

Flomavsetninger i Øyeren og identifisering av ulike sedimentkilder

Masteroppgave i Geovitenskap

Kvartærgeologi og paleoklima



Ole Jørgen Sæves

Universitetet i Bergen

Institutt for Geovitenskap

Juni 2024

Sammendrag

Flommer representerer naturhendelser med betydelig samfunnsmessig skadepotensial både for mennesker og infrastruktur. Historisk har flomhendelser forårsaket store ødeleggelser, en trend som antas å fortsette i et fremtidig klima i endring. Innsjøsedimenters potensiale til å registrere flommer lenger tilbake i tid enn de historiske kildene, gir derfor et viktig bidrag til å styrke kunnskapsgrunnlaget i møte med kommende flomutfordringer.

I denne oppgaven er geokjemiske og magnetiske egenskaper analysert i jordartsprøver fra nedbørsfeltene til Øyeren i Glommavassdraget. Prøvene er sammenlignet med sedimenter fra innsjøens dypbasseng, og analysert gjennom målinger av røntgenfluorescens (XRF) og magnetisk susceptibilitet (MS).

Resultatene dokumenterer høyere magnetiske signaler fra områdene rundt de to mindre innløpselvene, Nitelva og Leira, sammenlignet med Glomma. Videre viser data fra sedimentkjerne 600-21-0102, hentet fra Øyeren, en signifikant reduksjon i MS-verdier etter oppføringen av Solbergfoss demning i 1924. Denne nedgangen tolkes som et resultat av endringer i sedimentdistribusjonen fra innløpselvene, og er direkte relatert til omgjøringen av Øyeren til et reguleringsmagasin, noe som dempet de årlige vannstandsvariasjonene med flere meter.

Svelle, et gruntvannsområde nord i deltaet som kun mottar sedimenter fra elvene Nitelva og Leira, har trolig hatt en betydelig innvirkning for reduksjonen av MS-verdiene i dypbassenget. Dette skyldes mest sannsynlig at en større andel av de mer ferromagnetiske sedimentene, som kjennetegnes ved et høyere magnetisk signal, avsettes i dette gruntvannsområdet sammenlignet med forhold før vannstandsreguleringene i Øyeren.

Videre har flomfrekvensen i Øyeren blitt estimert tilbake til år 1777 basert på 95-prosentilen av endringsraten til MS-verdiene i sedimentkjerne 600-21-0102. Resultatene identifiserer 50 flomhendelser i perioden, og indikerer samtidig en betydelig reduksjon i både hyppigheten og omfanget av flomhendelsene etter at utbedringene ved utløpet av Øyeren fant sted mot slutten av 1800-tallet. Dette stemmer overens med instrumentelle målinger og vannstandsobservasjoner.

Forord

Denne masteroppgaven representerer det siste kapittelet i min studenttilværelse, som har inkludert tre år i Trondheim, et år på Svalbard, og nå til slutt to år i Bergen. Denne reisen har vært fylt med mange fantastiske opplevelser og øyeblikk. Det er mange personer som fortjener en takk for å ha gjort denne tiden så minneverdig, inkludert innebandymiljøet i Trondheim, gjengen på Svalbard, og koret St. Jakor i Bergen.

Videre vil jeg takke hovedveileder Jostein Bakke (professor ved Institutt for Geovitenskap) og medveileder Øyvind Paasche (seniorforsker ved NORCE), for tildeling av denne spennende oppgaven, samt nyttige faglige innspill og veiledning. I tillegg vil jeg takke overingeniør Jan Magne Cederstrøm for uvurderlig hjelp på labben, og bistand med sedimentskanning og analyser.

Jeg vil også takke Severin Skattum for hans gode hjelp som feltassistent under prøveinnsamlingen, samt for nyttige tips og innspill i etterkant. I tillegg vil jeg takke for videresendingen av eldre hydrologiske data om vannstands og vannføring fra Øyeren og Solbergfoss.

En stor takk går også til familien min, som har støttet meg i tykt og tynt gjennom hele studietiden. En spesiell takk, rettes også til min søster, for gjennomlesing, korrektur, og gode innspill.

Til slutt vil jeg takke ansatte, medstudenter og venner her ved Institutt for Geovitenskap og Institutt for Geografi. Takk for alle ekskursjoner, tull og tøys, fester, samtaler, turer, eller bare nikk i gangen. En spesielt stor takk går til «Geodudes'a» på San Andreas, Eirik Valdar, Håvard Jensen, Espen Tjessheim, Marcus Hovde og Eirik Siira, for frisbeetips, filmkvelder, gullgravingsturer, fotballkamper, og for trivelig sosialt lag på og utenfor lesesalen.

Bergen 2024

Ole Jørgen Sæves

Innholdsfortegnelse

Kapittel 1: Introduksjon	1
Kapittel 2: Områdebeskrivelse og teoretisk bakgrunn	4
2.1 Øyeren	4
2.1.1 Glommavassdraget.....	5
2.1.2 Nitelva.....	8
2.1.3 Leira	8
2.1.4 Regulering av Øyeren	9
2.1.5 Nordre Øyeren Naturreservat.....	11
2.2 Flomhistorikk	12
2.2.1 Storofsen i 1789.....	13
2.2.2 Storflaumen/Ofsen i 1860	14
2.2.3 Storflommene i 1966 og 1967	15
2.2.4 Vesleofsen i 1995.....	16
2.2.5 Ekstremværet Hans i 2023.....	16
2.3 Sedimentasjon i Øyeren.....	17
2.4 Berggrunnsgeologi.....	20
2.5 Kvartærgeologi	22
2.6 Klima	24
Kapittel 3: Metoder	26
3.1 Feltarbeid	26
3.1.1 Kjerneprøvetaking	26
3.1.2 Innsamling av prøver fra nedbørsfelt	27
3.2 Laboratoriearbeid.....	28
3.2.1 Sikting av nedbørsprøver	28
3.2.2 Uttak av flom- og bakgrunnslag fra kjernen	28
3.2.3 Prøveuttak fra kjernen i kontinuerlige intervaller	29
3.2.4 Røntgenfluorescens (XRF)	30
3.2.5 Magnetisk susceptibilitet (MS).....	32
3.2.6 Miljømagnetisme	34
3.3 Dataanalyser.....	35
3.3.1 Geografiske informasjonssystemer (GIS).....	35
3.3.2 Korrelasjonsanalyse.....	35
3.3.3 Programmering	35
3.3.4 Endringsrate (RoC)	36

Kapittel 4: Resultater	37
4.1 Feltarbeid	37
4.1.1 Beskrivelse av prøvelokaliteter	39
Lokalitet 1: Prøve Ø1 (Byleira)	39
Lokalitet 2: Prøve Ø2 (Flateby bruk).....	40
Lokalitet 3: Prøve N1 (Skjetten)	41
Lokalitet 4: Prøve N2 (Gaustad)	42
Lokalitet 5: Prøve N3 (Varpet)	43
Lokalitet 6: Prøve L1 (Leirsund)	44
Lokalitet 7: Prøve L2 (Maura).....	45
Lokalitet 8: Prøve G1 (Fetsund lenser).....	46
Lokalitet 9: Prøve G2 (Sundvegen).....	47
Lokalitet 10: Prøve G3 (Henni)	48
Lokalitet 11: Prøve G4 (Ullerhovfallet)	49
Lokalitet 12: Prøve V1 (Vormnes)	50
4.2 Sedimentkjerne 600-21-0102.....	51
4.2.1 Prøver fra sedimentkjernene	52
4.3 Resultater fra flom- og bakgrunnsedimenter	55
4.3.1 XRF-målinger	55
4.3.2 Miljømagnetisme	58
4.4 Resultater fra nedbørsfeltprøver.....	60
4.4.1 XRF-målinger	60
4.4.2 Miljømagnetisme	63
4.5 Resultater fra «Før og etter Solbergfoss»	65
4.5.1 XRF-målinger	65
4.5.2 Miljømagnetsime	68
4.6 Korrelasjonsanalyser	70
4.6.1 Flom- og bakgrunnslagene	70
4.6.2 Nedbørsfeltprøvene	71
4.6.3 Før og etter Solbergfoss.....	72
4.7 Magnetisk susceptibilitet (overflate-MS).....	73
4.7.1 Korrelasjon av referansekjerne (600-21-01P REF).....	73
4.7.2 Magnetisk susceptibilitet for masterkjerne 600-21-0102.....	74
4.7.3 Sammenstilling av masterkjernen og referansekjernen	75
4.7.4 Endringsraten til MS	75
4.8 Oppsummering av prøveresultatene	77

Kapittel 5: Diskusjon	78
5.1 Feilkilder, metoder og datagrunnlag	78
5.1.1 Nedbørsfeltprøvenes representativitet	78
5.1.1.1 Prøvene fra Glommas nedbørsfelt	78
Sedimenttransport i Atnaelva	79
Vannmagasiner	80
Sedimenttransport under flom	80
Bidrag fra de lavereliggende leiområdene	81
5.1.1.2 Prøver fra Nitelva og Leiras nedbørsfelt	82
5.1.1.3 Sikteprosessen	83
5.1.2 Usikkerheter med laguttak fra kjernen	83
5.1.3 Feilkilder ved XRF	83
5.1.4 Feilkilder ved miljømagnetisme	84
5.1.5 Feilkilder ved korrelering av kjernene og aldersdateringer	85
5.1.6 Påliteligheten til resultatene	85
5.2 Tolkning av resultatene	86
5.2.1 Flom- og bakgrunnssedimentene	86
5.2.2 Signalet fra nedbørsfeltene	87
5.2.2.1 Høye magnetiske signaler fra Nitelva og Leira	87
Oslofeltets påvirkning	87
Glommas magnetiske signal	88
5.2.2.2 Ulikheter mellom Nitelva/Leira og Glomma	88
5.2.3 Sedimentasjonsendringer knyttet til Solbergfoss demning	89
5.2.3.1 Likheter innad i populasjonene	90
5.2.3.2 Ulikheter mellom seksjonene	90
5.2.3.3 Supplering av prøver	91
5.2.3.4 Implikasjoner av magnetismeforskjellene	92
5.2.4 Endringer i sedimentbidraget fra Nitelva og Leira	92
5.2.4.1 Erosjon i leiområder	93
Endringer i jordbruket	94
Påvirkningen på MS-signalet	95
5.2.5 Endringer i sedimentbidraget fra Glomma	96
5.2.5.1 Sedimenttransporten fra Glomma	96
Endringer i vannføring	97
Avskoging	97
Transporten til dypbassenget	98

5.2.6 Vannstandsendringer og remobilisering	98
5.2.6.1 Endringer i vannstanden	99
5.2.6.2 Remobilisering i deltaet	100
Erosjonsprosesser.....	100
Remobilisering ved understrømmer	101
5.2.6.3 Endringer i sedimentasjonsområde	101
5.2.6.4 Svelles påvirkning på distribusjonen til dypbassenget	102
Høyere sedimentasjon i Svelle	103
Vårflommene i Svelle.....	103
5.3 Flomvariabilitet ved bruk av endringsrate.....	105
5.3.1 Terskelverdier for kvantifisering av flommer	105
5.3.2 Flomhendelser bakover i tid.....	106
5.3.2.1 Storofsen	108
5.3.3 Sammenligning av endringsraten til MS og titan	109
Kapittel 6: Konklusjon	110
6.1 Forslag til fremtidig arbeid	112
Referanseliste	113

Kapittel 1: Introduksjon

Den globale oppvarmingen fører til en stadig varmere og fuktigere atmosfære, i tillegg til endringer i både regionale og lokale nedbørsmønstre (Dankers et al., 2014; Dankers & Feyen, 2008). Moderne observasjoner viser at forandringene i nedbørsmønstre varierer betydelig på tvers av Europa, med markante regionale forskjeller i hvordan disse utvikler seg (Bertola et al., 2020; Blöschl et al., 2019). Økt nedbør og hyppigere flommer kjennetegner høst- og vintermånedene i Nordvest-Europa, i kontrast til Sør- og Øst-Europa, hvor det rapporteres om reduserte nedbørsmengder, mindre snødekke og færre flommer, spesielt i de store vassdragene (Blöschl et al., 2019).

I rapporten «Klima i Norge 2100» beskrives prognoser for Norge og den forventede utviklingen ut dette århundret. Det forventes et mer utfordrende klima i fremtiden, med en gjennomsnittlig økning i nedbør på 18 prosent. Dette kommer på toppen av en tilsvarende økning allerede observert i løpet av det forrige århundret (Konstali & Sorteberg, 2022). Følgene av dette vil være hyppigere forekomster av ekstreme nedbørshendelser og styrtregn (Hanssen-Bauer et al., 2009). Det forventes imidlertid at enkelte områder, som Østlandet, vil kunne forvente en kortere vintersesong med tidligere snøsmelting, og påfølgende redusert omfang av de største flomhendelsene på våren (Lawrence, 2016).

I en global sammenheng medfører flommer årlige økonomiske tap på gjennomsnittlig 104 milliarder amerikanske dollar, og denne summen er forventet å øke i takt med økonomisk vekst og urbaniseringstrender (Desai et al., 2015; Hov et al., 2013). Også i Norge gir ekstremnedbør store ringvirkninger og fører til skader på bygninger, dyrka mark og infrastruktur, som igjen bringer med seg betydelige økonomiske tap (Neby et al., 2023). Etter ekstremværhendelsen «Hans», som rammet Østlandet sensommeren 2023, er det estimert at de samlede erstatningene vil komme på anslagsvis 1,8 milliarder kroner (Norsk naturskadepool, 2023). Forskning på flom er derfor viktig for å oppnå, ikke bare et helhetlig bilde av årsakssammenhenger, men også for å gi større kunnskap om grunner til flom, slik at begrenning av potensielle skader gjennom proaktive tiltak kan utføres på en bedre måte.

Innsjøer fungerer som varige deponier for sedimenter transportert av elver, både under normal vannføring og under flomvannføring. Under flomhendelser avsettes det materiale i en høyere frekvens enn normalt, noe som kan gi flomavsatte sedimenter distinkte egenskaper sammenlignet med sedimenter avsatt under normal vannføring, selv om dette ikke alltid er tilfelle (Støren et al., 2016). En typisk situasjon vil være at de underliggende lagene, som legger grunnlaget for et kronologisk arkiv av elvetransportert materiale, ikke forstyrres av suksessive flomhendelser ved avsetting. Dette er en viktig grunn til at lakustrine sedimentkjerner, og dertil har sedimentanalyser, i stor grad har blitt brukt til forskning på flom og rekonstruksjon av flomhendelser (Gilli et al., 2013; Støren et al., 2016; Vasskog et al., 2011).

Glomma er, med sine 621 km Norges lengste elv, og har et nedbørsfelt som strekker seg over store deler av Østlandet og helt opp til Røros. Elva har gjennom historien vært opphav til noen av de største kjente flommene her i landet, som «Storofsen» i 1789, «Storflaumen» i 1860 og «Vesleofsen» i 1995 (Roald, 2013). Disse store flommene tok liv, la gårder brakk og omformet landskapet. De flyttet også på betydelig sedimentmasser, som fant sine veier til nedstrøms innsjøer.

Innsjøen Øyeren befinner seg i nedre deler av Glommavassdraget og innehar Nord-Europas største innlandsdelta (Berge, 2011). Sedimenter fra elvene Glomma, Nitelva og Leira avsettes i innsjøen, noe som har bygget ut en deltafront som strekker seg flere kilometer ut fra innløpene (Bogen et al., 2002). Videre akkumuleres store deler av nedbøren fra Østlandet i dette området, med gjentatte flomhendelser som konsekvens (Haraldsen, 2022; Roald, 2013). I Glommavassdraget er det tidligere blitt gjort flere flomstudier basert på sedimentkjerner (Bøe et al., 2006; Engeland et al., 2020; Nesje et al., 2001; Støren et al., 2010; Støren et al., 2016). I tillegg har det blitt gjort forskning på Øyerendeltaet (Bogen et al., 2002; Eilertsen et al., 2013; Zinke & Bogen, 2013).

Dette prosjektet undersøker opphavet til sedimenter som kommer inn i Øyeren, og er relatert til Skattum (2023), som rekonstruerte flomhendelser basert på de samme sedimentkjernene som også er anvendt i denne studien. Oppgaven er en del av et større initiativ med det formål om å øke kunnskapsnivået om flommer og avsetningsmiljøet i Øyeren. Området utgjør en unik lokalitet med hensyn til flomkonservering og undersøkning av eldre flommer, såkalte paleoflommer. Den uvanlig høye sedimentasjonsraten, målt til 1,07 cm/år over de siste 140 årene (Skattum, 2023), kombinert med årlige avsetninger og hyppige flommer, muliggjør en eksepsjonelt detaljrik kilde til flom av avrenning, noe som gjør Øyeren til et særlig godt egnet sted til å forske på endringer og årsaker til flom. Gjennom omfattende sedimentologiske analyser, er det mulig å avdekke spesifikk informasjon fra historiske og pre-historiske flomlag.

I denne oppgaven blir det utført en provenansstudie av sedimentprøver tatt fra breddene til Glomma, Nitelva og Leira, av den grunn at de alle drenerer til Øyeren. Ytterligere prøver har blitt innhentet fra dypbassenget i Øyeren, ettersom det er naturlig å sammenligne disse med prøver tatt oppstrøms. Det primære formålet er å kunne undersøke om sedimentprøver fra kjerner tatt i Øyeren kan spores tilbake til disse vassdragene, for bedre å forstå flommønstre og deres årsaker. Videre brukes seksjonsdelte prøver fra samme kjerne til å belyse endringer i sedimentasjonsmønstre over tid, spesielt knyttet til oppføringen av Solbergfoss kraftverk i 1924. Undersøkelsene gjennomføres ved bruk av geokjemiske og magnetiske metoder tilgjengelige ved EARTHLAB, Universitetet i Bergen (UiB). Med dette som kontekst, har følgende problemstillinger blitt definert:

Hoved- og delproblemstillinger:

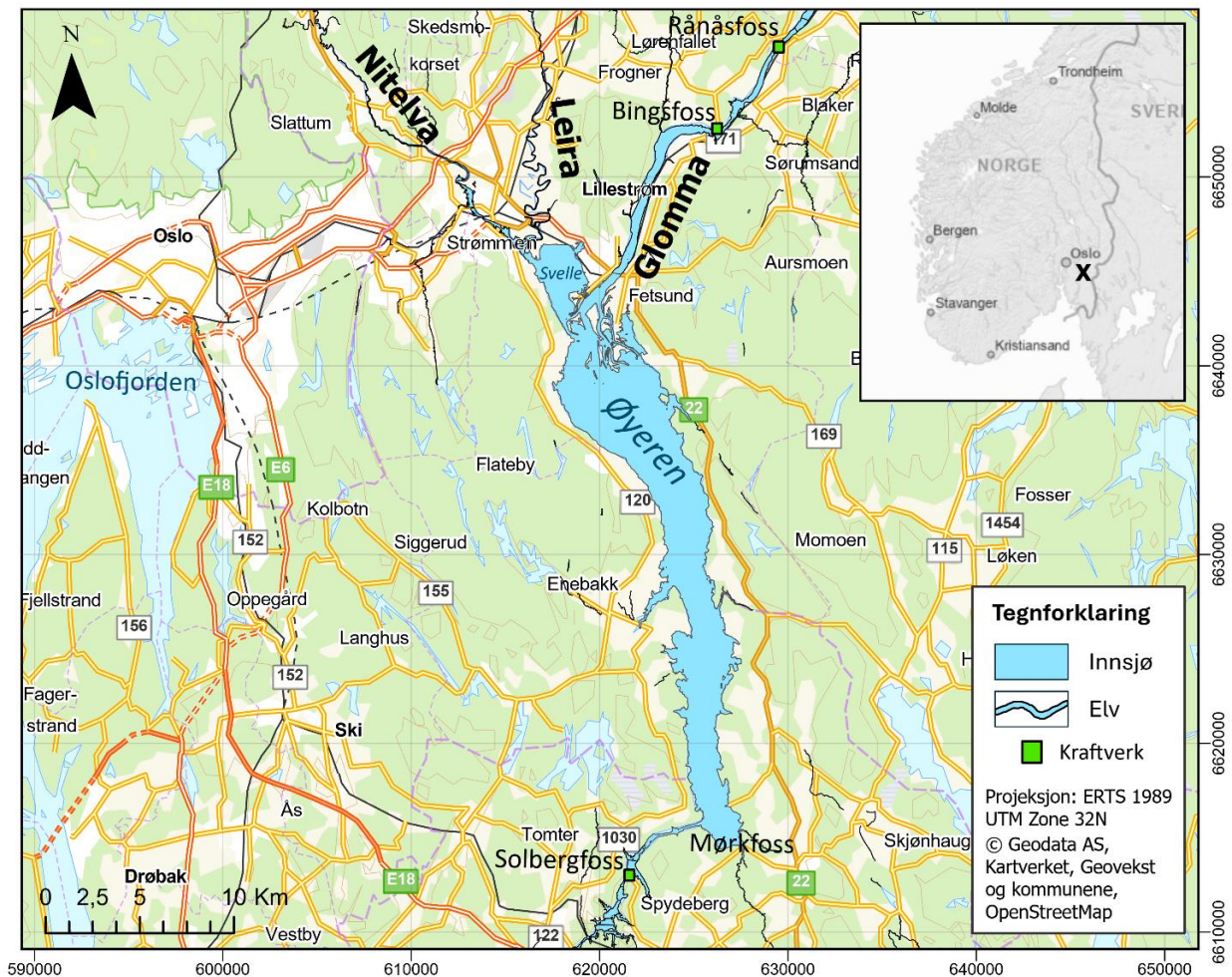
Er det mulig å identifisere kildeområdet for flomsedimenter avsatt i Øyeren ved analyse av de geokjemiske og magnetiske egenskapene i jordarter hentet langs innløpselvene?

- i. Kan sedimenter avsatt i Øyeren tilordnes de ulike nedbørsfeltene knyttet til elvene Glomma, Nitelva og Leira, som alle drenerer inn i Øyeren?*
- ii. Lar det seg påvise endringer i sedimentasjonsmiljøet relatert til oppføringen av Solbergfoss kraftverk på 1920-tallet? I så fall, hva er den dominerende driveren bak denne endringen?*
- iii. Kan identifiseringen av kildeområdene for sedimenter i dreneringsfeltet forbedre kvantifiseringen av paleoflommer i Glomma?*

Kapittel 2: Områdebeskrivelse og teoretisk bakgrunn

2.1 Øyeren

Øyeren er Norges niende største innsjø med sine 89 kvadratkilometer, noe som inkluderer Svelle og den sørlige delen av utløpet ned til Solbergfoss kraftstasjon (Berge, 2002; Pettersson, 2002). Innsjøen, som er vist i figur 2.1, er på det meste rundt 76 meter dyp og har et magasinivolum på 157 millioner m³ (NVE, 2024a). Innsjøen strekker seg omkring 30 kilometer i en nord-sør retning med en gjennomsnittlig bredde på rundt to kilometer (Pettersson, 2002; Søybe et al., 2012).



Figur 2.1: Oversiktskart over Øyeren og de tre elvene Nitelva, Leira og Glomma som drenerer til innsjøen. Utløpet ved Mørkfoss er markert, samt plasseringen til Solbergfoss kraftverk fem kilometer lengre sørvest. Bingsfoss og Rånåsfoss kraftverk er også markert oppstrøms Øyeren. Kartet er sammenstilt i ESRI ArcGIS Pro.

Øyeren er i dag regulert ved Solbergfoss kraftverk (figur 2.1) til en vannstand på ca. 101 moh., og grenser til kommunene Lillestrøm, Rælingen, Enebakk og Indre Østfold i Akershus og Østfold fylker. Ved nordenden munner de tre elvene Glomma, Nitelva og Leira ut i innsjøen (figur 2.1), som med sin sediment-transport gir opphav til Nord-Europas største innlandsdelta (Bjørkøyli et al., 2013).

Nitelva og Leira renner ved Lillestrøm ut i Svelle, som er et mindre gruntvannsområde på 6.5 km² i nordenden av Øyeren, før elvene strømmer videre ut i hovedløpet til Glomma (figur 2.2). Det totale nedbørsfeltet ved Øyerens innløp er, inkludert Glomma, Nitelva og Leira, på omtrent 40 055 km² hvorav Glomma står for majoriteten med 38 872 km², mens Nitelva og Leira står for henholdsvis 522 km² og 661 km² (figur 2.2) (Bogen et al., 2002).

2.1.1 Glommavassdraget

Glomma dominerer det meste av nedbørsfeltet til Øyeren, og inkluderer både områder under marin grense på Romerike og sør for Mjøsa, samt høyfjellsområder som Dovrefjell, Rondane og Jotunheimen. Nedbørsfeltet omfatter store deler av Østlandet helt opp til Trøndelag og Sverige mot nordøst, samt tilstøtende områder av Møre og Romsdal og Vestland i nordvest (figur 2.2).

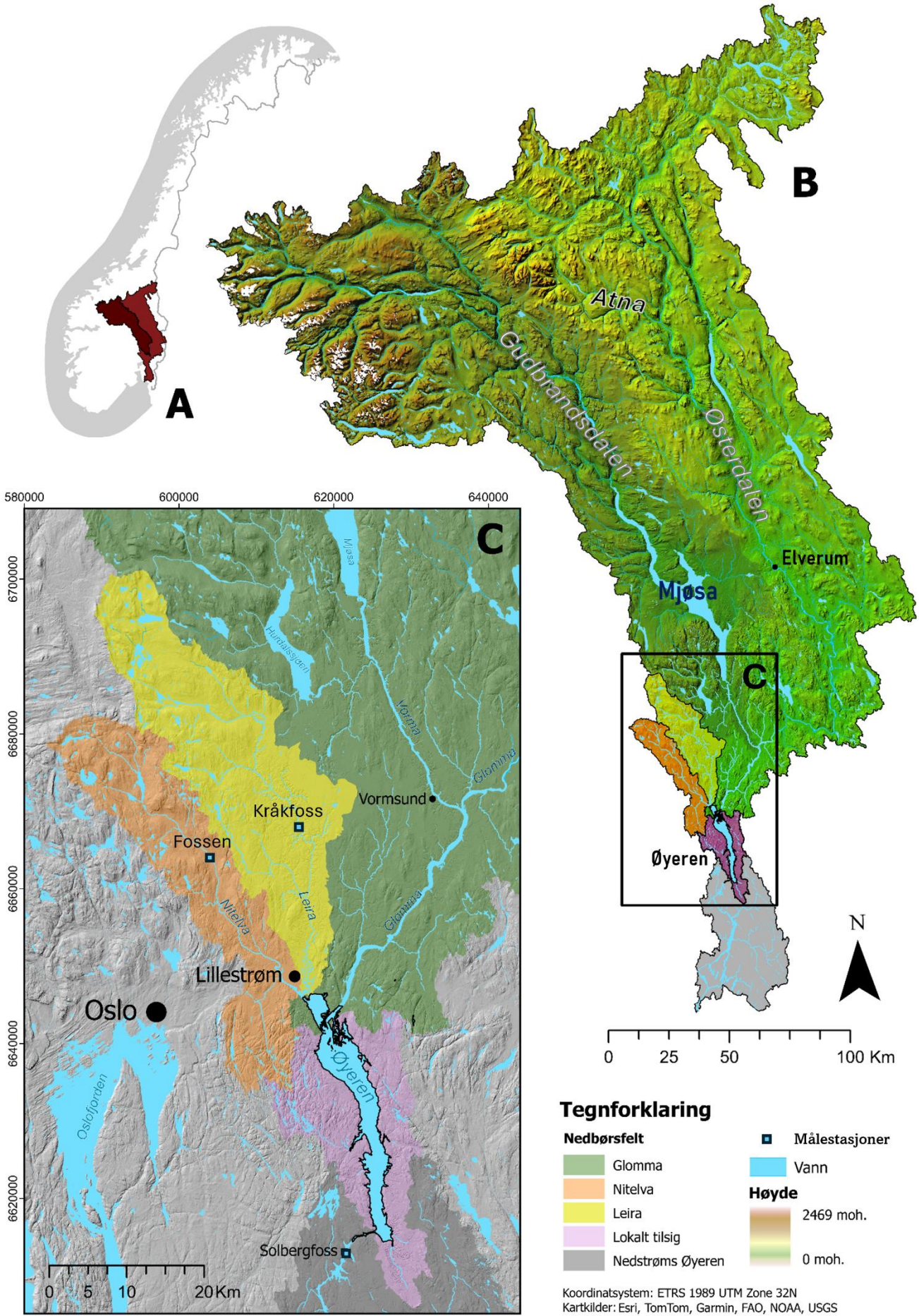
Østerdalen og Gudbrandsdalen, vist i figur 2.2, er de to hoveddalførene som leder vannet sørover. Disse lange dalene har gitt Glomma landets største nedbørsfelt på nesten 42 000 km² (Grønlund et al., 1999), noe som tilsvarer omtrent det totale landarealet til Danmark. Det meste av de lavereliggende områdene under 200 moh. befinner seg omkring Øyeren, i Østfold og Akershus, mens 24 % av nedbørsfeltet ligger i høyfjellsområder over 1200 moh. (Klakegg et al., 2007). Dette medfører at litt over ¼ av nedbørsfeltet består av snaufjell, mens rundt halvparten er dekket av skogsområder som vist i figur 2.3.

Glomma troner som landets lengste elv med sine 621 kilometer, og springer ut ved Tydalsfjellene i Trøndelag ikke langt fra Røros. Herfra renner elva sørover gjennom Østerdalen, og tilsluttes av sideelver som Folla og Atna som drenerer Dovre, Rondane og østre deler av Venabygdسفjellet. Sideelvene Imsa, Rena, Åsta, Flisa og Oppstadåa tilslutter seg også Glomma ved sentrale deler av Østerdalen, før elva forenes med den vestre delen fra Gudbrandsdalen ved Vormsund (figur 2.2). Videre følger Glomma topografien nedstrøms gjennom Romerike, Øyeren og Østfold, før elva munner ut i Oslofjorden ved Fredrikstad (Roald, 2013). Ved Rånåsfoss (figur 2.1), mellom Øyeren og Vormsund, er gjennomsnittlig årlig vannføring 683 m³/s (Eilertsen et al., 2013), med betydelig høyere verdier under snøsmeltingen på våren.

I Gudbrandsdalen har Glommas største sideelv, Lågen, sitt utspring ved Lesjaskogsvatnet, og drenerer derfra nedbør sørover mot Mjøsa (figur 2.2). Langs Gudbrandsdalen tilslutter elvene Otta, Sjoa og Vinstra seg Lågen fra vest. Disse dekker blant annet større områder i Breheimen, Reinheimen og Jotunheimen nasjonalparker, hvor nedbørsfeltets høyeste punkter representeres av Galdhøpiggen på 2469 moh., og Glittertinden på 2452 moh. Lenger sør i dalen tilslutter Frya, Gausa og noen mindre sideelver seg Lågen før den munner ut i Mjøsa ved Lillehammer. Ved Mjøsas utløp, endrer Lågen navn til Vorma, som ved Eidsvoll suppleres av Andelva vestfra, før den sammenflettes med Glomma ved Vormsund.

Landområdene rundt Lågen har generelt en høyere beliggenhet enn Glomma, som i kombinasjon med at Mjøsa demper og forsinker vannet, fører til vårflommene fra Østerdalen normalt kommer tidligere enn vårflommene fra Lågen og Vorma (Pettersson, 2002). Vorma omfatter ved samløpet med Glomma et nedbørsfelt på 17 550 km², mens nedbørsfeltet til Glomma samme sted er 20 780 km² (Pettersson, 2002).

En rekke utbygginger av vannkraftverk har blitt gjennomført i Lågen og Glomma, både opp- og nedstrøms Øyeren, noe som har resultert i en reguleringskapasitet på rundt 10 % av årlig gjennomsnittsvannføring i vassdraget (Engeland et al., 2020). Dette har bidratt til at det utover 1900-tallet generelt har blitt færre store flommer, og gjennomsnittsvannføringen ved de årlige vårflommene er redusert (Engeland et al., 2020).



Figur 2.2: A) Oversiktskart over Glommavassdragets nedbørsfelt som dekker betydelige deler av Østlandet. Lågens utstrekning illustrert i mørkere rød, mens Glommas i lysere rød. B) Elevnettverk og topografi i Glommavassdraget oppstrøms Øyeren. Glommas to hovedløp renner gjennom Gudbrandsdalen og Østerdalen før de forenes ved Vormsund. Lågens nedbørsfelt er markert med en mørkere grønn tone. C) Kart over Øyeren og nedbørsfeltene som drenerer til innsjøen. Glomma står for over 97 % av nedbørsfeltet til Øyeren, mens Nitelva og Leira til sammen dekker rundt 3 %. Lokalt tilsig rundt innsjøen dekker rundt 1 %. Solbergfoss kraftverk ble oppført i 1924 og er plassert ved utløpet av Øyeren. Kartene er utarbeidet i ArcGIS Pro (versjon 3.2.0) basert på en DTM på 10 meters oppløsning hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2024a), og nedbørsfeltdata hentet fra NVEs hydrologiske database (NVE, 2024a).

2.1.2 Nitelva

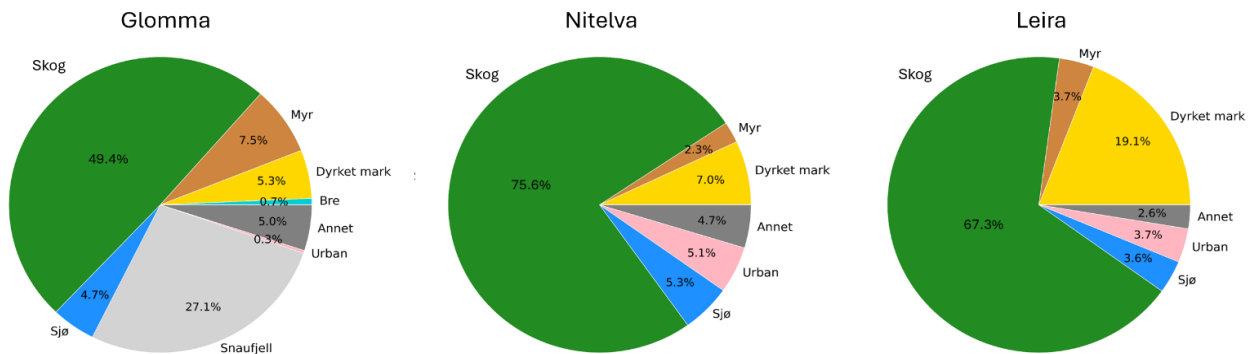
Nitelva dekker 1,3 % av Øyerens nedbørsfelt og renner gjennom Hakadal/Nittedal hvor elva drenerer de nord-østre delene av Nordmarka, samt vestsiden av Romeriksåsene (figur 2.2). Det 522 km² store nedbørsfeltets høyeste punkt ligger på 705 moh. (Soot, 2007), mens en vesentlig del av Nitelvas nedbørsfelt ligger under marin grense i leir-terreng, illustrert i figur 2.10. De nedre delene av elva er klassifisert som et leir-vassdrag (Solheim et al., 2008).

Vannføringsmålinger har siden 1984 blitt utført ved Fossen i Hakadal, vist i figur 2.2, som inkluderer de øvre 225 km² av nedbørsfeltet, og viser en gjennomsnittlig vannføring på 4,77 m³/s (NVE, 2024e). De høyeste vannføringene er registrert under flommene i 1987, 1988, 2000, 2015 og 2023, hvor verdier når 95 m³/s som observert i 1987 (NVE, 2024e).

2.1.3 Leira

Leira er i likhet med Nitelva også et leir-vassdrag (Solheim et al., 2008), og som navnet tilsier strømmer elvas nedre del gjennom et utpreget leir- og ravinelandskap bestående av dyrka mark (figur 2.3). Leiras 661 km² store nedbørsfelt (Bogen et al., 2002) dekker 1,7 % av Øyerens totale nedbørsfelt, og drenerer østre del av de skogkledde Romeriksåsene hvor høyeste punkt ligger på 812 moh. Herfra renner Leira vest for Oslo Lufthavn, videre sørover forbi Gjerdrum ned mot Lillestrøm (Pettersson, 2005). Ved Leirsund renner Leira som en meandrerende stilleflytende elv, med kroksjøer og flomsletter, før den sammenflettes med Nitelva like oppstrøms Svelle. Derfra munner elvene ut ved nordvestsiden av Øyeren-deltaet mellom Fautøya og Årnestangen.

Vannføringsmålinger er siden 1966 registrert ved Kråkfoss, vist i figur 2.2, som inkluderer de øvre 435 km² av vassdraget (NVE, 2024c; Pettersson, 2005). Den gjennomsnittlige vannføringen fra denne måleserien er 8,65 m³/s, (NVE, 2024c), med høyeste verdier under flommene i 1987, 2000, 2010, og 2023, hvor høyeste observasjon ble gjort under høstflommen i 1987 med kulminering av vannføring på 172 m³/s (NVE, 2024c).



Figur 2.3: Arealfordeling av nedbørsfeltene til de tre vassdragene Glomma, Nitelva og Leira i prosent ved innløpet til Øyeren. Alle nedbørsfeltene domineres av skog, mens Leira er det vassdraget som har høyest andel dyrka mark. Tallene er hentet fra nedbørsfeltparametere i NVEs tjeneste NEVIDA, og illustrert ved bruk av Python (NVE, 2024f).

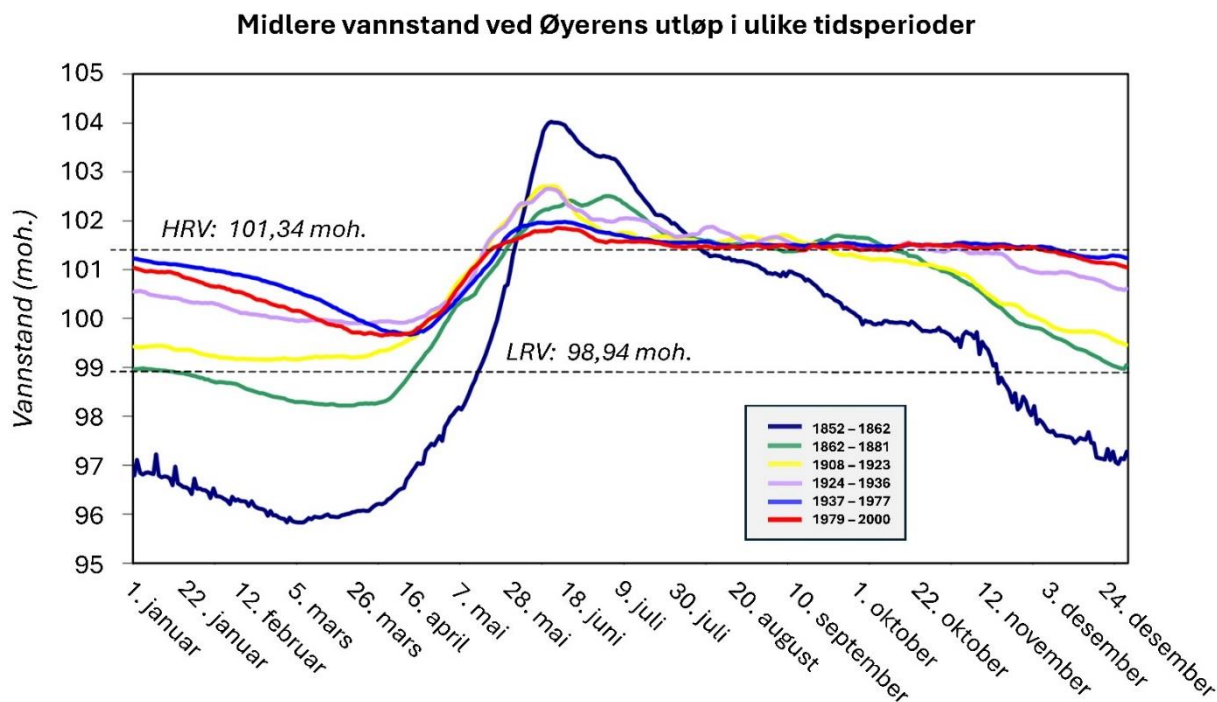
2.1.4 Regulering av Øyeren

Ideen om å senke vannstanden i Øyeren for å minimere flomskader har vært gjenstand for vurdering siden slutten av 1700-tallet, spesielt i kjølvannet av flere store flommer dette århundret inkludert «Storofsen» i 1789, som er den største flommen registrert i Glommavassdraget i løpet av epoken holosen (11 700 år siden - i dag) (Engeland et al., 2020). Ut over 1800-tallet startet undersøkelser og arbeid for å redusere vannstanden ved en flom på over 2800 m³/s (Bogen et al., 2002), samt tiltak for å løfte lavvannstanden i sommer- og høstmånedene og forbedre forholdene til tømmerfløting og skipstrafikk (Pettersson, 2002). «Storflaumen», også kalt «Ofsen», i 1860 målte ved Øyeren utløp 4200 m³/s (Roald, 2013), og førte til omfattende endringer i planene, med ferdigstilling av en såkalt «nåledam» ved Mørkfoss i 1862, samt utsprenging av utløpsprofilen samme sted (Pettersson, 2002). Tiltakene lyktes imidlertid ikke, og dammen ble revet etter bare noen tiår. Påfølgende flomhendelser samt undersøkelser som viste til at reguleringer oppstrøms Øyeren kunne føre til en vannstandsreduksjon på 1,5 meter, gjorde at behovet for en demning ved Øyeren utløp økte, og i 1924 stod Solbergfoss-demningen ferdig cirka fem kilometer nedenfor Mørkfoss (Bogen et al., 2002). Opprinnelig hadde Solbergfossen et fall på kun to til tre meter. For å utnytte Øyeren som reguleringsmagasin ble betydelige mengder fjell sprengt bort, og demningen ble reist rundt 25 meter slik at vannstanden i Øyeren ble utlignet (Pettersson, 2002). Solbergfoss-kraftverket har siden gjennomgått flere oppgraderinger, inkludert en endring av utløpsprofilen etter flommen i 1967 for å kunne senke vannstanden ved store flommer, og utvidelse med et nytt og moderne kraftverk (Solbergfoss II) i 1985 (Bogen et al., 2002; NVE, 2024g).

Under naturtilstanden, før reguleringene startet i 1862, varierte vannstanden i Øyeren vesentlig mer enn i dag. Mellom 1852 og 1861 varierte lavvannstanden i februar-mars og høyvannstanden under flomtoppene i mai-juni gjennomsnittlig med nesten åtte meter, med maksimal variasjon på 14 meter (Bogen et al., 2002). Etter flomtoppen tidlig på sommeren sank vannstanden i Øyeren gradvis gjennom høsten og vinteren ned mot 96 moh., godt under dagens laveste regulerte vannstand (LRV) på 98,94 moh. vist i figur 2.4. I løpet av vårfloppen tok vanligvis vannstanden seg opp til rundt 104 moh., betydelig høyere enn dagens høyeste regulerte vannstand (HRV) på 101,34 moh. På denne tiden fantes det ingen kunstige magasiner oppstrøms Øyeren, og det var heller ingen regulering av Mjøsa, noe som førte til betydelig høyere flomtopper enn det som er normalt i dag (Bogen et al., 2002).

Dagens HRV og LRV ble innført i manøvreringsreglementet fra 1934, og medførte en reduksjon av gjennomsnittlig vannstandsvariasjon på rundt seks meter i forhold til naturtilstanden (Bogen et al., 2002). De laveste vannstandene ble fjernet, og vårfloppenes omfang ble redusert da tapping av innsjøen i forkant av flom kunne gjennomføres. Etter 1934 ble den høye sommervannstanden videreført og holdt nær HRV utover høsten av hensyn til forskjellige interessenter, frem til 1. desember da en gradvis tapping ble utført i løpet av vinteren (figur 2.4) (Bogen et al., 2002).

Manøvreringsreglementet har blitt tilpasset flere ganger, blant annet etter 1967-floppen for bedre flomhåndtering, og etter oppføringen av Bingsfoss kraftstasjon i 1977 (figur 2.1). Tømmerfløtingen ble utover 1980-tallet avviklet, samt at verdien av naturreservatet fikk økt oppmerksomhet. I 1996 kom et prøvereglement på plass som hensyntok våtmarksområdene i større grad, og skulle forlenge vannstanden på HRV frem til 1. mars, eller til isen hadde lagt seg (Bogen et al., 2002). I 2014 ble prøvereglementet erstattet med et nytt permanent manøvreringsreglement, som blant annet tok mer hensyn til fugl, friluftsliv og landbruksinteresser, og gav større fleksibilitet til å unngå oversvømming av jordbruksområder sommerstid (GLB, 2019; Stokker, 2014).



Figur 2.4: Øyerens midlere vannstander gjennom forskjellige tidsperioder. Den mørkeblå linjen (1852-1862) representerer Øyerens vannstand ved naturtilstanden, før reguleringene. De stiplede svarte linjene representerer dagens HRV og LRV på henholdsvis 101,34 og 98,94 moh. i forhold til Statens Kartverks høydesystem NN 1954. Modifisert etter Bogen et al., (2002).

2.1.5 Nordre Øyeren Naturreservat

Øyerendeltaet ble i 1975 fredet og «Nordre Øyeren Naturreservat» ble opprettet for å bevare deltaet og dets varierte dyre- og fugleliv på en best mulig måte (Søbye et al., 2012). Øyeren er som mange andre norske innsjøer helt eller delvis gravd ut under siste istid, og mens innlandsisen trakk seg for alvor tilbake for rundt 11 700 år siden hadde Øyeren forgreininger til «Ancylussjøen», som gav den kontakt med Vänern og dagens Halden-vassdrag (Rørslett, 2002). Dette, samt de varierte dybdeforholdene i sjøen, har ført til en utstrakt blanding av habitater og arter, og bidratt til at Øyeren er Norges mest artsrike innsjø når det gjelder fisk (25 arter), fugl (260 arter) og vannplanter (375 arter) (Berge, 2011).

Totalt er 63 km² vernet, hvilket inkluderer Svelle, Årnestangen og øyene, samt deltasletten og deltaplattformen helt frem til deltaskråningen (Bjørkøyli et al., 2013). I 1985 fikk deltaet internasjonal verneverdi da det ble innlemmet i Ramsar-konvensjonen, grunnet våtmarksområdenes viktighet for trekkfugler (Bjørkøyli et al., 2013). Selv om området er et naturreservat, er vernebestemmelsene utformet slik at de ikke begrenser bruk av deltaet mer enn nødvendig, og landbruk, friluftsliv, fiske, båttrafikk og annen rekreasjon er tillatt (Bjørkøyli et al., 2013).

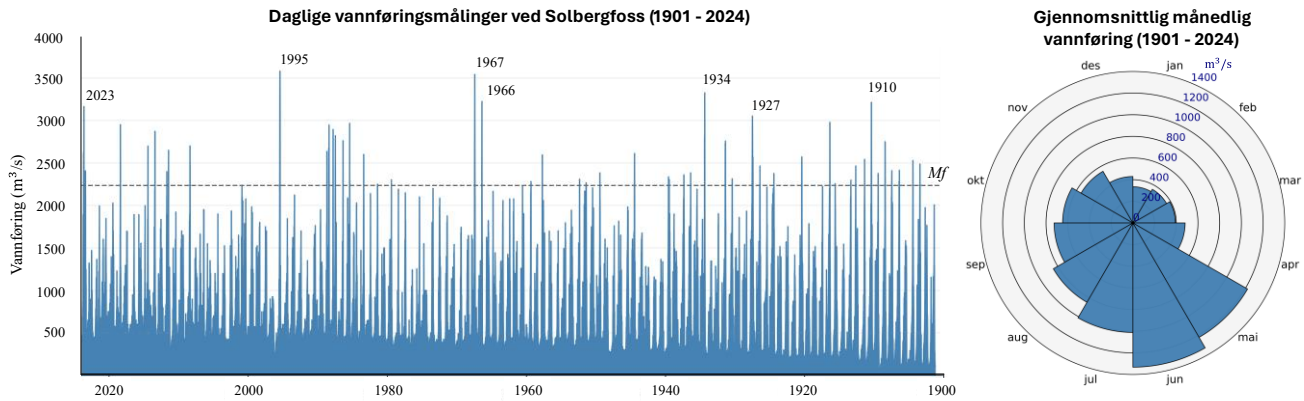
2.2 Flomhistorikk

Flom oppstår når vannstanden i bekker, elver, eller innsjøer øker over det normale og oversvømmer omkringliggende områder som vanligvis er tørre. Flom kan i tillegg defineres kvantitativt som en overskridelse av den statistisk høyeste gjennomsnittlige vannføringen over et bestemt gjentaksintervall. For eksempel, en 200-årsflom, som statistisk forventes å forekomme én gang hvert 200. år, har en årlig sannsynlighet på 0.5 %, mens en 50-årsflom har en sannsynlighet på 2 % hvert år (Humstad, 2020).

En rekke flommer er registrert i Glomma i løpet av de siste århundrene. Flomhistorikken i Øyeren og Glommavassdraget er godt dokumentert ved hjelp av folkemunne, flomsteiner, historiske kilder, målestasjoner og flomforskning på sedimentkjerner (Engeland et al., 2020). Det er flere aktive målestasjoner i områdene rundt Øyeren, hvor den eldste ligger ved Solbergfoss. Den har generert daglige vannføringsdata siden 1901 (figur 2.5). Siden 1964 har målingene blitt utført til flere tider av døgnet, for en mer nøyaktig tidsserie (NVE, 2024b).

De høyeste verdiene i måleserien, hvor vannføringen oversteg $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ er målt i årene 1910, 1927, 1934, 1966, 1967, 1995 og 2023 som sammenfaller med kjente flommer i vassdraget (Roald, 2013). I figur 2.5 er hele måleserien fra Solbergfoss målestasjon presentert, med de høyeste vannføringene markert. Middelflom (Mf) refererer til det forventede årlige maksimalnivået av vannføring. Nivået er justert flere ganger og i dag er middelflomverdien ved Solbergfoss målestasjon $2235 \text{ m}^3/\text{s}$. Videre har Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) utarbeidet estimater for ulike gjentaksintervall. For en 5-årsflom er den estimerte vannføringen $2677 \text{ m}^3/\text{s}$, mens for en 50-årsflom er estimert vannføring $3492 \text{ m}^3/\text{s}$ (NVE, 2024b).

Under Vesleofsen i 1995 (kapittel 2.2.4), ble den høyeste vannføringen i tidsserien registrert på $3580 \text{ m}^3/\text{s}$, men det finnes historisk større flommer, som Storofsen (kapittel 2.2.1), hvor vannføringen er antatt å ha vært rundt $4700 \text{ m}^3/\text{s}$ ved utløpet av Øyeren; estimert ut ifra observasjoner og målepunkter. De fleste av de største flommene inntreffer i kombinasjon med snøsmeltingen på våren eller forsommeren med enkelte unntak, som i august 2023 da ekstremværet Hans rammet Østlandet med store nedbørsmengder (kapittel 2.2.5). I figur 2.5 er det laget et rosediagram, basert på måleserien fra Solbergfoss, som viser distribusjonen av gjennomsnittlig månedlig vannføring. Diagrammet viser at høyest vannføring forekommer på våren i månedene mai, juni og juli, i kombinasjon med snøsmeltingen.



Figur 2.5: Daglige vannføringsdata fra Solbergfoss målestasjon fra perioden 1901 til 2024. Utvalgte flommer med vannføringer over $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ er markert med årstall, og nivået for beregnet middelflom (Mf) er markert med stiplet linje ved $2235 \text{ m}^3/\text{s}$. Rosediagrammet til høyre viser distribusjonen av midlere vannføring per måned for samme tidsserie. Mai, juni og juli representerer måneder med høyest vannføring, mens vintermånedene står for de laveste vannføringene. Vannføringsmålinger fra 1964 til i dag er tilgjengelig fra Sildre.no (NVE, 2024b), mens data lenger tilbake i tid er tilsendt av Kolbjørn Engeland, seniorforsker ved hydrologisk avdeling, NVE. Dataene er sammenstilt ved bruk av Python.

2.2.1 Storofsen i 1789

Flomkatastrofen omtalt som «Storofsen» rammet Norge i juli 1789, og anses for å være den største flommen de siste 10 000 år (Engeland et al., 2020). Det er estimert at vannføringen ved utløpet av Øyeren var nærmere $4700 \text{ m}^3/\text{s}$, og at vannmengdene forlenget innsjøen fra 35 til 52 kilometer (Roald, 2013).

Flommen oppsto som en konsekvens av intens snøsmelting uvanlig seint på året grunnet varme temperaturer seint i mai, samt store nedbørsmengder over lang tid etter at en varmfront fra Polen hadde bragt med seg fuktig luft nordover (Østmoe, 1985). Foranledningen bar preg av stor snøakkumulasjon i fjellet, samt kalde høst- og vintertemperaturer før snøen la seg. Frosten bidro til dyp tele, som forhindret infiltrasjon av vannet senere på våren, og en større del av nedbør og smeltevann ble ført videre ned vassdraget (Østmoe, 1985). I juli regnet det tre uker i strekk, noe som gjorde at vannføringen allerede var høy og jordsmonnet mettet før intense byger den 21. og 22. juli utløste kulmineringen av storflommen, og brakte med seg enorme ødeleggelser nedover Gudbrandsdalen, Østerdalen og tilhørende sidevassdrag.

Storofsen tok livet av 70 mennesker i Gudbrandsdalen, og en rekke gårdsbruk og bygninger gikk tapt (Østmoe, 1985). Mange av ødeleggelsene skyldes ras og jordskred i dalsidene utløst av den intense nedbøren. Tilsvarende hendelser er observert flere ganger under flommer på Østlandet (Nesje et al., 2011). I Østerdalen gikk 400 gårdsbruk, flere tusen husdyr og store jordbruksområder tapt i vannmassene, men dalen ble likevel rammet i mindre grad enn Gudbrandsdalen under denne hendelsen, trolig grunnet annen topografi og lavere beliggenhet som bidro til tidligere snøsmelting (Pettersson, 2002). Observasjoner av ras og jordskred som inntraff hyppig i lavere deler av landet der snøen allerede var smeltet bort, indikerer at Storofsen hovedsakelig var en regnflom, selv om snøsmelting bidro til å forverre utfallet (Østmoe, 1985).

2.2.2 Storflaumen/Ofsen i 1860

Storflaumen, også kalt Ofsen, var en stor snøsmelteflom som midt i juni 1860 rammet Østlandet (Roald, 2013). Flommen rammet Gudbrandsdalen hardere enn Østerdalen, da større mengder av snøen der lå igjen i fjellet. Samtidig rammet et kraftig regnvær i kombinasjon med temperaturøkning de vestre delene av Østlandet, noe som satte i gang en intens snøsmelting i disse områdene (Roald, 2013). Store vannmengder flommet nedover Gudbrandsdalen, og vannstanden i Mjøsa kulminerte bare noen centimeter lavere enn under Storofsen. Østerdalen lå i regnskyggen til det verste regnværet, samt at mer av snøen der allerede var smeltet noe som førte til at vannføringen i nedre del av Glomma-vassdraget ikke oversteg Storofsen-nivåer. Vannstanden i Øyeren var likevel over 109 moh. ifølge Pettersen (2002), og oversvømte betydelige deler av Lillestrøm. Vannføringen ut av Øyeren ble estimert til 4200 m³/s (Roald, 2013).

2.2.3 Storflommene i 1966 og 1967

Etter en kald vinter fra november til april 1965/66, med betydelige mengder snø, førte en plutselig temperaturøkning i mai til 100-årsflom i Glomma på nasjonaldagen i 1966. Året etter resulterte et lignende mønster, med sen snøsmelting kombinert med sørlige nedbørssystemer, til en ny storflom i Glomma ved månedsskifte mai/juni (figur 2.6 B). Ved Solbergfoss målestasjon, like sør for utløpet av Øyeren, ble det i 1966 og 1967 målt vannføringer på henholdsvis 3224 og 3542 m³/s, samt vannstander på henholdsvis 105.62 og 106.61 meter (Zinke & Bogen, 2013). Vannstanden i 1967 er den høyeste siden Storflaumen i 1860 og Stofosen i 1789, og inngripende tiltak ble iverksatt ved utløpet av Øyeren for å muliggjøre ytterligere senkning av vannstanden ved tilsvarende flommer (Bogen et al., 2002). Hendelsene i 1966 og 1967 forårsaket omfattende skader i området rundt Lillestrøm, med oversvømmelse av infrastruktur og utmark vist i figur 2.6 (B), samt økonomiske tap på mange millioner (Roald, 2013).



Figur 2.6: Øya i Fetsund sett mot nord med Svelle til venstre og Glomma til høyre, under ekstremværet Hans i 2023 (A) og storflommen i 1967 (B), hvor vannstanden i Øyeren kulminerte på henholdsvis 103.44 og 106.61 meter. Vannstanden i 1967 er den høyeste siden storflommene i 1860 og Stofosen i 1789, og tiltak for å senke utløpet ble gjort i etterkant. Effekten av dette medfører at tilsvarende flommer med like stor vannføring, som Vesleofsen og Hans, ikke øker Øyerens vannstand på samme måte som tidligere. Foto: A) Lisbeth Lund Andersen, B) K. Haugen/Museene i Akershus.

2.2.4 Vesleofsen i 1995

Vesleofsen har fått navnet grunnet lignede forløp som Storofsen i 1789, da flommen oppstod i kombinasjon med stor mengde snø i fjellet, og mye nedbør (Roald, 2013). 26. mai 1995 steg temperaturen, og snøsmeltingen satte i gang for fullt på Østlandet. Snø tilsvarende 100 mm nedbør, fordelt over Glommas nedbørsfelt smeltet mellom 27. mai og 3. juni, i tillegg regnet det mellom 50-70 mm over store områder i samme periode (Roald, 2013). Østerdalen ble rammet hardere enn Gudbrandsdalen, og hadde det ikke vært for aktiv regulering av vassdragsmagasinene hadde Vesleofsen muligens vært like stor eller til og med større enn Storofsen ved Elverum (Roald, 2013). Vannføringen ved Solbergfoss målestasjon, ved Øyerens utløp, kulminerte den 10. juni på 3580 m³/s, noe som er det høyeste registrert i hele måleserien fra 1901 (NVE, 2024b). Høyere vannføringer ble registrert oppstrøms Øyeren, og aktiv manøvrering av magasinene i Glomma-vassdraget bidro til å redusere ytterligere skader. Vannstanden i Øyeren forble betydelig lavere enn vannføringen skulle tilsi, etter at tiltakene som ble gjort ved utløpet etter 1967-flommen gav effekt. En person omkom, og skader for 1,8 milliarder i datidens valuta ble registrert (Roald, 2013).

2.2.5 Ekstremværet Hans i 2023

I august 2023 rammet et voldsomt regnvær sentrale deler av Østlandet, og førte til jordskred, flom og oversvømmelser i store områder (figur 2.6 A). Et kraftig værsystem fra sørøst brakte med seg enorme nedbørsmengder, og førte i løpet av 7. august til døgnnedbørsmengder på mellom 100 og 150 mm i deler av Hemsedal, Valdres og Gudbrandsdalen (Thrane et al., 2023). Regnværet fortsatte i ytterligere to dager, og førte til kraftig flom i både Drammensvassdraget og Glommavassdraget, og deres sideelver. Ved Solbergfoss målestasjon kulminerte flomvannet den 13. august med en vannføring på 3170 m³/s (NVE, 2024b), som er det høyeste målt utenom smeltesesong siden målingene startet i 1901 (Thrane et al., 2023). Ødeleggelsene ble også denne gangen store med skader for anslagsvis 1,8 milliarder kroner (Norsk naturskadepool, 2023).

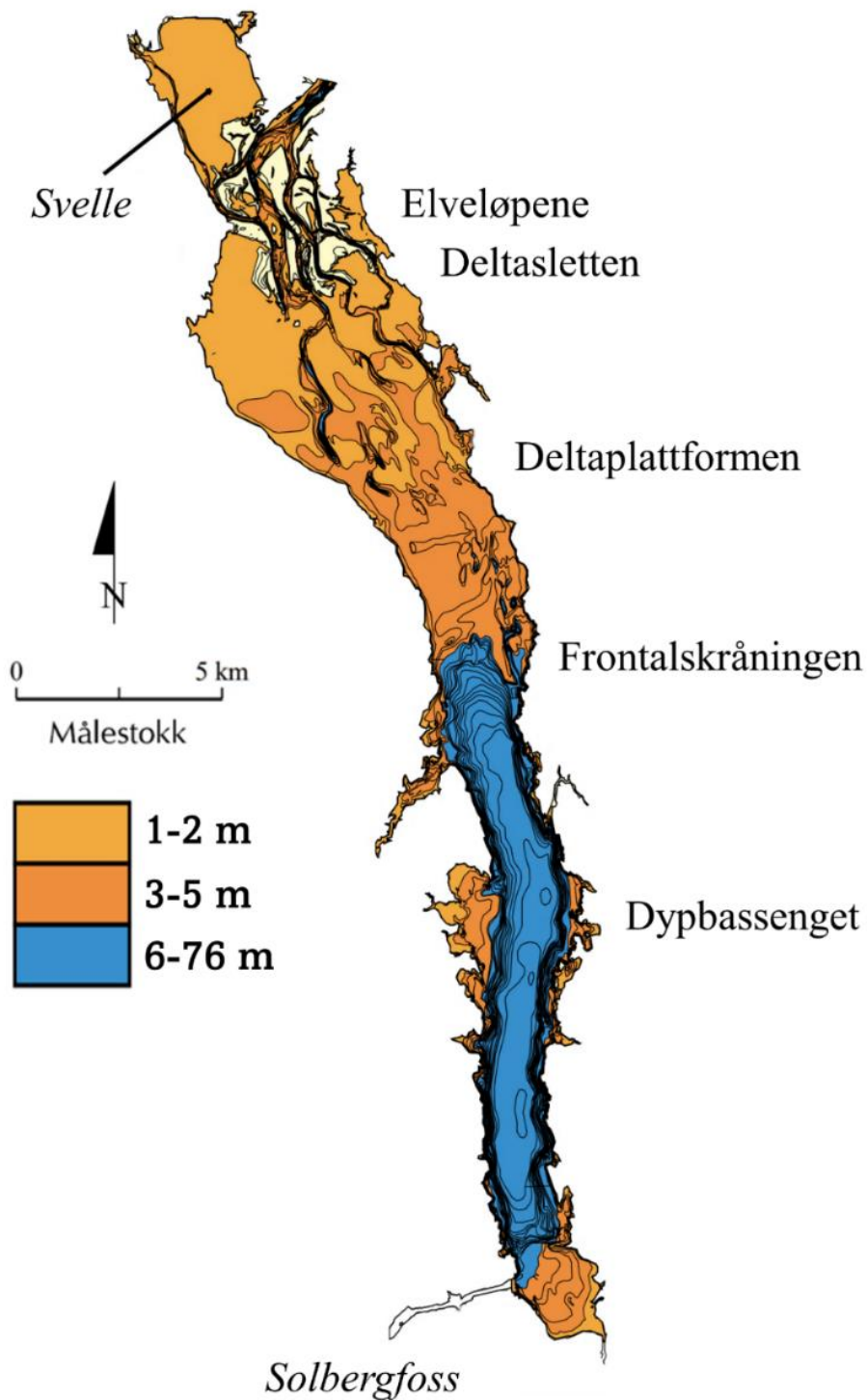
2.3 Sedimentasjon i Øyeren

Øyeren er unik i form av at store deler av erosjonsmaterialet fra Østlandet avsettes i innsjøen, istedenfor å bli transportert videre til Glommas munning ved havet utenfor Fredrikstad. Dette har ført til at nesten to tredjedeler av innsjøen er fylt opp av sedimenter i løpet av de 10 000 årene fra siste istid til i dag, og slik dannet Nord-Europas største innlandsdelta (Berge, 2002). Denne konstante innfyllingen av den tidligere fjordsjøen danner grunnlaget for store dybdeforskjeller i innsjøen, vist i figur 2.7. I den nordlige delen, som strekker seg fra Svelle og rundt ni kilometer sør, observeres et landskap preget av skogkledde øyer, meandrerende fluviale kanaler og våtmarksområder. Dette området er en del av deltasletten og preget av gruntvannsområder, som stort sett ikke overstiger tre meter under normale forhold. Videre mot sør transformerer sletten seg til en deltaplattform, som strekker seg 8 kilometer sørover, der den møter en mer distinkt frontalskråning. Dette området signaliserer overgangen fra det grunne deltaet med dyp på maksimalt fem meter, til Øyerens dypbasseng, som inkluderer en maksimal dybde på 76 meter (Søbye et al., 2012).

Matreale som transporteres i vann deles normalt inn i suspensjonstransportert og bunntransportert matreale (Bogen et al., 2002). Suspensjonstransportert matreale innebærer at partiklene holdes «flytende» eller «svevende» i vannet, og dermed er i suspensjon, slik at de kan fraktes over store avstander. I elver medfører høyere vannføring økt kompetanse til å transportere større partikler. Imidlertid kan det defineres en yttergrense for suspensjonstransport materiale i elv ved rundt 0.250 mm (Parsons et al., 2015), noe som tilsvarer kornstørrelsen sand (Udden, 1914; Wentworth, 1922).

I innsjøer består suspensjonsmaterialet vanligvis av veldig finkornede sedimenter, tilsvarende kun silt- og leirfraksjonen (Matty et al., 1987), og avsettes på steder hvor det er roligere forhold i innsjøen, for eksempel ved bakevjer på deltasletten og deltaplattformen eller i dypbassenget (Bogen et al., 2002). Bunntransportert matreale reflekterer sedimenter som ruller eller hopper langs bunnen av elvekanalen. Dette innebærer normalt større kornfraksjoner, som sand og grus, og avsettes normalt i elvekanalen der strømhastigheten avtar raskt (Bogen et al., 2002).

I Øyeren bidrar Glomma med klart mest sedimenter til deltaet, og den gjennomsnittlige suspensjonstransporten er mellom 1995 og 2000 målt til 660 000 tonn/år ved Bingsfoss kraftstasjon, rundt 15 km nordøst for Øyeren (Bogen et al., 2002). For Leira og Nitelva er den midlere suspensjonstransporten estimert av Bogen et al. (2002) til å ligge på respektive 90 000 og 18 000 tonn/år. Bogen et al. (2002) anslår også at majoriteten av materialet som sedimenterer i Svelle kommer fra Nitelva og Leira, og at Glomma har minimal innvirkning der.



Figur 2.7: Dybdekart (ved HRV) av deltaet i Øyeren som viser hvor langt ut i innsjøen den grunne deltaplattformen strekker seg. Deltasletten befinner seg lengst i nord av innsjøen, og inkluderer Svelle og områdene rundt elveforgreiningene. Frontalskråningen markerer overgangen til den dypere delen av Øyeren, som strekker seg ned til utløpet. Modifisert etter Bogen et al., 2002 (NVE).

Mengden sedimenter som transportes til deltaet i Øyeren varierer mye hvert år, og transportmengden øker vesentlig ved flomhendelser. Bogen et al. (2002) viser til at det etter flomepisoder ofte transporteres mer sediment på grunn av at nytt sediment blir lettere utsatt for erosjon, ved for eksempel at leirras og utglidninger eksponerer mer matreale som videreføres ned vassdraget. Under flommen i 1995 ble det ved Bingsfoss (figur 2.1) registrert en suspensjonstransport på 700 000 tonn (Bogen et al., 2002). Høyere opp i vassdraget ble det ved Atna i Østerdalen (figur 2.2) registrert rundt 60 000 tonn under samme flomhendelse, noe som viser at sedimenttransporten i øvre del av Glomma også var betydelig (Bogen & Bønsnes, 1999). Påfølgende år var preget av mindre nedbør, og sedimenttransporten var desto lavere i elvene (under 100 000 tonn/år ved Bingsfoss) (Bogen & Bønsnes, 1999).

Vannstanden i Øyeren har betydning for hvor og hvordan materialet sedimenteres, da vannstanden endrer strømhastigheten til elva sedimentene transporteres i. Likevekten mellom erosjon og sedimentasjon avhenger blant annet av kornstørrelsen på bunnmaterialet, elvenes strømhastighet og fallet på elveløpene (Bogen et al., 2002). Et raskt endrende elvesystem kjennetegnes av at disse faktorene ikke er i likevekt, noen som vil føre til at det eroderes på et sted, og avsettes på en annet sted og elvekanalene endrer plassering.

Vannstandsvariasjonene i Øyeren har etter reguleringene startet i 1862 minket betraktelig, fra rundt 8 meter under naturtilstanden til rundt 2 meter under dagens manøvrering (Rørslett, 2002). Ved naturtilstanden, før reguleringen startet, lå nord-enden av Øyeren nesten tørrlagt gjennom vinteren, med bare en liten meandrerende elv rennende på mudderoverflaten (Søbye et al., 2012). Manøvreringsreglementet innført etter oppdemmingen gjør at det holdes en forholdsvis høy vannstand i en lengre periode av året, samtidig som de høyeste vannstandene under vårflommene er begrenset. Dette har ført til at sedimentene, møter rolige vann høyere opp i innløpet, og ikke transporteres like langt ut i innsjøen som tidligere, før de avsettes (Bogen et al., 2002).

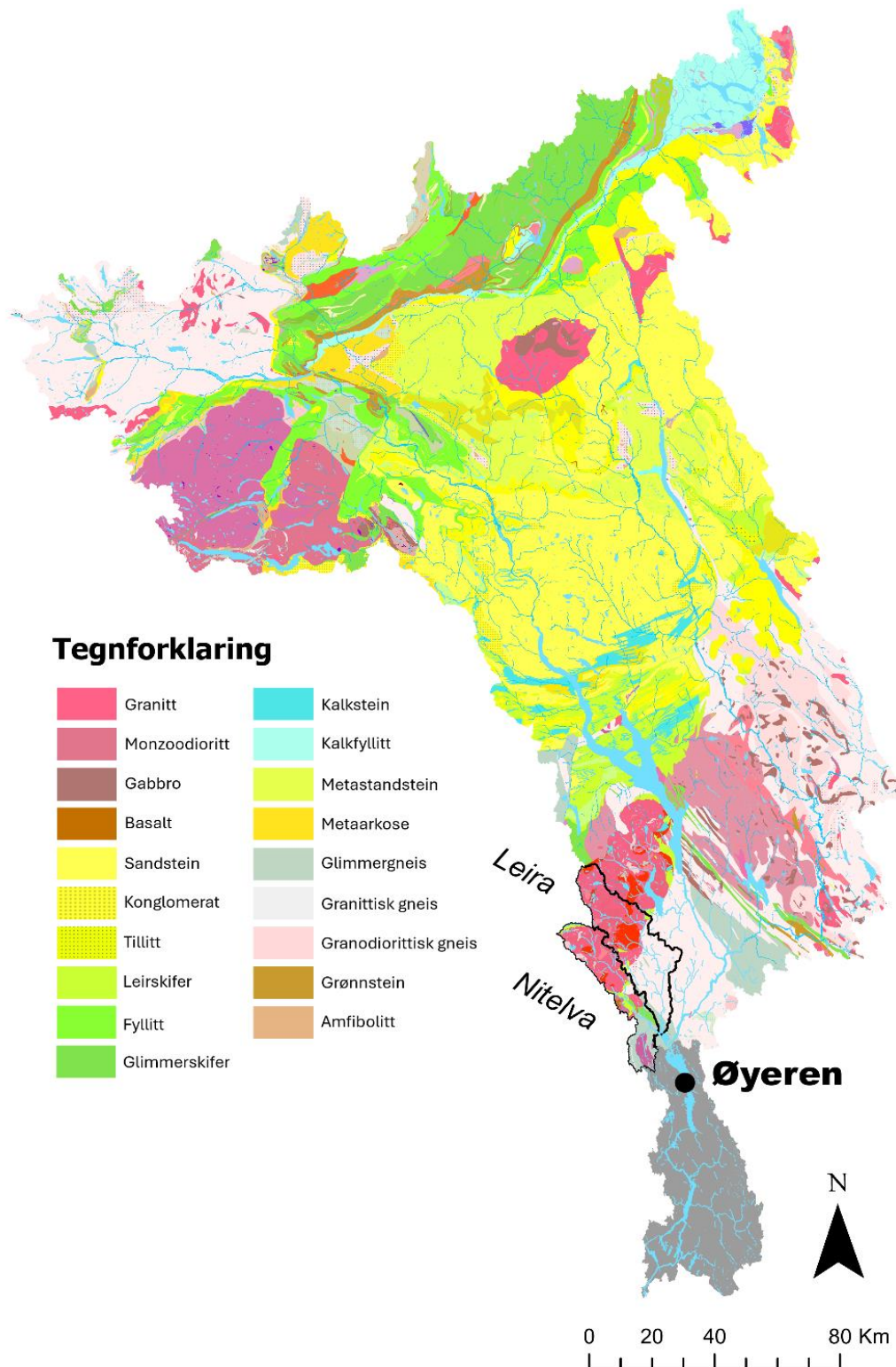
Historisk utvikling av deltaet viser at landarealet har doblet seg siden 1860 (Søbye et al., 2012). Øyene har også endret seg mye og generelt strukket seg lengre ut i innsjøen, mens erosjon har foregått i yttersvinger spesielt ved Fautøya. Øyene Storsand, Bukkesand og nedre deler av Årnestangen ble til på slutten av 1800-tallet, og på 1960-tallet dukket det opp en ny øy kalt «Midtbakken» eller «Flatsand» midt i hovedløpet Storråka, som følge av vannstandsendingene (figur 2.8) (Søbye et al., 2012).



Figur 2.8: Deltaet fotografert fra luften. Pilen viser den nye øya «Midtbakken/Flatsand» som dukket opp i deltaet på 1960-tallet. Under lav vannstand kan deltaplattformens grunne områder observeres i nordenden av Øyeren. De fleste delene av innsjøen er her maksimalt fem meter dypt ved normal vannstand. Foto: Øystein Sand.

2.4 Berggrunnsgeologi

Berggrunnsgeologien i Øyerens nedbørsfelt kommer frem i figur 2.9, der data fra Norges Geologiske Undersøkelser (NGU) sitt bergartskart er visualisert for Nitelva, Leira og Glomma (NGU, 2024a). Glommas nedbørsfelt blir grunnnet sin størrelse preget av en rekke forskjellige bergarter. Grunnfjell og gneis dominerer de lavtliggende områdene i Østfold og Akershus, mens skyvedekker av kalkstein, sandstein og skifer, dekker mye av Innlandet, og kommer som en konsekvens av den kaledonske fjellkjededannelsen for rundt 400 millioner år siden (Ramberg, 2008). I høyfjellsområdene domineres Jotunheimen av metagabbro, mens Dovrefjell karakteriseres av et diversifisert bergartskompleks, med både glimmerskifer, granittisk gneis og fyllitt. Områder med granitt og gabbro, samt metasandstein og sandstein preger Rondane. I tillegg strekker Oslofeltet, med magmatiske bergarter, seg nordover opp til Mjøsa. Oslofeltets bergarter preger også de øvre delene av Nitelva og Leira sine nedbørsfelt, som er vist i figur 2.9. De lavere områdene av de samme nedbørsfeltene domineres av eldre gneisvariasjoner (NGU, 2024a).

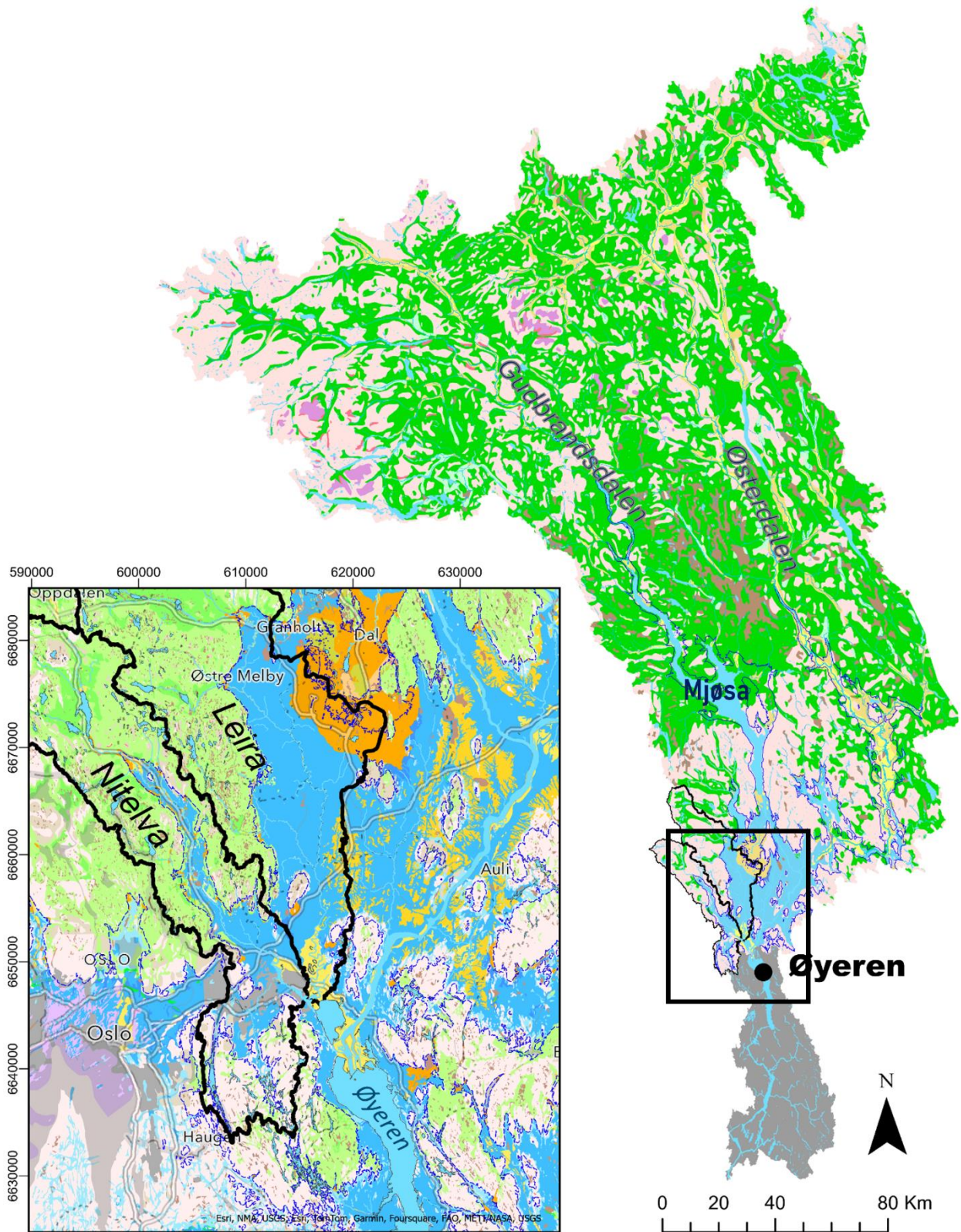


Figur 2.9: Nedbørsfeltet til Øyeren markert overlatt med geologisk bergrunnskart. Leira og Nitelva sine nedbørsfelt er markert, og inkluderer i sine øvre områder magmatiske bergarter fra Oslofeltet, som granitt og basalt fra riftingen i Perm. De lavereliggende områdene preges av eldre gneisvariasjoner. Glomma preges i nord av skyvedekker, med en blanding av magmatiske og metamorfe bergarter. Store deler av de midtre delene domineres av eldre sandstein, og kalksteinsformer, mens de lavereliggende områdene består for det meste av eldre grunnfjell. Data er hentet fra NGU sine sider (NGU, 2024a), og sammenfattet i ArcGIS Pro.













2.5 Kvartærgeologi

Østlandet, har i likhet med resten av Norge, vært gjennom betydelige geomorfologiske transformasjoner som følge av flere istider de siste 2,6 millioner årene. Istidene inkluderte større isdekker, som med sin tyngde førte til nedsynkning av landmassene (Bargel & Sørensen, 2005). I takt med at isdekket trakk seg tilbake for omtrent 11 700 år siden, resulterte nedsenkningen i at havnivået var posisjonert vesentlig høyere relativt til dagens nivå. Israndavsetninger som ved Haugseter, der blant annet Oslo Lufthavn befinner seg, ble dannet av deposisjon fra breelver i et sandurdelta som munnet ut i datidens Romeriksfjord, rundt 205 meter over dagens havnivå (Bargel & Sørensen, 2005). Lenger ut i fjordene, blant annet der Øyeren befinner seg i dag, akkumulerte store mengder marin leire og silt, som har gitt grunnlag for næringsrike jordbruksområder i regionens lavereliggende områder. Begrepet «Marin Grense» (MG) refererer til det maksimale havnivået relativt til isostatisk landheving, og varierer mellom 192 og 221 moh. i Oslofjordregionen (Bargel & Sørensen, 2005).

I figur 2.10 fremstilles et kvartærgeologisk kart for Øyerens nedbørfelt, laget på grunnlag av data hentet fra Norges Geologiske Undersøkelser (NGU) (NGU, 2024b). Nedbørfeltene til Nitelva og Leira er også inkludert for å illustrere deres sammensetning av løsmasser. Områdene rundt Øyeren som befinner seg under marin grense er preget av tykke dekker av marin leire. Dette er tilfelle for alle de lavtliggende delene av nedbørfeltene til Nitelva, Leira og Glomma. I de øvre delene av Nitelva observeres morenedekker av variabel tykkelse, samt enkelte glasifluviale avsetninger nær den marine grensen. De nedre delene inkluderer antropogen fyllmasse i form av urban bebyggelse, samt sporadiske forekomster av berggrunn dekket med tynnere løsmasser. Leira har en lignende distribusjon med morenemateriale i de øvre delene, men domineres i større grad av områder med marin leire i de nedre delene. I tillegg er deler av en betydelig glasifluvial avsetning inkludert i østre grense av nedbørfeltet. Gjenværende deler av denne avsetningen ligger i Glommas nedbørfelt, som over den marine grensen er preget av utstrakt morenemateriale, samt større områder med myr og eksponert berggrunn (figur 2.10) (NGU, 2024b).



Tegnforklaring

 Morenemateriale, tynt dekke	 Flomavsetning («Romeriksmjelen»)	 Torv og myr
 Morenemateriale, tykt dekke	 Hav- og fjordavsetning, tynt dekke	 Tynt humus-/torvdekke
 Breelavsetning	 Hav- og fjordavsetning, tykt dekke	 Bart fjell
 Elveavsetning	 Marin strandavsetning	 Fyllmasse

Figur 2.10: Nedbørsfeltet til Øyeren markert overlagt med kvartærgeologisk løsmassekart. Leira og Nitelva sine nedbørsfelt er markert og kan ses i den forstørrede rammen. Dette inkluderer i sine øvre områder morenedekker, samt enkelte glasifluviale og fluviale avsetninger. De lavereliggende områdene preges av antropogent matreale, og større områder med marin leire. Glommas nedre deler inkluderer også områder med marin leire, mens de øvre delene over marin grense hovedsakelig består av morenedekker, myr og områder med bart fjell. Data er hentet fra NGU sine sider (NGU, 2024b), og sammenfattet i ArcGIS Pro.

2.6 Klima

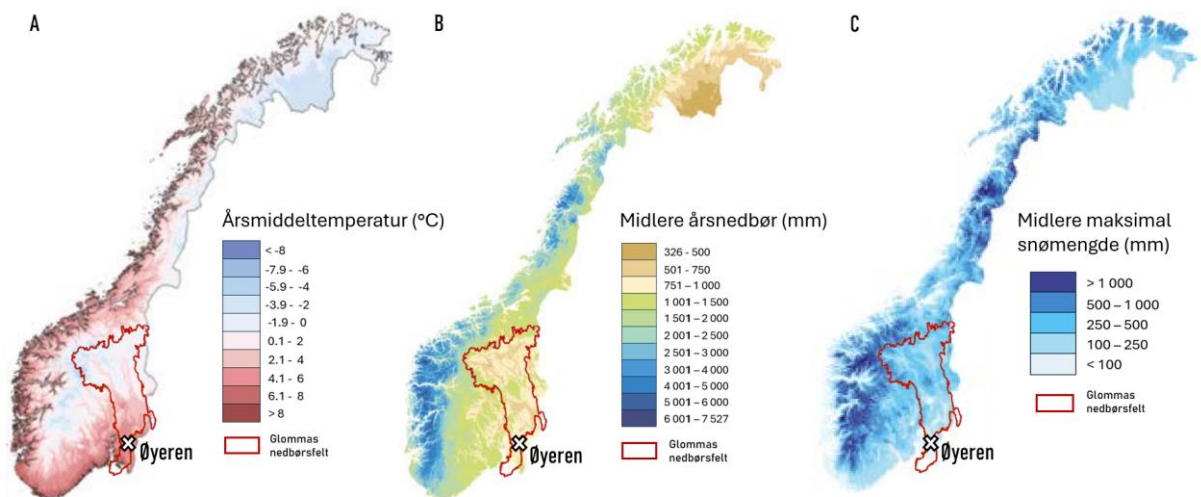
Glommavassdraget utgjør en omfattende del av Østlandet, og involverer forskjellige klimatiske og topografiske forhold (Hanssen-Bauer et al., 2015). Figur 2.11 viser til årlig middelvei av temperatur, nedbør og maksimal snømengde for Norge, samt dreneringsområdene til Øyeren, mellom 1971 og 2000. Nedre deler av glommavassdraget opplever en klart høyere årsmiddeltemperatur på mellom 2 og 8 grader celsius i kontrast til de høyereliggende fjellområdene lengre nord, som innehar en årsmiddeltemperatur mellom -6 og 0 grader celsius (figur 2.11 A).

Innenfor dreneringsfeltet til Glommavassdraget, observeres det relativt uniforme nedbørsmengder, som generelt er lave sammenlignet med de vestlige delene av Norge (figur 2.11 B). Dette fenomenet reflekterer de geografiske og klimatiske forskjellene i landet, hvor de vestlige regionene mottar betydelig mer nedbør på grunn av orografisk løft når fuktige luftmasser fra Atlanterhavet møter fjellene (Kvamme & Teigen, 2005).

Midtre strøk av Vestlandet er blant de mest nedbørsrike i Europa, og det kan komme godt over 5000 mm nedbør i løpet av et år i enkelte områder (figur 2.11 B) (Hanssen-Bauer et al., 2015). Fjellområdene på Vestlandet er i tillegg blant stedene som oppsamler størst snømengder i løpet av vinteren, men grunnet små nedbørsfelt blir ikke vårflommene like omfattende, og det er regnflommene som bringer med seg de største konsekvensene (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Østlandet befinner seg i regnskyggen til disse lavtrykkssystemene, noe som har resultert i at øvre deler av Gudbrandsdalen er blant de tørreste stedene i Norge (Hanssen-Bauer et al., 2009). Snømengdene er beskjedene i forhold til områdene i vest (figur 2.11 C), men grunnet store nedbørsfelt, blant annet i Glommavassdraget, akkumuleres det tilstrekkelige snømengder til at de gir konsekvenser i form av årlige vårflommer. Disse flommene initieres av snøsmeltingen, og har historisk resultert i flere storflommer når de inntreffer i kombinasjon med mye regn (Roald, 2013).

Frem mot år 2100 er det i Norge ventet en økning i årlig nedbør på 18 %, som vil gi økt snøakkumulasjon i fjellene på Østlandet (Hanssen-Bauer et al., 2015). Et mildere klima vil allikevel resultere i tidligere snøsmelting som vil gi færre og mindre vårflokker (Lawrence, 2016). Samtidig forventes det en økning i frekvensen av styrtregn og ekstremnedbør, som vil kunne gi hyppigere og mer intense regnflokker på Østlandet (Hanssen-Bauer et al., 2015).



Figur 2.11: Glommavassdragets nedbørsfelt med ulike klimaparametere for perioden mellom 1971 og 2000. **A)** Midlere årstemperaturer illustrerer at nedre deler av Glommavassdraget holder lavere gjennomsnittstemperaturer enn fjellområdene lengre nord i nedbørsfeltet. **B)** Midlere årsnedbør viser at Østlandet observerer relativt lite nedbør i forhold til de vestre delene av landet, og er sammen med Finnmarksvidda, blant de tørreste regionene i Norge. **C)** Midlere maksimal snømengde viser at det ikke lagres like mye snø på Østlandet som på Vestlandet, men grunnet nedbørsfeltets størrelse akkumuleres betydelige mengder i løpet av vinteren, og fører til smelteflokker. Modifisert etter Hanssen-Bauer et al. (2015).

Kapittel 3: Metoder

3.1 Feltarbeid

Det ble utført feltarbeid i 2021, hvor sedimentkjerner fra Øyeren ble hentet inn. Arbeid med disse ble utført av Skattum (2023), og videreført i denne studien. I tillegg ble det i november 2022 gjennomført eget feltarbeid, hvor nedbørsfeltprøver fra områdene rundt Øyeren ble hentet inn. Dette arbeidet ble utført i samarbeid med masterstudent Severin Skattum, som påfølgende vår leverte sin oppgave om flomrekonstruksjon i samme område (Skattum, 2023). Han deltok for å opparbeide seg kunnskap og forståelse over området, topografien og de tilgrensede områdene til Øyeren-deltaet, hvor sedimentkjernene var hentet ut.

3.1.1 Kjerneprøvetaking

Det ble i 2021 samlet inn sedimentkjerner fra tre borrelokaliteter ved dypbassenget i Øyeren, 600-21-0102, 600-21-0304 og 600-21-0506, hvorav data fra lokalitet 600-21-0102 har blitt anvendt i denne oppgaven. Kjernene ble hentet opp av hovedveileder Jostein Bakke, medveileder Øyvind Paasche, samt Eivind Støren (COWI) og Kolbjørn Engeland (NVE). Grunnlaget for at lokalitet 600-21-0102 ble foretrukket for videre arbeid er kjernens proksimalitet til deltafronten, som kunne reflektere en større tydelighet av flomsedimenter og lagdeling. Ved lokaliteten ble det hentet opp en stempelkjerne (engelsk: *piston core*) (Nesje, 1992) kalt «600-21-01P» og en tilhørende UWITEC gravitasjonskjerne (engelsk: *gravity core*) (Hodgson et al., 2016), kalt «600-21-01G».

Den 249 cm lange stempelkjernen 600-21-01P ble hentet fra en flåte ved å hamre et 110 mm (diameter) PVC-rør ned i sedimentene med et lodd. Stempelet skaper et vakuum i røret som hindrer sedimenttap ved heving. Metoden kan nå dypt i sedimentene, men har en tendens til å forstyrre de øverste sedimentlagene (McCoy & Von Herzen, 1971; Nesje, 1992). Derfor ble en UWITEC gravitasjonskjerne-taker anvendt til å supplere inn de øverste lagene fra den 66 cm lange gravitasjonskjernen 600-21-02G, for senere korrelasjon (Skattum, 2023). Denne metoden benytter et 90 mm (diameter) plastrør, og utnytter sin egen vekt for å penetrere sedimentene mer skånsomt, men i motsetning til stempelkjernen når ikke gravitasjonskjernen like dypt (Hodgson et al., 2016). Etter uthenting ble kjernene kuttet opp i passende lengder og transportert til Bergen for splitting og analysing.

3.1.2 Innsamling av prøver fra nedbørsfelt

I løpet av feltarbeidet høsten 2022, ble det samlet inn 12 nedbørsfeltprøver fra ulike lokaliteter tilknyttet Øyeren, med formål om å utforske kjernesedimentenes provenans. Prøvene blir presentert individuelt i resultatkapittel 4.1.1. Lokalitetene ble distribuert geografisk for å reflektere deres nærhet til deltaet, noe som inkluderte to prøver fra Øyerens vestsida, tre fra Nitelva, to fra Leira og fem fra Glomma, hvorav en var fra Vormå like oppstrøms samløpet med Glomma.

Fokuset lå på å hente inn sedimenter fra steder utsatt for erosjonsaktivitet, med mulighet for at tilsvarende sedimenter blir transportert til, og avsatt i Øyeren, og på den måten kan oppdages i sedimentkjernen. Følgelig ble yttersvinger spesielt prioritert for prøvetaking i områder hvor elvene meandrerer. Ved disse stedene forekommer ikke avsetning, men i stedet erosjon av sedimenter, spesielt under flomhendelser.

I forkant av feltarbeidet ble flybilder (Kartverket, 2022b), LiDAR (Kartverket, 2022a) og kvartærgeologisk løsmassekart (NGU, 2022) over området studert, for å finne egnede lokaliteter. Områder med marin leire ble foretrukket, men også glasifluviale og fluviale avsetninger ble valgt ut. Spade ble brukt som hovedredskap for å nå ned til sedimentene, mens en mindre plastspade ble brukt, først til å skrape bort det ytterste laget med matreale, for deretter å hente opp selve prøven. Bruken av plastspaden var viktig for å minimere risikoen for eventuell metallisk og magnetisk kontaminering av sedimentene, som kunne påvirke senere analyser. Prøvene ble plassert i merkede plastposer med nummer og koordinater, og fraktet til EARTHLAB ved Universitetet i Bergen for videre analyser.

3.2 Laboratoriearbeid

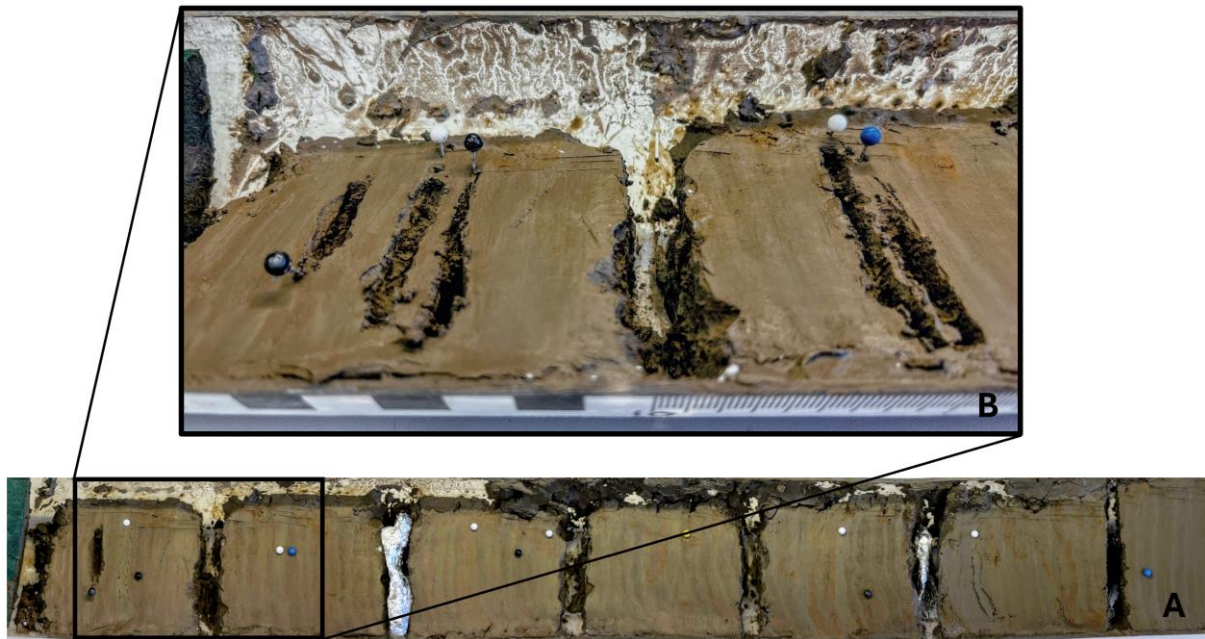
Mye av laboratoriearbeidet knyttet til kjernen, bygger på arbeid fra Skattum (2023), som utførte ulike sedimentuttak og analyser på kjerne 600-21-0102. Data fra dette arbeidet blir brukt i supplement til egne metoder og analyser, for å oppnå en høyest mulig forståelse av kjernen.

3.2.1 Sikting av nedbørsprøver

Prøvene hentet fra nedbørsfeltene gjennomgikk en våtsiktingsprosess ved bruk av sikter på 250 og 150 μm for å klassifisere sedimentene i tre distinkte fraksjoner: sedimenter større enn 250 μm , sedimenter mellom 250 og 150 μm , og sedimenter mindre enn 150 μm . For oppsamling av de fineste fraksjonene, ble materialet mindre enn 150 μm spylt direkte fra sikten over i en plastpose som var plassert i en to-liters bøtte. Sedimenter opp til 150 μm inkluderer kornstørrelser av leire, silt og veldig fin sand (Udden, 1914; Wentworth, 1922), og ble valgt ut til videre arbeid fordi de reflekterer den forventede kornstørrelsen til sedimentene avsatt i dypbassenget i Øyeren, og dermed muliggjør sammenligning av materialet. Videre ble de suspenderte sedimentene fra plastbøtta plassert i tørkeskap til vannet var fordampet bort, for så å bli merket, og lagret i plastposer. De to større fraksjonene ble plassert i begerglass før tørking i varmeskap på 50° C, og senere lagt i separate merkede plastposer for oppbevaring.

3.2.2 Uttak av flom- og bakgrunnslag fra kjernen

På laboratoriet ved UiB ble kjernene inspisert, og lyse og mørke lag ble valgt ut for å representere henholdsvis flom- og bakgrunnsedimenter, på bakgrunn av undersøkelser gjort av Skattum (2023). Bakgrunnsedimentene representerer egenskapene til materialet som avsettes i Øyeren utenom flomhendelser, og defineres derfor som normalsedimentasjonen. Det ble valgt ut prøver av lag fra både stempelkjerne 600-21-01P og gravitasjonskjerne 600-21-02G i jevn distribusjon gjennom hele dybdeintervallet. Uttak av materialet ble foretatt der det kunne observeres klare visuelle skiller til nærliggende lag, samtidig som lagene var tykke nok til å inneholde nødvendig mengde materiale for videre analyse. Manglende visuelle skiller gjorde dette arbeidet noe utfordrende da enkelte lag gikk inn i hverandre eller var for tynne. Disse ble notert for ekstra oppmerksomhet. Fargekodede kartnåler ble brukt til å markere lagene, vist i figur 3.1, og dyp i kjernen ble registrert. Materialet ble hentet ut ved bruk av en liten spatel som sørget for at det var enklere å unngå innblanding av uønskede sedimenter fra nabolag i prøven. Totalt 31 prøver fra stempelkjernen og 13 prøver fra gravitasjonskjernen ble hentet ut på denne måten før de ble videre analysert. Av disse 44 prøvene representerte 23 de lysere flom-lagene, og 21 de mørkere bakgrunns-lagene som ble brukt i videre analyser.



Figur 3.1: Gravitasjonskjerne 600-21-02G med utvalgte lag av flom- og bakgrunnsediment. **A)** Kjernen med markerte lag før ekstraksjon. **B)** Nærbilde av kjernen hvor fem lag er hentet ut. De lyse flomlagene er representert ved hvite kartnåler, mens svarte eller blå kartnåler er brukt for markering av bakgrunnslagene. Områdene i kjernen med økt mengde matrealuttak skyldes tidligere innsamlinger av materialer brukt til blydateringsanalyser for alder-dyp korrelasjon i Skattum (2023). Foto: Ole Jørgen Sæves.

3.2.3 Prøveuttak fra kjernen i kontinuerlige intervaller

I stempelkjerne 600-21-01P ble det hentet ut sedimenter fra to distinkte seksjoner; en fra nær toppen og en nærmere bunnen. Fra den øvre seksjonen ble 15 prøver tatt ut mellom 14 og 44 cm dybde, med et kontinuerlig intervall på annenhver centimeter, Tilsvarende prosedyre ble fulgt for den nedre delen mellom 204 og 234 centimeters dyp, vist i figur 3.2. Overflatesedimentet ble først skrapet vekk med en plastspatel for å eksponere ferskt sediment, hvorpå samme verktøy ble benyttet for ekstraksjon av sedimentene, og overføring til små aluminiumsfat (som ikke påvirket magnetismen). Videre ble de til sammen 30 prøvene veid både før og etter tørking ved 105° C for å kvantifisere vanninnholdet, før de ble klargjort for analyser av miljømagnetisme (kapittel 3.2.6) og røntgenfluorescens (XRF) (kapittel 3.2.4).

Motivasjonen for ekstraksjon av matreale fra det spesifiserte området i kjernen var primært drevet av to vitenskapelige betraktninger. Den første var å kunne sammenligne data fra flom- og bakgrunnsediment med data fra et kontinuerlig sammenhengende intervall, for på den måten verifisere om det er signifikante forskjeller mellom flom og bakgrunnslag. Den andre baserer seg aldersdata fra Skattum (2023), som antyder at sedimenter fra både før og etter oppføringen av Solbergfoss kraftverk i 1924 forekommer i kjernen. Følgelig er det interessant å undersøke eventuelle forskjeller i sedimentegenskapene til prøvene ved valgte dyp som representerer dette.



Figur 3.2: Kjerne 600-21-01P del 2/2 hvor prøver fra intervallet mellom 204 og 234 cm dybde har blitt hentet ut for analysering. Materialet ble tatt ut for hver andre centimeter, noe som tilsvarer 15 prøver fra denne seksjonen. Det store materialuttaket i bunnen av kjernen skyldes blydatering i Skattum (2023.) Foto: Ole Jørgen Sæves.

3.2.4 Røntgenfluorescens (XRF)

En ITRAX røntgenfluorescens (XRF) kjerneskaner ble brukt til å skanne sedimentprøvene for nøyaktig kvantifisering av geokjemisk sammensetning. XRF-analyse er en ikke-destruktiv metode som benytter røntgenstråler for å produsere høyoppløselige data om den relative tilstedeværelsen av ulike grunnstoffer (fra Al til Pb) (Croudace et al., 2006). XRF-data kan brukes som proxyer på ulike sedimentasjonsforhold, og blir mye brukt innen geoforskning av lakustrine sedimenter (Davies et al., 2015; Engeland et al., 2020; Støren et al., 2010).

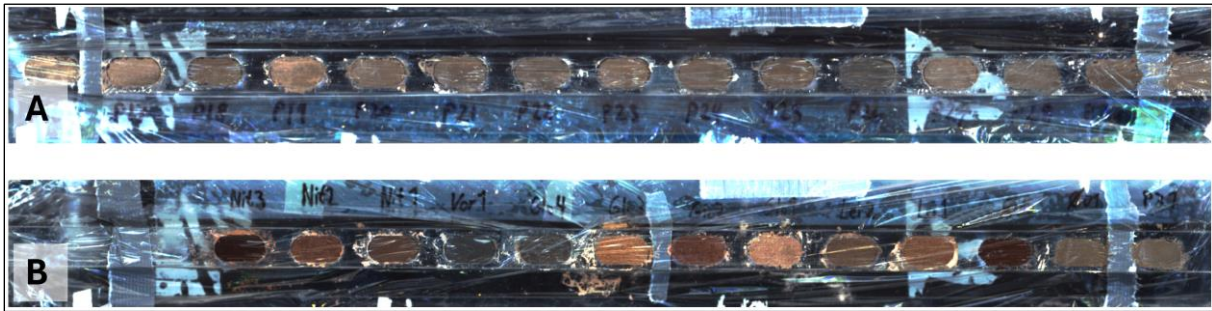
XRF-maskinen er utstyrt med et røntgenrør av enten molybden (Mo) eller krom (Cr), som sender ut stråling til sedimentene. Sekundærstrålingen reflekteres og fanges opp av en detektor, og gir et mål på det relative innholdet av grunnstoffer i form av en tellerate i cps (engelsk: counts per second) (Croudace et al., 2006). Grunnstoffverdier med for lave tellerater betraktes som ikke-valide, og tas ikke med i videre analyser. Gitt XRF-metodens sensitivitet, kan avvik grunnet faktorer som vanninnhold, ujevn overflate eller kornstørrelsesvariasjoner forekomme, og verdiene bør brukes med noe forsiktighet (Croudace et al., 2006; Støren et al., 2016).

Det ble hentet ut 13 flom- og bakgrunnslag fra gravitasjonskjernen, samt 15 lag fra stempelkjernen som beskrevet i kapittel 3.2.2, og disse ble analysert med et molybden (Mo) røntgenrør. Dette ble gjort for å etterstrebe de samme innstillingene og metodene gjort for den kontinuerlige skanningen av samme kjerne fra Skattum (2023), for bedre sammenligningsgrunnlag. De resterende 16 prøvene fra stempelkjernen ble, grunnet komplikasjoner med XRF-maskinen, kjørt på røntgenrør av krom (Cr). Dette ble også gjort for prøvene fra de uavhengige intervallene i kjernen (kapittel 3.2.3), samt for nedbørsfeltprøvene (kapittel 3.2.1). En oversikt over prøvene og rørtype kan ses i tabell 3.1.

Tabell 3.1: Viser de ulike prøvene med tilhørende røntgenrør og innstillinger

Prøver	Antall prøver	XRF røntgenrørtype	Spenning (mV)	Strøm (mA)
Gravitasjonskjernelag	13	Molybden (Mo)	30	28
Stempelkjernelag	31	1-15: Molybden (Mo) 16-31: Krom (Cr)	30 30	28 42
Nedbørsfeltprøver	12	Krom (Cr)	30	42
Uttak fra kontinuerlige intervaller i kjernen	30	Krom (Cr)	30	42

Alle prøvene ble plassert i et 2 cm³ kammer langs en PVC-skinne vist i figur 3.3. En tynn plastfilm ble lagt over sedimentene for å forhindre uttørking og sprekker, og eventuelle luftbobler under filmen ble forsiktig fjernet ved hjelp av en kost. Måletiden ble satt til 10 sekunder, med 0,2 mm oppløsning. Spenning- og strøminnstillinger ble valgt på bakgrunn av en forhåndsanalyse og kan betraktes i tabell 3.1. Etter prosessering av rådataene i programvaren «Q-spec», ble et gjennomsnitt av de 30 midterste måleverdiene valgt ut for å gi et representativt resultat for hver prøve i videre analyser.



Figur 3.3: Oppsett før XRF-skanning av sedimentprøver. **A)** Et utvalg av Flom- og bakgrunnslag fra stempelkjernen. **B)** Sedimenter fra nedbørsfeltprøvene, etter sikting på 0,15 mm.

3.2.5 Magnetisk susceptibilitet (MS)

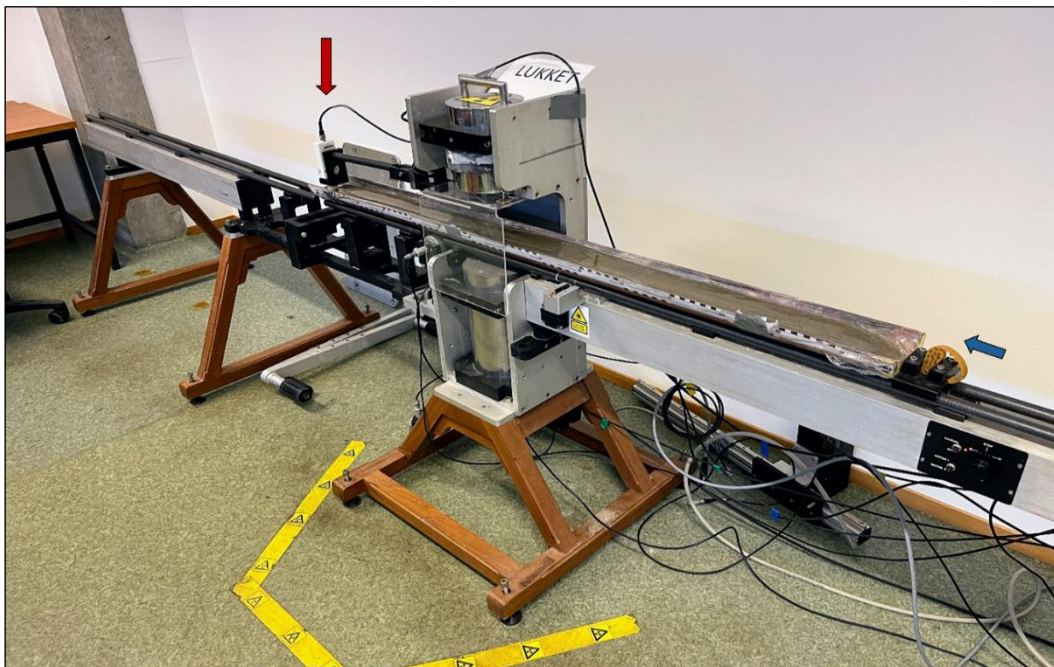
Magnetisk susceptibilitet, forkortet MS, måler graden av magnetisering et materiale oppnår som respons på å bli tilført et ytre magnetisk felt. Det vil si den evnen et materiale har til å bli magnetisert (Thompson et al., 1975). MS er en dimensjonsløs parameter, og deles normalt inn i tre typer magnetisme (i) diamagnetisk, (ii) paramagnetisk og (iii) ferromagnetisk (Thompson & Oldfield, 1986).

Diamagnetiske mineraler, som kvarts, kalsitt, feltspat og vann vil svakt frastøte seg et tilført magnetfelt, noe som gir utslag i en svak negativ magnetisering (Thompson & Oldfield, 1986). Paramagnetiske mineraler, som olivin, pyroksen, og biotitt, gir svakt positiv magnetisering når de blir tilført et magnetisk felt, mens ferromagnetiske mineraler, som jern eller magnetitt, har en sterk positiv magnetisering. Tilstedeværelsen av ferromagnetiske mineraler vil derfor dominere majoriteten av magnetiseringen målt i sedimentene (Thompson & Oldfield, 1986). Disse mineralene er ofte minerogene, men ikke alltid (Paasche et al., 2004), og derfor vil høyere magnetisering kunne tyde på økt andel minerogene sedimenter i en innsjø relativt til den organiske andelen (Thompson & Oldfield, 1986).

Metoden er utbredt til analyser av sedimentkjerner (Liu et al., 2012), og kan gi detaljert informasjon om for eksempel hvilke type bergarter som dominerer i et nedbørsfelt, eller en isbres utbredelse tilbake i tid (Dahl et al., 2003; Leemann & Niessen, 1994; Snowball, 1993). Magnetisk susceptibilitet brukes også til å undersøke hurtige endringer i sedimentasjonen forårsaket av ekstremhendelser som tsunamier (Vasskog et al., 2013), skred (Nesje et al., 1995; Nielsen et al., 2016) eller flommer (Bøe et al., 2006; Ekblom Johansson et al., 2020; Støren et al., 2010).

Magnetisk susceptibilitet, ble av Skattum 2023, målt på alle kjernene også brukt i denne studien. Dette ble gjort ved bruk av en GEOTEK Multi-Sensor Core Logger (MSCL-S) ved EARTHLAB på UiB, som innehar flere ulike ikke-ødeleggende sensorer. Videre ble en Bartingron MS2E punktsensor, vist i figur 3.4, bruk til å måle MS med en oppløsning på 0,2 cm for et presist og kontinuerlig resultat (Dearing, 1994). Måletiden ble satt til 10 sekunder for hvert punkt, og sensoren ble hevet og sunket vertikalt av en mekanisk motor mellom hver måling. Dette er viktig for at sensoren skal nullstilles korrekt, og ikke graves ned i sedimentene mens kjernen føres fremover. Før målingene startet ble overflatelaget skrapet bort, og en plastfilm ble plassert på kjernen for ikke å skitne til sensoren og kontaminere målingene. I følge Dearing (1994) er det viktig at sensoren treffer helt inntil plastfilmen på sedimentene, da oppløsningen svekkes mye med avstand fra sensortuppen. Kjernene fikk hvile i romtemperatur noen timer før måling, slik at de nådde samme temperatur som sensoren for best mulig resultat (Dearing, 1994).

Grunnet manglende/usikre MS-verdier fra bunnen av kjerne 600-21-01P 1/2, ble denne kjørt på nytt for å fylle inn manglende data og oppnå en kontinuerlig MS-serie for masterkjerne 600-21-0102. Etersom arbeidskjernen var sterkt påvirket av andre destruktive analyser, ble referansekerne, «600-21-01P 1/2 REF», anvendt for å supplere MS-målingene. De samme innstillingene ble fulgt for denne som de andre kjernene.



Figur 3.4: GEOTEK Multi-Sensor Core Logger (MSCL-S) med en Bartingron MS2E punktsensor plassert til venstre under rød pil. Sensoren løftes og senkes mellom hver måling av armen som stikker ut av maskinen, og nullstilles i mellomtiden. Hele kjernen blir forflyttet 0,2 cm frem mellom hver måling av motoren til høyre i bildet (blå pil).

3.2.6 Miljømagnetisme

For å utforske sammenhengen mellom overflatespesifikk og volumspesifikk magnetisk susceptibilitet i kjernen, ble det foretatt målinger av miljømagnetisme ved bruk av volumspesifikk magnetisk susceptibilitet (χ_{Bulk}). Analyser ble utført i to omganger: først ble nedbørsfeltprøvene og sedimentene fra flom- og bakgrunnslagene i kjernen undersøkt. Deretter ble sedimenter fra kontinuerlige seksjoner fra kjernen undersøkt.

I alt ble 44 prøver fra flom- og bakgrunnslagene ble hentet ut fra kjernene som beskrevet i kapittel 3.2.2. På grunn av den begrensede sedimentmengden fra disse lagene, ble miljømagnetisme utført i små, kjegleformede plastbokser med lokk, hver med et volum på 0.3 cm^3 . Det samme ble også gjort for 12 prøver fra nedbørsfeltene. Prøvene ble tørket (105 C°), knust, og teipet igjen før deres volumspesifikke magnetiske susceptibilitet (χ_{Bulk}) ble målt ved bruk av instrumentet Agico MFK1-FA Kappa Bridge ved EARTHLAB, Universitetet i Bergen (UiB). Tilhørende programvare, Safyr4W, ble kalibrert og forhåndsinnstilt for prøvevolumer på $0,3 \text{ cm}^3$. Målingene ble gjennomført ved romtemperatur, 293 Kelvin, og etter at prøvene var blitt raskt nedkjølt i flytende nitrogen ved 77 Kelvin (-196 C°) i omtrent to til tre minutter. Tørkeprosessen før målingene er viktig, ikke bare ved å forhindre utvidelse og mulig eksplosjon av prøvebeholderne ved eksponering for flytende nitrogen, men også for å minimere den diamagnetiske effekten vann har på målingene (Dearing, 1994).

I tillegg ble det utført målinger av miljømagnetisme på de 30 prøvene fra de to kontinuerlige intervallene fra kjernen, beskrevet i kapittel 3.2.3. Disse ble etter tørking knust ned ved bruk av et plastverktøy, for å eliminere påvirkning av magnetiske metaller, for så å bli plassert i plastbeholdere på $2 \times 2 \times 1.8 \text{ cm}$. Disse beholderne ble deretter veid med og uten innhold, for å beregne sedimentprøvenes egenvekt. Programvaren Safyr4W ble recalibrert og justert for et volum på 7.2 cm^3 , før prøvene ble målt på samme måte som de tidligere prøvene. Imidlertid ble beholderne oppbevart i det flytende nitrogenet noe lenger, rundt fem til seks minutter, for å sikre at alt materialet hadde oppnådd ønsket temperatur på 77K.

Ved å måle magnetismen ved de to gitte temperaturene er det mulig å anslå «Den paramagnetiske ratioen» til sedimentene. Denne ratioen viser til at forholdet mellom den magnetiske susceptibiliteten til paramagnetiske mineraler i teorien er 3,8 ganger høyere ved 77 Kelvin enn ved 293 Kelvin ($\chi_{bulk77K}/\chi_{bulk293K}$) (Kvisvik et al., 2015; Lanci & Lowrie, 1997; Vasskog et al., 2012). Dette forholdet kommer fra den omvendte proporsjonaliteten til temperatur gjeldene for paramagnetiske mineraler, som beskrevet av Curie-Weiss loven (Thompson & Oldfield, 1986). Følgelig vil en ratio rundt 3,8 bety at materialet består utelukkende av paramagnetiske mineraler, mens en lavere ratio indikerer en økende andel ferromagnetiske mineraler (Kvisvik et al., 2015).

3.3 Dataanalyser

3.3.1 Geografiske informasjonssystemer (GIS)

Kartene presentert i denne oppgaven er utarbeidet ved hjelp av programvaren ESRI ArcGIS Pro, versjon 3.2.0. De anvendte dataene omfatter en digital terrengmodell (DTM) med 10 meters oppløsning, som ble hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2024a). Nedbørsfeltene ble generert ved bruk av Norges vassdrag- og energidirektorats (NVE) nettbaserte tjeneste «NEVINA» (NVE, 2024f), samt NVE Atlas, som inneholder en omfattende database over hydrologiske data (NVE, 2024a). Ytterligere kartlag og FKB-data ble innhentet fra Geonorges kartkatalog (Kartverket, 2024b).

3.3.2 Korrelasjonsanalyse

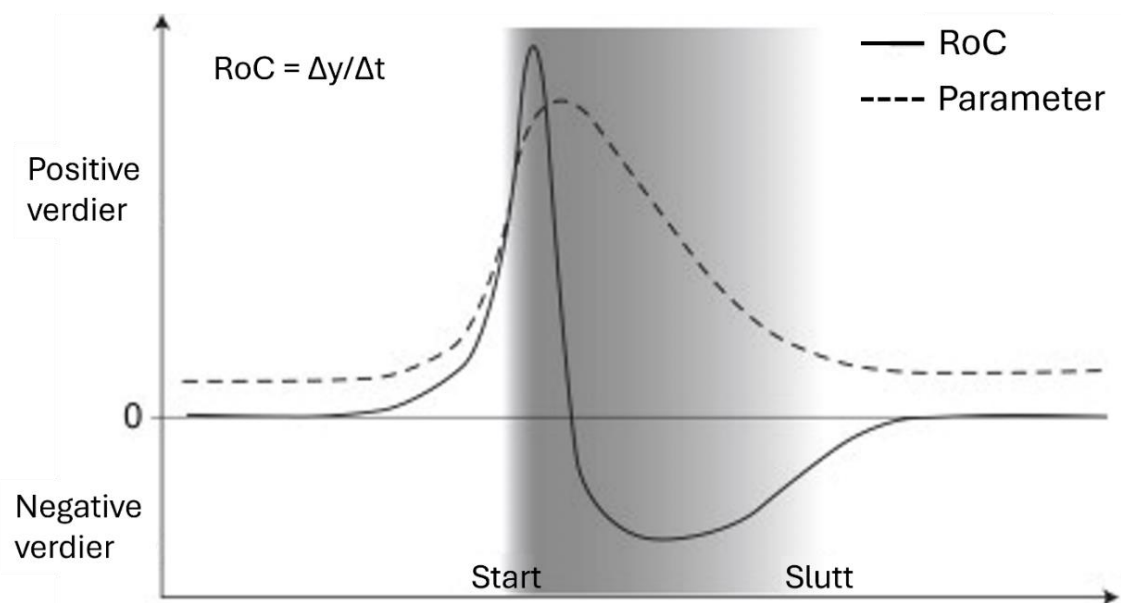
Korrelasjonsanalyse er et statistisk verktøy som brukes til å kvantifisere og visualisere relasjoner mellom forskjellige parametere fra ulike populasjoner. Korrelasjonsmatriser er spesielt mye brukt for å utforske korrelasjon mellom variabler. I denne studien inkluderer parameterne XRF-verdiene til silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), jern (Fe), argon (Ar), rubidium (Rb) og strontium (Sr). Videre benyttes ratio-verdiene til MS for å representere de magnetiske verdiene. Korrelasjonsmatriser er laget for både nedbørsfeltprøvene, og ulike populasjoner hentet fra kjernen.

3.3.3 Programmering

For blant annet å konstruere korrelasjonsmatriser, fremstille boksplott, og for å visualisere vannføringsdata, er programmeringsspråket «Python» benyttet gjennom programvaren «Jupyter Lab». Installasjonspakker som «*matplotlib.pyplot*», «*Pandas*», «*Numpy*» og «*Seaborn*» er videre anvendt for visuell og grafisk fremstilling av de statistiske dataene. I tillegg er kunstig intelligens (KI) brukt som hjelpemiddel til programmeringen, gjennom spesifikt OpenAI sin ChatGPT-modell (versjon fra 13. februar 2024).

3.3.4 Endringsrate (RoC)

Flomlag i innsjøsedimenter oppstår som et resultat av en rask endring i sedimentasjonen, som skiller seg fra normaltstanden i innsjøen. Disse lagene kjennetegnes av en brå endring i de fysiske og geomagnetiske egenskapene til sedimentene, ofte gjennom tilførsel av minerogent materiale (Bøe et al., 2006; Engeland et al., 2020; Støren et al., 2010). Ved å anvende endringsraten (Rate of Change, RoC), som defineres som endringen i parameter (Δy) delt på endring i tid (Δt) (Birks, 2012; Grimm & Jacobson, 1992), fremheves flomsignalet, og muliggjør kvantifisering av flomhendelser fra en sedimentkjerne (Støren et al., 2010). Figur 3.5 viser utviklingen til endringsraten gjennom et flomlag. Høye positive verdier av endringsraten indikerer begynnelsen av en flom, mens negative verdier kjennetegner en nedgang i flomintensivitet og sedimentasjonshastighet (Støren et al., 2010).



Figur 3.5: Beskrivelse av hvordan endringsraten til en gitt parameter (Δy), for eksempel MS, utvikler seg gjennom et flomlag (grått). Endringsraten (RoC) forsterker signalet i overgangen mellom normalsedimentasjonen og flomlaget ved å dele på endring i tid (Δt). Modifisert fra Støren et al. (2010).

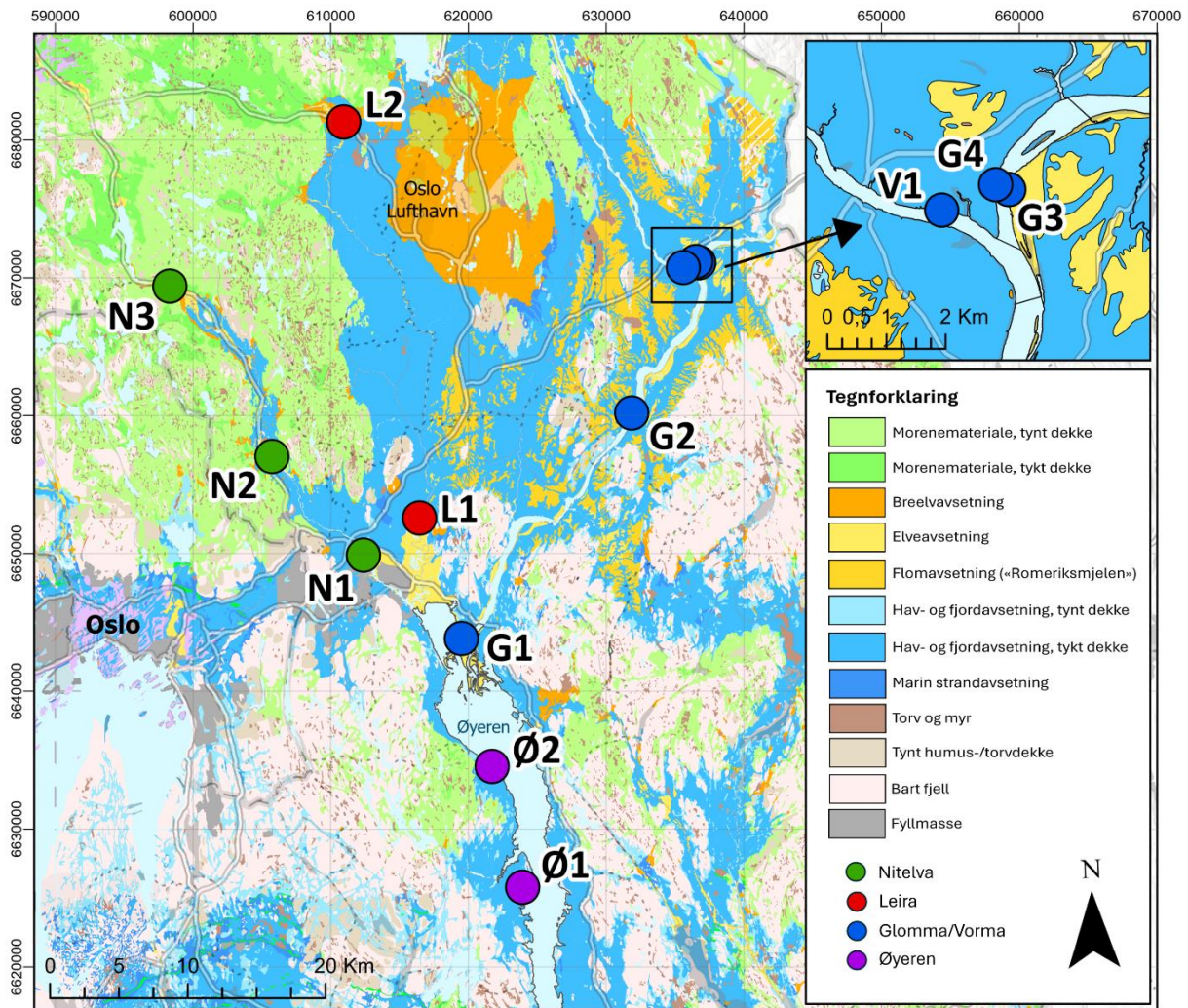
Kapittel 4: Resultater

4.1 Feltarbeid

Under feltarbeidet, utført i november 2022, ble det samlet inn 12 nedbørsfeltprøver fra bredden av Øyeren og de tilstøtende elvene på Romerike. Prøvene ble fordelt på to lokaliteter langs Øyerens vestsida, tre fra Nitelva, to fra Leira, og fem fra Glomma, inkludert en fra Vorma. Valget av lokaliteter var basert på antagelsen om at de kunne inneholde representative sedimenter fra Øyerens kildeområder, som avsettes i innsjøen. Posisjonene til disse prøvelokalitetene er presentert i figur 4.1, i kombinasjon med et kvartærgeologisk løsmassekart. Lokalitetene er beskrevet enkeltvis i større detalj i kapittel 4.1.1.

I tillegg til prøveinnhenting ble det gjort befaringer i området rundt Øyeren. Terrenget er hovedsakelig preget av marin leire og ravinelandskap, hvor fluviale prosesser har ført til erosjon i leirmassene, og formet topografien. Disse erosjonsprosessene pågår fremdeles, og det ble observert flere bekker og innløp i ravinelandskapet som transporterte suspenderte silt- og leirpartikler ut i Øyeren. Dette ravinelandskapet kan også observeres i en skyggerelieffmodell i figur 4.14. Solbergfoss kraftverk ble også besøkt, hvor demningen, oppført i 1924, sperrer elva ved et av Glommas smaleste punkt i regionen. En høydeforskjell på rundt 20 meter skiller vannspeilet fra Øyeren ovenfor demningen fra elva nedenfor.

Under innsamlingen av nedbørsfeltprøvene var vannstanden uvanlig høy for årstiden i de aktuelle elvene og i Øyeren. Det ble målt 1200 - 1300 m³/s ved Solbergfoss målestasjon, mot normalt 400 - 600 m³/s (NVE, 2024b). Dette medførte utfordringer med tilgjengeligheten til områder som var tydelig påvirket av erosjon. Prøvene ble derfor samlet inn like ovenfor vannflaten, ved kanten av elvene innenfor der det vil være naturlig at erosjon forekommer under flomhendelser.



Figur 4.1: Kvartærgeologisk kart av Øyeren med tilstøtende områder. Lokalitetene til de 12 nedbørsfeltprøvene markert med sirkler, og fargekodet i samsvar med tilhørende vassdrag. Majoriteten av prøvene er hentet fra de lavereliggende leirområdene av nedbørsfeltene. Kartet er fremstilt i ArcGIS Pro, ved bruk av kvartærgeologisk data hentet fra NGU (NGU, 2024b).

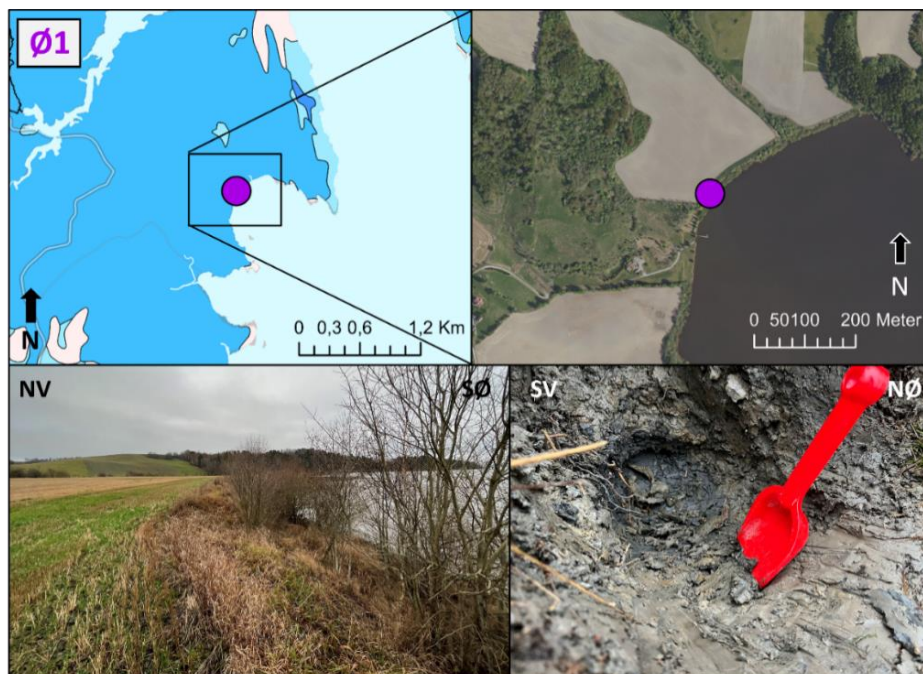
4.1.1 Beskrivelse av prøvelokaliteter

Lokalitet 1: Prøve Ø1 (Byleira)

UTM: 6625774, 623944 Høyde: 101 moh.

Prøve «Ø1» ble hentet fra den vestlige bredden av Øyeren, nær «Byleira» på sørsiden av halvøya «Hammeren». Dette området er preget av jordbruksareal og dyrka mark, noe som observeres fra flybilder og i felt (figur 4.2). Ifølge det kvartærgeologiske kartet er området hovedsakelig dekket av marine hav- og fjordavsetninger av stor mektighet. Prøvetakingslokaliteten befinner seg ved foten av en skråning nedenfor jordekanten, som heller cirka 25 grader ned mot innsjøen. Lokaliteten er preget av vegetasjon i form av spredte trær og busker, som forekommer mer frekvent nærmere vannkanten, der det også befinner seg større, delvis avrundede steiner og blokker, på rundt 50 til 80 cm i diameter. Videre dominerer også annen vegetasjon som gress og strå området rundt prøvelokaliteten.

Prøven ble ekstrahert fra den nedre delen av skråningen, omkring ti meter fra vannkanten, hvor det ble gravd ned til en dybde på rundt en halv meter. Ved bunnen av gropen observeres det en fargeendring i sedimentene fra brunaktig til en mørkere gråfarge (figur 4.2). Prøven er hentet fra den øvre delen, hvor materialet består av brunfargede sedimenter i silt- og leirefraksjonen. Enkelte strå, og små kvister ble inkludert i prøven, men senere fjernet i sikteprosessen (kapittel 3.2.1).



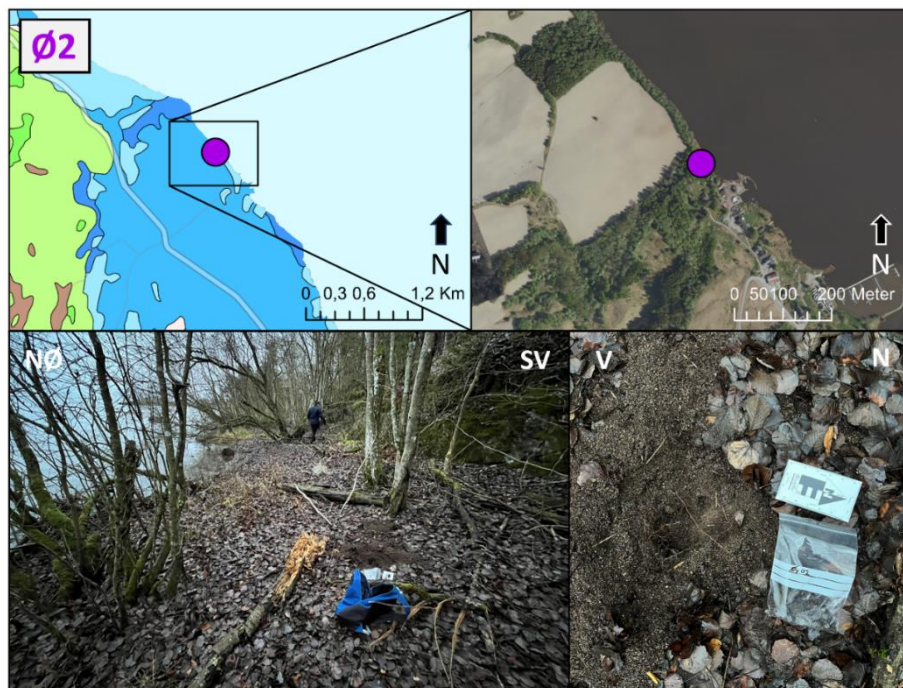
Figur 4.2: Flyfoto, kvartærgeologisk kart og bilder av lokaliteten til prøve «Ø1». Hav- og fjordavsetninger dominerer området, noe som kan observeres på flyfotoet og oversiktsbildene i form av jordbruksområder. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 2: Prøve Ø2 (Flateby bruk)

UTM: 6634562, 621710 Høyde: 101moh.

Prøve «Ø2» ble samlet inn fra strandsonen langs vestbredden av Øyeren, like nord for Flateby bruk. Området rundt er karakterisert av jordbruksområder, og reflekteres som hav- og fjordavsetninger på det kvartærgeologiske kartet (figur 4.3). Kartet indikerer også nærliggende områder med marine strandavsetninger. Prøvelokaliteten er omgitt av tettere skogsområder med en overflate preget av knekte greiner, og dødt terrestrisk matreale (figur 4.3). I nærheten finnes det en brattere mosegrodd bergvegg som reiser seg flere meter over lokaliteten. En strandaktig flate nedenfor bergveggen, stemmer overens med bølgeprosesser som trolig forekommer ved høyere vannstander.

Prøven ble hentet fra et omtrent 30 cm dypt hull, gravd ut på en flat overflate, omtrent tre meter fra vannkanten. Den består hovedsakelig av grålige sedimenter i sandfraksjonen, i tillegg til noe finere matreale. En høy grad av sortering og avrunding observeres på sedimentene, noe som kan reflektere gjentatt bølgeerosjon på stedet. Strå og små røtter ble også funnet i prøven, men fjernet under sikteprosessen.



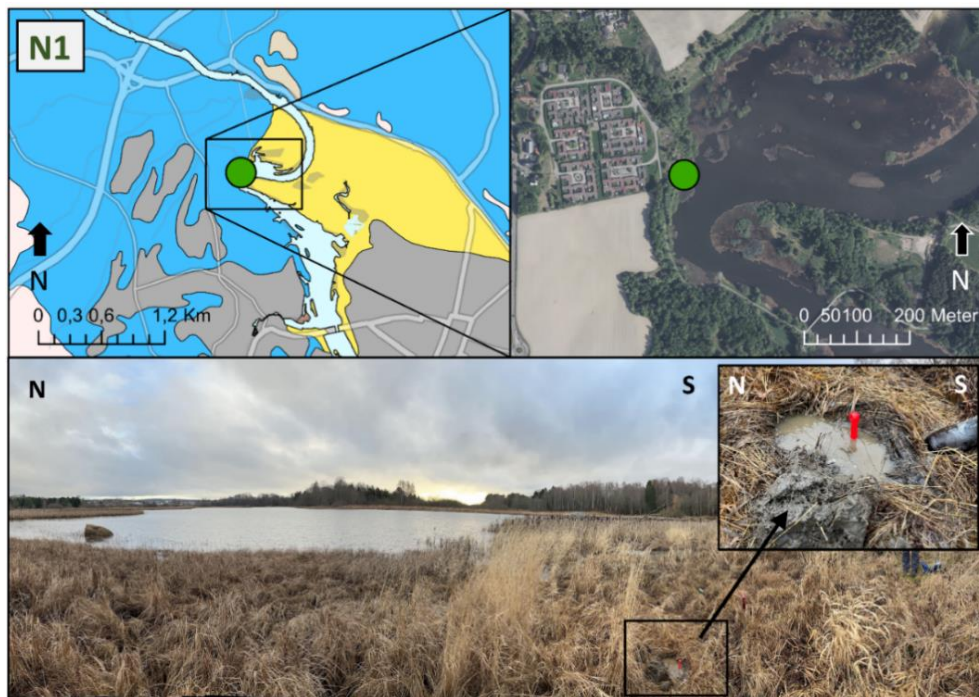
Figur 4.3: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «Ø2». Spredt voksende trær, samt flatere områder med sand preger prøvelokaliteten. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 3: Prøve N1 (Skjetten)

UTM: 6649866, 612374 Høyde: 102 moh.

Prøve «N1» ble samlet inn like nedenfor et boligområde på Skjetten, rundt syv km nord for Svelle. Området karakteriseres av fyllmasser og urban utvikling, noe som kommer frem på det kvartærgeologiske kartet (figur 4.4). Kartet indikerer også at lokaliteten ligger i en grensesone mellom hav- og fjordavsetninger og fluviale avsetninger.

Under feltarbeidet var prøvelokaliteten preget av høy vannstand i et vegetasjonsrikt våtmarksområde langs yttersvingen til den meandrerende delen av Nitelva. Dette førte til at vann raskt samlet seg i gropen etter graving (figur 4.4). Som følge av dette ble sedimentene hentet opp med en plastspade like etter gravingen. Det ytterste laget ble først skrapet bort. Prøven inneholdt dermed noe vann og vegetasjon i tillegg til sedimentene, som hovedsakelig består av brun-grå leire og silt.



Figur 4.4: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «N1». Urbane områder med marin leire og fluviale avsetninger preger området, samt et vegetasjonsrikt våtmarksområde langs elvbredden. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 4: Prøve N2 (Gaustad)

UTM: 6657037, 605734 Høyde: 106 moh.

I nærheten av «Gaustad» i Nittedal strekker Nitelva seg i en meandrerende form med markante svinger gjennom landskapet. Et større skogkledd torv- og myrområde kjent som «Gaustadmåsan», kan observeres på det kvartærgeologiske kartet og i flybilder, hvor tegn på menneskelig aktivitet er merkbare. Dalen er hovedsakelig dominert av marine hav- og fjordavsetninger, samt fluviale og glasifluviale avsetninger. Høyere opp i dalsidene dominerer tynnere og tykkere dekker av morenemateriale (figur 4.5).

Prøve «N2» er innsamlet fra erosjonsbredden til Nitelva, like sør for «Gaustadmåsan», hvor elva svinger fra en nordøstlig retning til en sørøstlig retning. Lokaliteten preges av en flat og lite kupert overflate ovenfor elveløpet, dekket mye strå-vegetasjon og enkelte spredte trær langs elveleiet. Prøveuttaket ble utført nær vannspeilet, og resulterte i vannoppsamling i prøvegroppen, noe som medførte at prøven inneholder en viss mengde fuktighet (figur 4.5). Videre består prøven av brunfargede sedimenter i silt- og leirstørrelse, med noe strå som ble fjernet i sikteprosessen.



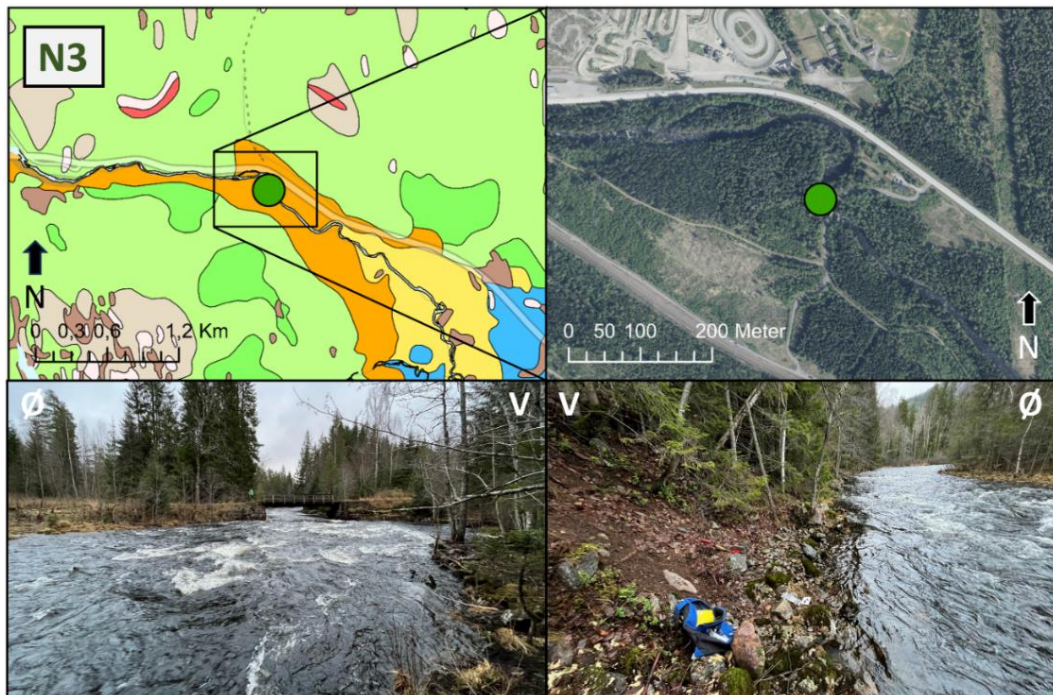
Figur 4.5: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «N2». Noe vegetasjon og leire preger lokaliteten, som er hentet fra erosjonsbredden av Nitelva der hvor elva skifter retning fra nord til sør. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 5: Prøve N3 (Varpet)

UTM: 6669406, 598323 Høyde: 197 moh.

Lokalitet «N3», som er den høyestliggende av de undersøkte prøvestedene på 197 moh., ligger ved «Varpet», sør for Harestuvatnet. Ifølge det kvartærgeologiske kartet består området hovedsakelig av glasifluvialt matreale, med morenedekker lengre opp i dalsidene (figur 4.6). En motorsportbane kan observeres nord for riksvegen, og en jernbanetrase befinner seg sør for elveleiet. Terrenget rundt prøvelokaliteten er kupert og dekket av tett barskog, preget av flere mosekleddede blokker og steiner som fremtrer fra underlaget.

Prøve «N3» ble samlet inn ved foten av en skråning, rundt en meter fra sørvestsiden av elva, hvor det er en helling på rundt 20 grader (figur 4.6). Prøven domineres av sand, grus og stein, men inkluderer også materiale av finere kornstørrelser. Sedimentene er lite avundet og dårlig sortert, noe som støtter en tolkning av glasifluvial opprinnelse. Større blokker og steiner gjorde det utfordrende å grave dypere, og dermed er det meste av materialet i prøven hentet fra nær overflaten.



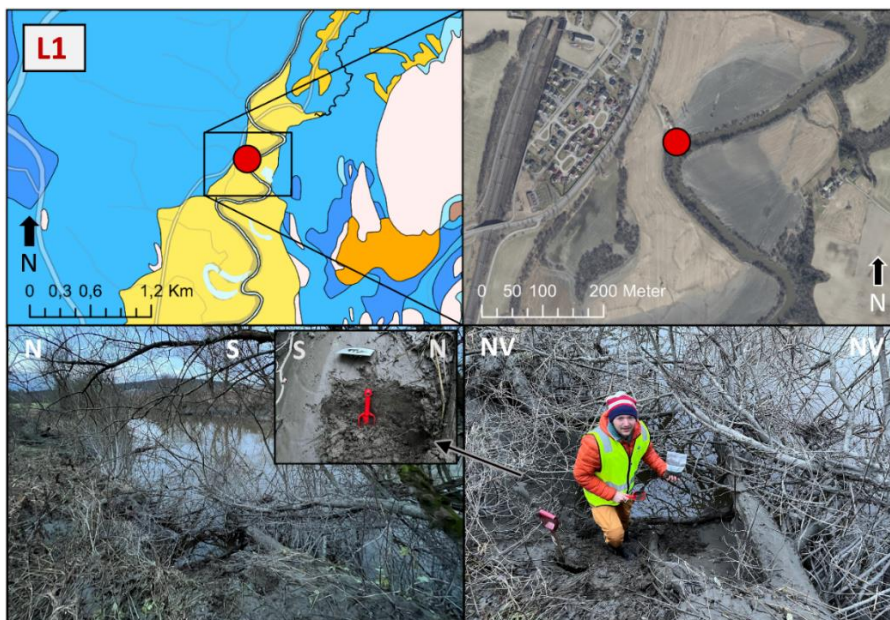
Figur 4.6: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «N3». Området er tolket til å inneholde glasifluviale sedimenter, og prøven kjennetegnes her av en del grus og stein. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 6: Prøve L1 (Leirsund)

UTM: 6652564, 616436 Høyde: 104 moh.

Prøve «L1» er hentet inn fra nedre del av Leira, nær Leirsund. Området kjennetegnes av dyrka mark og spredte urbaniserte områder, og preges av et generelt lavt relieff uten markante høydeforskjeller i landskapet. Ifølge det kvartærgeologiske kartet er det fluviale avsetninger som dominerer lokaliteten, med omkringliggende marine hav- og fjordavsetninger (figur 4.7). Langs elvebredden er det en bratt skråning på omtrent en meter ned til vannspeilet, hvor eksponert leire og silt er synlig. Overflaten av disse sedimentene har, like ved elvekanten noen langsgående striper som antas å stamme fra tidligere perioder med høyere vannstand (figur 4.7). Dette kan indikere at sedimentene langs elvekanten har blitt resedimentert, under en senkning av vannivået. Det er også en betydelig tilstedeværelse av greiner og trær, som er dekket av et tynt lag med finkornede sedimenter. Det samme gjelder bakken og vegetasjonen ovenfor elveleiet. Dette underbygger tolkningen om at elva har stått vesentlig høyere tidligere, og avsatt sedimenter etter en flomhendelse.

Prøven ble samlet inn nederst i skråningen, nært vannspeilet, i ytterbanken av Leiras vestside. Materialet ble gravd ut like under laget med stripete linjer, og består primært av brunfargede sedimenter, av leir- og siltstørrelse. Prøven inneholder ingen vegetasjon eller strå.



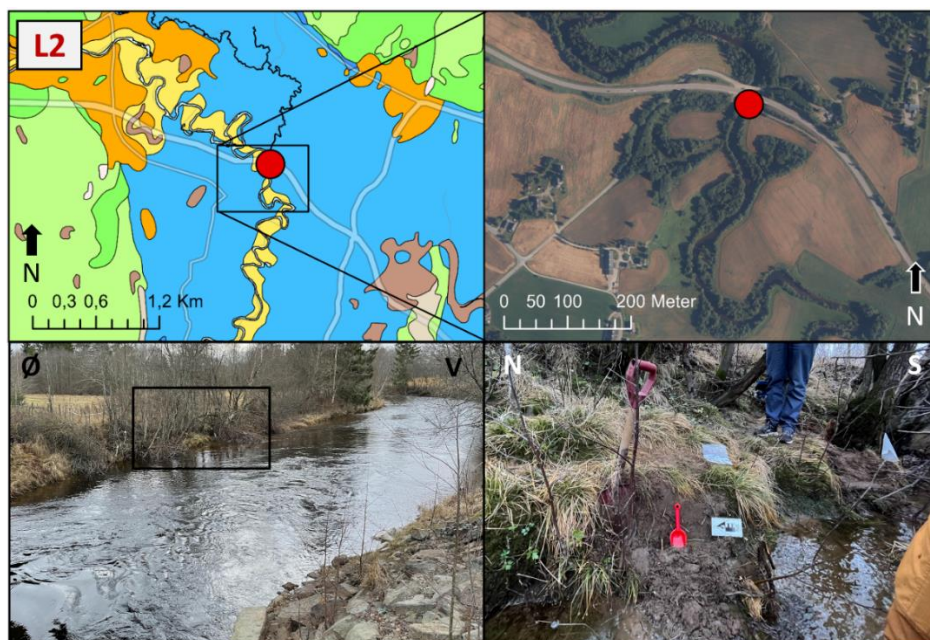
Figur 4.7: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «L1». Prøven er hentet fra vestsiden av Leira i vassdragets nedre del. Det innrammede bildet viser stedet prøven ble hentet ut og «stripene» fra vannivåsenkning er synlig på venstre side. Bildet til høyre viser Ole Jørgen Sæves som innhenter prøven, bestående hovedsakelig av silt og leire. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves og Severin Skattum.

Lokalitet 7: Prøve L2 (Maura)

UTM: 6681298, 610944 Høyde: 173 moh.

Prøve «L2» ble hentet inn fra øvre del av Leira, like sør for krysningspunktet med Europaveg 16. Det kvartærgeologiske kartet viser at området er preget av fluviale sedimenter, samt marine hav- og fjordavsetninger, og fra flyfotoet kan det observeres en kroksjø som antyder fluvial aktivitet (figur 4.8). Jordbruksområder og dyrka mark preger omgivelsene rundt prøvelokaliteten. Omtrent en kilometer nordvest for lokaliteten endres landskapet fra flate jordbruksarealer til mer kupert skogkledde åser. I disse åsene indikerer det kvartærgeologiske kartet tilstedeværelse av glasifluvialt materiale, og områder med morenemateriale (figur 4.8).

Prøven er innsamlet fra østsiden av elva, nær vannkanten, rundt fem meter fra grensen til det nærliggende jordet. Det skogkledde området mellom elva og jordet strekker seg langs begge sider av elva, både oppstrøms og nedstrøms. Ved prøvelokaliteten befinner det seg en bank med vegetasjon og gress, hvor utgravingen fant sted. Det ble gravd ned til det punktet hvor det meste av gresset og røttene var fjernet. Prøven ble deretter hentet opp med en plastspade etter at det ytterste laget av materialet var skrapet bort (figur 4.8). Noe vegetasjon ble inkludert i prøven og fjernet i løpet av sikteprosessen. Prøven består hovedsakelig av godt sorterte brungrå sedimenter i sand- til leirfraksjonen.



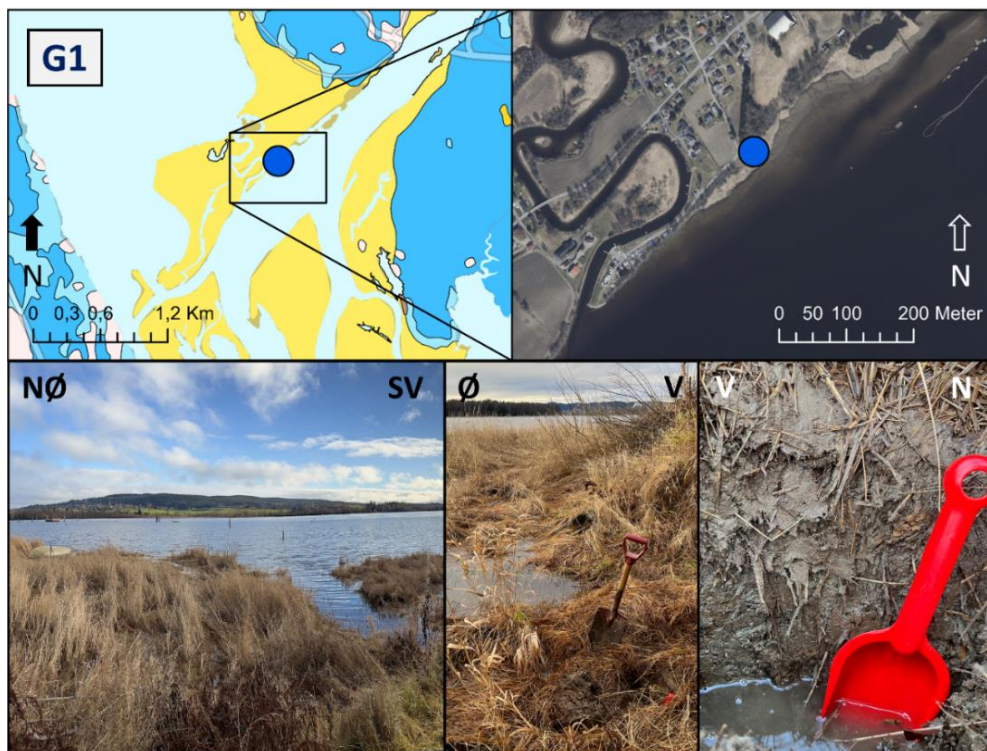
Figur 4.8: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «L2». Prøven er hentet fra østsiden av Leira i vassdragets øvre del, i den innrammede svarte firkanten synlig i bildet til venstre. Prøven består hovedsakelig av sedimenter i kornstørrelser fra sand til leire. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 8: Prøve G1 (Fetsund lenser)

UTM: 6643817, 619500 Høyde: 101 moh.

Prøve «G1» er hentet fra Glomma, i øvre del av Øyeren-deltaet, ved Fetsund lenser. Området her er preget av fluviale avsetninger ifølge det kvartærgeologiske kartet, men karakteriseres også av urbanisering med både bolighus og rester fra tømmerfløteindustri. Mellom bebyggelsen på halvøya «Øya» er det jordbruksarealer og dyrka mark (figur 4.9). En meandrerende sideelv fra Svelle, kjent som «Merkja», munner ut i Glomma like nedstrøms fra prøvelokaliteten.

Den relativt høye vannstanden medførte at betydelige deler av området langs elvebredden var oversvømt. Dette medførte at prøvehullet, lokalisert i et område rikt på vegetasjon, raskt ble fylt med vann, og dermed ble noe av dette vannet inkludert i prøven (figur 4.9). Videre inneholdt prøven også en del vegetasjon og strå, som senere ble fjernet i sikteprosessen. Primært består prøven av godt sorterte grå-brune sedimenter i sand- til leirfraksjonen.



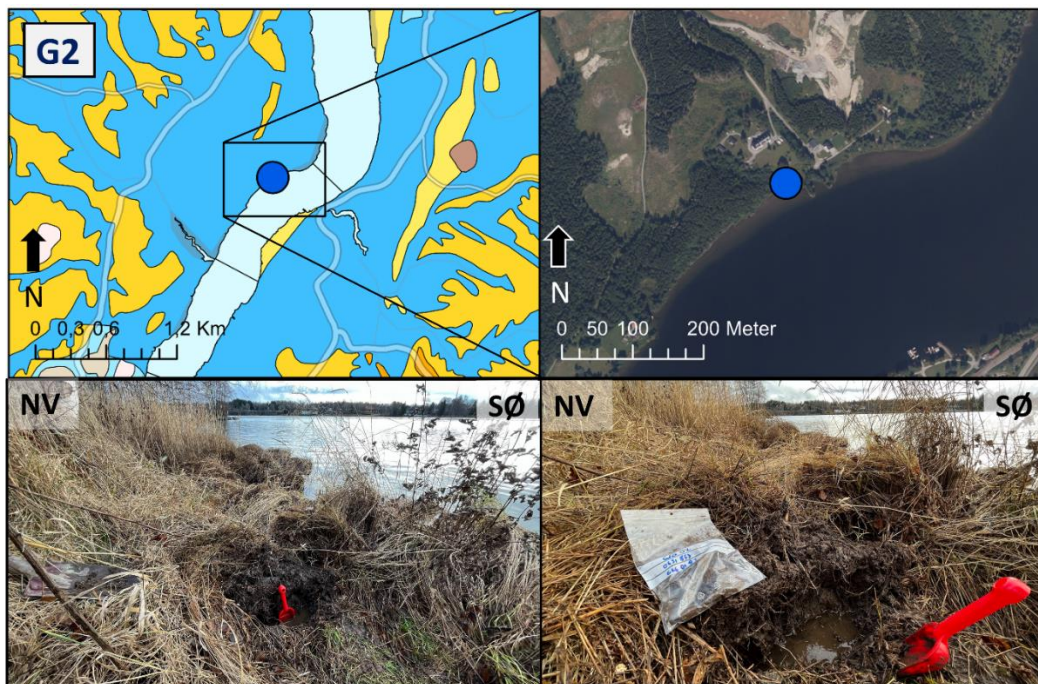
Figur 4.9: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «G1». Prøven er hentet langs Glommas vestsida ved munningen til deltaet i Øyeren, i et område som tolkes som fluviale avsetninger (NGU, 2024b). Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 9: Prøve G2 (Sundvegen)

UTM: 6660183, 631853 Høyde: 120 moh.

Prøve «G2» er hentet inn like ved «Sundvegen», rundt fire kilometer oppstrøms fra Rånåsfoss, langs Glommas vestlige bredde. Området er karakterisert av omfattende skog- og jordbruksarealer, hvor det ifølge det kvartærgeologiske kartet finnes tykke lag av hav- og fjordavsetninger (figur 4.10). Langs elvebredden befinner det seg en skogkledd voll som er orientert vinkelrett på strømretningen til elva. Nordvest for prøvetakingsstedet strekker en delvis skogkledd skråning seg oppover mot tre bygninger som befinner seg rundt 15 høydemeter ovenfor.

Prøven ble hentet fra en grop gravd rundt en meter fra elvekanten. Mye vegetasjon og strå preget stedet (figur 4.10), i tillegg til flere større blokker og steiner som hindret dypere utgraving. Videre forekom mange små røtter ved lokaliteten, hvor noen ble inkludert i prøven, og senere fjernet i sikteprosessen. Hovedsakelig besto prøven av brungrå sedimenter i kornstørrelsene sand, silt og leire.



Figur 4.10: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «G2». Prøven er hentet langs Glommas vestside 4 km nord for Rånåsfoss, i et område som tolkes til å bestå av marine hav- og fjordavsetninger (NGU, 2024b). Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 10: Prøve G3 (Henni)

UTM: 6671101, 636741 Høyde 120 moh.

Prøve «G3» er hentet fra «Henni» langs den østre bredden av Glomma, like nord for samløpet med Vormå. Sedimentene ved lokaliteten er, ifølge det kvartærgeologiske kartet, tolket til å bestå av fluviale avsetninger (figur 4.11). Landskapet karakteriseres av en kombinasjon av skog og åpne sandbanker, med betydelig vegetasjon langs elvekanten.

Prøven ble samlet inn omtrent en meter fra vannkanten, og består primært av godt sorterte og avrundede sedimenter i sandfraksjonen, trolig avsatt av Glomma under høyere vannføringer. Enkelte mindre kornstørrelser av silt og leire er også inkludert i prøven.



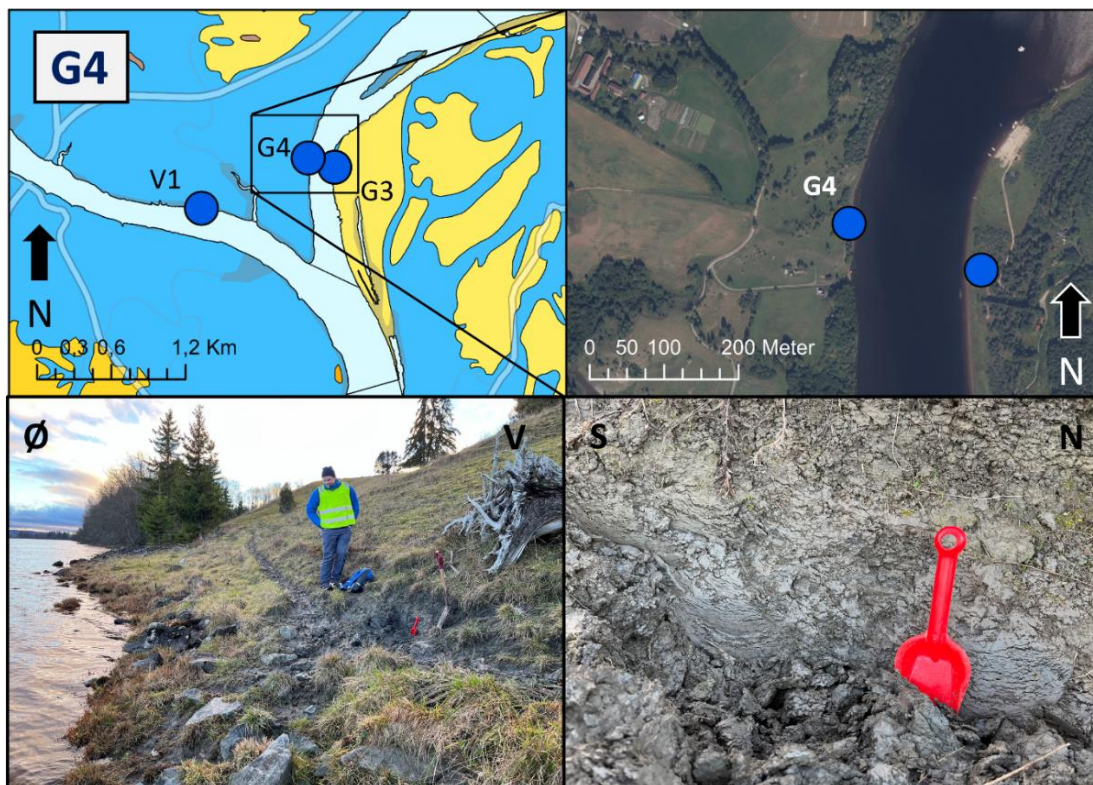
Figur 4.11: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «G3». Prøven er hentet langs Glommas østside like nord for samløpet med Vormå. Prøven består hovedsakelig av sand fra fluviale avsetninger. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 11: Prøve G4 (Ullerhovfallet)

UTM: 6671181, 636515 Høyde: 120 moh.

Prøve «G4» er hentet inn ved «Ullerhovfallet», på motsatt side av elva i forhold til prøve «G3». Ifølge det kvartærgeologiske kartet, er området dominert av hav- og fjordavsetninger, noe som reflekteres i store områder med dyrka mark (figur 4.12). Landskapet, som er forholdsvis kupert med raviner og enkelte eldre skredgroper, viser spor etter beitedyr i form av dyretråkk som eksponerer sedimenter (figur 4.12). Nede ved vannkanten befinner det seg flere kantete blokker og steiner.

Prøven er hentet inn rundt to meter fra Glommas bredde, like ovenfor dyretråkket. Leire og silt kan her observeres sive ut i elva som følge av bølgeerosjon. Prøven er tatt ved et eksponert kutt i jorda, hvor vegetasjonen har rast ned (figur 4.12). Prøven består hovedsakelig av kornstørrelsene silt og leire, med minimale rester av strå og vegetasjon. Noe mose er synlig på overflaten av leira på prøvestedet. Dette laget ble fjernet med spaden før prøven ble hentet inn.



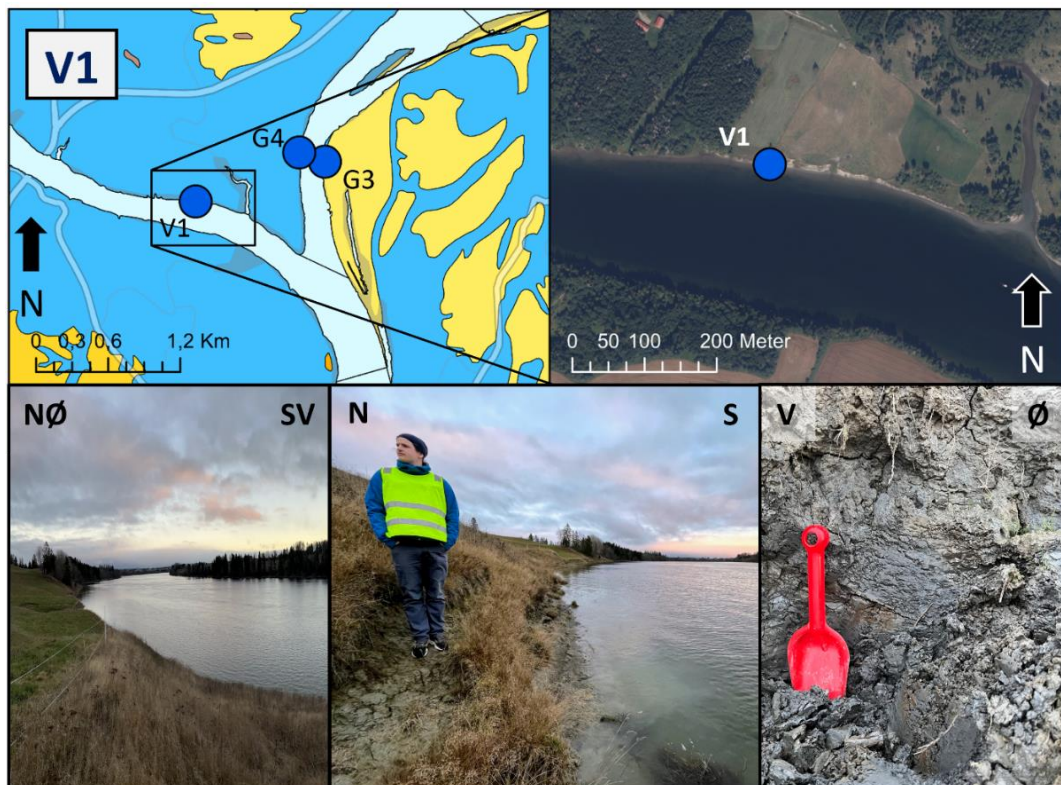
Figur 4.12: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «G4». Prøven er hentet langs Glommas vestsida, like nord for samløpet med Vormå. Prøven består hovedsakelig av silt- og leirstørrelse, og bølgeerosjon på stedet viser tegn til sedimenttransport. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

Lokalitet 12: Prøve V1 (Vormnes)

UTM: 6670750, 635603 Høyde 120 moh.

Prøve «V1» er hentet inn ved Vormas nordøstlige bredd, like sørøst for gården «Vormnes». Landskapet er kupert, bestående av dyrka mark og beitemark for kyr. Hav- og fjordavsetninger av tykt dekke, dominerer ifølge det kvartærgeologiske kartet området (figur 4.13). Landskapet inkluderer både skogkledde og gresskledde raviner, samt eldre skredgroper. Det er en relativt bratt skråning ned mot elva, og i strandsonen er det ingen markante blokker eller steiner. I skråningen er det flere steder hvor sedimenter har rast ut, og ligger eksponert. Nedenfor disse stedene blir det observert bølgeerosjon, som vasker ut materialet, som deretter blir fraktet nedstrøms med elva (figur 4.13).

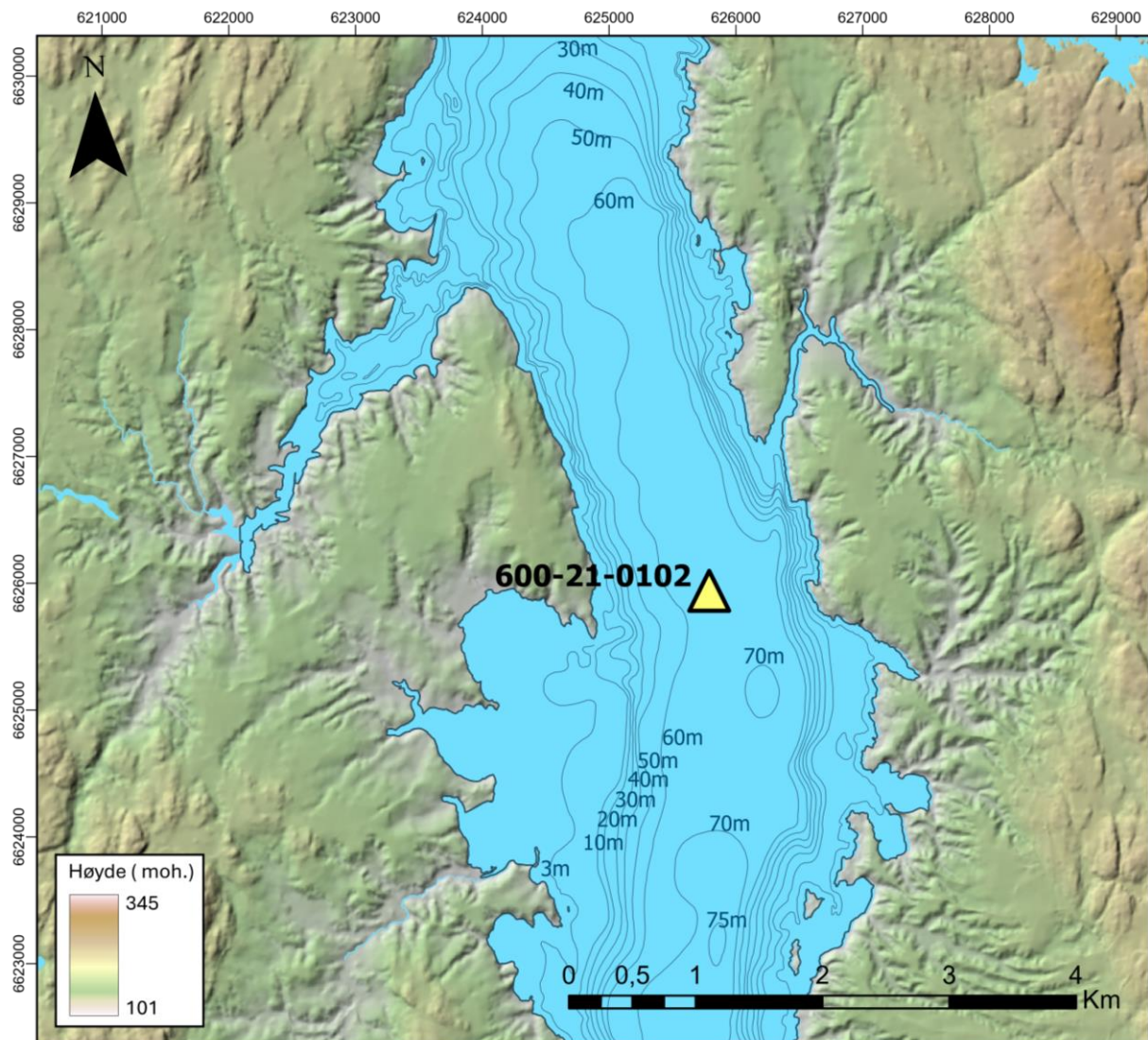
Prøven er hentet inn rundt en meter fra elvekanten, fra et av stedene der sedimenter har rast ned, og ligger eksponert. Det ytterste laget ble fjernet før prøven ble ekstrahert. Matriale består hovedsakelig av grå-brune sedimenter i silt- og leirfraksjonen.



Figur 4.13: Flyfoto, kvartærgeologisk kart, og oversiktsbilder av lokaliteten til prøve «V1». Prøven er hentet langs Vormas nordøstlige side, like nordvest for samløpet med Glomma. Prøven består hovedsakelig av sedimenter i silt- og leirstørrelse. Observasjoner av utrasing og bølgeerosjon kan ses på bildet i midten, hvor elva vasker løs sedimenter langs elvekanten og transporterer de nedstrøms. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet samsvarer med den i figur 4.1. Foto: Ole Jørgen Sæves.

4.2 Sedimentkjerne 600-21-0102

Masterkjerne 600-21-0102 er et resultat av integrasjon av stempelkjerne 600-21-01P og gravitasjonskjerne 600-21-02G, begge hentet fra dypbassenget i Øyeren, vist i figur 4.14. En oversikt over lengde og type kjerne kan ses i tabell 4.1. Masterkjernen er korrelert slik at gravitasjonskjernen, som er mindre påvirket ved boreprosessen, blir brukt i toppen av kjernen, mens en overgang til stempelkjernen gjøres der analyseresultater viser korrelasjon mellom kjernene. Basert på dette ble masterkjernen konstruert til en total dybde på 262.6 cm.



Figur 4.14: Figuren viser borelokaliteten til 600-21-0102 (markert med gul trekant), som ble hentet fra dypbassenget i Øyeren i 2021. De omkringliggende områdene, som fremstår som lavereliggende forgreininger i skyggerelieffmodellen, er tolket til å være ravinlandskap. Kartet er utarbeidet fra en DTM med 10m meters oppløsning hentet fra Kartverket (Kartverket, 2024a), samt batymetri og dybdekart fra NVEs Atlas (NVE, 2024a).

Tabell 4.1: Oversikt over sedimentkjernene brukt i oppgaven.

Sedimentkjerne	Lengde (cm)	Type
600-21-0102	262,6	Masterkjerne
600-21-01P (1/2)	147,3	Stempel (piston)
600-21-01P (2/2)	102,2	Stempel (piston)
600-21-02G (1/1)	66,4	UWITEC/Gravitasjon (gravity)
600-21-01P (1/2) REF	147,3	Stempel (piston)

4.2.1 Prøver fra sedimentkjernene

Prøvene fra sedimentkjernene er inndelt i to forskjellige kategorier; prøver fra flom- og bakgrunnslag («F» og «B»), samt prøver fra to kontinuerlige seksjoner av kjernen («Etter Solbergfoss» og «Før Solbergfoss»). Dyp og tilhørende lag-type for flom- og bakgrunnsprøvene er presentert i tabell 4.2 for alle de 44 prøvene ekstrahert fra kjernen. En oversikt over de 30 prøvene fra de to kontinuerlige seksjonene er presentert i tabell 4.3.

Flomlagene skiller seg visuelt fra bakgrunnslagene ved at de fremviser en lysere nyanse av den brungråe fargen, samt innehar høyere tetthet enn de mørkere bakgrunnslagene (Skattum, 2023). I Skattum (2023) blir flomlagene omtalt som lyse lag (L-lag), som trolig blir avsatt under høyere vannføringer på våren eller sommeren. Bakgrunnslagene refereres til som mørke lag (M-lag), som står for sedimentasjonen under lavere vannføringer om høsten og vinteren.

Fra gravitasjonskjerne 600-21-01G ble det hentet ut syv lag fra antatt flomavsatt sediment, og seks lag fra sediment som representerte bakgrunns sedimentasjon. Distribusjonen av flomlag og bakgrunnslag er fordelt jevnt utover gravitasjonskjernen, og representerer dyp fra 4 til 62.5 cm i den 66.4 cm dype kjernen. I stempelkjerne 600-21-01P ble det hentet ut 16 flomlag og 15 bakgrunnslag i jevn distribusjon gjennom kjernen fra 12 cm til 229.5 cm (tabell 4.2).

For å unngå sammenblanding av lyst og mørkt materiale under ekstraksjon fra kjernen, ble grenseskillene definert så konservativt som mulig. De tykkeste og visuelt klareste lagene ble valgt, og hentet ut. Likevel var det spesielt utfordrende å observere grenseskillene i enkelte lag, særlig i prøvene fra stempelkjernen. Dette gjelder for prøvene P9, P10, P11, P15, P17, P18, P19, P20, P23, P24, P25 og P29.

Under laboratoriearbeidet oppsto det feil som førte til at prøvene P1-P15 fra stempelkjernen og G1-G13 fra gravitasjonskjernen ble uegnet for videre analyser. Dette skyldes at dataene fra disse prøvene ikke var sammenlignbare med resultatene fra nedbørsfeltprøvene og de kontinuerlige seksjonene av kjernen, grunnet feilprosedyre og bruk av destruktive metoder. Følgelig er kun prøvene P16-P31 inkludert i videre analyser, bestående av syv prøver fra flomlagene og ni fra bakgrunnslagene, hentet fra mellom 102,5 og 229,5 cm dyp i stempelkjernen.

Tabell 4.2: Oversikt over prøvene fra gravitasjons- og stempelkjernen, inkludert dyp de er hentet fra, og om prøvene inneholder matreale fra antatte flomhendelser eller matreale fra bakgrunns sedimentasjon. Innrammet er prøvene som ble brukt til videre analyser.

600-21-02G Gravitasjonskjerne

Prøve	Dyp	cm	Type
G1	4	cm	Bakgrunn
G2	5.5	cm	Flom
G3	6	cm	Bakgrunn
G4	14	cm	Flom
G5	15	cm	Bakgrunn
G6	25	cm	Flom
G7	27	cm	Bakgrunn
G8	28.5	cm	Flom
G9	36.5	cm	Flom
G10	45.5	cm	Flom
G11	46.5	cm	Bakgrunn
G12	53	cm	Flom
G13	62.5	cm	Bakgrunn

600-21-01P Stempelkjerne

Prøve	Dyp	cm	Type
P1	12	cm	Flom
P2	23.5	cm	Flom
P3	25.5	cm	Flom
P4	26	cm	Bakgrunn
P5	27	cm	Bakgrunn
P6	28	cm	Flom
P7	44	cm	Flom
P8	45	cm	Bakgrunn
P9	61	cm	Flom
P10	62	cm	Bakgrunn
P11	62.5	cm	Flom
P12	67	cm	Flom
P13	83.5	cm	Bakgrunn
P14	84.5	cm	Flom
P15	92	cm	Bakgrunn
P16	102.5	cm	Flom
P17	123	cm	Bakgrunn
P18	125	cm	Flom
P19	131	cm	Flom
P20	135	cm	Bakgrunn
P21	150.5	cm	Bakgrunn
P22	151.5	cm	Flom
P23	154	cm	Bakgrunn
P24	160.5	cm	Bakgrunn
P25	180	cm	Bakgrunn
P26	185	cm	Bakgrunn
P27	187.5	cm	Flom
P28	226.5	cm	Flom
P29	227	cm	Bakgrunn
P30	228	cm	Flom
P31	229.5	cm	Bakgrunn

Prøvene fra de to kontinuerlige seksjonene i stempelkjerne 600-21-01P ble hentet ut i 2 cm intervaller. Ifølge aldersmodellen utviklet av Skattum (2023), inneholder den første seksjonen sedimenter fra perioden før oppføringen av Solbergfoss demning i 1924. Denne seksjonen, som strekker seg fra 14 til 44 cm i kjernen, omfatter 15 prøver, merket fra A1 til A15. Den andre seksjonen, antatt å inneholde sedimenter fra før demningens oppføring, inkluderer 15 prøver, B1 til B15, hentet ut fra mellom 204 og 234 cm dyp (tabell 4.3).

Tabell 4.3: Prøver fra kjerne 600-21-01P, inndelt i to kontinuerlige seksjoner basert på antatt tidspunkt for sedimentasjon i forhold til oppføringen av Solbergfoss demning. Prøvene er samlet i 2 cm intervaller, hvor den ene seksjonen representerer perioden før oppføringen, mens den andre seksjonen representerer perioden etter.

600-21-01P Stempelkjerne

Prøve	Dyp	cm	Seksjon
A1	14-16	cm	Etter Solbergfoss
A2	16-18	cm	Etter Solbergfoss
A3	18-20	cm	Etter Solbergfoss
A4	20-22	cm	Etter Solbergfoss
A5	22-24	cm	Etter Solbergfoss
A6	24-26	cm	Etter Solbergfoss
A7	26-28	cm	Etter Solbergfoss
A8	28-30	cm	Etter Solbergfoss
A9	30-32	cm	Etter Solbergfoss
A10	32-34	cm	Etter Solbergfoss
A11	34-36	cm	Etter Solbergfoss
A12	36-38	cm	Etter Solbergfoss
A13	38-40	cm	Etter Solbergfoss
A14	40-42	cm	Etter Solbergfoss
A15	42-44	cm	Etter Solbergfoss
B1	204-206	cm	Før Solbergfoss
B2	206-208	cm	Før Solbergfoss
B3	208-210	cm	Før Solbergfoss
B4	210-212	cm	Før Solbergfoss
B5	212-214	cm	Før Solbergfoss
B6	214-216	cm	Før Solbergfoss
B7	216-218	cm	Før Solbergfoss
B8	218-220	cm	Før Solbergfoss
B9	220-222	cm	Før Solbergfoss
B10	222-224	cm	Før Solbergfoss
B11	224-226	cm	Før Solbergfoss
B12	226-228	cm	Før Solbergfoss
B13	228-230	cm	Før Solbergfoss
B14	230-232	cm	Før Solbergfoss
B15	232-234	cm	Før Solbergfoss

4.3 Resultater fra flom- og bakgrunnssedimenter

De 16 prøvene fra flom- og bakgrunnslagene ble analysert for å undersøke geokjemiske og geomagnetiske egenskapene i materialet. Av disse tilhører syv flomsedimenter, mens ni representerer bakgrunnssedimenter. Resultatene av disse undersøkelsene er presentert i figur 4.15 og figur 4.16.

4.3.1 XRF-målinger

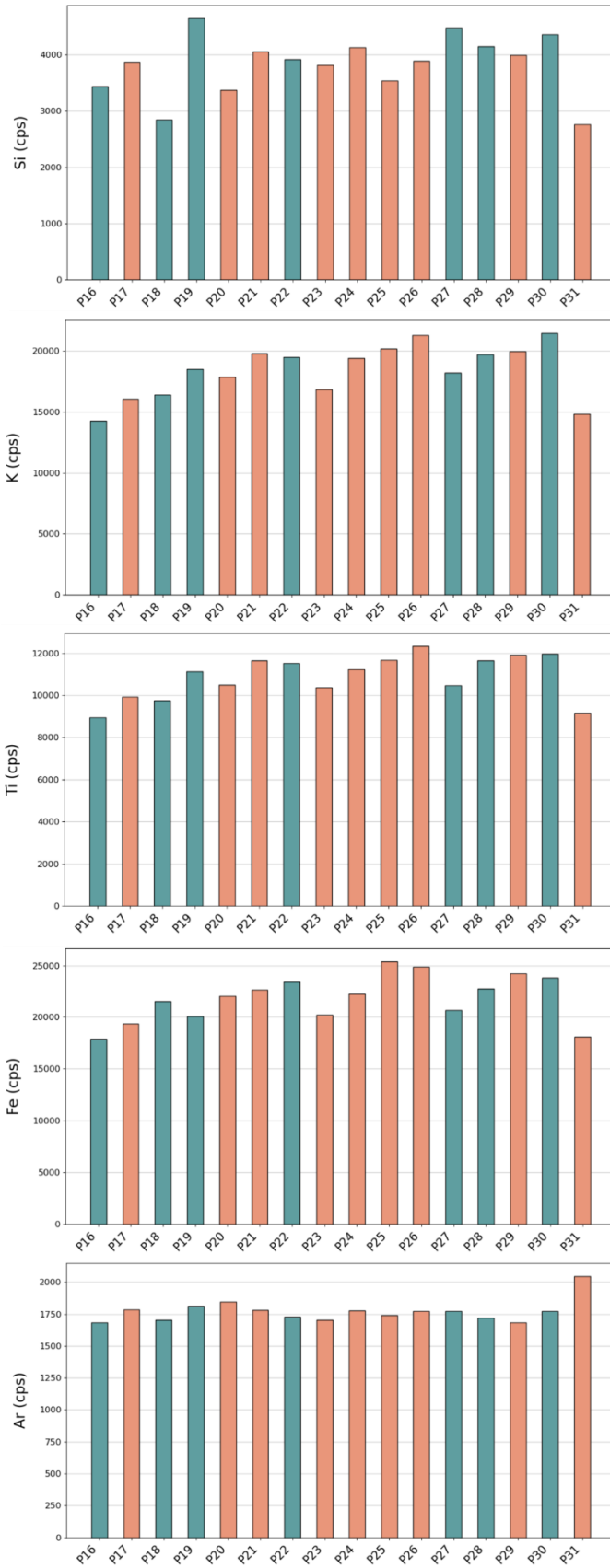
Resultatene fra de geokjemiske analysene av flom- og bakgrunnssedimentene er fremstilt ved hjelp av søylediagrammer og boksplokk i figur 4.15. Analyser ble utført på prøvene P16 til P31 ved bruk av en ITRAX XRF-skanner (Croudace et al., 2006), utstyrt med kromrør (kapittel 3.2.4).

Utvalgte elementer inkluderer silisium (Si), kalium (K), titan (Ti), jern (Fe), argon (Ar), kalsium (Ca), rubidium (Rb) og strontium (Sr). Disse representerer et bredt spekter av grunnstoffer som tidligere har blitt brukt i analyser av lakustrine sedimenter, og kan indikere forskjeller i minerogent materiale assosiert med nedbørsfeltet (Davies et al., 2015). Elementene innehar i tillegg relativt høye tellerater (på engelsk: «*counts per second*», forkortet «*cps*»), som gir bedre pålitelighet og mindre støy i resultatene (Croudace et al., 2006). Verdiene for flom- og bakgrunnssedimentene er vist for hvert av grunnstoffene, for kvantitativ sammenligning.

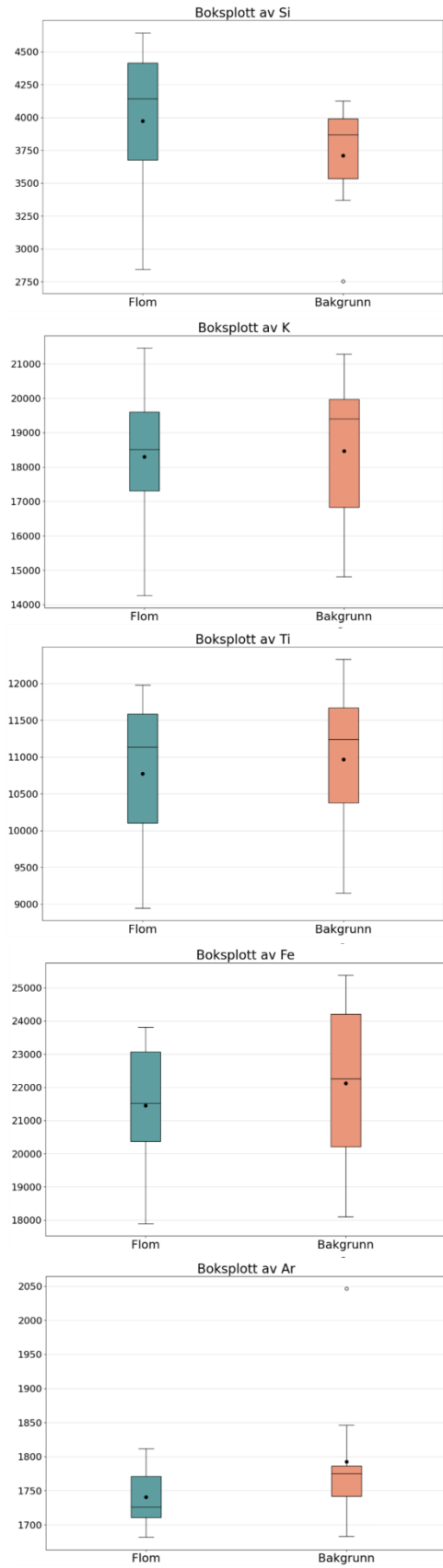
Telleratene varierer betydelig mellom de analyserte grunnstoffene. Sr og Rb viser relativt lave tellerater på 170 til 240, Ar og Si har middels høye tellerater rundt henholdsvis 2000 og 4000, mens Ca, Ti, K, og Fe viser de høyeste telleratene, mellom 8000 og 25000 cps.

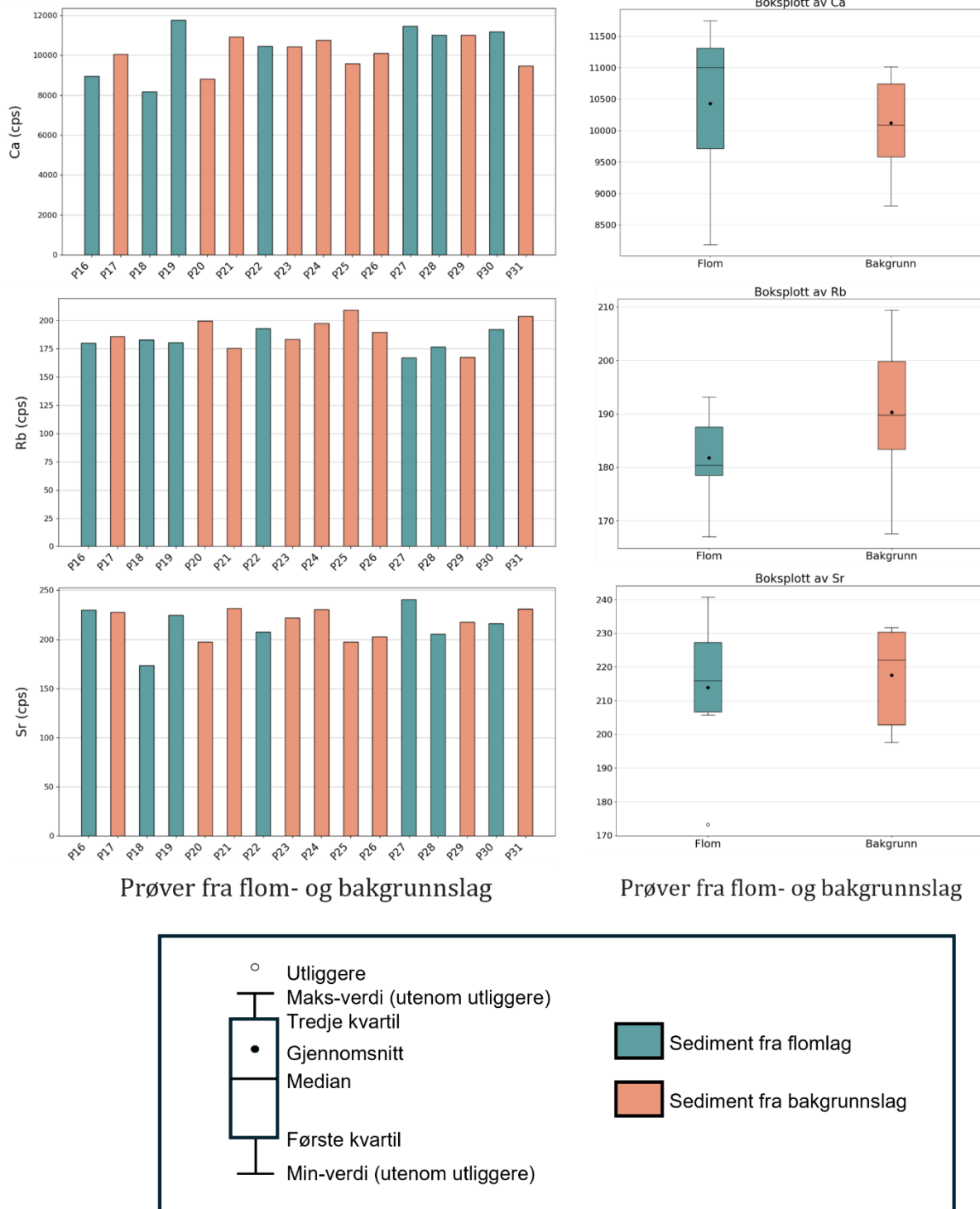
Boksplokkene illustrerer distribusjonen av XRF-dataen for hvert element, fordelt på de to populasjonene «Flom» og «Bakgrunn» (figur 4.15). De fargede boksene viser interkvartilområdet, som omfatter de midtre 50 % av prøvene i populasjonen. Medianverdien er indikert med en svart linje, mens, gjennomsnittet er markert med en svart sirkel. Utliggere er definert som datapunkter som ligger mer enn 1.5 ganger interkvartilområdets differanse fra det første eller tredje kvartilet.

Resultatene viser generelt liten variasjon mellom prøvene fra «flom» og «bakgrunn». Median- og gjennomsnittsverdiene er for Si og Ca noe høyere i flomsedimentene, mens for K, Ti, Fe, Ar, Rb og Sr viser bakgrunnssedimentene marginalt høyere verdier. Disse forskjellene er derimot små, og spredningen er relativt jevn for alle elementene. For Si er det lavere spredning i bakgrunnssedimentene, men denne populasjonen inneholder en utligger-verdi, prøve P31, som påvirker gjennomsnittet negativt. Verdiene fra denne flomprøven ligger i ytterkant av populasjonene for flere elementer, blant annet Ar.



Figur fortsetter ...





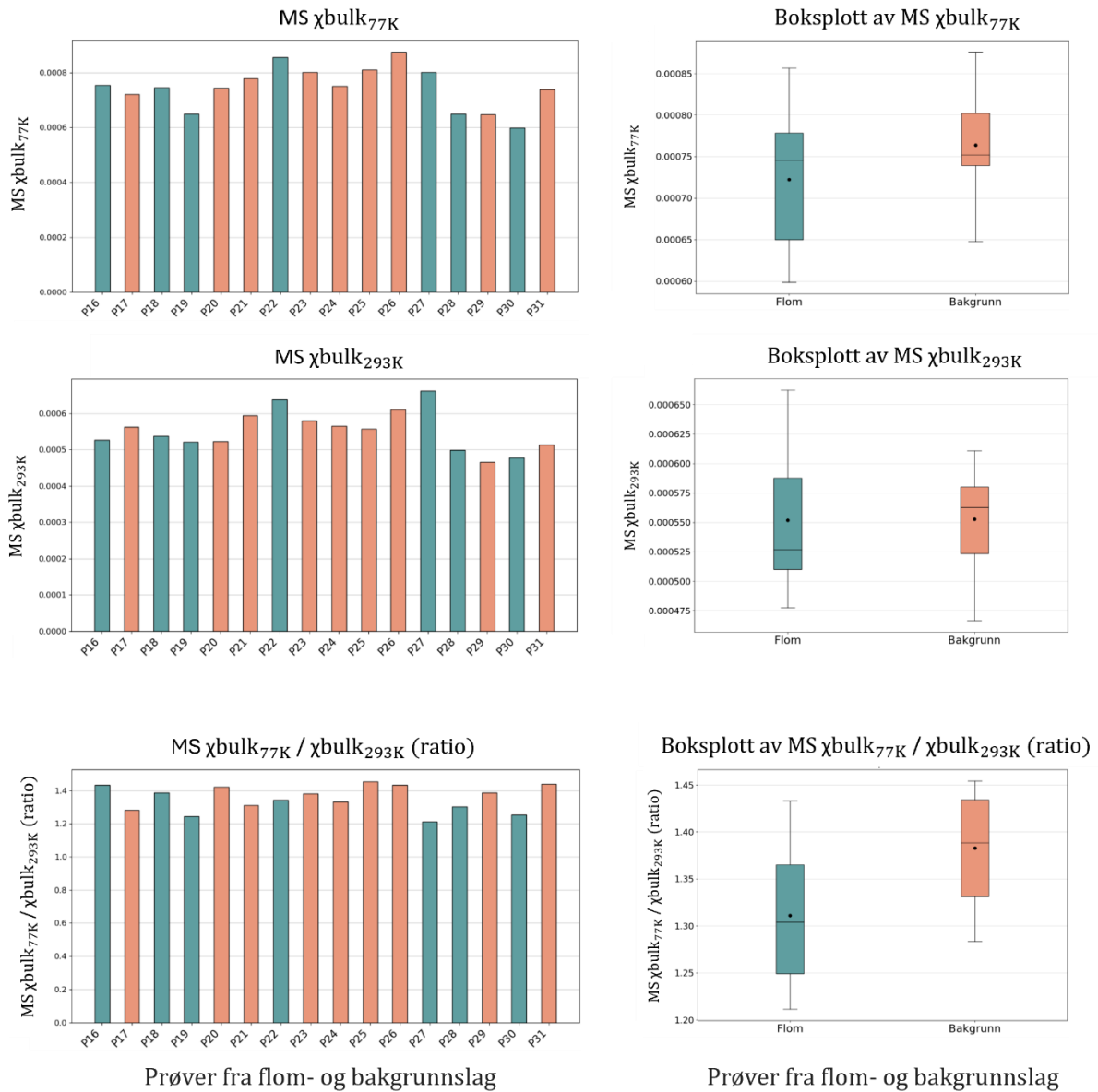
Figur 4.15: Søylediagram av XRF-data fra flom- og bakgrunnslagene P16-P31, fra stempelkjerne 600-21-01P, med tilhørende boksplott med median- (svart strek) og gjennomsnittsverdier (svart prikk). Boksene tilsvare data innenfor det såkalte «interkvartilområdet», som vil si verdier mellom det første og tredje prosentilet (de midtre 50% av verdiene). Dataen er fargekodet til å representere flomlag i gråblå og bakgrunnslag i lakserosa. Resultatene viser liten grad av forskjell mellom utvalgene, verken i verdier eller i variasjon.

4.3.2 Miljømagnetisme

Resultatene fra miljømagnetisemeanalysene er presentert på tilsvarende måte som XRF-resultatene, ved bruk av søylediagram og tilhørende boksplott (figur 4.16). Disse diagrammene fremstiller magnetisk susceptibilitet (MS) i prøvene, målt ved to ulike temperaturnivåer. 293 Kelvin, som tilsvarer romtemperatur (20 grader celsius), og 77 Kelvin som korresponderer med temperaturen til flytende nitrogen (-196 grader celsius). Videre er forholdet mellom av MS-verdiene ved 77K og 293K vist for å demonstrere endringene i de magnetiske responsene til sedimentene ved ulike temperaturer.

Dataen fra miljømagnetismemålingene viser generelt liten variasjon mellom datasettene for «flom» og «bakgrunn». Ved målinger utført ved 77 Kelvin observeres det likevel noe høyere gjennomsnittsverdier for bakgrunns materialet, sammen med et mindre interkvartilområdet. Dette innebærer at de midtre 50 % av verdiene for bakgrunns materialet er mer konsentrert, sammenlignet med tilsvarende verdier i flomsedimentene. Selv om det bare er en marginal forskjell i medianverdiene, reflekterer dette en viss variasjon i datasettene. Ved målinger utført ved 293 Kelvin, er det likheter i hvordan interkvartilområdet er plassert, selv om medianen er noe høyere for bakgrunns lagene. Flomlagene viser derimot noe større spredning, hovedsakelig på grunn av to høye verdier i prøve P22 og P27.

Ratioverdiene «MS 77K/293K» for de to populasjonene indikerer en moderat spredning i begge populasjonene. For flomlagene varierer ratioverdiene fra omtrent 1.22 til 1.44, mens for bakgrunns lagene befinner ratioverdiene seg mellom 1.28 og 1.45. Verdiene viser en betydelig grad av overlapping mellom de to populasjonene. Imidlertid tendenserer flomlagene til å inneha noe lavere verdier, noe som reflekteres i en medianverdi på 1.31, sammenlignet med 1.38 for bakgrunns lagene.



Figur 4.16: Resultater fra miljømagnetisme-analysene av flom- og bakgrunnslagene hentet fra stempelkjerne 600-21-01P. Histogram over prøvene for elementene, og tilhørende boksploott med interkvartilområde, median og gjennomsnitt for de to populasjonene. Resultatene viser liten forskjell mellom utvalgene. Likevel skiller flomprøvene P22 og P27 seg ut, med høyere magnetisk signal målt ved romtemperatur. Ratioverdiene viser marginalt økt signal av ferromagnetiske mineraler i flomlagene. Imidlertid viser begge utvalgene moderate variasjoner i populasjonene.

4.4 Resultater fra nedbørsfeltprøver

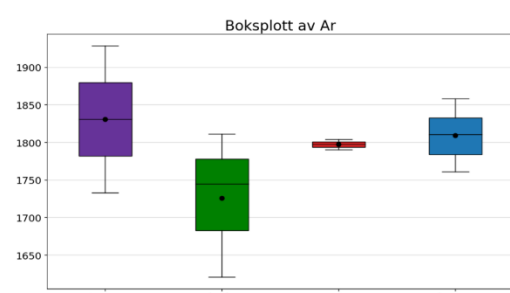
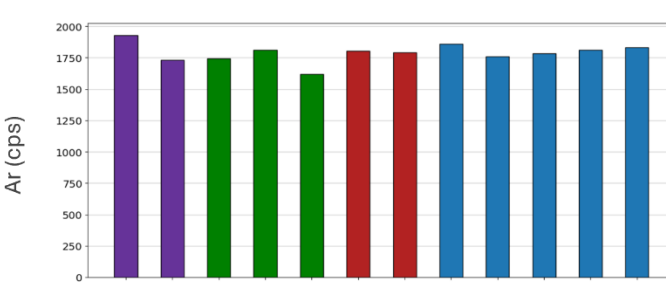
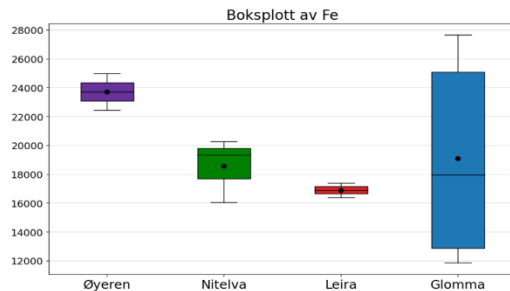
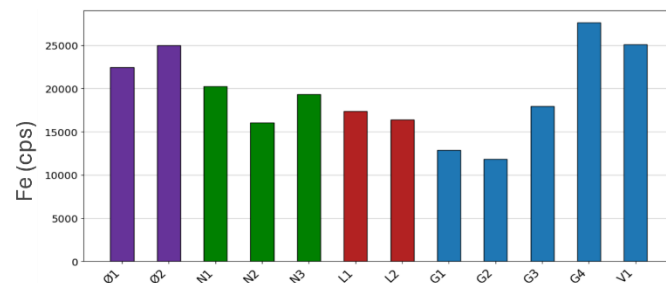
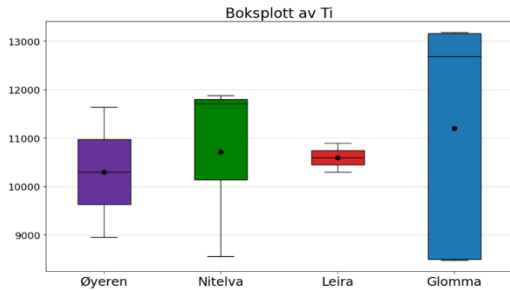
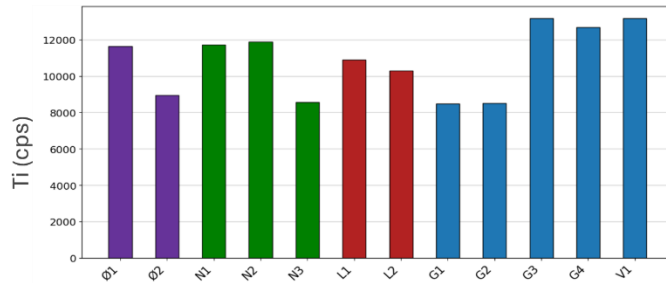
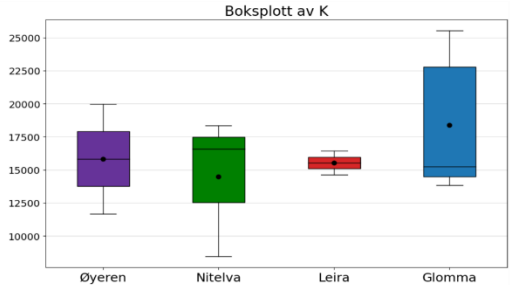
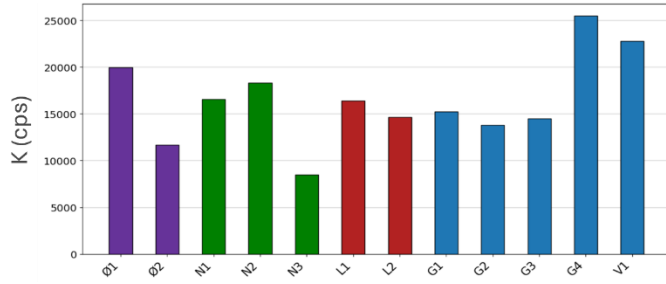
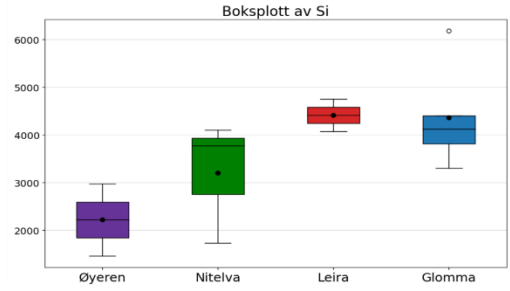
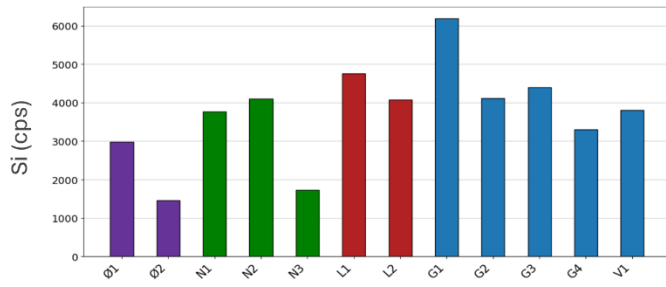
Selv om antallet nedbørsfeltprøver er begrenset og medfører statistisk usikkerhet i de geokjemiske og magnetiske prøveresultatene, er det likevel mulig å observere forskjeller i sedimentene fra de ulike vassdragene. Som tidligere presentert i kapittel 4.1.1, er prøvene delt inn i fire ulike populasjoner basert på tilhørende vassdrag, hver bestående av mellom to og fem prøver.

4.4.1 XRF-målinger

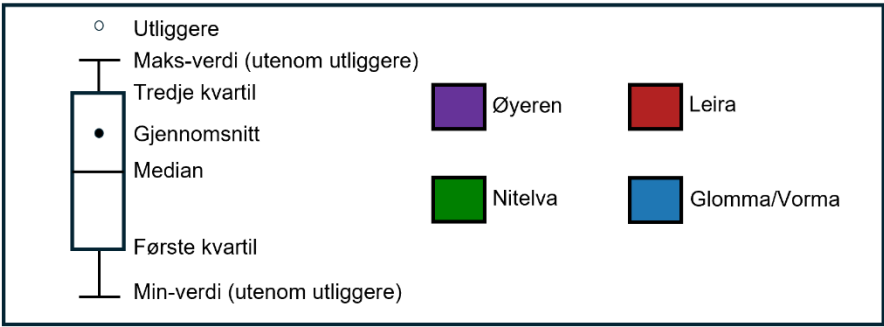
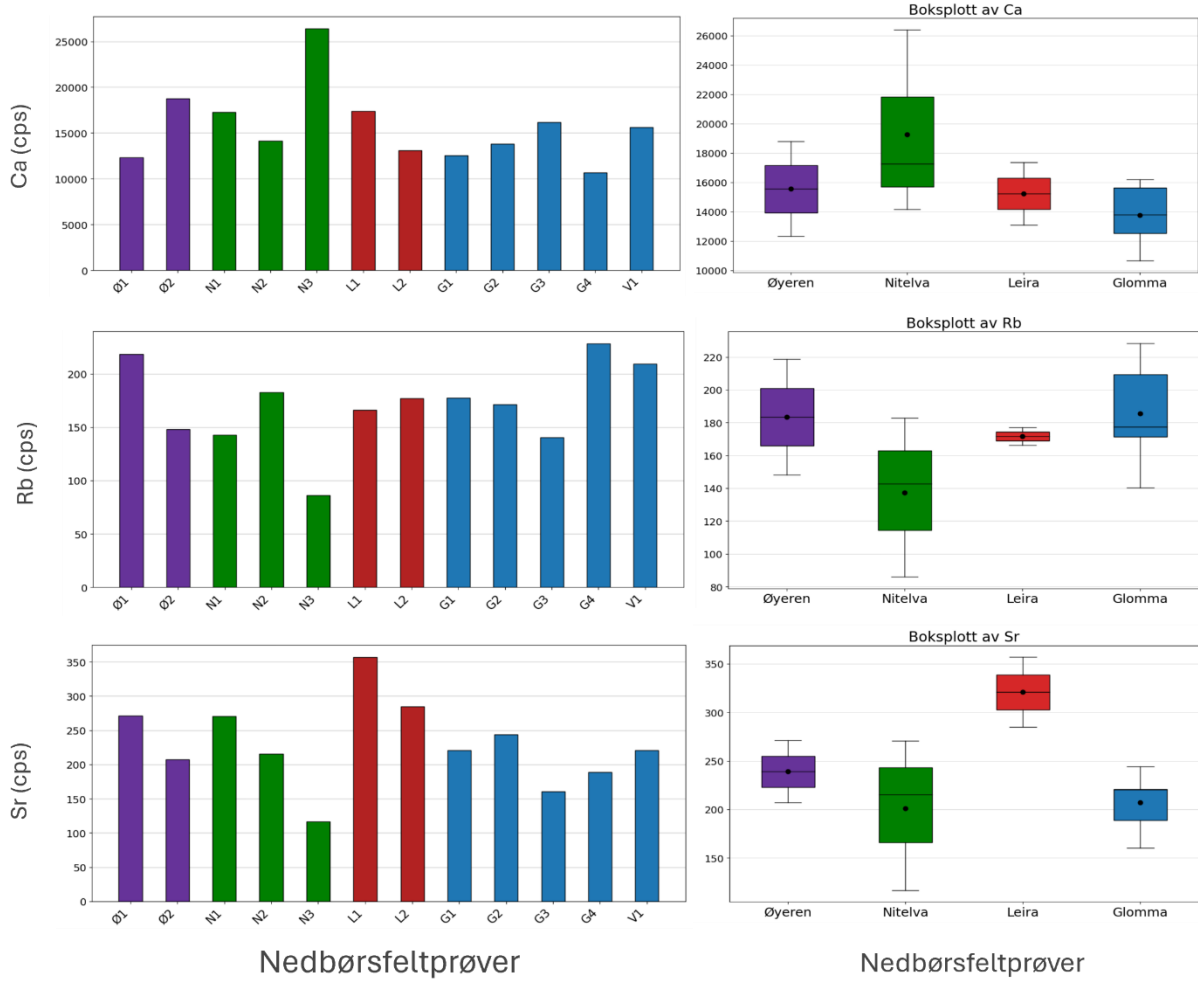
Resultatene fra XRF-målingene av nedbørsfeltene er presentert i figur 4.17, og viser varierende konsentrasjoner av de analyserte elementene. Sr, Rb og Ar viser de laveste telleratene, mens K, Ca og Fe viser de høyeste. Det observeres større variasjoner i målingene for flere av elementene, spesielt for K, som varierer mellom 9000 og 25000 cps. Fe viser også betydelig spredning i telleraten, med den høyeste og laveste målingen i datasettet på henholdsvis 28000 og 12000 cps, begge tilhørende Glomma. Prøve «N3» fra Nitelva innehar for Ca en unormal høy verdi på rundt 26000 cps, mot medianverdien på rundt 17000 cps. Den samme prøven (N3) viser også lavere tellerater for elementene Si, K, Rb og Sr, sammenlignet med prøvene «N1», «N2» og prøvene fra de andre nedbørsfeltene, noe som fører til en reduksjon i gjennomsnittsverdiene for disse elementene i utvalget fra Nitelva.

Fordelingene av grunnstoffene mellom populasjonene fra Øyeren, Nitelva, Leira og Glomma/Vorma er illustrert gjennom boksplokk, og viser betydelige variasjoner mellom hvert grunnstoff. Spesielt i prøvene fra Glomma observeres en markant spredning i verdiene for Ti og Fe, noe som indikerer mer sprikende data sammenlignet med de andre populasjonene. Glomma skiller seg også ut med en unormalt høy utliggerverdi i prøve «G1» for Si. Videre innehar Glomma noen av de høyeste registrerte verdiene for Rb, K, Ti og Fe blant de fire populasjonene.

Leira viser den minste spredningen i verdier blant de undersøkte vassdragene, noe som delvis kan tilskrives det lave antallet prøver («L1» og «L2»). Til tross for dette, ligger Leiras medianverdier generelt i nærheten av de andre populasjonene, med unntak av for Sr, hvor Leira viser klart høyere verdier. Øyeren, som også kun inneholder to prøver, viser større variasjon og spredning for alle elementene sammenlignet med Leira.



Figur fortsetter...

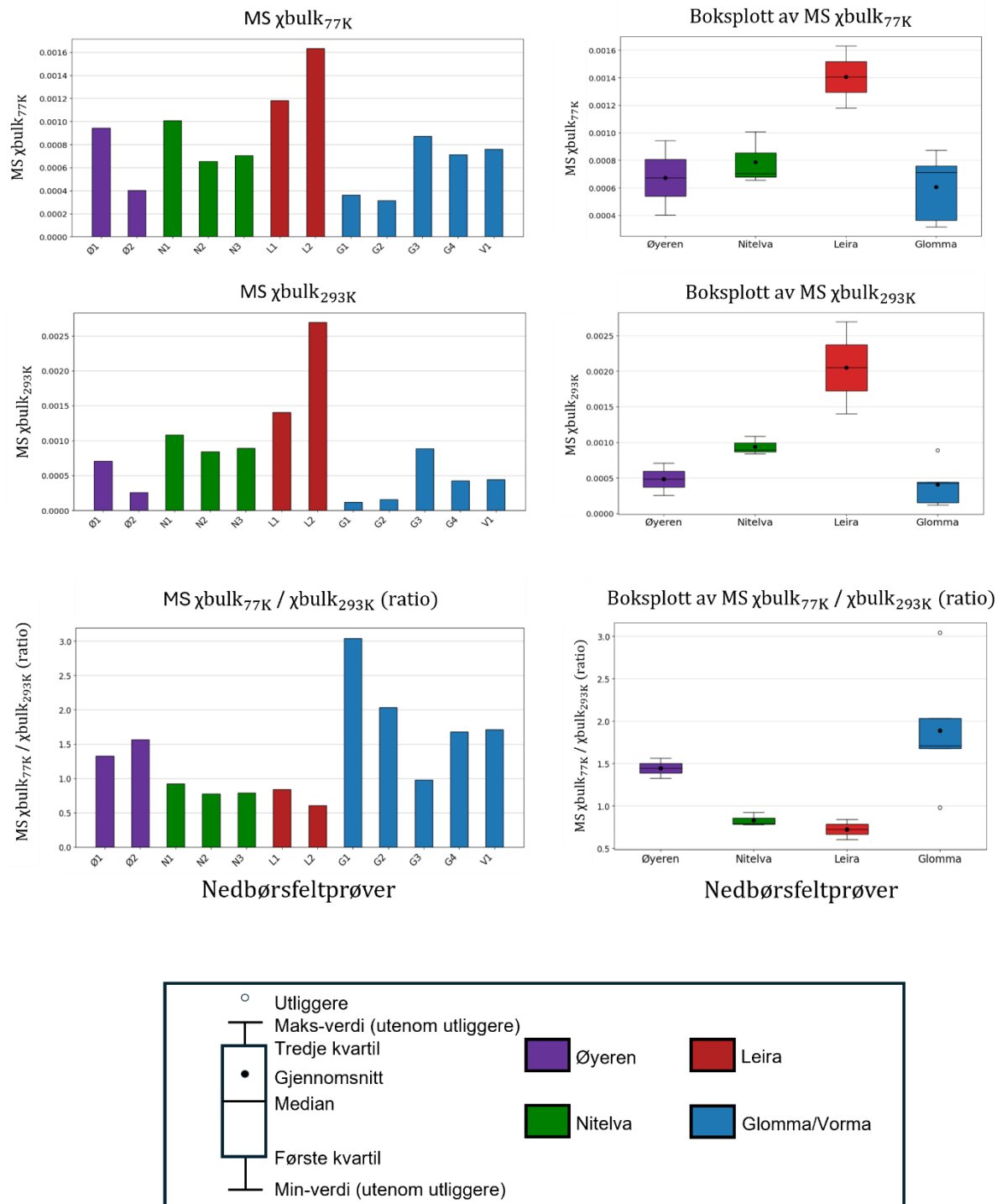


Figur 4.17: Resultater av geokjemiske analyser av nedbørsfeltprøvene hentet fra områdene rundt Øyeren. Bokplott for hvert element er vist med markert median og gjennomsnitt. Verdiene viser generelt varierte resultater. Prøve N1 viser lavere verdier for flere av elementene, blant annet Si, K, Sr og Rb, mens prøvene G4 og V1 viser høyere verdier for K, Ti, Fe og Rb enn de andre prøvene.

4.4.2 Miljømagnetisme

Dataen fra miljømagnetismemålingene for nedbørsfeltprøvene viser generelt stor variasjon mellom datasettene for de forskjellige vassdragene. MS målt ved 77 Kelvin og 293 Kelvin viser samme tendens, både i søylediagrammene og i boksploottene vist i figur 4.18. Leiras magnetiske signal er klart høyere, enn de andre elvene, og begge verdiene fra Leira ligger over de andre for både 77K og 293K. For målingene utført ved 293 Kelvin viser resultatene fra Glomma, generelt lavere verdier enn de andre, inkludert en utliggerverdi i prøve «G3». Spredningen er også for disse lavere enn for enn spredningen i prøvene til Leira.

For ratioverdiene av MS 77K/293K observeres det markante forskjeller mellom datapopulasjonene. Nitelva og Leiras verdier har lav spredning, og markant lavere verdier enn de andre datasettene, med medianverdier rundt henholdsvis 0.8 og 0.7. Prøvene fra Øyeren viser også lav spredning, men medianen av denne ratioverdien ligger noe høyere rundt 1.4. Glomma viser markant spredning i ratioverdiene, med utliggerverdier både for øvre og nedre del av datasettet, på henholdsvis 3.0 og 1.0. Ved ekskludering av disse utliggerverdiene, vil spredningen for Glommaprøvene likevel være større enn de andre, med høyere gjennomsnittsverdi. Medianverdien av de fem prøvene fra Glomma/Vorma ligger rundt 1.7.



Figur 4.18: Miljømagnetisme av nedbørsfeltprøvene med tilhørende boksploott som viser median og gjennomsnitt. Prøvene fra Nitelva og Leira fremviser klart høyere magnetisk innhold enn prøvene fra Glomma, og samtidig lavene ratioverdier. Dette viser at prøvene fra Nitelva og Leira i større grad består av ferromagnetiske mineraler enn de andre nedbørsfeltprøvene.

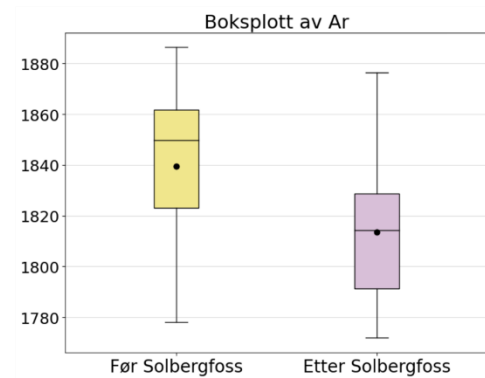
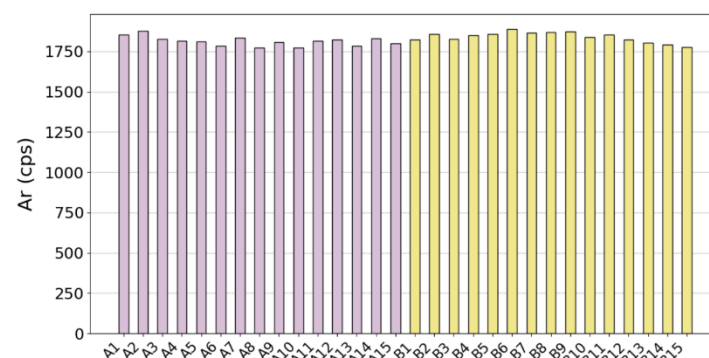
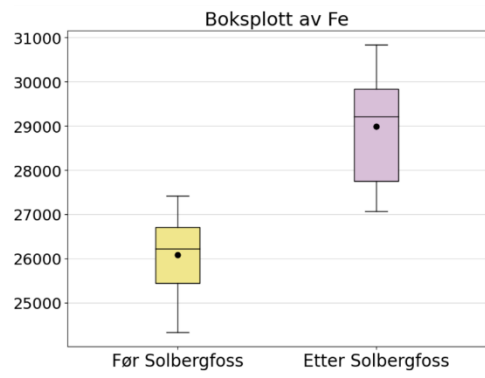
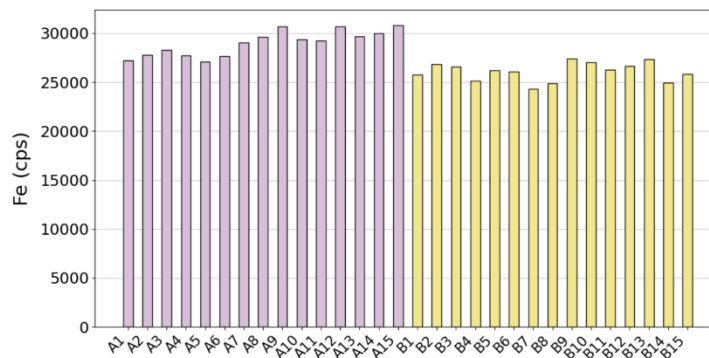
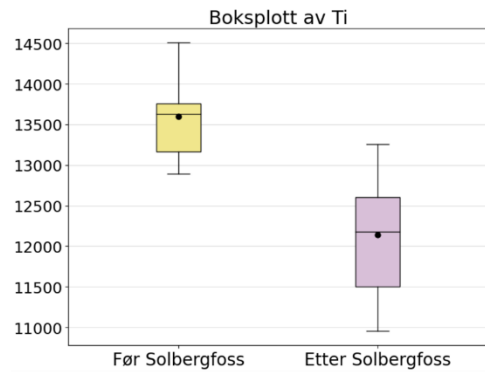
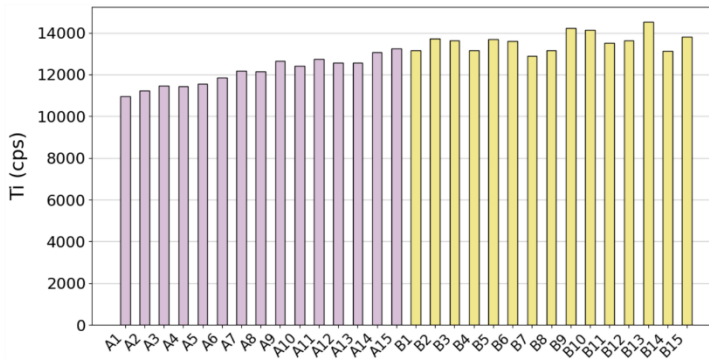
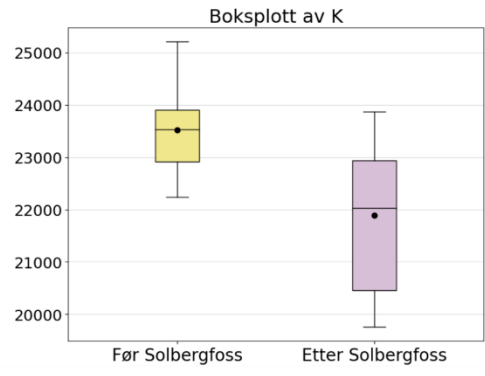
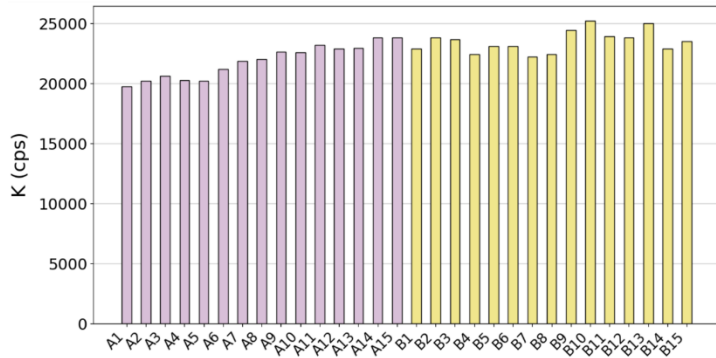
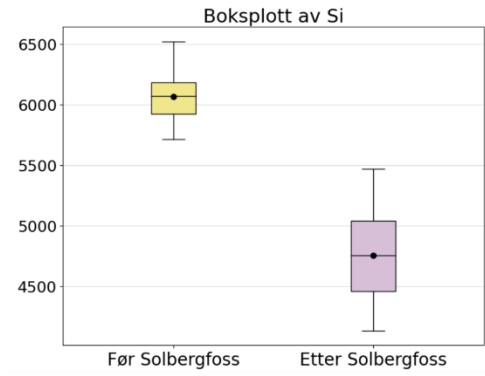
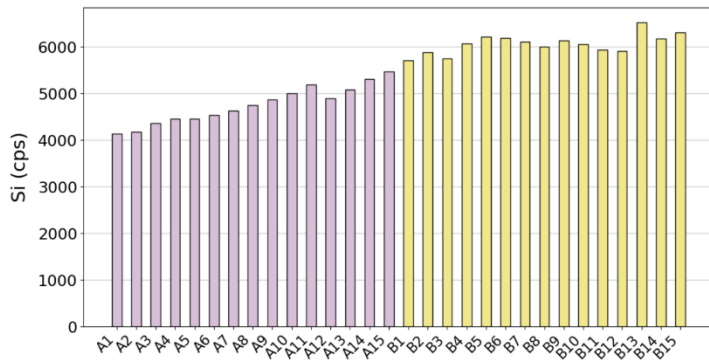
4.5 Resultater fra «Før og etter Solbergfoss»

De geokjemiske og geomagnetiske resultatene fra de to kontinuerlige seksjonene hentet fra stempelkjerne 600-21-01P er presentert i figur 4.19 og 4.20. Totalt 30 prøver er klassifisert i to populasjoner, A og B, bestående av 15 prøver hver (tabell 4.3). Disse representerer sedimenter henholdsvis fra «etter» og «før» oppføringen av Solbergfoss demning (Skattum, 2023). Resultatene fra miljømagnetismemålingene er konvertert til massespesifikk magnetisk susceptibilitet (MS) ved å dele på vekt.

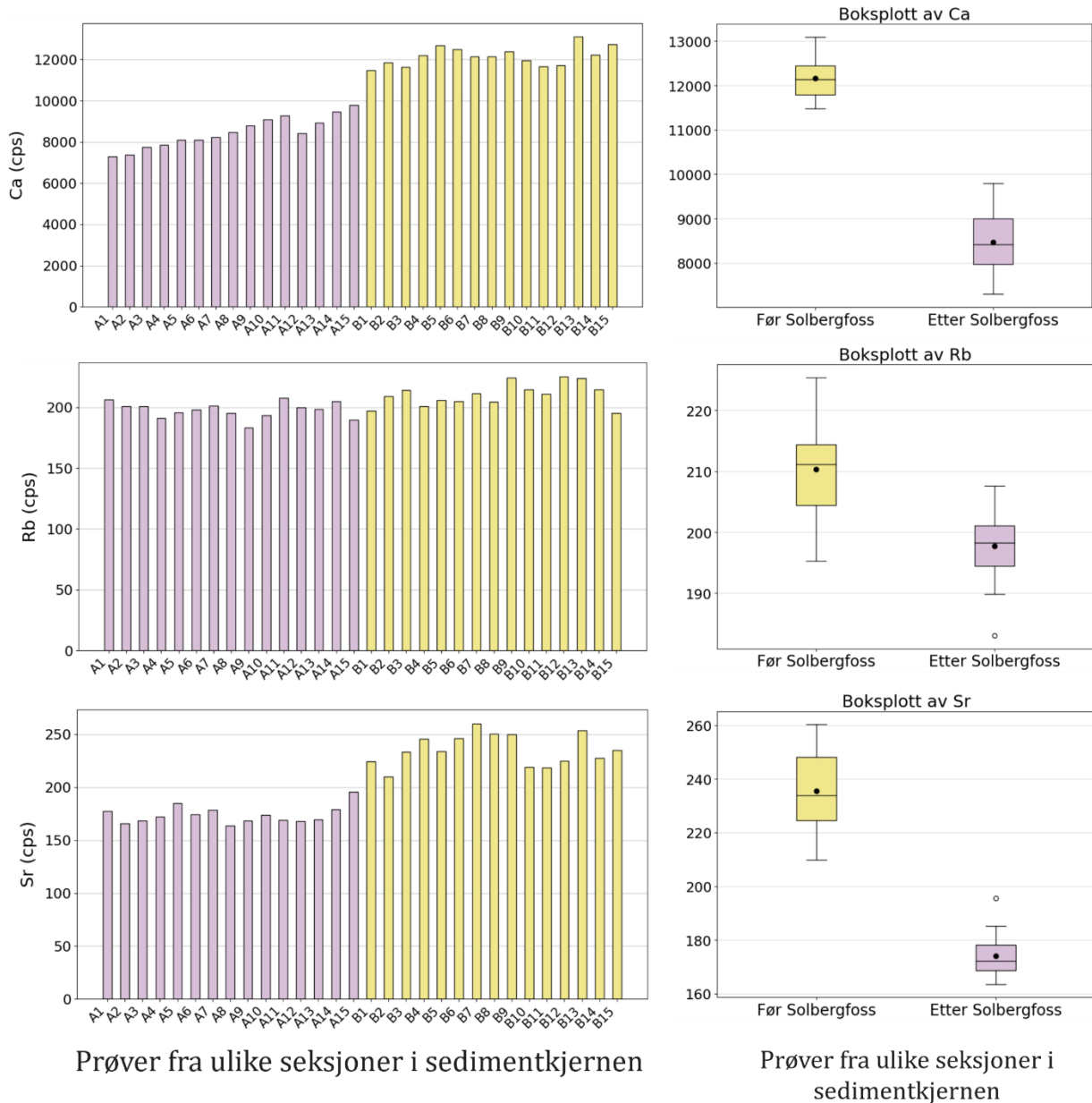
4.5.1 XRF-målinger

Resultatene fra XRF-målingene er presentert i figur 4.19, og illustrerer telleratene for de analyserte elementene, som varierer fra lave tellerater i Sr, Rb og Ar, til middels høye i Ca og Si, og høye i K, Ti og Fe. Søylediagrammene viser verdier for alle prøvene, og indikerer en mer uniform distribusjon enn i nedbørsfeltprøvene, med lavere avvik mellom prøvene. For elementene Si, K, Ti, Ca og Rb observeres det en stigende trend i sedimentene fra etter Solbergfoss, fra starten til slutten av seksjonen, spesifikt mellom prøve «A1» til «A15».

Boksplottene visualiserer forskjellen mellom de to populasjonene, som viser klare ulikheter mellom datasettene. Interkvartilområdene for Ar og K er de eneste som overlapper, mens for de andre elementene vises det markante forskjeller mellom populasjonene. For elementene Si, K, Ti, Ca, Rb og Sr observeres det betydelig høyere tellerater i sedimentene fra før Solbergfoss. Derimot viser Fe høyere tellerater i sedimenter fra etter Solbergfoss.



Figur fortsetter ...

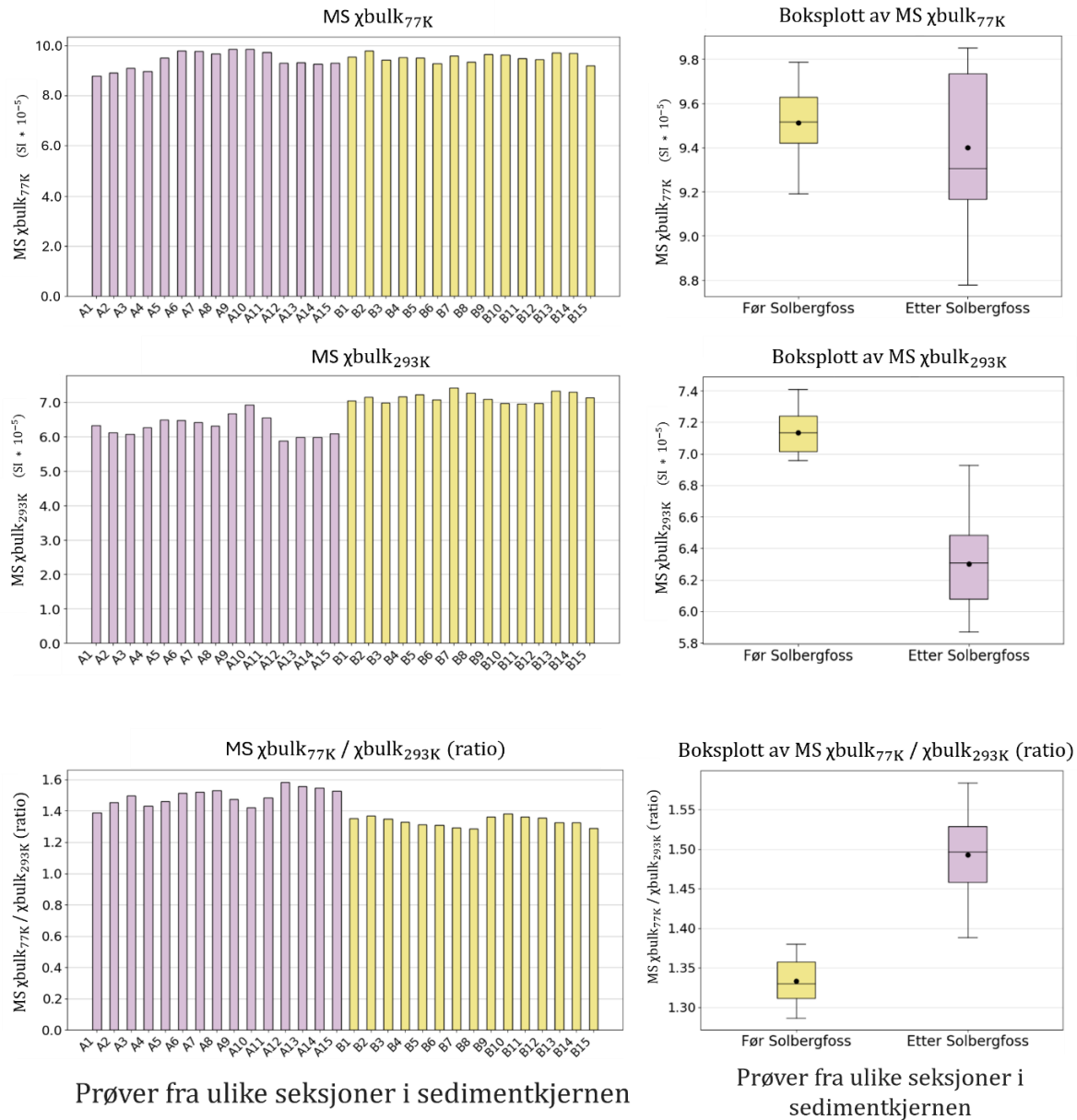


Figur 4.19: XRF-resultater i form av søylediagram og boksplott, hvor elementene viser forskjeller i de to populasjonene «Før Solbergfoss» og «Etter Solbergfoss», hentet fra ulike kontinuerlige seksjoner av stempelkjernen. Prøvene fra før Solbergfoss viser høyere verdier i alle elementene unntatt Fe.

4.5.2 Miljømagnetsime

Resultatene fra miljømagnetisemeanalysene av sedimentene fra før og etter oppføringen av Solbergfoss er presentert i figur 4.20. MS målt ved 77 Kelvin viser at interkvartilområdene til de to populasjonene er relativt sammenfallende, noe som indikerer lignende MS-verdier ved denne temperaturen. I kontrast viser målingene utført ved 293 Kelvin betydelige forskjeller mellom populasjonene i form av høyere verdier for prøvene fra før Solbergfoss. Generelt er distribusjonen av MS-verdier for begge populasjonene ganske uniforme, med relativ lav spredning og ingen utliggerverdier.

Ratioverdiene av MS målt ved 77K delt på 293K speiler omtrent resultatene observert ved 293K. Følgelig viser dataene fra etter Solbergfoss høyere ratio-verdier, med en median på omtrent 1.49. Denne populasjonen viser også større spredning, med verdier mellom 1.39 og 1.59. Prøvene fra før Solbergfoss viser en lavere medianverdi for MS-ratioen på rundt 1.33, med en variasjon i prøvene fra 1.28 til 1.37. Til sammenligning reflekterer dermed alle prøvene fra før Solbergfoss lavere ratio-verdier enn prøvene fra etter Solbergfoss, noe som indikerer en markant forskjell mellom populasjonene.



Figur 4.20: Resultater av miljømagnetisme-analyser av to ulike seksjoner fra kjerne 600-21-01P, som basert på undersøkelser gjort av Skattum (2023), antas å representere sedimenter fra før og etter oppføringen av Solbergfoss kraftverk ved utløpet av Øyeren. Resultatene viser klare forskjeller mellom populasjonene, ved høyere magnetisk signal før Solbergfoss. De lavere ratioverdiene indikerer også en større andel av ferromagnetiske mineraler i disse prøvene. Innad i populasjonene er det likevel likere resultater gitt lave variasjonen i boksplottene. Merk at resultatene viser massespesifikk MS bulk etter at prøvene ble delt på egenvekt.

4.6 Korrelasjonsanalyser

Korrelasjonsmatriser for flom- og bakgrunnslagene, nedbørsfeltprøvene, samt prøvene fra før/etter Solbergfoss er konstruert for å undersøke om det finnes sammenhenger, eller korrelasjon, i de geokjemiske og magnetiske resultatene. De valgte elementene i analysen er de samme som i XRF-analysen (kapittel 4.3.1), i tillegg er ratio-verdien av MS målt ved 77K og 293K inkludert (77K/293K).

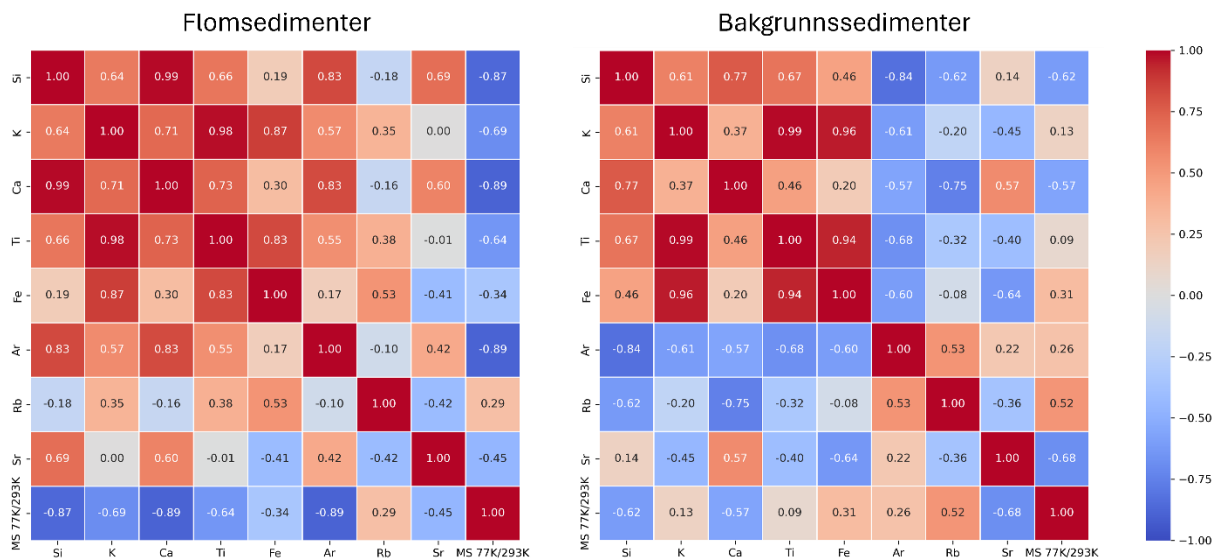
Korrelasjonsanalyse benyttes som en statistisk metode for å evaluere styrken av sammenhengen mellom variabler. Pearsons korrelasjonskoeffisient, r , vises som et tall mellom -1 og 1, hvor 0 reflekterer ingen korrelasjon i motsetning til -1 og 1, som reflekterer perfekt korrelasjon i henholdsvis negativ og positiv retning.

Matrisene er inkludert for å identifisere likheter eller forskjeller i sammenligningen mellom populasjonene. For nedbørsfeltprøvene er data fra Nitelva (tre prøver) og Leira (to prøver) kombinert for å øke datasettets størrelse, og dermed forbedre sammenligningsgrunnlag. Analyseresultatene fra disse prøvene, som er presentert i kapittel 4.4, viser likhetstrekk i tillegg til at de stammer fra lignende type nedbørsfelt, noe som gjør det naturlig å kombinere disse. Prøvene fra Glomma/Vorma, som også omfatter fem prøver, er valgt for sammenligning på grunn av tilsvarende antall prøver, som representerer et annet type vassdrag.

4.6.1 Flom- og bakgrunnslagene

Korrelasjonsmønstre for flom- og bakgrunnslagene er visualisert i matrisen vist i figur 4.21. I flomsedimentene er det observert en konsistent og sterk positiv korrelasjon mellom elementene Si, K, Ca, Ti, med Pearsons r -verdier mellom 0.64 og 0.99. Selv om bakgrunnslagene viser lignende mønstre for de nevnte elementene, er korrelasjonsverdiene noe lavere, variert mellom 0.37 og 0.99. Elementet Fe, fremviser lignende høye korrelasjonsverdier mot K og Ti i begge populasjonene, med r -verdier mellom 0.83 og 0.96.

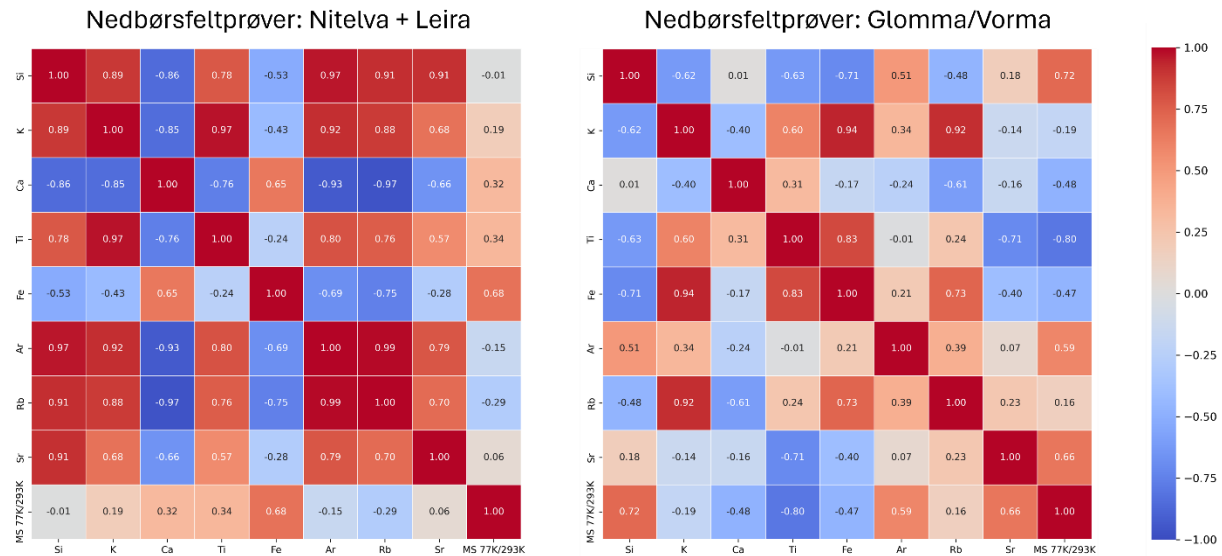
Større kontraster mellom flom- og bakgrunnslagene blir observert i korrelasjonsverdiene for Ar, Rb og MS-ratioen 77K/293K. I flomsedimentene skifter Ar fra en moderat til middels høy positiv korrelasjon til tydelige negative korrelasjoner i bakgrunnssedimentene. Omvendt viser MS-ratioen en generell høy negativ korrelasjon i flomsedimentene, mens det i bakgrunnssedimentene observeres større variasjoner i korrelasjonsverdiene.



Figur 4.21: Korrelasjonsmatriser for flom- og bakgrunnsedimentene, hvor sammenligning mellom de to populasjonene viser likheter mellom elementene Si, K, Ca, og Ti, og forskjeller i Ar, Rb og MS-verdiene. Matrisene er basert på prøvene P16-P31, bestående av syv prøver fra flom og ni fra bakgrunn.

4.6.2 Nedbørsfeltprøvene

Korrelasjonsmønstre fra nedbørsfeltprøvene er visualisert i figur 4.22, der matrisene for Nitelva og Leira vises sammen med matrisen for Glomma/Vorma. Prøvene fra Nitelva og Leira demonstrerer sterk korrelasjon mellom de fleste elementene, men unntak av MS-ratioen som viser svak korrelasjon for alle elementene bortsett fra Fe. Mens de fleste elementene viser sterk positiv korrelasjon, fremviser Ca og Fe moderate til høye negative r-verdier mot de fleste andre elementer. I motsetning til den tydelige korrelasjonen mellom prøvene fra Nitelva og Leira, viser prøvene fra Glomma/Vorma en mer variert korrelasjonsmatrise, med en betydelig spredning i r-verdier. Positive korrelasjoner er mindre fremtredende, og det er en markant ustrukturert blanding av både positive og negative korrelasjoner mellom elementene.

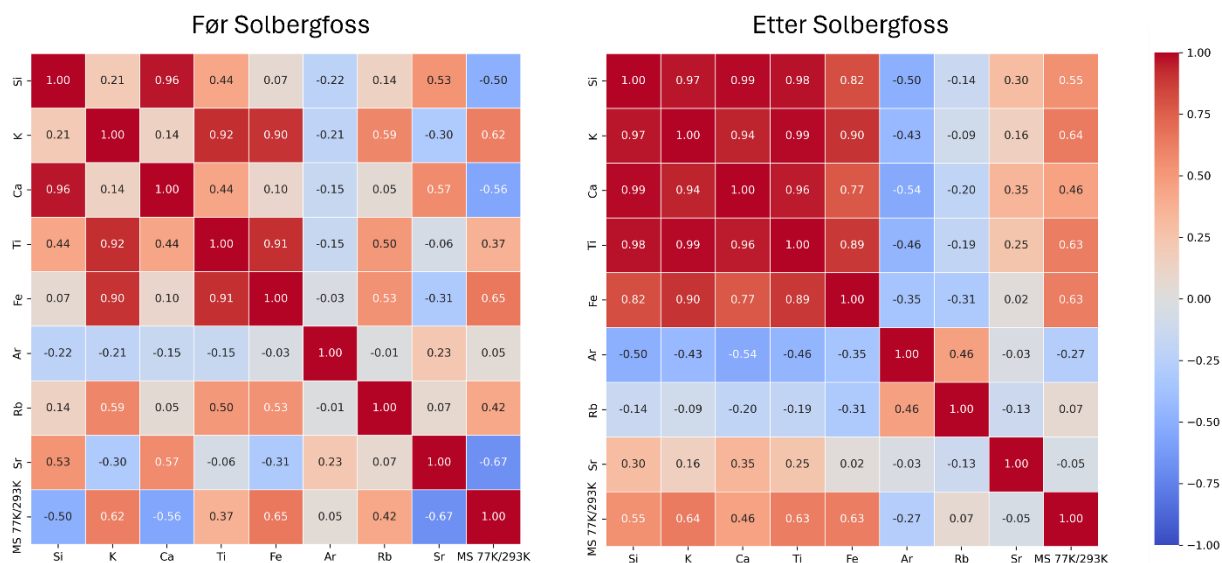


Figur 4.22: Korrelasjonsmatriser for nedbørsfeltprøvene, hvor sammenligning mellom Nitelva + Leira er gjort med sedimentene fra Glomma/Vorma. Nitelva og Leira viser i kontrast til Glomma/Vorma, høy korrelasjon i de fleste elementer. Matrisene er basert på fem sedimentprøver for hver av matrisene.

4.6.3 Før og etter Solbergfoss

Korrelasjonsmatrisene for prøvene som representerer sedimenter fra før og etter oppføringen av Solbergfoss demning er presentert i figur 4.23. Matrisen for sedimentene avsatt før Solbergfoss viser et bredt spekter av korrelasjonsverdier, som strekker seg fra meget svake til meget sterke korrelasjoner. For eksempel, K mot Fe og Ti viser høye positive r-verdier på henholdsvis 0.90 og 0.92, mens korrelasjonene mot Ca og Si er betydelig svakere med r-verdier på 0.14 og 0.21. I motsetning viser matrisen for sedimenter avsatt etter oppføringen av Solbergfoss gjennomgående høye positive korrelasjoner mellom de samme elementene, med r-verdier mellom 0.90 og 0.99.

Korrelasjonsverdiene mellom MS-ratioen og elementene i prøvene fra før Solbergfoss viser spredte r-verdier som varierer mellom -0.67 og 0.65. I motsetning til dette, viser r-verdiene mellom elementene og MS-ratioen i prøvene fra etter Solbergfoss en mer uniform positiv korrelasjon, med verdier mellom 0.45 og 0.63 for de fleste elementer, med unntak av Ar, Rb og Sr som viser minimal korrelasjon.



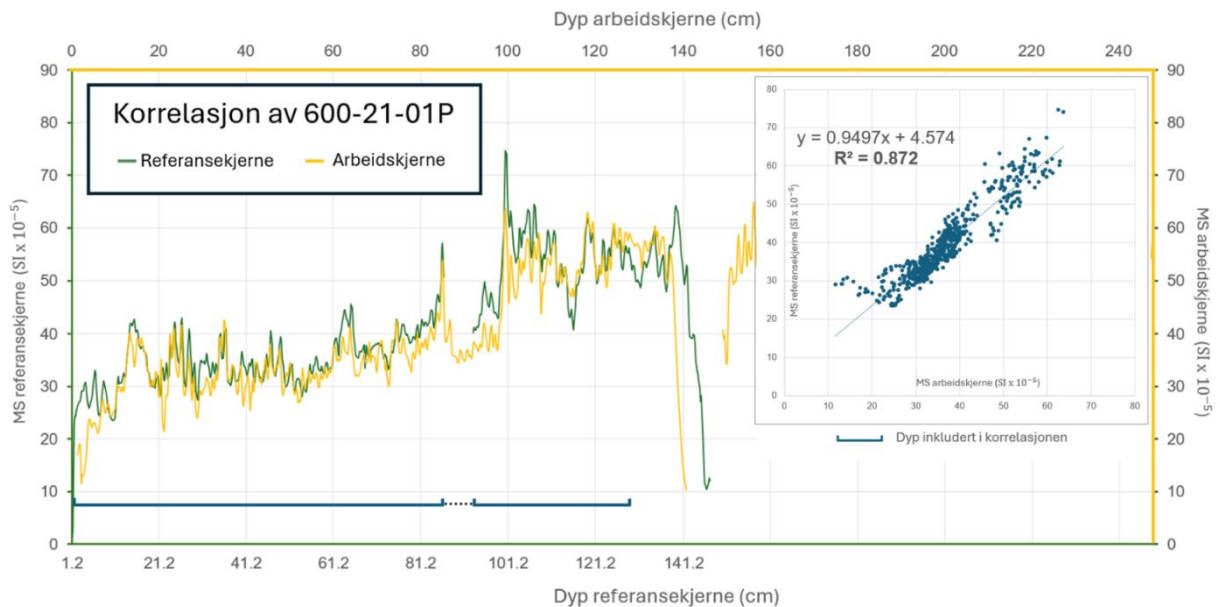
Figur 4.23: Korrelasjonsmatriser for sedimentene avsatt før og etter Solbergfoss, hvor prøvene fra etter Solbergfoss viser sterk positiv korrelasjon i flere elementer, sammenligning med mer varierte korrelasjonsverdier for prøvene fra før Solbergfoss. Hver matrisene er basert på 15 sedimentprøver fra stempelkjernen.

4.7 Magnetisk susceptibilitet (overflate-MS)

Overflate-MS ble kjørt på nytt for del en av stempelkjerne 600-21-01P, på grunn av manglende data i slutten av datasettet. På grunn av at arbeidskjerne 600-21-01P (Arbeid) var sterkt påvirket av uttak av matreale ble tilhørende referansekjerne 600-21-01P (Referanse) kjørt. Data fra begge målingene ble sammenlignet og korrelert for å utvide datagrunnlaget.

4.7.1 Korrelasjon av referansekjerne (600-21-01P REF)

Korrelasjonen mellom arbeidskjernen og referansekjernen til 600-21-01P, ble foretatt ved statistisk optimalisering av de to datasettene vist i figur 4.24. Et spredningsplott med MS-verdiene fra begge kjernene, samt en regresjonslinje med angitt korrelasjonskoeffisient (R^2), ble brukt for å tilpasse aksene til høyest mulig korrelasjon. Ved å justere referansekjernens dybdeskala 1,2 cm tilbake i forhold til arbeidskjernen, ble den høyeste korrelasjonskoeffisient oppnådd på $R^2 = 0.872$. Ved bestemmelse av korrelasjonen ble det ikke tatt hensyn til verdier dypere enn 120,8 cm. Verdier mellom dyp 86,6 og 93,0 cm i referansekjernen ble også utelatt, da disse var misvisende som følge av at Bartington-sensoren ikke nullstilte seg riktig ved måling gjennom dette intervallet. Figur 4.24 viser hvordan korrelasjonen ble gjennomført og hvilke dyp av kjernen som ble brukt som grunnlag for korrelasjonen.



Figur 4.24: Korrelasjon av stempelkjerne 600-21-01P (1/2). Arbeidskjernen er representert i gul farge, mens øvre del av referansekjernen er representert med grønn linje. Ved å sideforskyve x-aksen til referansekjernen med 1,2 cm ble høyest mulig korrelasjon oppnådd. Den blå linjen markerer dypene i kjernen som er inkludert der korreleringen har funnet sted.

4.7.2 Magnetisk susceptibilitet for masterkjerne 600-21-0102

En kurve som viser magnetisk susceptibilitet (MS) mot dyp i masterkjernen, er satt sammen basert på målingene av referansekjernen og data fra Skattum (2023). Grafen er presentert i figur 4.25 og består av forlengede data for del en av stempelkjernen.

En skrå posisjon på sedimentene i bunnen av referansekjernen (del 1/2) førte til at sensoren rørte ved overflaten med en vinkel (rundt 15 grader), og følgelig ikke oppnådde ønsket grunnlag for valide målinger. Dette var også tilfelle for toppen av del to i stempelkjernen fra Skattum (2023) sin data. Det observeres ved disse stedene i kjernen en markant og uvanlig nedgang i dataenes verdier. Det antas derfor at disse målingene ikke oppnår ønsket pålitelighet, og verdier mellom 144.0 og 157.4 cm dyp fra masterkjernen har derfor blitt utelatt fra MS-kurven.

4.7.3 Sammenstilling av masterkjernen og referansekjernen

Masterkjerne 600-21-0102 er tidligere utarbeidet av Skattum (2023), basert på data fra gravitasjonskjernen og stempelkjernen. Ved forsøk på korrelering av referansekerne 600-21-01P til masterkjernen ble det oppdaget utfordringer som gjorde direkte sammenligning vanskelig. For å tilpasse dataene til å korrespondere med data fra andre analysemålinger, som XRF og gråskalaverdier, har verdiene i masterkjernen trolig blitt «tunet» i Skattum (2023) sitt arbeid. Dette vil si at dataene har blitt justert eller sideforflyttet, i hensyn av å bedre kvaliteten og påliteligheten til dataen. Dette medfører imidlertid komplikasjoner når det kommer til direkte overføring av de originale MS-verdiene, fra spesifikke dyp i stempel- og gravitasjonskjernen, til masterkjernen.

Masterkjernen er i Skattum (2023) brukt som grunnlag for både aldersmodell og flomtelling, og på bakgrunn av et ønske om å sammenligne data fra disse resultatene med egne data, ble det besluttet å videre bruke Skattum (2023) sin tolkning av dybde og masterkjerne.

For å inkludere de forlengede dataene målt i referansekerne 600-21-01P (REF) i masterkerne 600-21-0102, ble masterkjernen først korrelert med arbeidskjernen til 600-21-01P. Dette ble gjort for å korrelere enden av verdiene i del en av stempelkjernen, til enden av tilsvarende del i masterkjernen, ettersom deres MS-kurver samsvarte best. Etter at tilsvarende punkter ble funnet der målingene i del en slutter, ble data fra referansekjernen supplert inn, etter å ha blitt justert for den 1,2 cm dybdeforskyvingen mellom referansekjernen og arbeidskjernen, illustrert i figur 4.24.

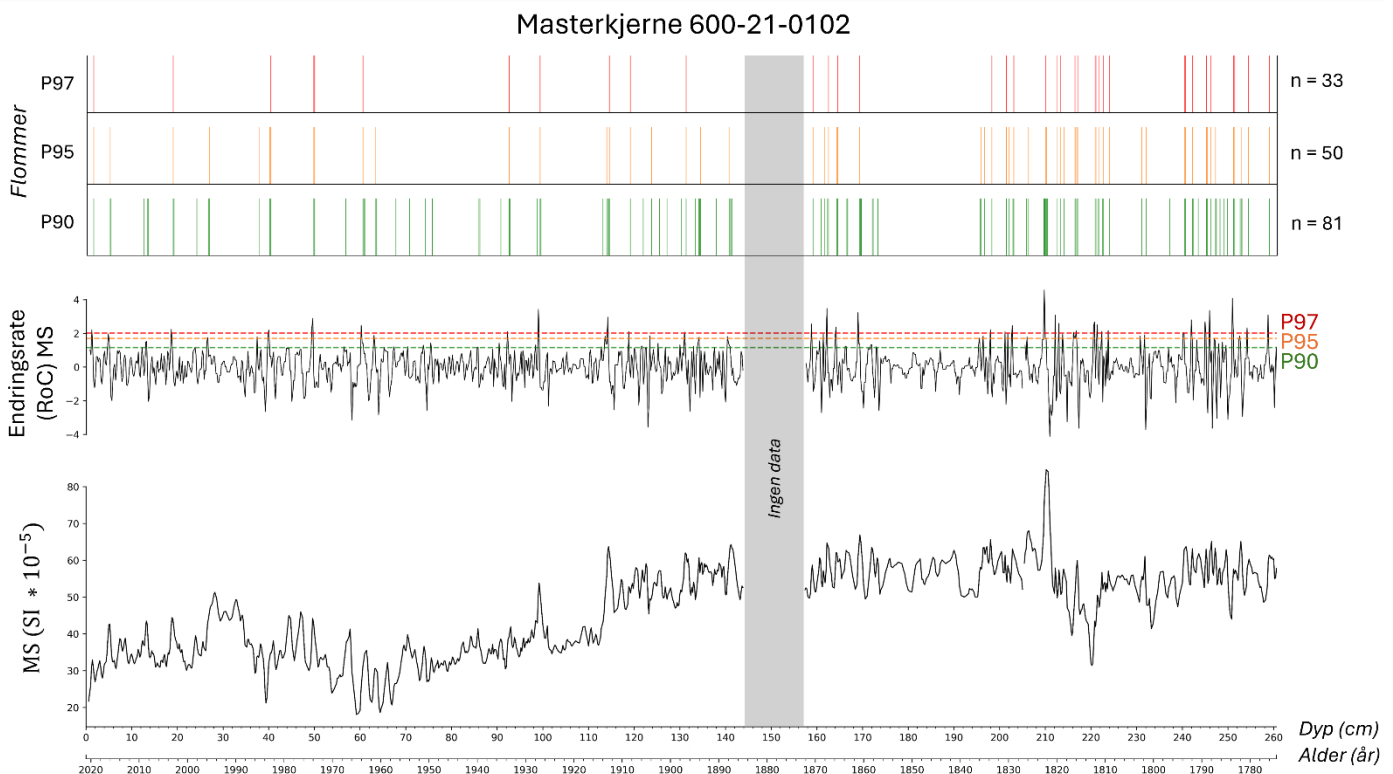
Resultatet er masterkerne 600-21-0102, med et 3,2 cm forlenget datasett av MS, som er presentert i figur 4.25 sammen med endringsraten av MS. Det ble også oppdaget en anomalistisk verdi i datasettet til masterkjernen ved 205,2 cm dyp masterkjernen, som ikke korresponderte med noen tilsvarende verdier i det originale datasettet fra stempelkjernen. Denne målingen ble derfor utelatt fra MS-kurven.

4.7.4 Endringsraten til MS

Kvantifisering av flomhendelser ved bruk av endringsrate (RoC) ble først gjennomført av Støren et al. (2010), og har siden blitt benyttet i flere studier (Ekblom Johansson et al., 2020; Hardeng et al., 2022; Røthe et al., 2019). I denne studien blir endringsraten til overflate-MS brukt, da denne parameteren tidligere har vist seg å kunne reflektere minerogent materiale avsatt under flomhendelser (Ekblom Johansson et al., 2020). Resultatene er presentert i figur 4.25, som viser overflate-MS sammen med tilhørende normalisert endringsrate.

Samtidig er tre forskjellige terskelverdier representert gjennom prosentilene P90, P95 og P97, for å reflektere flomhendelser under ulike krav til signifikansnivå. P90 registrerer de øvre 10 % av verdiene og gjenspeiler 81 flomhendelser i løpet av perioden. P95 (øvre 5 %) registrerer 50 flomhendelser, mens P97 (øvre 3 %) registrerer 33 flomhendelser i løpet av samme periode. På grunn av manglende MS-data i intervallet mellom 144.0 og 157.4 cm dyp i masterkjernen, registreres ingen RoC-verdier for dette området, noe som sannsynligvis har bidratt til en reduksjon av antall flomhendelser for perioden.

Figur 4.25 illustrerer et intervall med hyppig flomfrekvens nær bunnen av kjernen, mellom 260 og 195 cm dyp i masterkjernen (ca. år 1775 – 1835). Ytterligere et intervall mellom 170 og 115 cm dyp (ca. år 1860 - 1915) viser høy frekvens av flomhendelser, sett bort i fra perioden med manglende data. Intervallet mellom 195 cm og 175 cm (ca. år 1840 – 1860) utmerker seg imidlertid markant ved at ingen verdier overstiger det 90. prosentilet. Videre observeres det en markant reduksjon i frekvensen av flomhendelser fra 115 cm og helt til toppen av kjernen (ca. år 1915 - 2021).



Figur 4.25: Figuren illustrerer magnetisk susceptibilitet (MS) og dens normaliserte endringsrate (RoC), plottet mot dyp og estimert alder til sedimentene i masterkerne 600-21-0102. De stiplede linjene markerer 90., 95., og 97. prosentilene (P90, P95, P97) for endringsraten, hvor individuelle datapunkter som overskrider terskelverdiene er tydeliggjort ovenfor. Grått område indikerer området med manglende data. Overflate-MS og aldersmodellen er videreført fra Skattum (2023).

4.8 Oppsummering av prøveresultatene

Under feltarbeidet ble 12 nedbørsfeltprøvene samlet inn fra breddene av innløpselvene til Øyeren. Prøvene ble senere siktet til en størrelse under 0.150 mm, og deretter analysert for å måle elementær sammensetning og magnetiske egenskaper. Analyseresultatene indikerer variasjon i XRF-målingene, men en klar forskjell i miljømagnetisme. De fem prøvene fra Nitelva og Leira reflekterer høyere magnetiske verdier, samt signifikant lavere ratioverdier av MS, sammenlignet med de fem prøvene fra Glomma.

I sedimentkjerne 600-21-0102 fra Øyeren har 16 prøver, fra individuelle flom- og bakgrunnslag, blitt hentet ut og analysert. Flomlagene og bakgrunnslagene viser minimale forskjeller i sedimentenes egenskaper. I tillegg har 30 prøver, i to ulike kontinuerlige seksjoner, blitt hentet ut for å representere materiale avsatt i perioden «før» og «etter» etableringen av Solbergfoss demning. Analyseresultatene av disse prøvene viser lignende egenskaper innad i de to seksjonene, men klart lavere ratioverdier av MS, samt høyere magnetisk signal, i prøvene fra «før» Solbergfoss.

Korrelasjonsmatriser er laget for et utvalg av prøvene. Disse er basert på de samme parameterne som brukes i de geokjemiske og magnetiske analysene. Matrisene bekrefter det som er blitt observert i analysene, ved å reflektere sterk korrelasjon mellom prøvene fra Nitelva og Leira, samt innad i populasjonene til prøvene fra «før», og prøvene fra «etter» Solbergfoss. I tillegg viser matrisene mer utydelige korrelasjonsverdier i prøvene av flom- og bakgrunnslagene.

Alle data fra analysene ble i «Excel» gruppert inn i sine respektive type sedimenter, og deretter plottet og visualisert i «Python». Boksplott har blitt foretrukket for å fremstille utvalgenes generelle trender, samt korrelasjonsmatriser for å vise likheter eller ulikheter mellom populasjonene.

Kapittel 5: Diskusjon

I dette kapittelet, blir de gitte problemstillingene i oppgaven drøftet opp mot resultatene av de geokjemiske og geomagnetiske analysene som tidligere er beskrevet. Provenansen til sedimentene blir diskutert, samtidig som ulike teorier rundt sedimentasjonen i Øyeren blir lagt frem, inkludert påvirkningen av Solbergfoss demning. Usikkerheter rundt validiteten knyttet til metodene, de forskjellige analysene, og det statistiske utvalget av prøver blir i tillegg presentert.

5.1 Feilkilder, metoder og datagrunnlag

Antall observasjoner som ligger til grunn for de statistiske analysene noe begrenset. Dette gjelder særlig antall observasjoner fra de ulike dreneringsfeltene, men er ikke tilfelle for arbeidet med kjernene. Et noe lavt antall observasjoner kan innvirke på resultatene og dermed de tilhørende tolkningene og konklusjonene. I tillegg er det viktig å være bevisst på mulige feilkilder og begrensninger knyttet til de anvendte metodene, noe som ytterligere kan påvirke dataens pålitelighet. Usikkerheter knyttet til disse faktorene blir presentert og diskutert for å gi en forståelse av de mulige svakhetene ved dataene og analysene presentert.

5.1.1 Nedbørsfeltprøvenes representativitet

Nedbørsfeltet til Øyeren representerer et stort og komplekst system av elver og sideelver som kontinuerlig eroderer, transporterer og avsetter sediment. De 12 nedbørsfeltprøvene, presentert i kapittel 4.1.1, ble valgt ut for å representere nedbørsfeltene til elvene Nitelva, Leira og Glomma. Disse vassdragene fungerer som kildeområder til Øyeren, og vil i teorien kunne gjenspeile egenskapene til materialet i sedimentkjernene fra deltaet.

5.1.1.1 Prøvene fra Glommas nedbørsfelt

Gitt det omfattende arealet av Glommas nedbørsfelt, ble prøvelokalitetene knyttet til dette vassdraget, av praktiske årsaker, begrenset til et relativt lite geografisk område sammenlignet med det totale nedbørsfeltet. De fem prøvene (G1, G2, G3, G4 og V1) ble samlet inn fra områder lokalisert mellom Øyeren-deltaet, og nær samløpet mellom Vorma og Glomma, i den lavereliggende delen av elva (101 – 120 moh.) Dette området befinner seg under marin grense, og er preget av et leir- og ravinelandskap, som ikke nødvendigvis representerer hele nedbørsfeltets karakter.

Sedimenttransport i Atnaelva

Bogen & Bønsnes (1999) observerte at sedimenttransporten fra de øvre regionene i Glommavassdraget er betydelig under og etter store flommer. Dette er spesielt tydelig sammenlignet med perioder med normal vannføring. I forbindelse med FORSKREF-programmet ble en målestasjon ved Fossum bru i Atna (figur 2.2), en sideelv til Glomma i Østerdalen etablert for å overvåke langtidsvirkningene av sedimenttransporten i elva, ettersom det regnes som et referansevassdrag for lav menneskelig aktivitet (Lindstrøm et al., 1997). Rundt halvparten av det 1138 km² store nedbørsfeltet består av snaufjellsområder hvor all transporten herfra avsettes i Atnsjøen (Bogen, 2004). Stasjonen ved Fossum bru representerer dermed primært erosjon fra det 673 km² store nedbørsfeltet nedenfor Atnsjøen, som består av skog dominert av løsmasser avsatt under isavsmeltingen (Bogen, 2004). Sedimenttransporten ble målt to ganger daglig i sesong mellom 1987 og 2001 ved bruk av en «ISCO 2700» automatprøvetaker (Bogen, 1988).

I 1995 nådde suspensjonstransporten ved Fossum bru i Atnaelva over 60 000 tonn, sammenlignet med et årlig gjennomsnitt på rundt 1 600 tonn målt mellom 1988 og 1994. Dette vil si at mengden sedimenter transportert i 1995 tilsvarer 38 år med normal suspensjonstransport. Den ekstreme flommen «Velsleofsen» dette året (kapittel 2.2.4), førte til en drastisk økning i maksimalkonsentrasjonen til opp mot 900 mg/l ved Fossum bru. Dette står i sterk kontrast til maksimalkonsentrasjonen målt til 15 mg/l året før, med normale verdier rundt 5 mg/l, som er mer normalt i år uten større flommer (Bogen & Bønsnes, 1999).

En vesentlig økning i vannføringen til over 600 m³/s var nødvendig før sedimentkonsentrasjonen nådde disse nivåene. Dette antyder at elva måtte stige betraktelig for å komme i kontakt med løsmasser som lettere er mottakelige for erosjon. Dette viser til en generelt høy stabilitet i materialet rundt vassdraget, som blant annet kan skyldes at skogsvegetasjonen binder jorda, som videre medfører mindre erosjon og sedimenttransport ved normale vannføringsforhold (Nordrum et al., 2020).

Atna-vassdraget gjenspeiler lignende topografiske forhold som flere sidevassdrag i Glommas nedbørsfelt, spesielt i Østerdalen. Derfor kan sedimenttransporten ved Fossum bru kan reflektere forholdene i betydelige deler av nedbørsfeltet til Glomma. Omtrent en fjerdedel av Glommas nedbørsfelt består av snaufjellsområder, mens halvparten er dekket av skog (figur 2.3).

Vannmagasiner

En annen faktor som påvirker sedimentasjonen, er tilstedeværelsen av vannmagasiner i øvre deler av vassdragene. Et eksempel på dette er Atnsjøen i Atnavassdraget, hvor alt erosjonsmaterialet fra de høyereliggende områdene avsettes (Bogen, 2004; Bogen & Bønsnes, 1999). Denne sedimentasjonen hindrer materialets videre transport til innsjøer nedstrøms.

I Gudbrandsdalen fungerer innsjøen Losna i Lågen som et sedimentdeponi for erodert materiale fra områder høyere i nedbørsfeltet (Bogen et al., 2016). Norges største innsjø, Mjøsa, fungerer trolig på tilsvarende måte. Mjøsas størrelse og dyp gjør innsjøen egnet til sedimentasjon, også av enda finere partikler enn i Losna, og mye av sedimentene fra nedbørsfeltet i Gudbrandsdalen (figur 2.2), avsettes sannsynligvis i Mjøsa og blir dermed ikke transportert videre mot Øyeren.

I Østerdalen finnes det få tilsvarende store innsjøer (figur 2.2). Imidlertid har utbygging av vannkraftverk i løpet av 1900-tallet resultert i etableringen av flere kunstige magasinoppdemminger, eksempelvis ved Elverum og Kongsvinger (figur 2.2). Disse konstruksjonene er utformet for å regulere vannstanden, og har dempet flomvannføringene gjennom århundret (Engeland et al., 2020). Demningene kan svekke elvas kapasitet til å transportere sedimenter, ved å redusere hastigheten og gradienten på elva, noe som medfører at materialet avsettes i magasinene istedenfor å bli transportert videre (Bogen et al., 2016).

Ved store flomvannføringer kan det imidlertid utløses overløpsflommer, hvor en større mengde sedimenter vil være tilgjengelige for remobilisering og transport (Bogen & Bønsnes, 1999). Et resultat av dette vil i tilfelle være lavere sedimenttransport i år med normal vannføring, og økt transport i år med store flomhendelser på grunn av remobiliseringen av sedimenter.

Sedimenttransport under flom

Målinger gjort i 2000 ved Bingsfoss (figur 2.1), like oppstrøms Øyeren, viser en sedimenttransport på hele 1.4 millioner tonn i løpet av dette året (Bogen et al., 2002). Den gjennomsnittlige konsentrasjonen var på rundt 50 mg/l, mens under vårflommen ble det målt enkeltkonsentrasjoner på nesten 600 mg/l. Dette bidro til at sedimenttransporten i mai alene oversteg 700 000 tonn. Ifølge Bogen et al. (2002) bekrefter vannføringsdata fra Vormå og Glomma at det største tilsiget i denne perioden var fra Glomma, noe som indikerer at de store sedimentmengdene ble tilført fra områdene rundt de nedre delene av Glomma.

Gitt de nevnte observasjonene, er det sannsynlig at mye av suspensjonstransporten til Øyeren kommer fra de lavereliggende delene av nedbørsfeltet. Under ekstreme nedbørsmengder og smeltevann, som i 1995, kan nye områder i skogsområdene høyere i feltet bli utsatt for mye erosjon og bidra med betydelig sedimenttransport. Ved normal vannføring er det derimot mindre grad av suspensjonstransport herfra. Likevel er de høyereliggende områdene store, som til sammen kan bidra med betydelige mengder sedimenttransport. En god del av sedimenttransporten herfra, blir imidlertid ved normale forhold, sannsynligvis avsatt i innsjøer eller magasiner før de når deltaet.

Bidrag fra de lavereliggende leiområdene

Observasjoner av utrasing og bølgeerosjon i ravineområdene ved lokalitetene G4 og V1, nær samløpet mellom Vorma og Glomma, indikerer at dette er aktive kildeområder. Selv om vannstanden i elva var noe høyere enn normalt under befaringen, var det tydelige tegn på utvasking av elvebredden som besto av lett eroderbar silt og leire. Det var i tillegg synlige rester av flere skredgroper som har eksponert nye sedimenter langs elvebredden.

Bogen & Bønsnes (1999) viser til at det i de lavereliggende områdene på Romerike har blitt registrert skredaktivitet gjennom hele det forrige århundret. Aktiviteten har økt i intensitet etter år med mye nedbør og høye flomvannføringer, med påfølgende stor sedimenttilførsel i elvene og Øyeren. Videre indikerer dette at en betydelig del av sedimentene har sin opprinnelse fra de nedre leirrike delene av vassdraget. Dette tilsier at nedbørsfeltprøvene fra Glomma representerer kildeområdene til elva bedre enn ventet. Allikevel, vil det under store flomhendelser sannsynligvis også være en markant påvirkning fra områder høyere i feltet, noe som ikke vil reflekteres av nedbørsfeltprøvene fra Glomma.

Antallet prøver er imidlertid begrenset og representerer ikke et statistisk signifikant utvalg, men gir likevel en indikasjon på geokjemien og magnetismen til sedimenter fra kildeområdene til Øyeren. Prøve «G3» er hentet fra en sandbanke ved en innersving i Glomma, og inneholdt hovedsakelig sand, som trolig er avsatt som bunntransportert matreale ved høyere vannstand. Det ble opprinnelig antatt at disse sedimentene ikke ville representere matreale som avsettes i Øyerens dypbasseng, hvor kornstørrelsene primært er silt og leire. Etter sikteprosessen var det likevel en del sedimenter under 0.150 mm.

Analyseresultatene fra XRF-målingen viser få avvik fra de øvrige prøvene fra Glomma, mens i resultatene fra miljømagnetismen skiller G3 seg ut som en utligger med høyere magnetisk innhold, og lavere ratioverdier som indikerer en høyere forekomst av ferromagnetiske partikler. Gitt at materialet i prøve G3 kan ha blitt transportert over lengre distanser, representerer likevel prøven sedimenter fra Glommavassdraget, og er derfor med på å reflektere signalet derfra. De andre prøvene bestod hovedsakelig av silt og leire, noe som gjenspeiler sedimentenes sammensetning i deltaet ved kjerneboringslokaliteten.

5.1.1.2 Prøver fra Nitelva og Leiras nedbørsfelt

Ved Nitelva og Leira ble det tatt prøver i både nedre og øvre deler av vassdragene da disse nedbørsfeltene er markant mindre i størrelse enn Glommas nedbørsfelt. Fra Leiras nedbørsfelt ble det hentet to prøver, begge fra leirområdene. I Nitelvas nedbørsfelt ble det hentet tre prøver, to fra leirområdene, mens en (N3) fra et glasifluvialt område nær den marine grensen. Bogen et al. (1994) viser til at det meste av transporten fra Leira kommer fra leirområdene, noe som trolig også er tilfelle for Nitelva. Under befaringen ble det observert klare forskjeller på ellevannet ved de forskjellige prøvelokalitetene. I øvre del av de to elvene var vannet klart, mens i nedre deler av elva var vannet mer partikkelrik med brunlig farge. Dette viser at prøvene fra Nitelva og Leira trolig representerer majoriteten av kildeområdet fra disse vassdragene, og at det meste av transporten har sin opprinnelse fra de nedre leirområdene.

Likevel består også her utvalgene av få prøver (to for Leira og tre for Nitelva) som gjør at det kan knyttes stor usikkerhet til om de gir et godt nok grunnlag for konkludering. I resultatene viser prøvene fra disse elvene lignende egenskaper, spesielt i geomagnetismen, og blir derfor generalisert til samme utvalg når de sammenlignes med Glomma i korrelasjonsanalysen. Dette for å øke antallet datapunkter i populasjonen.

5.1.1.3 Sikteprosessen

En ytterligere variabel i forbindelse med nedbørsfeltprøvene er om sikteprosessen burde blitt utført ved en mindre kornstørrelse. Når sedimenter transporteres fra en elv til et lav-energi miljø som en innsjø, dannes et delta der de groveste partiklene avsettes først, mens de finere partiklene sedimenterer under roligere forhold lenger ut i de dypere delene av innsjøen (Hjulström, 1935). Bogen et al. (2002) viser til at partikler i sandfraksjonen (0.063 – 2 mm), verken under dagens situasjon eller under naturtilstanden, transporteres lenger ut i innsjøen enn til frontalskråningen før de avsettes. Gitt at borelokaliteten ligger rundt 5 km sør for deltaskråningen, er det sannsynlig at kun silt- og leirpartikler (0.001 – 0.062 mm) i suspensjon transporteres dit og avsettes der, noe som også støttes av funn fra Skattum (2023). Likevel ble sikteprosessen utført ved 0.150 mm, som inkluderer kornstørrelsene fin- og veldig fin sand (0.063 – 0.150 mm), i stedet for ved 0.063 mm som ville inkludert kun silt- og leirpartikler. Dette kan ha ført til at nedbørsfeltprøvene inkluderer sedimenter i størrelser som ikke er representert i kjerneprøvene.

5.1.2 Usikkerheter med laguttak fra kjernen

Flom- og bakgrunnslagene ble hentet ut fra kjernen som beskrevet i kapittel 3.2.2. Alle prøver anvendt i analysene ble hentet fra stempelkjernen, som karakteriseres av tynnere lag med mindre markante skiller enn i gravitasjonskjernen. Det foreligger usikkerheter knyttet til definisjonen av lagskillene, som er basert på visuelle forskjeller på overflaten av den splittede sedimentkjernen. Disse forskjellene er i Skattum (2023) begrunnet med tetthetsforskjeller, mest sannsynlig linket til innhold av noe grovere siltpartikler i de lyse flomlagene. Særlige utfordringer med tynne og utydelige lag gjelder for prøvene P17, P18, P19, P20, P23, P24, P25 og P29. Videre innebærer dette en risiko for kontaminering fra omkringliggende materialer ved uttak av prøvene, som vil kunne gi utslag i det geokjemiske og magnetiske signalet for de to populasjonene. Selv om det ble tilstrebet å hente sedimenter primært fra midten av overflaten i kjernen, er det i tillegg en risiko for kontaminering ved prøvetaking for dypt i kjernen, ettersom lagene er bøyd som følge av friksjon med rørkanten.

5.1.3 Feilkilder ved XRF

XRF-målingene av bulk-prøvene ble utført på kromrør for å sikre et konsistent sammenligningsgrunnlag. Tidligere studier viser til at variasjoner i kornstørrelse, mineralogi, organisk materiale og vanninnhold kan påvirke strålingsrefleksjonen, og dermed også konsentrasjonen av elementene. (Croudace et al., 2006; Cuven et al., 2010; Hennekam & de Lange, 2012; Støren et al., 2016).

Prøvene fra nedbørsfeltene, samt flom og bakgrunnslagene ble skannet i fuktig tilstand, mens prøvene som representerer før og etter Solbergfoss ble skannet i tørr tilstand. Dette resulterte i generelt høyere tellerater for de tørre prøvene, trolig på grunn av redusert strålingsabsorpsjon grunnet vanninnholdet (Croudace et al., 2006; Elbert et al., 2012). Forskjellene er markante, og i retrospekt ville det vært fordelaktig å tørke alle prøvene før analysene, for færrest mulig variabler involvert. Det er imidlertid av mindre betydning at prøvene fra før og etter Solbergfoss skiller seg ut, da de primært brukes for å illustrere forskjeller innad i de to populasjonene. Mengden materiale som blir målt kan også påvirke resultatene (Croudace et al., 2006), men ettersom prøvene ble analysert med likt volum i samme type beholder, vil dette ha mindre innvirkning på XRF-resultatene.

5.1.4 Feilkilder ved miljømagnetisme

Målingene av bulk magnetisk susceptibilitet (MS) ble utført ved to temperaturer; romtemperatur (293 K) og ved -196 grader Celsius (77 K), etter at prøvene hadde blitt nedkjølt i flytende nitrogen. For å sikre en nøyaktig beregning av forholdet mellom MS målt ved 77 K delt på MS målt ved 293 K, er det viktig at tiden fra prøvene tas ut av det flytende nitrogenet til målingen utføres er kortest mulig (Dearing, 1994). Tidsintervallet ble generelt holdt kort, men små variasjoner kan likevel påvirke resultatene.

Prøvebeholderne anvendt i målingen av miljømagnetisme besto av to ulike typer plastbokser. På grunn av begrenset mengde materiale ble små plastkjegler på 0.3 cm^3 benyttet for flom- og bakgrunnsprøvene, mens identiske beholdere ble brukt nedbørsfeltprøvene for å oppnå et konsistent sammenligningsgrunnlag. For å bedre påliteligheten til prøvene fra før og etter Solbergfoss ble det brukt større bokser på 7.2 cm^3 (Thompson, 2012). Kompensering for vekt ble kun utført for disse prøvene, mens de andre prøvene ble korrigert for volum gjennom programvaren Safyr4W, tilhørende måleinstrumentet. Dette utgjør en metodisk svakhet som kan påvirke resultatenes pålitelighet. Sammenligningsgrunnlaget mellom prøvene fra nedbørsfeltene og flom- og bakgrunnslagene er likevel relevant, da disse prøvene har tilnærmet samme masse. Prøvene fra før og etter Solbergfoss, sammen med ratioverdiene for alle prøvene, representerer de mest pålitelige resultatene ettersom disse er uavhengige av masse. Samtlige prøver ble tørket før måling for å unngå den diamagnetiske effekten av vann, samt av praktiske hensyn ved fysisk påvirkning av flytende nitrogen (Dearing, 1994).

5.1.5 Feilkilder ved korrelering av kjernene og aldersdateringer

På grunn av tidligere korrelering og tilpasning av data utført av Skattum (2023), knyttes det usikkerheter til masterkjernen og dens aldersmodell. Vanskeligheter med å oppnå korrekt dybdekorrelasjon etter tidligere tilpasninger har komplisert forsøkene på å gjenskape sammensetningen av kjernene (kapittel 4.7). I tillegg består dateringsprøvene som ligger til grunn for aldersmodellen av små mengder terrestrisk materiale, som øker usikkerheten (Nesje et al., 2001; Skattum, 2023; Törnqvist et al., 1992).

Til tross for disse utfordringene viser sammenligningen mellom stempelkerne 600-21-01P (del 1/2) og tilsvarende referansekjerne, svært god korrelasjon (kapittel 4.7.1), noe som understøtter høy validitet i målingene av overflate-MS. I tillegg indikerer dyp- og aldersdateringsanalyser, av kjerner fra en annen studie fra dypbassenget i Øyeren, lignende alderskorrelasjon (Shyika, 2017).

Det ble av praktiske hensyn besluttet å fortsette å bruke aldersdateringen tilpasset masterkjernen fra Skattum (2023). Dette innebærer at usikkerhetene fra denne tilpasningen videreføres i MS-dataene og tilhørende endringsrate i denne studien.

Tidspunktet for etableringen av Solbergfoss demning er av Skattum (2023) tolket til å være ved rundt 113 cm dyp i masterkjernen. En tilsvarende endring er identifisert ved omtrent 100 cm dyp i begge de målte stempelkjernene, som bekrefter at prøvene fra før og etter Solbergfoss er hentet fra de relevante periodene (kapittel 4.7.1).

5.1.6 Påliteligheten til resultatene

Til tross for usikkerhetene diskutert i dette kapittelet, viser de fleste prøvene pålitelige resultater. Nedbørsfeltprøvene anses å reflektere betydelige deler av kildeområdet til Øyeren, selv med en begrenset geografisk fordeling. Selv om antall prøver i visse utvalg er begrenset, indikerer de imidlertid signifikante forskjeller i analyseresultatene. Dataene kan likevel være påvirket av mindre metodiske usikkerheter, men disse er ikke signifikante nok til å avvise tolkningene. Det er knyttet størst usikkerhet til aldersmodellen fra Skattum (2023), som reduserer påliteligheten til alderskorreleringen tilhørende endringsraten til MS. Videre blir målingene av miljømagnetisme ansett høyt troverdige, spesielt ratioverdiene, ettersom de ikke avhenger av kvantitet og i større grad kan sammenlignes på tvers av utvalgene.

5.2 Tolkning av resultatene

Resultatene fra de geokjemiske og geomagnetiske analysene indikerer minimale forskjeller mellom flomlag og bakgrunnslag hentet fra kjernen. I kjerneprøvene fra før og etter Solbergfoss observeres det derimot en markant forskjell i egenskapene mellom populasjonene. Prøvene fra nedbørsfeltene viser generelt stor variasjon, med unntak av prøvene fra Nitelva og Leira, hvor det spesielt i magnetismemålingene observeres likere resultater, begge med høyere verdier sammenlignet med prøvene fra Glomma.

5.2.1 Flom- og bakgrunnsedimentene

Flere studier har tidligere satt søkelys på å skille flomsedimenter fra normalsedimentasjon i lakustrine avsetninger (Støren et al., 2010; Støren et al., 2016; Vasskog et al., 2011). Resultatene fra XRF-analysen i denne studien indikerer minimale forskjeller mellom antatte flomsedimenter og normalsedimentasjonen. Miljømagnetiske målinger viser heller ingen tydelige skiller mellom flom- og normalsedimentasjon, med unntak av en marginalt lavere ratio-verdi for flomlagene.

Kontaminering av prøver kan være en medvirkende årsak til de få observerte forskjellene mellom flom- og bakgrunnslagene. De to prøvene P22 og P27 fra flomlagene, viser høyere MS-verdier enn resten når målt ved romtemperatur (293 K). Disse prøvene er hentet fra tykkere sedimentlag i kjernen, noe som styrker påliteligheten og reduserer risikoen for kontaminering. Tidligere studier har vist at minerogent materiale ofte blir kjennetegnet av høyere verdier for magnetisk susceptibilitet (Bábek et al., 2011; Bøe et al., 2006; Engeland et al., 2020; Støren et al., 2010). I tillegg har det blitt påvist at flomsedimenter kan bli indentifisert ved en markant lysere farge (Bøe et al., 2006; Nesje et al., 2001; Støren et al., 2010). Skattum (2023) viser også til høyere verdier for MS og de fleste XRF-parameterne assosiert med de lyse flomlagene i kjerne 600-21-0102.

I kontrast til dette viser flere andre lyse flomprøver, inkludert P16, P28 og P30, lavere MS-verdier sammenlignet med P22 og P27. Disse prøvene, som også er hentet fra lyse lag med tydelige grenser til omkringliggende lag, anses også for å ha lav sannsynlighet for kontaminering. Disse prøvene viser i tillegg lavere MS-verdier sammenlignet med bakgrunnslagene, noe som kan anses som motstridende med analysene i Skattum (2023). Generelt viser MS-resultatene målt ved 293K svakt høyere verdier for alle flomlagene, med tilhørende marginalt lavere verdier i MS-ratioen. Denne forskjellen er imidlertid ikke signifikant nok å tydelig skille egenskapene til lagene, noe som indikerer at flom og bakgrunnsedimentene hovedsakelig består av det samme materialet. Dette betyr at variasjoner i overflatemålingene av MS på kjernene høyst sannsynlig er drevet av endringer i sedimentkonsentrasjon, hvilket henger tett sammen med vannføringen.

Flom- og bakgrunnsedimentene i denne studien fremviser lignende geokjemiske og geomagnetiske verdier, noe som antyder minimale forskjeller mellom dem. Dette tyder på at materialet som blir transportert under normal vannføring i innløpselvene til Øyeren (bakgrunnsedimentene) trolig er identisk med det som transporteres under flomforhold. Visuelle forskjeller kan knyttes til tetthetsforskjeller (Skattum, 2023), som kan skyldes små forskjeller i kornstørrelse og mengde materiale som transporteres til dybbassenget ved høy vannføring. De lyse lagene antas å representere hyppige avsatte sedimenter fra flomtransport på våren, mens de mørke lagene tilsynelatende representerer normalsedimentasjonen gjennom resten av året. Ut ifra dette antas det at et intervall bestående av et lyst og et mørkt lag representerer et år med sedimentasjon. Ekstreme regnflommer, som i 1987 og 2023, vil imidlertid kunne utfordre et slikt syklisk mønster da de opptrer uavhengig av den årlige vårflommen. Det har likevel bare forekommet fem ganger siden 1901, at vannføringen ved Solbergfoss har oversteget middelflomverdien ($2235 \text{ m}^3/\text{s}$) i perioder utenom vårflommene.

5.2.2 Signalet fra nedbørsfeltene

5.2.2.1 Høye magnetiske signaler fra Nitelva og Leira

Prøvene fra nedbørsfeltene viser en tydelig tendens til høyere magnetiske signaler fra Nitelva og Leira sammenlignet med prøvene fra Glomma, spesielt når målt ved romtemperatur (293 K). Fra Leiras nedbørsfelt utmerker prøve L2 seg med den klart høyeste MS-verdien. Også innad i prøvene fra Nitelva og Leira viser L2 betydelig høyest MS-verdi. Prøvene fra Glomma viser generelt lavere verdier, men prøve G3 registrerer et noe høyere signal, sammenlignet med de andre Glommaprøvene målt ved romtemperatur.

Oslofeltets påvirkning

Det økte magnetiske signalet i prøvene fra Nitelva og Leira kan delvis forklares av påvirkning fra Oslofeltets magmatiske bergarter fra vulkanismen i Perm, som er fremtredende i de øvre delene av nedbørsfeltene (figur 2.9). Enkelte av bergartene i Oslofeltet inneholder ferromagnetiske mineraler som jern og magnetitt, som bidrar til sterke MS-utslag (Thompson & Oldfield, 1986). Oslofeltet består også av mange felsiske granitter og syenitter, som inneholder biotitt og kvarts, og reflekterer henholdsvis paramagnetiske og diamagnetiske mineraler, som gir svakere utslag på MS-signalet (Thompson & Oldfield, 1986).

Under isavsmeltingen for 11 700 år siden, ble finmalt materiale fra Oslofeltet erodert, transportert og avsatt foran isfronten i datidens Romeriksfjord (Bargel & Sørensen, 2005). Dette kan ha ført til en høyere konsentrasjon av ferromagnetiske mineraler i leiravsetningene rundt Romerike, og følgelig høyere magnetiske signaler fra disse kildeområdene. Videre kan dette forklare noe av den høye MS-verdien observert i prøve L2, da denne prøven er hentet fra den øvre delen av vassdraget, mer proksimalt til Oslofeltet.

Glommas magnetiske signal

I kontrast til Nitelva og Leira, inneholder Glommas nedbørsfelt omfattende områder med kalksteiner, godt utviklet kvartsrrike sandsteiner, og områder dominert av gneis (kapittel 2.4). Disse bergartene inneholder primært diamagnetiske mineraler som reflekterer svake negative signaler for MS. Gneisområdene inneholder også en del biotitt, som gir svakt positive MS-signaler på grunn av sine paramagnetiske egenskaper. Sammenlignet med magmatiske bergarter, og ferromagnetiske mineraler, gir disse likevel lavere utslag på MS, noe som kan forklare de svakere MS-signalene observert fra Glommas nedbørsfelt.

Ratioverdien av MS (77K/293K) kan vise til om susceptibiliteten er dominert av paramagnetiske og diamagnetiske mineraler, eller av ferromagnetiske mineraler, som videre kan differensiere kildeområdene til sedimentene (Kvisvik et al., 2015; Vasskog et al., 2012). Resultatene bekrefter, gjennom de lave ratioverdiene for både Nitelva og Leira, at innholdet av ferromagnetiske mineraler er høyere fra disse områdene enn fra de lavereliggende delene av Glommas nedbørsfelt. Samtlige prøver fra Nitelva og Leira innehar lavere ratioverdier enn prøvene fra Glomma, som også viser større spredning i populasjonen.

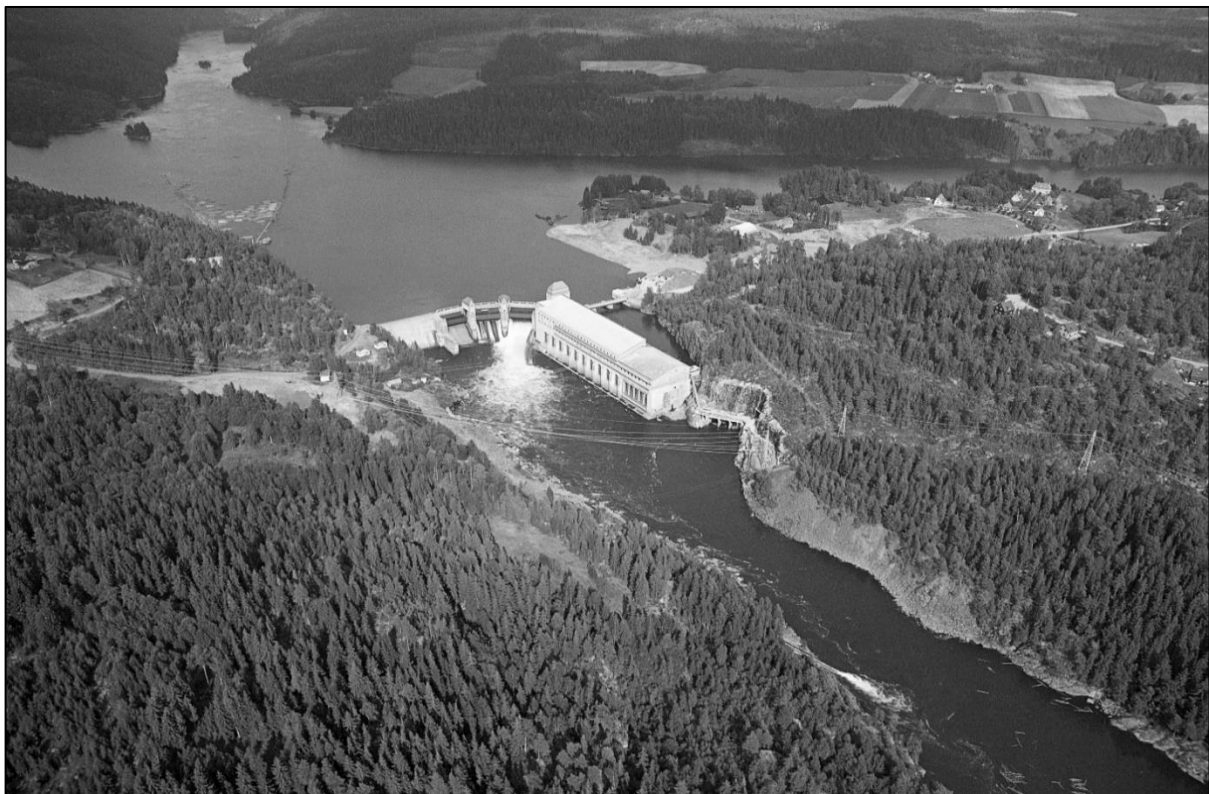
5.2.2.2 Ulikheter mellom Nitelva/Leira og Glomma

Til tross for at antallet prøver fra nedbørsfeltene er begrenset, og ikke kan anses som statistisk representative (kapittel 5.1), viser prøvene fra Nitelva og Leira en markant forskjell sammenlignet med prøvene fra Glomma, gjennom en betydelig høyere andel ferromagnetiske mineraler. Sedimentene fra Nitelva og Leira transporteres videre til Øyeren, hvor de blandes med sedimentene fra Glomma. Selv om transporten fra Glomma er vesentlig høyere, bidrar sannsynligvis dette sterke MS-signalet fra Nitelva og Leira til det totale MS-signalet observert i innsjøen og i sedimentkjernen fra Skattum (2023).

Resultatene fra XRF-analysen viser generelt varierende signaler, med enkelte interessante forskjeller. Rubidium (Rb) og kalium (K) har i tidligere studier vist seg som elementer som lett absorberes til leirpartikler, og forekommer derfor hyppigere i leirrike avsetninger (Davies et al., 2015). Rb og K viser høye verdier for de fleste prøvene, med unntak av prøve N3. Prøve N3, ble hentet fra et glasifluvialt område ovenfor de leirrike delene av Romerike (kapittel 4.1.1), og reflekter dette i sine reduserte nivåer av disse elementene. Prøve G3, ble hentet fra et sandrikt område i Glomma, og viser lignende egenskaper, men med noe høyere utslag. De klart høyeste utslagene av Rb og K finnes i prøvene G4 og V1, som under befaringen viste klare tegn på å være lokalisert i leirområder, noe som støtter tolkningen av Rb og K som indikatorer på leirpartikler.

5.2.3 Sedimentasjonsendringer knyttet til Solbergfoss demning

Oppføringen av Solbergfoss demning, som fant sted på begynnelsen av 1920-tallet, var motivert av økende energibehov i hovedstaden. Kraftverket, vist i figur 5.1, åpnet for produksjon i 1924 og demmet samtidig opp Øyeren for bruk som reguleringsmagasin (Bogen et al., 2002).



Figur 5.1: Solbergfoss kraftverk sett mot nord, der Øyeren befinner seg fem kilometer oppstrøms. Kraftverket sto ferdig i 1924, og demte da opp det tidligere fossefallet i Solbergfossen fra rundt tre meter til ca. 20 meter, noe som tilrettela for vannstandsregulering av Øyeren til kraftproduksjon. Bildet er tatt under siste tømmerfløtingssesong i 1985, samme år som åpningen av Solbergfoss II, et nytt kraftverk som doblet kraftproduksjonen. Tømmeret ble tidligere ledet gjennom en 700 meter lang tunnel på vestsiden av Glomma, med utløp nedenfor Solbergfossen. Foto: Ole-Thorstein Ljøstad/Anno Norsk Skogmuseum.

Sedimentprøver fra kjernen knyttet til periodene før og etter Solbergfoss demning ble analysert for å fastslå om observasjonene i flom- og bakgrunnssedimentene var tilfeldige, samt for å kvantifisere eventuelle forskjeller mellom sedimenter avsatt før, og sedimenter avsatt etter, etableringen av demningen.

5.2.3.1 Likheter innad i populasjonene

Resultatene av flom- og bakgrunnssedimentene, presentert i kapittel 4.3, indikerte klare likheter mellom lagene, som tolkes til å bestå av samme type materiale, visuelt separert på grunn av tetthetsforskjeller. Dette underbygges av prøver hentet ut i to kontinuerlige seksjoner (en fra før og en etter Solbergfoss) fra sedimentkjernen hvor det ikke tas hensyn til denne visuelle differensieringen av lagene. Innenfor disse populasjonene vises det i tillegg minimale forskjeller og generelt lav variabilitet, noe som styrker hypotesen om at det kun er neglisjerbare forskjeller i de geokjemiske og magnetiske egenskapene til flomlag og normalsedimentasjon (kapittel 5.2.1). En høy grad av korrelasjon mellom prøvene innad i populasjonene for både flom- og bakgrunnssedimentene, samt sedimentene fra før og etter Solbergfoss styrker denne tolkningen ytterligere (kapittel 4.6).

5.2.3.2 Ulikheter mellom seksjonene

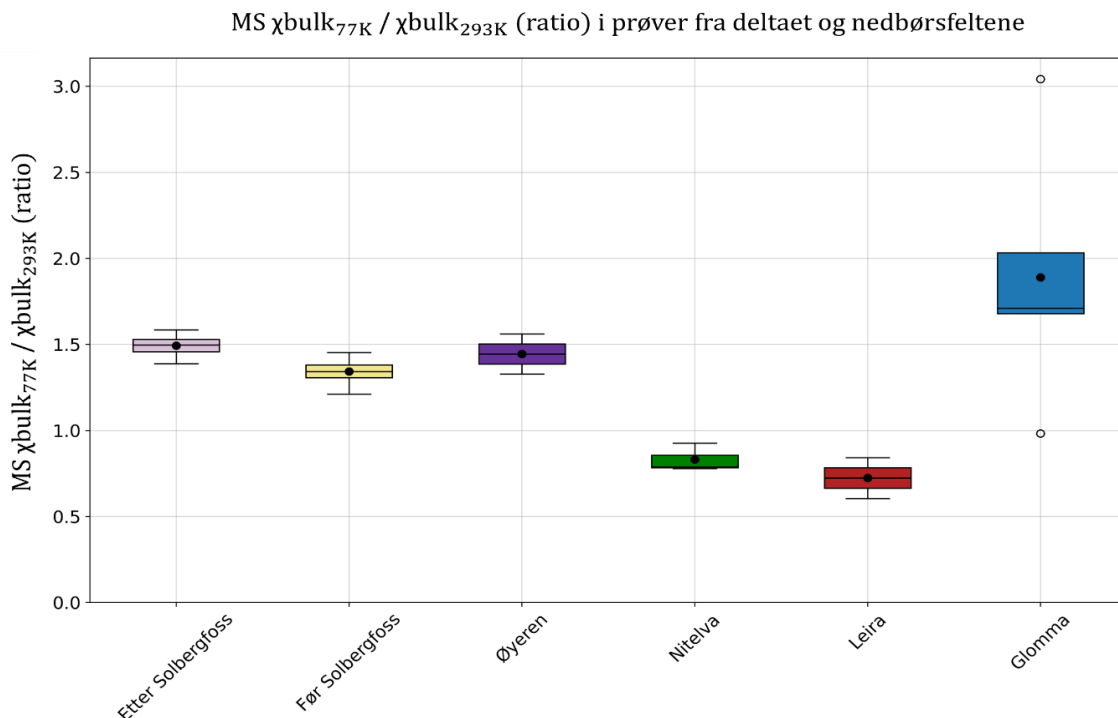
Til tross for denne likheten innad i populasjonene, observeres det betydelige forskjeller mellom sedimentprøvene avsatt før og etter etableringen av Solbergfoss, spesielt i miljømagnetismen (figur 4.20). Målinger av MS utført ved romtemperatur (293 K) korresponderer med tendenser observert i overflate-MS fra Skattum (2023). Der ble det observert høyere magnetisme i kjernens nedre deler, noe som samsvarer med prøvene fra før Solbergfoss. I tillegg ble det registrert avtagende MS-verdier i de øvre delene av kjernen, noe som samsvarer med prøvene fra etter Solbergfoss.

Ratioverdiene av MS målt ved 293K/77K viser en uforholdsmessig stor endring, hvor forskjellen mellom de to populasjonene overstiger et standardavvik (se figur 4.20). Dette indikerer en disproporsjonal forskjell, sett i sammenheng med de minimale forskjellene observert mellom flom- og bakgrunnsprøvene (som ble hentet ut fra samme kjerne). Resultatene viser at samtlige av ratioverdiene fra perioden før oppføringen av Solbergfoss demning er lavere sammenlignet med perioden etter, noe som understreker at endringene trolig ikke er tilfeldige, men skyldes en endring det magnetiske signalet.

5.2.3.3 Supplering av prøver

Prøveutvalget består av 15 prøver fra perioden før og 15 prøver fra perioden etter etableringen av Solbergfoss demning, som kan anses som noe lavt for å oppnå statistisk signifikante og representative resultater. For å delvis kompensere for dette, ble flom- og bakgrunnsprøvene supplert inn i datasettet fra før og etter Solbergfoss. En laboratoriefeil førte til at flom- og bakgrunnsprøvene fra øvre del av kjernen ble fjernet fra studien, noe som har medført at samtlige av de resterende prøvene tilhører perioden før oppføringen av demningen. Dette resulterer i at populasjonen for før Solbergfoss øker fra 15 til 31 prøver, mens antallet for resten forblir uendret.

For å gjennomføre en mer pålitelig sammenligning ble prøveantallet justert i analysen av ratioverdiene til magnetisk susceptibilitet (MS). Ratioverdiene ble valgt ettersom disse ikke er avhengig av prøvenes vekt og volum, og på den måten reflekterer de mest pålitelige dataene, som kan sammenlignes mellom prøvetypene. Figur 5.2 viser et boksplokk av ratioverdiene for både nedbørsfeltprøvene og prøvene fra før og etter Solbergfoss, med supplert inn flom- og bakgrunnsprøvene. Selv om økningen av antall prøver reduserer forskjellene mellom før og etter Solbergfoss noe, vises fortsatt en signifikant endring, og spredningen i boksplokket til før Solbergfoss forblir lav, til tross for mer enn en dobling av antall prøver i populasjonen.



Figur 5.2: Ratioverdier av MS, målt ved 77K delt på 293K, for sedimentene fra kjernen og sedimentene fra nedbørsfeltene. «Flom» (n=7) og «Bakgrunn» (n=9) er inkludert i «Før Solbergfoss» (n=31) for å øke antall datapunkter, da aldersdata fra Skattum (2023) indikerer at også disse lagene er avsatt tidligere enn oppføringen av Solbergfoss demning. Boksplokk for Øyeren (n=2), Nitelva (n=3), Leira (n=2) og Glomma med Vorma (n=5) vises også for sammenligning.

5.2.3.4 Implikasjoner av magnetismeforskjellene

Videre indikerer forskjellene mellom før og etter oppdemningen av Solbergfoss at MS-signalet har blitt betydelig redusert. Tidligere studier har vist at oppdemning i forbindelse med kraftmagasiner i Glomma har endret dynamikken i vassdraget (Engeland et al., 2020). En signifikant endring i overflate-MS blir observert ved rundt 113 cm dyp i masterkjernen (figur 5.7), noe som ut ifra aldersmodellen fra Skattum (2023) korrelerer bra med tidspunktet for oppføringen av Solbergfoss i 1924. Dette styrker teorien om at demningen har påvirket sedimentasjonen i Øyeren ovenfor kraftverket.

De geomagnetiske dataene fra nedbørsfeltprøvene indikerer at sedimentene tilhørende kildeområdene til Nitelva og Leira genererer et betydelig sterkere magnetisk signal sammenlignet med sedimenter fra Glomma, på grunn av høyere innhold av ferromagnetiske mineraler (figur 5.2). Gitt at vannføringen og sedimenttransporten fra Glomma er markant høyere enn fra Leira og Nitelva (Bogen et al., 2002), blir trolig store deler av det magnetiske signalet fra de mindre elvene maskert av sedimentene fra Glomma. Likevel observeres en betydelig endring i MS-signalet i kjernen fra Øyeren før og etter etableringen av Solbergfoss, noe som antyder at Nitelva og Leira har hatt en påfallende innvirkning på det samlede magnetiske signalet i dypbassenget.

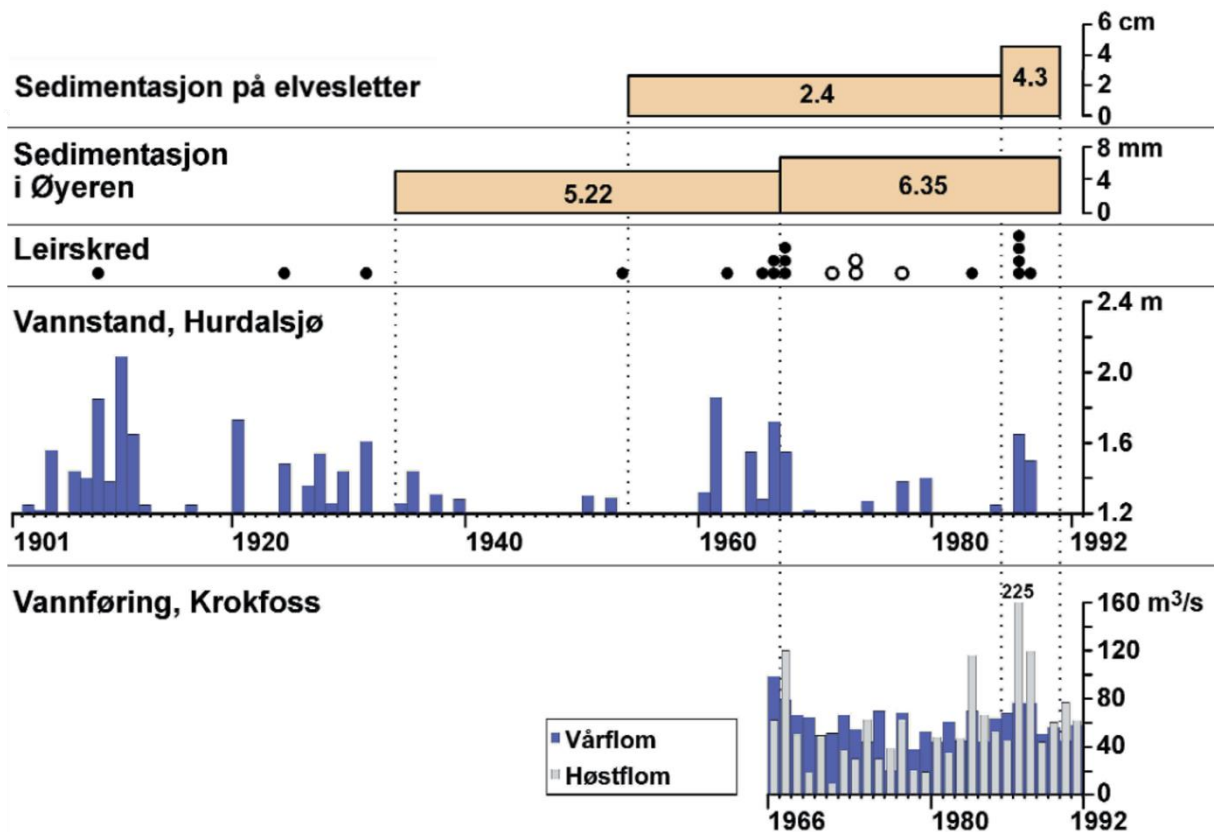
Basert på disse observasjonene presenteres det tre hypoteser for å forklare de dokumenterte endringene i geokjemiske, og spesielt geomagnetiske, signaler i deltaet etter oppføringen av Solbergfoss demning. Den første hypotesen (kapittel 5.2.4) undersøker om sedimenttransporten fra Nitelva og Leira har økt i etterkant av Solbergfoss. Den andre hypotesen (kapittel 5.2.5) adresserer en mulig reduksjon i sedimenttransporten fra Glomma, mens den tredje hypotesen diskuterer en relativ forskjell i sedimentasjonsområdet til innløpselvene, knyttet til endringer i vannstanden etter oppdemningen ved Solbergfoss (kapittel 5.2.6).

5.2.4 Endringer i sedimentbidraget fra Nitelva og Leira

En mulig forklaring på det reduserte magnetiske signalet i Øyerens dypbasseng kan tilskrives en nedgang i sedimenttransport fra elvene Nitelva og Leira. Selv om vannføringen og sedimenttransporten i Nitelva og Leira på henholdsvis 18 000 og 90 000 tonn/år er betydelig lavere enn transporten fra Glomma (500 000 tonn/år) (Bogen et al., 2002), er andelen marin leire og dyrket mark i disse nedbørsfeltene høy og transporten betydelig. En reduksjon i tilførselen av suspensjonstransportert materiale fra disse vassdragene, som inneholder en høyere grad av ferromagnetisk materiale, kan derfor bidra til å redusere det totale magnetiske signalet i Øyeren.

5.2.4.1 Erosjon i leiområder

Rennende vann fører lett til erosjon i leiravsetninger, noe som over tid kan danne omfattende nettverk av raviner og bekker som transporterer leire til de større elvene (Eriksen et al., 2015). Videre kan store flomhendelser resultere i betydelig elvebunnsenkning, som potensielt kan destabilisere elvebredden og medføre en intensivering av erosjonsprosesser i påfølgende år (Borch et al., 2008). Bogen et al. (1993) observerte en korrelasjon mellom sedimenttransport, frekvensen av leirskred, og flomintensitet i Leiravassdraget, som illustrert i figur 5.3. En spesielt høy erosjonsaktivitet og sedimenttransport ble registrert i etterkant av høstflommen i 1987, da flere store skred ble utløst som en konsekvens av bunnsenkning av hovedløpet (Bogen et al., 1994). Denne flommen registrerte de høyeste vannføringsverdiene for måleserier i både Nitelva og Leira, og er estimert til å ha et gjentaksintervall på 100 år ved Kråkfoss målestasjon (figur 2.2) i Leiravassdraget (Borch et al., 2008).



Figur 5.3: Sammenstilling av sedimentasjon, leirskred og flomnivåer i Hurdalssjøen og Kråkfoss for å vise korrelasjonen mellom flommer og sedimenttransport i områdene på Romerike. Figuren tilsier at sedimentasjonen i Øyeren økte mot slutten av århundret grunnet høy skredaktivitet. Modifisert fra Bogen & Bønsnes (1999).

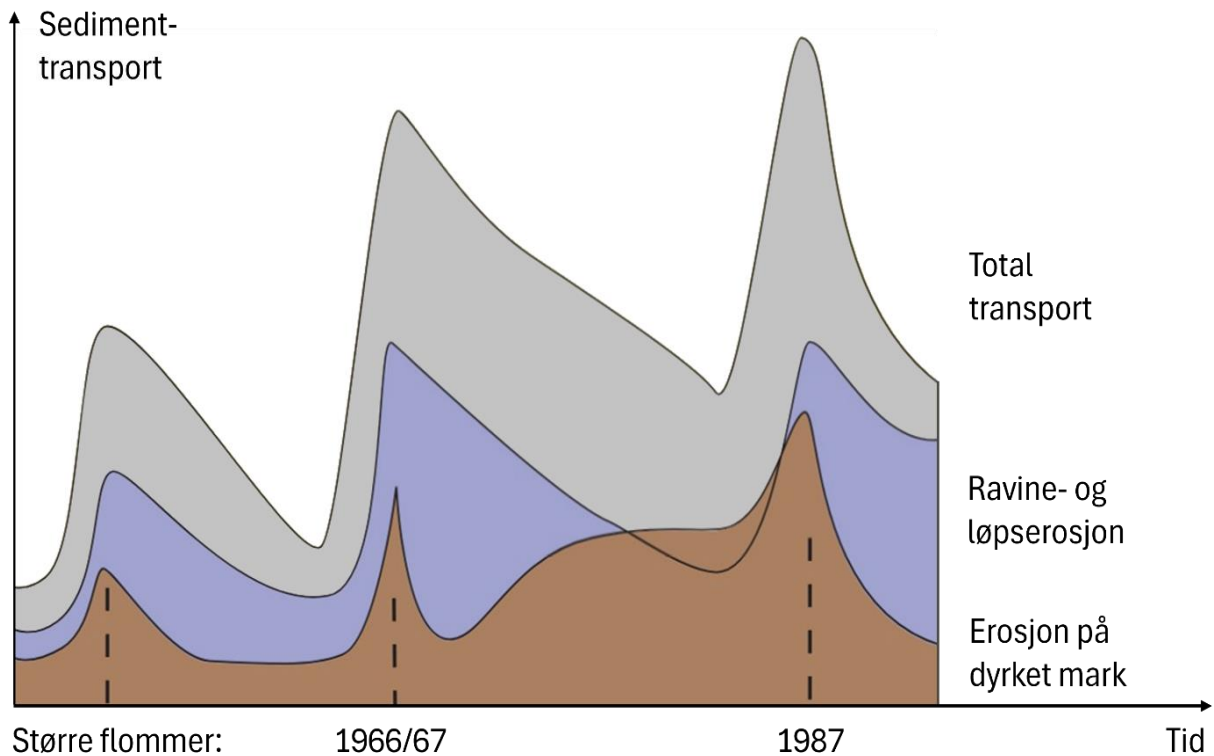
Endringer i jordbruket

Den markante økningen i sedimentasjonen på 1970-tallet, vist i figur 5.3, kan delvis tilskrives endringer i jordbrukspraksiser (Bogen et al., 1993). Gjennom 1960-, 1970-, og 1980-årene subsidierte staten bakkeplanering av ravineområder for å øke kornproduksjonen, en praksis som ble utbredt blant bønder på Romerike (Mathisen, 1994). Planeringen involverte omfattende flytting og utjevning av jordmasser, ofte ved bruk av bulldoser, for å gjøre større områder tilgjengelige for landbruksmaskiner.

Denne bakkeplaneringen, som startet på 1960-tallet i Leiras nedbørsfelt, har påvirket dreneringen, erosjonen og sedimenttransporten fra området (Bogen et al., 1993). På 70-tallet ble det utløst fire større skred, markert med hvit sirkel i figur 5.3, som en direkte konsekvens av bakkeplaneringen (Bogen et al., 2002). Likevel observeres den høyeste erosjonsaktiviteten og sedimenttransporten mot slutten av 1980-tallet og tidlig på 1990-tallet. Dette sammenfaller med en skredintensiv periode etter 1987-flommen, noe som indikerer at naturlig erosjon i vassdraget var den primære kilden til transport, men at bakkeplanering forsterket bidraget fra jordbruket (Skarboevik et al., 1997).

Videre anslår Bogen et al. (1994) at 45 % av sedimenttransporten i Leiravassdraget stammer fra jordbruksarealer, mens 55 % hovedsakelig skyldes erosjon i raviner og langs elvebredder. Det er imidlertid betydelige tidsmessige variasjoner i disse bidragene, noe som illustreres i figur 5.4. Figuren viser en generell representasjon av bidraget fra jordbruksområder og naturlige kilder. Etter større flomhendelser dominerer bidraget fra naturlige kilder, mens under perioden med mest intensiv bakkeplanering rundt 1975 dominerte de menneskepåvirkede sedimentkildene (Bogen et al., 1993).

Erikstad et al. (2010) viser til at etableringen av Oslo Lufthavn Gardermoen (figur 4.1), som åpnet i 1998, kan ha hatt en påvirkning på erosjonsforholdene i Leira gjennom grunnvannstrømming til ravinene, samt muligens økt vannutslipp fra flyplassen til de nærliggende ravineområdene. Imidlertid anses disse endringene som neglisjerbare for totaltransporten i Leiravassdraget (Erikstad et al., 2010).



Figur 5.4: Illustrasjonen viser hvordan det totale sedimentbidraget fra Leira betraktes som en sum av bidraget fra erosjon i elver, bekker og ravinger og tilførselen fra jordbruksområder. Det totale bidraget er høyest etter flomperioder, grunnet naturlig ravine- og løpserosjon. Figuren er hentet fra Bogen & Bønsnes (1999).

Påvirkningen på MS-signalet

Resultatene av MS-målinger for både før og etter Solbergfoss, presentert i figur 5.2, samt utviklingen til MS-signalet i sedimentkjernen, presentert i figur 5.7, avdekker en klar nedgang i MS rundt 113 cm dyp, som korrelerer til rundt år 1915. Gitt usikkerhetene knyttet til aldersmodellen (Skattum, 2023), er det tolket at denne markante reduksjonen i MS-signalet er tilknyttet oppføringen av Solbergfoss demning i 1924.

MS-kurven i figur 5.7 indikerer også en svak oppgang i MS-signalet mot slutten av 1900-tallet, noe som kan samsvare med økt flomfrekvens i Nitelva og Leira, spesielt fra omfattende regnflommer som i 1987 og 1988. Slike flommer fører til en påfølgende økning i erosjons- og skredaktiviteten fra både naturlige kilder og jordbruksområder, som igjen øker sedimenttransporten (Bogen & Bønsnes, 1999).

Vannføringsdata fra Kråkfoss i Leira er inkludert i figur 5.7, og viser høy korrelasjon med MS-signalet i kjernen. Dette kan indikere at påvirkningen fra disse elvene for MS-signalet i dybbassenget er betydelig, til tross for en klart lavere total sedimenttransport. Imidlertid er det også høye vannføringer i Glomma i disse periodene (figur 5.7), selv under flommer uten bidrag fra snøsmelting. I tillegg viser vannstandsmålinger fra Hurdalssjøen, som reflekterer forholdene i Leira og Nitelva lenger tilbake i tid, økt flomintensitet i perioden 1920 til 1940 (figur 5.3). Dette burde medført økt sedimenttilførsel fra disse elvene, og dermed en økning i MS-signalet i dybbassenget. En slik økning blir imidlertid ikke reflektert i masterkjernen (figur 5.7), som isteden dokumenterer en jevn utvikling i MS-signalet mellom 1920 og 1940, med unntak av en rask økning rundt 1927, som kan kobles til en stor flom i Glomma dette året (Roald, 2013). Dette indikerer at en nedgang i sedimentbidraget fra Nitelva og Leira, ikke er den primære årsaken til svekkelsen av MS-signalet i Øyeren etter Solbergfoss.

5.2.5 Endringer i sedimentbidraget fra Glomma

Det svekkede magnetiske signalet i dybbassenget kan trolig ikke tilskrives en reduksjon i sedimenttransport fra Nitelva og Leira, men det er likevel mulig at disse elvenes relative bidrag til sedimentmengden i Øyeren har avtatt i forhold til bidraget fra Glomma. Selv om sedimentbidraget fra Nitelva og Leira viser en svak økning i løpet av 1900-tallet (Bogen et al., 1994) kan en kraftig økning i transporten fra Glomma etter etableringen av Solbergfoss ha ført til en maskering av bidragene fra Nitelva og Leira, til tross for deres høyere ferromagnetiske innhold.

5.2.5.1 Sedimenttransporten fra Glomma

Sedimenttransporten i Glomma, basert på borekjerner, antyder en viss økning mellom periodene 1934-1967 og 1967-1991, som trolig har sammenheng med den tidligere nevnte flomhyppigheten og omleggingen av jordbruket i denne perioden (kapittel 5.2.4.1) (Bogen et al., 2002). Fra 1995 har sedimenttransporten i Glomma blitt registrert ved Bingsfoss (figur 2.1), som viste at det under større flomhendelser transporteres mer sediment (Bogen et al., 2002). Majoriteten av sedimentene består av suspensjonsmateriale som vanligvis avsettes ved roligere forhold, for eksempel i dybbassenget eller bakevjer i Øyeren (Bogen et al., 2002).

Avsetninger fra Storofsen, som anses å være den største flommen i Glommavassdraget i holosen (Engeland et al., 2020), gjenspeiles ofte som et tykkere sedimentlag (Bøe et al., 2006; Engeland et al., 2020; Nesje et al., 2001; Støren et al., 2010), noe som også reflekterer en betydelig økning i sedimentasjonen under store flommer. På grunnlag av dette kan historiske vannføringsdata brukes som en indikator på flommer og sedimenttransport i tidligere perioder, ettersom det ikke finnes registreringer av sedimenttransport så langt tilbake i tid.

Endringer i vannføring

Vannføringsdata fra Solbergfoss har blitt registrert siden 1901 (figur 2.5), og gir innsikt i utviklingen av flomintensitet og flomstyrke. Dataene viser en relativ stabil trend i frekvensen av de største flomvannføringene, mens det har vært en generell økning av de laveste vannføringene, sannsynligvis på grunn av økt magasinering høyere opp i vassdraget (Engeland et al., 2020). Videre påpeker Engeland et al. (2020) at det etter 1937 har forekommet færre og mindre intense flommer i Glommavassdraget, noe som tilskrives utbygginger av diverse vannkraftverk. Ytterligere kraftutbygging i løpet av 1900-tallet har forsterket denne effekten, som kan resultere i en reduksjon av sedimenttransporten over tid, blant annet gjennom avsetning av sedimenter i fangstdammer (Bogen et al., 2016).

Klimaendringer har i tillegg medført en redusert vintersesong med mindre snøakkumulasjon i øvre deler av Glommas nedbørsfelt, en tendens som har blitt observert gjennom 1900-tallet (Hanssen-Bauer et al., 2009), og som trolig har redusert omfanget av vårflommene.

Vannføringsdataene før oppføringen av Solbergfoss strekker seg kun tilbake 23 år (1901-1924). I løpet av denne perioden observeres det ingen signifikante endringer i vannføringen rundt 1920-tallet, som kunne begrunnet en markant økning i sedimenttransporten fra Glomma.

Avskoging

Avskoging er en annen faktor som kan påvirke flomintensitet og sedimenttransport, og tidligere studier har vist økt avrenning i årene etter hogst (Haveraaen, 1981). Omkring halvparten av nedbørsfeltet til Øyeren består av skog, som på Østlandet estimeres til å ta opp rundt 30 % av nedbøren gjennom intersepsjon (Brække, 1970). I løpet av 1800-tallet ble omfattende hogstaktivitet gjennomført i dreneringsfeltet for å møte den industrielle etterspørselen etter tømmer. Systematisk skogplanting i etterkant av hogst ble ikke vanlig før rundt 1900, da bærekraftig skogbruk fikk økt fokus (Grønlund et al., 1999).

Etter 1970 har skogsarealet og volumet økt betraktelig, noe som har økt vannforbruket og redusert flomrisikoen, spesielt i forbindelse med mindre sommer- og høstflommer (Grønlund et al., 1999). I kontrast til dette har imidlertid grøfting og drenering av skog og skogsveger gjennom siste halvdel av 1900-tallet bidratt til raskere avrenning, spesielt fra små nedbørsfelt, noe som intensiverer vannføringen og erosjonen (Grønlund et al., 1999). Dette gjelder imidlertid for relativt små områder i Øyerens nedbørsfelt, og har trolig minimal effekt på det totale sedimentbidraget (Grønlund et al., 1999).

Transporten til dypbassenget

Skattum (2023) dokumenterer en markant nedgang i sedimentasjonsraten observert før og etter Solbergfoss, fra henholdsvis 1.0-1.6 cm/år til 0.6-0.8 cm/år. Det observeres samtidig relativt høye og stabile vannføringsdata for samme periode (figur 2.5). Shyika (2017) rapporterer også at sedimentasjonsraten mellom 1960 og 2016 har holdt seg stabil på 0.5-0.7 g/cm² per år i dypbassenget, selv etter flere år med leirskred og flommer (1966, 1967, 1987 og 1995) som medførte høy sedimenttransport fra alle innløpselvene (Bogen 2002). Dette indikerer at sedimenttransporten til dypbassenget ikke kun styres av vannføringen eller tilgangen på materiale, men at andre faktorer påvirker sedimentdistribusjonen.

Undersøkelser fra Bogen et al. (2002) viser til at det under flommen i 1995 sedimenterte 400 000 tonn av primært suspensjonstransportert materiale på deltasletten i Øyeren, noe som utgjorde omtrent halvparten av suspensjonstransporten ved Bingsfoss. I 2000 ble det registrert en betydelig høyere suspensjonstransport ved Bingsfoss, men siden vannstanden i Øyeren da kulminerte på 102.50 meter, mens vannstanden i 1995 kulminerte på hele 104.39 meter, sedimenterte dette materialet i mer distale deler av deltaet (Bogen et al., 2002). Disse funnene underbygger at vannstanden i Øyeren har stor innvirkning på sedimentdistribusjonen, og spiller en avgjørende rolle for hvor materialet fra både Nitelva, Leira og Glomma avsettes.

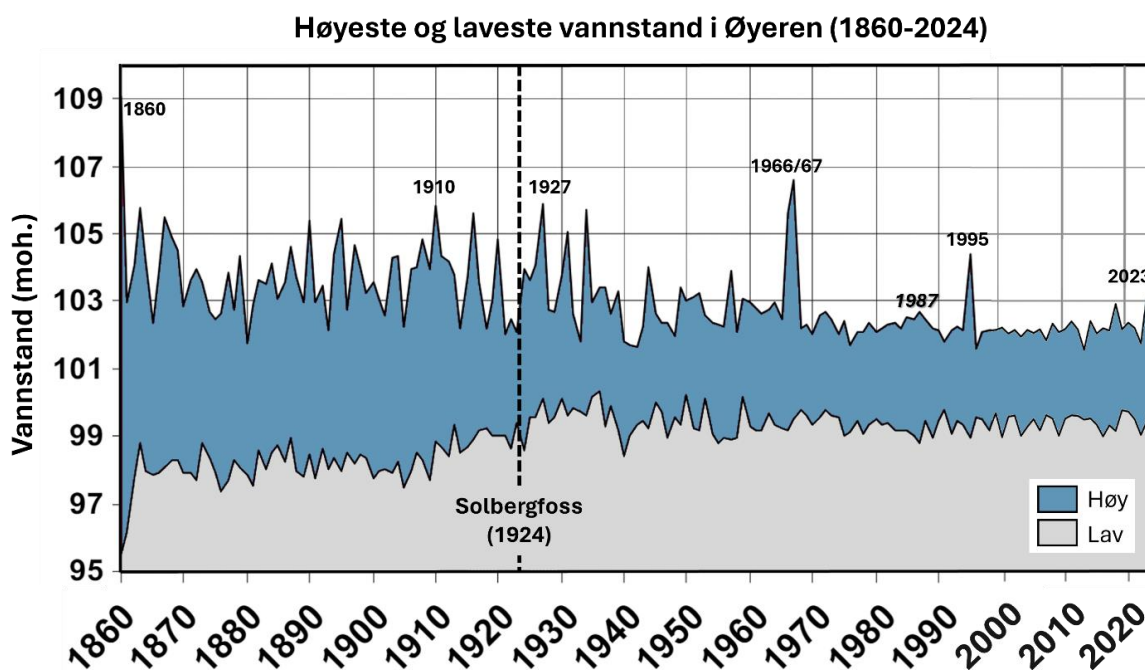
5.2.6 Vannstandsendringer og remobilisering

Interaksjonen mellom vannstanden i Øyeren og vannføringen i elvene Nitelva, Leira og Glomma spiller en avgjørende rolle for sedimentdistribusjonen, samt for fallet på vannlinjene (energigradienten), som er en vesentlig faktor i erosjon- og remobiliseringsprosessene i deltaområdet (Bogen et al., 2002). Under perioder med høy vannstand vil elvene møte innsjøen høyere i systemet, miste energi raskt og dermed avsette sedimenter tidlig i prosessen. I kontrast til dette, når vannstanden er lav, bidrar en høy energigradient til erosjon av eksponerte sedimenter, i tillegg til transport av suspensjonsmateriale lenger ut i innsjøen (Bogen et al., 2002). Endringer i vannstanden, trolig knyttet til oppdemmingen av Øyeren, er derfor ansett som den primære årsaken for å forklare de observerte endringene i dypbassenget.

5.2.6.1 Endringer i vannstanden

Magasinering både oppstrøms (Engeland et al., 2020) og nedstrøms Øyeren, ved Mørkfoss og Solbergfoss (figur 2.1), har ført til en generell heving av vannstanden ettersom større vannvolumer lagres for kraftproduksjon. Mellom 1901 og 1924, før oppføringen av Solbergfoss demning fant sted, var den gjennomsnittlige laveste vannstanden i vintermånedene (DJF) 98.66 moh., noe som ligger under dagens LRV. Etter 1924 viser tilsvarende data fra Mørkfoss en gjennomsnittlig vannstand på 100.23 moh. for vintermånedene, noe som reflekterer en økning på 1.57 meter, primært grunnet demningen.

For de samme årene, men i mai og juni måneder, da vårflommene vanligvis forekommer, observeres en nedgang i de høyeste vannstandene på nesten en meter, fra 103.47 moh. til 102.55 moh. Dette skjer til tross for at de to ekstreme årene i 1966 og 1967 (kapittel 2.2.3) er inkludert i måleserien, noe som gjenspeiler at reguleringene har stor innvirkning på vannstanden over tid. Den signifikante økningen i lavvannstand etter Solbergfoss er illustrert i figur 5.5, som i tillegg viser utviklingen i de høyeste vannstandene.



Figur 5.5: Høyeste og laveste vannstand ved Mørkfoss i Øyeren mellom 1860 og 2024 som viser en klar utvikling mot reduserte vannstandsvariasjoner utover 1900-tallet. Tidspunktet for oppføringen av Solbergfoss er merket med stiptet linje, i tillegg til at utvalgte flommer fra Roald (2013) er markert. Flommen i 1987 rammet Nitelva og Leira hardest og oppsto ikke i forbindelse med smelteflommen, noe som vises i det moderate vannstandsnivået i Øyeren. Modifisert fra Bogen et al. (2002) med utvidede vannstandsdata fra 1999-2024 hentet fra sildre.no (NVE).

5.2.6.2 Remobilisering i deltaet

Forholdene i Øyeren under naturtilstanden er tidligere beskrevet i kapittel 2.1.1, og reflekterer store vannstandsvariasjoner i løpet av året. Den høye flomvannstanden på våren bidro til at sedimentasjonsbasis trolig lå høyt i deltaet, mens utover året sank vannstanden betraktelig og sedimenttransporten ble ført helt ut til frontalskråningen (figur 2.7) (Bogen et al., 2002). Videre medførte de vedvarende lave vannstandene gjennom mesteparten av året gunstige forhold for erosjon og remobilisering av sedimenter på deltasletten.

Erosjonsprosesser

Erosjonen tilknyttet deltaet skyldes hovedsakelig tre prosesser; skjærkrefter fra ellevannet, frostpåvirkning og grunnvannserosjon (Bogen et al., 2002). Høy vannføring kombinert med lav vannstand generer betydelige skjærkrefter, noe som resulterer i høyt potensial for erosjon og remobilisering. Dette forekommer normalt rett før vårflommen, når Øyerens vannstand er på sitt laveste (figur 2.4) (Bogen et al., 2002). Frostpåvirkning kan endre materialets skjærfasthet og øke dets sårbarhet for erosjon fra ellevannet. Grunnvannserosjonen oppstår vanligvis når det forekommer en rask reduksjon av vannstanden, noe som kan skape overtrykk i sedimentene langs elvebredden og føre til utglidninger (Bogen et al., 2002).

Under naturtilstanden var perioder med lav vannstand fremtredende gjennom mesteparten av året, noe som førte til at sedimentene avsatt på deltasletten under vårflommen ble remobilisert og videretransportert i større grad enn etter reguleringene (Bogen et al., 2002). Frostpåvirkningen var sannsynligvis mer intens under disse forholdene ettersom kalde temperaturer kunne danne islinser som trengte inn i de eksponerte sedimentene om vinteren. Dette står i kontrast til situasjonen under dagens høyere intervannstand som i større perioder holdes på 101.34 moh. (HRV), som hindrer kuldeinntrenging gjennom vinteren og dermed reduserer frostpåvirkningen (Bogen et al., 2002). Idet vårflommen ankom, kunne de frostpåvirkede og konsoliderte sedimentene, som konsekvens, i større grad remobiliseres og transporteres av ellevannet. I etterkant av flommen ble også vannstanden raskere redusert enn under dagens reguleringer, noe som trolig førte til hyppigere utglidninger som eksponerte nytt materiale for påfølgende flommer.

Basert på beskrevne erosjonsprosesser var remobiliseringen av sedimentene i deltaet sannsynligvis betydelig mer omfattende under naturtilstanden, der majoriteten av materialet avsatt på deltasletten under vårflommen trolig ble transporterthelt ut til deltafronten i løpet av en årssyklus (Bogen et al., 2002). De store vannstandsfluksjonene bidro til et mer dynamisk erosjonssystem, som trolig har reflektert tilstanden helt fra innsjøen startet å bli fylt opp med sedimenter etter siste istid og frem til reguleringene startet på slutten av 1800-tallet.

Remobilisering ved understrømmer

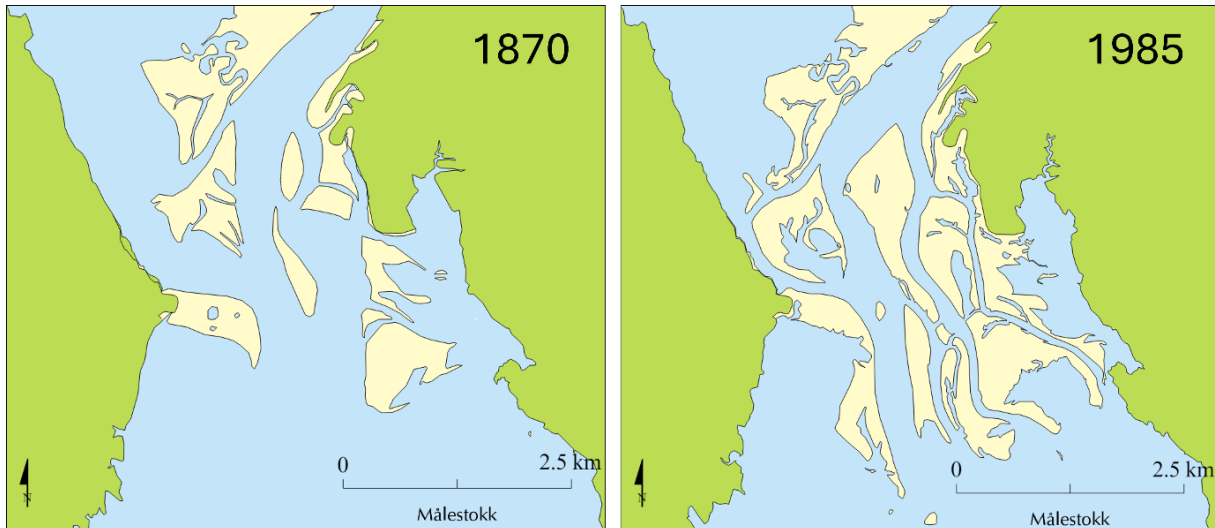
En annen faktor som også kan føre til mer sedimenttransport til dypbassenget i Øyeren, er remobilisering av frontalskråningen som følge av hyperpyknale understrømmer som oppstår grunnet tetthetsforskjeller mellom elva og innsjøvannet (Wright et al., 1986). Idet kaldt og partikkelrikt smeltevann, med høy tetthet, strømmer inn i innsjøvann med lavere tetthet, kan det resultere i et hyperpyknalt strømningsregime. Ved slike tilfeller kan vannet med høyest tetthet synke langs bunnen som en understrøm, og medføre erosjon og remobilisering av sedimentene langs deltaskråningen (Ashley, 2002; Zavala & Arcuri, 2016).

I Øyeren indikerer imidlertid en jevn batymetri langs bunnen av dypbassenget (Eilertsen et al., 2005) at dette forekommer en minimal grad av remobilisering som følge av understrømning. Dette kan skyldes at den utstrakte og grunne deltasletten bidrar til en relativ rask oppvarming av ellevannet, noe som utligner temperaturforskjellene idet vannet når deltafronten, og trolig resulterer i en ustratigrafisk homopyknal vannsøyle, som fordeler sedimentene jevnt i dypbassenget (Ashley, 2002).

5.2.6.3 Endringer i sedimentasjonsområde

Skattum (2023) dokumenterer en markant nedgang i sedimentasjonsraten i dypbassenget etter etableringen av Solbergfoss kraftverk i 1924, til tross for økt sedimenttilførsel fra alle innløpselvene mot slutten av århundret (Bogen et al., 2002). Dette antyder at en større andel av materialene, etter Solbergfoss, sedimenterer høyere opp i deltasystemet. Figur 5.6 illustrerer en signifikant økning av den subarile delen av Øyeren-deltaet (området over normalvannstanden) fra 1870 til 1985.

Denne utviklingen gjenspeiler en økning i sedimentasjonen i nordenden, som trolig er en direkte konsekvens av vannstandsmanøvreringen etter 1924, som reduserte de gjennomsnittlige årsamplitudene (figur 2.4) (Bogen et al., 2002). Videre indikerer sammenligningen i figur 5.6 en økning i avleiringen i bakevjer og laguner over tid, noe som reflekterer at betydelige mengder suspensjonsmateriale blir avsatt på deltasletten istedenfor å bli transportert mot dypbassenget (Bogen et al., 2002).



Figur 5.6: Øyeren-deltaets utbredelse illustrert ut ifra kart fra 1870 og 1985. Utviklingen viser en betydelig økning av det subarile arealet i deltaet, som tyder på at sedimentasjonen over tid akkumuleres høyere i innsjøen på grunn av økt vannstand etter reguleringene. Modifisert fra Bogen et al. (2002).

5.2.6.4 Svelles påvirkning på distribusjonen til dypbassenget

Den signifikante nedgangen i MS-ratioverdiene i sedimentkjernen fra dypbassenget (figur 5.2) kan ikke nødvendigvis tilskrives den reduserte sedimentasjonsraten, observert etter etableringen av Solbergfoss. Nedgangen i MS reflekterer heller ikke en relativ endring mellom sedimenttransporten fra Nitelva/Leira og Glomma etter 1924, ettersom alle elvene har vist en svak økning i sedimentbidrag i løpet av 1900-tallet (kapittel 5.2.4 og 5.2.5) (Bogen et al., 2002). Isteden antyder nedgangen i ratioverdiene til MS, at en mindre andel av sedimentene fra Nitelva og Leira, som inneholder en større andel ferromagnetiske mineraler, når ut til dypbassenget etter at demningen ble bygget. Dette indikerer at en større andel av disse sedimentene er nøtt til å avsettes tidligere i systemet, sammenlignet med sedimentene fra Glomma. Dette antyder at det relativt sett var et større bidrag av materiale fra Nitelva og Leira, som nådde frem til kjernelokaliteten i dypbassenget under naturtilstanden, enn etter vannstandsreguleringene ble iverksatt.

Høyere sedimentasjon i Svelle

En faktor som kan forklare denne endringen er innvirkningen gruntvannsområdet Svelle har på sedimentasjonen. Svelle, vist i figur 2.7, måler rundt 6.5 km², og fungerer som et mindre deltaområde for leirvassdragene Nitelva og Leira før deres samløp med Glomma. Bogen et al. (2002) indikerer at Glomma har minimal påvirkning på Svelle under dagens tilsand. Videre har en tidligere studie, som målte partikkelkonsentrasjonene ved inn- og utløpet av Svelle, estimert at rundt 70-75 % av sedimentene fra Nitelva og Leira sedimenteres der (Thyssen, 1976), hovedsakelig materiale i siltfraksjonen (Bogen et al., 2002).

Manøvreringsreglementet som tidligere er nevnt, har ført til at også vannstanden i Svelle har blitt opprettholdt på 101.34 moh. (HRV) i lengre perioder av året, noe som sannsynligvis har økt avsetningen i Svelle. I dag er Svelle rundt 1 - 1.5 meter dypt under HRV (figur 2.7), og ligger kun tørrlagt ned mot 98.94 moh. (LRV) før vårfloppen (Sloreid & Halvorsen, 2002). Under naturtilstanden var derimot området tørrlagt i store deler av året, utenom vårfloppen, med vannføring begrenset til kun den dypere kanalen. Dette kan ha ført til at en større andel av suspensjonstransporten passerte gjennom Svelle, og videre ut på deltaplattformen mot dypbassenget. Før reguleringene kunne dette bidratt til en høyere konsentrasjon av de mer ferromagnetiske sedimentene fra Nitelva og Leira i dypbassenget.

Vårfloppene i Svelle

En lignende dynamikk kan ha forekommet under de sykliske vårfloppene, gitt at smeltevann fra Nitelva og Leira normalt ankommer Øyeren i april og mai, mens vårfloppen fra Glomma vanligvis initieres i mai eller juni. Under naturtilstanden var både Svelle og deltasletten tørrlagt i april/mai (figur 2.4), idet vårfloppene fra Nitelva og Leira var på sitt høyeste, mens vannstanden sannsynligvis var høyere når Glommas vannføring kulminerte. I Svelle ville derfor den økte energigradierten og skjærkraften medført betydelig erosjon og remobilisering under høy vannføring på lav vannstand (Bogen et al., 2002). I tillegg ble det meste av dette partikkelrike smeltevannet trolig ført lengre ut mot deltafronten før det sedimenterte. På grunn av Glommas nedbørsfelt også inkluderer lavereliggende områder med tidlig snøsmelting, ville betydelige mengder smeltevann samtidig ankommet derfra under vårfloppene i Nitelva og Leira. Sammenlignet med dagens forhold, hvor Øyeren opprettholder en generelt høyere vannstand når vårfloppene fra alle innløpselvene kulminerer, ville imidlertid et relativt større bidrag fra de ferromagnetiske mineralene kunne videretransporteres til dypbassenget under naturtilstanden istedenfor å avsettes i Svelle eller på deltaplattformen.

Under lokal ekstremnedbør på Romerike utenom vårflommene, slik som under storflommen i 1987 (figur 5.5), kunne en lignende situasjon oppstå der flomvannet fra Nitelva og Leira raskt renner ut i Øyeren, som står lavere sammenlignet med etter reguleringene. Dette ville medført både skjæring og remobilisering i Svelle, samt forlenget suspensjonstransport mot deltaplattformen og dybbassenget. Under slike flommer er sedimentkonsentrasjonene ofte høyere på grunn av den raske vannstandsøkningen og erosjonen i mindre bekker og elver i nedbørsfeltet (Bogen et al., 1993). Videre kunne dette forsterket bidraget av ferromagnetiske partikler til dybbassenget før reguleringene, spesielt med tanke på erosjonsintensiteten observert i Leiravassdraget (kapittel 5.2.3.1).

Undersøkelser fra Bogen et al. (2002) indikerer samtidig at erosjonen tidvis er høyere i Svelle enn i de nedre delene av deltaområdet under dagens manøvrering, noe som trolig skyldes høy grad av bølgeerosjon i gruntvannsområdet. Dette forekommer oftere på sommeren og høsten idet vannstanden synker og forsterker grunnvannserosjonen som fører til at sedimentene lettere vaskes bort (Bogen et al., 2002). Resultatene viste imidlertid at prosessen er avhengig av optimal vindretning og tilstrekkelig vindstyrke for å oppnå betydelig bølgeerosjon (Bogen et al., 2002). Dette antyder at selv om bølgeerosjon har bidratt, og også under naturtilstanden bidro, til erosjon i Svelle, utgjør den ikke en dominerende prosess som alene kan forklare endringene i MS-ratioen.

Den økte vannstanden i Svelle kan, basert på de diskuterte prosessene, være en vesentlig faktor i forklaringen av reduksjonen i MS-ratio. Det er sannsynlig at både redusert remobilisering og økt sedimentasjon finner sted i dette området etter at Solbergfoss endret vannstandsregimet i innsjøen. Dette vil kunne forklare svekkelsen av det magnetiske signalet ved at en relativt mindre andel av sedimentene fra Svelle (Nitelva og Leira) transporteres videre til deltaet, mens bidraget fra Glomma forblir konstant.

5.3 Flomvariabilitet ved bruk av endringsrate

I denne studien benyttes endringsraten (RoC) av magnetisk susceptibilitet (MS) til å identifisere og kvantifisere historiske flomhendelser i Øyeren. I Skattum (2023) presenteres en graf som viser titan-verdier med tilhørende endringsrate fra tilsvarende sedimentkjerne som i denne oppgaven. I titan-verdiene observeres det ingen signifikante endringer ved rundt 113 cm dyp, i motsetning til MS-målingene, som viser en betydelig nedgang i verdiene ved dette dybdepunktet i kjernen (figur 5.7). Denne nedgangen er tidligere diskutert (kapittel 5.2), og tolket til å være påvirket av Solbergfoss-demningens effekt på vannstanden i Øyeren og sedimentdistribusjonen i innløpselvene og Svelle. På bakgrunn av dette, og til tross for manglende MS-data i deler av måleserien, er MS valgt som parameter for å identifisere flomhendelser bakover i tid ved bruk av endringsrate, samt for å sammenligne flomhendelser fra endringsraten til titan (Skattum, 2023).

5.3.1 Terskelverdier for kvantifisering av flommer

Ved fastsetting av terskelverdier for identifisering av flomhendelser, bør en passende balanse mellom høye og lave verdier tilstrebes for å gi en mest mulig korrekt representasjon av flomhendelsene (Støren et al., 2010). En for lav terskelverdi for endringsraten kan resultere i at bakgrunnsstøy feiltolkes som flomhendelser, mens en for høy terskelverdi kan medføre at relevante flomhendelser blir oversett (Støren et al., 2010). Forskjellige terskelverdier har tidligere blitt anvendt i ulike studier for å identifisere flommer fra sedimentkjerner. Ekblom Johansson et al. (2020) brukte 95-prosentilen i sin analyse av sedimentkjerner fra Vestlandet. Terskelen ble i denne studien vurdert som noe konservativ ettersom den ikke fanget opp alle de signifikante flommene observert i de instrumentelle dataene (Ekblom Johansson et al., 2020). Hardeng et al. (2022) anvendte 90-prosentilen for kvantifisering av flomhendelser fra en innsjø i Sør-Norge, mens Røthe et al. (2018) brukte 99-prosentilen for å skille ut jøkullaup-hendelser fra Folgefonna. I Skattum (2023) anses 95-prosentilen som passende for kvantifisering av flomhendelser i Øyeren, basert på vannføringsdata fra Solbergfoss for perioden 1901 til 2021.

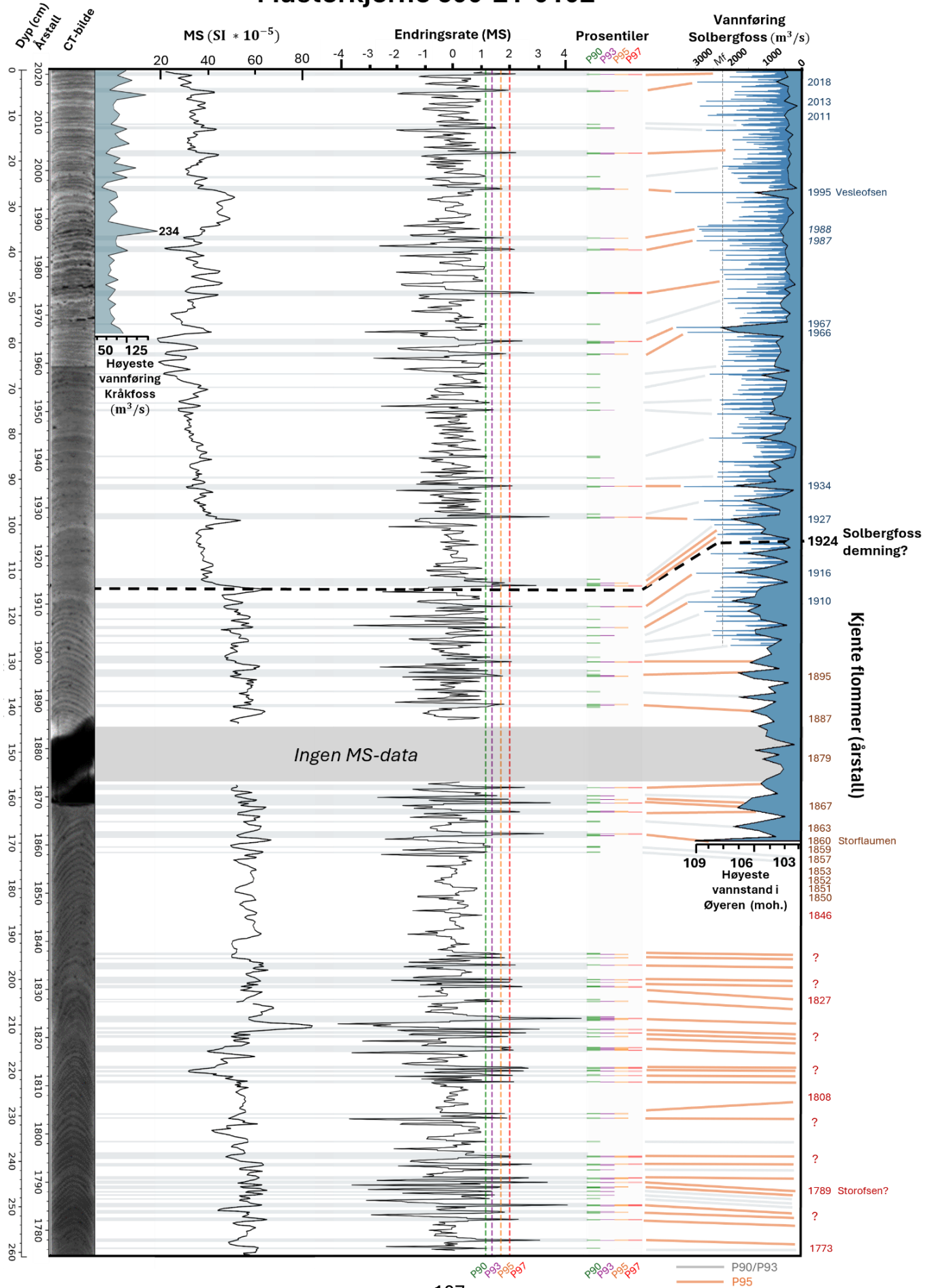
Figur 5.7 presenterer endringsraten til MS sammen med tolkninger av flomhendelser basert på ulike terskelverdier for prosentilene. Disse terskelverdiene sammenlignes med vannføringsdata fra Solbergfoss, hvor det er registrert 47 flomhendelser mellom 1901 og 2021 der vannføringen overskrider den nåværende grensen for middelflom (Mf) på 2235 m³/s. Samtidig er det registrert seks tilfeller hvor vannføringen overskrider 3000 m³/s (kapittel 2.2). I løpet av den tilsvarende perioden registrerer 90.-, 93.-, 95.- og 97.-prosentilene henholdsvis 31, 19, 15 og 9 flomhendelser. Dette indikerer at 90-prosentilen trolig er for lav til å identifisere alle flomhendelser som i dag klassifiseres som middelflommer, mens 97-prosentilen antas å kunne representere en terskel for de mest omfattende flommene bakover i tid, hvor vannføringen stiger over 3000 m³/s

Imidlertid er det knyttet usikkerheter til å bruke endringsratene for flomidentifikasjon, både ved korrelering av flomhendelsene etter aldersmodellen, og ved tolking av flomhendelser ut ifra terskelverdiene. Selv om 97-prosentilen teoretisk sett bør representere de mest omfattende flomhendelsene, resulterer denne terskelverdien ikke i identifikasjon av flommene i 1910, 1966 eller 1995, som er noen av de største i tidsserien. Disse flommene blir imidlertid registrert ved bruk av 95-prosentilen, som også inkluderer andre store flomhendelser med vannføringer opp mot 3000 m³/s, som i 1988 og 2018. Dette står i kontrast til 97-prosentilen, som ikke identifiserer disse flomhendelsene. Dette illustrerer utfordringene med å fastsette terskler for endringsraten, men viser også at 95-prosentilen generelt gir en god representasjon av de mest signifikante flommene i Øyeren uten å inkludere for mange av de mindre betydningsfulle flommene som kan forveksles med støysignal. Derfor legges det primært vekt på 95-prosentilen i videre kvantifisering av flomhendelser.

5.3.2 Flomhendelser bakover i tid

Ved bruk av 95-prosentilen identifiseres det totalt 50 flomhendelser gjennom hele sedimentkjernen, som ifølge aldersmodellen inkluderer flomkronologi tilbake til rundt 1775 (figur 5.7). Flomhendelsenes distribusjon er imidlertid ikke uniform gjennom kjernen. Fra 1775 til 1901 registreres det 35 flomhendelser ved bruk av terskelverdien til 95-prosentilen, sammenlignet med 15 hendelser mellom 1901 og 2021. Denne observasjonen antyder at flomfrekvensen var høyere før 1901, noe som antas å ha sammenheng med demping av flomnivået etter etableringen av flere vannkraftverk og reguleringsmagasiner oppstrøms Øyeren gjennom 1900-tallet (Engeland et al., 2020).

Masterkjerne 600-21-0102



Figur 5.7: Endringsraten av MS plottet med fire ulike prosentiler for sammenligning med registrerte vannføringer, vannstander og flomhendelser. Forslag til tolkning av sammenhengen mellom utslagene i terskelverdiene og flomhendelser er illustrert til høyre på figuren. Vannføringsdata fra både Kråkfoss og Solbergfoss er inkludert og hentet fra Sildre.no (NVE, 2024b, 2024c). Vannstander er hentet fra Bogen et al. (2002), og supplert av data etter 1999 fra Sildre.no (NVE, 2024d), for en nyere tidsserie. Flommer med blå årstall er registrert med vannstand ved Solbergfoss, mens brune årstall er tilfeller av flom dokumentert fra vannstandsmerke på Mørkfoss (GLB, 2020). Uregistrerte historiske flommer er vist med rød skrift, og er hentet fra Roald (2013). Mf indikerer dagens middelflomverdi ved Solbergfoss på 2235 m³/s (NVE, 2024b). MS-verdier og CT-bilder er fra Skattum (2023).

Endringsraten til MS gjenspeiler klart høyest flomintensitet nederst i kjernen, mellom 1775 og omtrent 1840, hvor 95-prosentilen registrerer 27 flomhendelser, hvorav 19 også registreres i 97-prosentilen. Dette indikerer en periode med hyppige og store flomhendelser, noe som kan ses i sammenheng med de uregulerte forholdene i Øyeren under naturtilstanden. I motsetning, registreres det ingen flomhendelser i den påfølgende perioden mellom 1840 og 1860, selv ikke ved bruk av den mindre sensitive 90-prosentilen. Dette står i sterk kontrast til den flomintensive perioden før, samt perioden etter fra 1860 til 1875, da manglende data avbryter endringsrateverdiene.

Vannstandsmålinger fra Øyeren tilbake til 1850 viser en intensiv flomperiode dette tiåret, som inkluderer fem år hvor vannstanden oversteg 106 meter (GLB, 2020). Disse flomhendelsene burde ha påvirket endringsratene, spesielt den mindre sensitive 90-prosentilen. I tillegg viser CT-bildet i figur 5.7, fra dette området i kjernen, ingen signifikante avvik eller endringer i alterneringen mellom normalsedimentasjonen og flomlag. Dette 20 års avviket i flomhendelser oppfattes imidlertid ikke i endringsraten til titan fra Skattum (2023), ved bruk av 95-prosentilen som terskelverdi. Dette indikerer feilverdier i MS-dataene fra Skattum (2023), som sannsynligvis har blitt justert eller «tunet» for å bedre korrelere med andre XRF-parametere, noe som kan ha medført en utjevning av MS-verdiene og fjerning av de sterkeste endringene mellom lagene.

5.3.2.1 Storofsen

Endringsraten til MS representerer kun én tolkning av flomintensiviteten tilbake i tid, hvor det i tillegg forekommer eksterne usikkerheter. Storofsen, som antas å være den største flommen i Glomma-vassdraget gjennom holosen (Engeland et al., 2020), tolkes i figur 5.7, til å tilhøre en periode med høye utslag i endringsraten, og sammenfaller med et tykkere sedimentlag synlig i CT-bildene av kjernen. Dette laget er imidlertid ikke betydelig tykkere enn andre lag, som for eksempel ved 200 cm dyp, noe som burde vært sannsynlig gitt omfanget og varigheten av Stofosen (kapittel 2.2.1)(Østmoe, 1985), samt den relative tykkelsen på flomlag korrelert til Storofsen i kjerner fra Losna i Gudbrandsdalslågen (Bogen et al., 2016).

Ytterligere usikkert til om dette laget i figur 5.7 faktisk representerer Storofsen kan knyttes til aldersmodellen. Blydateringene, som utgjør grunnlaget for aldersmodellen, har halveringstid på ca. 22 år (Bradley, 1999), og ble derfor kun hentet ut fra den øvre delen av kjernen (Skattum, 2023). Dette medfører at aldersmodellen primært baseres på de øverste, nyeste lagene med tilhørende lavere sedimentasjonsrater etter Solbergfoss, og at denne alderen interpoleres nedover i kjernen. Radiokarbondateringene fra bunnen av kjernen kan dateres lengre tilbake på grunn av en lengre halveringstid (Bowman, 1990), og ble derfor hentet ut fra bunnen av kjernen (Skattum, 2023). Disse gir mer valide resultater, men er samtidig basert på en liten mengde terrestriske makrofossiler, som dessuten kan ha blitt remobilisert i elva før avsetning i dypbassenget, og dermed representere en eldre alder enn de omkringliggende sedimentlagene (Skattum, 2023). Gitt disse usikkerhetene i aldersmodellen, samt omfanget av Storofsen, antas det at det foreligger en høy sannsynlighet at denne flommen ikke er inkludert i kjernen.

5.3.3 Sammenligning av endringsraten til MS og titan

Flomvariabiliteten ved bruk av endringsraten til MS og endringsraten til titan viser ulik distribusjon av flomintensive perioder. I perioden 1775 til 1820, hvor MS-verdiene viser høy frekvens av flomhendelser, indikerer titan lav frekvens (Skattum, 2023). Videre omfatter den mest flomintensive perioden basert på titan-verdiene, både perioden mellom 1840 og 1860, hvor det ikke forekommer flomhendelser i endringsrate-verdiene for MS, og en periode med manglende data for MS. Disse forholdene kompliserer sammenligningene av flomdata mellom de to parameterne for endringsrate.

Resultatene for titan fra Skattum (2023) viser i tillegg en svakt økende trend i flomfrekvens fra 1927 til 2021. Dette står i kontrast til resultatene fra endringsraten til MS, som viser en avtagende flomintensitet fra 95-prosentilen i løpet av 1900-tallet. Nedgangen i flomfrekvens som observeres i endringsraten til titan står også i kontrast til vannføring- og vannstandsdata tilbake til 1850, som generelt viser en nedgang i intensiteten av de største flommene i Øyeren (GLB, 2020). Dette støtter en tolkning av at 95-prosentilen for MS representerer en mer nøyaktig terskel for å identifisere de mest betydningsfulle flommene i perioden. Følgelig gir MS-dataene en mer pålitelig refleksjon av historisk flomintensitet sammenlignet med titan, noe som resulterer i at denne parameteren bør anvendes i fremtidige studier av sedimentkjerner fra Øyeren.

Kapittel 6: Konklusjon

- Høyoppløselige analyser, utført ved målinger av røntgenfluorescens (XRF) og spesielt miljømagnetisme, muliggjør differensiering av de ulike kildeområdene til Øyeren. De mindre innløpselvene, Nitelva og Leira, viser klart høyere magnetiske signaler, grunnet en høyere andel av ferromagnetiske mineraler, sammenlignet med Glomma. Sedimentene fra Nitelva og Leira bidrar derfor sannsynligvis i betydelig grad til det totale magnetiske signalet observert i dypbassenget, til tross for at mye av dette signalet maskeres av Glommas høyere sedimenttransport.
- Identiske analyser ble i tillegg utført på prøver ekstrahert fra sedimentkjerne 600-21-0102, som er hentet fra dypbassenget i Øyeren. Ut ifra disse resultatene, ble det konkludert med at flom- og bakgrunnslagene, som observeres i kjernen, reflekterer minimale forskjeller. Dette indikerer at forskjellene som observeres i overflatemålingene av magnetisk susceptibilitet (MS) i tilsvarende kjerne, høyst sannsynlig er drevet av forskjeller i sedimentkonsentrasjonen, som igjen er sterkt knyttet opp mot vannføringen.
- Undersøkelser indikerer at kildeområdene til Øyeren hovedsakelig befinner seg i de lavereliggende regionene av nedbørsfeltet. På grunn av høy skredaktivitet og erosjon, særlig i forbindelse med flomhendelser, bidrar disse leiområdene med betydelig sedimenttransport til alle de tre innløpselvene. Ved store flommer øker imidlertid sedimenttransporten markant også i de øvre delene av Glommas nedbørsfelt. Det antas likevel at en stor del av disse sedimentene blir avsatt oppstrøms Øyeren, og dermed ikke transporteres til deltaet.
- Prøver fra sedimentkjerne 600-21-0102, som representerer periodene henholdsvis «før» og «etter» etableringen av Solbergfoss kraftverk i 1924, gjenspeiler en nedgang i magnetisk signal, noe som tilsvarer det som er observert i overflate-MS. I tillegg, viser prøvene fra perioden «etter» Solbergfoss, en signifikant lavere andel av de ferromagnetiske mineralene. Dette kobles til vannstandsendringer i innsjøen, idet Øyeren ble omgjort til reguleringsmagasin for kraftproduksjon. Sedimentasjonsbasis har som følge av dette forflyttet seg høyere i Øyeredeltaet, og økt de subarile områdene, samtidig som sedimentasjonsraten har avtatt i dypbassenget.

- Svelles innvirkning kan sannsynligvis forklare denne reduksjonen i de ferromagnetiske mineralene, observert i perioden etter Solbergfoss. Med en generelt høyere og mer stabil vannstand i Øyeren etter reguleringene, avsettes trolig større deler av de mer ferromagnetiske mineralene fra Nitelva og Leira i Svelle. Som en konsekvens av dette, transporteres ikke disse sedimentene ut til dypbassenget i like stor grad som før oppføringen av Solbergfoss. I tillegg, lå Svelle tørrlagt i store deler av året under naturtilstanden, noe som økte potensialet for remobilisering og gjennomstrømming av sedimenter ut av gruntvannsområdet sammenlignet med etter reguleringene.
- Ved bruk av 95-prosentilen på endringsraten av MS er det, i sedimentkjerne 600-21-0102, identifisert 50 flommer mellom år 1775 og 2021. Utviklingen viser en klar reduksjon i både frekvensen og omfanget av flomhendelsene mot slutten av 1800-tallet. Dette korrelerer med slutten av den uregulerte naturtilstanden i Øyeren, samt instrumentelle målinger. Følgelig, viser denne terskelverdien seg som egnet til å fange opp de mest signifikante flommene i Øyeren. Samtidig representerer endringsraten av MS, historiske flommer på en bedre måte enn ved bruk av endringsraten til titan. I lys av dette, vil rekonstruksjon av paleoflommer ved bruk av MS som parameter gi mer pålitelige data i Øyeren.

6.1 Forslag til fremtidig arbeid

- Dette prosjektet har tjent som en pilotstudie for å utforske muligheten ved å knytte sedimentene fra deltaet, til deres opprinnelseskilder i nedbørsfeltene. For å ytterligere teste og forsterke de vitenskapelige funnene i denne studien, er det nødvendig med et større statistisk grunnlag. Følgelig ville det vært fordelaktig å innhente flere prøver fra nedbørsfeltene, med en større geografisk spredning. Det bør også inkluderes prøver fra de mindre sideelvene, som spesielt rundt Leira, har vist et betydelig sedimentbidrag.
- Det ligger et stort potensial i å undersøke hvordan det magnetiske signalet endrer seg oppstrøms Øyeren. Denne studien har vist at elvene Nitelva og Leira bidrar betydelig til det magnetiske signalet i deltaet. Derfor kunne sedimentkjerner hentet fra innsjøer i disse nedbørsfeltene, reflektert utviklingen i signalet over tid i Nitelva og Leira. Disse dataene kunne deretter blitt korrelert med sedimentkjerner fra Øyeren for å undersøke om en tilsvarende effekt observeres der. Uttak av gravitasjonskjerner fra Svelle, kunne bekrefte om det har forekommet en økning i sedimentasjonsraten. På den måten kan hypotesen om at Svelle spiller en vesentlig rolle i reduksjonen av MS-signalet i Øyeren, enten bekreftes eller avkreftes.
- Ved å utføre høyoppløselige kornstørrelseanalyser på kjerner hentet fra dypbassenget, kunne forståelsen av koblingen mellom sedimentkonsentrasjon og vannføring muligens forbedres. Videre er potensialet til å undersøke sammenhengen mellom størrelsen på flomlag og kornstørrelse, spesielt interessant som en indikator på flomstørrelse.
- Innhenting av en dypere sedimentkjerne ville også vært interessant, ettersom den kunne reflektert flomfrekvensen i Glomma gjennom større deler av holosen, og uten tvil fanget opp flomlaget fra Storofsen. Sedimentasjonsraten i Øyeren antyder imidlertid at dette ville representert en utfordring, ettersom det ville kreve en sedimentkjerne på mange titalls meter. Seismisk oppmåling av bunnsedimentene kunne derimot reflektert lagpakken, og gi en pekepinn på sedimentasjonshistorien.
- Endringsratene for MS og titan viser avvikende resultater, og det ville derfor vært interessant å undersøke årsakene til dette. Mer dyptgående sedimentanalyser kunne utforsket om de ulike parameterne fanger opp forskjellige type flommer, eller om bruk av andre kvantitative XRF-metoder ville kompensere for dimensjonsløsheten til titan, og resulterte i ulike funn.

Referanseliste

- Ashley, G. M. (2002). Glaciolacustrine environments. In *Modern and past glacial environments* (pp. 335-359). Elsevier.
- 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), 281-290.
- Bargel, T. H., & Sørensen, R. (2005). *Spor etter istiden i Oslo og Akershus* (Vol. 10). NGU.
- Berge, D. (2002). Miljøfaglige undersøkelser i Øyeren 1994-2000-Hovedrapport. *Akershus Fylkeskommune*.
- Berge, D. (2011). Utvikling av miljøtilstanden i Øyeren 1980-2010.
- Bertola, M., Viglione, A., Lun, D., Hall, J., & Blöschl, G. (2020). Flood trends in Europe: are changes in small and big floods different? *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(4), 1805-1822.
- Birks, H. J. B. (2012). Analysis of stratigraphical data. *Tracking environmental change using lake sediments: Data handling and numerical techniques*, 355-378.
- Bjørkøyli, T., Dervo, L., Haaverstad, O., & Røsok, Ø. (2013). *Forvaltningsplan for Nordre Øyeren naturreservat og Sjørumsneset naturreservat. Rapport 2/2013*. (Fylkesmannen i Oslo og Akershus, Issue).
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G. T., & Bilbashi, A. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573(7772), 108-111.
- Bogen, J. (1988). A monitoring programme of sediment transport in Norwegian rivers. *IN: Sediment Budgets. IAHS Publication(174)*.
- Bogen, J. (2004). Erosion and sediment yield in the Atna river basin. *The Atna River: Studies in an Alpine—Boreal Watershed*, 35-47.
- Bogen, J., Berg, H., & Sandersen, F. (1993). Forurensning som følge av leirerosjon og betydningen av erosjonsforebyggende tiltak. *Sluttrapport. NVE-Publikasjon(21/93)*.
- Bogen, J., Berg, H., & Sandersen, F. (1994). The contribution of gully erosion to the sediment budget of the River Leira. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 224, 307-316.
- Bogen, J., Bønsnes, T., & Elster, M. (2002). Miljøfaglige undersøkelser i Øyeren 1994-2000—Erosjon, sedimentasjon og deltautvikling. *NVE Rapport*, 3, 2002.
- Bogen, J., Bønsnes, T., Moquet-Stenback, A., Xu, M., & Elster, M. (2016). Gudbrandsdalslågen. Sedimentkilder og sedimenttransport som bakgrunn for tiltak i forvaltningsplanen. *NVE-rapport*, 16, 89.
- Bogen, J., & Bønsnes, T. E. (1999). Miljøvirkninger av erosjon og sedimenttransport under flommer. *HYDRA-rapport nr. Mi05*.
- Borch, H., Bogen, J., Iversen, E., Lindholm, M., Tjomsland, T., & Pedersen, H. (2008). Tiltaksanalyse for Leiravassdraget 2008.
- Bowman, S. (1990). *Radiocarbon dating* (Vol. 1). Univ of California Press.
- Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. Elsevier.
- Brække, F. (1970). Myrgrøfting for skogproduksjon. innflytelse på vannhusholdning og flomfare. *Tidsskrift for Skogbruk*, 227-238.

- Bøe, A.-G., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Nesje, A. (2006). Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene*, *16*(3), 445-455.
- 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), 51-63.
- Cuven, S., Francus, P., & Lamoureux, S. F. (2010). Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, *44*, 803-817.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., & Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, *22*(2-4), 275-287.
- 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. (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), 3257-3261.
- Dankers, R., & Feyen, L. (2008). Climate change impact on flood hazard in Europe: An assessment based on high-resolution climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D19).
- 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*, 189-226.
- Dearing, J. A. (1994). *Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system*. Chi Pub.
- Desai, B., Maskrey, A., Peduzzi, P., De Bono, A., & Herold, C. (2015). Making development sustainable: the future of disaster risk management, global assessment report on disaster risk reduction.
- Eilertsen, R., Totland, O., & Hansen, L. (2005). Erosjon og utglidninger i Glomma fra Øyeren til nordre Hammaren-sonarundersøkelser.
- 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).
- Ekblom Johansson, F., 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 south-western Norway. *Frontiers in Earth Science*, *8*, 239.
- Elbert, J., Grosjean, M., von Gunten, L., Urrutia, R., Fischer, D., Wartenburger, R., Ariztegui, D., Fújak, M., & Hamann, Y. (2012). Quantitative high-resolution winter (JJA) precipitation reconstruction from varved sediments of Lago Plomo 47 S, Patagonian Andes, AD 1530–2002. *The Holocene*, *22*(4), 465-474.
- 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), 5595-5619.
- Eriksen, T. E., Lindholm, M., Kile, M. R., Solheim, A. L., & Friberg, N. (2015). Vurdering av kunnskapsgrunnlag for leirpåvirkede elver.
- Erikstad, L., Bogen, J., Lenes, G., Rognerud, B., Sandersen, F., Tuttle, K. J., & Øygarden, L. (2010). Endringer i vannbalansen, Oslo hovedflyplass Gardermoen-Betydning for verneverdiene i Romerike.

- 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: Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment*, 225-242.
- GLB. (2019). *Søknad om varig endring i flomreglement for Øyeren*. Glommens og Laagens Brukseierforening
- GLB. (2020). *Regulering av Glommavassdraget i 100 år*.
- Grimm, E. C., & Jacobson, G. L. (1992). Fossil-pollen evidence for abrupt climate changes during the past 18 000 years in eastern North America. *Climate Dynamics*, 6, 179-184.
- Grønlund, A., Njøs, A., & Kløve, B. (1999). Endringer i landbrukets arealbruk i Glommas nedbørfelt. *HYDRA-rapport N-02*.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E. J., Roald, L. A., Børshem, K. Y., Hisdal, H., Lawrence, D., Nesje, A., Sandven, S., & Sorteberg, A. (2009). Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J., Sandven, S., Sandø, A., & Sorteberg, A. (2015). Klima i Norge 2100 Kunnskapsgrunnlag for klimatilpassing oppdatert i 2015. *NCCS Report, NCCS, Oslo, Norway*, 203.
- Haraldsen, T. K. (2022). Flood Damage on Agricultural Land and Methods for Restoration of Agricultural Soils after Catastrophic Floods in Cold Areas.
- 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.
- Haveraaen, O. (1981). *Virkning av hogst på vannmengde og vannkvalitet fra en østnorsk barskog*. Norsk institutt for skogforskning.
- 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), 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].
- Hodgson, D. A., Bentley, M. J., Smith, J. A., Klepacki, J., Makinson, K., Smith, A. M., Saw, K., Scherer, R., Powell, R., & Tulaczyk, S. (2016). Technologies for retrieving sediment cores in Antarctic subglacial settings. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 374(2059), 20150056.
- Hov, Ø., Cubasch, U., Fischer, E., Höpfe, P., Iversen, T., Kvamstø, N. G., W Kundzewicz, Z., Rezacova, D., Rios, D., & Duarte Santos, F. (2013). Trends in extreme weather events in Europe: implications for national and European Union adaptation strategies.
- Humstad, T. (2020). *Grunnkurs i håndtering av skred og flom: Kompendium, Statens Vegvesen* (1893-1162).
- Kartverket. (2022a). *Kartverket, Høydedata*. Hentet 04.11.2022 fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn2/>
- Kartverket. (2022b). *Kartverket, Norge i Bilder*. Hentet 04.11.2022 fra <https://www.norgeibilder.no/>
- Kartverket. (2024a). *Kartverket, Høydedata*. Hentet 12.01.2024 fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn2/>
- Kartverket. (2024b). *Kartverket, GEONORGE*. Hentet 18.03.2024 fra <https://kartkatalog.geonorge.no/>

- Klakegg, O. M., Hofmeister, F., & Arnoldussen, A. (2007). Jordsmonnstatistikk 002 Glommavassdraget.
- Konstali, K., & Sorteberg, A. (2022). Why has precipitation increased in the last 120 years in Norway? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(15).
- Kvamme, D., & Teigen, R. (2005). Og regnet strømmet ned på jorden. *NORKLIMA*.
- Kvisvik, B. C., Paasche, Ø., & Dahl, S. O. (2015). Holocene cirque glacier activity in Rondane, southern Norway. *Geomorphology*, 246, 433-444.
- Lanci, L., & Lowrie, W. (1997). Magnetostratigraphic evidence that 'tiny wiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(3-4), 581-592.
- Lawrence, D. (2016). Klimaendring og framtidige flommer i Norge.
- Leemann, A., & Niessen, F. (1994). Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene*, 4(3), 259-268.
- Lindstrøm, E., Bongard, T., Brettum, P., Bønsnes, T., Fjellheim, A., Halvorsen, G., Hesthagen, T., Johansen, S., Kvambekk, Å., & Raddum, G. (1997). FORSKREF-Forskning og referansevasdrag. *Årsrapporter Atna og Vikedal*, 1999(7).
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4).
- Mathisen, L. (1994). *Bakkeplanering i historisk sammenheng, Kulturlandskap i leirjordsområder* (Rapport 3).
- Matty, J. M., Anderson, J. B., & Dunbar, R. B. (1987). Suspended sediment transport, sedimentation, and resuspension in Lake Houston, Texas: Implications for water quality. *Environmental Geology and Water Sciences*, 10, 175-186.
- McCoy, F. W., & Von Herzen, R. P. (1971). Deep-sea corehead camera photography and piston coring. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*,
- Neby, S., Angell, E., Engen, O. A., & Morsut, C. (2023). Klimatilpasning i Norge: Mellom risiko, beredskap og normalsituasjon. *Norsk statsvitenskapelig tidsskrift*(4), 159-176.
- Nesje, A. (1992). A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and alpine research*, 24(3), 257-259.
- Nesje, A., Dahl, S. O., & Løvlie, R. (1995). Late Holocene glaciers and avalanche activity in the Ålfotbreen area, western Norway: evidence from a lacustrine sedimentary record. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75(2-3), 120-126.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Matthews, J. A., & Berrisford, M. S. (2001). A ~ 4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25, 329-342.
- Nesje, A., 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, 80-93.
- NGU. (2022). *NGU Løsmassekart*. Hentet 04.11.2022 fra https://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/
- NGU. (2024a). *NGU Berggrunnskart*. Hentet 12.01.2024 fra https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/
- NGU. (2024b). *NGU Løsmassekart*. Hentet 14.01.2024 fra https://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/

- Nielsen, P. R., Dahl, S. O., Jansen, H. L., & Støren, E. N. (2016). Holocene aeolian sedimentation and episodic mass-wasting events recorded in lacustrine sediments on Langøya in Vesterålen, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 148, 146-162.
- Nordrum, R., Jensen, O. A., Lindgaard, A., & Nilsen, J. E. (2020). Skog som vern mot naturfarer: kunnskapssammenstilling og tilpasning til Natur i Norge (NiN).
- Norsk Naturskadepool. (2023). *Rundt 10 000 innmeldte skader etter ekstremværet "Hans"*. Norsk Naturskadepool. Hentet 15.01.2024 fra <https://www.naturskade.no/nyheter/2023/rundt-10-000-innmeldte-skader-etter-ekstremvaret-hans>
- NVE. (2024a). *NVE Atlas*. Hentet 04.02.2024 fra <https://atlas.nve.no/Html5Viewer/index.html?viewer=nveatlas#>
- NVE. (2024b). *NVE Sildre, Solbergfoss*. Hentet 14.02.2024 fra <https://sildre.nve.no/station/2.605.0>
- NVE. (2024c). *NVE Sildre, Kråkfoss*. Hentet 21.02.2024 fra <https://sildre.nve.no/station/2.279.0>
- NVE. (2024d). *NVE Sildre, Mørkfoss*. Hentet 23.03.2024 fra <https://sildre.nve.no/station/2.125.0>
- NVE. (2024e). *NVE Sildre, Fossen (Nitelva)*. Hentet 25.02.2024 fra <https://sildre.nve.no/station/2.461.0>
- NVE. (2024f). *NVE NEVINA*. Hentet 28.02.2024 fra <https://nevina.nve.no/>
- NVE. (2024g). *NVE Solbergfoss kraftverk*. Hentet 10.04.2024 fra <https://www.nve.no/om-nve/nves-listefoerte-kulturminner/kraftverk/solbergfoss/>
- Parsons, A. J., Cooper, J., & Wainwright, J. (2015). What is suspended sediment? *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(10), 1417-1420.
- Pettersson, L.-E. (2002). Flomberegning for Nedre Glomma. *NVE Rapport*.
- Pettersson, L.-E. (2005). Flomberegning for Leira. *NVE Rapport*.
- Paasche, Ø., Løvlie, R., Dahl, S. O., Bakke, J., & Nesje, A. (2004). Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4), 319-333.
- Ramberg, I. B. (2008). The making of a land: geology of Norway.
- Roald, L. A. (2013). *Flom i Norge*. Tom & Tom.
- Rørslett, B. (2002). Miljøfaglige undersøkelser i Øyeren 1994-2000 Fagrapport: Vannbotanikk.
- 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), 616-634.
- Shyika, S. (2017). *Long-term development in Lake Øyeren studied by paleolimnological method* Norwegian University of Life Sciences, Ås].
- Skarboevik, E., Berg, G., & Faugli, P. E. (1997). The Watercourse Management Programme; Sluttrapport. Vassdragsdriftprogrammet.
- Skattum, S. (2023). *Årlig flomvariabilitet i Øyeren de siste 250 år basert på sedimentkjerner* The University of Bergen].
- Sloreid, S.-E., & Halvorsen, G. (2002). Miljøfaglige undersøkelser i Øyeren 1994-2000, plankton og bunndyr. *NINA fagrapport*, 53.
- Snowball, I. (1993). Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lappland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction. *Terra Nova*, 5(3), 258-270.

- Solheim, A., Berge, D., Tjomsland, T., Kroglund, F., Tryland, I., Schartau, A., Hesthagen, T., Borch, H., Skarbøvik, E., & Eggestad, H. (2008). Forslag til miljømål og klassegrenser for fysisk-kjemisk parametre i innsjøer og elver, inkludert leirvassdrag og kriterier for egnethet for brukerintresser. Supplement til veileder i økologisk klassifisering.
- Soot, A. (2007). Flomberegning for Nitelva. *NVE Rapport*.
- Stokker, R. (2014). *Tillatelse til manøvrering etter justert flomreglement for Øyeren i en prøveperiode på 5 år*.
- 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(23-24), 3021-3033.
- 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), 4236-4253.
- Søbye, Ø., Solberg, S., Bjørklid, F., & Aasnes, H. (2012). *Øyeren og elvene: Vorma, Glomma, Leira, Nitelva og Losbyvassdraget*. kulTurforlaget.
- Thompson, R. (2012). *Environmental magnetism*. Springer Science & Business Media.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'sullivan, P., & Oldfield, F. (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5), 687-698.
- Thompson, R., & Oldfield, F. (1986). Mineral magnetic studies of lake sediments. *Environmental Magnetism*, 101-123.
- Thrane, J.-E., Skjelbred, B., & Økelsrud, A. (2023). Effekter av ekstremværet «Hans» på vannkvaliteten i Mjøsa.
- Thyssen, R. (1976). *Materialbudsjettet i Svillet, Nordre Øyeren*
- 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), 566-577.
- Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the geological society of America*, 25(1), 655-744.
- 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), 597-614.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F., & Birks, H. (2012). A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77(1), 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), 391-402.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), 377-392.
- Wright, L., Yang, Z.-S., Bornhold, B., Keller, G., Prior, D., & Wiseman, W. (1986). Hyperpycnal plumes and plume fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Geo-Marine Letters*, 6, 97-105.
- Zavala, C., & Arcuri, M. (2016). Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337, 36-54.
- 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), 523-537.

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