changes, Variation in Solar Activity and Increased Anthropogenic Activities: Controls on the Holocene Flood Frequency in the Lake Ledro Area, Northern Italy. *Climate of the Past*, 9, 1193-1209.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. 2011: A Holocene Record of Snow-Avalanche and Flood Activity Reconstructed from a Lacustrine Sedimentary Sequence in Oldevatnet, Western Norway. *The Holocene*, 21, 597-614.
- Velle, G., Brooks, S. J., Birks, H. J. B. & Willassen, E. 2005: Chironomids as a Tool for Inferring Holocene Climate: An Assessment Based on Six Sites in Southern Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1429-1462.
- Walker, M. J. C. 2005: *Quaternary Dating Methods*, Wiley.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D. & Xoplaki, E. 2001: North Atlantic Oscillation – Concepts and Studies. *Surveys in Geophysics*, 22, 321-381.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P. & Jetel, M. 2011: Structure and Origin of Holocene Cold Events. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3109-3123.

- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E. & Pignol, C. 2013: Palaeoflood Activity and Climate Change over the Last 1400 Years Recorded by Lake Sediments in the North-West European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 28, 189-199.
- Williams, G. P. 1989: Sediment Concentration Versus Water Discharge During Single Hydrologic Events in Rivers. *Journal of Hydrology*, 111, 89-106.
- Wirth, S. B., Gilli, A., Simonneau, A., Ariztegui, D., Vannière, B., Glur, L., Chapron, E., Magny, M. & Anselmetti, F. S. 2013a: A 2000 Year Long Seasonal Record of Floods in the Southern European Alps. *Geophysical Research Letters*, 40, 4025-4029.
- Wirth, S. B., Glur, L., Gilli, A. & Anselmetti, F. S. 2013b: Holocene Flood Frequency across the Central Alps—Solar Forcing and Evidence for Variations in North Atlantic Atmospheric Circulation. *Quaternary Science Reviews*, 80, 112-128.
- Xie, S. 2009: Ocean-Atmosphere Interaction and Tropical Climate. *The Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS) Tropical Meteorology 1:1-13*.
- Yang, D., Yu, G., Xie, Y., Zhan, D. & Li, Z. 2000: Sedimentary Records of Large Holocene Floods from the Middle Reaches of the Yellow River, China. *Geomorphology*, 33, 73-88.
- Østmoe, A. 1985: Stor-Ofsen 1789. *Oversiktsregisteret, Ski*.