

Årlig flomvariabilitet i Øyeren de siste 250 år
basert på sedimentkjerner

Masteroppgave i Geovitenskap



Severin Skattum

Universitetet i Bergen

Institutt for geovitenskap

Juni 2023

Sammendrag

Flomskader er en av de mest kostbare naturfarene i Norge. Å innhente ny kunnskap om hvordan de varierer over lengre tidsintervall kan gi verdifull kunnskap om hva det er som driver variasjonen, og i hvilken grad den er koblet til klimaendringer. Dette er nyttig informasjon for et samfunn som planlegger infrastrukturendringer med lang levetid.

Glomma er Norges lengste elv og har et enormt dreneringsfelt som konvergerer med Nita og Leira ved innsjøen Øyeren. Etablerte instrumentelle målestasjoner og innsamlet data ved Solbergfoss demning like sør for utløpet av Øyeren, har registrert vannføringsdata siden år 1901. Utover det finnes det spredte historiske observasjoner av kjente flommer som Storofsen i 1789 og andre. Målet med denne studien er å produsere en sediment-basert flomrekonstruksjon som overlapper og komplementerer moderne og historiske data.

Det ble tatt opp tre stempelkjernepøver og tre UWITEC gravitasjonskjernepøver fra tre borelokaliteter i Øyeren, 14 km sør for deltaet sommeren 2021. Sedimentanalysene, magnetisk susceptibilitet (MS), røntgenfluorescense (XRF) og computertomografi (CT), ble brukt for å analysere sedimentenes beskaffenhet, og for å identifisere individuelle flomlag.

Tolkninger av analysene viser at sedimenter avsatt av vårflommer har en lysere grålig fremtoning, høyere tetthet, høye MS verdier og tilsvarende høye verdier i de geokjemiske parameterne (K, Ca, Ti, Fe og Sr). De skiller seg derfor klart fra det gjennomsnittlige bakgrunnssignalet. Sedimentlag avsatt under det som tolkes til å være vintervannføring – mye lavere enn både vårflommene og gjennomsnittlig vannføring – har en grå-brunlig farge, lavere tetthet, lavere MS verdier og tilsvarende lave verdier i de geokjemiske parameterne. En statistisk behandling av datasettet med hovedkomponentanalyse (PCA) viser at flomsignalet i Øyeren slår ut i de fleste XRF-parametere, og endringsraten av $Ti/(inc+coh)$ er derfor brukt til å beregne flomfrekvens.

En alder-dyp modell er basert på blydateringer (^{210}Pb). De dekker tidsintervallet fra 1880 CE til nåtid i sedimentkerne 600-21-0102, med en videre interpolert tidsserie som strekker seg til 1777 CE. Dateringer basert på telling av individuelle sedimentlag avsatt av årlig våravrenning/vinteravrenning viser en alder på år 1761 CE hvilket understøtter den bly-baserte aldersmodellen. Den nye sediment-baserte flomrekonstruksjonen fra Øyeren viser at det er en høyere flomfrekvens mellom 1824 og 1890, etterfulgt av en nedgående trend mot år 1927, før det igjen er en økning i flomfrekvens mot nåtid.

Forord

Denne oppgaven setter et punktum for studenttilværelsen min. Tre år i Sogndal, og to år i Bergen. Oppgaven har vært en modningsprosess med både opp og nedturer, men jeg hadde aldri klart det uten en rekke folk som jeg gjerne vil uttrykke min takknemmelighet til:

Jeg vil takke hovedveileder professor Jostein Bakke (Institutt for geovitenskap, UiB) og medveileder seniorforsker Øyvind Paasche (NORCE) for tildelingen av en spennende oppgave, og for faglige innspill. Takk til tidligere senioringeniør ved UiB, Eivind Wilhelm Nagel Støren, for god hjelp i starten av studiet. En takk skal rettes til seniorforsker Kolbjørn Engeland (NVE), for tilsending av vannføringsdata og sammen med de overnevnte, vært med på kjerneprøvetakingen i Øyeren sommeren 2021.

En spesielt stor takk rettes til medveileder og Ph.d.-kandidat ved instituttet for geovitenskap, Johannes Hardeng, for uvurderlig veiledning og hjelp med å sette sammen og strukturere denne oppgaven, samt gode og motiverende samtaler. Tusen takk!

Takk til overingeniør Jan Magne Cederstrøm for god hjelp med laboratoriearbeid og arbeid rundt CT-skanningene. Takk til Bjarte Hannisdal for hjelp med å forstå den til tider uforståelige statistikken i denne oppgaven. Jeg vil også takke medstudent Sverre Soldal for å ha gått gjennom referanselisten min med argusøyne.

Takk til min bedre halvdel Hanna Mathilde Juliussen som lyste opp dagene der jeg var lengst nede, og takk til mor og far som har korrekturlest oppgaven min.

Til slutt vil jeg takke alle mine medstudenter og venner her på instituttet for geovitenskap og ved instituttet for geografi. Takk for alle ekskursjoner, fester, samtaler, vinlotteri og «cake-Mondays»! Studenttilværelsen hadde ikke vært det samme uten dere.

Bergen, 2023

Severin Skattum

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	II
Forord.....	III
Innholdsfortegnelse	IV
1. Introduksjon	1
2. Områdebeskrivelse.....	3
2.1 Øyeren og Glommavassdraget	3
2.1.1 Regulering av Øyeren	7
2.2 Flomhistorikk	8
2.2.1 Storofsen 1789	10
2.2.2 Storflommene i 1966 og 1967.....	11
2.2.3 Vesleofsen 1995.....	11
2.3 Berggrunnsgeologi.....	13
2.4 Kwartærgeologi	15
2.5 Klima	16
3. Teoretisk bakgrunn	18
3.1 Flom	18
3.2 Sediment transport i vassdrag	19
3.3 Hvorfor kan innsjøsedimenter være et arkiv for flom.....	21
4. Metoder	22
4.1 Feltarbeid	22
4.1.1 Kjerneprøvetakning.....	22
4.1.2 Erfaringer fra studieområdet	22
4.2 Laboratorium analyser	23
4.2.1 Splitting av kjerner.....	23
4.2.2 Magnetisk susceptibilitet (MS)	23
4.2.3 Røntgen fluorescens (XRF)	24
4.2.4 Computertomografi.....	25
4.3 Dateringsmetoder	26
4.3.1 Radiokarbondatering	26
4.3.2 Blydatering.....	26
4.4 Dataanalyser.....	27
4.4.1 Geografisk informasjonssystem (GIS).....	27
4.4.2 Korrelasjonsanalyse og PCA	27

4.4.3 Endringsrate (ROC)	28
5. Resultater	30
5.1 Feltarbeid	30
5.1.1 Batymetri, feltobservasjoner og terrengmodeller.....	30
5.1.2 Sedimentkjerner	32
5.2 Presentering av laboratorium analyser	33
5.2.1 Visuell beskrivelse og framstilling av XRF og MS data.....	33
5.2.2 Kjernekorrelering	41
5.2.3 CT og framstilling av data fra den sammensatte kjernen (600-21-0102).....	44
5.3 Kronologi	47
5.3.1 Radiokarbondatering	47
5.3.2 Blydatering.....	49
5.4 Dataanalyse	50
5.4.1 Korrelasjonsanalyse og PCA	50
5.4.2 Identifisering av flomlag.....	56
5.4.3 Endringsrate (ROC)	57
5.5 Vannføringsdata.....	59
6. Diskusjon	61
6.1 Feltobservasjoner og vurdering av borelokaliteter.....	61
6.2 Mulige feilkilder	63
6.2.1 Feilkilder ved MS.....	63
6.2.2 Feilkilder ved XRF.....	63
6.2.3 Feilkilder ved CT-skanning	64
6.3 Tolkning av parametere	65
6.4 Flomsignalet i Øyeren.....	66
6.5 Aldersmodell.....	68
6.6 Tolkning av sedimentære enheter	69
6.7 Validering av endringsrate for kvantifisering av flommer.....	71
6.8 Validering av telling av regelmessige L- og M-lag.	74
6.9 Flomvariabilitet i Øyeren.....	76
7. Konklusjon.....	78
7.1 Forslag til videre arbeid	80
Referanseliste.....	81
Nettsider	86
Nettbaserte kart og tjenester	86

1. Introduksjon

I Norge er flomskader den mest kostbare naturfaren for samfunnet kun slått av skader forsakert av storm. I perioden 2013 til 2022 ble det betalt ut erstatninger på 2,939 milliarder kr (2022 kr) fra forsikringsselskapene til de som ble berørt av flomskader etter flommer. De største erstatningssummene etter vannskade ble tildelt mennesker boende i nærheten av Øyeren og nedre deler av Glommavassdraget (Figur 2.1) i gamle Akershus fylke (Naturskadepool, 2023).

For å minimere de potensielle skadene som kan oppstå som følge av flom, er det vesentlig å ha en solid forståelse av de underliggende årsakene til flom. Forskning på tidligere/historiske flomhendelser kan bidra ettersom de kan gi verdifull innsikt i flomfrekvenser over lengre tidsintervall enn det finnes moderne observasjoner. Det åpner blant annet for muligheten til å analysere og forstå eventuelle koblinger til klimaendringer, og da kanskje særlig det som er forbundet med nedbør. Årlig gjennomsnittlig nedbør i Norge har økt med 18% siden begynnelsen av det 20. århundre. Ifølge modellprognoser kan dette tallet potensielt stige med ytterligere 18% innen utgangen av det 21. århundre, som indikerer en økning i regnflommer i Norge (Hanssen-Bauer et al., 2009).

Høyere temperaturer har også medført at vårflommene inntreffer tidligere enn før, dette som et resultat av tidligere snøsmelting (Hanssen-Bauer et al., 2009). Forskning viser også at global oppvarming bidrar til en økning i flomfrekvens (Dankers et al., 2014). Lokale og regionale forhold har også en betydelig innvirkning på antallet flomhendelser, spesielt for land som Norge med stor variasjon i topoklimatiske forhold. Dette er en av grunnene til at det forventes en betydelig endring i både klima og flomfrekvens (Nijssen et al., 2001).

Til tross for økt nedbør, viser flere studier at flomfrekvensen, og spesielt vårflommene, er synkende. Dette skyldes reduksjon av snøakkumulering i fjellene om vinteren grunnet høyere temperaturer (Dankers et al., 2014). Dette fenomenet påvirker særlig mengden vann i snøsmelteflommer på Østlandet (Støren et al., 2016). Støren & Paasche (2014) argumenterer for at snøsmelteflommer vil fortsette å øke så lenge vinteren nedbøren faller primært som snø. Når vinteren nedbøren derimot faller som regn på grunn av et varmere vinterklima, vil frekvensen av snøsmelteflommer om våren reduseres betydelig ikke minst på grunn av dynamiske tilbakekoblinger i dreneringsfeltene. Dette er trender som må hensyntas i dagens arbeid med tilpasning til endrede flommønster.

Flomsoner blir kartlagt ved hjelp av måleinstrumenter installert i ulike vassdrag. Data herfra blir brukt til å utvikle flomsonekart, som er nyttige verktøy i arealplanlegging, basert på flomhendelsenes frekvens (Roald, 2013). På grunn av begrensningene i tidsserien for data fra de forskjellige målestasjonene, er det ikke nok data til å oppnå robuste statistiske resultater for flomberegninger. Derfor er det viktig å forske videre på hvordan de største flommene oppstår, hvor ofte de forekommer, når de inntreffer på året og hvordan flomhyppigheten endrer seg over tid. Engeland et al. (2020) viser nettopp hvordan man ved å kombinere data fra ulike tidsintervaller, kan styrke forståelsen og de faktiske flomestimatene.

Det er tidligere gjort flere flomstudier i Glommavassdraget der det er tatt i bruk sedimentkjerner for å rekonstruere paleoflommer (Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Støren et al., 2016; Engeland et al., 2020). Det er også tidligere forsket på Øyeren-deltaet (Bogen et al., 2002; Eilertsen et al., 2013; Zinke & Bogen, 2013), men denne studien er den første til å se på sedimentkjerner fra Øyeren. Glommavassdraget er stort og komplisert, og avsetningsmiljøet i Øyeren kan bli påvirket av flere faktorer. Sedimentkjernene i denne studien er dermed det første steget i en mye større prosess for å forstå avsetningsmiljøet i Øyeren. Denne studien skal derfor besvare følgende overordnede spørsmål:

- *Kan sedimentkjerner fra Øyeren benyttes til å rekonstruere flomhendelser i Glomma bakover i tid? Herunder er det særlig tre spørsmål jeg vil adressere:*
 - *Er det mulig å identifisere regelmessige skiftninger mellom lav vinteravrenning og høy våravrenning i sedimentene, og koble dem til årlige avsetninger?*
 - *Hvordan har endringer i utløpet av Øyeren påvirket sedimentasjonen i innsjøen?*
 - *I hvilken grad er det mulig å koble de instrumentelle vannføringsmålingene i Øyeren til de avsatte sedimentene?*

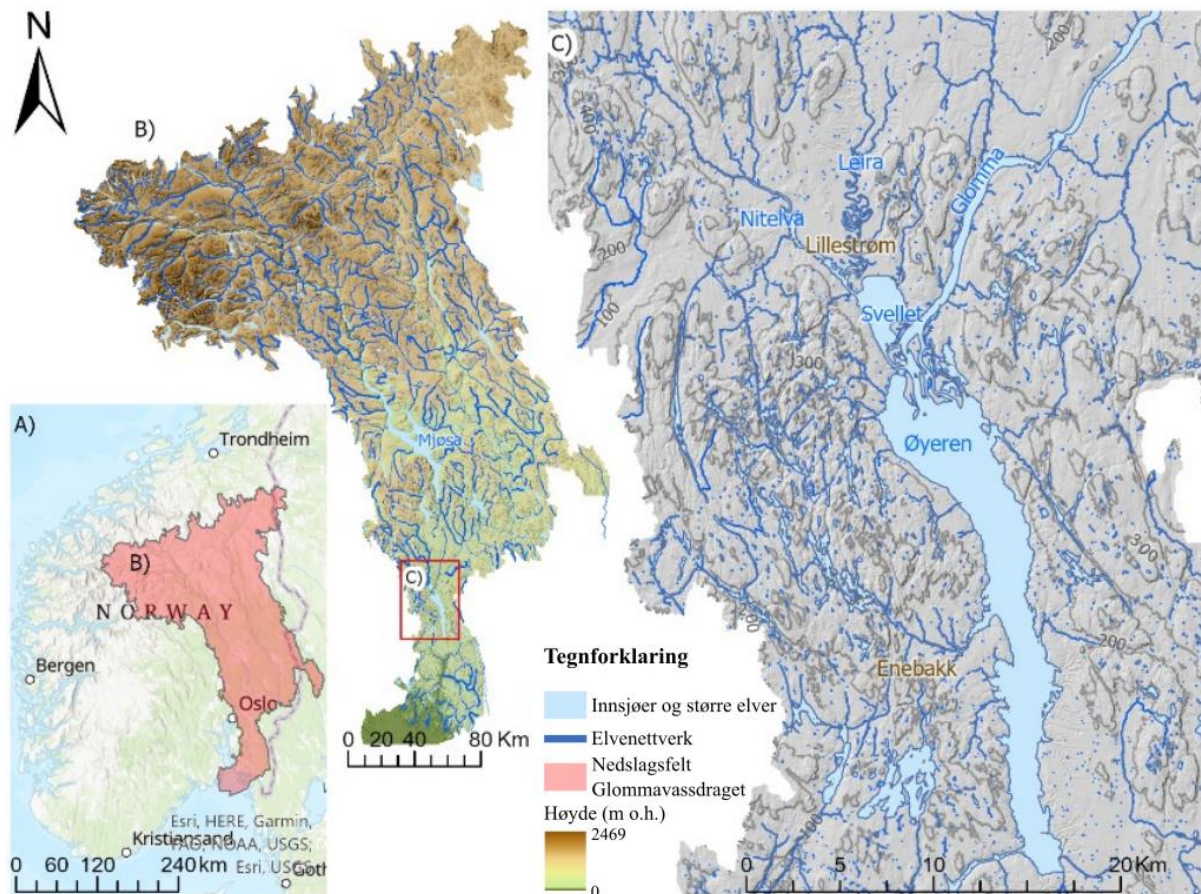
For å besvare problemstillingene benytter jeg sedimentkjerner tatt fra Øyeren, i Viken fylke. Det har blitt utført geokjemiske og magnetiske analyser, samt CT skanninger av sedimentkjernene ved EARTHLAB, Universitetet i Bergen. Formålet med oppgaven er å vurdere sedimentene i Øyeren sitt potensial for rekonstruksjon av paleoflom.

2. Områdebeskrivelse

2.1 Øyeren og Glommavassdraget

Glommavassdraget er Norges største vassdrag med et nedslagsfelt på totalt 41 917 km² (Klakegg et al., 2007). Nedslagsfeltet til Øyeren strekker seg nesten over hele Øst-Norge, inkludert fylkene Innlandet, Viken og sørlige deler av Trøndelag. I øst strekker deler av nedslagsfeltet seg inn i Sverige. De nordlige områdene av nedslagsfeltet er dominert av høyfjellstopper, inkludert fjellkjedene Jotunheimen, Dovrefjell og Rondane. I Jotunheimen ruver Galdhøpiggen, som er den høyeste toppen i Norge og når en høyde på 2469 m o.h. Dovrefjell har Snøhetta som sin høyeste topp, som når en høyde på 2286 m o.h. I Rondane finner man Rondeslottet som den høyeste toppen i dette fjellområdet, med en høyde på 2178 m o.h. og 24% av arealet i nedslagsfeltet er på over 1200 m o.h. (Klakegg et al., 2007). Lenger sørover i nedslagsfeltet slakker terrenget ut og mesteparten av vannet drenerer i dalførene Gudbrandsdalen, via elvene Lågen og Vormå, og Østerdalen via Glomma.

Øyeren er den trettende største innsjøen i Norge og ligger 101 m o.h. i Enebakk, Rælingen og Lillestrøm kommuner i Viken fylke. Innsjøen har et areal på 84,7 km² inkludert Svillet og elvedeltaet. Svillet er en mindre og grunnere del av innsjøen (1-2 m dypt), delvis avskåret nordvest for deltaet vest for tettstedet Fetsund. Uten Svillet er arealet til innsjøen på 73,3 km² og med et magasinivolum på 157 mill. m³ (NVE, 2023a). Den nordlige delen av innsjøen er relativt grunn, med en dybde på 1-5 meter. Øyeren blir gradvis dypere rett utenfor Stang, om lag 10 km fra deltaet, og når en maksimal dybde på 76 meter utenfor Borud (Figur 2. 3) (NVE, 2023c)

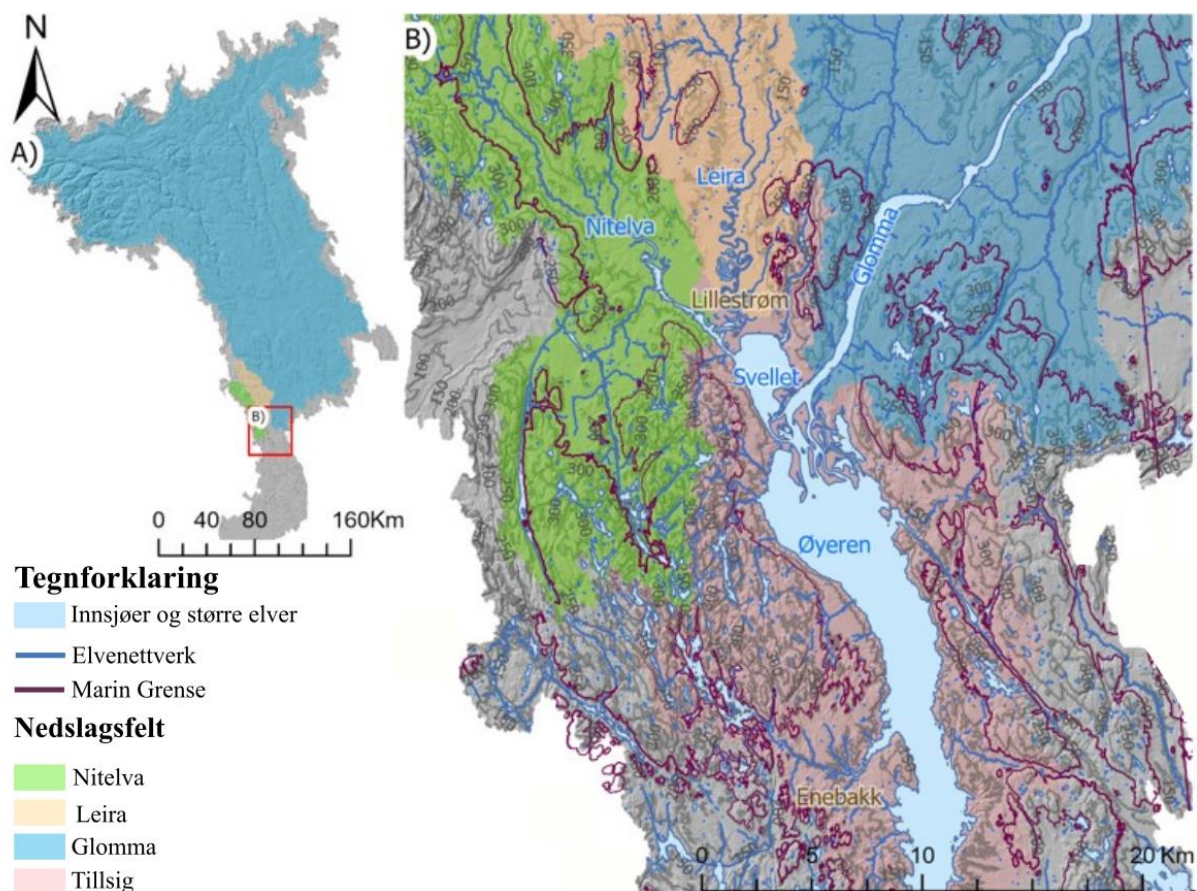


Figur 2. 1: A) Oversiktskart over Glommavassdragets utstrekning over betydelige deler av Øst-Norge og deler av Vest-Norge, Trøndelag og Sverige, B) Oversikt over topografien og elvenettverket i Glommavassdraget, og. C) Kart over Øyeren, Svellet, deltaet og hovedelvene som renner inn i Øyeren. Sedimentkjernen ble tatt like utenfor Enebakk. Høydekoter med 50m ekvidistanse. Kartene er utarbeidet i ArcGIS Pro (versjon 3.0.0) fra en digital terrengmodell (DTM) med 10 meter oppløsning hentet fra høydedata.no (Kartverket, 2023).

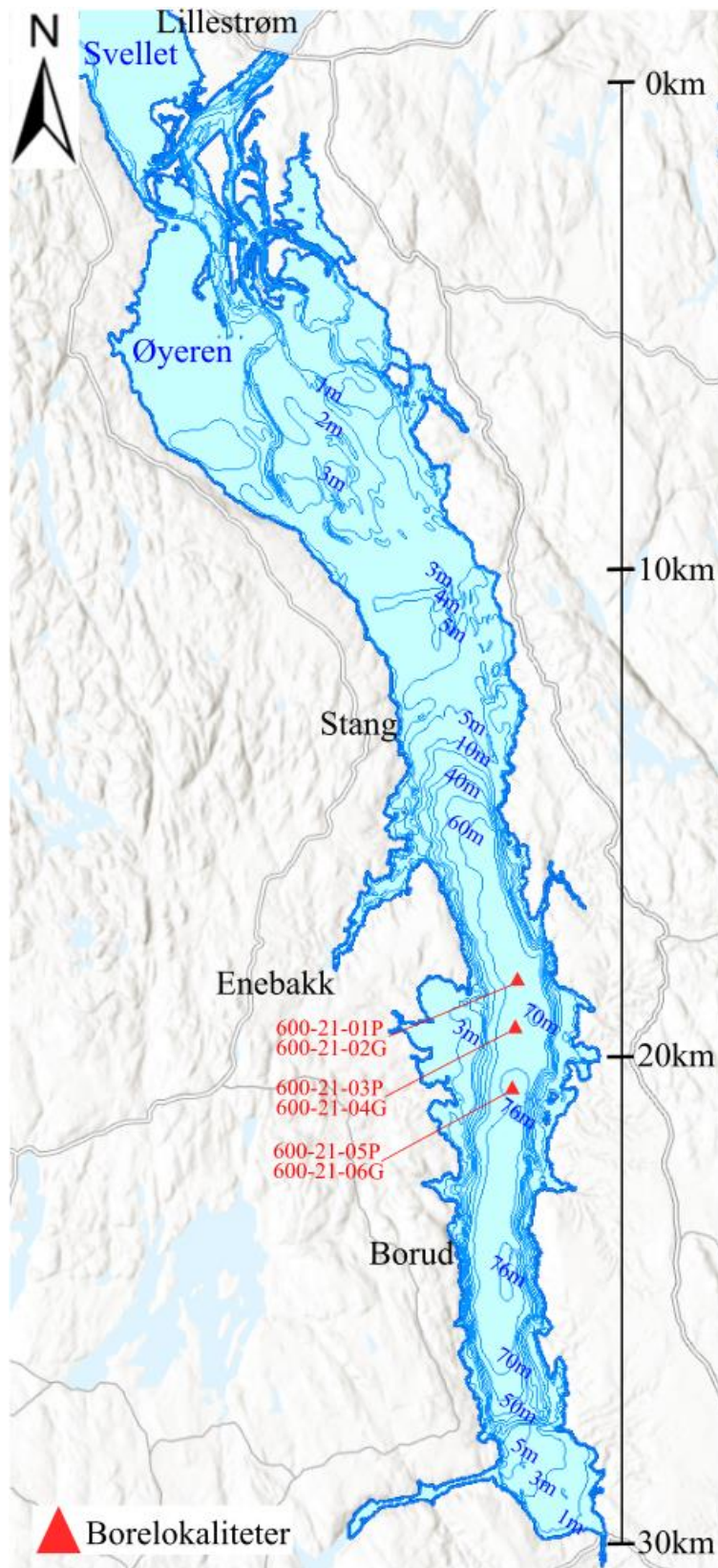
Nitelva, Leira og Glomma er de viktigste elvene som transporterer sedimenter til Øyeren, med nedslagsfelt på respektive 521,7 km², 660,8 km² og 38 872,7km² (Bogen et al., 2002). Glomma har det desidert største nedslagsfeltet og er derfor den viktigste faktoren for sediment transporten til Øyeren. I perioden 1995-1999 ble den gjennomsnittlige suspensjonstransporten målt til 500 000 tonn i Glomma, ved Bingsfoss målestasjon 35 km nordøst for innløpet til Øyeren. I samme periode ble bunntransporten estimert til å være på mellom 75 000 og 150 000 tonn. Nitelva og Leira har en årlig midlere suspensjonstransport på respektive 90 000 og 18 000 tonn (Bogen et al., 2002). Til sammen har vannet som drenerer til Øyeren et totalt nedslagsfelt på 40 442 km² (Figur 2. 2). Mye av sedimentene fra disse elvene avsettes i deltaer langs vassdraget. Sedimenter fra Nitelva og Leira møter først deltaet som går ut i Svellet, mens sedimenter i Glomma møter deltaet i nord-Øyeren. Nordre Øyeren er Nord-Europas største

innlandsdelta med et totalt areal på 64 km² (Sløreid & Halvorsen, 2002), der mesteparten av sedimentene er under vann i de grunne området som strekker rundt 10 km sørover i Øyeren.

Forskjellen mellom vannstanden under vårflommene og den lave vannstanden på vinteren var på opptil åtte meter (Bogen et al., 2002), før vanntilførselen til Øyeren for første gang ble regulert i 1862. Denne variasjonen i vannstand har gradvis gått ned med årene (se kap. 2.1.1). Reguleringskonsesjonen fra 1934, som fortsatt er gjeldende, bestemmer maksvannstanden og minimumsvannstanden i Øyeren. I konsesjonen står det at den laveste regulerte vannstand (LRV) skal være på 98,94 m o.h. Høyeste regulerte vannstand (HRV) skal være på 101,34 m o.h. (Bogen et al., 2002). Øyeren har et magasinivolum på 157 millioner m³.



Figur 2. 2: Øyerens nedslagsfelt (40 441,63 km²) utgjør størsteparten av Glommavassdraget. Her er nedslagsfeltet inndelt på de tre hovedelven som transporterer sedimenter til Øyeren, i tillegg til det lokale tilsiget. Nitelva (521,66 km²), Leira (660,83 km²) og Glomma (38 872,67km²). Lokalt tilsig har et areal på (areal). Nedslagsfeltet er basert på DTM med 10 m oppløsning (Kartverket, 2023) og er beregnet med watershed-analyse i ArcGIS Pro.

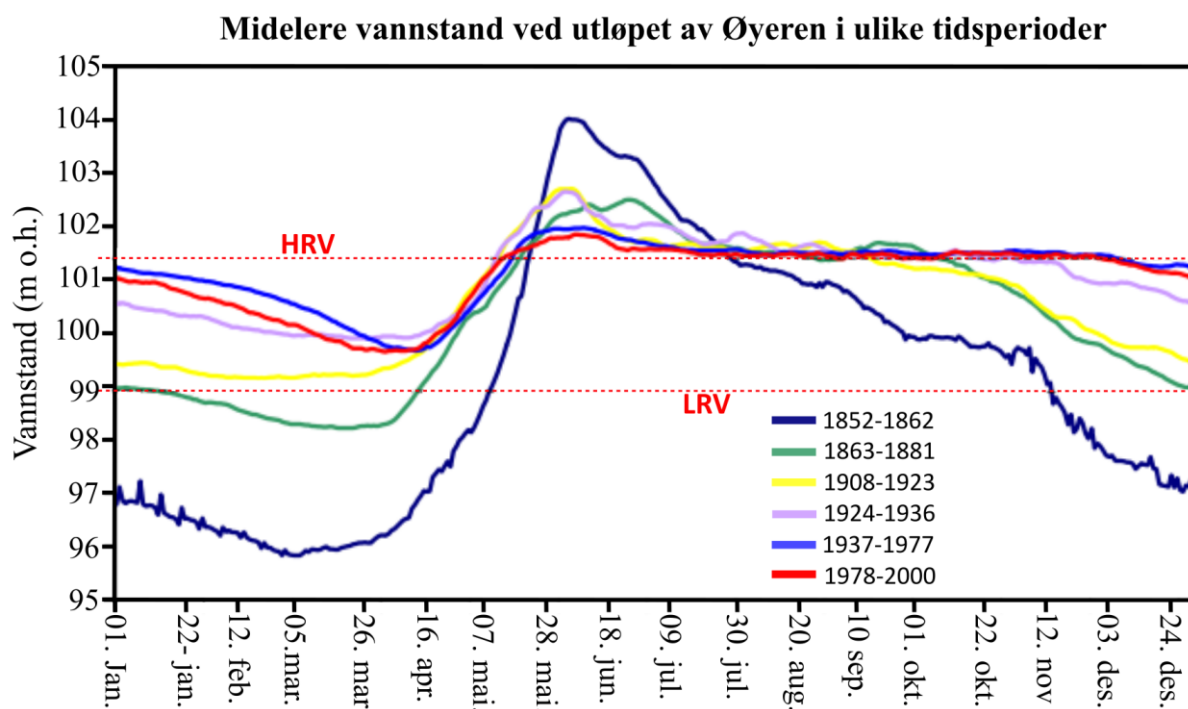


Figur 2. 3: Batymetrien av Øyeren. I den nordlige delen av innsjøen er det svært grunt, med en 1-5 meters dybde. Utenfor Stang begynner det å bli dypere og går ned til det dypeste punktet på 76 meter like utenfor Stang. Borelokalitetene er markert med røde trekanter. Batymetrien er målt i tidsperioden 1985-1990 og er hentet fra NVE (NVE, 2023b).

2.1.1 Regulering av Øyeren

Etter flere storflommer, inkludert Storofsen i 1789, ble det utarbeidet planer for å senke Øyeren for å redusere flomskadene. I løpet av 1800-tallet ble omfattende tiltak gjennomført for å håndtere flomproblematikken, inkludert tiltak rettet mot å redusere vannføringen når flomnivået oversteg 2800 m³/s. Det ble iverksatt arbeid for å forbedre forholdene ved Mørkfoss, men etter «Storflommen», også omtalt som Ofsen i 1860, målt til 4200 m³/s ved utløpet til Øyeren (Roald, 2013), ble det satt i gang betydelige endringer i de eksisterende planene. Som et resultat av disse flommene ble det i 1869 fullført et prosjekt for sprengning av utløpsprofilet til Øyeren (Bogen et al., 2002). Det ble bygget flere demninger, men disse hadde imidlertid ikke ønsket effekt, og etter store flommer i 1895 og 1910 ble Solbergfoss-demningen planlagt bygget og fullført i 1924. Reguleringer av innsjøer lenger oppe i vassdraget ville også senket Øyeren med 1,5 meter, som la forholdene til rette for utbygging av en demning sør for Øyeren. Solbergfoss har senere blitt oppgradert etter flommer i 1927 og 1967 for å overholde manøvreringsreglementet som bestemmer vannstands nivåene i Øyeren (Bogen et al., 2002).

Før 1862, var den naturlige årlige endringen i vannstand betydelig større enn i dag. I perioden 1852-1861 var den gjennomsnittlige årlige vannstandsvariasjonen mellom høyvann i mai-juni og lavvann i februar-mars, nesten åtte meter. I dag er altså forskjellene mellom de laveste vannstandene og de høyeste vannstandene gjennom et år, redusert med 6 meter i forhold til de første reguleringene av vassdraget (Figur 2. 4). Den høyeste vannføringen den gang, var nærme den nåværende HRV på 101,34 m o.h. Dette vil si at dagens vannstand er stabil på det naturlige høyvannet (Bogen et al., 2002).

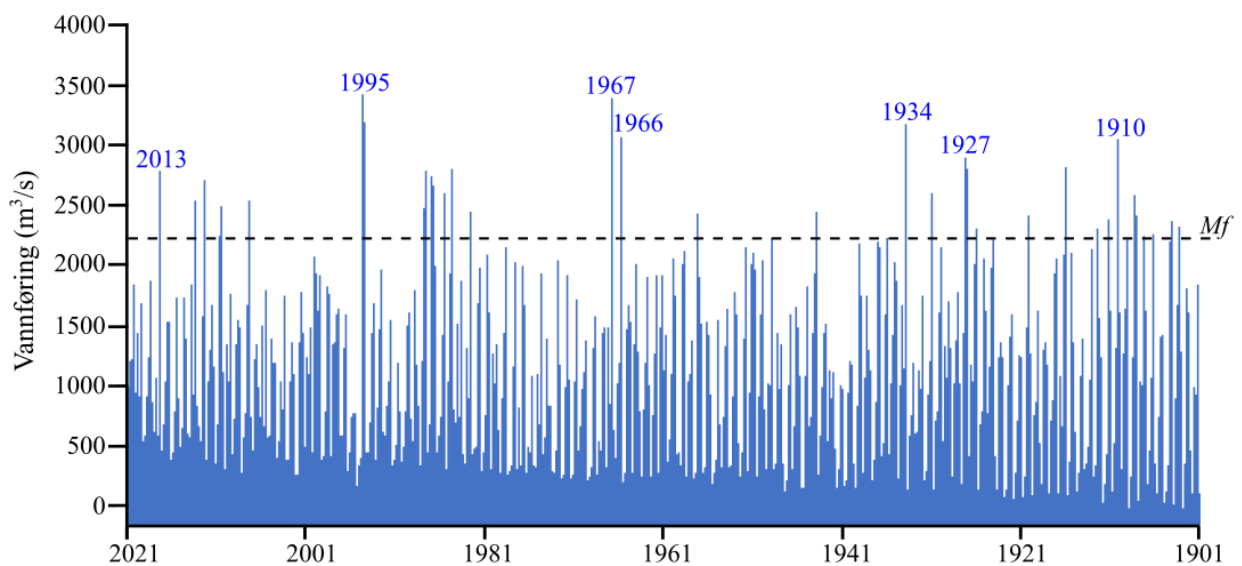


Figur 2. 4: Øyerens midlere vannstand i ulike tidsperioder. Den mørkeblå kurven (1852-1862) representerer Øyerens midlere vannstand før reguleringene. De røde stiplede linjene representerer dagens HRV og LRV. Modifisert av (Bogen et al., 2002).

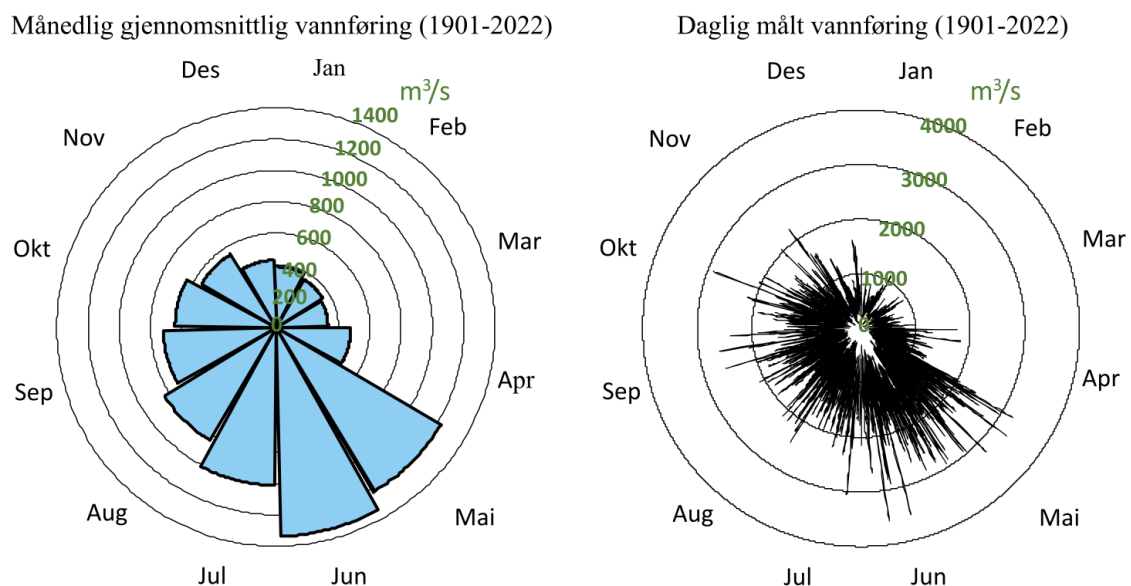
2.2 Flomhistorikk

Flomhistorien i Glommavassdraget er godt dokumentert ved hjelp av folkemunne, flomsteiner (Figur 2. 7), målestasjoner og tidligere forskning av sedimentkjerner (Engeland et al., 2020). I og rundt Øyeren er det flere målestasjoner, den eldste ved Solbergfoss, noen kilometer sør for utløpet av vannet. Denne målestasjonen har målt vannstand og vannføring siden mars 1901, med en mer nøyaktig tidsserie og flere målinger per dag etter 1964. De høyeste vannføringene i denne tidsserien ble målt i 1910, 1934, 1966, 1967 og 1995 som er kjente årstall for flommer i Glommavassdraget (Roald, 2013) (Figur 2. 5). Den aller største flommen fra dette tidsintervallet fra det instrumentelle arkivet, ble målt under Vesleofsen 5. juni 1995 (kap. 2.2.3) med en vannføring på 3570 m³/s. Historisk finnes større vannføringer, men da kun estimerte vannføringer og ikke målt av noen målestasjoner (kap. 2.2.1). Ut ifra vannføringsdataen ble det laget et rosediagram over den gjennomsnittlige vannføring hver måned i samme periode (Figur 2. 6). Rosediagrammet viser at det er betraktelig større vannføringer på våren og tidlig sommer i månedene mai, juni og juli, som skyldes snøsmeltingen fra hele nedbørsfeltet. Det er

også størst og flest flommer på våren med flere flommer over 3000 m³/s. På høsten er det mindre og færre flommer, men med flere flommer over 2000 m³/s.



Figur 2. 5: Daglig målt vannføring i perioden 1901 til og med 2021 ved Solbergfoss Målestasjon. Middelflornivået (Mf) på 2235 m³/s er markert med stiplet linje. Daglig målt vannføringsdata fra 1964 til i dag er tilgjengelig på Sildre.no (NVE, 2023c). Data for daglig målt vannføring fra 1901 til i dag er tilsendt av Kolbjørn Engeland, seniorforsker ved hydrologisk avdeling, NVE.



Figur 2. 6: Figuren til venstre viser månedlig gjennomsnittlig vannføring ved Solbergfoss demning i perioden 1901-2022. Figuren til høyre viser daglig måling av vannføring i samme tidsperiode. Det er tydelig i figurene at de største vannføringene ut av Øyeren er i mai, juni og juli og de laveste vannføringene er i desember, januar, februar og mars. Det er større og flere flommer på våren, med flere vannføringer på over 3000 m³/s. På høsten er det færre flommer, og de er mindre i størrelse, men også noen flommer over 2500 m³/s.

Fra dataen til Solbergfoss målestasjon, har NVE utarbeidet en føring på ulike flomnivåer. Når vannstanden overstrider en grense, betraktes dette som en flom. Ved Solbergfoss har NVE definert rødt, oransje og gult flomnivå for henholdsvis 50-årsflom, 5-årsflom og middelflom. Resultatet fra dette kan leses av i tabell (Tabell 2. 1).

Tabell 2. 1: *Tabell som viser flomnivåene med tilhørende gjentaksintervall og vannføring.*

Flomnivå	Gjentaksintervall (år)	Vannføring (m³/s)
Rødt	50	3492
Oransje	5	2677
Gult	Middelflom	2235

2.2.1 Storofsen 1789

Storofsen inntraff i juli 1789. Den er den største flommen som har rammet Norge i Holocenepoken (11700-nåtid) (Engeland et al., 2020) med en vannføring beregnet til å være på 4700 m³/s ved utløpet til Øyeren. Flommen oppstod ved at det ble akkumulert mye snø i fjellet gjennom hele vinteren i en kombinasjon med at snøsmeltingen startet unormalt seint på våren dette året. Bakken var også hard av frost (skjedde på høsten, før snøen falt), som hindret infiltrasjon av vann, og det var unormalt varmt sent i mai måned (Østmoe, 1985). Vannføringen i elvene på Østlandet var høyt over sin normale tilstand, og områder rundt elvene begynte å bli oversvømt. Fra 1.juli regnet det i tre uker i strekk. En varm front fornet over Polen kolliderte med høytrykk fra Finland. Dette fanget et lavtrykk over Øst-Norge, Trøndelag og Sør-Norge, som resulterte i ekstreme nedbørsmengder. 21.juli toppet nedbøren seg, og dette trigget den gigantiske oversvømmelsen av Gudbrandsdalslågen, Glomma og flere elver, som vi i dag kaller Storofsen. I Gudbrandsdalen ble 68 mennesker drept, og flere hus og gårder gikk tapt. Mange av disse i jordskred utløst av høy vannføring i sideelver, som også har vært vanlige skadeårsaker i andre større flommer på Østlandet (Nesje et al., 2001; Nesje et al., 2011). I Østerdalen ble 400 gårder ødelagt, innmark oversvømt, og flere tusen husdyr drept. Storofsen kan klassifiseres som en sammensatt flom eller også kombinasjonsflom der både snøsmelting og intenst vedvarende nedbør resulterte i en anomal stor flom (Østmoe, 1985).

Det er anslått at den største vannføringen ut fra utløpet til Øyeren var på 4700 m³/s. Mengdene av vann som kom inn til Øyeren på grunn av flommen, forlenget innsjøens lengde fra 34 til 52 kilometer (Roald, 2013).

2.2.2 Storflommene i 1966 og 1967

2.-5. mai 1966 gikk det isgang i Glomma som gjorde skader på åtte gårder. Seinere samme vår, 18.-21. mai, var det en stor flom som da ble karakterisert som en 100-årsflom. Ved Solbergfoss målestasjon sør for utløpet til Øyeren, ble vannføringen målt til 3224 m³/s i 1966 og på 3542 m³/s i 1967. Etter en lang og kald vinter i 1966/1967, smeltet snøen seinere på våren enn tidligere. Da det også kom varmere luft fra sør, som førte til mye nedbør, var det klart for et påfallende år med flom i Glommavassdraget fra 25.mai-3.juni 1967. Det ble registrert store materielle skader, og tusenvis mål land ble oversvømt (Roald, 2013).

2.2.3 Vesleofsen 1995

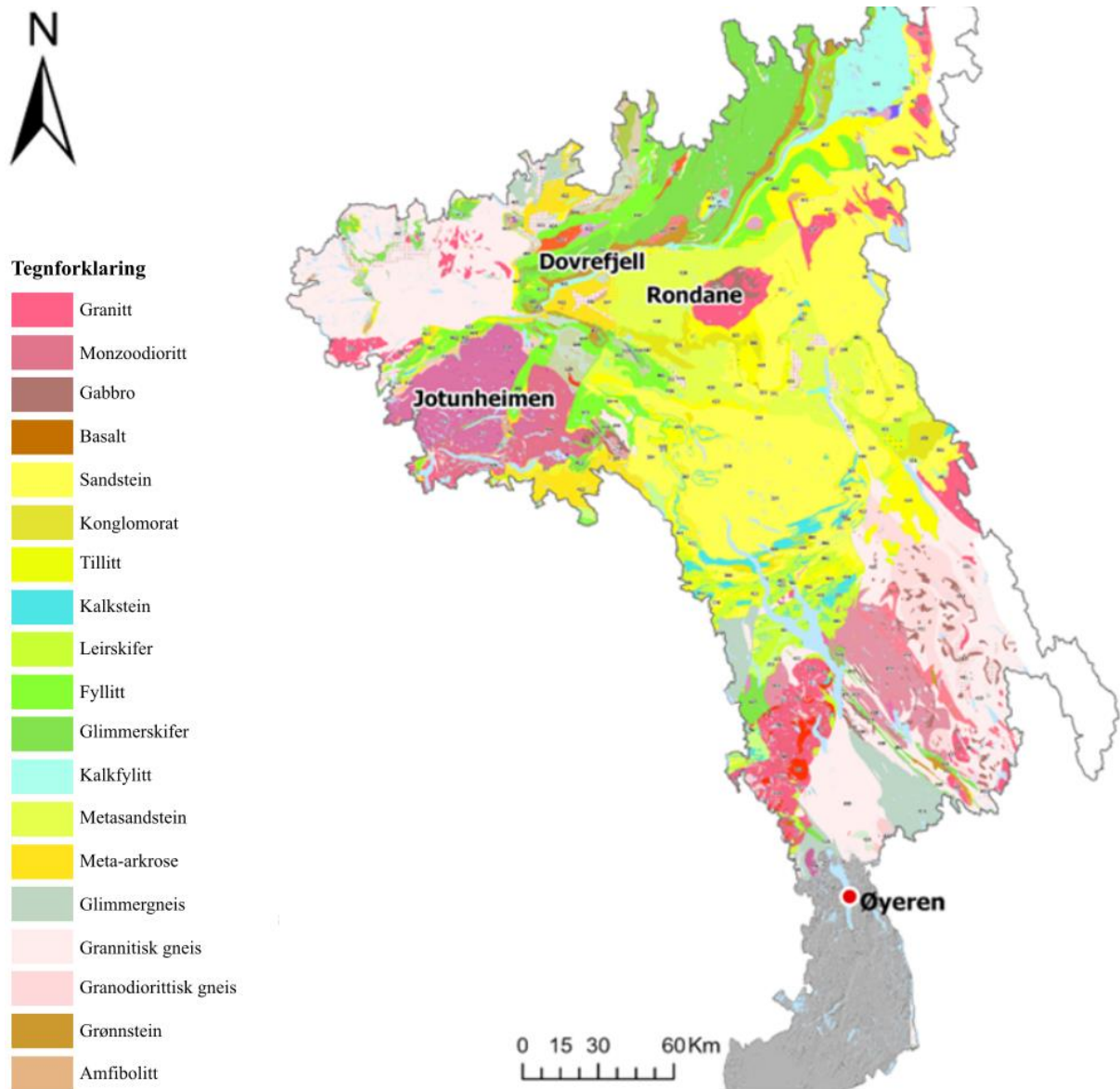
Storflommen i mai og juni 1995 blir ofte omtalt som Vesleofsen. Flommen oppstod med en kombinasjon av mange flomskapende kriterier som i seg selv ikke var særlig ekstreme, og hadde mange likhetstrekk med hendelsesforløpet til Storofsen. Flommen hadde en vannføring på 3570 m³s⁻¹ ved Solbergfoss målestasjon sør for Øyeren. Det er estimert at flommen gjorde skader for 1,8 milliarder kroner i datidens valuta, og ett menneskeliv gikk tapt (Roald, 2013). Vesleofsen er klassifisert som en vårflo og smelteflo (Eikenæs et al., 2000).



Figur 2. 7: Flomstein på Øyeren-deltaet. Markert øverst er hvor høyt vannet kom under Storofsen i 1789. Videre er vannhøydene fra storflommene i 1860, 1967, 1910, 1966 og 1890 markert. Nederst er det montert et nytt merke fra storflommen i 1995. Hadde det ikke vært for reguleringen av Glommavassdraget og Øyeren, ville 1995-flommen vært markant høyere på monumentet. Foto: Ole Jørgen Sæves.

2.3 Berggrunnsgeologi

Nedslagsfeltet til Øyeren er stort og inneholder mange forskjellige bergarter. Det fremgår av Figur 2. 2, at Glommavassdraget har betydelig større nedslagsfelt enn Leira og Nitelva, og vil derfor forklare det meste av sedimentene som ender opp i Øyeren. I Figur 2. 8 er berggrunnen fremvist i nedslagsfeltet til Glommavassdraget helt ned til Øyeren. Målestokken på berggrunnskartet hentet fra NGU (2023a) er på 1:1.350.000, som dekker berggrunnen på et nasjonalt nivå. 24 % av nedslagsfeltet inneholder høyfjell på over 1200 m o.h. (opp til 2469 m o.h.), inkludert fjellpartier som Jotunheimen, Dovrefjell og Rondane. Jotunheimen består for det meste av metagabbro, som er kaledonske skyvedekker og derav rester fra den kaledonske fjellkjeden (NGU, 2023a). Dovrefjell består av flere bergartskomplekser, men kun de som ligger i øst er interessante for nedslagsfeltet da vannskillet deles på midten av Dovrefjell. Vest i Dovrefjell er det Prekambrisk gneis og foliert granitt og i øst består berggrunnen av granitt-tonalitt. Rondane består av prekambriske bergarter, i hovedsak kvartsskifer. Store deler av nedslagsfeltet ligger i Innlandet fylke, der berggrunnen er preget av den kaledonske fjellkjededannelsen. Dette området består av bergarter som sandstein, som har gjennomgått metamorfose. Disse omdannede sandsteinene blir kalt sparagmitter. Sør i nedslagsfeltet finner man magmatiske bergarter og leirskifer fra Oslofeltet (NGU, 2023a).

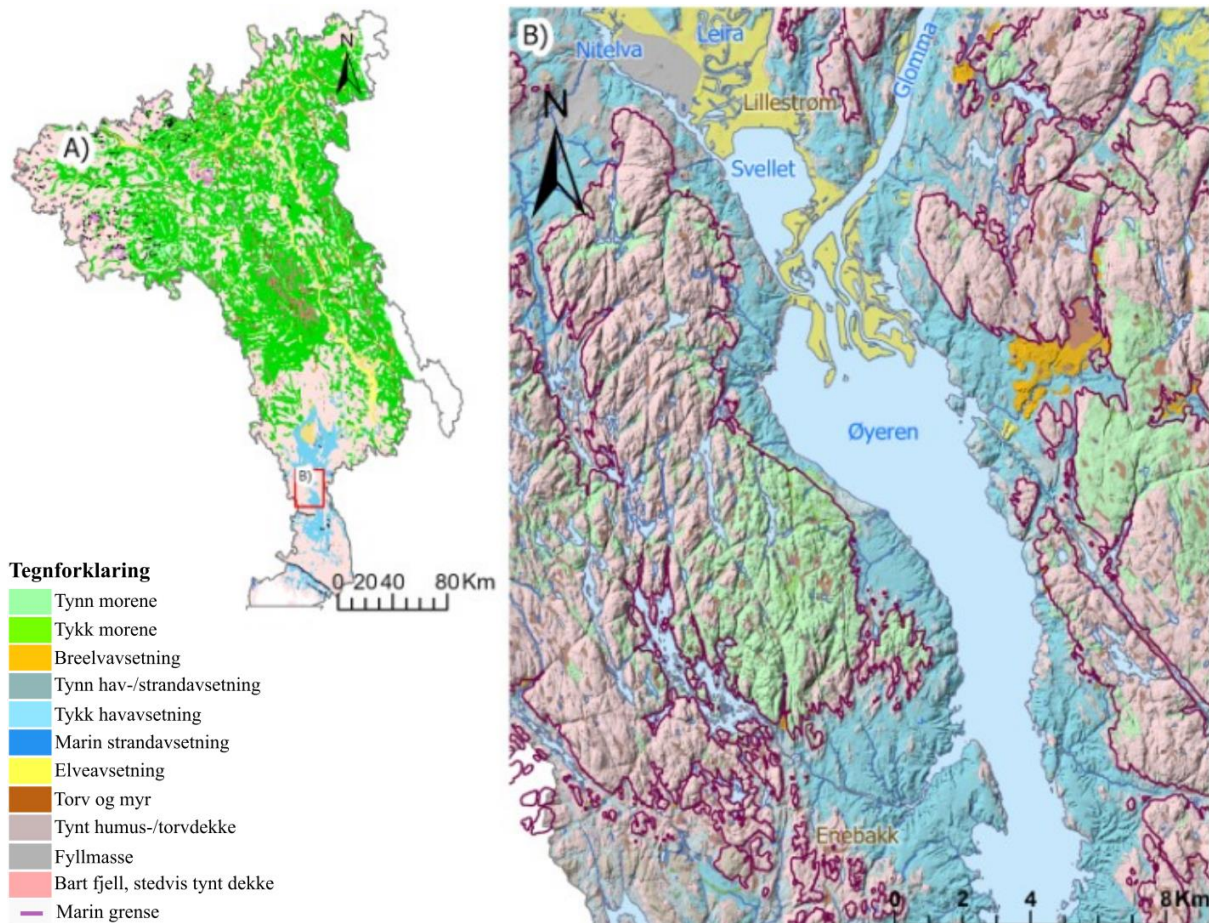


Figur 2. 8: Berggrunnsgeologien i nedbørsfeltet til Øyeren. 24% av nedslagsfeltet er dekket av høyfjellsområder på over 1200 m o.h., blant annet Jotunheimen (metagabbro), Dovrefjell (Prekambrisk gneis og foliert granitt) og Rondane (kvartsskifer). Nedslagsfeltet dekker også sandstein i Innlandet og magmatiske bergarter og skifer mot Oslo-feltet. Modifisert fra NGUs nasjonale berggrunnsdatabase (NGU. 2023a).

2.4 Kwartærgeologi

Kwartærgeologien i Glommavassdraget er definert av løsmasser avsatt under og etter tidligere istider. Større områder i midtre og nordlige deler av nedslagsfeltet til Øyeren er dekket av morenemateriale og bart fjell. Sørlige deler av nedslagsfeltet rundt Øyeren, inneholder innslag av marin leire. Øyeren har en gang vært under marin grense (Figur 2. 9) (NGU, 2023b), før landhevingen har hevet landet etter sist istid (Sørensen, 1979).

Deltaet i den nordlige delen av Øyeren reflekterer sediment transporten fra de tre primære elvene som transporterer sedimenter til innsjøen: Nitelva, Leira og Glomma. Disse elvene er frakter betydelige mengder med sedimenter til Øyeren. Nitelva og Leira har laget en delta som går ut i Svellet. Glomma renner og avsetter sedimenter ut i Nord-Europas største innlandsdelta nord i Øyeren. I Øyeren-deltaet avsettes det sedimenter transportert av Nitelva, Leira og Glomma i kornstørrelser fra leire til steiner. Rundt Øyeren og flere mil oppover langs innløpselevene, er det avsatt marin leire fra den gangen området var under havoverflaten. Siden innsjøen en gang var en fjord og en del av havet, vil avsatt marin leire fra havbunnen komme opp i dagen etter at landet nå har hevet seg. Det er noen spor etter breelvavsetninger spredt rundt Øyeren.

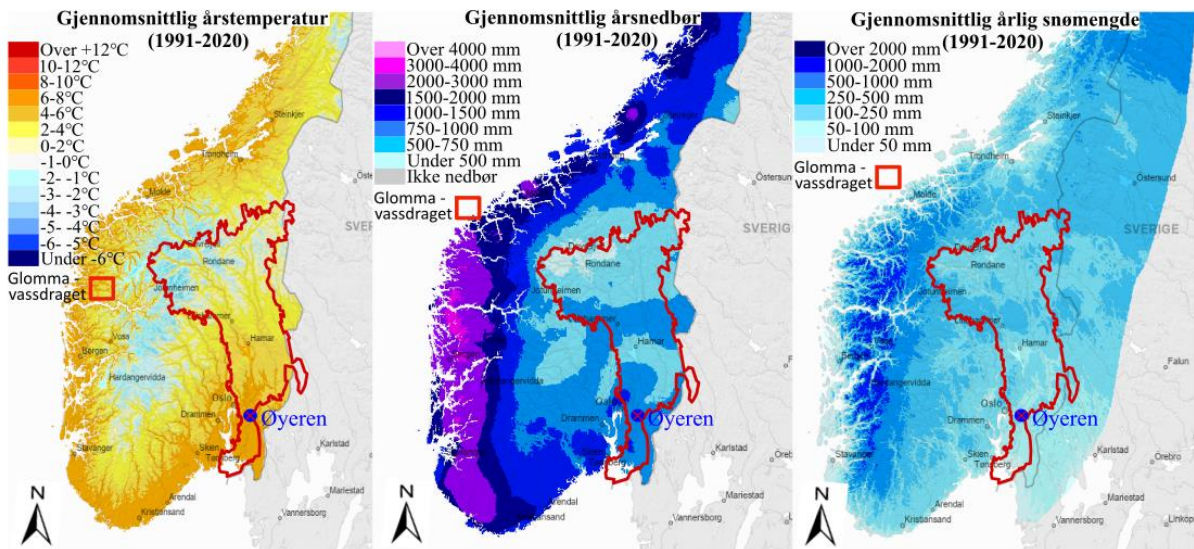


Figur 2. 9: Oversiktsbilde av kvartærgeologien i studieområdet. A) Grov oversikt over løsmassene i nedslagsfeltet til Øyeren. B) Kvartærgeologisk kart hentet fra NGUs nasjonale løsmassedatabase (NGU, 2023b) over Øyeren og omliggende områder. Marin grense er også markert på kartet. Løsmassene rundt Øyeren er preget av stor akkumulasjon av sedimenter og at vannet en gang var en fjord og del av havet. Kartet er konstruert i ArcGIS Pro fra en DTM med 10 meter oppløsning fra høydedata.no (Kartverket, 2023).

2.5 Klima

Nedslagsfeltet til Øyeren er stort og dekker betydelige deler av Østlandet. Figur 2. 10 viser årsgjennomsnittet av temperaturen (°C), snømengden (mm) og nedbør (mm) over Sør-Norge for dagens klima (år 1991-2020). I sør ligger Glommavassdraget i lavlandet og har derfor årsgjennomsnitt temperaturer fra 8-2°C i dagens klima. Deler av nedslagsfeltet til Øyeren ligger i høyfjellsområdene Jotunheimen, Dovrefjell og Rondane, med flere topper på over 2000 m o.h. I disse høyfjellsområdene er den gjennomsnittlige årstemperaturen på -2- (-6) °C, mye på grunn av kalde vintre. På Vestlandet regner det mer enn på Østlandet. Dette skyldes at milde og fuktige luftmasser fra Atlanterhavet først treffer de Vest-Norske fjellene, som fører til orografisk nedbør. I vest er det mer flommer knyttet til nedbør, mens i Øst er flommene mer

knyttet til snøsmeltingen på våren. Det faller og lagres også mer snø i Vest- Norge enn det gjør i Øst-Norge. I Vest-Norge kan det akkumuleres opp over to meter med snø, mens i Øst-Norge er snømengden mindre. Nedslagsfeltene er derimot mindre på Vestlandet, så effekten av store snømengder er ikke like stor som på Østlandet der det er forventet å ha vårflokker hvert år. Fjellområder i Glommavassdraget akkumulerer mye snø på vinteren og all denne snøen smelter på våren og drenerer ned Østerdalen og Gudbrandsdalen sørover og mot Øyeren. Snørike år kombinert med kaldere vår, kan føre til større flomhendelser (Østmoe, 1985).



Figur 2. 10: A: Gjennomsnittlig årstemperatur for dagens klima (år 1991-2020) for Sør-Norge og Glommavassdraget (Rød markering). Glommavassdraget inneholder en del høyfjellsområder der årsgjennomsnitts temperaturen er lavere. Her er det større sjans for at nedbør faller som snø. B: Gjennomsnittlig årsnedbør for perioden 1991-2020. Betydelige deler av Glommavassdraget ligger i regnskyggen for fjellene i vest, derfor kommer det betraktelig mindre nedbør her enn nedbør som faller i Vest-Norge. C: Gjennomsnittlig snømengde hvert år de siste 30 årene (år 1991-2020). Det legger seg mer snø på Vestlandet, men Glommavassdraget er såpass stort at det er vanlig med snøsmelteflokker på våren. Klimadata er hentet fra SeNorge.no (Varsom, 2023).

3. Teoretisk bakgrunn

3.1 Flom

Flom skjer når vannstanden i innsjøer og elver er høy nok til å gå over sine naturlige bredder, og vann går over områder der det vanligvis er tørt (Roald, 2013). Avrenningsdata blir samlet inn fra målestasjoner i elver i hele landet, og en kan lese ut både vannstand og vannføring (m^3/s) for utvalgte elver. Disse måleseriene går i beste fall tilbake 100 år i tid, ofte mye kortere. For informasjon om historiske flommer, er flomsteiner rundt omkring i landet en viktig kilde, samt historiske kilder. Det finnes også geomorfologiske spor etter tidligere flommer som f.eks. terrasser. Disse gir en relativt presis indikasjon på hvor stor vannføringen var på et gitt tidspunkt.

Det er mulig å definere flommer kvantitativt ved å analysere gjentaksintervallen til en viss vannføring. Gjentaksintervall er et mål for hvor mange år det i gjennomsnitt er mellom hver gang en bestemt vannføring overskrides (Glad et al., 2022) gitt at det er et stasjonært system. Ved å se på data er det mulig å regne seg frem til vannføringer som har gjentaksintervall på 5, 10 eller 100 år. En 100-årsflom skjer hvert 100. år og har en 1% sannsynlighet til å inntreffe hvert år, 10-årsflom har et gjentaksintervall på 10 år og en 5-årsflom på 5 år (Glad et al., 2022). Det er ikke gitt at det tar 100 år mellom hver 100-års flom, og det er fullt mulig at flom av denne størrelsen kan oppstå med lavere gjentaksintervall, selv om det er mindre sannsynlig (se kap. 2.2.2).

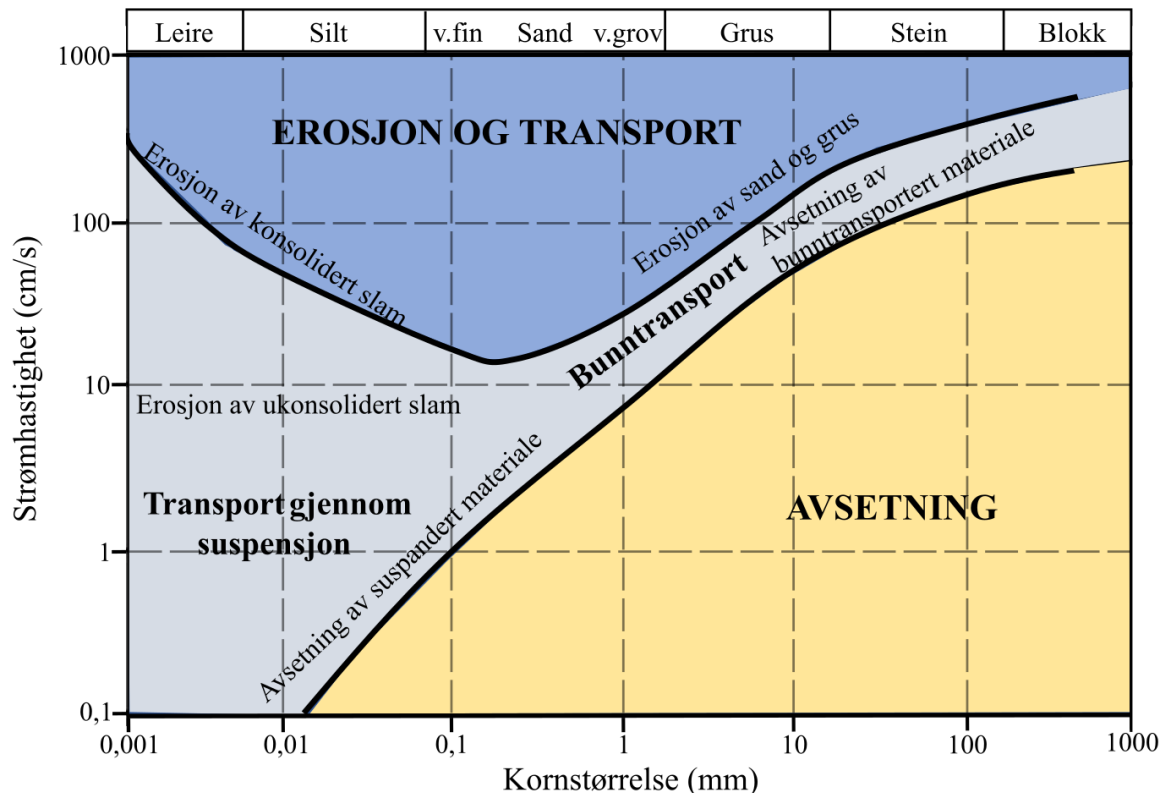
Vannføringen varierer over kalenderåret. Om våren styres flommer som regel av snøsmelting og om høsten mer av nedbør. En kombinasjon av disse er også mulig, da snø kan akkumuleres i fjellet på høsten, for så å smelte igjen ved lavtrykk og regnvær (Roald, 2013). Snøsmelting kan også fortsette utover sommeren, som kan i kombinasjon med nedbør, føre til større sommerflommer. Flommene på Vestlandet er dominert av regnflommer, og da ofte på høsten, mens Østlandet er dominert av snøsmeltningsflommer på våren og tidlig sommer.

3.2 Sediment transport i vassdrag

Elvene eroderer, transporterer og avsetter sedimenter. Sedimentene kan transporteres i elven på tre måter: suspensjonstransport, rulling eller i oppløst materiale (Hjulström, 1935). Ved suspensjonstransport vil finkornede sedimenter transporteres svevende i strømmen ved hjelp av elvens turbulente strømminger. Større kornstørrelser som grovere sand, grus og stein vil ved større strømstyrke transporteres langs bunnen. Oppløste materialer består av materiale som lettere oppløses og fraktes med elven. Det krever mer energi å erodere enn å transportere sedimentene i suspensjon, og mengden av erosjon avhenger av strømhastigheten til elven (Sundborg, 1956). Sedimentene avsettes der energien avtar, typiske steder for dette vil være der terrenget blir slakere eller der elven når en innsjø (Bakkan et al., 2022). Sedimenter transportert av en flom vil være påvirket av høyere energi, og vil derfor sedimenteres lenger ut i vannet og med en større kornstørrelse.

Hjulstrømmdiagrammet vist i figur 3.1 (Hjulström, 1935) forklarer hvor mye energi det skal til for å erodere, transportere og avsette de forskjellige kornstørrelsene. Større kornstørrelser trenger mer energi for å eroderes og transporteres, derfor trenger strømhastigheten i elven å ha større hastighet for å erodere og transportere en stein enn å erodere og transportere på grov sand. Fine sedimenter faller ut fra denne regelen da konsolidert leire og silt er vanskeligere å erodere på grunn av kohesive krefter mellom kornene. Ukonsolidert leire og silt som nylig er avsatt og uten den kohesive bindingen, eroderes og transporteres ved lavere strømhastighet (Sundborg, 1956).

Under flom, vil elvens vannføring være betydelig større enn normalt. Dette øker elvens kompetanse og kapasitet, som kan defineres som hvilken kornstørrelse og mengde sedimenter elven klarer å transportere (Hjulström, 1935).



Figur 3. 1: Hjulstrømsdiagrammet viser hvordan sedimenter i forskjellige kornstørrelser eroderer, transporteres og avsettes i forhold til strømshastigheten. Mindre kornstørrelser eroderer raskere og avsettes senere enn større kornstørrelser. Et unntak er fine sedimenter som silt og leire med kohesive bindinger mellom partiklene, som trenger en større strømshastighet for å erodere. Modifisert fra (Hjulström, 1935) og (Sundborg, 1956).

Når sedimentene når et lav-energi miljø, vil de felles ut. Dette kan skje i elven, på delta og/eller særlig i innsjøer, fjorder og det åpne hav. Måten sedimentene utfelles på vil være et resultat av type materiale og tetthetsforskjellen mellom elven og vannet det møter. Når elven slakker ut og vannet renner inn i en innsjø, vil det ved normale vannføringer, der elvens tetthet er lavere enn innsjøens, dannes en overstrøm (Giovanoli, 1990). Da vil de største kornstørrelsene avsettes først og de mindre over tid. Ved høyere vannføringer i elven, vil tettheten også være større på grunn av økt mengde sedimenter i suspensjon. Dette kan føre til understrømmer i innsjøen, og sedimentene transporteres lenger ut i innsjøen langs bunnen til et egnet avsetningsmiljø med lavere energi. Disse lavenergiområdene er ofte på de dypeste lokalitetene i innsjøen (Gilli et al., 2013). Etter at sedimentene er avsatt, vil det være en fare for omrøring og forstyrning, som unngås ved at de igjen blir begravet av andre sedimenter. Ved å velge innsjøer som er dype nok, minsker man sjansen for denne omrøringen da energien i bunn av dype innsjøer er lavere og mer stabil (Schillereff et al., 2014).

3.3 Hvorfor kan innsjøsedimenter være et arkiv for flom

Innsjøsedimenter er godt egnet til å rekonstruere tidligere flomhendelser (paleoflommer) på grunn av at flomavsetninger i suspensjon i vannet, avsettes i tydelige lag på bunnen av innsjøen i kontrast mot bakgrunns sedimentasjonen (Gilli et al., 2013). Ved å analysere den kontinuerlige bakgrunns sedimentasjonen kan man lage en kontinuerlig kronostratigrafi av forholdene i innsjøen over lengre tid tilbake (paleoarkiv).

Innsjøsedimenter har ofte blitt brukt til å rekonstruere paleoflommer både i Norge, men også andre steder i verden (Thorndycraft et al., 1998; Nesje et al., 2001; Junge et al., 2005; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Gilli et al., 2013; Jenny et al., 2014; Wilhelm et al., 2015; Hardeng et al., 2022,) anvendt til klimastudier av isbrevariasjoner (Bakke et al., 2005; Vasskog et al., 2012), tsunamihendelser (Kempf et al., 2017; Bondevik et al., 2005) og skredhendelser (Sletten et al., 2003; Støren et al., 2008; Sletten and Blikra, 2007).

Tidligere har flomavsetninger blitt tolket som markerte minerogene lag med høyere massetetthet og kornstørrelse, samt et lavt organisk innhold, men også som sedimentlag med høyere andel organisk materiale i form av makrofossiler (Hardeng et al., 2022).

4. Metoder

4.1 Feltarbeid

4.1.1 Kjerneprøvetakning

Sommeren 2021 ble det tatt opp tre stempelkjerneprøver og tre UWITEC gravitasjonskjerneprøver fra dybdebassenget i Øyeren, på 76 meter vanddyb (Figur 2. 3). Kjernenes lengde er fremstilt i resultater (se kap. 5.1.2). Kjernene ble tatt opp av hovedveileder Jostein Bakke, medveiledere Eivind Wilhelm Nagel Støren og Øyvind Paasche, samt seniorforsker Kolbjørn Engeland ved NVE. Alle prøver ble tatt opp i par, der det ble tatt opp en stempelkjerneprøve og en UNITEC gravitasjonskjerneprøve på hver borelokalitet.

Stempelkjerneprøvene ble tatt fra en flåte, der et PVC-rør med diameter på 110 mm ble hamret ned i sedimentene med hjelp av en vekt på toppen av røret. Et stempel inne i PVC-røret danner et vakuum slik at sedimentene ikke faller ut når kjerneprøven blir hevet til overflaten (Nesje, 1992).

Stempelkjerneprøver brukes for å trenge langt ned i sedimentene, men en sedimentfanger plassert i bunn av PVC-røret har en tendens til å røre om eller ødelegge de øverste lagene av sedimentene (Nesje, 1992; McCoy & Von Herzen, 1971). For å kompensere for de tapte sedimentene, brukes en UWITEC gravitasjonskjerneprøvetaker. Fordelen med denne prøvetakingsmetoden, er at de øverste sedimentlagene forblir intakte. Denne metoden er mer skånsom mot sedimentene, men klarer ikke å trenge like langt ned. Her benyttes et plastrør med en diameter på 90 mm. Lokket på toppen av røret skaper et vakuum, som holder sedimentene på plass under heving.

4.1.2 Erfaringer fra studieområdet

I forbindelse med masteroppgaven til Ole Jørgen Sæves (UiB), ble det utført feltarbeid rundt Øyeren fra 14.-17. november 2022 der det ble det samlet inn jordartsprøver langs Øyeren og elvene Nitelva, Leira, Glomma og Vorma til en provenansstudie. I forbindelse med dette ble det gjort en befaring for å få oversikt over området. Fordi området er svært stort ble det fokusert på innløpet til de største elvene og potensielle sedimentkildeområder langs disse, i tillegg til deltaet nord i Øyeren.

4.2 Laboratorium analyser

4.2.1 Splitting av kjerner

Høsten 2021 ble sedimentkjernene delt ved hjelp av en kjernesplitter på EARTHLAB ved Universitetet i Bergen (UiB). Maskinen har to vibrerende sagblad som deler platen rundt sedimentkjernene. Deretter ble en metalltråd trukket gjennom sedimentkjernen for å dele sedimentene i to separate deler.

De to halvdelene av sedimentkjernen kan være vanskelige å skille, ettersom sedimentene kleber seg sammen selv etter at metalltråden er dratt gjennom. To personer skilte forsiktig de to halvdelene ved hjelp av en tynn vannstråle rettet inn i delingsskillet. Da kjernen var fullstendig skilt ble sedimentene rengjort for plastrester etter kuttingen og forberedt for videre analyser.

En av halvdelene ble merket som arbeidskjerne og brukt til dateringer og analyser. Den andre halvdel ble merket som referansekerne og benyttet for de ikke-destruktive skanne metodene: magnetisk susceptibilitet (MS) (kapittel 4.2.2), røntgenfluorescens (XRF) (kapittel 4.2.3) og computertomografi (CT) (kapittel 4.2.4). Referansekjernen ble også lagret uforstyrret i et kjølerom ved UiB med en temperatur på 4°C for fremtidig forskning og verifisering.

4.2.2 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet (MS) ble målt i alle stempelkjerneprøvene og UWITEC kjerner (600-21-01 – 600-21-06) ved EARTHLAB med en «GEOTEK multi core sensor logger». MS ble målt høsten 2021, med unntak av noen få kjerner som ble skannet over nyttår.

MS er en dimensjonsløst parameter definert som graden av magnetisering i et materiale som respons på et påført magnetfelt (Thompson et al., 1975). Minerogene sedimenter har som regel en høyere magnetisk susceptibilitet enn organisk materiale og benyttes derfor ofte til å påvise hvordan minerogent materiale i en sedimentkjerne varierer over tid. MS blir derfor også ofte benyttet for å studere ekstreme eller frittstående hendelser som ofte er assosiert med en hurtig avsetning av minerogene sedimenter, f.eks. tsunamier (Vasskog et al., 2013), skred (Osleger et al., 2009) eller flommer (Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Johansson et al., 2020). MS-målinger benyttes derfor ofte til å påvise hvordan minerogent materiale i en sedimentkjerne varierer over tid.

En «Bartington MS2 punktsensor» ble brukt til å måle sedimentkjernen med et intervall på 0,2 cm. Målingstiden per måling ble satt til 10 sekunder. Før sedimentkjernene ble satt på skinnene i maskinen, ble det øverste laget av sedimenter skrapet av, for å få en fersk overflate. Et tynt lag med plast ble så lagt over sedimentene for å hindre tilgrising av sensor og forurensing av prøvetagninger, og for å forhindre at sedimentene tørket ut. Etter at kjernen ble plassert i maskinen, ble punktsensoren innstilt slik at den berørte sedimentene uten å trykke de sammen. Punktsensoren skal også heves opp etter hver prøvetagning på en slik måte at de ikke dytter på sedimentene når kjernen beveger seg videre. Denne hevingen ble satt til 15 mm.

4.2.3 Røntgen fluorescens (XRF)

En ITRAX røntgen fluorescens (XRF) kjerneskaner ved EARTHLAB ble brukt til å kvantifisere geokjemisk sammensetting av sedimentene. Skanningene ble utført våren 2022. XRF kjerneskaning er en ikke-destruktiv høyoppløselig metode, som kvantifiserer den geokjemiske sammensetningen til sedimentene i kjernen (Croudace et al., 2006).

Høyoppløselige kjerneskaninger som XRF og MS er ofte brukt i tidligere studier for å samle inn data som videre kan analyseres for å identifisere flomlag i innsjøsedimenter (Støren et al., 2010; Støren et al., 2016; Engeland et al., 2020). For å få frem helt ferske sedimenter som er mindre påvirket fra kjernesplittingen, ble det øverste laget skrapet av. Overflaten til kjernen må være så jevn som mulig da skanneren ikke klarer å skanne ved brå endringer i overflaten. Kjernen ble så plassert i kjerneskaneren for en overflateskanning med billedtakning. Etter at overflateskanningen er tatt, ble det lagt på en tynn plastfilm som forhindrer at sedimentene blir tørre og sprekker opp. Plastfilmen forstyrrer ikke resultatet av målingene, men det er svært viktig å legge den på forsiktig og unngå bobler. En røntgenstråle ble generert ved hjelp av et molybden (Mo) røntgenrør med 30 kV spenning og 32 mA strøm, med eksponeringstid på 10 sekunder.

For å korrigere noen av usikkerhetene knyttet til vanninnhold og organisk materiale, ble alle XRF-parametere normalisert med "total scattering" (inc+coh) (Guyard et al., 2007; Kylander et al., 2011; Davies et al., 2015; Røthe et al., 2019). XRF-parameterne der signal- til støyraten er for lav (Croudace et al., 2006), ble tatt bort og ikke videre analysert i denne studien.

4.2.4 Computertomografi

Røntgen computertomografi (CT) er en ikke-destruktiv høyoppløselig kvalitativ og kvantitativ metode som er brukt på sedimentkjernene for å finne massetettheten til forskjellige lag i sedimentene (Orsi et al., 1994; Støren et al., 2010). Opprinnelig ble CT-skanning utviklet for bruk på sykehus for å ta bilder av pasienter, men ble etter hvert brukt i geovitenskapen i petroleumsgnologi og reservoarstudier (Wellington & Vinegar, 1987). Metoden har videre blitt brukt som et viktig verktøy i geovitenskapelige studier av sedimentkjerner (Duliu, 1999; Støren et al., 2016; Røthe et al., 2019; Engeland et al., 2020; Hardeng et al., 2022).

CT skanneren fungerer ved at røntgenstråler sendes fra en kilde gjennom et objekt, her en sedimentkjerne, til en detektor mens objektet roterer. Røntgenstrålenes energi blir absorbert av sedimentene i kjernen, derfor vil den resterende energien som ikke blir fanget opp av kjernen, registreres i mottakeren (Hounsfield, 1973). Hvor mye som blir absorbert avhenger av massetettheten til sedimentene, og det er dette vi får et mål på i form av røntgenbilder. CT-skanneren produserer en mengde røntgenbilder tatt rundt hele sedimentkjernen, som lar oss rekonstruere en 3D-modell av kjernen. Her blir massetettheten oppgitt som en gråskalaverdi der høye verdier tilsvarer høyere massetetthet.

Høsten 2022 ble en ProCon-X-Ray CT-ALPHA CT-skanner brukt til å utføre en helix-skann av sedimentkjernene 600-21-02G, 600-21-01P 1/2 og 600-21-01P 2/2. Plastfilm ble lagt rundt de splittede sedimentkjernene for å unngå at sedimentene tørket ut. Det er mulig å skanne hele sedimentkjerner i CT-skanneren, men siden kjernene allerede var splittet, ble den halve sedimentkjernen festet på en ny halvdel av skumgummi, slik at den passet inn i CT-skanneren. For å sikre at alle vinkler i sedimentkjernen ble dekket, ble kjernen plassert i stående stilling og rotert rundt sin egen akse under skanningen. Innstillingene til skanningen ble satt på 125 kV og 850 μ A, med en 334 ms eksponeringstid og med 2400 projeksjoner per rotasjon. Det ble brukt et 0,5 mm tykt kobberfilter for å filtrere vekk strålingen med lavest energi. Røntgenbildene ble rekonstruert til en modell med en voxel-størrelse på 44 μ m før de ble videre analysert i Thermo Fishers programvare Avizo 2020.2.

Avizo ble benyttet til å visualisere 2D orthoslicer av kjernene, samt hente ut gråskalaverdier hver andre mm ved hjelp av verktøyet *LineProbe*.

4.3 Dateringsmetoder

4.3.1 Radiokarbondatering

Det ble tatt ut terrestriske makrofossiler fra alle tre stempelkjernep prøver (600-21-01P, 600-21-03P og 600-21-05P) våren 2022. Makrofossilene ble plukket under et mikroskop, vasket for resterende sedimenter, og tørket over natten i et tørkeskap på 50°C. Organisk materiale fra en prøve fra 600-21-01P ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen, der de utførte en ^{14}C -radiokarbondatering av prøven ved hjelp av et akseleratormassespektrometer. Resultatet av prøven ble kalibrert i CALIB versjon 8.1.0html (Stuiver & Reimer, 1993) med kalibreringskurven IntCal20 for den nordlige halvkule (Reimer et al., 2020).

4.3.2 Blydatering

Blydatering er en metode for å bestemme alderen på forskjellige dyp i sedimentkjernen ved å måle nedbrytningen av den ustabile ^{210}Pb -isotopen til den mer stabile ^{206}Pb -isotopen. Denne metoden kan maks brukes på opptil 150 år gamle sedimenter, der konsentrasjonen av ^{210}Pb normalt er for lav til å måles (^{210}Pb har en halveringstid på 22,26 år) (Appleby, 2008). ^{210}Pb er et radioaktivt isotop som dannes ved nedbryting av terrestrisk radon-226 (^{226}Rn) i atmosfæren (Lowe & Walker, 2014). ^{226}Rn er en naturlig forekommende radioaktiv gass som dannes ved nedbryting av uran i jordskorpen. Den ustøttede ^{210}Pb akkumuleres over tid i innsjøer og elver via nedbør (Ivanovich & Harmon, 1992) og kan senere bli brukt til å bestemme alderen og sedimentasjonsraten til sedimentene i forskjellige lag i sedimentkjernen. Konsentrasjonen av ^{137}CS ble også målt for, om mulig, identifisere dybdenivået som korresponderer med Tsjernobyl-ulykken i 1986 og «toppen av atomvåpen prøvesprengninger» i 1963 (Klaminder et al., 2012). Disse hendelsene er assosiert med en økning av ^{137}CS i atmosfæren og kan benyttes for å validere aldermodellen.

Det ble i desember 2021 tatt ut 48 sedimentprøver fordelt på alle tre sammensatte kjerner. Det ble tatt ut prøver hver tiende cm fra 0-150 cm. Prøvene bestod av en cm tykk sedimentskive, som ble tatt ut fra 0-1 cm, 10-11 cm osv. ned til 150-151 cm dyp i kjernen. Etter ekstraksjon ble sedimentprøvene tørket for å fjerne all væske. Ut fra disse prøvene ble det hentet ut ca. 10 gram sedimenter for sending til laboratoriet. Resten av prøven ble lagret til eventuelt videre bruk.

4.4 Dataanalyser

4.4.1 Geografisk informasjonssystem (GIS)

Kartene som er presentert i denne oppgaven er laget i ESRI ArcGIS Pro 3.0.0. Det ble hentet ut en digital terrengmodell (DTM) på 10 meter fra høydedata.no (Kartverket, 2022).

Nedbørsfeltet til de tre hovedelvene og det lokale tilsiget som renner inn i Øyeren ble konstruert med en «watershed»-analyse (Figur 2. 2). Først ble verktøyet «fill» brukt for å fylle alle nedsenkninger i terrengmodellen. Nedsenkningene i terrengmodellen er områder som ville naturlig blitt fylt opp av vann i naturen for å danne en innsjø. Videre brukes verktøyene «flow-direction», for å finne vannets estimerte dreneringsretning og «flow accumulation» som beregner hvilke celler som akkumulerer mest vann ut ifra dreneringsretningen. Det ble satt dreneringspunkt i innløpet til Nitelva, Leira, Glomma og utløpet til Øyeren. Det totale nedslagsfeltet til disse dreneringspunktene ble regnet ut med verktøyet «watershed».

4.4.2 Korrelasjonsanalyse og PCA

Korrelasjonsanalyser av sedimentkjernene vil kvantifisere relasjoner mellom forskjellige parametere, som XRF-parametere, gråskalaverdier eller MS, i ulike dybder. Hver parameter blir sammenlignet med hverandre for å bestemme om det er positiv, negativ, eller null korrelasjon.

I denne studien ble det utført flere korrelasjonsanalyser på flere av sedimentkjernene. I korrelasjonsanalysene ble XRF-parametere kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), jern (Fe), strontium (Sr), rubidium (Rb), silisium (Si), mangan (Mn), sink (Zr) og inc/coh brukt, i tillegg til MS-data og gråskalaverdier fra CT-skanningen.

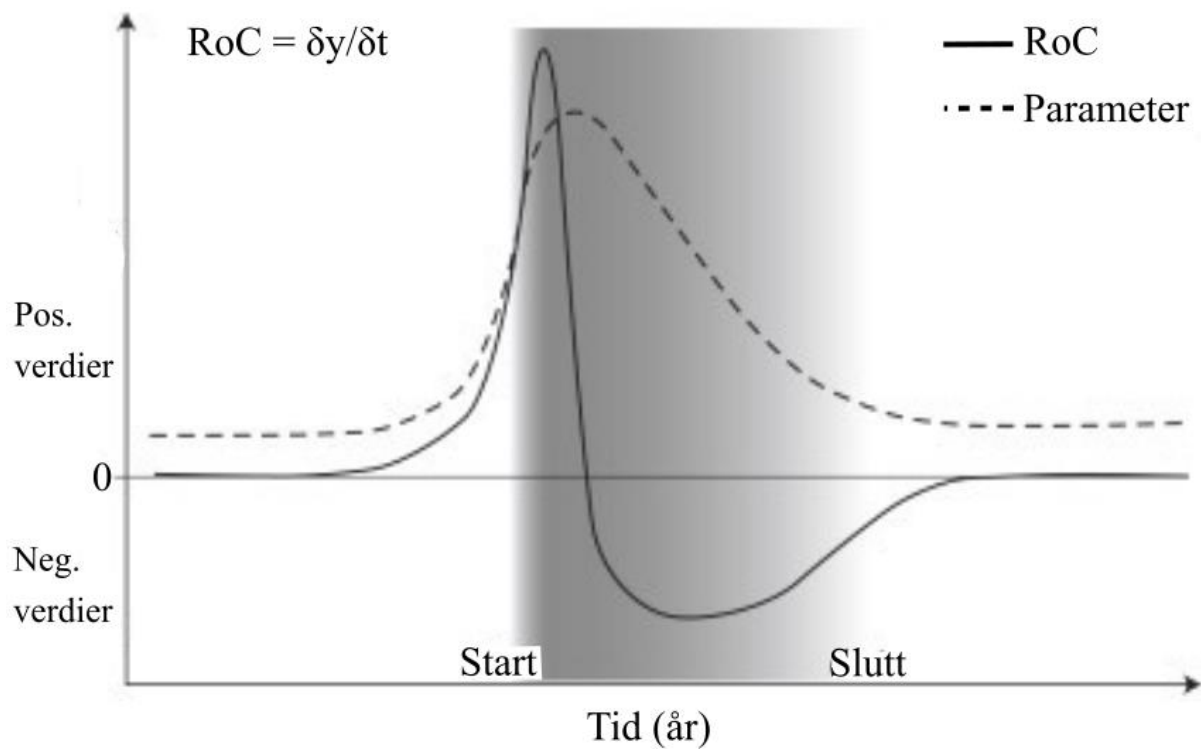
PCA (Principal Component Analysis), eller hovedkomponentanalyse, er en statistisk metode som brukes til å redusere dimensjonaliteten og for å finne et nytt sett med hovedkomponenter som maksimerer variansen i et datasett. I en PCA blir dette gjort ved å finne et nytt sett med komponenter som er kombinasjoner av de opprinnelige variablene, og som er ortogonale (perpendikulære) til hverandre (Wold et al., 1987), ofte omtalt som hovedkomponent 1 (PC1) og hovedkomponent 2 (PC2). Hovedkomponentene er rangert etter hvor mye variasjonsinformasjon de inneholder. Den første hovedkomponenten inneholder mest variasjonsinformasjon, den andre hovedkomponenten inneholder nest mest

variasjonsinformasjon. Resultatet fra PCA-analysen ble deretter plottet i et bi-plot, der PC1 utgjør X-aksen og PC2 utgjør Y-aksen. Vektorene (pilene) som er fremstilt i PCA-biplottet vil vise hvordan de opprinnelige variablene bidrar til de nye hovedkomponentene (PC1 og PC2).

I denne studien ble det gjort flere PCA-analyser, fordelt på flere deler av en sedimentkjerne. Parameterne som ble brukt i analysene er de samme som ble brukt i korrelasjonsanalysene. Både korrelasjonsanalysene og de forskjellige PCA-analysene ble generert i *Python* med forskjellige programpakker som *Pandas*, *Numpy*, *matplotlib.pyplot*, *Decomposition*, *StandardScaler* og *Seaborn*.

4.4.3 Endringsrate (ROC)

Flomlag i sedimentkjernene uttrykker hurtige endringer i sedimentasjonen til den aktuelle innsjøen. Dette medfører en brå kontrast i både den fysiske og den geokjemiske sammensetningen til eksisterende innsjøsedimenter (Støren et al., 2010). Endringsraten (på engelsk: *Rate of Change* (ROC)) blir regnet ut ved å dele endringen i parameteren (delta y) med endringen i tid (delta t) (Figur 4. 1). For å kvantifisere antall flomhendelser i Øyeren så langt sedimentkjernene går tilbake i tid, ble endringsraten av et XRF-parameter brukt. En hurtig tilførelse av flomtransportert minerogene sedimenter kan reflekteres i parameter som MS, CT (Thompson et al., 1975) og XRF-data, som kan videre analyseres i en endringsrateanalyse. Det vil være forventet å finne en høy positiv endringsrate i begynnelsen av en flom. Når flomavsetningene avtar i kjernen, vil også ROC verdiene gå ned, men vil ikke gjenspeile den samme økningen som ved flommens start.



Figur 4. 1: Figuren viser endringsraten til en gitt parameter som f.eks. MS eller T_i gjennom et flomlag (markert med grått). Den stiplede linjen er en parameterverdi, mens den heltrukkede linjen viser endringsraten til parameteren. Ligningen i venstre hjørne er den matematiske fremleggelsen av ROC; endingen i parametere delt på endringen i tid. Modifisert fra Støren et al. (2010).

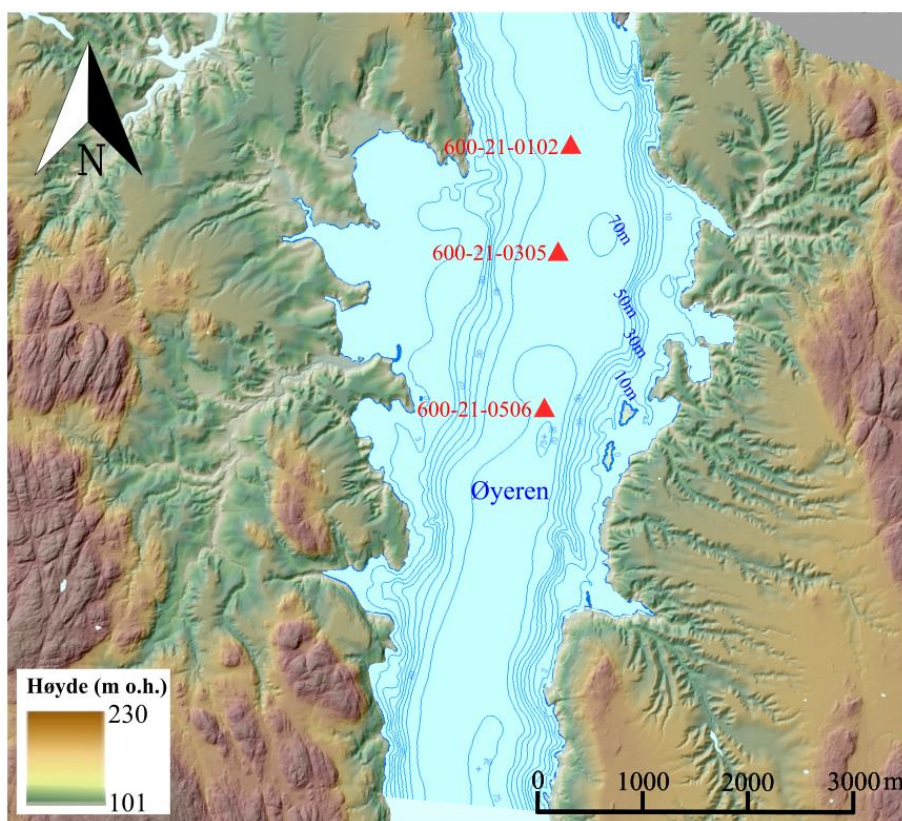
5. Resultater

5.1 Feltarbeid

5.1.1 Batymetri, feltobservasjoner og terrengmodeller

I november 2022 ble deler av studieområdet befart for å undersøke de største elveinnløpene (Nitelva, Leira og Glomma) og de potensielle kildeområdene til sedimentene som avsettes i Øyeren. Det ble også samlet inn sedimentprøver langs Øyeren, Nitelva, Leira, Glomma og Vorma sammen med Ole Jørgen Sæves i forbindelse med hans masteroppgave, der det skal gjøres en provenansstudie av sedimentene i Øyeren.

Rundt Øyeren er det markante raviner i terrenget (Figur 5. 1). Ravinene er dannet av fluvial erosjon i den marine leiren, utført av mindre bekker som utgjør det lokale tilsiget rundt Øyeren (kap. 2.1). Leiren som er erodert bort er fraktet ut i Øyeren der mye av sedimentene avsettes, men noe av leiren forblir sannsynligvis i suspensjon og transporteres videre i vassdraget.



Figur 5. 1: Figuren viser Øyeren og området rundt der sedimentkjernene ble tatt opp. Fra skyggerelieffmodellen er det tydelige nedkjerninger i terrenget som er tolket til å være raviner i den marine leiren. Terrengmodell er hentet fra Høydedata.no (Kartverket, 2022), og batymetri kartet er hentet fra NVE (NVE, 2023b)

Elvene Nitelva og Leira er klart mindre enn Glomma (Figur 5. 2). Solbergfoss demningen som ble bygget i 1924 sperrer hele Glomma, og har hatt en innvirkning på vannstanden i Øyeren (kap. 2.1.1), og mulig påvirkning av avsetning av sedimenter i Øyeren.



Figur 5. 2: Nitelva med 25 m bredde, Leira med 17 meter bredde og Glomma med 340 meter bredde. Solbergfoss demning dekker hele elven rett etter utløpet til Øyeren. Demningen er plassert der Glomma er på sitt smaleste nedstrøms Øyeren. Foto: Severin Skattum.

Langs Øyeren-deltaet og langs innløpene til Nitelva, Leira og Glomma er det observert eksponerte sedimenter. Langs Øyeren er marin leire eksponert langs elvebredden (Figur 5. 3) (se kap. 2.4). Dette tyder på at disse sedimentene utsettes for fluvial erosjon og tolkes dermed som en sedimentkilde. Under feltbefaringen var vannstanden høy for årstiden (1100-1300 m³/s ved Solbergfoss målestasjon), som gjorde det vanskeligere å gjøre observasjoner av de potensielle kildeområdene til sedimenter som avsettes i Øyeren. Det er fra tidligere arbeid tatt bilder av disse eksponerte sedimentene (Figur 5. 3).



Figur 5. 3: Til venstre: Minerogene sedimenter eksponert langs kanten av vestsiden av Svillet i Fjerdingsby. Foto: Øyvind Paasche (2021). Til høyre: Utrasing av sedimenter avsatt langs elvekanten fra østsiden av Fautøya i Øyeren-deltaet. Foto fra: Bogen et al. (2002).

5.1.2 Sedimentkjerner

Til sammen ble det i juni 2021 tatt opp seks sedimentkjerner fra Øyeren ved tre forskjellige lokaliteter (Figur 5. 1). Stempelkjerneprøvene ble kuttet i flere deler for å lettere transportere dem tilbake til Universitetet. Navn og lengde på sedimentkjernene kan leses av i Tabell 5. 1. På hver borrelokalitet ble det tatt opp en stempelkjerneprøve med en tilhørende UWITEC kjerne. 600-21-01P hører sammen med 600-21-02G, 600-21-03P med 600-21-04G og 600-21-05P med 600-21-06G.

Tabell 5. 1: Navn og lengde på alle kjerneprovur hentet opp fra Øyeren sommeren 2021. «P» står for stempelkjerneprove («piston») og «G» står for UWITEC («gravity») prøve.

Navn på sedimentkjerner	Lengde (cm)
600-21-01 1av2 P	147,3
600-21-01 2av2 P	102,2
600-21-02 G	66,4
600-21-03 1av3 P	145,5
600-21-03 2av3 P	98,5
600-21-03 3av3 P	98,8
600-21-04 G	84,8
600-21-05 1av2 P	144,8
600-21-05 2av2 P	155,2
600-21-06 G	66,8

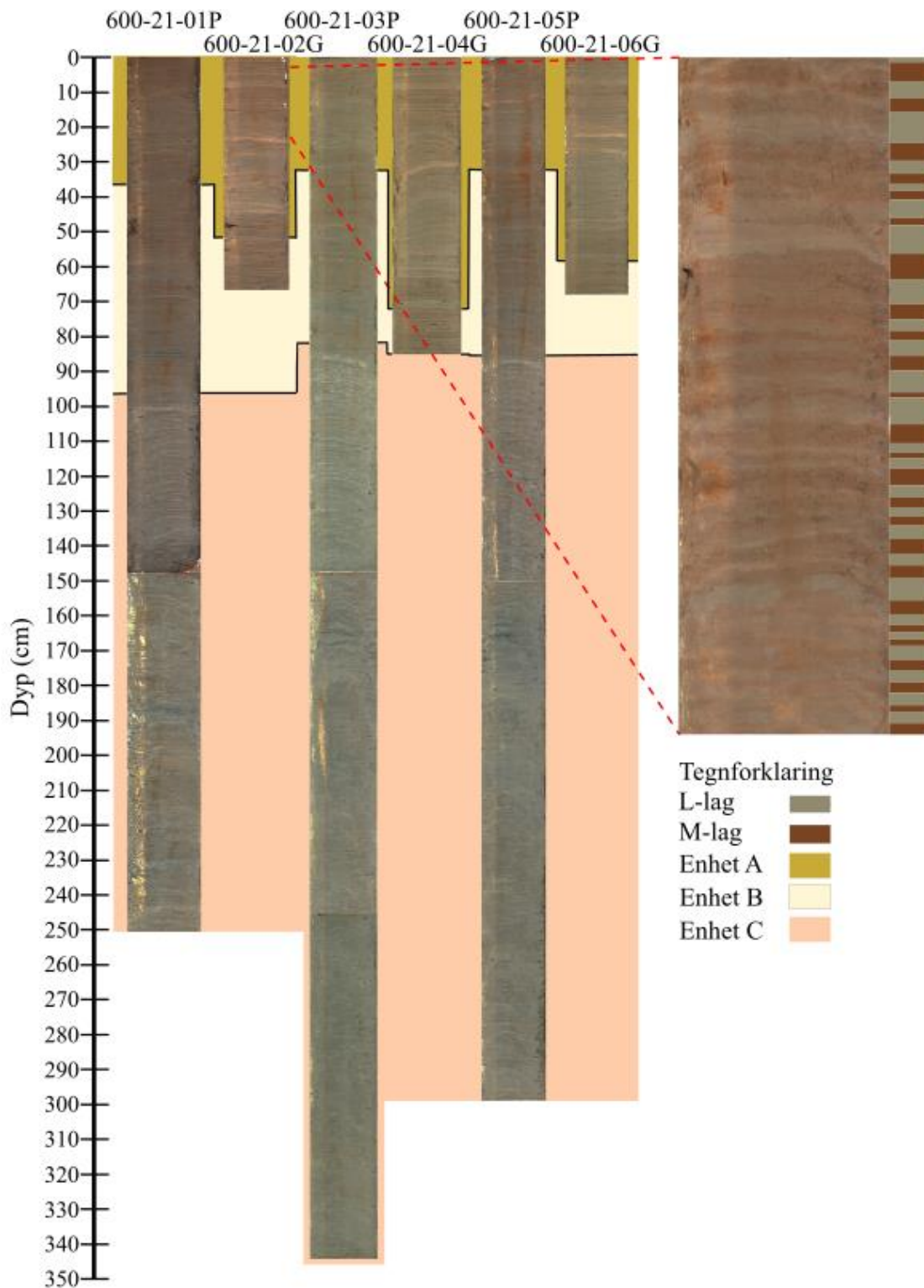
5.2 Presentering av laboratorium analyser

5.2.1 Visuell beskrivelse og framstilling av XRF og MS data

Videre i denne studien vil den visuelle beskrivelsen og framstilling av XRF og MS for kjernene 600-21-01P og 600-21-02G bli lagt mer vekt på. At fokuset legges på disse kjernene skyldes at denne borelokaliteten (Figur 5. 1) er nærmest innløpet til Glomma og Øyeren deltaet. Dette er fordelaktig ettersom sedimentasjonsraten normalt vil være høyere nærmere innløpet, slik at det er mulig å få et tydeligere signal fra sedimenter avsatt ved forskjellig vannføring. Økt sedimentasjon medfører at kjernen spenner et kortere tidsintervall, men vil gi en mer detaljert beskrivelse av sedimentene, som kan gjøre koblingen mellom sedimenter og instrumentell data tydeligere. Den visuelle beskrivelsen av 600-21-03P, 600-21-04G, 600-21-05P og 600-21-06G vil deretter bli beskrevet i kortere trekk.

Sedimentene i alle sedimentkjernene har en nokså lik brunlig grå-farge gjennom hele kjernen, men det er også en gjennomgående veksling mellom lyse og mørke nyanser i sedimentene. Videre blir denne vekslingen omtalt som lyse lag (L-lag) og mørke lag (M-lag) (Figur 5. 4). Forskjellen mellom L- og M-lag er mer tydelig i enkelte enheter enn andre.

Basert på tidligere studier av innsjøsedimenter (Davies et al., 2015 med referanser) og resultatene fra de statistiske dataanalysene har et utvalg av XRF-parameterne blitt valgt ut for å kvantifisere sedimentene. De utvalgte parameterne har lav signal-til-støy rate, som vil si at de relativt høye telleratene for disse elementene i større grad overskygger effekten av støy. For å redusere støy som resultat av strålediffraksjon forårsaket av for eksempel vann, er de ulike elementene normalisert ved å dele på den totale strålediffraksjonen (inc+coh) (Kylander et al., 2011; Davies et al., 2015). Dataene blir fremstilt med et fempunkts løpende gjennomsnitt.



Figur 5. 4: XRF-foto av alle sedimentkjernene (600-21-01P, 600-21-02G, 600-21-03P, 600-21-04G, 600-21-05P og 600-21-06G). Sedimentene med mørk gul bakgrunn tilhører enhet A, sedimentene med lys gul bakgrunn tilhører enhet B, mens sedimentene med lakserosa bakgrunn tilhører enhet C. Til høyre er et forstørret utklipp av sedimentkerne 600-21-02G som fremhever vekslingen mellom L- og M-lag med grå farge for de lysere L-lagene og mørk brun for de mørkere M-lagene.

600-21-02G

Enhet A: Fra 0 til 52 cm er det en markant veksling mellom L- og M-lag, med en gjennomsnittlig tykkelse på rundt 0,5 cm (Figur 5. 5). Ved 23 cm er det et lag med en noe lysere brunfarge med en tykkelse på 1 cm. Ved 40, 42 og 44 cm er det observert tre tykkere, lysere lag, hver med en omtrentlig tykkelse på rundt 1 cm. Ved 51,5 cm er det et markant grått lag med en tykkelse litt over 0,5 cm. Dette laget skiller seg ut fra resten av lagene i kjernen, da det utviser en mer intens gråtone. I tillegg er bunnen av dette laget mer ujevn sammenlignet med de øvrige lagene, noe som kan være en form for erosjonsoverflate. MS-verdiene har en gjennomsnittlig verdi på rundt $36 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ i de øverste 52 cm av kjernen. I denne delen av kjernen svinger dataene mellom høyere og lavere verdier, der de laveste verdiene går ned til $21 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ og de høyeste verdiene går opp mot $51 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$, med de høyeste toppene på 28 og 33 cm med respektive verdier på 51,3 og $49 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. K/(inc+coh) har en gjennomsnittverdi på 0,08-0,13 i enhet A. Ved samme dyp har Ca/(inc+coh) gjennomsnittlige verdier på 0,02-0,05, Ti/(inc+coh) har gjennomsnittlige verdier på 0,065-0,08, Fe/inc+coh har gjennomsnittlige verdier på 2,1-3,1, Sr/inc+coh har gjennomsnittlige verdier på 0,023-0,033, Inc/coh har gjennomsnittlige verdier på 3,3-3,8. Alle parameterne med unntak av inc/coh, har markante toppunkt på 33 cm.

Enhet B: Fra 52 til 66,5 cm og enden av kjernen er vekslingen mellom L- og M-lag mindre tydelig, og med en tykkelse på 0,3 - 0,4 cm. MS-verdiene fra 52-66,5 cm har en gjennomsnittlig verdi på rundt $28 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$, med høyeste verdi på $41 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ ved 58 cm og laveste verdi på 18,1 ved 59 cm. XRF-parameterne har lignende verdier som i enhet A, men amplituden på signalet er noe mindre.

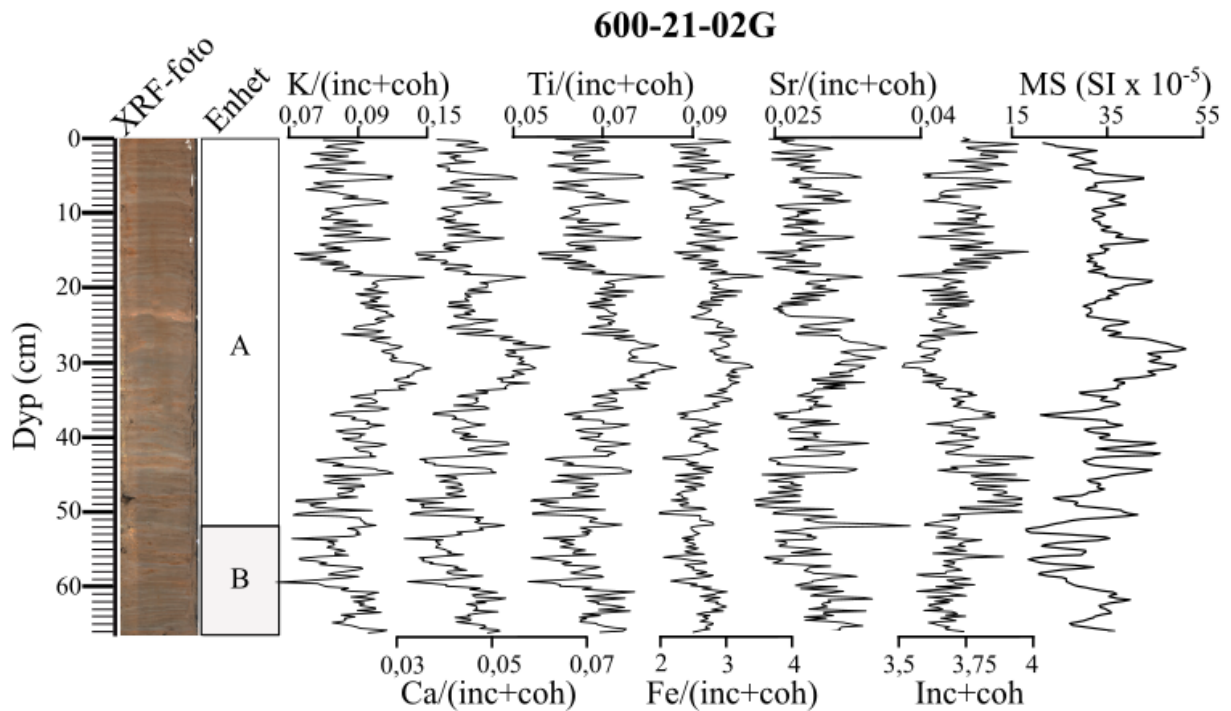
600-21-01P

Enhet A: De øverste 35 cm av kjernen er preget av veksling mellom 0,5 cm tykke L- og M-lag med henholdsvis gråbrun og litt mørkere brunlig farge (Figur 5. 6). Det er to tykkere L-lag ved 9 og 12 cm med en tykkelse på rundt 1 cm. MS har en gjennomsnittlig verdi på $33 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ med høyeste topp på 12, 25 og 34 cm med respektive verdier på 41, 42 og $44 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. XRF-parameterne K/(inc+coh) (gjennomsnitt på 0,058), Ca/(inc+coh) (gjennomsnitt på 0,05), Ti/(inc+coh) (gjennomsnitt på 0,065), Fe/(inc+coh) (gjennomsnitt på 2,3) og Sr/(inc+coh) (gjennomsnitt på 0,023) ligner på hverandre. Inc/coh verdiene har et gjennomsnitt på 3,75, der topp og bunn-verdiene korresponderer med henholdsvis bunn og topp-verdier i de øvrige XRF-parameterne.

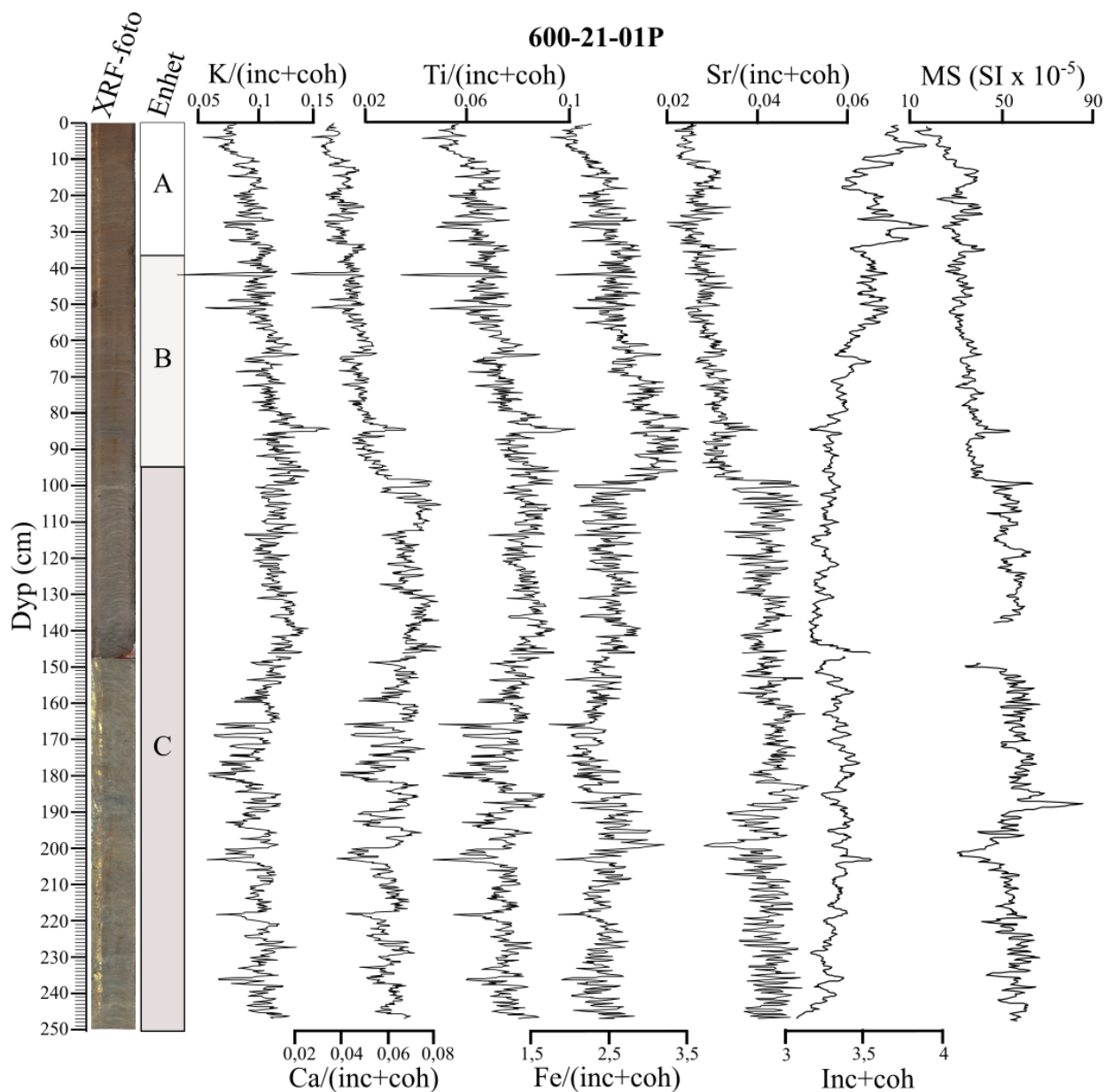
Enhet B: Mellom 35 og 96 cm blir vekslingen mellom L- og M-lagene mindre tydelig, med lagtykkelser på opptil 0,3 cm. Ved 36 cm er det et tykkere og mer markant grått lag, med en tykkelse på ca. 1 cm. Dette laget har tilsvarende farge som L-lagene og er blitt identifisert i alle kjerner, noe som muliggjør en visuell korrelasjon mellom dem (se kap. 5.3.1). Dette laget har også et mer ujevnt underlag. Ved 63,5 og 64,5 cm er det to tynnere, mørkere lag med en tykkelse på rundt 0,3 og 0,2 cm. Ved 68 cm er det et litt lysere brunt lag med en tykkelse på 0,6 cm, som avviker fra den generelle trenden i kjernen ved at den har en lysere brun farge og er tykkere. Ved 83 cm er det et tykkere L- lag på omtrent 1 cm. Mellom 84 og 86 cm er det et markant lag med en mørkere farge enn de omkringliggende sedimentene, og ved 93 cm er det svarte prikker i sedimentene. MS-verdiene får en mindre amplitude og stigende trend i verdier mot dypet i kjernen. Gjennomsnittsverdien er på $36 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$, med høyeste topp ved 85 cm med en MS verdi på $54 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Alle XRF-parameterne har en minimal økning i gjennomsnittlige verdier, med unntak av inc/coh som har en noe større nedgang i gjennomsnittlige verdier (figur). Det er et markant bunnpunkt i alle XRF-parametere med unntak av Sr/(inc+coh) og inc/coh på 42 cm der blant annet Ti/(inc+coh) går ned til den laveste verdien i hele kjernen med en verdi på 0,033. På 84 cm er det et markant toppunkt i alle parametere med unntak av inc/coh.

Enhet C: Mellom 96-247,3 cm og til enden av kjernen, øker tykkelsen på L- og M-lagene, og de blir mer tydelige med en tykkelse på 0,5 -0,8 cm. Sedimentene i kjernen får også generelt en lysere fremtoning. Ved 180 og 225 cm er det to tykkere L-lag, begge med en tykkelse på 2 cm. Et M-lag ved 223 cm har en mørkere fremtoning enn trenden av M-lag, med en tykkelse på 1 cm. Det er observert flere sorte prikker ved 213, 217 og 245 cm. Ved 96-247 cm og til enden av kjernen er det en tydelig økning i trenden av MS-verdier. Her er de gjennomsnittlige verdiene på rundt $56 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ der de lavere verdiene går ned mot $41 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ og de høyere verdiene går opp mot $67 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Det er noen bunnpunkt som skiller seg fra trenden ved 205 og 220 cm med henholdsvis verdier på 39,6 og $32 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Det er også observert to toppunkt som skiller seg ut ved 99 og 210 cm med verdiene 64 og $85 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Fra 144-159 cm mangler det MS data på grunn av feilmålinger. XRF-parameterne ser ut til å ha et markant skifte i trend. Der K/(inc+coh) og Fe/(inc+coh) får lavere gjennomsnittlige verdier, mens Ca/(inc+coh), og Sr/(inc+coh) får høyere gjennomsnittlige verdier. Fra 165-247 cm går amplituden noe opp og de gjennomsnittlige verdiene går ned til 0,07-0,12. De samme endringene er observert i Ti/(inc+coh). I Ca/(inc+coh), Fe/(inc+coh) og Sr/(inc+coh) er det derimot observert en større endring i trend mellom enhet B og enhet A. For Ca/(inc+coh) og Sr/(inc+coh) går trenden i den

gjennomsnittlige verdien markant opp, mens den gjennomsnittlige verdien for Fe/(inc+coh) går markant ned. Den gjennomsnittlige verdien for Ca/(inc+coh) går fra rundt 0,45 til rundt 0,65, Sr/(inc+coh) går fra rundt 0,03 til rundt 0,042 og Fe/(inc+coh) går fra rundt 2,9 til rundt 2,4. Det er observert toppunkt i verdier ved 139 cm i K/(inc+coh), Ti/(inc+coh) og Fe/(inc+coh). En lignende høy verdi er også observert i Ca/(inc+coh) ved 142 cm. I Sr/(inc+coh) er det observert et toppunkt i verdier ved 213 cm, med mindre topper i de andre parameterne.



Figur 5. 5: XRF-foto av sedimentkjernen 600-21-02G med tilhørende XRF-parametere K, Ca, Ti, Fe, Sr, inc/coh og MS-data. Alle grunnstoffene er delt på den totale strålediffraksjonen (inc+coh) og plottet med et 5 punkts løpende gjennomsnitt for å redusere støy i dataen. Kjernen er delt opp i to enheter: enhet A og enhet B.



Figur 5. 6: XRF-foto av sedimentkjernen 600-21-01P med tilhørende XRF-parametere K, Ca, Ti, Fe, Sr og inc/coh, og MS-data fordelt på kjernens dybde. Alle grunnstoffene er delt på den totale strålediffraksjonen (inc+coh) og plottet med et 5 punkts løpende gjennomsnitt for å redusere støy i dataen. Kjernen er delt opp i tre enheter: enhet A, enhet B og enhet C.

Visuell beskrivelse av 600-21-04G

Det er tydelige vekslinger mellom L- og M-lag gjennom hele kjernen. Fra 0-20 cm er det en veksling mellom L- og M-lag med en tykkelse på rundt 0,5 cm. Fra 20-40 cm er det den samme vekslingen, men lagene er mer buet. På 21, 23 og 25 cm er L-lagene mer markante. Ved 31 cm er det et markant lysere brunlig lag, med en tykkelse på rundt 1 cm. Fra 40-55 cm er det igjen tydelig veksling mellom L- og M-lagene, men lagene har en helling mot venstre. Fra 55-85 cm og enden av kjernen er vekslingen mellom L- og M-lag rett igjen. Det er et markant grått lag ved 70 cm med en tykkelse på rundt 1,5 cm.

Visuell beskrivelse av 600-21-03P

600-21-03P er tatt på samme borelokalitet som 600-21-04G. Sedimentene i kjernen har en veksling mellom L- og M-lag, likt som i 600-21-01P, men vanskeligere å se visuelt. Fra 0-47 cm er det en blanding mellom lysere og mørke farger i sedimentlagene. På 30 cm er det et markant, ~1 cm tykt grått lag. Dette laget er også mer bølgete enn trenden dypere i kjernen. Fra 47-65 cm er det tegn til vekslinger mellom L- og M-lag, med en tykkelse på opptil 0,5 cm. På 52 cm er det et litt mer markant L-lag med en tykkelse på litt under 1 cm. Mellom 65-85 cm er det igjen ingen tydelig veksling, men på 65 cm er det en ansamling av svarte flekker. Det er også et markant svartere lag med lyse innslag som går skrått ned fra 70-63 cm. Mellom 85-150 cm er det en tydeligere veksling mellom L- og M-lag, og lagene ser tykkere og lysere ut. Det er observert et svart lag på rundt 1 cm tykkelse ved 163 cm. Fra 150-342,8 cm og enden av kjernen er det lite forandringer i sedimentene med lyse og mørke innslag. Det er også sporadiske ansamlinger av sorte flekker som øker med dypet.

Visuell beskrivelse av 600-21-06G

Fra 0-20 cm er det en tydelig veksling mellom L- og M-lag, med en tykkelse på rundt en 0,5 cm. Ved 23, 27 og 28 cm er det lysere L-lag enn trenden i kjernen, men med samme tykkelse. Ved 30-40 cm er det lite tydelig veksling mellom L- og M-lag, men fra 45-60 cm og enden av kjernen, er vekslingen igjen tydelig. Ved 55,5 cm er det et markant grått lag på 1 cm tykkelse.

Visuell beskrivelse av 600-21-05P

Fra 0-90 cm er trenden i sedimentene utydelig til ingen veksling mellom L- og M-lag. Noen lag skiller seg ut fra trenden, blant annet: flere lysere brunlige lag ved 11, 14, 42, 49 og 82 cm, med en tykkelse på 0,5-0,8 cm, et markant grått lag på 1 cm tykkelse ved 29 cm og et område med svartere farge ved 68-70 cm. Ved 90 cm skjer det en endring i sedimentene. Vekslingen mellom L- og M-lag blir tydeligere, og fargen blir lyse enn før endringen. Vekslingen er tydeligere ned til 125 cm, der sedimentene skifter til en mer utydelig sammensetning ned til 300 cm og enden av kjernen. Det er også sporadiske ansamlinger av svarte flekker fra 170 cm og ut hele kjernen.

5.2.2 Kjernekorrelering

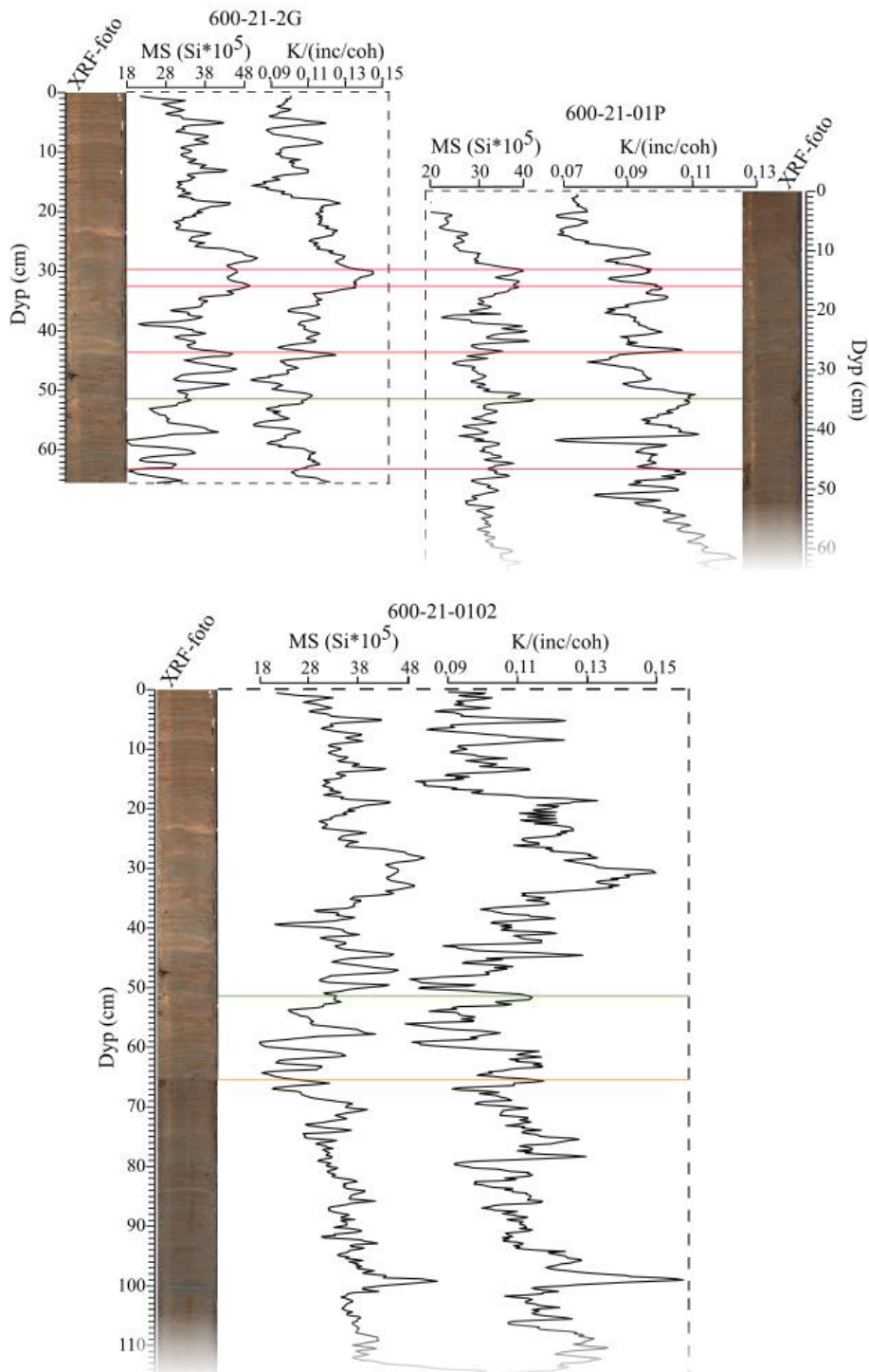
Basert på korrelering av overlappet mellom UWITEC- og stempel-kjernene ble det dannet sammensatte kjerner fra sine respektive borelokasjoner (Figur 5. 1). Først ble dette gjort visuelt ved hjelp av det markante grå laget som var synlig i alle kjernene. Resultatet av dette kan leses av i Tabell 5. 2.

Tabell 5. 2: Oversikt over hvor overlappet ble funnet mellom stempel- og UWITEC-kjerner på de forskjellige borelokalitetene (Figur 5. 1). Den nye lengden på de sammenslåtte kjernene med nytt navn er også ført opp.

Navn på sedimentkjerne	Lengde (cm)	Overlapp mellom stempelkjerneprøve og UWITEC (cm dyp)	Lengde på sammensatt kjerne (cm)	Navn på sammensatt kjerne
600-21-01P 1/2	147,3	36	262,6	600-21-0102
600-21-01P 2/2	102,2			
600-21-02G	66,4	51,5 (se Figur 5. 7)		
600-21-03P 1/3	145,5	30	383,6	600-21-0304
600-21-03P 2/3	98,5			
600-21-03P 3/3	98,8			
600-21-04G	84,8	70		
600-21-05P 1/2	144,8	29	327,8	600-21-0506
600-21-05P 2/2	155,2			
600-21-06G	66,8	56		

Basert på korrelering mellom UWITEC og stempelkjernene, XRF-parametere $K/(inc+coh)$ ble det dannet en sammensatt kerne av 600-21-01P og 600-2102G (Figur 5. 7, Tabell 5. 2). Et mer markant grått lag ble observert ved 36 cm i 600-21-01P og ved 51,5 cm i 600-21-02G. Kjernene ble også stilt ved siden av hverandre og det ble funnet flere likheter i rekkefølgen av enkelte L- og M-lag.

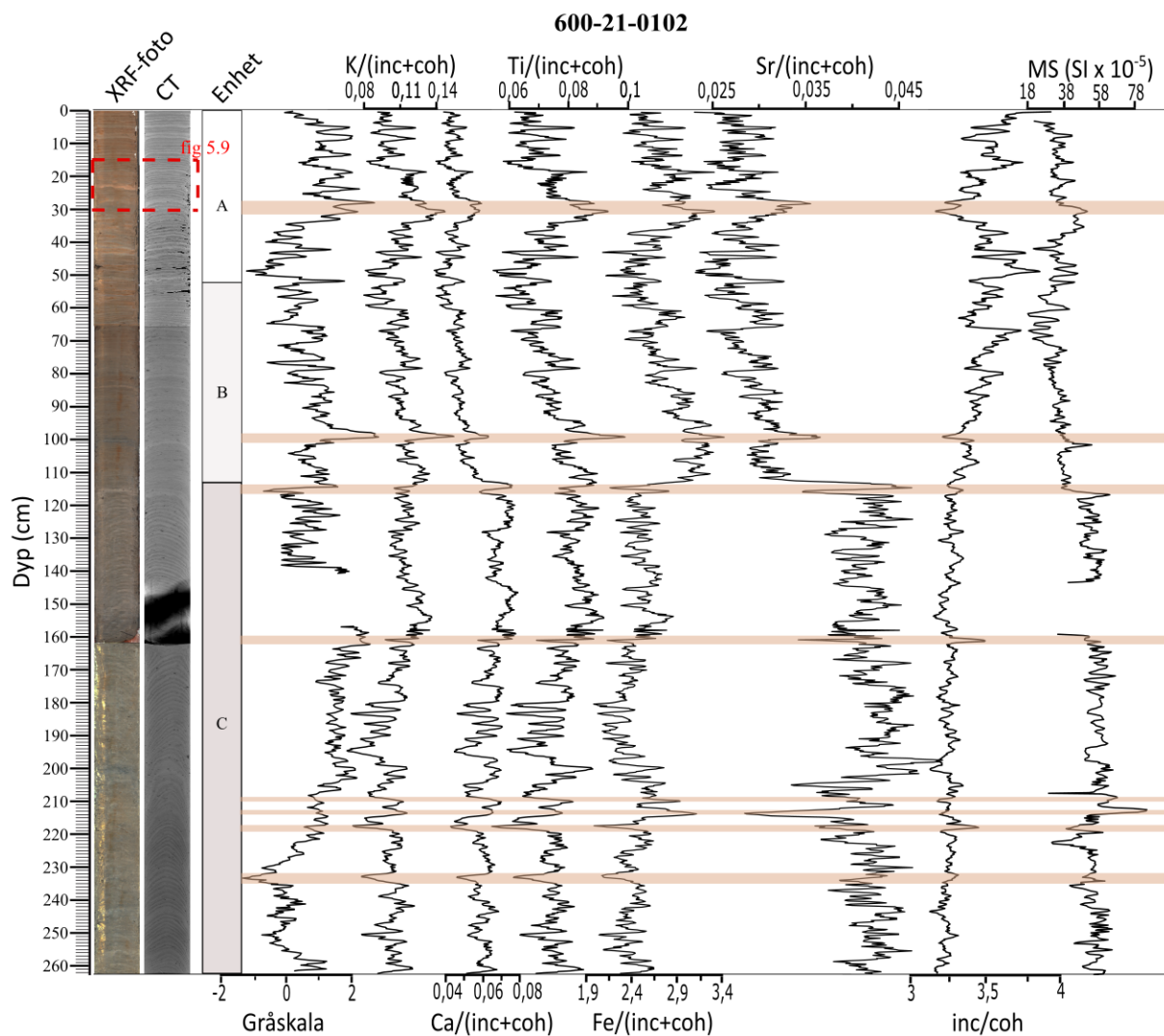
For å konstruere den sammensatte kjernen «600-21-0102» ble bilde og data fra hele UWITEC kerne 600-21-02G brukt. Deretter ble stempelkerneprøven 600-21-01P klippet inn under UWITEC kjernen ved å fjerne data tilsvarende den lengden av data som ble igjen under overlappet ved 51,5 cm på UWITEC kjernen. Den sammensatte kjernen 600-21-0102s lengde er på 262,6 cm. All MS, XRF og CT data er redigert og klippet for å passe med korreleringen fra figur 5.7.



Figur 5. 7: Øverst: Korreleringen mellom stempelkjerneprøvekjernen 600-21-01P og UWITEC kjernen 600-21-02G med XRF-foto, MS-data og XRF-parametere $K/(inc+coh)$. De røde linjene viser likheter i data mellom de to kjerneprøvene. Den grønne linjen viser hvor kjernekorrigeringen først ble antatt visuelt og den mest markante likheten mellom kjernene. Nederst: Den sammensatte kjernen 600-21-0102 etter korreleringen. Den oransje linjen viser hvor den opprinnelige UWITEC kjernen ender og går over til data fra stempelkjerneprøven.

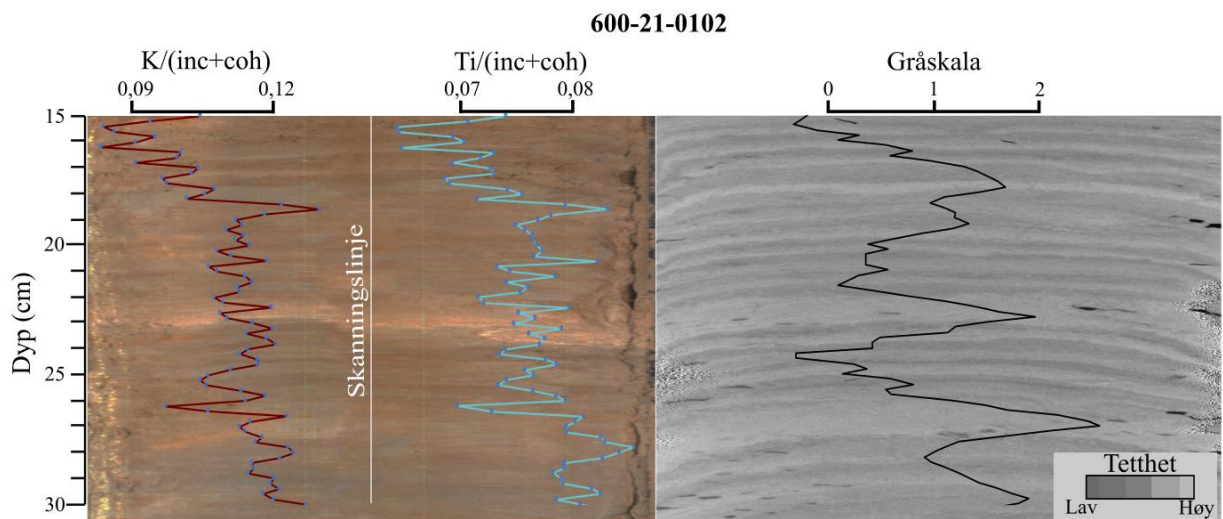
5.2.3 CT og fremstilling av data fra den sammensatte kjernen (600-21-0102)

Gråskala verdiene fra CT-skanningen er standardisert rundt 0 (Figur 5.8). I enhet A veksler verdiene mellom -0,75-1,95 med relativt høye verdier som samsvarer med L-lag og relativt lave verdier som samsvarer med M-lag. Det er også et bunnpunkt ved 49 cm med en gråskalaverdi på -1,9. Ved 52 cm er det et markant toppunkt med gråskalaverdi på 1,1. I enhet B er amplituden og frekvensen lik som i enhet A, men trenden i gråskalaverdier er stigende med dypet, med verdier på mellom -1 til 1. Det er noen bunner og topper som skiller seg ut fra trenden, som topper ved 98 og 100 cm med respektive gråskalaverdier på 2 og 2,1. Enhet C: Ved 141-157 cm er det ingen data på grunn av feilmålinger under CT-skanningen av sedimentkjernen. Ved 156-203 cm er amplituden mindre enn lenger opp i kjernen og har verdier på mellom 0,3-1,8. Fra 203-233 cm er det en nedgående trend i gråskalaverdier som begynner på 0,9 og går ned til -2. Fra 233 – 262 cm og slutten av kjernen øker verdiene med verdier fra -1,4 – 0,5.



Figur 5. 8: En fremvisning av gråskala (standardisert), K, Ca, Ti, Fe, Sr, inc/coh og MS plottet på dypet til den sammensatte kjernen 600-21-0102. Alle grunnstoffene er delt på (inc+coh) og normalisert med et 5 punkts løpende gjennomsnitt for å redusere støy i dataen. De lysebrune linjene representerer de største toppene og bunnene i dataene. Mellom 141-157 cm mangler det gråskala verdier (kap. 5.2.3) og mellom 144-159 cm mangler det MS (kap. 5.2.1).

Gjennom hele 600-21-0102 svinger verdiene på alle parametere mellom høye og lave verdier. Ved å forstørre et utdrag av XRF- og CT-bilde fra 600-21-0102 med data fra XRF-parametere K/(inc+coh) og Ti/(inc+coh) og gråskalaverdier, ser man tydeligere svingningene i dataene mellom L- og M-lag (Figur 5. 9). I tidligere forskning og studier har det blitt forsket på årlige endringer av sedimentproduksjon i innsjøer (varv), med hjelp av XRF- og CT-data/bilder (Ojala et al., 2012; Regnéll et al., 2019; Ballo et al., 2023). De regelmessige vekslingene i sedimentlag i denne studien ligner på dette, men er muligens knyttet sterkere til årlig vårvannføring/vintervannføring. Dette vil videre bli diskutert i kap. 6.



Figur 5. 9: Figuren viser et utsnitt av 600-21-0102 (15-30 cm), med data fra enhet A cm. Til venstre er det et XRF-foto med 0,05 cm-oppløsning plott av $K/(inc+coh)$ og $Ti/(inc+coh)$. Den hvite linjen i midten viser linjen hvor sedimentkjernen er skannet. Til høyere er et CT-bilde av samme del av kjernen med tilsvarende standardiserte gråskalaverdier. Begge figurene viser svingninger i data med høyere verdier i L-lag og lavere verdier i M-lag.

5.3 Kronologi

For å finne sammenhengen mellom vannføringsdata og sedimentene i sedimentkjernen, må det etableres en aldersmodell som viser forholdet mellom kjernedyp (cm) og år (årstall CE.). I dette kapittelet vil resultatene fra dateringsmetodene (kap. 4.3) presenteres.

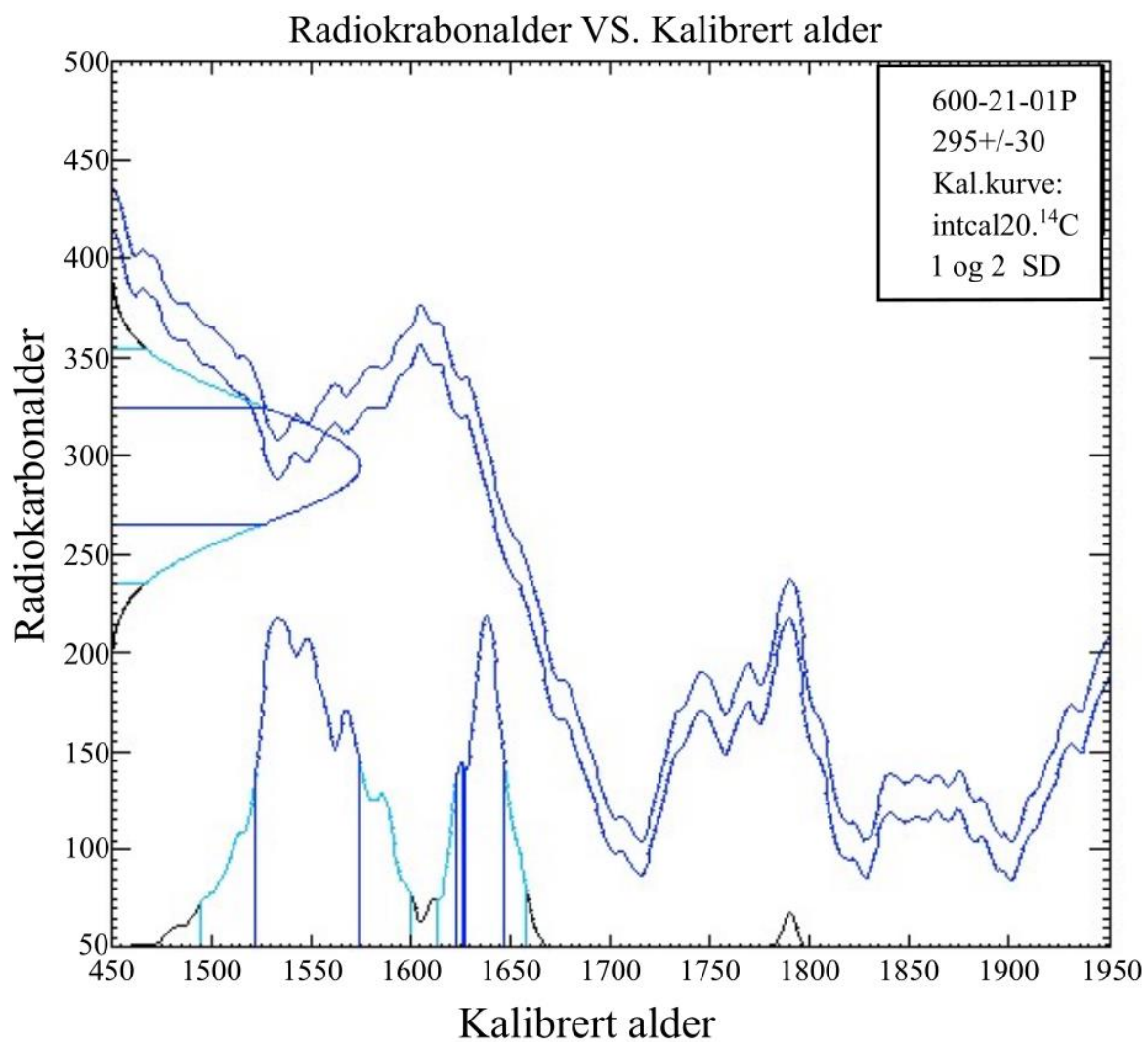
5.3.1 Radiokarbondatering

Forsøk på uttak av makrofossiler ble utført for alle tre stempelkjerneprøvene (Tabell 5. 2). Det var imidlertid kun i sedimentkerne 600-21-01P (nederste del av masterkerne 600-21-0102) at det var tilstrekkelig materiale for innsending til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen. Fra de nederste 8 cm av sedimentkjernen ble 1,9 mg organisk materiale plukket ut, hovedsakelig små tre fragmenter. Dateringsresultatene (Figur 5. 10) indikerer en ^{14}C -alder på 295 ± 30 år for prøve 600-21-01P. Etter kalibrering er prøvens minimumsalder på år 1522 CE og maksimumsalder år 1575 CE, med et standardavvik, og 71% av prøvens forklaring. Resultatet av ^{14}C -dateringen (295 ± 30) treffer et «platå» på IntCal20 kalibreringskurven (Reimer et al., 2020) som gir den kalibrerte alderen stor usikkerhet.

I sedimentkjernene 600-21-03P og 600-21-05P var det svært lite organisk materiale til stede i sedimentene, og prøvene var derfor ikke store nok til å sendes til laboratoriet.

Tabell 5. 3: Tabellen viser den ene prøven som ble sendt inn til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen radiokarbon laboratoriet i Polen. Den kalibrerte alderen kan leses av til høyere i tabellen.

Kjerne	Lab-nr.	Materiale	Dyp (cm)	^{14}C alder	Min. alder (-1 σ) (Kal. CE)	Max. Alder(-1 σ) (Kal. BP)	Median alder (Kal. CE)
600-21-01P	Poz-153626	Tre-fragmenter	241,5-249,5	295 ± 30	1522 (0,71%), 1628 (0,26 %)	1575 (0,71%), 1647 (0,26 %)	~1549 (0,71%), ~1638 (0,26 %)



Figur 5. 10: Kalibrering av radiokarbondateringen fra dyp 241,5-249,5 cm i kjerne 600-21-01P beregnet i CALIB 8.1.0 (Stuiver & Reimer, 1993).

5.3.2 Blydatering

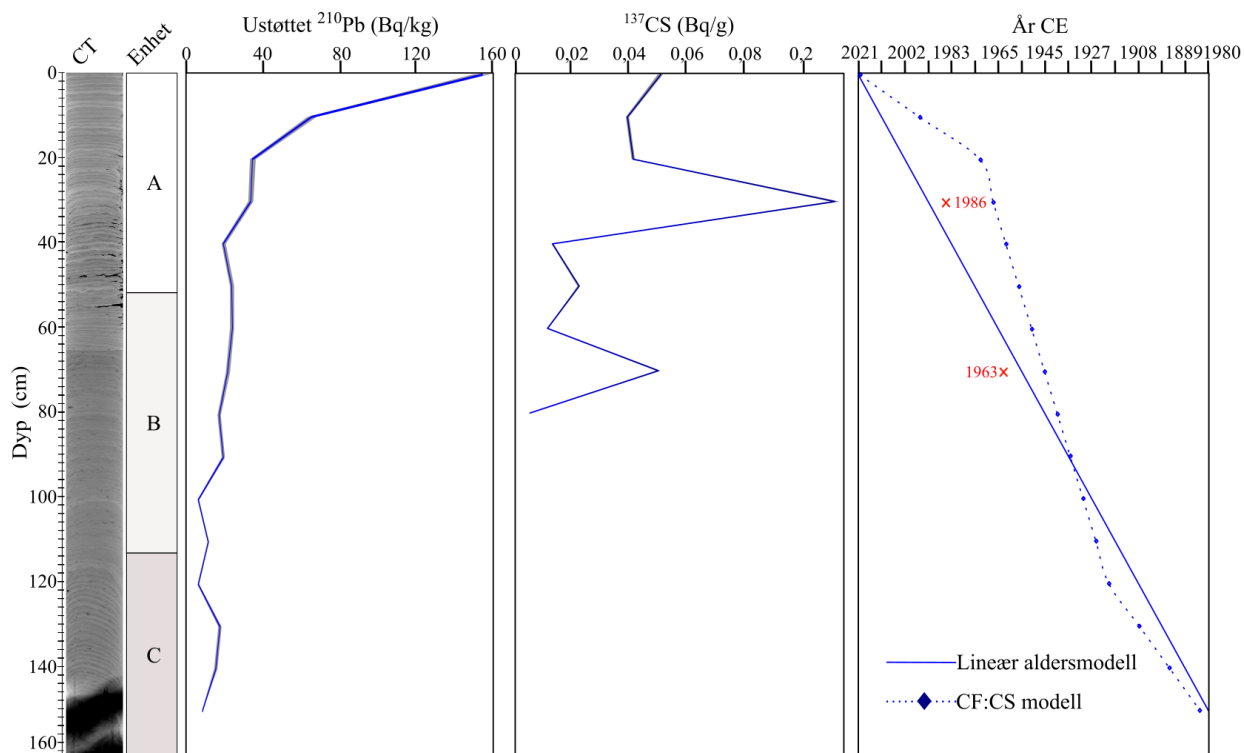
Blydateringsprøvene ble sendt til Eawag laboratoriet i Sveits (eawag.ch) for analysering av innhold av ustøttet ^{210}Pb og ^{137}Cs . Basert på resultatene vist i Tabell 5. 4 ble alder-dyp forholdet etablert i en aldersmodell (Figur 5. 11).

Tabell 5. 4: Tabellen viser resultater fra blydateringen av prøvene fra 600-21-0102 som ble sendt inn til Eawag laboratoriet i Sveits. Tabellen viser den ustøttede ^{210}Pb -konsentrasjonen med ett standardavvik, ^{137}Cs konsentrasjonen med ett standardavvik, sedimentasjonsraten til CF:CS modellen, i tillegg til årstall fra den lineære aldersmodellen beregnet fra CF:CS modellen.

prøve på dyp	Vekt	Ustøttet ^{210}Pb	1σ	^{137}Cs	1σ	Sedimentasjonsrate CF:CS modell	Årstall
(cm)	(g)	(Bq/kg)		(Bq/g)		(cm/år)	(CE)
0,5	5,2096	153,9	9,1	0,0503	0,000737	0,4144	2021
10,5	9,5312	65,2	4,5	0,0388	0,000586	0,4144	2012
20,5	10,7601	34,5	3	0,0408	0,000612	0,4144	2002
30,5	10,6023	33,4	2,9	0,111	0,00151	1,9427	1991
40,5	8,7137	19,2	2,2	0,0128	0,000279	1,9427	1983
50,5	9,217	23,7	2,4	0,0219	0,000403	1,9427	1974
60,5	11,5173	23,8	2,2	0,0111	0,000225	1,9427	1965
70,5	10,0021	21,4	2,2	0,0496	0,000759	1,9427	1955
80,5	10,4598	16,9	1,8	0,00506	0,000174	1,9427	1945
90,5	9,6752	19,1	1,8			1,9427	1937
100,5	11,504	6,2	0,7			1,9427	1927
110,5	10,9344	11,4	1,1			1,9427	1918
120,5	10,3407	6,2	0,7			1,9427	1908
130,5	10,3672	17,5	1,7			0,818	1899
140,5	10,5289	15,2	1,8			0,818	1889
150,5	10,1745	8,2	0,8			0,818	1880

Den ustøttede ^{210}Pb konsentrasjonen i sedimentkjernen avtar mest i starten av kjernen (160-35 Bq/kg) og jevner seg ut ved 20 cm til å avta i en mer konstant rate (35-5 Bq/kg). ^{137}Cs konsentrasjonen har to markante topper ved 30 cm (0,21 Bq/g) og 70 cm (0,05 Bq/g), som er antatt å være henholdsvis Tsjernobyl-ulykken i 1986 og «toppen av atomvåpen prøvesprengninger» i 1963 (Klaminder et al., 2012). Resultatet for CF:CS-modellen (konstant-flux:konstant-sedimentasjonsrate) viser at sedimentasjonsraten er på ca. 0,4 centimeter i året de første 20 centimeterne av sedimentkjernen. Etter dette øker sedimentasjonsraten til nesten 2 cm i året, helt ned til 130 cm, der sedimentasjonsraten går ned til 0,8 cm i året. Basert på

datapunktene i CF:CS-modellen ble det beregnet et lineært alder-dyp forhold (Figur 5. 11). Den lineære aldersmodellen har en R^2 -verdi på 0,9713. Basert på denne aldersmodellen er det avsatt 150,5 cm på 140 år, hvilket gir en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 10,8 mm per år.



Figur 5. 11: Til venstre: Ustøttet ^{210}Pb i sedimentkjernen med et standardavvik usikkerhet. I midten: ^{137}Cs konsentrasjonen i sedimentkjernen med et standardavvik usikkerhet. Til høyre: CF:CS modell og lineær aldersmodell basert på resultatene fra radioisotopmålingene (Tabell 5. 4).

5.4 Dataanalyse

5.4.1 Korrelasjonsanalyse og PCA

Det er et mer markant skille i sedimentene mellom enhet B og Enhet C ved 113 cm i 600-21-0102 (Figur 5. 7). Enhet A og enhet B viser en mindre forskjell og vil bli slått sammen under korrelasjon - og PCA-analysene, og omtalt som enhet A/B.

Det er laget tre korrelasjonsmatriser og tre hovedkomponentanalyseplot (PCA) for masterkjernen 600-21-0102 for å kunne kvantifisere hvordan de utvalgte XRF-parameterne K, Ca, Ti, Fe, Sr, Rb, Si, Mn, Sr og inc/coh, MS-data og gråskala-data fra CT varierer med

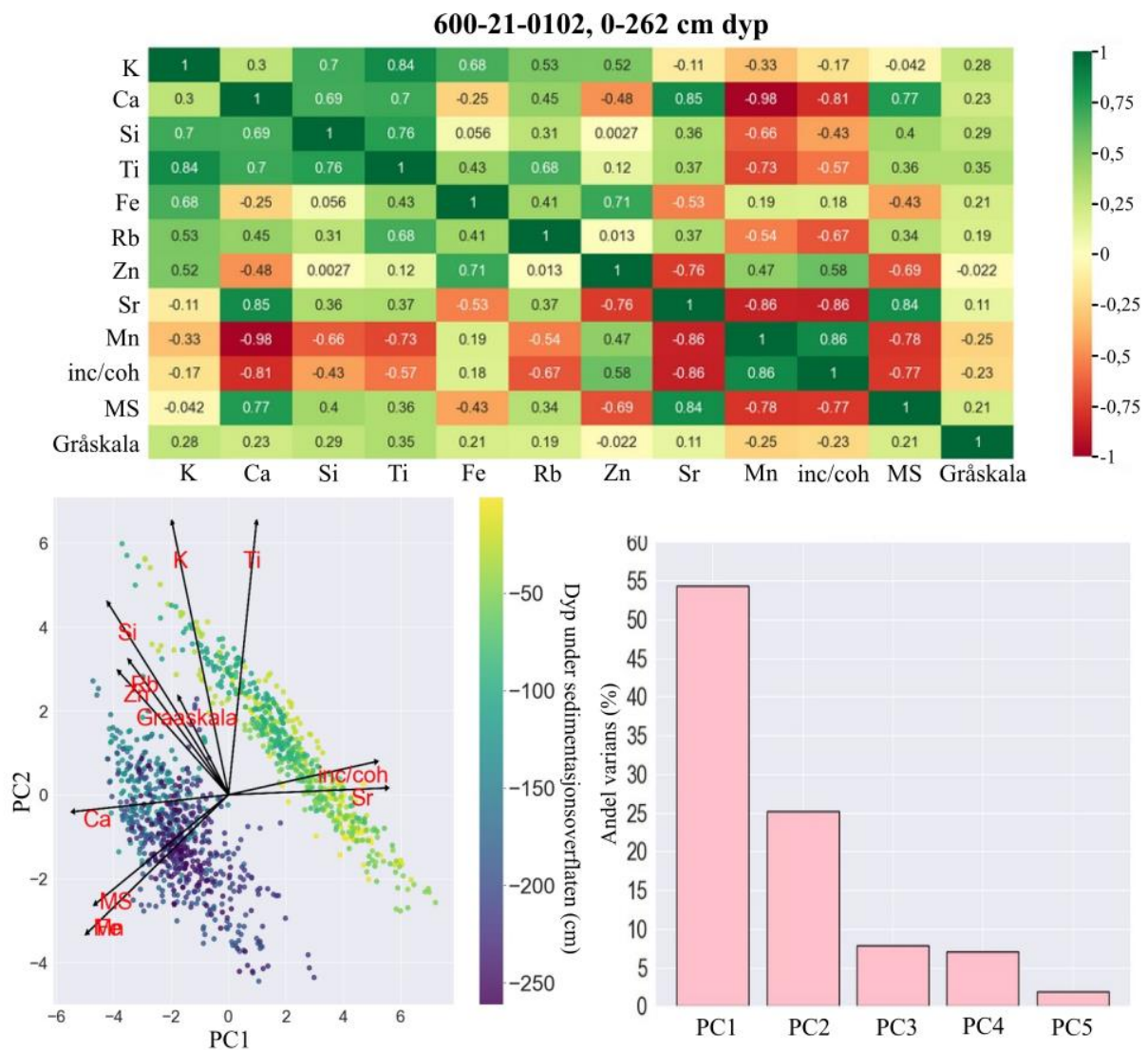
hverandre. Alle XRF-parameterne med unntak av inc/coh, er delt på (inc+coh) (total scattering). Korrelasjonsmatrisen og PCA-plottet fra hver del er satt sammen i tre forskjellige figurer. Figur 5. 12 representerer hele 600-21-0102, Figur 5. 13 representerer enhet A/B fra 0 til 113 cm under sedimentasjonsoverflaten og Figur 5. 14 representerer enhet C fra 113 til 262 cm under sedimentasjonsoverflaten. De tre korrelasjonsmatrisene illustrerer den lineære samvariasjonen mellom de utvalgte XRF-parameterne, MS og gråskala gjennom utregnede Persons korrelasjonskoeffisienter med verdier på $r=1-(-1)$.

Korrelasjonsanalysen av hele 600-21-0102 (Figur 5. 12) viser at enkelte parametere har en positiv korrelasjon med hverandre. K, Ca, Si, Ti og Rb korrelerer middels til sterkt med hverandre ($r=0,3-0,94$). Mn og inc/coh korrelerer svært sterkt positivt med hverandre ($r=0,86$), moderat med Zn ($r\sim 0,5$), svakt med K, Fe og gråskala ($r=0,23-(-0,3)$) og sterkt til moderat negativ med resten av parameterne. Gråskalaverdiene korrelerer svakt positivt med de fleste parameterne ($r=0,11-0,35$), med unntak av Zn med ingen korrelasjon og MN og inc/coh med svak negativ korrelasjon ($r\sim -0,24$). MS Korrelerer sterkt positivt med Ca og Sr ($r=0,77-0,84$) og sterkt negativt med Zn, Mn og inc/coh ($r=-0,69-(-0,78)$). MS har en svak korrelasjon til de andre parameterne med unntak av K, som er totalt uavhengig ($r\sim 0$).

For å finne ut hvilke av parameterne som er viktigst for variansen i datasettet, ble det utført en prinsippal komponent analyse (PCA). Dette er en multivariat analysemetode som har som mål å redusere dimensjonene av variasjonen i et datasett ved å identifisere felles mønstre blant parameterne. En PCA vil også tydeliggjøre hvordan variasjonen i parameterne er relatert til hverandre.

I PCA analysen av hele datasettet til 600-21-0102 (Figur 5. 12) er de samme parameterne fra korrelasjonsmatrisen brukt (XRF-parametere, MS og gråskala). Hovedkomponent 1 (PC1) og hovedkomponent 2 (PC2) benyttes for å presentere dataet i bi-plottet. PC1 og PC2 står for henholdsvis 54% og 25% og står da for 79% av variansen i datasettet. De resterende hovedkomponentene står for til sammen 21% av variansen i datasettet og vil ikke bli forklart nærmere i dette studie, selv om det er noe av dataet som går tapt. I bi-plottet er det to tydelige populasjoner av data, en for målinger i den øvre delen av kjernen (gul/grønne), og en for målinger dypere (blå/lilla). Parametere som Ca, Sr og inc/coh peker i retning med x-aksen og samsvarer med PC1. Parametere som K og Ti peker i samme retning som y-aksen og samsvarer med PC2. Innflytelsen hver parameter har på PC1 og PC2 vil bestemme hvor viktig dette

parameter er for dimensjoneringen av variansen i datasettet, og vektorenes lengde vil representere denne viktigheten.

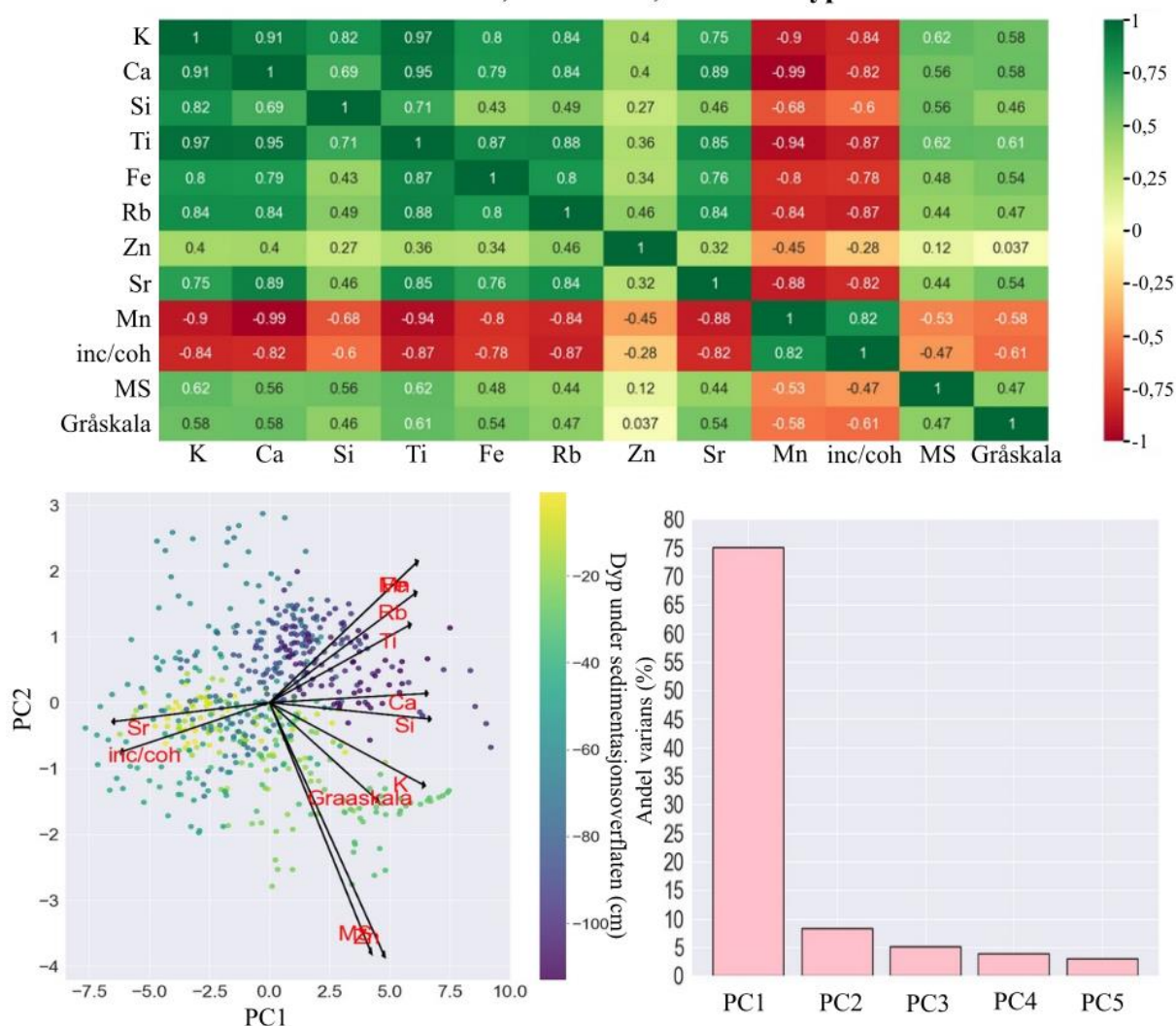


Figur 5. 12: Korrelasjonsmatrise og PCA av 600-21-0102 (0-262 cm). Korrelasjonsmatrisen (øverst) viser samvariasjon mellom XRF-parameterne K, Ca, Ti, Fe, Sr, Rb, Si, Mn, Sr og inc/coh, i tillegg til MS-data og CT-gråskala. Korrelasjonen mellom parameterne varierer fra å være positiv (grønn) til negativ (rød). Søylediagrammet (høyere) viser hvor mye hver av hovedkomponentene forklarer av variansen i datasettet. Biplottet (venstre) viser målepunktene verdi med hensyn til hovedkomponent 1 og 2 (PC1 og PC2). Vektorene viser hvor mye hver parameter er «vektet» med hensyn til PC1 og PC2. En vektor som peker i samsvar med x-aksen korrelerer positivt (høyre) eller negativt (venstre) med PC1, mens en vektor som peker i samsvar med y-aksen korrelerer med PC2. Parametere med lengre vektorer er viktigere for forklaringen med hensyn til PC1 og PC2. Fargene i biplottet forklarer hvor dypt i sedimentkjernen de forskjellige datapunktene befinner seg, og kan leses av til høyre i plottet.

Siden biplottet i figur 5.12 viser to tydelige populasjoner i datapunktene, der skillet mellom datapunktene går mellom enhet B og enhet C, ble det laget to nye korrelasjons- og PCA-analyser for de to populasjonene. Det viser seg at det er en tydelig forskjell i korrelasjon mellom enhet A/B og enhet C. I enhet A/B (Figur 5. 13) korrelerer de fleste XRF-parametere moderat til svært sterkt positivt med hverandre (0,43-0,98). Zn har en svakere til middels korrelasjon med de andre XRF-parametere ($r=0,27-0,46$). Mn og inc/coh har en sterk negativ korrelasjon med alle XRF-parametere ($r=-0,6(-0,99)$) med unntak av Zn der det er en svakere til moderat negativ korrelasjon ($-0,28(-0,45)$). MS og gråskala følger samme trend og korrelerer moderat til sterkt positivt med alle parametere ($r=0,44-0,62$) med unntak av Zr der det ikke er påvist noen korrelasjon ($r=0,12$), og moderat til sterkt negativ korrelasjon med Mn og inc/coh ($r=-0,47(-0,53)$).

Fra PCA-biplotet er det nå tydelig at det kun er én populasjon med data. PC1 og PC2 står for henholdsvis 75 % og 8% av variansen i datasettet. PC1 reflekterer derfor det dominerende signalet i datasettet. Selv om noen av de resterende hovedkomponentene er signifikante, faller de ut av denne studien. Ca, Si, Sr og inc/coh peker i samme retning som x-aksen og korrelerer derfor med PC1. MS og Zn peker i tilsvarende retning som y-aksen og korrelerer med PC2. MS og Zn har også lengre vektorer, som gjenspeiler deres viktighet for dimensjoneringen av variansen i datasettet.

600-21-0102, Enhet A/B, 0-113 cm dyp

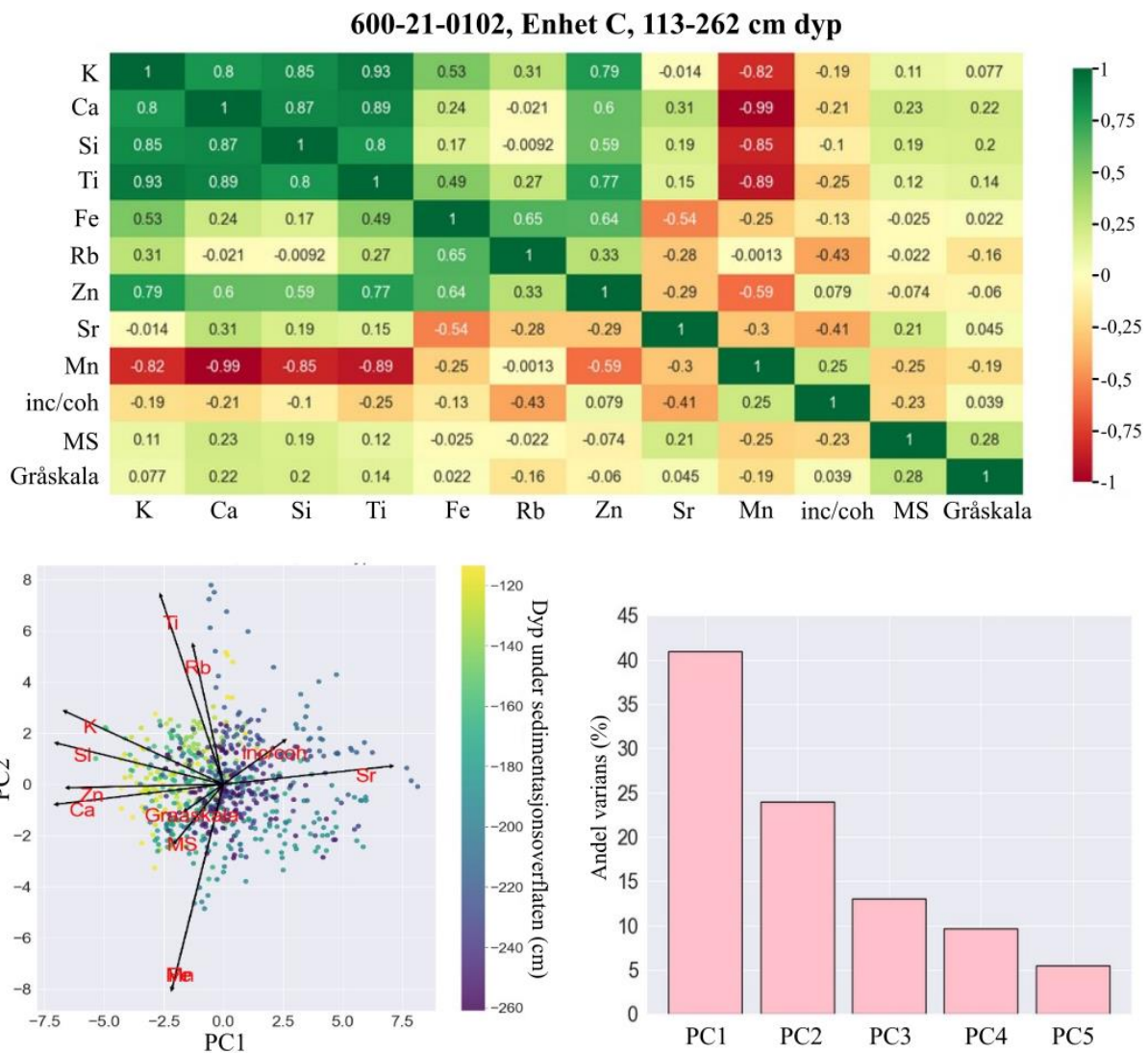


Figur 5. 13: Korrelasjonsmatriser og PCA av Enhet A/B fra 0-113 cm i kjerne 600-21-0102. Korrelasjonsmatrisen (øverst), PCA-biplottet (høyre) og søylediagrammet (venstre) har samme betydning som i Figur 5. 12 men med andre resultater.

I enhet C (Figur 5. 14) har avhengigheten parameterne hadde med hverandre fra enhet A/B, blitt mindre og korrelasjonen mellom parameterne ligner mer på korrelasjonen mellom parameterne fra hele masterkjernen. K, Ca, Si, Ti og Zn har en svært sterk positiv korrelasjon med hverandre ($r=0,8-0,93$). Mn har en svært sterk negativ korrelasjon med de samme XRF-parameterne ($r=-0,82-(-0,99)$). MS og gråskala har en svak positiv til svak negativ korrelasjon med samtlige parametere ($r=-0,25-0,28$).

PCA-biplottet viser at det er en populasjon med data, der PC1 og PC2 står for henholdsvis 41 % og 24% av variansen i datasettet. PC1 og PC2 forklarer totalt 65 % av variansen i datasettet,

der de resterende hovedkomponentene forklarer de resterende 35%. Det er kun PC1 og PC2 som er fremvist i denne studien, så en betydelig mengde data faller bort. Ca, Zn, Si, K, Sr og inc/coh peker i samme retning som x-aksen og korrelerer med PC1. Ti, Rb, Mn og Fe peker i samme retning som y-aksen og korrelerer med PC2.



Figur 5. 14: Korrelasjonsmatriser og PCA av enhet C fra 113-262 cm i den sammenslåtte kjernen 600-21-0102. Korrelasjonsmatrisen (øverst), PCA-biplotet (høyre) og søylediagrammet (venstre) har samme betydning som i Figur 5. 12 og Figur 5. 13 men med annet resultat.

5.4.2 Identifisering av flomlag

Fra analysene av sedimentkjerner, korrelasjonsanalyse, PCA og sammenlikning med vannføringsdata gjøres det en antakelse at L-lag og M-lag er knyttet til veksling i vannføring. Vekslingen mellom L- og M-lag er reflektert i den høye variabiliteten i MS, CT og alle XRF-parameterne. L-lag er antatt å være grovere sedimenter avsatt under høyere vannføring på våren og tidlig sommer, mens M-lag er antatt å være finere sedimenter avsatt under lavere vannføring på høst og vinter (se kap. 6.4 for tolkning).

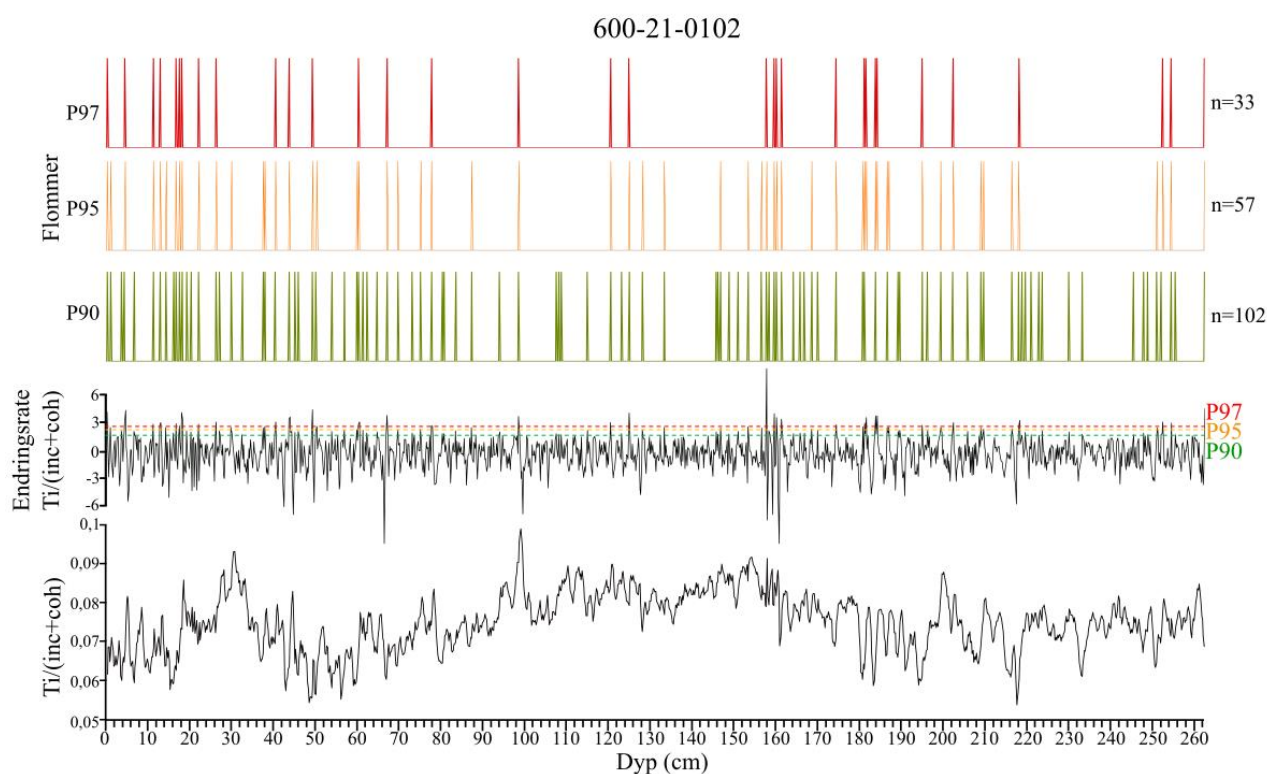
Med denne antakelsen vil et L-lag med påfølgende M-lag representere et år med sedimentasjon. Disse lagene ble telt med hjelp av CT-bilder i programvaren CooRecorder versjon 9.4 og i Inkscape. CooRecorder er egentlig brukt i dendrokronologi for å telle årringer på tre, men er tidligere benyttet for å telle varv i sedimentkjerner (Ballo et al., 2023). Resultatet fra tellingen kan leses av i Tabell 5. 5. Til sammen har 600-21-0102, 260 etterfølgende L- og M-lag.

*Tabell 5. 5: Telte etterfølgende L- og M-lag i 600-21-0102 og resulterende alder. * Fra 130-145 cm mangler det data for CT og bildet er ødelagt. Det er derfor antatt at sedimentene følger samme trend i lagdeling som ovenfor og nedenfor dette dypet.*

Kjerne	Dybde telt (cm)	Telte lag	År (CE)
600-21-02G	0-66,2	75	2021-1946
600-21-01P 1/2	50-145*	113	1946-1833
600-21-01P 2/2	0-100	72	1833-1761
600-21-0102	0-262,6	260	1761

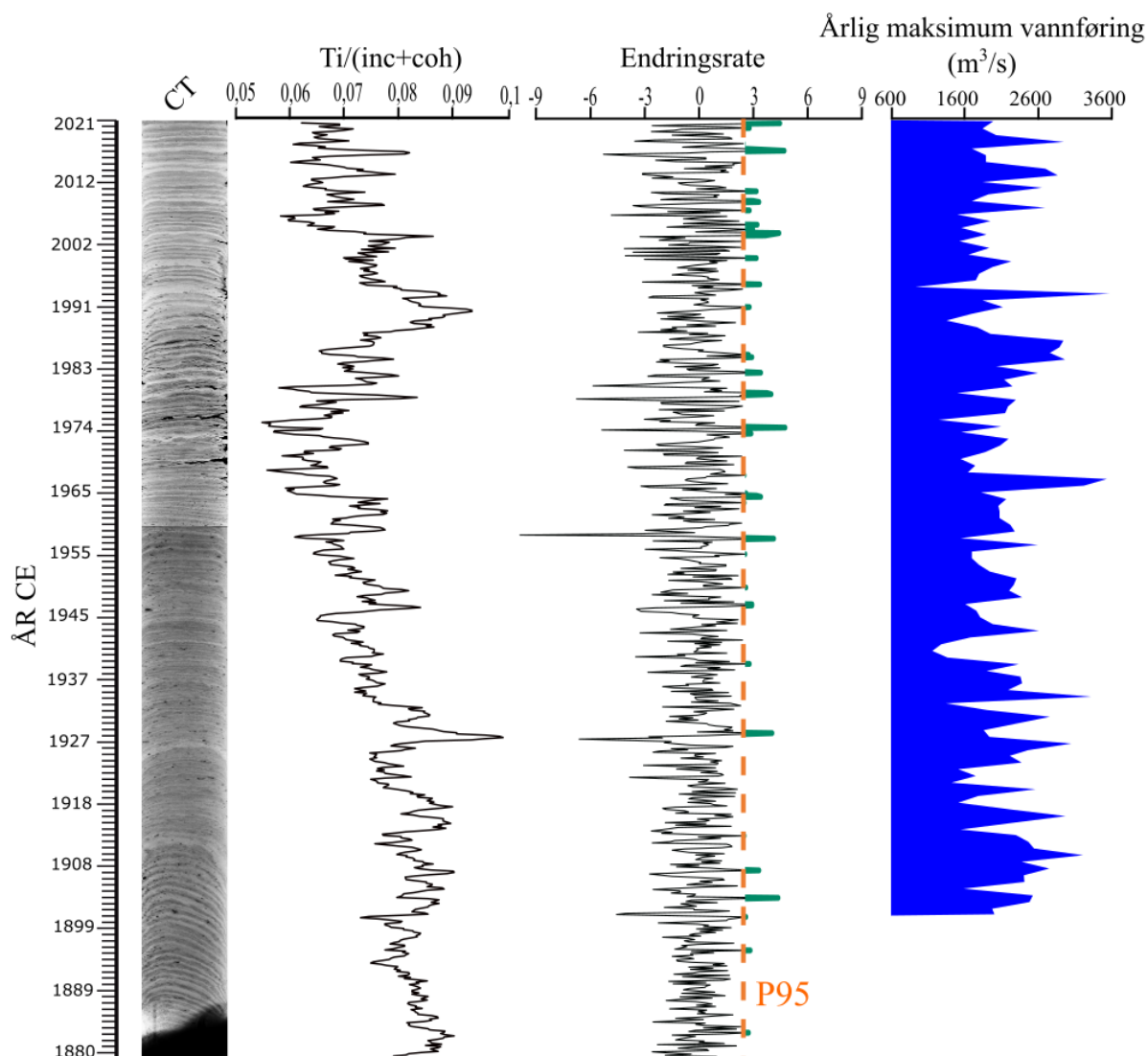
5.4.3 Endringsrate (RoC)

For å identifisere og kvantifisere antall flomhendelser i Øyeren, benyttes endringsraten (RoC) av $Ti/(inc+coh)$ fra 600-21-0102. $Ti/(inc+coh)$ er normalisert med et fempunkts løpende gjennomsnitt for å redusere støy i dataserien. $Ti/(inc+coh)$ reflekterer høye tellerater i de minerogene L-lagene (Figur 5. 9) og korrelerer godt med de andre geokjemiske parameterne (K, Ca, Fe, Sr og Rb) (Figur 5. 12). Topper som er nærmere hverandre enn to millimeter ble fjernet for å unngå at å telle samme flomlag flere ganger. Resultatet fra endringsrate-analysen er illustrert i Figur 5. 15. Det ble satt tre ulike terskelverdier for flom basert på RoC-persentiler (P90, P95 og P97). P90 for endringsraten av $Ti/(inc+coh)$ registrerer 102 flommer, mens P95 registrerer 57 flommer og P97 registrer 33. Bestemmelse av hvilken RoC-terskelverdi som best fanger opp flom er presentert i kap. 6.7.



Figur 5. 15: Figuren viser 90 (P90), 95 (P95) og 97 (P97) prosentilene av endringsraten til $Ti/(inc+coh)$. $Ti/(inc+coh)$ er normalisert med et fempunkts løpende gjennomsnitt for å redusere støy i dataserien. Endringsraten av $Ti/(inc+coh)$ er plottet på dypet til masterkjernen 600-21-0102. Prosentilene er markert på plottet av endringsraten til $Ti/(inc+coh)$ med stiplede linjer.

Ti/(inc+coh) signalets topper passer bra med L-lagene fra sedimentene. Siden L-lag er antatt å være grovere sedimenter avsatt ved høyere vannføringer på våren, er endringsraten av Ti/(inc+coh) signalet satt opp mot vannføringsdata og CT-bilde. Det er antatt at 95 prosentilen (P95) fra endringsrate-analysen følger flomsignalet (Figur 5. 16).

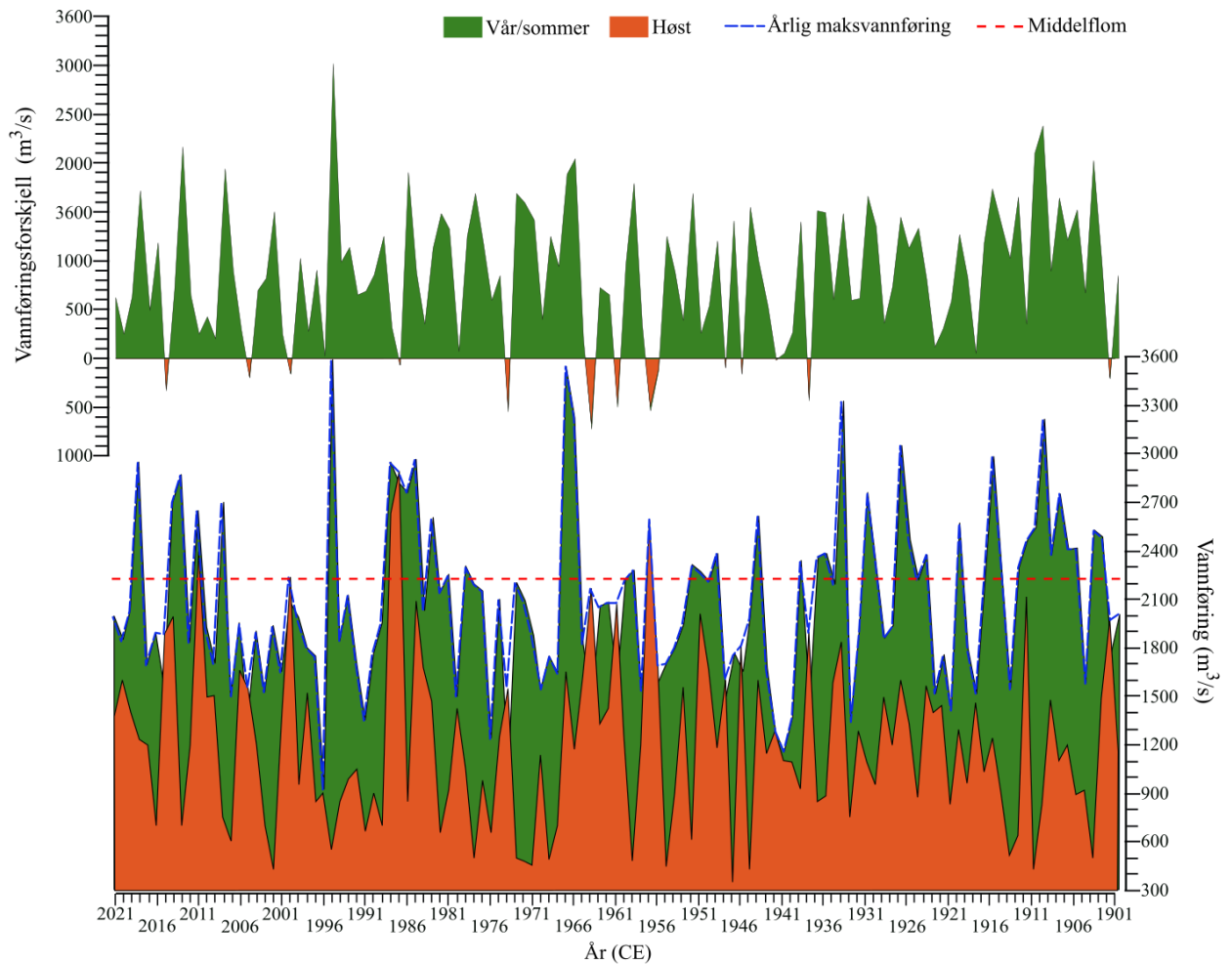


Figur 5. 16: Figuren viser et CT- bilde av 600-21-0102 med endringsraten av Ti/(inc+coh) plottet på alder fra blydateringen. Maksvannføringer er vist til høyre i figuren med vannføringsdata fra 1901 til 2021.

5.5 Vannføringsdata

Ved å bruke vannstandsdata fra målestasjonen ved Solbergfoss, rett sør for utløpet av Øyeren, ble den årlige maksvannføringen for alle år i tidsperioden 1901-2021 utregnet. Dette ble beregnet ved å plote alle vannføringsmålingene i en pivottabell i Microsoft Excel. Den årlige maksimale vannføringen for hver vår/tidlig sommer (mai, juni, juli og august) og høst (september, oktober og november) ble også utregnet (Figur 5. 17).

Resultatet viser at trenden i den årlige maksvannføringen er tilnærmet lik trenden for den årlige maksvannføringen for vår og sommer, med et gjennomsnitt på respektive 2106 m³/s for hele året og 2056 m³/s for vår og sommer. De høyeste vannføringene er fra de kjente flommene i denne måleperioden fra 1901-2021 (se kap. 2.2), med de høyeste verdiene i 1910 (3213 m³/s), 1934 (3325 m³/s), 1966/1967 (3224/3542 m³/s) og 1995 (3580 m³/s). Vannføring over 2500 m³/s forekommer på våren og tidlig sommer (Figur 2. 6). Den årlige maksvannføringen for høsten har gjennomsnittlig mindre vannføring enn våren (1214 m³/s), men det er fortsatt målinger som går over grensen for middelflom ved Solbergfoss (2235 m³/s) om høsten (se kap. 2.2). Den årlige maksvannføringen om høsten for årene, 1957 (2595 m³/s), 1987 (2894 m³/s), 1988 (2635 m³/s), 2000 (2238 m³/s) og 2011 (2398 m³/s) overstiger alle grensen for middelflom. Tolv år har den maksimale høstvannføringen vært større enn den maksimale vår- og sommer-vannføring. Disse årene har også høstvannføringen vært den største vannføringen det respektive året, de største i 1957 og 1987.



Figur 5. 17: Figur som viser årlig maksvannføring for perioden 1901-2021 (blå stiplet linje) og forskjellen mellom maksvannføring hvert år på vår/sommer (mai, juni, jul, august) (grønn) og på høsten (september, oktober og november) (oransje). Den røde stiplede linjen representerer middelflomverdien (gult-nivå) ved Solbergfoss demning der vannføringsdataene er målt. Øverst vises størrelsesforskjellen mellom den maksimale vår/sommer vannføringen og den maksimale høstvannføringen hvert år (vår/sommer vannføring minus høstvannføring). Vannføringsdata fra 1964 til i dag er tilgjengelig på Sildre.no (NVE, 2023c). Data for daglig målt vannføring fra 1901 til i dag er tilsendt av Kolbjørn Engeland, seniorforsker ved hydrologisk avdeling, NVE.

6. Diskusjon

6.1 Feltobservasjoner og vurdering av borelokaliteter

Sedimentkjernen brukt i denne oppgaven ble tatt rundt 14 km sør for deltaet, der Øyeren er på sitt dypeste (76 meter) (Figur 2. 3). Dette anses å være en god lokalitet på grunn av et roligere og mer stabilt miljø på bunnen av innsjøen (Gilli et al., 2013). De sedimentære avsetningene i dybdebassenget er såpass langt fra deltaet at de fanger opp vannføringsvariasjonen på en god måte. Borelokalitetene er også i midten av innsjøen, og det er tolket at sedimenttilførselen fra den eroderte marine leiren fra vannkanten og ravinene rundt Øyeren i umiddelbar nærhet av borelokalitetene ikke har en betydelig påvirkning av sedimentene i 600-21-0102. Den marine leiren som drenerer fra tilsiget rundt Øyeren (Figur 2. 2) har en lav gradient fra land og ut i innsjøen, som vil si at leiren ikke får nok energi til å transporteres ut til borelokalitetene. Dessuten, er strømstyrken mot utløpet av Øyeren såpass dominerende, at denne tilførselen av leiremineralest mest sannsynlig vil bli transportert ved suspensjon ut av Øyeren.

Elvene Nitelva og Leira har betydelig mindre vannføring enn Glomma (Figur 5.2). I tillegg renner Nitelva og Leira via Svillet og deltaet helt nord i Øyeren før eventuelle sedimenter herfra kommer ut i hovedbassenget. Glomma står derfor sannsynligvis for det meste av sedimenttilførselen i Øyeren. Det er derfor grunn til å tro at sedimentasjonen i kjerne 600-21-0102 for det meste er påvirket av sedimenter transportert av Glomma. Det kan derimot være år der det er flom i Leira og Nitelva, men ikke i Glomma. Dette kan gi utsalg i sedimentkjernen i form av tynne lag med ulike utsalg i alle parametere. Det er ikke vist hva denne forskjellen vil være, og det må gjøres mer forskning på temaet.

Sedimentene transportert av Glomma er av ulik kornstørrelse, der de groveste sedimentene som grus og sand avsettes i deltaet da energien i elven avtar i det den renner ut i Øyeren (Hjulström, 1935). Finere sedimenter som leire og fin silt transporteres lenger ut i deltaet, der de avsettes i miljø med lavere energi. Under høyere vannføringer øker elvens kompetanse og kapasitet, og grovere silt transporteres lenger ut i Øyeren. Sedimentlagene i 600-21-0102 avsatt under høyere vårvannføringer vil bestå av leire og litt grovere silt enn sedimentlag avsatt under lav vintervannføring som for det meste består av leire.

Øyerens nedslagsfelt er et stort og komplekst system, så ulike prosesser på forskjellige lokaliteter i nedslagsfeltet kan ha en påvirkning på sedimentene som avsettes i innsjøen. Dette kan føre til variasjoner i bakgrunnsedimentasjonen og flomlagenes karakter. Går det for eksempel flere jordskred lenger oppe i nedbørsfeltet et flomår, kan det avsettes mer sedimenter i Øyeren. Andre år kan det være store vårflokker, uten store mengder nedbør i lavlandet og det blir avsatt mindre sedimenter enn i et år med jordskred og mye sedimenter i omløp.

Det er mer sedimenter tilgjengelig for erosjon under vårflokker enn på regnflokker på høsten. Dette på grunn av at alt materiale som blir tilgjengelig for erosjon under lav vintervannføring, eroderes bort under vårflokken. Det er da mulig at Vårflokkene vil tykkere lagdelinger sedimentkjernen, da det er mindre tilgjengelig sedimenter under eventuelle høstflokker.

L- og M-lags har forskjellige farger, der L-lag inneholder lysere grå leire og silt, og M-lag inneholder mørkere grå-brunlig leire. En forklaring på dette kan være at de to forskjellige typer lag, kan inneholder forskjellig mineraler. Kanskje inneholder L-lagene sedimenter med mer kvarts fra sandsteinforekomstene lenger nord i Glommavassdraget (kap. 2.3), som fremtrer som en lysere farge i kjernene. Sedimentene i M-lagene inneholder kanskje mørkere plagioklas mineraler fra andre områder som gir en mer grå-brunlig farge? Opphavet til sedimentene er et interessant tema, som kan forskes på videre. Denne studien har sine begrensninger, da opphavet til sedimentene ikke er forsket på.

6.2 Mulige feilkilder

I analysen av sedimentkjernene fra Øyeren ble det benyttet en rekke metoder, og det ble generert mye data (kap. 5.2). Ved tolking av disse dataene er det viktig å være klar over mulige feilkilder og begrensinger med de ulike metodene.

6.2.1 Feilkilder ved MS

Ved dårlig kontakt mellom Bartington MS2 punktsensoren til GEOTEK multi core sensor loggeren og sedimentoverflaten i kjernen, kan målingene bli feil (Dearing, 1994). Dette problemet kan oppstå hvis det er f.eks. mye vann under plastfilmen som er lagt over sedimentene, eller at sedimentoverflaten er ujevn. Sedimentene i noen av stempelkjerneprovne hadde en slak helling i sedimentene mot bunnen av kjernen, som gjorde at punktsensoren ikke nådde helt ned til sedimentene i bunnen av 600-21-01P, som igjen har ført til at det mangler MS ved 144-159 cm i 600-21-0102.

6.2.2 Feilkilder ved XRF

Variasjoner i vanninnhold, sedimentenes sammensetning, kornstørrelse, porøsitet og organisk materiale påvirker signal-til-støy-forholdet og spredningen av strålingen, og vil derfor påvirke nøyaktigheten og påliteligheten til de målte konsentrasjonene av grunnstoff i sedimentkjernen (Croudace et al., 2006; Vasskog et al., 2011; Hennekam & de Lange, 2012; Croudace & Rothwell, 2015; Støren et al., 2016). XRF-parametere med høyere tellerate ble brukt videre i analysene, da effekten av støy blir mindre for elementer med høye tellerater. Parameterne som er brukt i denne studien er også valgt ut ifra flere tidligere studier, der formålet er å identifisere flomlag i sedimentkjerner (Davies et al., 2015).

Skanninger av sedimentkjerner fra ITRAX XRF-skanneren må ifølge Croudace et al. (2006) brukes som en semikvantitativ metode. Dette på grunn av de overnevnte usikkerhetene, interferens mellom elementer og luftrommet mellom skanner og sedimentoverflate. Organisk materiale i sedimentene kan også svekke signalet av enkelte grunnstoff med lavt atomnummer, som fører til lavere tellerater i organrike sedimentlag (Löwemark et al., 2011; Støren et al., 2016). Korrigering for usikkerheter i forhold til vannforhold og organisk materiale i sedimentene ble korrigert ved å dele grunnstoffene på den totale strålediffraksjonen (inc+coh), på engelsk omtalt som «total scattering», noe som er utført i en rekke tidligere studier

(Croudace et al., 2006; Kylander et al., 2011; Davies et al., 2015; Røthe et al., 2019; Hardeng et al., 2022).

Selv om det er knyttet noen feilkilder til XRF-målingen, er dataene likevel nyttige til å identifisere flomlag i sedimentene i denne studien. I denne studien er det også mer søkelys på de relative variasjonene i resultatene enn de absolutte verdiene av grunnstoffene, som vil si at målingene ikke trenger å være absolutt nøyaktige. Resultatene fra XRF-skanningen må derfor ses i sammenheng med CT og MS dataene for et bedre grunnlag for tolkingen av sedimentene (Vasskog et al., 2011). Vekslingen mellom L- og M-lag er godt reflektert i XRF-dataene (kap. 5.2.1)

6.2.3 Feilkilder ved CT-skanning

Under CT-skanningen blir de svakeste strålene absorbert opp i det første materialet de møter, uansett tetthet. Dette kalles for «beam hardening» (Brooks & Di Chiro, 1976), en effekt som for det meste blir unngått med et kobberfilter plassert foran de utgående strålingene (kap. 4.2.4). CT-skanningene av 600-21-02G, 600-21-01P 1/2 og 600-21-01P 2/2 er ikke nevneverdig påvirket av «beam hardening». Dataene som ble plukket ut for visualisering, samt gråskalaverdiene, er også fra et representativt område i midten av kjernen, hvor «beam hardeningen» vil være mindre.

Det er noen usikkerheter tilknyttet tolkingen av gråskalaverdier da disse representerer tetthet av materialet i prøven og kan brukes til å skille mellom ulike typer avsetninger som videre kan tolkes til ulike avsetningsmiljø. Dette kan være lag i sedimentkjernen med høyere tetthet, som i denne studiens sedimentkjerner er tolket som grovere minerogene sedimentlag som reflekterer høyere vannføringer og flom. Mindre tette lag er tolket til hendelser med lavere vannføringer. Imidlertid kan tolkingen av disse verdiene være utfordrende, spesielt når det gjelder å bestemme nøyaktige grenser mellom ulike materialer. Enkelte lag i sedimentkjernen har en gradvis overgang fra tettere til mindre tette sedimenter, som kan gjøre det vanskelig å se distinkte topper i dataene. For å redusere disse usikkerhetene i denne studien, ble gråskalaverdiene sammenlignet med vannføringsdata, historiske hendelser og den visuelle loggen. Det kan være problematisk å tolke sedimentlag med høy tetthet til flom og sedimentlag med lav tetthet til mindre vannføringer, da det finnes flommer som gir sedimentlag med lavere tetthet og normalvannføringer som gir sedimentlag med høy tetthet (Hardeng et al., 2022).

Tettheten til sedimentene kan også bli påvirket av en rekke andre geologiske faktorer, inkludert både mineralogisk og geokjemisk sammensetning og konsolidering som oppstår etter avsetning (Støren et al., 2010). Lite organisk materiale i kjernen samt vannføringsdata, argumenterer derimot for at L-lag i kjernen og da de lagene med høyest tetthet, er avsatt under hendelser med høyere vannføring.

6.3 Tolkning av parametere

Resultatet fra korrelasjonsanalysen av 600-21-0102 viser at det er stor forskjell i korrelasjon med dypet i sedimentkjernen. Korrelasjonen mellom elementene er sterkere i enhet A og B fra 0-113 cm, enn i enhet C fra 113-262 cm. På grunn av denne forskjellen vil korrelasjonsanalysen for hele kjernen vise noe mindre korrelasjon mellom elementene. Ved å se på parameterne satt opp mot hverandre i figur 5.8. (kap. 5.2.3), er det en tydelig samvariasjon mellom K, Ti, Ca, Si, Fe, Rb, inc/coh, gråskala og MS. Likhetene er mest fremtredende i enhet A og B, men fortsatt til stede i enhet C. Høye toppe i XRF-parameterne, MS og gråskala samsvarer med L-lag der bunner i alle parameter samsvarer med M-lag. Parameterne slår ut i L-lagene på grunn av en høyere konsentrasjon av de fleste grunnstoffene i de tettere minerogene lagene. Ved å se på XRF-data og gråskalaverdier sammen med XRF- og CT-foto (Figur 5. 9), er det mulig å kvantifisere etterfølgende L- og M-lag (se kap. 6.8).

PCA-analysene ble utført for finne hvilke av parameterne som gir mest utslag på de tettere minerogene L-lagene i 600-21-0102. Fra resultatet av alle PCA-analysene (kap. 5.4.1), ble det klart at variansen av XRF-parameterne blir forklart av hovedsakelig PC1 og PC2. Siden en PCA prøver å maksimere variansen i datasettet, og det ikke er så mange ulike parametere i analysen, kan det være at vektorene i plottet viser større varians enn hva som er reelt. Visuelt ser dataene ut til å korrelere godt med hverandre (figur 5.8), og siden de samme parameterne er matet inn i analysen, kan det være at forskjellene mellom disse parameterne blir skalert opp til å vise en større forskjell mellom parameterne enn det egentlig er i naturen. Signalet til L-lag i sedimentene kan dermed forklares av alle XRF-parameter, der $Ti/(inc+coh)$ viser til størst utslag mellom høye og lave verdier (figur 5.8), og blir brukt videre i denne studien til å forklare L-lag i 600-21-0102. Det tolkes til at høyere verdier av $Ti/(inc+coh)$, indikerer en økning i sedimentasjon, og som korrelerer med høye vannføringer på våren og L-lagene i kjernen. Lave verdier av $Ti/(inc+coh)$ indikerer mindre sedimentasjon og korrelerer med lavere vannføringer på vinteren og M-lag i kjernen.

6.4 Flomsignalet i Øyeren

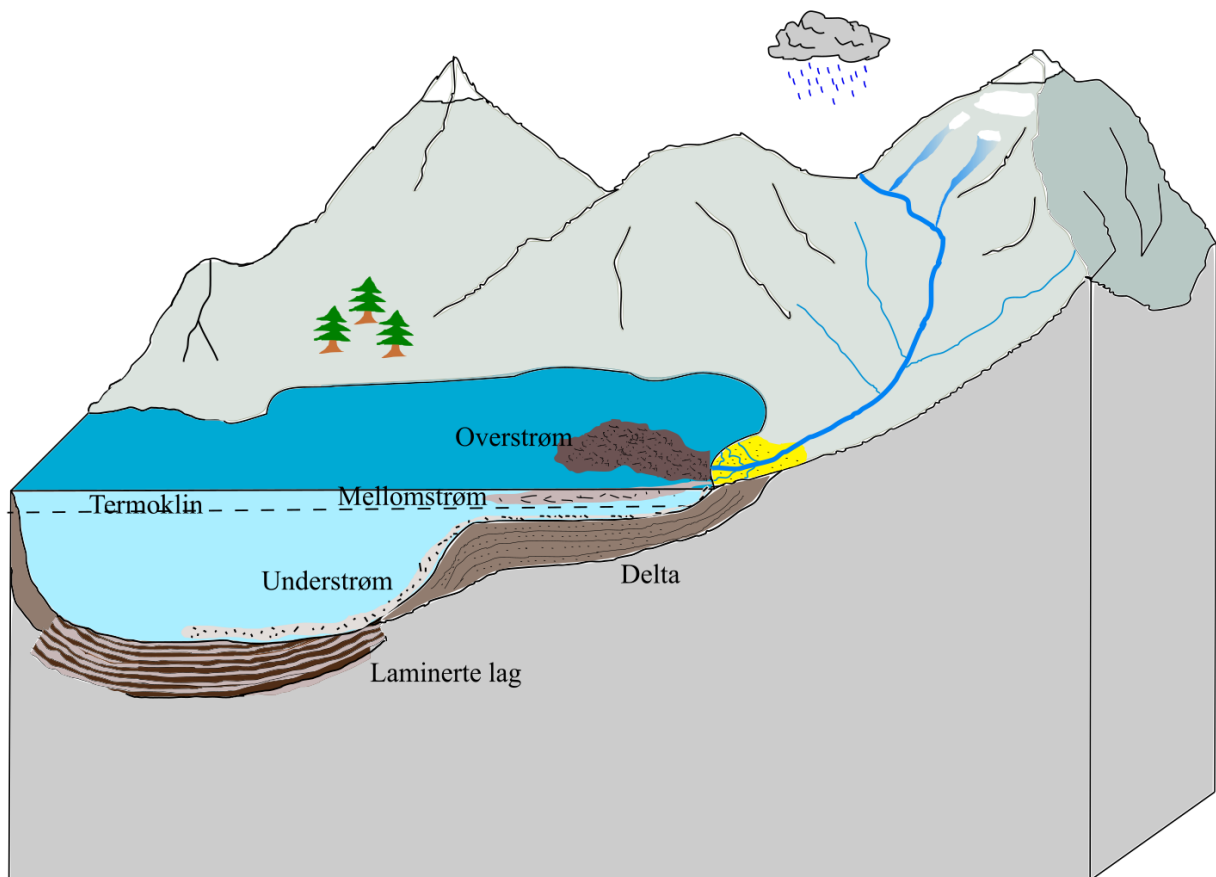
Som diskutert i kapittel (6.1) er det flere prosesser som kan endre den geokjemiske sammensetningen til sedimentene avsatt i Øyeren. Ifølge Støren et al. (2010), Vasskog et al. (2011) og Støren et al. (2016), kan flomavsatte sedimenter skilles fra bakgrunnsedimentasjonen ved bruk av XRF-data. Fra XRF-data, korrelasjonsanalyser og PCA, ble det antatt at XRF-parameterne stort sett forklarer den samme variasjonen i kjernen og det er dermed antatt at en momentan økning i de fleste XRF-parameterne tyder på flom. Høye verdier i XRF-parameterne samsvarer også med L-lagene i kjernen. Høye verdier av $Ti/(inc+coh)$, som er den av parameterne som viser de høyeste utslagene i dataen (figur 5.8), benyttes som en samlebetegnelse på de fleste XRF-parametere og økte vannføring i denne studien. Tidligere studier har brukt XRF-parametere som en indirekte indikator på lag i sedimentkjernen med høyere minerogent innhold (Kylander et al., 2011; Vasskog et al., 2011; Røthe et al., 2019).

Topper i gråskalaverdiene samsvarer med L-lag og dette kan forklares med høyere kornstørrelse som er en konsekvens av økt vannføring. I tidligere studier har det blitt diskutert hvordan gråskalaverdier oppfører seg proporsjonale med sedimentenes tetthet (Orsi et al., 1994; Duluu, 1999). CT-foto fra 600-21-0102 (Figur 5. 9) viser til en delvis utydelig distinksjon mellom lagdelingene i kjernen. Dette kan tolkes som et tegn på minimale kontraster i kornstørrelsen, noe som er forventet å se på grunn av borelokalitetens geografiske posisjon 14 km sør for Øyeren-deltaet. I dette området er forskjellene mellom kornstørrelser mindre fremtredende, hovedsakelig fordi større korn typisk avsettes tidligere. Hvis resultatet viser til at større kornstørrelser er transportert lenger ut i Øyeren-deltaet, fremstår dette som en anomalitet. Den mest plausible forklaringen på et slikt fenomen ville være en økning i vannføring, noe som kunne muliggjøre transport av større kornstørrelser lenger ut i Øyeren på grunn av Glommas høyere kompetanse og kapasitet. Det er ikke gjort noe kornstørrelse-analyse i denne studien, da det er antatt at CT-data forklarer tettheten i sedimentlagene tilstrekkelig.

MS verdiene i 600-21-0102 har topper i L-lag og bunner i M-lag. MS er i tidligere studier brukt til å kvantifisere flomlag i minerogene sedimenter (Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Bábek et al., 2011; Engeland et al., 2020). Ifølge Bábek et al. (2011) kan siltrike sedimentlag ha en høyere MS enn leirerike sedimentlag. For flomsignalet i Øyeren gir dette mening, da flomlagene i 600-21-0102 har en høyere tetthet og det er antatt at de inneholder fin silt som

mest sannsynlig er avsatt under vårflom, i motsetning til leire i M-lag avsatt under vinteravrenning.

Tidligere studier har identifisert flomlag visuelt med en fremtredende lysegrå farge på sedimentene (Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010). L-lag som ved 51, 101, 115, 197 og 242 cm i 600-21-0102 (figur 5.8) er mer fremtredende enn andre, noe som kan skyldes sedimenter avsatt under høy vannføring eller høyere vannføring over lang tid. Høy vannføring over lenger tid vil gi tykkere L-lag i sedimentkjernen, der en høyere vannføring over et kortere tidsintervall vil gi tynnere lag i sedimentkjernen, men med en høyere kornstørrelse. Dette kan være store vårflommer eller en kombinasjon mellom snøsmelting og regn. (Storofsen) (kap. 2.2.1).



Figur 6. 1: Mulig avsetningsmiljø av flomlag i Øyeren. Elvene i nedbørsfeltet øker kompetanse og kapasitet under snøsmeltingen på våren og transporterer sedimenter til Øyeren der de først treffer Øyeren-deltaet. I Øyeren blir sedimentene videre transportert, noe av øverstrømmer og mellomstrømmer, men mest av understrømmer og avsatt i laminerte lagpakker på bunn av dybdebassenget som fremtonede L-lag med større kornstørrelse enn M-lagene avsatt under vinteravrenning. Figuren er modifisert fra Gilli et al. (2013).

6.5 Aldersmodell

Resultatene fra ^{14}C -dateringene innebærer betydelig usikkerhet, ettersom det bare ble funnet tilstrekkelig materiale til å sende inn én prøve fra bunnen av 600-21-0102. Prøven bestod av små trefragmenter, som ikke er ideelle for datering på grunn av sannsynligheten for å ha blitt re-sedimentert. Dette kan føre til at prøven viser en eldre alder enn de avsatte sedimentene fragmentene ligger i (Törnqvist et al., 1992; Nesje et al., 2001; Moreno et al., 2008). Dessuten var prøven svært liten, med bare 1,9 mg materiale fordelt på 8 cm av de nederste sedimentene i 600-21-0102, noe som gjør det utfordrende for laboratoriet å fastslå en nøyaktig alder. Resultatene tyder også på at materialet er relativt ungt. Dette kan være problematisk for ^{14}C -datering på grunn av at den unge prøven treffer den ikke-lineære kalibreringskurven flere plasser (Figur 5.10), og den kalibrerte alderen vil derfor spre seg utover et større tidsperspektiv (Reimer et al., 2020). På grunn av disse usikkerhetene og sedimentenes lave organiske innhold, brukes ikke ^{14}C -dateringene videre i denne studien.

Usikkerheter tilknyttet blydateringsserien er at de fleste materialer har en liten konsentrasjon av ^{210}Pb som stammer fra nedbrytningen til ^{226}Rn . Dette støttede ^{210}Pb må trekkes fra de ustøttede ^{210}Pb , som blir produsert i atmosfæren (Appleby & Oldfield, 1992). Det kan også være problematisk hvis det blir en omrøring av sedimentene, da ^{210}Pb i sedimentene er stedsspesifikke og varierer i dybden til sedimentkjernen (Lowe & Walker, 2014). Enkelte sedimentlag i 600-21-0102 kan ha blitt re-sedimentert. Et eksempel på dette kan være sedimenter avsatt av Glomma i deltaet eller langs elvebredden, videre blir erodert av en vårflom og re-sedimentert i dybdebassenget i Øyeren. En annen betydelig usikkerhet er prøvetakningsintervallet på hver 10 cm gjennom kjernene, noe som gir en lav oppløsning på resultatet, og det er i teorien mulig å bomme på enkelte topper i dataen med opptil ni år.

Den lineære aldersmodellen ser ut til å passe best ut fra resultatet av blydateringene. Denne vil avvike noe fra den reelle sedimentasjonsraten da dateringene trolig avviker i noen perioder. I flomår som i 1927, 1967 og 1995, vil det trolig bli avsatt mer sedimenter enn år der det ikke er flom.

6.6 Tolkning av sedimentære enheter

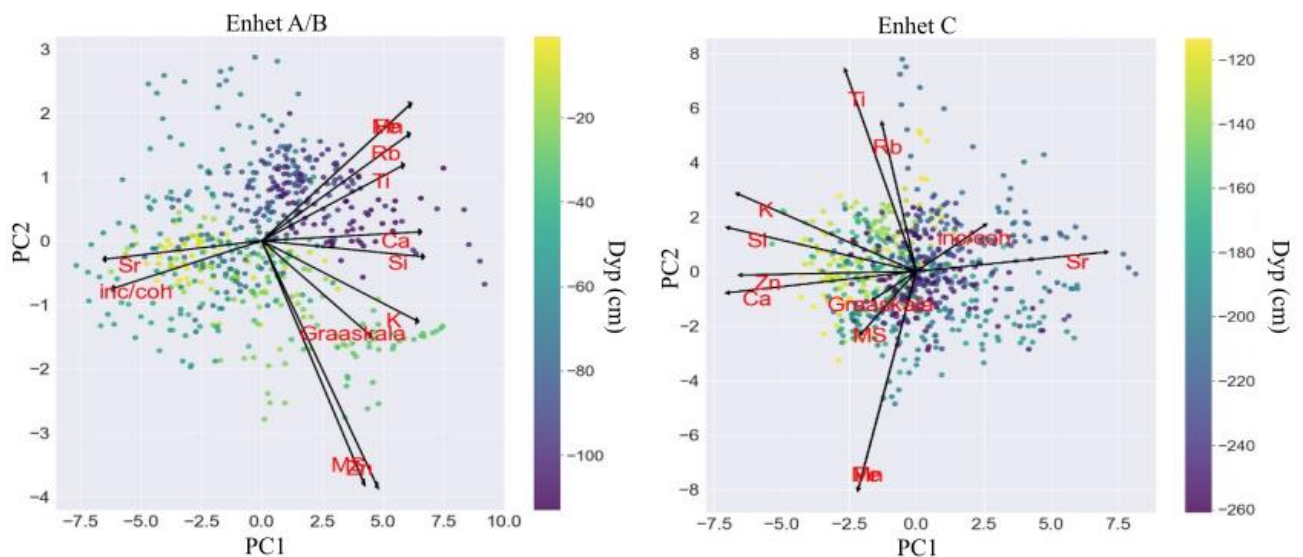
I PCA-analysen for hele 600-21-0102 viser PC1 til den største andelen av varians i kjernen (54%), med også en betydelig andel av variansen forklart av PC2 (25%). I enhet A og B er mesteparten av variansen forklart av PC1 (75%), og noe i PC2 (8%). I enhet C er variansen igjen spredd mer utover hovedkomponentene, der PC1 forklarer mest av variansen (41%), men med en betydelig PC2 (24%), PC3 (12%) og PC4 (9%). En mulig forklaring på dette resultatet, kan være at i enhet A og B er det én faktor, eller i hvert fall en hovedfaktor, som styrer forklaringen av variasjonen i datasettet. Dette kan tolkes som at det er én faktor som styrer sedimentasjonen i enhet A og i enhet B. Denne faktoren er tolket til å være vannføringen i hovedsakelig Glomma, men også i Nitelva og Leira.

I enhet C er det flere faktorer som styrer forklaringen av varians i datasettet. Dette er tolket til at det er et mer komplekst system med flere faktorer som styrer sedimentasjonen i Øyeren i enhet C. Én av disse faktorene må være vannføring.

Som vist i Figur 6. 4, er en mulig forklaring på denne endringen fra flere til én faktor som styrer sedimentasjonen, demningen ved Solbergfoss som ble ferdigstilt i 1924 (Bogen et al., 2002). Tidligere demninger og reguleringer i Glommavassdraget har ført til innsnevring av vannstandsvariasjoner i Øyeren (se kap. 2.1.1). Før demningen ble ferdig i 1924 var den årlige variasjonen i midlere vannstanden i Øyeren betydelig større enn det den var etter, som vil si at vannstanden var høyere under vår- og sommervannføringene og lavere under vintersesongen. Rundt Øyeren er det avsatt marin leire i tiden rett etter deglasiasjonen. Som vist i Figur 5. 3 er det observert eksponerte sedimenter i elvebredden i innløpet av Glomma og i Øyeren-deltaet. Da variasjonen i vannstanden var større før 1924, var sedimentene langs elvebredden av Glomma og i Øyeren-deltaet mer eksponert i perioder med lav vannstand, ofte på vinteren. Når våren kommer og vannstanden igjen øker, er det mulig at de eksponerte sedimentene lettere eroderes og derfor avsettes i større kvantum i dybdebassenget i Øyeren. Som diskutert i kapittel 6.1, vil ikke dette gjelde sedimenter tilført av tilsiget rundt Øyeren, men sedimenter nord i vannet, langs innløpet til elvene og deltaet.

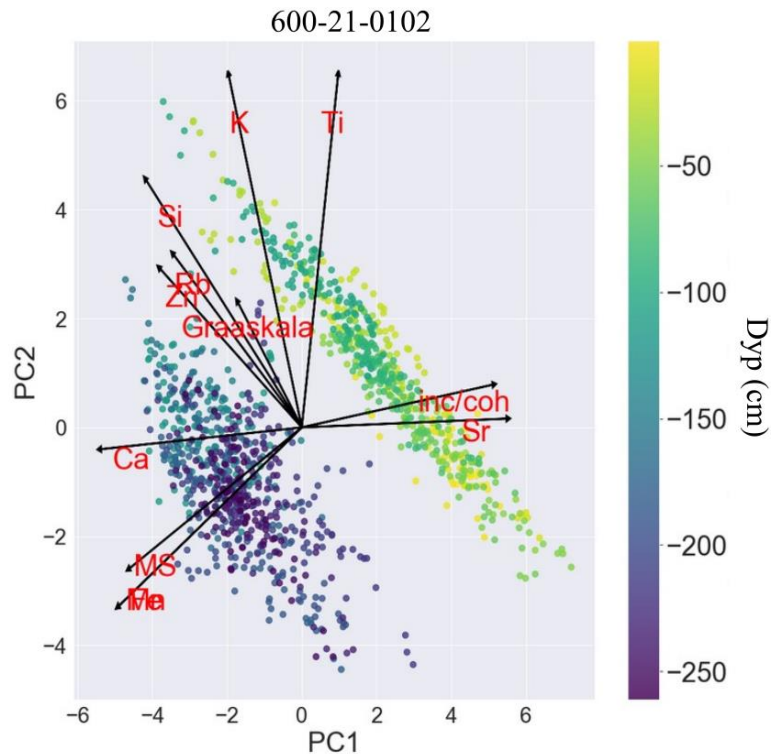
Høyere verdier av Inc/coh har i tidligere studier vært en proxy på vanninnhold. I enhet A og B går inc/coh i en negativ PC1 retning og ved å se på dybdeskalaen, er inc/coh også dominerende i de øverste 52 cm av kjerne (lyse og grønne farger) (Figur 6.2). I enhet C går inc/coh i en

positiv PC1 retning, og ut ifra dybdeskalaen er inc/coh dominerende i mesteparten av denne kjernen fra 135-260 cm (mørkere grønn og lilla farger). Siden inc/coh er mest representert i de øverste 52 cm og nesten hele enhet C fra 135-260 cm, er det antatt at lagene på disse dypene inneholder mer vann og er derfor mindre konsolidert enn sedimentlag fra 52-135 cm. Som vist i figur 5.8. er det et tydelig skille mellom mer konsoliderte sedimenter i enhet B til mindre konsoliderte sedimenter i enhet A og C, et skille som også blir sett statistisk mellom enhet A/B og enhet C. Inc/coh har også en nedgående trend i verdi i dypet, som er forventet, da det blir presset ut mer vann i konsoliderte sedimenter, som vil føre til at inc/coh verdiene synker.



Figur 6. 2: PCA av enhet A og B og PCA av enhet C viser en forskjell i tetthet ved å se på trenden i inc/coh retning. Sedimentene i 600-21-0102 er mer konsolidert i enhet B mellom 52-113 cm. I toppen av enhet C er sedimentlagene mer konsolidert enn i bunn, men mindre konsolidert enn i enhet B.

I PCA-analysen av hele 600-21-0102 ble det observert to datapunktpopulasjoner. Den ene populasjonen består av datapunkt fra enhet A og B (0-113 cm), mens den andre populasjonen består av datapunkt fra enhet C (113,2-262 cm). Her er det et markant skifte i dataen på rundt 113 cm, som kan tolkes til å være en markant endring i sedimentasjon. En forklaring på dette kan være Solbergfoss demning som ble ferdigstilt i 1924 (Bogen et al., 2002), noe som utgjorde en plutselig endring i avrenningen og vannstand i Øyeren. Alderen til sedimentene avsatt rundt denne markante endringen på 113 cm (Figur 6. 4), støtter teorien om at dette kan være sedimentasjonsendringer i Øyeren etter Solbergfoss demning.



Figur 6. 3: PCA av hele 600-21-0102. Det er to populasjoner i PCA-analysen: 1. Enhet A og B 2. enhet C. Ved rundt 113 cm er det et markant skille i dataen som er tolket til å være en endring i sedimentasjonene. Denne endringen av sedimentasjon kan være før og etter ferdigstillingen av Solbergfoss demning i 1924.

6.7 Validering av endringsrate for kvantifisering av flommer

Endringsraten av $Ti/(inc+coh)$ i denne studien blir brukt til å måle de relative endringene mellom bakgrunnsedimentasjonen og sedimentlag avsatt under flomhendelser. Gråskalaverdier kunne vært en god parameter for å måle flomhendelser, men på grunn av dataen som mangler fra 141-156 cm ble $Ti/(inc+coh)$ foretrukket. Hver flomhendelse vil gi ulike og unike resultater i sedimentene, så en usikkerhet ved å bruke endringsrate for å plukke opp flomhendelser i sedimentene, er at flomlag med en gradvis signalendring i sedimentene, ikke nødvendigvis blir registrert som en markant endring i dataen fra sedimentkjernen og dermed ikke markert som en flomhendelse (Støren et al., 2010).

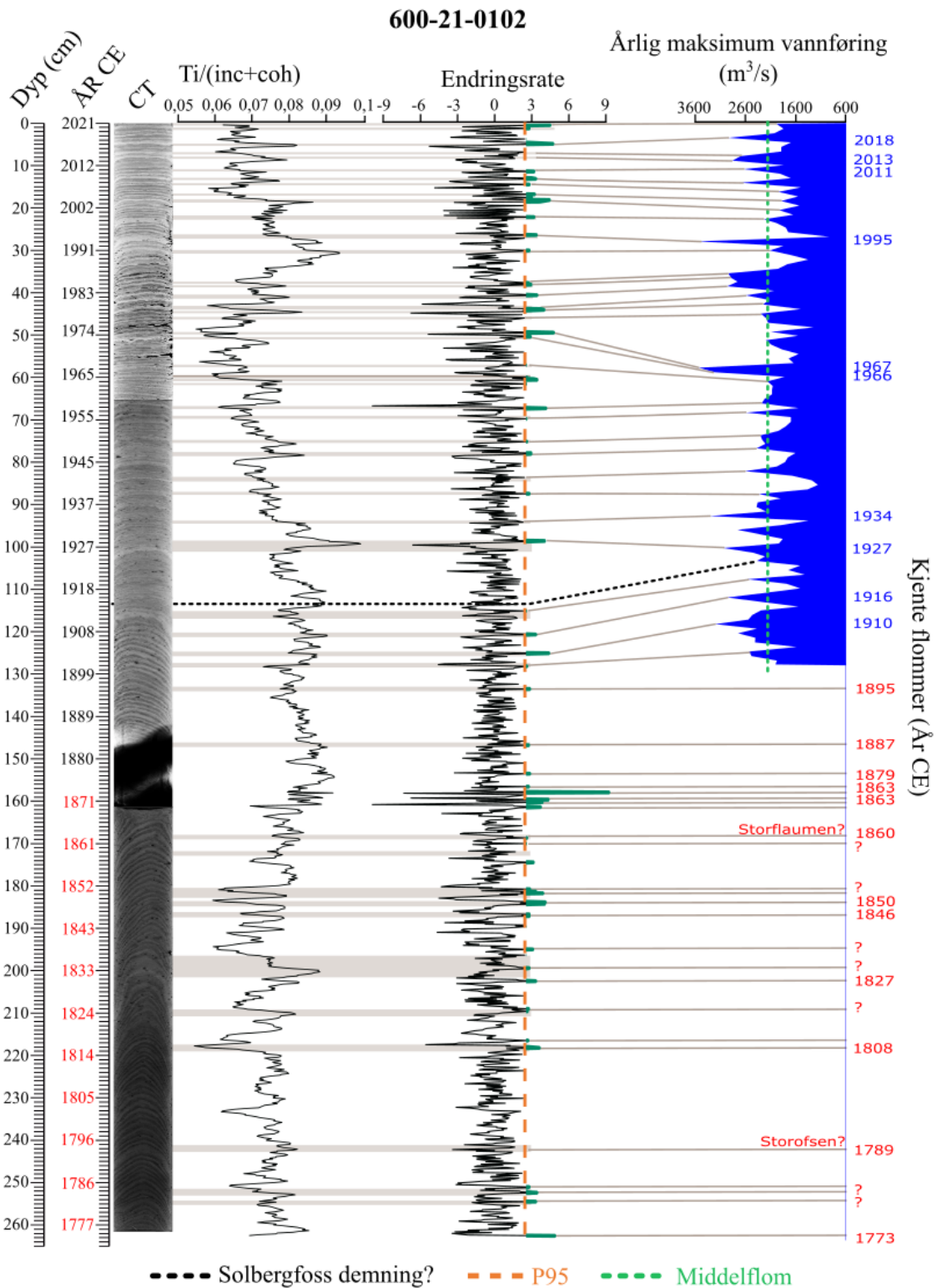
En terskel ble etablert for å skille normal sedimentasjon fra flomhendelser. Det er viktig at denne terskelen er lav nok for å fange opp alle flomhendelser i datasettet. Hvis terskelen er for høy, kan de minste flommene bli oversett (Støren et al., 2010). Terskelen som ble valgt var på 95 prosentilen, som anses å være en passende terskel for å identifisere flomsignaler i Øyeren.

Terskelen ble bestemt ved å analysere instrumentelle vannføringsdata de siste 120 årene, og sammenligne disse med ulike prosentiler for å finne den mest passende terskelen. Dette ble vurdert ut fra hvor mange avvik som "burde" overstige den valgte terskelen i den øvre delen av sedimentkjernen der instrumentell data er tilgjengelig.

Det har blitt brukt forskjellige terskelverdier på endringsrate av forskjellige XRF-parametere, MS- og gråskalaverdier i tidligere studier. Støren et al. (2010) bruker en terskel på rundt 95 prosentilen av MS og gråskala for å identifisere flomlag i sedimentkjerner. Røthe et al. (2018) bruker en terskel på 99 prosentilen på gråskala for å identifisere Jøkhullaup i Folgefonna, og Hardeng et al. (2022) anvendte 90 prosentilen av XRF-parametere som blant annet $K/(inc+coh)$, for å identifisere mer minerogenrike flomlag i sedimentkjerner hentet fra innsjøen Lygne i Sør-Norge.

95 prosentilen for endringsraten på $Ti/(inc+coh)$ og tolkningen for hvilket år de forskjellige endringsrate-utslagene representerer, er vist i Figur 6. 4. Ved å se på prominente L-lag i CT-bildet, tolkes det til at mange av utslagene i endringsraten er faktiske flomlag. I toppen av kjernen er det lettere å identifisere flomlagene på grunn av at det er lettere å telle seg tilbake i tid ved å telle antall L- og M-lag. Flommene i 2013 og 2014 er lett gjenkjennelige med to markante L-lag i CT-bildet, noe som også stemmer godt overens med aldersmodellen og den instrumentelle vannføringsdataen. Disse to lagene er ikke fanget opp av endringsraten, selv om begge flommene var godt over middelflomgrensen med vannføringer på henholdsvis $2872 \text{ m}^3/\text{s}$ og $2698 \text{ m}^3/\text{s}$. En lavere terskel kunne vært anvendt, men med en lavere terskel ble det også mer støy i utslagene, med et urealistisk antall flomhendelser.

Som diskutert i kap. 6.5, må det tas høyde for at aldersmodellen ikke er helt korrekt, og identifiserte flomlag fra 600-21-0102 vil ikke passe perfekt med den instrumentelle dataen av vannføring. Det er derfor forsøkt å dra paralleller mellom utslag i endringsraten til den instrumentelle dataen. Ved å interpolere aldersmodellen nedover i dypet (Figur 6. 4) får de eldste sedimentene en alder som tilsvarer avsetning i år 1777 CE.



Figur 6. 4: Forslag til koblingen mellom sedimentlag i 600-21-0102, endringsraten av $Ti/(inc+coh)$, instrumentell data og store kjente flommer. Røde årstall under år (CE), er den videreførte interpolerte aldersmodellen basert på blydateringen. Store kjente flommer markert med rødt, er flommer som ikke er målt av den instrumentelle måleserien (Blå) som strekker seg tilbake til år 1901 CE. Flommer markert med spørsmålstegn, er historisk ukjente flommer. Et forslag på hvor bygningen av Solbergfoss demning ble ferdigstilt er markert med svart stiptet linje. Store kjente flommer er hentet fra Roald (2013).

Figur 6. 4 gir kun én tolkning av tilknyttingen mellom flomlag og instrumentell data, og det er med høy sannsynlighet flere faktorer som gjør at denne tolkningen ikke er helt korrekt. Som nevnt i kap. 6.4 er nedslagsfeltet til Øyeren stort og komplisert. Kildeområdene til sedimentene avsatt i Øyeren er uklar, og det må gjøres mer forskning for å få en mer nøyaktig tolkning av sedimentasjonen.

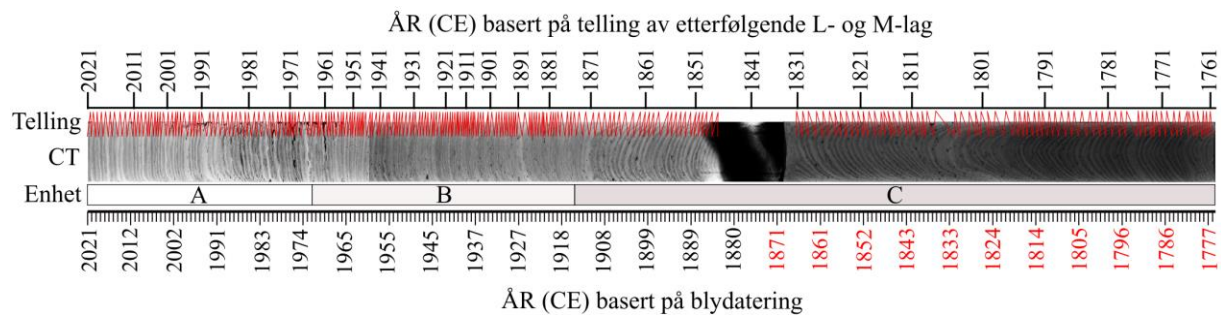
6.8 Validering av telling av regelmessige L- og M-lag.

Lagdelingen mellom L- og M-lag i 600-21-0102 skiller seg ut fra sedimentkjerner fra tidligere studier, da sedimentasjonsraten er vesentlig høyere (1,07 cm/år) (kap. 5.3.2). Siden lagene er såpass tydelig i CT-dataen, MS-data og XRF-parameterne, har det blitt utført en telling av etterfølgende L- og M-lag. Dette for å vurdere om denne vekslingen kan kobles til årlig veksling mellom lav vinteravrenning og høy våravrenning.

Det er noen usikkerheter knyttet til bruken av telling av L- og M-lag for å beregne alder. En av grunnene til dette er at L-lagene, som antas å være mineralogene og grovere sedimenter, ikke nødvendigvis kun blir avsatt om våren. Det har også vært betydelige høstflommer, som flommene i 1957 og 1987. Selv om det bare er fire høstflommer som overstiger middelflomverdien ved Solbergfoss målestasjon, har det vært flere store vannføringer om høsten som har vært like store eller større enn årene med lav vannføring om våren (kap. 5.5). Leira og Nitelva kan også flomme f.eks. seinere på året enn Glomma, som igjen muligens kan lage små L-lag i kjernen. Dette kan påvirke nøyaktigheten av tidsestimatene basert på lagtellingene, noe som er tydelig fra resultatet fra tellingene av L- og M-lag versus aldersmodellen (Figur 6. 5), der alder basert på telling er høyere enn alder basert på blydatering.

I enhet A, følger alderen basert på telling og alderen basert på blydatering hverandre nokså likt, men alderen basert på telling viser til noe eldre aldre på sedimentlagene. I enhet B er de etterfølgende L- og M-lagene mer konsoliderte og vanskeligere å telle. Alderen til sedimentlagene basert på telling er 40 år eldre enn alderen fra blydateringen i enden av enhet B. I enhet C stopper blydateringene opp ved år 1880 CE, men med en videre interpolert alder nedover i dypet. Sedimentasjonsraten er høyere i enhet C, som fører til at alderen basert på telling henter seg opp igjen. I bunnen av 600-21-0102 er alderen basert på telling på år 1761 CE og alderen på den videreførte interpolerte aldersmodellen basert på blydatering på år 1777 CE. Det er stor usikkerhet tilknyttet disse aldrene, da den interpolerte blydateringen kun er et

anslag på alder basert på de faktiske blydateringene. Det er også usikkerheter tilknyttet telling av etterfølgende L- og M-lag, da lagene i enhet B er såpass konsoliderte at det er vanskelig å skille mellom lagdelingene.

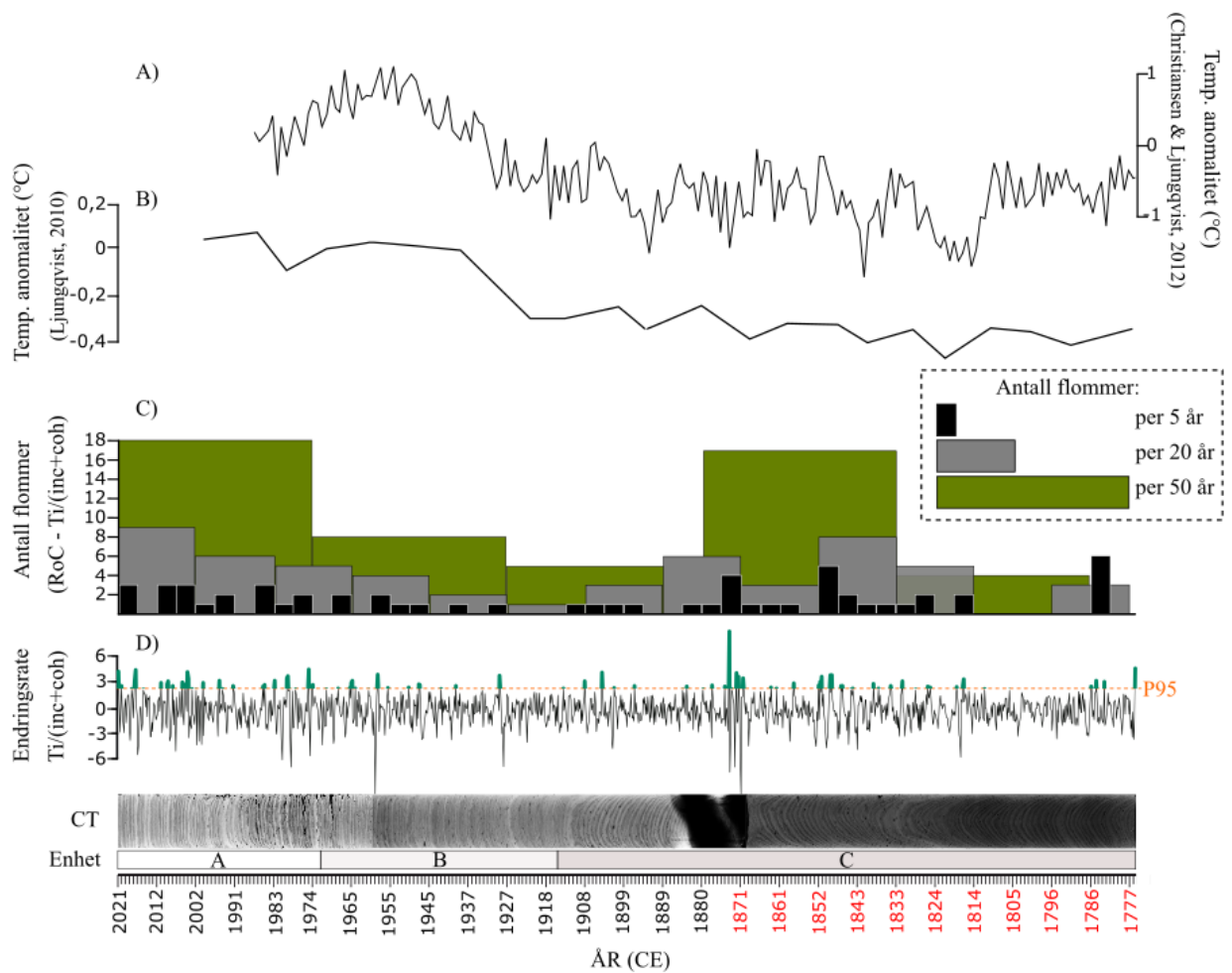


Figur 6. 5: Alder basert på telling av etterfølgende L- og M-lag og alder basert på blydateringen. De røde aldrene er aldere fra interpolering av aldersmodellen baser på blydatering, dette for å forlengre aldersmodellen. Den røde sikk-sakk linjen representerer tellingen av etterfølgende L- og M-lag.

Den videre interpolerte aldersmodellen viser at Storofsen i år 1789 skjedde ved 242 cm i 600-21-0102. Det er et større flomlag her, men det er ikke et utsalg fra endringsrateanalysen av $Ti/(inc+coh)$. Det var forventet et større sedimentlag fra Storofsen da denne flommen er den største i Holocen epoken (Engeland et al., 2020). En alternativ forklaring på et eventuelt fravær av et Storofsen flomlag i 600-21-0102 kan være knyttet til prøvetakningen. Under stempelkjernetakingen kan prosessen ha blitt avbrutt da PVC-røret møtte et lag med større motstand enn trenden i kjernen, potensielt et resultat av økte kornstørrelser som man kunne forvente ved en så betydelig flomhendelse. Dermed kan det være at laget som representerer Storofsen ikke er inkludert i denne prøven. En annen forklaring, som også er relevant for «Storflaumen» i 1860, er at når vannstanden øker, så vil vannmassene spre seg over et stort geografisk område (slakt terreng rundt Øyeren). Vannstandene under Storofsen og Storflaumen som vist på flomsteinen i figur 2. 3, var på et unormalt høyt nivå. Sedimentene fraktet av elvene vil da ikke avsettes i de forventede mengder ved borelokaliteten, men rundt Øyeren generelt. Vannføringen vil også være såpass mye større enn normalen, at mye av sedimentene videre transporteres ut av Øyeren. L-lagene rundt 170 cm i 600-21-0102 kan derfor muligens være 1860-flommen.

6.9 Flomvariabilitet i Øyeren

Basert på utslagene av endringsraten i $Ti/(inc+coh)$ er det gjort et estimat på antall flommer per 5, 20 og 50 år (Figur 6. 6). Resultatet viser at det er en økning i flomfrekvens mellom 1824 til 1890 i forhold til 1777 til 1824, etterfulgt av en nedgang i flomfrekvens til 1927, igjen etterfulgt av en jevn økende flomfrekvens fra 1927 til 2021. Flomvariabiliteten ligner på temperaturanomaliteter fra tidlige studier. Ljungqvist, (2010), viser til en svak økende trend i temperaturanomaliteter (relativ til 1961-1990 klima) mellom 1777 til 1920 og en sterkere positiv trend mellom 1920 til 2021. Christiansen & Ljungqvist. (2012), viser til en nedgående trend i temperaturanomaliteter mellom 1777 og 1816, etterfulgt en svak positiv økning i trend opp til 1930, der trenden i temperaturanomalitetene øker ytterligere opp mot år 1960. Mellom 1960 og 1991 er det en nedgående trend i temperaturanomaliteter.



Figur 6. 6: A) Temperaturanomalitet relativ til 1961-1990 klima fra Christiansen & Ljungqvist. (2012). B) Temperaturanomalitet relativ til 1961-1990 klima fra Ljungqvist. (2010). C) Flomvariabiliteten i Øyeren basert på utslag over 95 prosentilen av endringsraten av T_i /(inc+coh). Antall flommer er estimert per 5 år, 20 år og 50 år. D) Endringsraten av T_i /(inc+coh) med utslag over 95 prosentilen.

7. Konklusjon

- Tre sedimentkjerner fra de sentrale delene av Øyeren har blitt undersøkt i denne masteroppgaven. Av de tre ble særlig én (600-21-0102) valgt til videre analyser basert på at borelokaliteten var nærmest deltaet.
- Ved å se på svingninger i XRF-parametere, gråskala-verdier og MS, er det identifisert regelmessige skiftninger mellom sedimenter antatt å være avsatt under våravrenning (L-lag) og sedimenter antatt å være avsatt under vinteravrenning (M-lag). Ved å kvantifisere etterfølgende L- og M-lag ved hjelp av et CT-foto, ble det telt 260 slike lagsekvenser. Dersom forutsetningen om at hver sekvens gjenspeiler en høst/vinter og en vår/sommer strekker sedimentkjernen seg tilbake til år 1761 CE. Basert på en uavhengig alder-dyp modell som baserer seg på en blydatering er bunnen av 600-21-0102 avsatt i 1777 CE. Det er usikkerheter tilknyttet begge aldersberegningene, men de styrkes av at de to beregningene kun gir 16 år forskjell i aldersestimater over 250 år. Basert på dette konkluderes det med at det er mulig å telle seg tilbake i tid ved å kvantifisere sekvenser av L- og M-lag (varv) med visse forutsetninger: 1. År med flere flommer per år (mer enn ett lyst lag) må gjøres rede for. 2. Flommer fra Leira og Nitelva må kunne identifiseres for å skille dem fra flomlag fra Glomma.
- Etter at byggingen av Solbergfoss demning stod ferdig i 1924, endret sedimentasjonsraten seg i Øyeren fra mellom 1-1,6 cm i året (enhet C) til 0,6-0,8 cm i året (enhet B). Det er også en tydelig nedgang i K og Fe verdier og en tydelig økning i Ca, Sr og MS verdier. Reduksjon i sedimentasjonsraten og endring i sedimentære parametere skyldes antakelig at de store vannstandsendingene (8 m) som var vanlig i Øyeren før utbyggingen ble redusert til < 2 m.
- Ved å ta i bruk 95 prosentilen på endringsraten av $Ti/(inc+coh)$ er det identifisert 57 flommer i Øyeren fra år 1777 CE til 2021 CE. Flomvariabiliteten i Øyeren er målt i antall flommer per 5, 20, og 50 år, og viser til en lavere flomfrekvens mellom 1777-1824, høyere flomfrekvens mellom 1824-1890, lavere flomfrekvens 1890-1927, etterfulgt av en økende trend fra 1927 til i dag. Dette samsvarer med økningen i vannføring som er påvist i de instrumentelle vannføringsmålingene.

- Ved å plotte utslag av 95-prosentilen for endringsraten av $Ti/(inc+coh)$ på alder og sammenlikne med de instrumentelle vannføringsmålingene (1901-2021) er det mulig å validere metoden. Dette er gjort ved å knytte kjente historiske og målte flommer til spesifikke flomlag i sedimentkjernen. Aldersmodellen generert fra blydatering er lineær og indikerer dermed en konstant sedimentasjonsrate. I realiteten har endringsraten endret seg noe fra år til år selv om den i gjennomsnitt antas å passe bra med aldersmodellen. Dette medfører usikkerheter når spesifikke flomlag skal knyttes til kjente flommer.
- Basert på disse resultatene, konkluderes det at sedimentkjerner fra Øyeren er godt egnet til å rekonstruere flomhendelser bakover i tid. Den høye sedimentasjonsraten i sedimentkjernene benyttet i denne studien fanger opp sesongvariasjoner i vannføring. Sedimentkjerner lenger syd i Øyeren der sedimentasjonsraten antas å være lavere vil trolig være godt egnet til å rekonstruere flomhendelser lenger bakover i tid.

7.1 Forslag til videre arbeid

- Glommavassdraget er Norges største og mest vannrike, og i denne studien er det kun kartlagt en liten del av «historien» til sedimentene. Denne studien er den første som forsøker å finne koblingen mellom vannføring og sedimentkjerner i Øyeren, og det er et stort potensial for videre forskning på sedimentkjerner fra innsjøen.
- Det ville vært interessant å ta en lengre sedimentkjerne for å fange opp paleoflommer lenger bak i tid. Sedimentasjonsraten i Øyeren er såpass høy at forholdene ligger til rette for å ta opp flere titalls meter lengre sedimentkjerner. Ved å ta opp en kjerne helt sør i Øyeren vil det trolig være mulig å fange opp de største flommene og korrelere de med kjernene fra denne studien. Det er også mulig å ta opp kjerner i et transekt fra deltaet og sørover med et par km mellom borrelokalitetene. På denne måten kan man korrelere sedimentkjernene for å se hvordan sedimentasjonen endrer seg gjennom innsjøen.
- Ved å gjennomføre en kornstørrelsesanalyse med høy oppløsning, kan koblingen mellom de instrumentelle vannføringsdata og sedimentlag i kjernen styrkes. Det er også potensiale for å se på koblingen mellom flomlags tykkelse og kornstørrelse og flommers varighet og styrke.
- Ved å ta jordartsprøver fra sedimenter rundt Øyeren og innløpene til Nitelva, Leira og Glomma, er det mulig å finne kildeområdet til sedimentene i kjerner fra Øyeren. Dette vil gi en bedre forståelse av sediment transporten i elvene og innsjøen, og hvor mye de forskjellige elvene har å si for avsatte sedimenter i Øyeren. Dette skal gjøres i en masteroppgave som skrives av Ole Jørgen Sæves, og skal være ferdig innen 2024.

Referanseliste

- Appleby, P. & Oldfield, F.** (1992) *Applications of lead-210 to sedimentation studies Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences*. 2. ed. Oxford:Claredon Press.
- Appleby, P.** (2008) Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review, *The Holocene*, 18(1), s. 83-93.
- Bábek, O., Faměra, M., Hilscherová, K., Kalvoda, J., Dobrovolný, P., Sedláček, J., Machát, J. & Holoubek, I.** (2011) Geochemical traces of flood layers in the fluvial sedimentary archive; implications for contamination history analyses, *Catena*, 87(2), s. 281-290.
- Bakkan, M., Bjerke, P. L., Bønsnes, T. E., Eggen, I. Flatøy, A. Herje, F. Holt, O. F., Humlen, E. F., Jespersen, M. N., Pedersen, T. B., Roald, C. M., Sommer-Erichson, P. E. & Væringstad, T.** (2022) *Sikkerhet mot flom: utredning av flomfare i reguleringsplan og byggesak*: Oslo: Norges vassdrag-og energidirektorat.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S.O. & Paasche, Ø.** (2005) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway, *The Holocene*, 15(2), s. 161-176.
- Ballo, E.G., Bajard, M., Støren, E. & Bakke, J.** (2023) Using microcomputed tomography (μ CT) to count varves in lake sediment sequences: Application to Lake Sagtjernet, Eastern Norway, *Quaternary Geochronology*, 75, 101432.
- Bogen, J., Bønsnes, T. & Elster, M.** (2002) *Miljøfaglige undersøkelser i Øyeren 1994-2000—Erosjon, sedimentasjon og deltautvikling*, NVE Rapport, 3, s. 2002.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A. & Lohne, Ø.** (2005) Evidence for three North Sea tsunamis at the Shetland Islands between 8000 and 1500 years ago, *Quaternary Science Reviews*, 24(14-15), s. 1757-1775.
- Brooks, R. A. & Di Chiro, G.** (1976) Principles of computer assisted tomography (CAT) in radiographic and radioisotopic imaging, *Physics in Medicine & Biology*, 21(5), s. 689.
- 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, *Holocene*, 16(3), s. 445-455.
- Christiansen, B. & Ljungqvist, F. C.** (2012) The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: reconstructions of low-frequency variability, *Climate of the Past*, 8(2), s. 765-786.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G.** (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner, *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), s. 51-63.
- Croudace, I. W. & Rothwell, R. G.** (2015) *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht:Springer.
- Dankers, R., Arnell, N.W., Clark, D.B., Falloon, P.D., Fekete, B.M., Gosling, S.N., Heinke, J., Kim, H., Masaki, Y., Satoh, Y. & Stacke, T.** (2014) First look at changes in

flood hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project ensemble, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), s. 3257-3261.

Davies, S. J., Lamb, H. F. & Roberts, S. J. (2015) Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments, *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*, s. 189-226.

Dearing, J. A. (1994) *Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system*. Kenilworth:Chi Publishing.

Duliu, O. G. (1999) Computer axial tomography in geosciences: an overview, *Earth-science reviews*, 48(4), s. 265-281.

Eikenæs, O., Njøs, A., Østdahl, T. & Taugbøl, T. (2000) *Flommen kommer... Sluttrapport fra HYDRA—et forskningsprogram om flom*, Norges vassdrag-og energi direktorat.

Eilertsen, R.S., Olsen, N.R., Rütther, N. & Zinke, P. (2013) Channel-bed changes in distributaries of the lake Øyeren delta, southern Norway, revealed by interferometric sidescan sonar, *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 93(1).

Johansson, F.E., Bakke, J., Støren, E.N., Paasche, Ø., Engeland, K. & Arnaud, F. (2020) Lake sediments reveal large variations in flood frequency over the last 6,500 years in southwestern Norway, *Frontiers in Earth Science*, 8, s. 239.

Engeland, K., Aano, A., Steffensen, I., Støren, E. & Paasche, Ø. (2020) New flood frequency estimates for the largest river in Norway based on the combination of short and long time series, *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(11), s. 5595-5619.

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, s. 225-242.

Giovanoli, F. (1990) *Horizontal transport and sedimentation by interflows and turbidity currents in Lake Geneva*. Berlin:Springer.

Glad, P. A., Steinus, S., Leine, A-L.Ø., Væringstad, S., Holmqvist, E., Dahl, M-P. J. & Trondsen, E. (2022) *Veileder for flomberegninger*: Oslo: Norges vassdrags-og energidirektorat, rapport 14-2022.

Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. & Mélières, M.A. (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif), *Quaternary Science Reviews*, 26(19-21), s. 2644-2660.

Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E.J., Roald, L.A., Børsheim, K.Y., Hisdal, H., Lawrence, D., Nesje, A., Sandven, S., Sorteberg, A. & Sundby, S. (2009) *Klima i Norge 2100, Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing.*, Norsk klimasenter, Oslo, Norway.

Hardeng, J., Bakke, J., Sabatier, P., Støren, E.W.N. & Van der Bilt, W. (2022) Lake sediments from southern Norway capture Holocene variations in flood seasonality, *Quaternary Science Reviews*, 290, 107643.

Hennekam, R. & de Lange, G. (2012) X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records, *Limnology and Oceanography: Methods*, 10(12), s. 991-1003.

- Hjulström, F.** (1935) *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*, The Geological institution of the University of Upsala.
- Hounsfield, G. N.** (1973) *Computerized transverse axial scanning (tomography): Part 1. Description of system*, *The British journal of radiology*, 46(552), s. 1016-1022.
- Ivanovich, M. & Harmon, R. S.** (1992) *Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences. 2.* Oxford:Claredon Press
- Jenny, J.P., Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Giguët Covex, C., Melo, A., Fanget, B., Malet, E., Ployon, E. & Perga, M.E.** (2014) A 4D sedimentological approach to reconstructing the flood frequency and intensity of the Rhône River (Lake Bourget, NW European Alps), *Journal of Paleolimnology*, 51(4), s. 469-483.
- Junge, F.W., Jendryschik, K., Morgenstern, P., Treutler, H.C. & Zerling, L.** (2005) Sediment cores from river dams as flood archives, *Studia Quaternaria*, 21, s. 187-195.
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R. & De Batist, M.** (2017) Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile, *Quaternary Science Reviews*, 161, s. 99-116.
- Blakeegg, O., Hofmeister, F. & Arnoldussen, A.** (2007) *Jordsmonnstatistikk 002 Glommavassdraget*, Norges institutt for skog og landskap.
- Klaminder, J., Appleby, P., Crook, P. & Renberg, I.** (2012) Post-deposition diffusion of ¹³⁷Cs in lake sediment: Implications for radiocaesium dating, *Sedimentology*, 59(7), s. 2259-2267.
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B. & Veres, D.** (2011) High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies, *Journal of Quaternary Science*, 26(1), s. 109-117.
- Ljungqvist, F. C.** (2010) A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92(3), s. 339-351.
- Lowe, J. J. & Walker, M. J.** (2014) *Reconstructing quaternary environments*. London:Routledge.
- Löwemark, L., Chen, H.F., Yang, T.N., Kylander, M., Yu, E.F., Hsu, Y.W., Lee, T.Q., Song, S.R. & Jarvis, S.** (2011) Normalizing XRF-scanner data: a cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes, *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(6), s. 1250-1256.
- McCoy, F. W. & Von Herzen, R. P.** (1971) Deep-sea corehead camera photography and piston coring, i *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, s. 361-373.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P. & Rico, M.** (2008) Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain), *Journal of Paleolimnology*, 40, s. 943-961.
- Nesje, A.** (1992) A piston corer for lacustrine and marine sediments, *Arctic and alpine research*, 24(3), s. 257-259.
- 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(3), s. 329-342.

- Nesje, A., Gundersen, I. M. & Cannell, R.** (2011) Flommer og flomskred i Gudbrandsdalen i et værmessig og klimatisk perspektiv, *Gundersen, IM, Gård og utmark i Gudbrandsdalen. Arkeologiske undersøkelser i Fron*, 2012, s. 80-93.
- Nijssen, B., O'Donnell, G.M., Hamlet, A.F. & Lettenmaier, D.P.** (2001) Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change, *Climatic change*, 50, s. 143-175.
- Ojala, A.E., Francus, P., Zolitschka, B., Besonen, M. & Lamoureux, S.F.** (2012) Characteristics of sedimentary varve chronologies—a review, *Quaternary Science Reviews*, 43, s. 45-60.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M. & Anderson, A. L.** (1994) X-ray computed tomography: a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores, *Journal of Sedimentary Research*, 64(3).
- Osleger, D.A., Heyvaert, A.C., Stoner, J.S. & Verosub, K.L.** (2009) Lacustrine turbidites as indicators of Holocene storminess and climate: Lake Tahoe, California and Nevada, *Journal of Paleolimnology*, 42, s. 103-122.
- Regnéll, C., Haflidason, H., Mangerud, J. & Svendsen, J.I.** (2019) Glacial and climate history of the last 24 000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from partly varved lake sediments, *Boreas*, 48(2), s. 432-443.
- Reimer, P.J., Austin, W.E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M. & Grootes, P.M.** (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP), *Radiocarbon*, 62(4), s. 725-757.
- Roald, L. A.** (2013) *FLOM I NORGE*. Vestfossen: Forlaget Tom & Tom.
- Røthe, T.O., Bakke, J., Støren, E.W. & Bradley, R.S.** (2018) Reconstructing Holocene glacier and climate fluctuations from lake sediments in Vårfluesjøen, northern Spitsbergen, *Frontiers in Earth Science*, 6, s. 91.
- Røthe, T. O., Bakke, J. & Støren, E. W. N.** (2019) Glacier outburst floods reconstructed from lake sediments and their implications for Holocene variations of the plateau glacier Folgefonna in western Norway, *Boreas*, 48(3), s. 616-634.
- Schillereff, D.N., Chiverrell, R.C., Macdonald, N. & Hooke, J.M.** (2014) Flood stratigraphies in lake sediments: A review, *Earth-science reviews*, 135, s. 17-37.
- Sletten, K., Blikra, L.H., Ballantyne, C.K., Nesje, A. & Dahl, S.O.** (2003) Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering, *Holocene*, 13(6), s. 907-920.
- Sletten, K. & Blikra, L. H.** (2007) Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications, *Journal of Quaternary Science*, 22(6), s. 619-635.
- Støreid, S.-E. & Halvorsen, G.** (2002) *Miljøfaglige undersøkelser i Øyeren 1994-2000, plankton og bunndyr*, NINA fagrapport, 53.
- Stuiver, M. & Reimer, P. J.** (1993) Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program, *Radiocarbon*, 35(1), s. 215-230.

- 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, *Holocene* 18(8), s. 1179-1191.
- 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(23), s. 3021-3033.
- Støren, E. N. & Paasche, Ø.** (2014) Scandinavian floods: From past observations to future trends, *Global and Planetary Change*, 113, s. 34-43.
- Støren, E.W., Paasche, Ø., Hirt, A.M. & Kumari, M.** (2016) Magnetic and geochemical signatures of flood layers in a lake system, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(10), s. 4236-4253.
- Sundborg, Å.** (1956) The river Klarälven a study of fluvial processes, *Geografiska annaler*, 38(2-3), s. 125-316.
- Sørensen, R.** (1979) Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway, *Boreas*, 8(2), s. 241-246.
- Thompson, R., Battarbee, R.W., O'sullivan, P.E. & Oldfield, F.** (1975) Magnetic susceptibility of lake sediments, *Limnology and Oceanography*, 20(5), s. 687-698.
- Thorndycraft, V., Hu, Y., Oldfield, F., Crooks, P.R.J. & Appleby, P.G.** (1998) Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France, *The Holocene*, 8(6), s. 741-746.
- Törnqvist, T.E., De Jong, A.F., Oosterbaan, W.A. & Van Der Borg, K.** (1992) Accurate dating of organic deposits by AMS 14C measurement of macrofossils, *Radiocarbon*, 34(3), s. 566-577.
- 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(4), s. 597-614.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J.F. & Birks, H.J.B.** (2012) A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier, *Quaternary Research*, 77(1), s. 192-204.
- Vasskog, K., Waldmann, N., Bondevik, S., Nesje, A., Chapron, E. & Ariztegui, D.** (2013) Evidence for Storegga tsunami run-up at the head of Nordfjord, western Norway, *Journal of Quaternary Science*, 28(4), s. 391-402.
- Wellington, S. L. & Vinegar, H. J.** (1987) X-ray computerized tomography, *Journal of petroleum technology*, 39(08), s. 885-898.
- Wilhelm, B., Sabatier, P. & Arnaud, F.** (2015) Is a regional flood signal reproducible from lake sediments?, *Sedimentology*, 62(4), s. 1103-1117.
- Wold, S., Esbensen, K. & Geladi, P.** (1987) Principal component analysis, *Chemometrics and intelligent laboratory systems*, 2(1-3), s. 37-52.
- Zinke, P. & Bogen, J.** (2013) Effect of water level regulation on gradients and levee deposits in the Lake Øyeren delta, Norway, *Hydrology Research*, 44(3), s. 523-537.

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

Nettsider

Naturskadepool (2023) *Natur- og værskader*. Tilgjengelig fra: <https://www.finansnorge.no/tema/statistikk-og-analyse/forsikring/natur--og-varskader/> (Lest: 02.05.2023).

Nettbaserte kart og tjenester

Kartverket (2023) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no>

NGU (2023a) *Berggrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/

NGU (2023b) *Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/

NVE (2023a) *NVE atlas*. Tilgjengelig fra: [NVE Atlas](#) (Lest:28.05.2023)

NVE (2023b) *Øyeren*. Tilgjengelig fra: [113a.pdf \(nve.no\)](#) (Lest: 05.05.2023)

NVE (2023c) *Sildre*. Tilgjengelig fra: [Solbergfoss | Sildre \(nve.no\)](#) (Lest: 04.05.2023).

Varsom (2023) *SeNorge*. Tilgjengelig fra: [SeNorge - Se snøkart og klimakart for hele Norge](#) (Lest: 14.11.2022)