

**En kvalitativ studie av flomsignal i Opo-vassdraget,
Vestland fylke**

*Masteroppgave i geovitenskap
Integrert lektorprogram i geofag og kjemi*

Edvard Henry Halland Bering



Universitetet i Bergen
Institutt for Geovitenskap

August 2021

Sammendrag

En viktig kilde til informasjon om flomhendelser utover de historiske nedskrivningene er innsjøsedimenter, som fungerer som et arkiv over flommer i nedbørsfeltet. I Opo-vassdraget drenerer mesteparten av vannet til Sandvinvatnet, før det renner ut i Sørfjorden. Dette fører til at Sandvinvatnet mottar flomvannmasser, og sedimenter som transporteres i flomvannet, fra hele nedbørsfeltet. Ved å undersøke sedimentkjerner hentet inn langs et nord-sør-transekt i vannet kan man undersøke hva som karakteriserer flomsedimentene i vassdraget, og om det er romlige og temporale variasjoner i flomsedimentene.

Basert på visuelle analyser, samt MS-, XRF-, og CT-analyser av sedimentkjernene identifiserer denne studien to ulike typer flomsedimenter i kjernene fra Sandvinvatnet. Type 1 karakteriseres av høyt organisk innhold og lav relativ tetthet i forhold til bakgrunnsedimentasjonen, mens Type 2 karakteriseres av høyere tetthet, høyere tellerater for grunnstoffene Fe, Ti, Sr, Rb og Mn, og lavere organisk innhold. De romlige variasjonene mellom de to typene flomsedimenter indikerer at Type 1 er et resultat av flommer i sør og sør-øst i vassdraget, mens Type 2 indikerer flommer i nordvest. De to typene flomsedimenter kan ikke kobles til spesifikke flomgenererende prosesser. Sannsynligvis indikerer de to typene flomsedimenter kun ulike sedimentkilder.

Forord

Denne masteroppgaven representerer slutten av mine studier ved Universitetet i Bergen. Det er mange venner, foreleser og seminarledere som har bidratt til at disse årene har vært spennende, lærerike og opplevelsesrike.

Jeg vil takke Jostein Bakke (institutt for geovitenskap), Eivind Wilhelm Nagel Støren (institutt for geovitenskap), Pål Ringkjøb Nielsen (institutt for geografi) og Kikki Flesche Kleiven (institutt for geovitenskap og Bjerknessenteret for klimaforskning) som har vært veilederne mine på dette masterprosjektet. Dere har alle bidratt med viktige innspill og kommentarer til arbeidet mitt. Jeg vil spesielt takke Kikki for alt hun har hjulpet meg med i løpet av lektorutdanningen min, både med å vise meg muligheter og hjelpe meg med å utforme lektorutdanningen min på en måte som passet for meg.

Takk til mamma og pappa som har bidratt med råd og gjennomlesing av denne oppgaven, og tusen takk til Karolin for all støtten og hjelpen du har gitt meg.

Oslo, august 2020

Edvard Henry Halland Bering

Innholdsfortegnelse

1	<i>Innledning</i>	1
1.1	Masterprosjektets rolle i lektorutdanningen ved institutt for geovitenskap	1
1.2	Problemstilling	1
1.3	Tilnærming.....	2
2	<i>Områdebeskrivelse</i>	4
2.1	Sandvinvatnet.....	4
2.2	Opo-vassdraget.....	4
2.3	Klima.....	7
2.4	Historiske flomhendelser	8
3	<i>Teoretisk bakgrunn</i>	10
3.1	Flom	10
3.2	Hvordan oppstår en flom?	10
3.3	Innsjøer som paleoflomarkiv.....	11
3.4	Flomsedimenter	12
4	<i>Material og metoder</i>	14
4.1	Feltbaserte metoder.....	14
4.1.1	Kjerneprøvetaking.....	14
4.1.2	Batymetri	14
4.2	Laboratoriemetoder	14
4.2.1	Magnetic susceptibility (MS).....	15
4.2.2	Røntgenfluorescens (XRF).....	16
4.2.3	Computertomografi (CT)	18
5	<i>Resultater</i>	20
5.1	Feltarbeid	20
5.2	Laboratoriearbeid	21
5.2.1	SAD-116	22
5.2.2	SAD-216	24
5.2.3	SAD-316	28
5.2.4	SAD-416	29
5.2.5	SAD-516	32
5.2.6	SAD-616	37
5.3	Korrelering.....	40
6	<i>Diskusjon</i>	42
6.1	Innledning	42
6.2	Validering av sedimentarkiv	42
6.3	Flomsignal i Sandvinvatnet	43
6.3.1	Type 1 – Organisk flomsignal.....	43
6.3.2	Type 2 – Minerogent flomsignal.....	44
6.4	Er det variasjoner i utbredelsen av flomsignalene?	45

6.4.1	Romlige variasjoner	45
6.4.2	Temporale variasjoner.....	47
6.5	Flomsignal og flomgenererende prosesser.....	47
6.6	Flom i Opo-vassdraget i fremtidens klima	49
6.7	Metodologiske implikasjoner av studien	50
7	<i>Avslutning</i>	52
	<i>Litteraturliste</i>	54
	Elektroniske referanser	57

1 Innledning

1.1 Masterprosjektets rolle i lektorutdanningen ved institutt for geovitenskap

Dette masterprosjektet er siste del av den integrerte lektorutdanningen i geofag ved Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen. I læreplanene til videregående skole finner man emner knyttet til klimaperspektivet i så og si alle de studiespesialiserende fagene, spesielt innenfor realfagene. Den store plassen klimaperspektivet har fått i den norske skolen er knyttet til hvor viktig kunnskap, forståelse og engasjement for temaet er for samfunnet vi lever i, og som barn og ungdommer utdannes til å bidra til (NOU, 2015). At temaet er både geofaglig relevant, samfunnsrelevant, og relevant for min fremtidige lærergjerning har vært viktige element som har påvirket meg i utformingen av dette prosjektet.

Innenfor VGS-ennene geofag, geografi og naturfag er feltarbeid en viktig plattform for undervisning og læring (Remmen & Frøyland, 2013). Å ha erfaring fra min egen utdanning med å utforme reelle problemstillinger knyttet til feltarbeid, gjennom et prosjekt som dette, har gitt meg innsikt i hvordan jeg kan lage undervisningsopplegg med lignende framgangsmåter. Å arbeide med datamaterialet fra laboratorieanalysene har også gitt meg en anledning til å oppleve mulighetene for kunnskapsutvikling som ligger i et stort datamateriale. Erfaringene med dette har gitt meg innsikt som jeg kan benytte i undervisningsopplegg sentrert rundt elevutformete undersøkelser av autentiske geofaglige data som grunnlag for kunnskap og forståelse for geofaglige tema.

1.2 Problemstilling

I 2020 opplevde Norge det varmeste og nest våtteste året på 120 år. Det var flere flomvarsler i 2020 enn noe annet år de siste 20 årene. Været var generelt mildt og nedbørspreget, som kombinert med sen og langvarig snøsmelting utover våren førte til høy frekvens av flom- og jordskredvarsler flere steder i Norge (Varsom, 2021). Ifølge klimamodelleringer for 2100 er det sannsynlig at det blir større nedbørsmengder, flere dager med kraftig nedbør, og høyere avrenning på Vestlandet (Hanssen-Bauer et al., 2015). Dette kan øke frekvensen og omfanget av flomhendelser i regionen (Hanssen-Bauer et al., 2015; Lawrence, 2016).

For å få kunnskap om hvordan flomfrekvens i spesifikke vassdrag responderer på varierende klima har studier av tidligere flommer blitt undersøkt ved hjelp av innsjøsedimenter i

nedslagsfeltet blitt en mye brukt tilnærming de siste årene (Gilli et al., 2012; Schillereff et al., 2014; St. George et al., 2020; Wilhelm et al., 2018). Ved å undersøke flomsedimentenes egenskaper kan man også få kunnskap om hvordan flommer påvirker et vassdrag og hvilke deler av vassdraget som er mest utsatt for flommer (Gilli et al., 2012; Wilhelm et al., 2018).

Målet med dette masterprosjektet er å utvikle kunnskap om hvordan flommer påvirker Opo-vassdraget, hvor Sandvinvatnet er den største innsjøen. Problemstillingene oppgaven vil forsøke å besvare er:

1. Hvilke fysiske og geokjemiske egenskaper karakteriserer flomsedimentene i Sandvinvatnet?
2. Hvilke romlige og temporale forskjeller er det i flomsedimentene avsatt i Sandvinvatnet?
3. Er det mulig å skille mellom ulike flomtyper i Opo-vassdraget, basert på egenskapene til flomsedimentene i Sandvinvatnet?

1.3 Tilnærming

En viktig kilde til informasjon om flomhendelser utover de historiske nedskrivningene er innsjøsedimenter, som fungerer som et arkiv over flommer i nedbørsfeltet (Wilhelm, Sabatier og Arnaud, 2014). Det er en rekke tilnærminger som kan gi informasjon om flomhendelser i et nedbørsfelt fra innsjøsedimenter (f.eks. Wilhelm, Sabatier og Arnaud, 2014; Gilli et al., 2013; Støren et al., 2010; Ekblom Johansson et al., 2020). I denne prosjektet benyttes seks sedimentkjerner fra Sandvinvatnet som er samlet inn langs et nord-sør-transekt i vannet. Kjernene ble samlet inn i 2016 som en del av et laboratorie- og felt-kurs ved institutt for geovitenskap, GEOV226.

Innsjøsedimenter fra flomhendelser vil være påvirket av lokale forhold og den flomgenererende prosessen. Årsaken til flomhendelser kan variere; i Norge er det i hovedsak bresmelte og mye nedbør som fører til flom (Roald, 2013; Hanssen-Bauer et al. 2015; Lawrence 2016). Lokale forhold som kan påvirke de flomrelaterte sedimentene er topografi, løsmassedekke, graden av vegetasjon og hvilke andre prosesser som påvirker sedimentene i vassdraget. For å kunne besvare problemstillingene blir det da viktig å ha kunnskap om disse egenskapene til vassdraget. I dette masterprosjektet har det ikke vært mulighet for feltundersøkelser av vassdraget. Områdebeskrivelsene som presenteres lener seg på tidligere

arbeid i vassdraget (f.eks. (Ekblom Johansson et al., 2020; Roald, 2013; Røthe et al., 2019) og geografiske data fra Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) og Norges geologiske undersøkelse (NGU).

Det innsamlede sedimentmaterialet er undersøkt på EARTHLAB ved institutt for geovitenskap. Her har det blitt gjennomført visuell undersøkelse av kjernene, analyser av magnetisk susceptibilitet, røntgentfluorescens-analyser (XRF), og computertomografi (CT). Datamaterialet fra disse analysene blir sammenstilt og presentert i kapittel 5.

2 Områdebeskrivelse

2.1 Sandvinvatnet

Sandvinvatnet er en innsjø i Ullensvang kommune, i Vestland fylke. Innsjøen er 5 km lang langs nord-sør-aksen og 1.5 km bredt på det bredeste. Det dypeste området av innsjøen er i den nordlige delen og er målt til 130 meter. Vannet ligger 88 moh. Elven Opo som renner gjennom Odda og ut i Sjørfjorden er det eneste dreneringspunktet fra Sandvinvatnet, med dreneringspunktet i den nordlige delen av innsjøen.

2.2 Opo-vassdraget

Figur 2.1 viser kartlagt utstrekning av Opo-vassdraget. Alt vannet i vassdraget dreneres gjennom Sandvinvatnet, videre gjennom elven Opo, og ut i Sjørfjorden. Nedslagsfeltet er 470 km² og er 1651 moh. på det høyeste (Roald, 2013).



Figur 2.1: Nedbørsfeltet til Opo ved utløpet av Sandvinvatnet (Magnell & Sandsbråten, 2017). Storelvi drenerer området øst og sør for Sandvin.

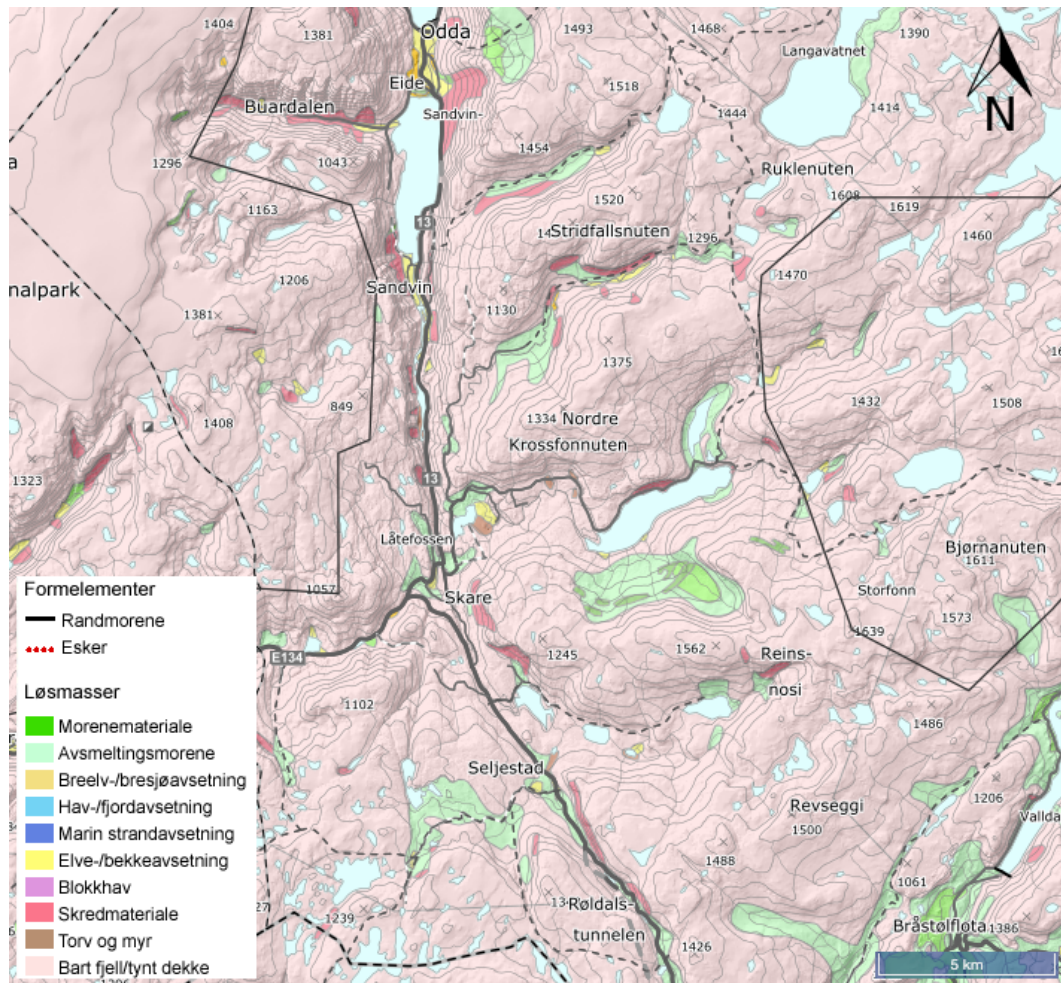
Det meste av vannet som dreneres inn i Sandvinvatnet kommer med Storelvi, som renner gjennom Oddadalen, som ligger sør for Sandvinvatnet (Ekblom Johansson et al., 2020). Fra vest er det i hovedsak to elver som drenerer ut i Sandvinvatnet; dette er Jordalselvi, som

renner gjennom Buerdalen, og Stronds fossen, som drenerer fra Fossasetevatnet. Fra øst utgjør Stølselvi en sentral drenering. Den eneste av elvene som har en isbre tilstede i nedslagsfeltet er Jordalselvi; isbreen Sørfonna dekker omtrent 50% av nedbørsfeltet til denne elven (Ekblom Johansson et al., 2020). Flommer fra denne elven har blitt studert av Johansson et al. (2020), hvor det argumenteres at regnflommer har vært hovedårsaken til flommer i Sandvinvatnet, og at klimatiske variasjoner som påvirker nedbør forklarer variasjoner i flomfrekvensen i Sandvinvatnet gjennom Holocen.

Løsmassekartet fra NGU i Figur 2.2 (NGU, u.å.-a) viser at vassdraget er dominert av bart fjell, og bare stedvis dekket av løsmasser. I Buerdalen, hvor Jordalselvi renner, viser løsmassekartet en blanding av skredmateriale og elveavsetninger. Johansson et al. (2020) beskrives også brerelaterte silt- og leire-avsetninger i Sandvinvatnet som synes å stamme fra Buerdalen.

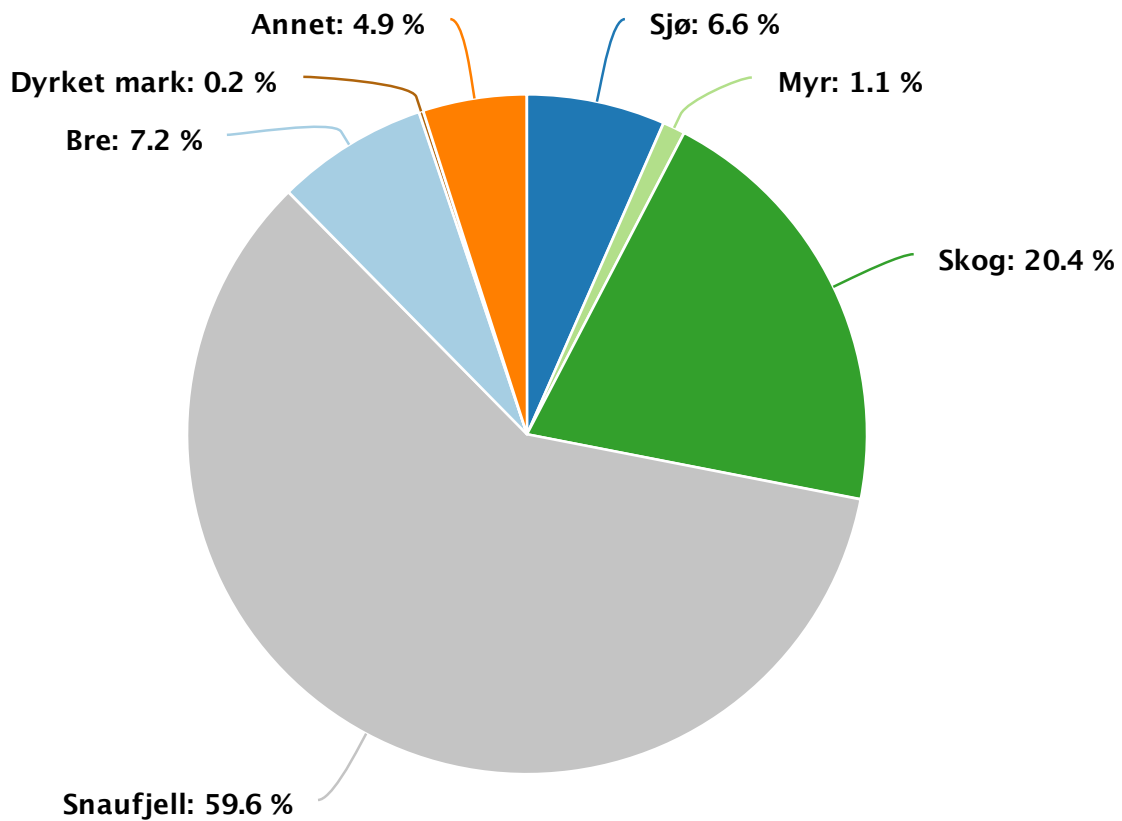
Ved Sandvin, på den sørlige bredden av Sandvinvatnet, er det også kartlagt skredmateriale og elveavsetninger (NGU, u.å.-a). Skredmateriale preger dalsidene i Oddadalen mellom Sandvin og Låtefossen, og ved Skare finnes bunnmorene og avsmeltingsmorene. Langs elveløpet til Storelvi gjennom Oddadalen er det mye dyrket mark, spesielt ved de siste kilometerne før elven renner ut i Sandvinvatnet.

Sjausetedalen, nord for Stridfallsnuten, hvor Stølselvi renner i retning NØ-SV, Figur 2.2, er også preget av avsmeltingsmorene, i tillegg til skredmateriale og elveavsetninger.



Figur 2.2: Løsmassekart over Opo-vassdraget (NGU – Løsmassekart). Nedslagsfeltet domineres av bart fjell og tynt løsmassedekke. I Oddadalen sør for Sandvinvatnet er det er det mye dyrket mark på elveavsetninger, spesielt ved Sandvin, og noen områder med skredmateriale. Løsmassene i dalene ned fra Hardangervidda i øst er i hovedsak preget av morene- og avsetningsmorenemateriale. I Buardalen i nordvest er det en blanding av skredmateriale, breelv-avsetninger og elveavsetninger (NGU, u.å.-a).

Data fra NVE (2021) viser at arealfordelingen i Opo-vassdraget, vist i Figur 2.3, er i hovedsak preget av bart fjell (59,6%) og skog (20,4%).



Figur 2.3: Arealfordeling i Opo-vassdraget (NVE Sildre, 2021). Skog preger dalsidene i vassdraget, mens over omtrent 650 moh. er det bart fjell som dominerer hele vassdraget.

2.3 Klima

Den årlige gjennomsnittstemperaturen ved målestasjonen ved Sandvinvatnet (målestasjon nr. 48.1.0) er 6,3°C (NVE Sildre, 2021). I Odda, 67 moh., er normal årsnedbør omtrent 1500 mm, og årsnedbøren øker med høyde over havet. På toppen av Folgefonna er årsnedbøren beregnet til å være over 3000 mm (Norges geotekniske institutt, 2013). Den største mengden nedbør faller på høsten og tidlig vinter (NVE, u.å.). Den mest høytliggende delen av Opo-vassdraget, som utgjør vestlige Hardangervidda, er i hovedsak preget av vårflommer, forårsaket av smeltevann (Roald, 2013).

Nedbøren i dette vassdraget skyldes i hovedsak fuktig luft som transporteres fra Karibia langs Vestavindsbeltet (Ekblom Johansson et al., 2020; Norges geotekniske institutt, 2013).

Tilfeller med størst nedbørintensitet oppstår i forbindelse med kraftige lavtrykk fra sørvest som beveger seg nordover i Oddadalen og videre inn i Sørfjorden (Norges geotekniske institutt, 2013). Data fra Norges geotekniske institutt viser at tilfeller med størst

nedbørintensitet oppstår i forbindelse med kraftige lavtrykk fra sørvest som beveger seg nordover i Oddadalen (Norges geotekniske institutt, 2013).

Johansson et al. (2020) konkludere fra sine undersøkelser at selv om området har opplevd perioder med kaldere og våtere klima i løpet av Holocen, har regnflommer forårsaket av atmosfæriske lavtrykk og *atmosfæriske elver* forblitt hovedkilden til flomhendelser gjennom hele Holocen. Atmosfæriske elver refererer til smale korridorer med høyt vanninnhold i den nedre delen av troposfæren, som transporteres store mengder fuktighet fra tropiske og subtropiske områder (Newell et al., 1992; Zhu & Newell, 1994). En kvantitativ studie av nedbørshendelser på Vestlandet i perioden 1900-2011 identifiserer atmosfæriske elver som årsaken til 55 av 58 ekstreme nedbørshendelser (Azad & Sorteberg, 2017). Atmosfæriske elver treffer kystlinjen oftere på høst- og vinterhalvåret; i perioden 1900-2009 forekom 60% av ekstreme nedbørshendelser forårsaket av atmosfæriske elver i november, desember og januar, mens ingen forekom i april, mai, juni eller juli (Azad og Sorteberg, 2017). Koblingen mellom atmosfæriske elver og høst- og vinterflommer er tidligere vist (Hanssen-Bauer, 2015; Whan et al., 2020).

Klimamodeller antyder at fremtidens vintre blir varmere, og at det forventes en større økning i regn enn snø (Hanssen-Bauer, 2015; Lawrence, 2016; Lawrence & Hisdal, 2011). Det er forventet en økning i nedbør på 20-40% i regionen mot slutten av århundret (Lawrence, 2016). Hvor mye av denne nedbøren som kommer som snø og hvor mye den faktiske reduksjonen i snø kan bli, vil være usikkert, men en økning i den gjennomsnittlige vannføringen må forventes (Hanssen-Bauer, 2015; Lawrence, 2016). Med økende temperatur vil det være sannsynlig med en høyere snøgrense. Dette, kombinert med høyere tregrense og et økt vegetasjonsdekke, kan bidra til å dempe potensielle flommer (Engeland et al., 2018).

2.4 Historiske flomhendelser

Oktober er den måneden hvor det forekommer flest flommer i dette nedbørsfeltet. 19% av alle flommer i nedbørsfeltet er registrert i denne måneden (Engeland et al., 2018). Flommen som forekom 27.-29. oktober 2014 er den største registrerte flommen siden vannføringsregistrering startet i Sandvinvatnet i 1909 (Flomhendelser, 2021). Denne flommen skyldtes en atmosfærisk elv som transporterte varm og fuktig luft fra Karibia. Dette

fenomenet er hovedårsaken for de største flomhendelsene i regionen på høsten (Azad & Sorteberg, 2017; Whan et al., 2020).

Andre store målte flommer i vassdraget forekom i 1917, 1918, 1932, 1938, 1940, 1983, 1995 og 2005. Alle de overnevnte, samt 2014-flommen, forekom mellom september og desember, utenom 1995-flommen som forekom i juni (Roald, 2013).

3 Teoretisk bakgrunn

I dette kapittelet vil etablert kunnskap fra relevant litteratur som kan benyttes til å belyse resultatene og problemstillingene bli presentert.

3.1 Flom

En flom blir definert som en hendelse hvor vannstanden i elver og innsjøer er så høy at vannet går over breddene, slik at områder som vanligvis er tørre blir oversvømt (Roald, 2013). Størrelsen på en flom kan beskrives både ved vannstanden og vannføringen under hendelsen. Vannstander er definert som det høyeste punktet vannet kan nå, og blir målt ved faste punkter langs elven eller vannet. Vannføring er vannvolumet som transporteres i elven, og oppgis i enheten m^3/s (Roald, 2013).

For å kunne beskrive sannsynligheten for at en flom av en viss størrelse vil forekomme i et vassdrag må en først ha en god oversikt over hvor hyppig slike flommer har forekommet i det gitte vassdraget, denne hyppigheten kalles gjentaksintervallet. Gjentaksintervallet benyttes innenfor arealplanlegging for å sikre at bygg ikke eksponeres for stor flomrisiko (TEK17, 2017). Flommer kan også defineres kvantitativt i forhold til størrelse og statistisk gjentaksintervall. En middelflom defineres som gjennomsnittet av høyeste vannføring hvert år over en definert periode. Eksempelvis vil sannsynligheten for at en 100-års flom forekommer ha en sannsynlighet på 1% hvert år, og det er 0.5% sannsynlighet for at en 200-års flom forekommer (Varsom, u.å.).

3.2 Hvordan oppstår en flom?

Vannmassene i norske vassdrag preges av balansen mellom nedbør og snøsmelting på den ene siden, og vannmassene som elva kan transportere på den andre siden (Roald, 2013). En flom oppstår når vannmassene overstiger elveløpets evne til å transportere vannmassene. Hvor mye vann en elv transporterer er avhengig av nedbørsfeltets størrelse og nedbørsmengde i område, og er derfor individuelt for hver elv (Nesje et al., 2001).

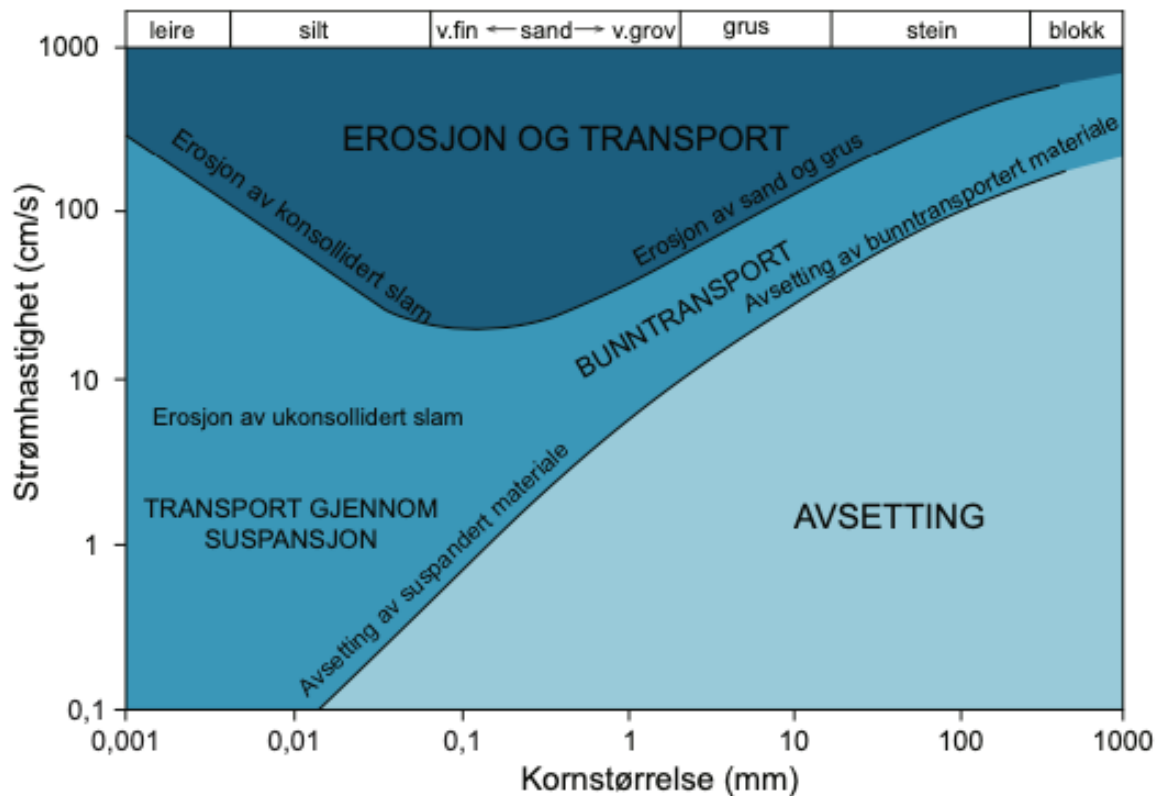
Hva som forårsaker en flom varierer basert på vassdragets egenskaper; spesielt knyttet til elveløpets geometri og evnen løsmassene har til å absorbere nedbør (Roald, 2013). På Vestlandet forekommer de fleste flommer på høsten, og er tilknyttet perioder med store nedbørsmengder (Hanssen-Bauer, 2015; Lawrence, 2016; Lawrence & Hisdal, 2011; Roald,

2013). Atmosfæriske elver fører, som nevnt i kapittel 2.3, varm, fuktig luft fra Karibia nordøst over Atlanterhavet. Dette fører til kraftig nedbør i kystnære områder (Azad & Sorteberg, 2017; Lawrence, 2016; Whan et al., 2020). Ved kraftige nedbørsepisoder kan elveløpets transportevne overstiges, og en flomhendelse oppstår.

3.3 Innsjøer som paleoflomarkiv

I perioder med mye nedbør i et vassdrag vil det normalt danes nye mindre bekker. Disse bekkene vil bidra til å øke erosjonen av løsmasser i områder som til vanlig ligger utenfor nedbørsfeltets elveløp. Dette vil føre til at store mengder sedimenter mobiliseres og transporteres gjennom nedbørsfeltet (Gilli et al., 2012). Innsjøer nedstrøms vil i slike perioder motta en økt mengde sedimenter. Dette er sedimenter som vil ha andre karakteristikk – som andre kornstørrelser eller annen geokjemisk sammensetning, samt ulikt innhold av organisk materialet – enn det som er den normale sedimenttilførselen i elveløpet. Dette vil være konsekvensen at det er høyere energi i elven, som igjen resulterer i en økt erosjons- og transportevne (Gilli et al., 2012; Nesje et al., 2001; Wilhelm et al., 2015). De avsatte flomlagene vil kunne identifiseres ved visuelle, fysiske og/eller geokjemiske egenskaper som avviker fra den normale bakgrunns sedimentasjonen (Gilli et al., 2012; Wilhelm et al., 2015).

Et Hjulstrømsdiagram, vist i Figur 3.1, viser hvordan vannmassers evne til å transportere forskjellige kornstørrelser er avhengig av vannets strømningshastighet. Når partikler suspendert i en elv når innsjøen, bremses strømningshastigheten, og partiklene avsettes på bunnen av innsjøen. Dette resulterer i at innsjøbunnen fungerer som et lager for sedimenter, hvor ulike hendelser som påvirker sedimentene i nedslagsfeltet registreres i form av sedimenter med ulike egenskaper (Ekblom Johansson et al., 2020; Gilli et al., 2012; Nesje et al., 2001; Schillereff et al., 2014; Wilhelm et al., 2018; Wilhelm et al., 2015).



Figur 3.1: Hjulströmdiagrammet, som illustrerer forholdet mellom kornstørrelse og strømningshastighet (Hjulstrom 1935; Sundborg 1956: Modifisert av (Forsmo, 2020)).

Når flommer skal rekonstrueres fra innsjøsedimenter vil oppløsningen av de enkelte lagene som er synlige i kjernene være avhengig av sedimentasjonsraten, og disse vil naturlig nok variere fra innsjø til innsjø. Sedimentasjonsraten, og dermed oppløsningen, kan forventes å variere over tid, som resultat av forskjellige faktorer, deriblant variasjoner i klima (f.eks. Ekblom Johansson et al., 2020). Ved en flom vil innsjøsedimenter generelt gi mye høyoppløselig informasjon som et resultat av den kontinuerlige tilførselen av sedimenter fra elver oppstrøms innsjøen (Gilli et al., 2012; Nesje et al., 2001).

I Europa og Nord-Amerika har det vært en rekke studier de siste 20 årene hvor innsjøsedimenter benyttes til flomrekonstruksjon. Resultatene indikerer et stort potensial med en slik tilnærming (Gilli et al., 2012; St. George et al., 2020).

3.4 Flomsedimenter

I studiene beskrevet av Gilli et al. (2012) settes det som et viktig kriterie for å kunne bruke innsjøsedimenter til å rekonstruere flomfrekvens at det må være en klar kontrast mellom

flomavsetninger og normal bakgrunnssedimentasjon i innsjøen. Denne kontrasten kan være av visuell, fysisk eller geokjemisk karakter.

Aktive erosjons- og transportprosesser i et nedbørsfelt, og transport- og avsetningsprosesser i en innsjø, er komplekse fenomen som blir påvirket av variasjonen i topografi, berggrunn, tilgjengelige løsmasser, og klima. Disse prosessene kan endre seg over tid, og varierer mellom ulike vassdrag (Gilli et al., 2012; Wilhelm et al., 2018; Wilhelm et al., 2015). Som konsekvens er det viktig å få en god forståelse av de aktive og tidligere aktive prosessene i det aktuelle nedbørsfeltet i studier av flomsedimenter. For eksempel kan flomlag forveksles med sedimentpakker avsatt av massebevegelser (Gilli et al., 2012; Støren et al., 2008). Slike avsetninger vil variere fra flomlag i struktur og sammensetning, ved at de viser liten grad av kornstørrelsessortering.

Hvordan flomvannet blir distribuert når det renner ut i en innsjø er avhengig av tetthetsdifferansen mellom flomvannet og innsjøen. Vann fra elver har som regel lavere tetthet enn vann i en innsjø, og vil dermed flyte oppå, eller nær toppen av innsjøen. Dette resulterer i en jevn spredning av suspenderte sedimentpartikler avhengig av vannmassens kompetanse (Gilli et al., 2012). Under ekstreme flomhendelser vil tettheten til flomvannet være høyere enn vannet i innsjøen på grunn av store mengder suspenderte partikler i vannmassen. Når dette vannet renner ut i en innsjø vil det bevege seg som en turbidittstrøm mot det laveste punktet i innsjøen. Dette betyr at ved ekstreme flomhendelser kan sedimenter transporteres langt ut i en innsjø, til det dypeste punktet (Gilli et al., 2012; Wilhelm et al., 2015).

Ved å benytte en kombinasjon av ulike metoder for å beskrive fysiske og geokjemiske egenskaper ved sedimentene kan man identifisere flomlag som ikke er mulig å identifisere visuelt: Kornstørrelse, «total organic content» (TOC), og magnetisk susceptibilitet er vanlige metoder som gir gode indikasjoner på flomlag (Gilli et al., 2012; Jones et al., 2010; Støren et al., 2010; Thorndycraft et al., 1998; Wilhelm et al., 2015). I tillegg kan andre metoder som beregner variasjoner i den geokjemiske sammensetningen til sedimentene (f.eks (Jones et al., 2012), og tettheten til sedimentene (Gilli et al., 2012) gi mer informasjon om flomlagene.

4 Material og metoder

I dette kapittelet vil de ulike metodene som er benyttet for å skaffe informasjon om sedimentkjernene bli beskrevet.

4.1 Feltbaserte metoder

Innsamlingen av data som er benyttet i dette prosjektet ble gjennomført av Institutt for geovitenskap ved Universitet i Bergen, under et av emnene ved instituttet (GEOV226-2016).

I dette prosjektet benyttes data hentet inn ved batymetriske undersøkelser og kjerneprøvetaking under det nevnte emnet.

4.1.1 Kjerneprøvetaking

De seks kjernene som undersøkes i dette prosjektet er tatt med en *UWiTEC gravity corer*, som ivaretar vann-sediment-overgangen (UWiTEC, 2020).

4.1.2 Batymetri

Innsjøens batymetri ble kartlagt med en Lowrance Elite 5 echo sounder og EdgeTech 3100 chirp med en SB-424 (4-24 kHz).

4.2 Laboratoriemetoder

Noen av laboratorieanalysene, blant annet måling av magnetisk susceptibilitet og røntgenfluorescens, ble gjort i forbindelse med arbeidet til Johansson et al. (2020), med unntak av målingene av magnetisk susceptibilitet til kjerne SAD-516, som ble gjennomført under emnet GEOV226-2016.

Tabell 4.1: Oversikt over studier og laboratorieanalyser og databehandling gjennomført på kjernene

Kjerner	Johansson et al. 2020	Geo226	Denne studien
SAD-116	<ul style="list-style-type: none"> • MS-målinger • XRF-målinger 	<ul style="list-style-type: none"> • Innhentet kjerne 	<ul style="list-style-type: none"> • CT-analyse • Behandling av MS-data • Behandling av XRF-data
SAD-216	<ul style="list-style-type: none"> • MS-målinger • XRF-målinger 	<ul style="list-style-type: none"> • Innhentet kjerne 	<ul style="list-style-type: none"> • Behandling av MS-data • Behandling av XRF-data
SAD-316	<ul style="list-style-type: none"> • MS-målinger • XRF-målinger 	<ul style="list-style-type: none"> • Innhentet kjerne 	<ul style="list-style-type: none"> • CT-analyse • Behandling av MS-data • Behandling av XRF-data
SAD-416	<ul style="list-style-type: none"> • MS-målinger • XRF-målinger 	<ul style="list-style-type: none"> • Innhentet kjerne 	<ul style="list-style-type: none"> • CT • Behandling av MS-data • Behandling av XRF-data
SAD-516	<ul style="list-style-type: none"> • XRF-målinger 	<ul style="list-style-type: none"> • Innhentet kjerne • MS-målinger 	<ul style="list-style-type: none"> • CT-analyse • Behandling av MS-data • Behandling av XRF-data
SAD-616	<ul style="list-style-type: none"> • MS-målinger • XRF-målinger • Datering (^{137}Cs) 	<ul style="list-style-type: none"> • Innhentet kjerne 	<ul style="list-style-type: none"> • CT-analyse • Behandling av MS-data • Behandling av XRF-data

4.2.1 Magnetic susceptibility (MS)

Magnetisk susceptibilitet er en parameter som beskriver hvor mye magnetiseringen til en masse påvirkes hvis massen utsettes for et svakt magnetisk felt (Thompson et al., 1975). Dette fører til at MS kan brukes som en indikator mengden magnetiske mineraler i en sedimentprøve (Støren et al, 2010; Nesje et al, 2000). Sedimenter med høye MS-verdier er

typisk inorganiske og består gjerne av leire og silt, lave verdier er typiske for vannholdige og organiske sedimenter. Når man har målt MS nedover i en kjerne kan dataene benyttes til å korrelere kjerner fra samme innsjø (Ekblom Johansson et al., 2020; Thompson et al., 1975).

Positive utslag i MS-verdier er et resultat av en økning i den relative mengden magnetiske mineraler i en prøve, mens et negativt utslag er et resultat av en reduksjon (Bakke et al., 2005). Dette kan benyttes til å identifisere flomlag da topper i MS kan være en indikasjon på minerogene lag nedover i kjernen. Videre er MS en verdifull måleparameter til å korrelere lag med lignende utslag i MS-verdier mellom ulike kjerner fra samme innsjø (f.eks. (Ekblom Johansson et al., 2020)).

Prosedyre

MS-målingene ble gjennomført med en Bartington MS2E» sensor. Målinger ble gjennomført hver 0,2 cm på kjernene SAD-116, SAD-216, SAD-316, SAD-416 og SAD-616, og hver 0,5 cm på SAD-516. Årsaken til differansen i måleintervall er at målingene ble gjennomført i sammenheng med andre studier av kjernene i forkant av starten av dette prosjektet.

4.2.2 Røntgenfluorescens (XRF)

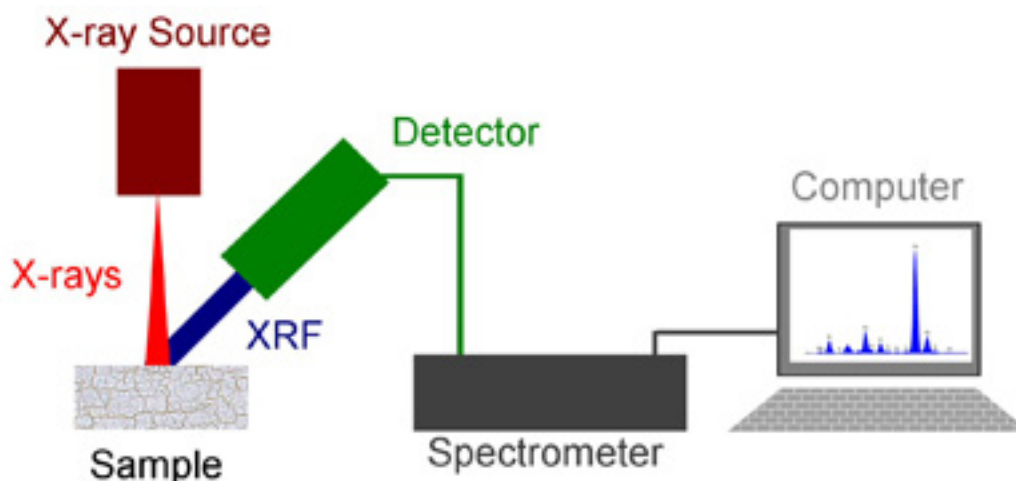
Røntgenfluorescens (XRF) er en ikke-destruktiv teknikk som muliggjør høyoppløselige undersøkelser av sedimentkjerner, ved å kvantifisere den geokjemiske sammensetningen av sedimenter. Teknikken gir tilgang på data som kan benyttes til å beskrive endringer i et område på årlig eller sub-årlig tidsskala (Croudace & Rothwell, 2015). Spesifikke grunnstoff, eller forholdet mellom grunnstoffer, er identifisert som indikatorer på klimavariasjon og endringer i avsetningsprosesser. Den geokjemiske sammensetningen kan dermed benyttes som en proxy for klimatiske forhold og avsetningsprosesser (Croudace & Rothwell, 2015; Davies et al., 2015).

Analysemetoden gjennomføres ved å bestråle sedimentkjernen med røntgenstråler med kjent styrke, ved å benytte en molybden-anode. Når røntgenstrålene kolliderer med grunnstoffene i kjernen resulterer dette i en eksitering av sekundære røntgenstråler, som registreres.

Bølgelengden på de sekundære røntgenstrålene er karakteristiske for grunnstoffene, og intensiteten på strålen er avhengig av konsentrasjonen av grunnstoffet i prøven. Dette

resulterer i at de eksiterte strålene både identifiserer grunnstoffene, og gir en semi-kvantitativ beregning av mengden målt som tellerater på ulike bølgelengder (Croudace et al., 2006).

XRF-undersøkelser er begrenset til kvantifisering av grunnstoff med et visst atomnummer; som regel er det letteste grunnstoffet som registreres Al ($Z=13$) (Croudace & Rothwell, 2015). Dette fører til at karbon, hydrogen og oksygen og dermed organisk innhold, og vanninnhold ligger utenfor hva som kan måles med XRF. Denne utfordringen er spesielt relevant for undersøkelser av innsjøsedimenter hvor både det organiske innholdet og vanninnholdet i sedimentene er generelt høyt, i tillegg til å kunne variere i stor grad (Croudace & Rothwell, 2015; Davies et al., 2015). Det er vist at forholdet mellom *incoherent* og *coherent* spredning gir et estimat av mengden organisk material i sedimentene, og ved å normalisere de individuelle grunnstoffenes tellerate med inc/coh-forholdet neglisjeres signalforstyrrelsen som det organiske materialet bidrar med (Croudace & Rothwell, 2015; Davies et al., 2015; Engeland et al., 2020). Som en konsekvens av utfordringene knyttet til å med sikkerhet fjerne signalstøy fra kilder som vanninnhold og organisk materiale burde XRF-data benyttes som en semi-kvantitativ metode, som burde ses i sammenheng med andre datakilder.



Figur 4.1: Skjematisk skisse av en XRF-analyse. Røntgenstråler fra røntgenstrålekilden (X-ray-source) treffer sedimentkjernen (sample). Elektroner i atomene i kjernen eksiteres, som resulterer i utstråling av sekundære røntgenstråler fra kjernen. Disse sekundære røntgenstrålene registreres av detektoren. (PhysicsOpenLab, 2016)

Prosedyre

XRF-målingene ble gjennomført med en ITRAX XRF Core scanner, hvor målinger ble tatt med 0,2 mm intervall. Det ble benyttet et Mo-røntgenrør til å generere røntgenstråler.

4.2.3 Computertomografi (CT)

Computertomografi (CT) er en bildebehandlingsteknikk som benytter røntgenstråling til å måle tettheten i et ugjennomsiktig objekt (Duliu, 1999; Støren et al., 2010; Wellington & Vinegar, 1987). Teknikken muliggjør ikke-destruktiv, høyoppløselig kvantitativ og kvalitativ undersøkelse av tettheten til et objekt (Støren et al., 2010). Objektet plasseres på et roterende festepunkt mellom en røntgenkilde og -detektor. For hvert bilde som tas roteres objektet litt, i tillegg til å bevege seg vertikalt nedover kjernen; dette resulterer i at hvert punkt i objektet blir avbildet fra alle vinkler. I etterkant kan bildene benyttes til å rekonstruere en 3D-modell av objektet (Støren et al., 2010; Wellington & Vinegar, 1987). Flere analysestudier har benyttet CT for å generere 3D-modeller av sedimentkjerner (Duliu, 1999; Orsi et al., 1994).

Den målte strålingsintensiteten (I) til røntgenstrålen er differansen mellom den opprinnelige strålens intensitet (I_0) og objektets absorpsjonsevne (attenuasjon). Ettersom absorpsjonsevnen varierer proporsjonalt med massetettheten til objektet, kan I benyttes til å beskrive massetettheten til objektet. I oppgis som en gråskalaverdi, hvor høy massetetthet gir høy gråskalaverdi (Wellington & Vinegar, 1987).

I en 3D-modell benyttes volumpiksler, voxler, som minste enhet; størrelsen på disse er avhengig av antall sensorer på detektoren (Støren et al., 2010). Hver voxel får én gråskalaverdi, som representerer massetettheten til den volumenheten i kjernen. Gråskalaverdiene til voxlene muliggjør visualisering av gjenstander i kjernen med ulik massetetthet, for eksempel gasslommer, sedimentpartikler og makrofossiler. Dette resulterer også i at gråskalaverdiene kan benyttes som et uttrykk for tettheten til ulike seksjoner av sedimentkjernen.

Instrumentet som ble benyttet var en «ProCon-X-Ray CT-ALPHA computed tomography»-skanner. Innstillingene var 110.5 kV, 1130 mA, med 500 ms eksponeringstid. Oppløsningen på voxel-modellen som ble generert fra røntgenbildene er 53 mm. Visualisering og dataprosessering foregikk i programvaren Thermo Scientific™ Avizo® 9.1.1.

Prosedyre

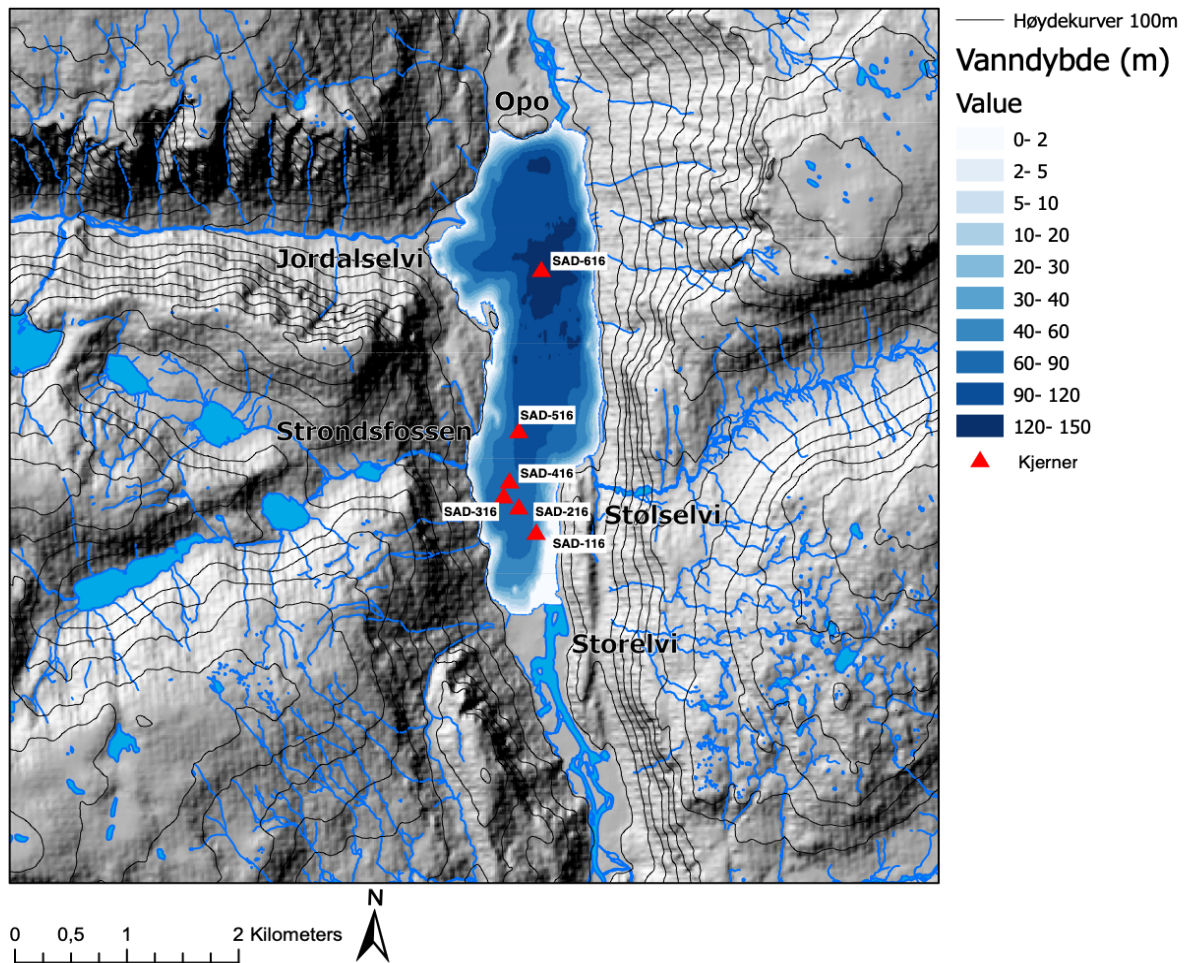
CT-målingene ble tatt med en ProCon-X-Ray CT-ALPHA computed tomography. Innstillingene for CT-målingene står i Tabell 4.2. Visualisering og dataprosessering ble gjennomført i programvaren Thermo Scientific™ Avizo® 9.4.

Tabell 4.2: Innstillinger til CT-målingene

Kjerne	Spenning (kV)	Strøm (mA)	Eksponeeringstid (ms)
SAD-116	110.5	1130.0	500
SAD-216	Ingen måling	Ingen måling	Ingen måling
SAD-316	110.5	1130.0	500
SAD-416	110.5	1130.0	500
SAD-516	110.5	1130.0	500
SAD-616	110.5	1130.0	500

5 Resultater

5.1 Feltarbeid



Figur 5.1: Batymetriske kart over Sandvinvatnet. De batymetriske dataene er samlet inn med EdgeTech 3100 SB-424 chirp. Dybdekartet er konstruert med interpoleringsmetoden Topo to Raster, med standardinnstillingene i ArcGis Pro 2.7. Kjernene er hentet inn langs nord-sør-aksen: SAD-116 er hentet nærmest utløpet til Storelvi; SAD-216, SAD-316, SAD-416 og Sad-516 er hentet fra litt dypere områder utover vannet; SAD-616 er hentet fra det dypeste området i innsjøen, og er den eneste hentet fra den nordlige halvdel av vannet.

5.2 Laboratoriearbeid

I dette kapitlet presenteres resultatene fra laboratorieundersøkelsene som er gjennomført på de seks kjernene som ble hentet inn fra Sandvinvatnet. Målet er å identifisere og korrelere lag utover i Sandvinvatnet, samt å presentere resultatene som kan være relevante for å identifisere de forskjellige flomsignalene.

I denne studien er kun den øverste halvdel av hver kjerne beskrevet og korrelert. Målet med oppgaven er å foreta en detaljstudering av de seks kjernene for å finne variasjoner i de valgte parameterne. Kjerne SAD-616 var synlig deformert i den nederste halvdel av kjernen og var dermed ikke mulig å benytte til korrelering i dette intervallet.

Først blir en sammenstilling av alle dataene presentert for hver kjerne. De valgte parameterne fra laboratorieundersøkelsene er valgt ut fra studiens hovedfokus om å undersøke flomsignalet i bunnsedimentene i innsjøen, og hvordan de endrer seg langs transektet. De valgte parameterne er magnetisk susceptibilitet, gråskala fra CT og normaliserte tellerater til grunnstoffene Fe, Ti, Sr, Rb og Mn, samt inc/coh-forholdet, fra XRF-målingene.

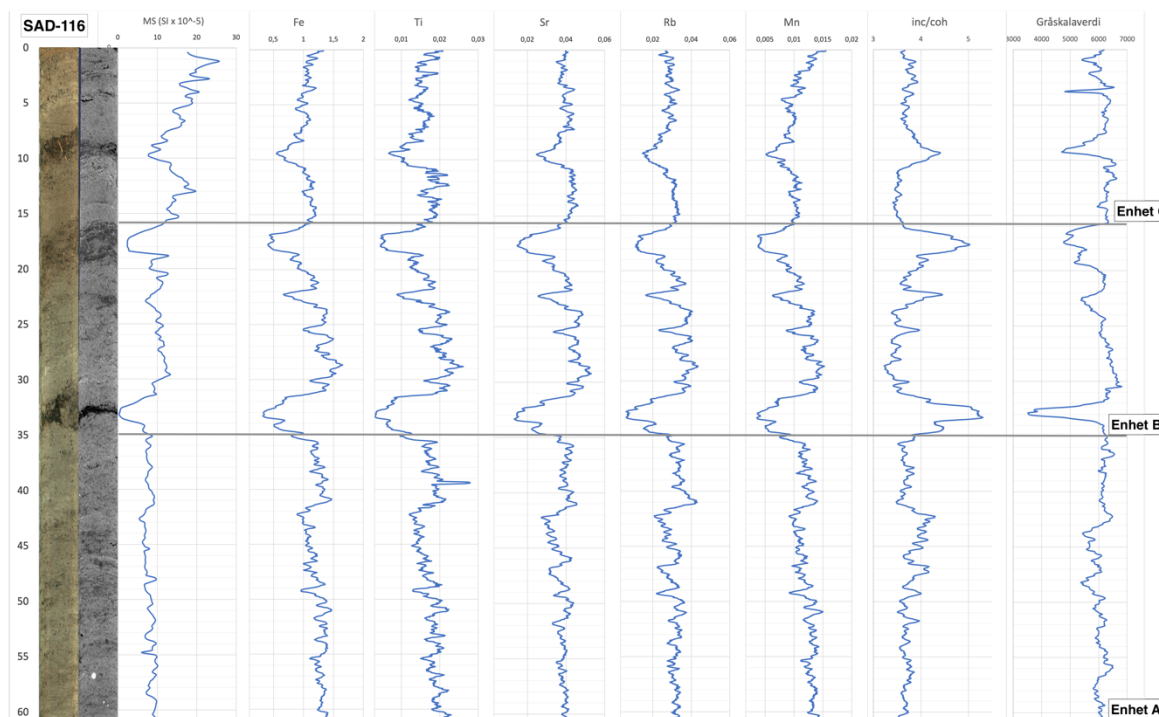
Magnetisk susceptibilitet, beskrevet i kapittel 4.2.1 av alle kjernene, med unntak av SAD-516, ble målt som en del av studien beskrevet av Ekblom Johansson et al. (2020). MS for SAD-516 ble målt som en del en lab- og metodekurset GEOV226, ved Institutt for Geovitenskap ved UiB. MS-verdiene for SAD-516 er betraktelig lavere enn for de andre kjernene. Årsaken til det store avviket er vanskelig å identifisere. MS-verdiene viser forventede utslag, i forhold til visuell inspeksjon og de andre presenterte dataene, så jeg har valgt å beskrive MS-verdiene for denne kjernen kvalitativt.

Beskrivelsene er basert på visuelle inspeksjoner av kjernene på laboratoriet. Alle kjernene består i hovedsak av kornstørrelser mellom silt og fin sand uten tydelig synlige variasjoner. Større kornstørrelser er ikke observert. Etersom det ikke er gjennomført kornstørrelseanalyse på kjernene er det ikke mulig å identifisere variasjoner i kornstørrelse, eller om det er mindre kornstørrelsefraksjoner til stede. Organiske makrofossiler observeres i enkelte av lagpakkene i kjerne SAD-116.

5.2.1 SAD-116

Kjernen er totalt 122 cm lang, men i denne studien er kun de øverste 61 cm beskrevet.

Kjernen består i hovedsak av gråbrun silt og fin sand. Det er tre tykke, svarte til mørkebrune lag i kjernen, hvor store mengder terrestriske makrofossiler observeres.



Figur 5.2: Data fra SAD-116: Kjernebilde, orthoslice, MS, XRF og CT. MS-verdiene, telleratene og gråskalaverdiene har et stabilt nivå gjennom kjernen, med unntak av noen moderate og store utslag, som korrelerer med distinkte svarte lag i kjernen.

Enhet A (61 – 35 cm)

Enheten består av brune sedimenter, med noen mørkere, diffuse områder, ved 50-48 cm og 45-43 cm. Ved 42-35 cm er sedimentene gråbrun.

CT-dataene viser at gråskalaverdiene ligger ved 6000-6400 i kjernen, med unntak av de mørke, diffuse områdene ved 50-48 cm og 45-43 cm, hvor gråskalaverdiene synker til 5500. Orthoslice viser at det er lagstrukturer i området 55-43 cm.

Inc-coh-forholdet ligger på omtrent 3.7-3.9 gjennom enheten, med unntak av noen positive utslag. Toppunkt i inc/coh-forholdet er ved 49 cm (4.0), 47 cm (4.2) og 45-42 (4.1-4.2). Ved 42 cm synker inc/coh-forholdet til 3.6, hvor det ligger stabilt til toppen av enheten.

De minerogene XRF-parameterne viser en synkende trend fra bunnen mot 42 cm. Fe-telleraten synker fra 1.5 til 1.0, Ti-telleraten fra 0.021 til 0.012, Sr-telleraten fra 0.04 til 0.03, Rb-telleraten fra 0.03 til 0.02 og Mn-telleraten fra 0.015 til 0.010. Ved 49 cm er det moderate negative utslag i alle de minerogene XRF-parameterne, som korresponderer med utslag i inc/coh-forholdet og gråskalaverdiene. Ved 42 cm stiger alle de minerogene telleratene (Fe: 1.0-1.5; Ti: 0.012-0.2; Sr: 0.3-0.4; Rb: 0.020-0.041; Mn: 0.010-0.014). Over dette er det svakt synkende trend mot toppen av enheten, med bare små variasjoner i telleratene.

MS-verdiene er relativt stabile ved $8-9 \cdot 10^{-5}$ SI gjennom enheten.

Enhet B (35 – 16 cm)

Enheten preges av tre svarte lag, med synlige makrofossiler i to av dem. Bunnen av enheten markeres av et 2 cm-tykt, svart lag med synlig makrofossiler. Ved 23-22 cm er det andre svarte laget, uten makrofossiler. Ved 19-16 cm er det tredje svarte laget, hvor det er synlige makrofossiler.

Gråskalaverdiene synker brått i bunnen av enheten, fra 6000 ved 35 cm til 3700 ved 38 cm, før de stiger til 6000 igjen ved 37 cm. Gråskalaverdiene synker moderat til 5300 ved 22 cm. Ved 19-16 er det en bred bunn, på omtrent 5000, i gråskalaverdiene, før de stiger til 6000 mot toppen av enheten.

Inc/coh-forholdet ligger ved 3.5-3.6 i enheten, med unntak av to store positive utslag og to moderate positive utslag i denne enheten. I bunnen av enheten, ved 34-32 cm er inc/coh-forholdet 5.1, som er det høyeste i kjernen. De to moderate utslagene er ved 25 cm (4.0) og 22 cm (4.4). Ved 19-16 cm er det andre store utslaget, hvor inc/coh-forholdet stiger til 5.0.

De minerogene XRF-telleratene ligger i generelt på samme nivå som i Enhet A, men karakteriseres av store og moderate negative utslag, på samme måte som gråskalaverdiene i enheten. Ved det mørke laget ved 34-32 cm er det store fall i samtlige tellerater (Fe: 1.3-0.4; Ti: 0.019-0.02; Sr: 0.4-0.18; Rb: 0.03-0.01; Mn: 0.013-0.004). Ved 25 cm er det moderate fall i telleratene (Fe: 1.3-1.0; Ti: 0.02-0.01;

Sr: 0.42-0.35; Rb: 0.04-0.02; Mn: 0.014-0.01), og ved 23 cm er det litt større utslag på fallene (Fe: 1.3-0.6; Ti: 0.02-0.009; Sr: 0.42-0.25; Rb: 0.04-0.019; Mn: 0.014-0.006). Ved 19-16 cm synker tellerattene til samme nivå som ved 34-32 cm (Fe: 0.4; Ti: 0.02; Sr: 0.18; Rb: 0.01; Mn: 0.004).

MS-verdiene preges av bunnpunkt i bunnen og toppen av enheten, og relativt stabilt nivå i resten av enheten. Ved 34-32 cm faller MS-verdiene fra $9 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ til $1 \cdot 10^{-5} \text{SI}$. Mellom 32 cm og 19 cm er det kun små variasjoner mellom $9-11 \cdot 10^{-5} \text{SI}$. Ved 19-16 synker MS-verdiene til omtrent $2 \cdot 10^{-5} \text{SI}$.

Enhet C (16 – 0 cm)

Enten i hovedsak brun, som Enhet A, med unntak av et 2-cm tykt, svart lag ved 10-8 cm, hvor det er synlige makrofossiler. Det er ingen andre synlige lagstrukturer i enheten.

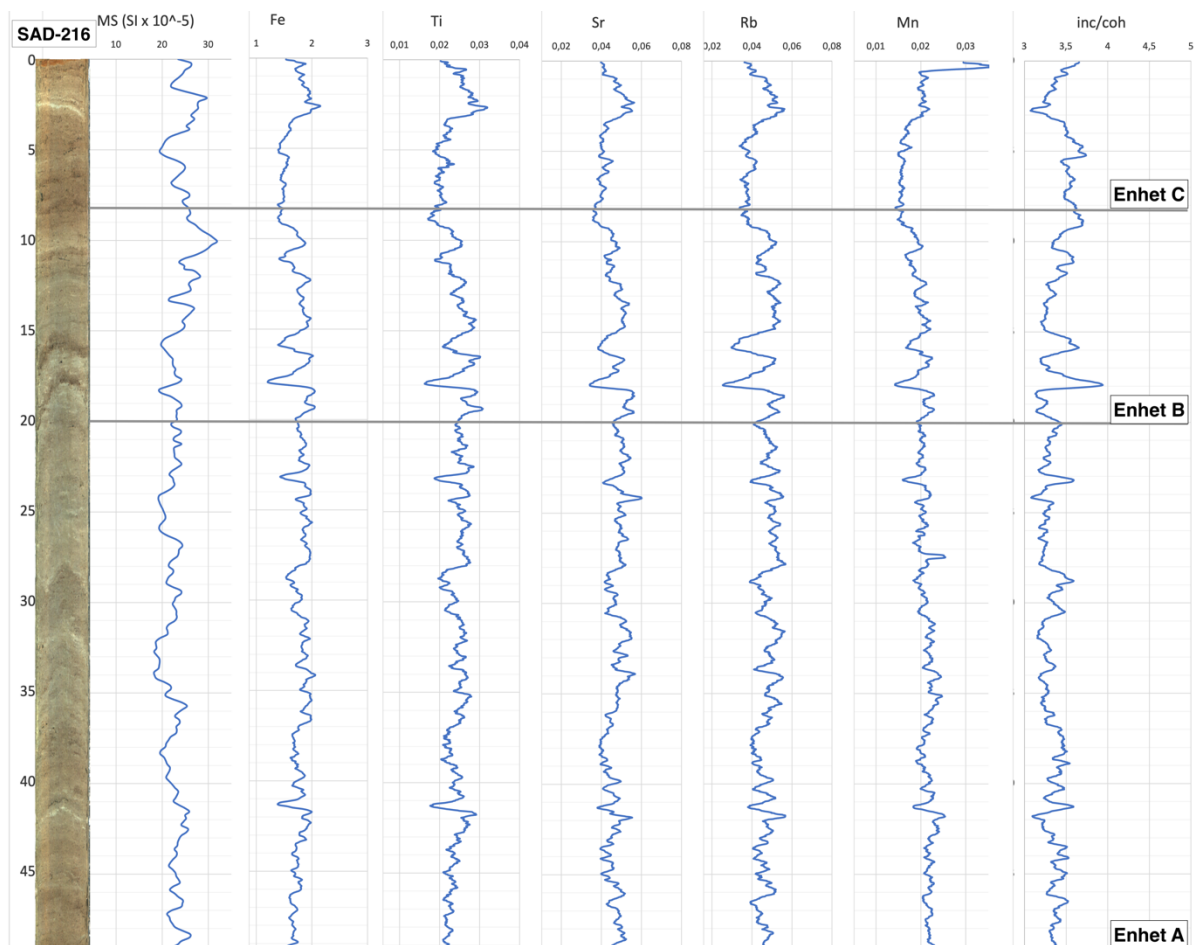
Inc/coh-forholdet preges av et stort positivt utslag ved 10-9 cm, hvor verdiene stiger fra 3.5 til 4.2. Over dette varierer verdiene mellom 3.7 og 3.9.

De minerogene tellerattene ligger i hovedsak på samme nivå som i Enhet B, med unntak av ved 10-8 cm, hvor det er tydelig bunnpunkt i samtlige av tellerattene (Fe: 1.2-0.5; Ti: 0.02-0.01; Sr: 0.4-0.18; Rb: 0.03-0.015; Mn: 0.012-0.005). I toppen av enheten er det en stigende trend i Ti- og Mn-tellerattene (Ti: 0.13 til 0.20; Mn: 0.01-0.015).

MS-verdiene er generelt høye i denne enheten, men varierer mye, mellom $10 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ og $25 \cdot 10^{-5} \text{SI}$. De laveste MS-verdiene er ved 10-9 cm ($10 \cdot 10^{-5} \text{SI}$).

5.2.2 SAD-216

Kjerne er totalt 98 cm, men her blir kun de øverste 49 cm beskrevet. Kjernen karakteriseres av tynne horisontale lag, i større grad enn SAD-116. Kjernen består av tre enheter som varierer i farge mellom brun og grå.



Figur 5.3: Data fra kjerne SAD-216: Kjernebilde, MS og XRF. Dataene viser generelt størst utslag i dataene hvor de korrelerer med distinkte mørke eller lyse lag, som ved 19 cm, 16 cm, 10 cm og 3 cm.

Enhets A (49 – 20 cm)

Enheten består av brune sedimenter opp til omtrent 38 cm, hvor det er en gradvis overgang til grå sedimenter. Ved 42 cm er det et 0.5-cm tynt distinkt lyst lag i de brune sedimentene, med et tynt (0.5cm) svart oppå. Ved 32 cm er det et nytt distinkt lyst lag. Ved 29-20 cm er sedimentene grå, med unntak av et tynt mørkt lag ved 23 cm.

Inc/coh-forholdet varierer mellom 3.3 og 3.5 ved 49-38 cm, og 3.2-3.4 ved 38-20 cm, med unntak av noen moderate utslag: Ved 42 cm er det et markert bunnpunkt (3.1) som korrelerer med det distinkte lyse laget, med et toppunkt (3.6) ved 41 cm som korrelerer med det tynne mørke laget. Ved 31 og 29 cm er det to moderate topper i inc/coh-forholdet (3.5). Det er også et toppunkt ved 23 cm (3.6).

De minerogene XRF-telleratene viser hovedsakelig en stabil trend gjennom enheten (Fe: 1.7-2.0; Ti: 0.020-0.025; Sr: 0.04-0.05; Rb: 0.04-0.05; Mn: 0.020-0.024), men

noen utslag også tydelige: Ved 42 cm er det en liten topp i samtlige tellerater (Fe: 2.0; Ti: 0.03; Sr: 0.055; Rb: 0.055; Mn: 0.025) etterfulgt av et moderat bunnpunkt (Fe: 1.4; Ti: 0.019; Sr: 0.04; Rb: 0.04; Mn: 0.019) ved 41 cm. Ved 23 cm er det tilsvarende bunnpunkt i alle telleratene som ved 41 cm.

MS-verdiene varierer mellom $19-25 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ gjennom enheten. Toppunktet ($25 \cdot 10^{-5} \text{SI}$) ved 42 cm korrelerer med det distinkte lyse laget.

Enhet B (20 – 8 cm)

Ved 19-18 cm er det et distinkt, 1-cm tykt mørkebrunt lag, med noe makrofossiler. Over dette ligger grå sedimenter. Et nytt, distinkt, mørkebrunt lag forekommer ved 16-15 cm. Ved 15 cm er det grå sedimenter, som blir gradvis brunere mot 11 cm. Ved 10 cm er det et 0.5-cm tynt distinkt, lysegrått lag, med brunere sedimenter over. Ved 9-8 cm er det et 1-cm tykt mørkebrunt til svart lag.

Det nederste mørke laget korrelerer med en økning i inc/coh-forholdet, fra 3.1 til nesten 4. Ved 16-15 cm er det et nytt toppunkt i inc/coh-forholdet (3.6). Det er en stigende trend mot toppen av enheten, men med moderate utslag: Ved 10 cm er det et relativt bunnpunkt (faller fra 3.5 til 3.3), og ved 9-8 cm er det et toppunkt (3.7).

De minerogene telleratene viser store negative utslag ved de mørkebrune lagene i enheten. Ved 19-18 cm er det størst negative utslag (Fe: 2.0-1.1; Ti: 0.030-0.015; Sr: 0.055-0.038; Rb: 0.06-0.02; Mn: 0.022-0.015), mens utslagene ved 16-15 cm er litt mindre (Fe: 2.0-1.5; Ti: 0.030-0.02; Sr: 0.055-0.040; Rb: 0.05-0.03; Mn: 0.022-0.018). Mot 11 cm er det en svakt synkende trend før alle telleratene viser et toppunkt ved 10 cm (Fe: 1.5-1.9; Ti: 0.020-0.025; Sr: 0.04-0.05; Rb: 0.04-0.05; Mn: 0.018-0.020).

MS-verdiene varierer mye gjennom enheten, mellom $20 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ til $30 \cdot 10^{-5} \text{SI}$. Ved 19 cm og 16-15 cm er det to bunnpunkt ($20 \cdot 10^{-5} \text{SI}$), og ved 10 cm er det et tydelig toppunkt ($30 \cdot 10^{-5} \text{SI}$).

Enhet C (8 – 0 cm)

Enheten viser noe diffus lagstruktur, med variasjon mellom mørkebrune og lysebrune lag fra bunnen opp til 3 cm, hvor det er et 0.5-cm tynt distinkt lysegrått lag. Over dette blir sedimentene gradvis brunere mott toppen av kjernen.

Inc/coh-forholdet ligger ved 3.5 opp til 5 cm, hvor det er et toppunkt på 3.7. Over dette faller inc/coh-forholdet til et markant bunnpunkt på 3.0 ved 3 cm, for så å gradvis stige mot 3.5 ved toppen av kjernen.

De minerogene telleratene er relativt stabile i bunnen av enheten (Fe: omtrent 1.5; Ti: omtrent 0.02; Sr: omtrent 0.04; Rb: omtrent 0.04; Mn: omtrent 0.015). Ved 3 cm er det markant toppunkt i samtlige tellerater (Fe: 2.0; Ti: 0.03; Sr: 0.055; Rb: 0.055; Mn: 0.021).

MS-verdiene varierer mellom et bunnpunkt $20 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ ved 5 cm til et toppunkt på $30 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ ved 3-2 cm.

5.2.3 SAD-316

Kjernen har to områder hvor den er omrørt, ved 44-20 cm og 15-0 cm; dette er tydelig i CT-dataene. De visuelle observasjonene av kjernen og CT-dataene blir presentert her, men kjernen benyttes ikke i den videre diskusjonen av problemstillingen. MS- og XRF-data blir ikke presentert.

Enhet A (46 – 44 cm):

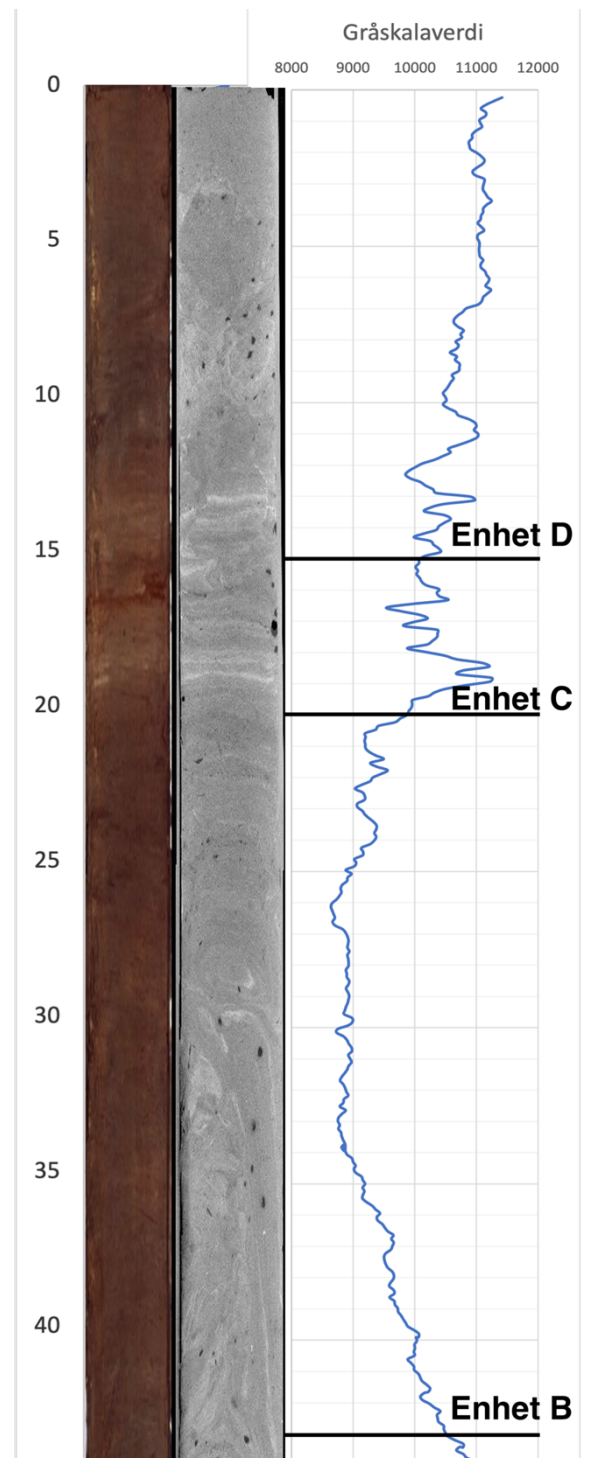
Enheten består av et mørkebrunt lag, med tynne, distinkte lag med grå og brune sedimenter over. Gråskalaverdiene stiger fra 10000 til 11000 mot toppen av enheten.

Enhet B (45 – 20 cm):

Enheten karakteriseres av grå sedimenter, uten visuelle strukturer. Orthoslice viser at sedimentene i enheten er omrørte. Gråskalaverdiene synker fra 11000 ved 44 cm til 9000 ved 34 cm. Gråskalaverdiene er stabile ved 9000 til 25 cm. Over dette er det noe variasjon mellom 9000 og 9500 til toppen av enheten.

Enhet C (20 – 15 cm):

Enheten er lysegrå, med tynne, distinkte lag. Ved 19-18 cm er det to tynne, lysegrå lag som separeres av et tynt, mørkere lag. Ved 16 cm er det et 1-cm tykt mørkebrunt/svart lag.



Figur 5.4: Bilde og CT-data fra kjerne SAD-316. CT-dataene viser omrørte strukturer i områdene 44-20 cm og 15-0 cm. Ved 19-18 cm er det to distinkte, lysegrå lag, hvor gråskalaverdiene er høye.

Gråskalaverdiene har to høye topper (begge er 11200), som korrelerer med de to lysegrå lagene. I resten av enheten varierer gråskalaverdiene mellom 9500 og 10500.

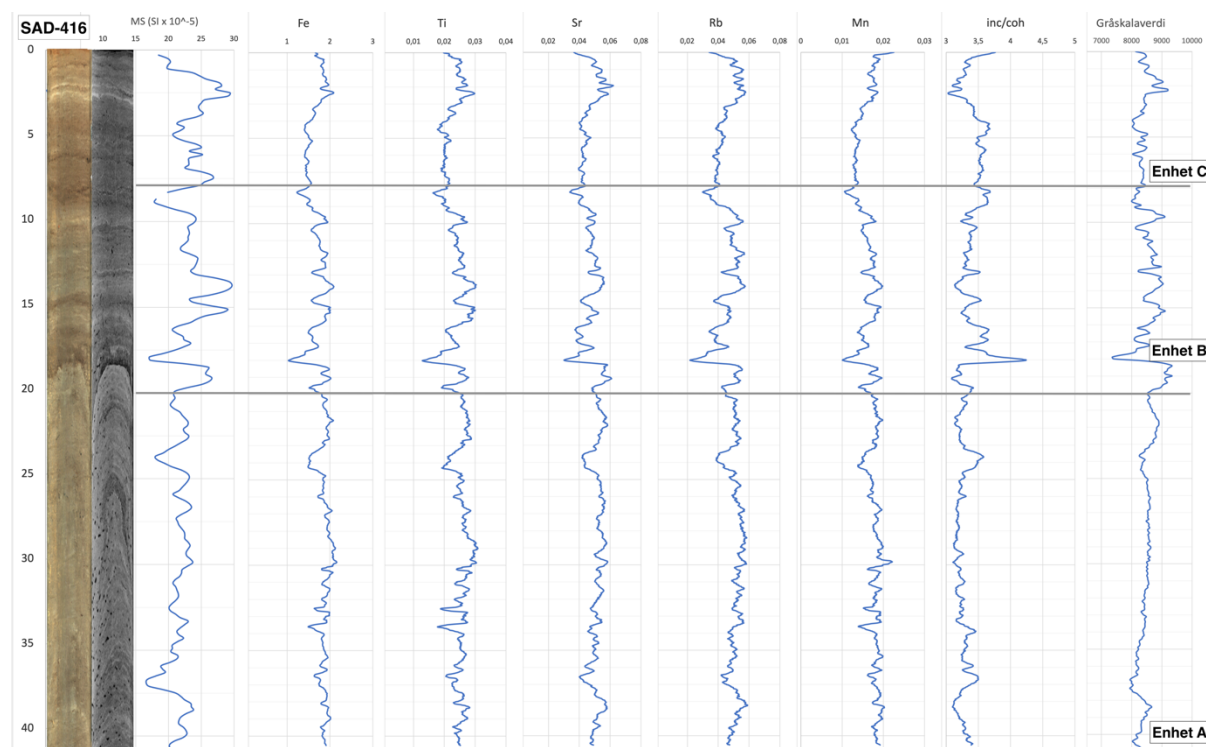
Enhet E (15 – 0 cm):

Enheten karakteriseres av grå sedimenter, uten visuelle strukturer. Orthoslice viser at sedimentene i enheten er omrørte.

Ved 15-10 cm er det noe variasjon i gråskalaverdier, mellom 10000 og 11000. Ved 10-0 cm er gråskalaverdiene stabilt høye ved 11000.

5.2.4 SAD-416

Kjerne SAD-416 består, i likhet med de andre kjernene, hovedsakelig av brun og grå silt til fin sand. I de øverste 20 cm er det tydelige lagstrukturer. Det er også synlige lagstrukturer ved 41-36 cm, men disse er mindre distinkte. Ved 36-20 cm er det ingen synlige lagstrukturer.



Figur 5.5: Data fra kjerne SAD-416: Kjernebilde, orthoslice, MS, XRF og gråskalaverdier. Dataene viser størst variasjon ved 20-17 cm. Ved 40-30 cm er det noen negative utslag i telleratene, hvor det ikke er visuelt synlige strukturer.

Enhet A (41 – 20 cm)

Sedimentene i enheten er brune, med en diffus lagstruktur. Det er noe mørkere sedimenter ved 37-36 cm. Kontakten med enheten over er diffus.

Utenom et toppunkt ved 38 cm på 8600 er det en svakt stigende trend i gråskalaverdiene i enheten, fra 8000 i bunnen til 8500 ved 25 cm. Ved 24 cm er det et lite bunnpunkt (8200), etterfulgt av en stigning til neste 9000 ved 22 cm.

Inc/coh-forholdet viser en stabil trend ved omtrent 3.2-3.3 gjennom enheten, med unntak av noen utslag. Ved 37cm og 34 cm er det moderate topper (3.5). Ved 24-23 cm er det en ny moderat topp (3.5).

De minerogene telleratene er relativt høye gjennom enheten, med noen markante utslag. Ved 27 cm er det moderate bunnpunkt i telleratene til Ti (0.02), Sr (0.04) og Rb (0.04). Ved 24-23 cm er det tydelige bunnpunkt i samtlige tellerater (Fe: 1.5; Ti: 0.02; Sr: 0.04; Rb: 0.04; Mn: 0.015).

MS-verdiene varierer mellom $17\text{-}24 \cdot 10^{-5}\text{SI}$. Ved 37 cm er det et markant bunnpunkt ($17 \cdot 10^{-5}\text{SI}$). Ved 24 cm er det et nytt bunnpunkt ($16 \cdot 10^{-5}\text{SI}$).

Enhet B (20 – 8 cm)

I bunnen av enheten er det mørkebrune sedimenter, som gradvis blir lysere brune mot 17 cm. Ved 15 cm er det et nytt 1-cm tykt mørkebrunt lag. Over dette er det noe lagvis variasjon mellom brune og grå sedimenter. Ved 10 cm er det et 0.5-cm tynt distinkt lysegrått lag, med 0.5-cm tynt mørkebrunt lag oppå.

Orthoslicen viser de samme strukturene som er visuelt synlig i kjernen.

Gråskalaverdiene varierer mer i denne enheten enn i Enhet A. Ved 18 cm faller verdiene fra over 9000 til 7200, for så å gradvis stige mot 9000 ved 15 cm. Ved 15-14 cm er det et moderat bunnpunkt (8400). Mot toppen av enheten er det en synkende trend mot 8000, med noen mindre utslag.

Inc/coh-forholdet stiger brått fra 3.1 ved 19 cm til 4.3 ved 18 cm. Deretter synker det til 3.3, for så å stige til to toppunkt ved 16 cm og 14 cm på 3.5. Over dette ligger inc/coh-forholdet mellom 3.3-3.4 mot toppen av enheten.

De minerogene telleratene varierer mye gjennom enheten og ligger generelt litt lavere enn i Enhet A. Ved 18 cm er det markante bunnpunkt i alle telleratene (Fe: 1.0; Ti: 0.012; Sr: 0.03; Rb: 0.02; Mn: 0.01), med mindre bunnpunkt ved 16 cm og 14 cm (Fe: 1.6; Ti: 0.02; Sr: 0.04; Rb: 0.04; Mn: 0.015). Ved 10 cm er det svake toppunkt i samtlige tellerater, etterfulgt av markante bunnpunkt ved 9-8 cm, i toppen av enheten.

MS-verdiene viser også relative bunnpunkt ved 18 cm ($16 \cdot 10^{-5} \text{SI}$), 16 cm ($20 \cdot 10^{-5} \text{SI}$) og 14 cm ($24 \cdot 10^{-5} \text{SI}$). Generelt er det veldig stor variasjon i MS-verdiene i denne enheten, mellom $16 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ til $30 \cdot 10^{-5} \text{SI}$.

Enhet C (8 – 0 cm)

I bunnen av enheten er sedimentene brune, med et tynt (0.5 cm) mørkebrunt lag ved 6 cm. Et nytt, mindre tydelig, tynt, mørkt lag forekommer ved 5 cm. Ved 2.5 cm er det et 0.5-cm tynt distinkt lysegrått lag. Oevert dette er det noe lagvis variasjon mellom ulike bruntoner til toppen av kjernen.

Gråskalaverdiene varierer mellom 8000 og 9000 gjennom enheten. Bunnpunktet på 8000 er ved 5-4 cm, og toppunktet på 9000 er ved 2.5 cm. Orthoslice viser kun de visuelt synlige strukturene i enheten.

Inc/coh-forholder er stabilt ved omtrent 3.5 fra bunnen til 5 cm. Ved 5-4 cm er inc/coh-forholdet noe høyere (3.7), etterfulgt av et markant fall mot 3.0 ved 2.5 cm. Mot toppen av kjernen er det en gradvis stigning mot 3.5.

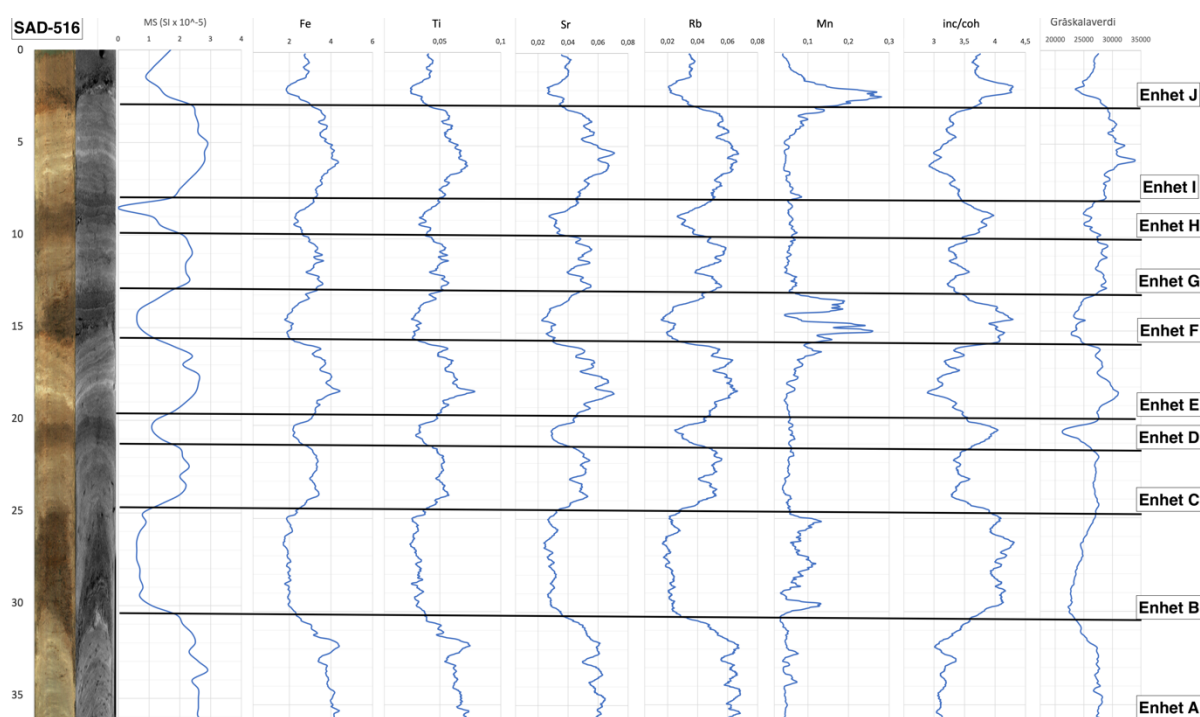
De minerogene telleratene er også generelt stabile mot 5 cm, for så å vise relative bunnpunkt ved 5-4 cm (Fe: 1.6-1.4; Ti: 0.21-0.19; Sr: 0.044-0.040; Rb: 0.041-0.039; Mn: 0.014-0.012). Alle telleratene stiger mot markante toppunkt ved 2.5 cm (Fe: 2.0; Ti: 0.03; Sr: 0.06; Rb: 0.06; Mn: 0.018), for så å synke mot toppen av kjernen.

MS-verdiene varierer mellom $20 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ og $30 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ gjennom enheten, med markant bunnpunkt ved 5-4 cm, og tydelig toppunkt ved 2.5-2.0 cm.

5.2.5 SAD-516

Kjerne SAD-516 viser mye variasjon i sedimentene, både strukturelt og fargemessig. Kjernen består av silt og leire gjennom hele. Det er 5 tykke, svarte lag, separert av lyse sedimenter som karakteriserer denne kjernen.

MS-verdiene er veldig lave gjennom hele kjernen; de varierer mellom 0 og $3 \cdot 10^{-5}$; i kontrast til de andre kjernene i denne studien, hvor MS-verdiene er i området $10 \cdot 10^{-5} - 65 \cdot 10^{-5}$. MS-verdiene for denne kjernen er, som vist i Tabell 1, hentet inn på et annet tidspunkt, og av andre personer, enn de andre dataene som presenteres i dette kapittelet.



Figur 5.6: Data fra kjerne SAD-516: Kjernebilde, orthoslice, MS, XRF og gråskalaverdier. Variasjonen i dataene korrelerer i hovedsak med overgangene mellom de mørke og de lyse enhetene.

Enhet A (36 – 30 cm):

Enheten domineres av grå silt, med en lagvis variasjon i gråtoner. De minerogene XRF-parameterne har en synkende trend, med utslag som korrelerer med lagstrukturen. Orthoslicen viser tynne lagstrukturer gjennom hele enheten.

Ved 32 cm er det et tynt, omtrent 0.5 cm-tykt, lysegrått lag. Dette korrelerer med et markert, moderat toppunkt i de minerogene parameterne (Fe: 4.1; Ti: 0.075; Sr: 0.06; Rb: 0.065), og et negativt utslag i inc/coh-forholdet (3.0).

I den øverste centimeteren av enheten synker de minerogene XRF-parameterne (Fe: 3.0 til 2.0; Ti: 0.05 til 0.03; Sr: 0.05 til 0.028; Rb: 0.055 til 0.02) og gårskalaverdiene

(25000 til 22500), mens inc/coh-forholdet stiger (fra 3.0 til 4.1). Orthoslice viser et lag i toppen av enheten med markant gråskaladifferanse til de underliggende og overliggende sedimentene.

Enhet B (30 – 25 cm):

Enheten består av et tykt svart til mørkebrunt lag med organiske fragmenter. Kontakten med enhet A er utydelig; det er ingen distinkt kontaktflate. (Gjenspeiles kanskje i XRF-dataene ved 31-30 cm).

Mn-telleraten skiller seg ut fra de andre XRF-parameterne: Det er tre topper i Mn-telleraten; ved 29.5 cm (0.13), 27.5 cm (0.11) og 25 cm (0.14). Ingen av de andre parameterne viser en slik variasjon i denne enheten.

Enhet C (25 – 21 cm):

Enheten består av lysebrune sedimenter. Orthoslice viser noe lagstruktur som ikke er synlige ved visuell inspeksjon. XRF-telleratene og gråskaleverdiene viser verdier tilsvarende verdiene i enhet A.

Ved 22.5 cm er det en mørkere brunt, distinkt lag. Dette korrelerer med små, negative utslag i de minerogene XRF-parameterne (Fe: 3.7 til 3.6; Ti: 0.055 til 0.050; Sr: 0.050 til 0.04; Rb: 0.05 til 0.04). Inc/coh-forholdet stiger til et toppunkt (4.0) som korrelerer med de negative utslagene i den andre parameterne. Gråskalaverdiene synker fra omtrent 27000 til omtrent 21000 ved dette laget.

Sedimentene er lysere brune i den øvre delen av laget, hvor det er en tydeligere lagstruktur.

Enhet D (21 – 20 cm):

Enheten består av et svart til mørkebrunt lag, uten synlige organiske fragmenter. Kontakten i bunnen av enheten er diffus, men kontakten med enheten over er distinkt og tydelig.

De minerogene XRF-parameterne er svært lave i enheten (Fe: 2.1; Ti: 0.03; Sr: 0.03; Rb: 0.022); Mn-telleraten er stabil (0.05); inc/coh-forholdet har en tydelig topp (4.0). Gråskalaverdiene viser også et tydelig bunnpunkt i enheten; fra omtrent 27000 i bunnen av enheten, til omtrent 21000 i midten av laget. I toppen av enheten stiger gråskalaverdiene tilbake til 27000.

Enhet E (20 – 15 cm):

De nederste 2 cm i enheten består av et brunt lag. Resten av enheten består av en tydelig lagvis struktur, med et 1-cm tykt lysegrått lag ved 18 cm, etterfulgt av vekselvis tynne grå og brune lag.

De minerogene parameterne (med unntak av Mn) har relativt høye verdier i denne enheten, med toppunkt ved 18 cm (Fe: 4.1; Ti: 0.07; Sr: 0.07; Rb: 0.065), mens inc/coh-forholdet er lavt ved 18 cm (2.9). Gråskalaverdiene viser et toppunkt (31000). Dette korrelerer med det lysegrå laget i kjernen.

Variasjonen i parameterne i de øverste tre cm i enheten korrelerer med vekselvis gråbrune og grå lag: De minerogene parameterne viser positive utslag i de grå lagene, hvor inc/coh-forholdet viser negative utslag.

Enhet F (15 – 13 cm):

Enheten består av et svart lag, på samme måte som enhet B og D. Laget dekker ikke hele bredden av kjernen; det er lysere brune sedimenter langs den ene siden av kjernen. Kontaktene med overliggende og underliggende enheter er relativt utydelige.

I bunnen av enheten er det et tydelig bunnpunkt i gråskalaverdiene, og en tydelig overgang til mørke gråtoner i orthoslicen. Gråskalaverdiene er lave til 14.5 cm, hvor orthoslicen viser en kontakt med lysere sedimenter, hvor gråskalaverdiene stiger markant.

I bunnen av enheten stiger inc/coh-forholdet (3.4 til 4.1) og Mn-telleraten (0.1 til 0.25) brått, mens de andre parameterne synker (Fe: 3.8 til 2.0; Ti: 0.055 til 0.03; Sr: 0.05 til 0.022; Rb: 0.06 til 0.02). Ved 14.5 cm faller Mn-telleraten til samme nivå som

resten av kjernen (0.05), før det stiger til en ny topp ved 14-13 cm (0.19). De andre XRF-parameterne viser veldig små utslag i samme området. I toppen av enheten går utslagene slakt tilbake til nivå med enhet E.

Enhet G (13 – 10 cm):

Enheten består av grå sedimenter, med en utydelig lagvis struktur. I bunnen er det en diffus kontakt med enheten F, som gjør at sedimentene generelt er mørkere nær bunnen. Ved 11.5 cm er det et tynt, mørkt lag. I den øvre delen av enheten blir sedimentene gradvis lysere grå, uten de øverste mm, hvor sedimentene blir tydelig brunere.

XRF-telleratene og MS-verdiene holder seg relativt stabilt, med noe variasjon. I midten av enheten, ved 11.5 cm er det et tydelig, lite utslag i alle parameterne; positivt i inc/coh-forholdet (3.2 til 3.5), og negativt i resten (Fe: 3.8 til 3.0; Ti: 0.055 til 0.045; Sr: 0.057 til 0.040; Rb: 0.057 til 0.040).

Gråskalaverdiene er generelt høye, med noe variasjon (26000-27000), som korrelerer med mindre distinkte lag som observeres i orthoslicen.

Enhet H (10 – 8 cm):

Enheten består av et svart til mørkebrunt lag, med diffuse kontakter med de andre enhetene, som enhet B, D og F. De minerogene XRF-parameterne faller til et tydelig bunnpunkt ved 8.5 cm (Fe: 2.1; Ti: 0.04; Sr: 0.03; Rb: 0.022), deretter stiger de mot 8 cm (Fe: 3.0; Ti: 0.05; Sr: 0.05; Rb: 0.05). Det motsatte mønsteret går igjen i inc/coh-forholdet (stiger til 4.0 ved 8.5 cm, deretter synker til 3.5 ved 8 cm).

Gråskalaverdiene er relativt lave i denne enheten, men ikke like lave som i enhetene B, D, F. I toppen stiger gråskalaverdiene til samme nivå som i enhet G.

Enhet I (8 – 3 cm):

I enheten er det tydelige lagvise strukturer med lysebrune og grå lag. Noen lysegrå distinkte lag ved 6 cm og 5 cm. I bunnen av enheten er gråskalaverdiene stabile, og orthoslicen viser noen mindre distinkte lagstrukturer.

De minerogene parameterne og gråskalaverdiene har et toppunkt midt i enheten, ved 6-5 cm, hvor inc/coh-forholdet er det laveste. Det er noe variasjon generelt i enheten; de minerogene parameterne og gråskalaverdiene stigende mot 6 cm, og synker mot toppen av enheten; dette er motsatt for inc/coh-forholdet.

Enhet J (3 – 0 cm):

Bunnen av enheten markeres av et svart lag, med en distinkt kontakt med enhet I. Ved 2-0 cm er det brune sedimenter, uten lagstrukturer.

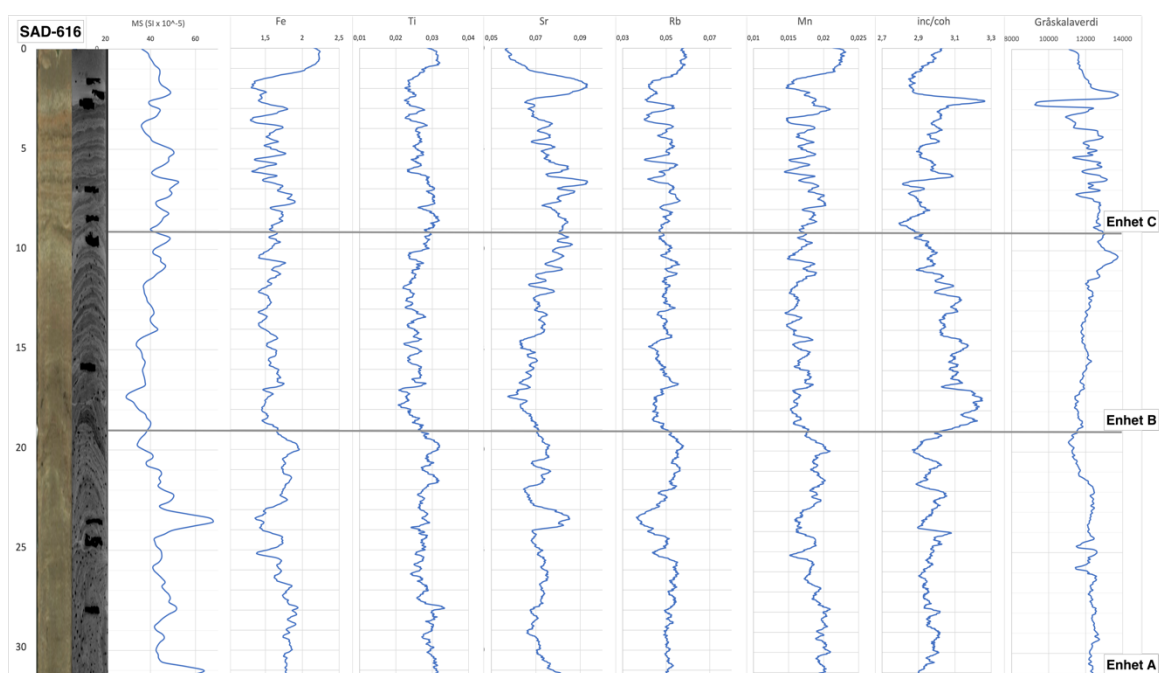
Mn-telleraten har et toppunkt ved 2.5 cm (0.28), som korrelerer med toppunkt i inc/coh-forholdet (4.3), og bunpunkt i de minerogene XRF-parameterne (Fe: 2.0; Ti: 0.03; Sr: 0.025; Rb: 0.02), og gråskalaverdiene (24000). De minerogene parameterne stiger mot 1.5 cm (Fe: 3.0; Ti: 0.04; Sr: 0.04; Rb: 0.04), hvor de er stabile mot toppen av kjernen.

5.2.6 SAD-616

Kjerne SAD-616 domineres av sedimenter i ulike gråtoner, med noen enheter med vekselvis brune og grå lag. Sedimentene er finkornet gjennom hele kjernen, silt og fin sand, og det er ingen synlig organiske fragmenter i noen av enhetene.

De presenterte dataene i kjerne SAD-616 preges av mindre korrelasjon enn de andre kjernene. MS-verdiene er betydelig høyere i denne kjernen ($>40 \cdot 10^{-5}$) enn i de andre kjernene, og inc/coh-forholdet er litt lavere enn i de andre kjernene.

I orthoslice er det 10 svarte rektangler hvor Ekblom Johansson et al. (2020) tok ut prøver for datering.



Figur 5.7: Data fra kjerne SAD-616: Kjernebilde, orthoslice, MS, XRF og gråskalaverdier. Ved 23 cm er det et tydelig utslag i MS-verdiene og telleraten. Med unntak av dette er kjernen preget av tynne variasjoner i området 15-0 cm, som korrelerer med strukturer synlige i orthoslice.

Enhets A (32 – 19 cm)

Enhetsen er generelt uniform, med unntak av et lysegrått lag ved 22 cm. Orthoslice viser at det er tynne lagstrukturer ved 23-19 cm.

Med unntak av to bunnpunkt (11700) ved 21 cm og 19.5 cm ligger gråskalaverdiene stabilt ved 12100-12400 fra bunnen av enhetsen til 21 cm. Ved 21-19 cm er gråskalaverdiene lave (11000-11500).

Ved 22 cm og 21 cm er det to moderate topper i inc/coh-forholdet (3.08 og 3.07) som korresponderer med mørkere, distinkte lag i orthoslice.

MS-verdiene i denne enheten viser en stor topp ved 28 cm ($50 \cdot 10^{-5}$). Dette utslaget korrelerer med tydelige positive utslag i Ti- (0.032) og Mn-telleratene (0.021). Sr-telleraten har et lite, negativt utslag (0.069). Sr-telleraten har et tydelig toppunkt (0.085) ved 24-23 cm, som korrelerer med et tilsvarende toppunkt i MS-verdiene ($70 \cdot 10^{-5}$ SI).

Enhet B (19 – 9 cm)

Sedimentene i bunnen av enheten er brune og blir gradvis gråere mot toppen av enheten. Orthoslice viser at det er tynne (>0.5 cm) lag gjennom hele enheten som ikke er visuelt synlige. Gråskalaverdiene ligger ved omtrent 12000 og viser lite variasjon, med unntak av et tydelig toppunkt ved 10 cm, på nesten 14000.

Inc/coh-forholdet er relativt høyt gjennom enheten, spesielt i bunnen (3.2). Det er en synkende trend mot toppen av enheten, mot 2.9 ved 9 cm. Gjennom hele enheten er det tydelige variasjoner i inc/coh-forholdet.

De minerogene XRF-telleratene er har stabile trender gjennom enheten, men viser tynne variasjoner (Fe: 1.5-1.7; Ti: 0.025-0.028; Sr: 0.06-0.08; Rb: 0.048-0.051; Mn: 0.015-0.018), i takt med lagstrukturen som er synlig i orthoslice.

MS-verdiene er lavere enn i Enhet A, og varierer mellom $30-50 \cdot 10^{-5}$ SI.

Enhet C (9 – 0 cm)

I denne enheten er det tydelige tynne (>0.5 cm), som varierer mellom grå, brun og mørkebrun. Ved 3 cm er det et 1-cm tykt lysegrått lag, med en diffus grense til mørkegrå sedimenter som går til toppen av kjernen.

Orthoslice viser de samme strukturene som er visuelt synlig i kjernen.

Gråskalaverdiene viser større variasjon enn i de andre enhetene: ved 9-3 cm varierer gråskalaverdiene mellom 11000 og 13000. Ved 3 cm er det et spisst bunnpunkt

(9500), med et tydelig toppunkt (nesten 14000) ved 2 cm. Mot toppen synker gråskalaverdiene mot 11000.

Inc/coh-forholdet har en stigende trend, fra 2.8 ved 9 cm til 3.0 ved 3 cm. Ved 3 cm er det et spisst toppunkt (nesten 3.3.), etterfulgt av lave verdier (2.9-3.0) mot toppen av kjernen.

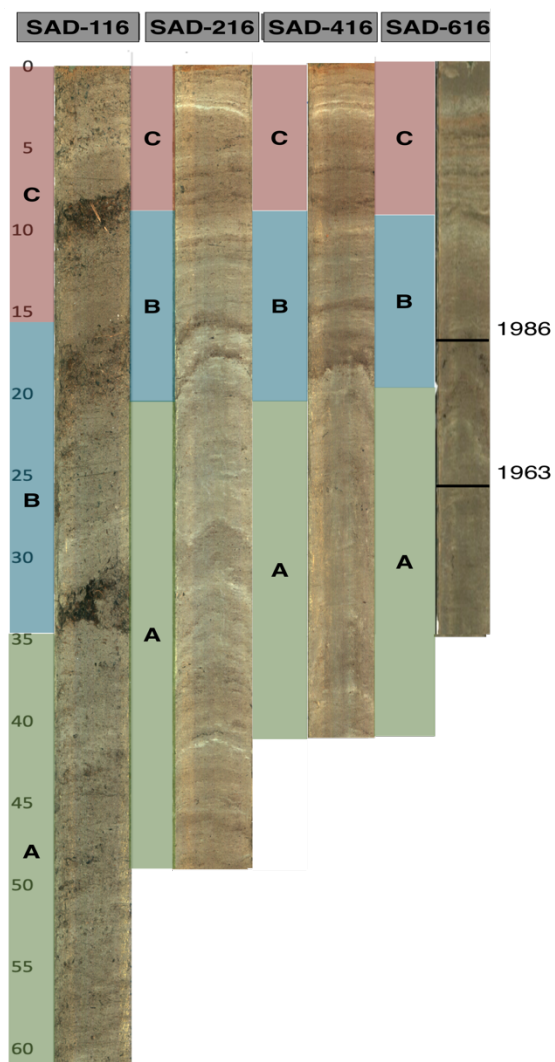
De minerogene XRF-telleratene viser generelt stabile trender (Fe: 1.5-1.8; Ti: 0.025-0.03; Sr: 0.07-0.09; Rb: 0.04-0.05; Mn: 0.015-0.020) fra 9 cm til 3 cm. Ved 2 cm er det markante bunnpunkt i telleratene til Fe (1.4), Rb (0.04) og Mn (0.015), og et tydelig toppunkt i Sr-telleraten (over 0.09).

MS-verdiene varierer også en del gjennom enheten, mellom $40-50 \cdot 10^{-5} \text{SI}$. Ved 2.5-2.0 cm er det er markant toppunkt ($50 \cdot 10^{-5} \text{SI}$).

5.3 Korrelering

Tabell 5.1: Korreleringspunkter for flomlag i SAD-kjernene. X i en rute indikerer at flomlaget ikke er identifisert i kjernen. Grunnlaget for korreleringen er datasettene presentert i kapittel 5.2

	SAD-116	SAD-216	SAD-416	SAD-616
Punkt 1	x	3 – 2 cm	3 – 2 cm	2.5 – 2 cm
Punkt 2	10 – 8 cm	5.5 – 4.5 cm	5 – 4 cm	3 – 2.5 cm
Punkt 3	19 – 16 cm	9 – 8 cm	9 – 8 cm	7.5 – 7 cm
Punkt 4	x	10.5 – 10 cm	10 – 9.5 cm	8 – 7.5 cm
Punkt 5	23 – 22 cm	12 – 11 cm	10.5 – 10 cm	x
Punkt 6	x	16 – 15 cm	16.5 – 16 cm	16 – 15 cm
Punkt 7	34 – 32 cm	18 – 17 cm	18 – 17.5 cm	19 – 18.5 cm



Figur 5.8: Korrelering av SAD-116, SAD-216, SAD-416 og SAD-616. Grunnlaget for korreleringen er datasettene i kapittel 5.2. I Tabell 5.1 er noen av korreleringspunktene nærmere identifisert.

Kjerne SAD-616 er den eneste som er datert (Ekblom Johansson et al., 2020). Cesium-dateringen som er gjennomført på denne kjernen daterte to punkter; 16.5 cm til 1986, og 25.7 cm til 1963. Ettersom kjernene ble tatt i 2016 gir dette sedimentasjonsrater på $0.55 \text{ cm} \cdot \text{år}^{-1}$ mellom 2016 og 1986, og $0,40 \text{ cm} \cdot \text{år}^{-1}$ mellom 1986 og 1963. Som Figur 5.8 viser er enhetene B og C omtrent like i SAD-216, SAD-416 og SAD-616, slik at sedimentasjonsratene vil være tilnærmet identiske i disse enhetene.

Ettersom det ikke er gjort noen dateringsanalyser på SAD-116, SAD-216 og SAD-416 er det stor usikkerhet knyttet til korreleringene presentert i dette kapittelet. Distinkte, lett identifiserbare lag, som de mørkebrune og svarte lagene i alle kjernene, og de lysegrå lagene i SAD-216, SAD-416 og SAD-616 danner hovedgrunnlaget for korreleringen på tvers av kjernene.

6 Diskusjon

6.1 Innledning

I dette kapittelet vil observasjonene og resultatene fra de ulike metodene som er brukt for å studere de innsamlede kjernene fra Sandvinvatnet diskuteres for å belyse problemstillingene for denne oppgaven, som er beskrevet i kapittel 1.2.

Til slutt vil det gis en kort diskusjon av eventuelle konsekvenser av funnene, som om flomrekonstruksjonene i Sandvinvatnet kan gi kunnskap om værphenomen knyttet til flomprosesser i nedslagsfeltet. Dette vil da ses i sammenheng med klimaprojeksjoner for dette århundre, for å diskutere om funn fra denne oppgaven kan bidra til å beskrive hvordan flom vil påvirke vassdraget i framtiden.

6.2 Validering av sedimentarkiv

Kjernene SAD-116, SAD-216, SAD-416 og SAD-616 er vurdert til å ha uforstyrrede kontinuerlige avsatte sedimenter. Denne vurderingen er gjort basert på korreleringer mellom kjernene, og at det ikke er observert deformerte strukturer i noen av disse kjernene.

Som beskrevet i kapittel 5.2.3 viser orthoslice fra CT-undersøkelsen av SAD-316 at strukturene i kjernen er deformerte ved 43-20 cm og 15-0 cm, for det er avbøyde, hellende og sirkulære strukturer. Dette fører til at det ikke er mulig å korrelere de horisontale lagene i kjernen med lag i andre kjerner. I en studie hvor målet er å beskrive flomsedimenter på ulike steder i en innsjø er det essensielt å kunne identifisere flomlag på tvers av ulike kjerner (Schillereff et al., 2014). Derfor er ikke SAD-316 tatt med i den videre diskusjonen.

I kerne SAD-516, Figur 5.6, veksler sedimentene mellom mørke og lyse enheter. Utenom tykkelse på lagene viser alle de lyse enhetene tilnærmet identiske visuelle og geokjemiske egenskaper, og det samme gjelder alle de mørke enhetene. Ettersom dette mønsteret ikke går igjen i de andre kjernene kan dette indikere at noe har gått galt under innsamling, og toppen av bunnsedimentene har blitt samlet inn gjentatte ganger mens kjernerøret har beveget seg langs innsjøbunnen. De mørke sedimentene i enhet F dekker ikke hele kjernen; lyse sedimenter langs den ene kanten knytter enhetene E og G sammen. Enhet B ser «strukket» ut; de mørke sedimentene ligger 4 cm ned i enhet A langs kanten, mens i toppen av enheten ligger lyse sedimenter fra enhet C langs kanten gjennom nesten hele enheten. Man skulle anta

at distinkte lag dekker hele kjernen, fra kant til kant. De uventede strukturene på enkelte av enhetene, samt at enhetene har tilnærmet identiske geokjemiske egenskaper, som ikke går igjen i de andre kjernene, er grunnlaget for at SAD-516 er tolket til å være forstyrret i løpet av innhenting, og dermed sett bort fra i denne studien. Forstyrrelsen kan ha forekommet som et resultat av at flåten som ble benyttet ved innhenting, beveget på seg mens kjernetakingen foregikk.

6.3 Flomsignal i Sandvinvatnet

6.3.1 Type 1 – Organisk flomsignal

I kjerne SAD-116, i Figur 5.2, er det fire svarte lag som skiller seg visuelt og geokjemisk fra de brungrå sedimentene som dominerer kjernen. De mørke lagene har lavere MS- og gråskalaverdier, og samtlige av telleratene fra XRF-dataene er lavere. Inc/coh-forholdet har markant høyere verdier i de mørke lagene, som er forventet når det er organiske makrofossiler til stede i lagene. Disse distinkte forskjellene i de presenterte egenskapene mellom de brungrå og de mørke sedimentene ligger til grunn for tolkningen av de mørke lagene som flomlag (Gilli et al., 2012; Schillereff et al., 2014). Tilsvarende lag med skarp overgang mot underliggende sedimenter, høyt organisk innhold og mye makrofossiler er tidligere også tolket som flomavsatt materiale i områder med stor tilgang på organisk materiale i nedslagsfeltet (f.eks. (Støren et al., 2008; Wilhelm et al., 2018; Wilhelm et al., 2015))

Dette flomsignalet, mørke lag med lavere MS- og gråskalaverdier, samt lavere XRF-tellerater og høyere inc/coh-forhold, går igjen i SAD-216 og SAD-416 med mindre tykkelse – mindre enn 0.5 cm – enn i SAD-116. I SAD-616 forekommer også disse mørke lagene, med samme utslag.

Det organiske flomsignalet blir svakere nordover langs transektet med økende avstand til innløpet: De mørke lagene er tykkest i SAD-116, og dette er den eneste kjernen hvor makrofossiler forekommer i lagene. I tillegg er amplituden på de geokjemiske utslagene og reduksjonen i den relative tettheten i sedimentene størst i sør, og svakere langs transektet. Basert på dette tolkes de organiske flomsedimentene til å være transportert med Storelvi til Sandvinvatnet. Langs elvebredden gjennom Oddadalen og ved Sandvin er det dyrket mark

som, sammen med de skogkledde dalsidene, er en sannsynlig kilde for de organiske flomsedimentene som preger Sandvinvatnet.

6.3.2 Type 2 – Minerogent flomsignal

I SAD-216 og SAD-416 er det flere distinkte lyse lag som skiller seg ut fra resten av sedimentene som dominerer kjernene. I disse lagene er MS-, gråskalaverdiene og XRF-telleratene høye, og inc/coh-forholdet er lavt. Kontrasten i fysiske og geokjemiske egenskaper mellom de lyse lagene og resten av sedimentene ligger til grunn for at dette tolkes som flomsedimenter med hovedsakelig minerogent materiale, i kontrast til det organiske Type 1-flomsignalet. Slike minerogene lag i en mer organisk bakgrunnsedimentasjon er tidligere tolket som flomlag i nedslagsfelt med stor tilgang på finkornet minerogent materiale i nedslagsfelt, som f.eks. glasiofluvialt materiale (f.eks. Nesje et al. 2001; Bøe et al. 2006; Støren et al. 2010)

I kjerne SAD-116 forekommer ingen distinkte lyse lag; flomsedimenter av Type 2 forekommer ikke i kjernen. I SAD-616 derimot er det flere distinkte lyse lag, hvor Type 2-flomsignalet forekommer. Dette er tydeligst i lagstrukturene i de øverste 10 cm av kjernen.

Type 2-lagene er tynne – tynnere enn 0.5 cm – i de tre kjernene hvor de forekommer, og det er ikke en tydelig endring i tykkelse langs transektet. Både visuelt og i dataene fra SAD-216 og SAD-416 er flomsignalet tydeligere enn i SAD-616. Ettersom sedimentene i SAD-216 og SAD-416 generelt er preget av høyere inc/coh-forhold og lavere MS-verdier er det ikke uventet at et minerogent signal vil ha en større kontrast til bakgrunnsedimentasjonen.

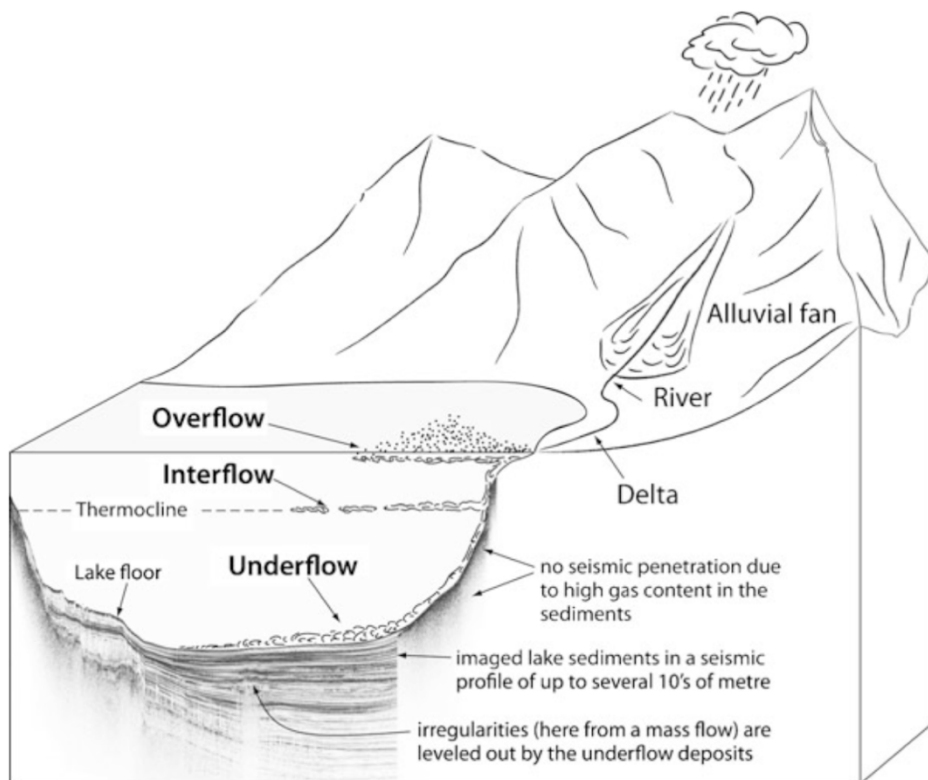
Ekblom Johansson et al. (2020) benyttet SAD-616 og to lengre kjerner fra samme området av Sandvinvatnet til å beregne flomfrekvens i området. Studien beregnet flomfrekvensen ved å identifisere distinkte lag hvor endringsraten («Rate of Change») til magnetisk susceptibilitet er spesielt høyt i forhold til resten av sedimentene; både 95. og 97. persentil er benyttet i studien for å identifisere flomlag. Dette flomsignalet er beskrevet som en indikator på at flomsedimenter fra Jordalselvi består av en større andel ferromagnetiske mineraler enn sedimentene som blir transportert til Sandvinvatnet under normale elvetilstander (Ekblom Johansson et al., 2020). Ekblom Johansson et al. identifiserte erosjons- og skredavsetninger i Buerdalen som sannsynlige sedimentkilder for flomsedimentene nord i Sandvinvatnet.

Ettersom prøvene som benyttes av Ekblom Johansson et al. og i beskrivelsene av flomsignal type 2 i denne undersøkelsen indikerer den samme type – minerogene – sedimenter (Croudace & Rothwell, 2015; Davies et al., 2015; Jones et al., 2012; Støren et al., 2010; Wilhelm et al., 2015), er det sannsynlig at flomsignal type 2 indikerer flomsedimenter fra Buerdalen.

6.4 Er det variasjoner i utbredelsen av flomsignalene?

6.4.1 Romlige variasjoner

Som diskutert er Type 1-flomsignalet sterkest sør i transektet, i kjerne SAD-116, og blir svakere nordover i vannet. Figur 6.1 viser en representasjon av avsetningsprosesser i en innsjø. Hvorvidt flomsedimentene transporteres i innsjøen ved strømming i overflaten («overflow»), i vannmassene («interflow») eller langs bunnen («underflow») er avhengig av den relative tetthetsdifferansen mellom de sedimenttunge vannmassene og innsjøvannet. Tetthetsstratifisering av innsjøer er hovedsakelig temperaturavhengig, og i hovedsak preget av temperaturen til overflatevannet (Bohrer & Schultze, 2008). Innsjøer har som regel ikke en permanent termoklin, grunnet store sesongavhengige temperaturvariasjoner (Giovanoli, 1990). Hvis innsjøen ikke er frosset om vinteren, vil vannsøylen ha en relativt uniform temperatur nedover i vannsøylen. På slutten av våren, og spesielt om sommeren, varmer solen opp overflatevannet, og muligheten for at en termoklin oppstår øker. Utover høsten svekkes denne effekten på grunn av lavere lufttemperaturer (Giovanoli, 1990).



Figur 6.1: Skjematisk beskrivelse av avsetningsprosesser i et nedslagsfelt (Gilli et al., 2012). Under perioder med høy vannføring og sedimenttransport, som ved flomhendelser, vil det oppstå en *strømning langs bunnen*, hvor sedimentene transporteres langt ut i innsjøen langs innsjøbunnen. Dette resulterer i at flomsedimentene beveger seg mot det dypeste punktet i innsjøbunnen.

Sedimenttunge flomvannmasser vil ha en stor tetthetsdifferanse til innsjøvannet. Dette vil resultere i at flomsedimenter transporteres langs innsjøbunnen mot den dypeste delen av innsjøen, en underflow (Giovanoli, 1990). Ettersom utløpet til Storelvi er orientert direkte nordover er den forventede flomretningen parallelt med transektet (f.eks. (Wilhelm et al., 2015)). Store mengder sedimenter vil bli avsatt nærmest elveutløpet, men på grunn av underflow-mekanismen blir sedimenter transportert langt ut i innsjøen; med en gradvis avsetning av finere kornstørrelser på innsjøbunnen, slik at flomlaget blir tynnere distalt fra utløpet. Et viktig element ved Type 1-sedimentene er det høye innholdet av organisk materiale, som har en lavere tetthet enn minerogent materiale. Den lave tettheten til organisk materiale kan tenkes å resultere i en interflow-effekt i innsjøen, hvor de da transporteres i vannsøylen, og er upåvirket av batymetrien til innsjøen.

Type 2-flomsedimentene antas å være knyttet til flomsedimentene som stammer fra Buerdalen og er transportert til Sandvinvatnet av Jordalselvi, vist av Ekblom Johansson et al. (2020). Utløpet til Jordalselvi er orientert østover i Sandvinvatnet, tilnærmet normalt på orienteringen av transektet hvor kjernene er hentet inn. Dette kan føre til at sedimenter

transportert med Jordalselvi i veldig liten grad er å finne sør i Sandvinvatnet. En konsekvens av underflow-transportmekanismen for flomsedimenter er, som nevnt, at sedimenter transporteres mot det dypeste området av vannet; hvor sedimentene som fortsatt er suspendert vil over tid deponeres (Gilli et al., 2012). At Type 2-flomsedimenter identifiseres i kjernene SAD-216 og SAD-416, fra den sørlige delen av vannet, og på grunnere dyp, kan gi indikasjoner på to forskjellige prosesser: (1) at flomsedimentene er transportert oppe i vannsøylen, ved interflow eller overflow, eller (2) at det er en annen kilde og elv knyttet til sedimentene i SAD-216 og SAD-416 enn antatt. Et argument mot at det oppstår en interflow eller overflow når vannmasser fra Buerdalen drenerer ut i Sandvinvatnet er den mulig nedkjølende effekten smeltevann fra Sørfonna vil ha på vannet i Jordalselvi. Effekten av dette er vanskelig å avgjøre uten nærmere undersøkelser med dette som formål, men det kan da være mer nærliggende å anta flere kilder til Type 2-sedimentene.

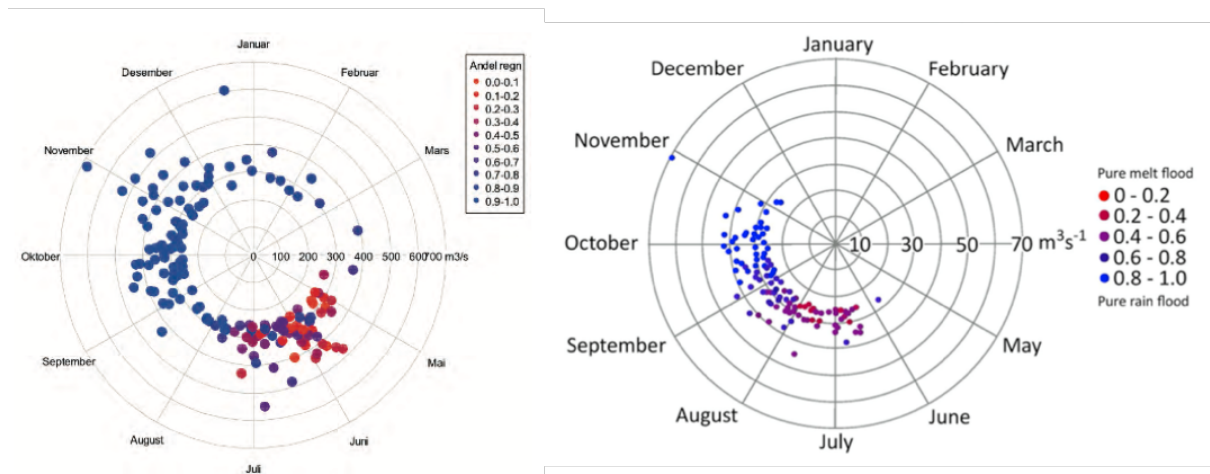
6.4.2 Temporale variasjoner

Flomlagene er ikke jevnt fordelt nedover i kjernene. I de fire kjernene er det flest flomlag i enhetene B og C, altså i den øverste delen av kjernene; dette gjelder begge flomsignaltypene. Dette tyder på at det er temporale variasjoner i flomfrekvensen i sedimentmaterialet. Grunnet manglende datering på de andre kjernene, og begrensninger med den kvalitative tilnærmingen i denne oppgaven, foreligger det ikke datamateriale som kan kvantifisere frekvensen for forekomsten av de to signaltypene.

6.5 Flomsignal og flomgenererende prosesser

Som vist i delkapittel 6.3. er det tolket to flomsignaler med distinkt forskjellige egenskaper i bunnsedimentene fra Sandvinvatnet. I tillegg er det også observert romlige forskjeller, hvor Type 1-signalet er sterkest sør i transektet og Type 2-signaler er sterkest nord i transektet.

Det kan være flere forklaringer på dette, men kanskje den mest nærliggende er å anta at de er transportert og avsatt som følge av to forskjellige flomgenererende prosesser. Som Figur 6.2 viser, og som er tidligere presentert i kapittel 2.3, er regionen Sandvinvatnet ligger i preget av to dominerende flomgenererende prosesser; nedbørsflommer på høsten og vinteren, og smelteflommer på våren og tidlig sommer, hvor nedbørsflommer utgjør det klart største antallet (Engeland et al., 2018; Roald, 2013).



Figur 6.2: Flomroser fra Voss (venstre) (Støren, Engeland og Paasche, 2018) og Buerdalen (høyre) (Ekblom Johansson et al. 20120) over henholdsvis 250 m³s⁻¹ og 25 m³s⁻¹ viser hvilke værforhold som bidrar til flommer. Avstanden fra sentrum indikerer størrelse, og farge indikerer hvor stor andel av vannmassene som er snøsmelting (rød) og regn (blå).

På grunn av tilstedeværelsen av isbreen Sjøfonna i nedslagsfeltet til Jordalselvi er det nærliggende å anta at forekomsten av snøsmelteflommer er større i denne delen av Opo-vassdraget. Dette ville i så fall vært et argument for å koble Type 2-flomsignalet til snøsmelteflommer i vassdraget. Dette argumentet problematiseres av Johansson et al. (2020), hvor funnene fra studien viser at den historiske variasjonen i flomfrekvensen som registreres i Sandvinvatnet viser en positiv kobling til klimatiske variasjoner som påvirker ekstreme nedbørshendelser. Dette funnet støttes i annen forskning på variasjoner i flomfrekvens i nyere tid (Hanssen-Bauer, 2015; Lawrence, 2016; Roald, 2013; Vormoor et al., 2016). Det er altså et sterkere argument for at Type 2-flomsignalet er koblet til nedbørsflommer enn snøsmelteflommer.

Nedbørsflommer som dominerende flomgenererende prosess i regionen er godt dokumentert (Hanssen-Bauer, 2015; Lawrence, 2016; Roald, 2013; Vormoor et al., 2016). Sett sammen med fraværet av isbre i den sørlige delen av Opo-vassdraget er det naturlig å anta at nedbørsflommer også dominerer denne delen av vassdraget. Dette peker på at hvis flomsignalene er koblet til en spesifikk flomgenererende prosess, er det sannsynlig at Type 1-flomsignalet også er en respons på nedbørsflommer.

Det er derimot ingenting i de presenterte resultatene fra de gjennomførte laboratorieanalysene som tilsier at det er nødt til å være en kobling mellom flomsignal og spesifikke flomgenererende prosesser. Gitt at det ikke er flomsignal som ikke er identifisert i

datamaterialet, er det mest nærliggende å trekke slutningen om at flomsignalene i Sandvinvatnet et prosessuavhengige.

Flere steder i SAD-216 og SAD-416 er det kontakter mellom de to flomsignalene, og i samtlige tilfeller ligger mørke Type 1-sedimenter oppå lysegrå Type 2-sedimenter. I SAD-216 forekommer dette ved 41-42 cm, 18-19 cm og 10-11 cm. I SAD-416 forekommer dette ved 18-19 cm og 9-10 cm. I SAD-616 er det ved flere tilfeller mellom 3 og 15 cm hvor slike kontakter forekommer, men på grunn av det store antallet tynne lag er det vanskelig å avgjøre mønsteret ved kontaktene. Kontakt mellom de to flomsignalene kan bety at tiden mellom når hendelsene inntraff har vært liten. Sett i lys av tidligere diskuterte mekanismer som utbredelse av flomsedimenter i innsjøen, og at det ikke er noe som peker på at de to flomsignalene skyldes ulike flomgenererende prosesser, er det mulig at sedimenter med de to ulike flomsignalene kan ha blitt avsatt som følge av samme hendelsen. Muligheten for at de organisk rike flommassene forblir suspendert i vannsøylen lengre på grunn av mindre tetthetsdifferanse med innsjøvannet, relativt til de minerogene flomsedimentene, kan være årsaken til at sedimenter av Type 1 ligger oppå sedimenter av Type 2 ved de nevnte tilfellene.

6.6 Flom i Opo-vassdraget i fremtidens klima

Ekblom Johansson et al (2020) konkluderer med at nedbør, i stor grad knyttet til atmosfæriske elver, er den hovedsakelige flomgenererende prosessen i Buerdalen, og at klimatiske variasjoner som påvirker atmosfæriske elver har vært en av årsakene for variasjoner i flomfrekvensen i området.

I dag er det i gjennomsnitt én til to atmosfæriske elver som treffer Vestlandet hvert år (Whan et al., 2020). Klimatiske projeksjoner for slutten av dette århundrepeker på en varmere og fuktigere atmosfære, og viser en tydelig økning i dette antallet (Whan et al., 2020). Whan et al. (2020) og Azad og Sorteberg (2017) understreker at atmosfæriske elver oftest treffer Vestlandet om vinteren, i desember og januar, og at store nedbørsmengder som følge av dette faller som snø. Whan et al. (2020) viser at i tillegg til at varmere vintertemperaturer på Vestlandet resulterer i at nedbøren i større grad vil falle som regn, vil atmosfæriske elver i større grad forekomme tidligere på høsten. Dette peker på at atmosfæriske elver vil forekomme hyppigere mot slutten av århundret. Implikasjonene for Opo-vassdraget av dette kan være høyere frekvens av store flommer.

6.7 Metodologiske implikasjoner av studien

Sedimentkjernene som er benyttet i denne oppgaven ble samlet inn langs et nord-sør-transekt i innsjøen. Dette har ført til at de innsamlede sedimentene har kunne gi mye informasjon om de romlige variasjonene i bunnsedimentene i Sandvinvatnet. At SAD-316 var deformert førte til at mye potensiell informasjon om innflytelsene fra den sørvestlige delen av vassdraget på innsjøsedimentene manglet. Kjernen kunne potensielt gitt informasjon om dette området av vassdraget potensielt er kilden til Type 2-flomsedimentene som er identifisert i SAD-216 og SAD-416. Ettersom SAD-516 også ble tolket til å være feil manglet det også viktig informasjon fra midten av innsjøen. Den store avstanden mellom SAD-416 og SAD-616 bidrar til en stor usikkerhet knyttet til korreleringen av disse kjernene. SAD-516 ville også potensielt gitt mer innsikt i transporten av sedimenter fra sør til nord eller fra nord til sør i innsjøen.

De normaliserte XRF-dataene har gitt essensiell informasjon knyttet til beskrivelse og karakterisering av flomsignalene. Inc/coh-forholdet har vært en viktig kilde til informasjon om det organiske innholdet i kjernene, og var spesielt viktig for karakteriseringen av Type 1-signalet. Det er fortsatt et stort potensial i XRF-dataene for informasjon om andre egenskaper til sedimentene, som for eksempel kornstørrelse, reduksjonsmiljøet sedimentene har vært utsatt for, kjemisk forvitring av sedimentene, og mer (Croudace & Rothwell, 2015).

CT-analysene gjennomført på kjernene (med unntak av SAD-216) har vært veldig nyttige ved å gi en dypere innsikt i sedimentene i kjernene, i tillegg til å identifisere lag som ikke var visuelt synlige. CT-analysene har også vært en viktig informasjonskilde ved å vise den relative tettheten til sedimentene i kjernen.

Det hadde vært interessant å gjennomføre glødetaps analyser (*loss on ignition*) på kjernene, som en annen kilde til informasjon om relativt organisk innhold (Dean, 1974). En slik analyse kunne vært en uavhengig kilde til informasjon om sedimentene; de normaliserte XRF-dataene bygger på samme data som inc/coh-forholdet (grunnet coherent scattering + incoherent scattering-divisoren). En annen kilde til informasjon om det relative organiske innholdet kunne dermed gitt en mer uavhengig informasjonskilde som ikke var avhengig av de samme antakelsene (Croudace & Rothwell, 2015; Löwemark et al., 2011).

Mangelen på datering av kjernene i denne oppgaven er en kilde til usikkerhet knyttet til korrelasjonen i kapittel 5.3. Videre undersøkelser av bunnsedimentene i Sandvinvatnet burde inkludere datering, for å unngå en slik usikkerhet.

7 Avslutning

Basert på analysene av de geokjemiske og fysiske egenskapene til sedimentene i de seks sedimentkjernene fra Sandvinvatnet kan følgende slutninger trekkes:

- Det er identifisert to ulike flomsignal i sedimentene på bunnen.
 - Type 1-flomsedimentene karakteriseres av mørke sedimenter med høyt organisk innhold og lave tellerater for Fe, Ti, Sr, Rb og Mn, samt lave verdier for magnetisk susceptibilitet og lav relativ tetthet, presentert ved gråskalaverdiene fra CT-analysene. Lag med Type 1-sedimenter er tykkest i SAD-116 fra sør i innsjøen, og blir tynnere nordover i innsjøen. Dette peker på at kilden til disse sedimentene ligger sør i vassdraget og at sedimentene transporteres med Storelvi, et argument som forsterkes av den store mengden dyrket mark og skog i dette området.
 - Type 2-flomsedimentene karakteriseres av en lysegrå farge, høye tellerater for Fe, Ti, Sr, Rb og Mn og lite organisk innhold, samt høye verdier for magnetisk susceptibilitet og høy relativ tetthet. Lag med Type 2-sedimenter forekommer i SAD-216, SAD-416 og SAD-616, og forekommer ikke SAD-116. Dette kan tyde på at kilden til disse sedimentene ligger nord i vassdraget.
- De identifiserte flomsignalene kan ikke, basert på det tilgjengelige datamaterialet fra laboratorieanalysene, kobles til spesifikke flomgenererende prosesser, som smelteflommer eller nedbørsflommer. Ettersom store nedbørsmengder koblet til atmosfæriske elver om høsten og vinteren er den dominerende flomgenererende prosessen i regionen, og flommene fra Buerdalen tidligere er koblet til slike flommer, kan det tenkes at begge flomsignalene representerer nedbørsflommer, men at kun sedimentkilden er ulik. Dette støttes av at Type 1 og Type 2, ved flere tilfeller, forekommer i kontakt med hverandre i SAD-216, SAD-416 og SAD-616.

Som en del av min lektorutdannelse har dette prosjektet gitt meg mye kunnskap knyttet til flere element innenfor geofaglige tema og undervisning av dem som har stor relevans for læreplanene til geofag, geografi og naturfag.

Flommer er tydelige eksempler på hvordan menneskers liv påvirkes av miljøet. I tillegg til å være veldig faglig relevante, er slike hendelser også en viktig kilde til interesse for geofag. Gjennom arbeidet med dette masterprosjektet har jeg lært mye om flommer som styrker min evne til å undervise om slike hendelser, blant annet hvordan klimaet påvirker flomhendelser og hvordan flommer påvirker og påvirkes av nedslagsfeltet hvor de forekommer. Denne innsikten gir meg flere verktøy til å hjelpe mine fremtidige elever med å utvikle interesse for geofaglige kunnskap.

Feltarbeid er, som nevnt innledningsvis, et økende fokus i undervisningen innenfor geofag og geografi på videregående skole. Selv om dette prosjektet ikke har innebært en feltkomponent har mitt arbeid med studieområdets egenskaper økt min evne til å benytte naturen som aktivt undervisningsrom.

Nesten hele dette masterprosjektet kan knyttes til etterarbeid innenfor naturfagsdidaktikken (Remmen & Frøyland, 2013). I arbeidet med det store datamaterialet som ligger til grunn for denne oppgaven har jeg dermed mye erfaring som jeg vil ta med meg videre når jeg skal utforme egne undervisningsopplegg. Et stort datamateriale gir rom for å både la elevene utforske selvvalgte problemstillinger som de forsøker å besvare, eller at jeg som underviser gir spesifikke oppdrag som skal løses. Det er dermed en rekke alternativ til å utfordre og utvikle elevenes kreativitet, geofaglige kunnskaper, og evne til å lære nye ting, slik dette prosjektet har utfordret meg.

Litteraturliste

- Azad, R., & Sorteberg, A. (2017). Extreme daily precipitation in coastal western Norway and the link to atmospheric rivers. *Journal of geophysical research. Atmospheres*, 122(4), 2080-2095. doi:10.1002/2016JD025615
- Bakke, J., Lie, ø., Nesje, A., Dahl, S. O., & Paasche, ø. (2005). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *Holocene (Sevenoaks)*, 15(2), 161-176. doi:10.1191/0959683605hl797rp
- Boehrer, B., & Schultze, M. (2008). Stratification of lakes. *Rev. Geophys*, 46(2), RG2005-n/a. doi:10.1029/2006RG000210
- Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society special publication*, 267(1), 51-63. doi:10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04
- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a Non-Destructive Tool for the Environmental Sciences* (Vol. 17). Dordrecht: Dordrecht: Springer Netherlands.
- Davies, S. J., Lamb, H. F., & Roberts, S. J. (2015). Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments. In (pp. 189-226). Dordrecht: Dordrecht: Springer Netherlands.
- Dean, Jr. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of sedimentary petrology*, 44(1), 242-248. doi:10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Duliu, O. G. (1999). Computer axial tomography in geosciences: an overview. *Earth-science reviews*, 48(4), 265-281. doi:10.1016/S0012-8252(99)00056-2
- Eklom 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 (Lausanne)*, 8. doi:10.3389/feart.2020.00239
- 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. doi:10.5194/hess-24-5595-2020
- Engeland, K., Støren, E., & Paasche, Ø. (2018). Nye metoder gir økt kunnskap om flom. *Naturen*, 142(6), 267-274. doi:10.18261/issn.1504-3118-2018-06-07
- Gilli, A., Anselmetti, F. S., Glur, L., & Wirth, S. B. (2012). Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events. *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*, 225-242. doi:10.1007/978-94-007-4336-6_15

- Giovanoli, F. (1990). Horizontal Transport and Sedimentation by Interflows and Turbidity Currents in Lake Geneva. In M. M. Tilzer & C. Serruya (Eds.), *Large Lakes: Ecological Structure and Function* (pp. 175-195). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Hanssen-Bauer, I. (2015). *Klima i Norge 2100 : kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015*(Vol. 2015:2).
- Jones, A. F., Brewer, P. A., & Macklin, M. G. (2010). Geomorphological and sedimentological evidence for variations in Holocene flooding in Welsh river catchments. *Global and planetary change*, 70(1), 92-107. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.11.010
- Jones, A. F., Macklin, M. G., & Brewer, P. A. (2012). A geochemical record of flooding on the upper River Severn, UK, during the last 3750 years. *Geomorphology (Amsterdam, Netherlands)*, 179, 89-105. doi:10.1016/j.geomorph.2012.08.003
- Lawrence, D. (2016). *Klimaendring og framtidige flommer i Norge*. Retrieved from NVEs hustrykkeri:
- Lawrence, D., & Hisdal, H. (2011). *Hydrological projections for floods in Norway under a future climate* (Vol. no. 5-2011). Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- Löwemark, L., Chen, H. F., Yang, T. N., Kylander, M., Yu, E. F., Hsu, Y. W., . . . Jarvis, S. (2011). Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian earth sciences*, 40(6), 1250-1256. doi:10.1016/j.jseas.2010.06.002
- Nesje, A., Dahl, S. O., Matthews, J. A., & Berrisford, M. S. (2001). A ~4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of paleolimnology*, 25(3), 329-342. doi:10.1023/A:1011197507174
- Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y., & Scott, C. (1992). Tropospheric rivers? - A pilot study. *Geophys. Res. Lett*, 19(24), 2401-2404. doi:10.1029/92GL02916
- Norges geotekniske institutt. (2013). *Faresonekart skred : Odde kommune* (Vol. nr. 4/2013). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NOU. (2015). *Fremtidens skole - Fornyelse av fag og kompetanser*.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M., & Anderson, A. L. (1994). X-ray computed tomography; a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of sedimentary research*, 64(3a), 690-693. doi:10.1306/D4267E74-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Remmen, K. B., & Frøyland, M. (2013). How Students Can Be Supported to Apply Geoscientific Knowledge Learned in the Classroom to Phenomena in the Field: An Example From High School Students in Norway. *Journal of geoscience education*, 61(4), 437-452. doi:10.5408/12-383.1
- Roald, L. A. (2013). *Flom i Norge* (Vol. nr. 56-2013). Vestfossen: Tom & Tom.

- 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. doi:10.1111/bor.12388
- Schillereff, D. N., Chiverrell, R. C., Macdonald, N., & Hooke, J. M. (2014). Flood stratigraphies in lake sediments: A review. *Earth-science reviews*, 135, 17-37. doi:10.1016/j.earscirev.2014.03.011
- St. George, S., Hefner, A. M., & Avila, J. (2020). Paleofloods stage a comeback. *Nature Geoscience*, 13(12), 766-768. doi:10.1038/s41561-020-00664-2
- Støren, E. N., Dahl, S. O., & Lie, Ø. (2008). Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *Holocene (Sevenoaks)*, 18(8), 1179-1191. doi:10.1177/0959683608096593
- 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. doi:10.1016/j.quascirev.2010.06.038
- TEK17. (2017). *Byggteknisk forskrift (TEK17) med veiledning*.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'Sullivan, P. E., & Oldfield, F. (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments: Magnetic susceptibility of sediments. *Limnology and oceanography*, 20(5), 687-698. doi:10.4319/lo.1975.20.5.0687
- Thorndycraft, V., Hu, Y., Oldfield, F., Crooks, P. R. J., & Appleby, P. G. (1998). Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *Holocene (Sevenoaks)*, 8(6), 741-746. doi:10.1191/095968398668590504
- UWiTEC. (2020). Corer. Retrieved from <http://www.uwitec.at/html/corer.html>
- Vormoor, K., Lawrence, D., Schlichting, L., Wilson, D., & Wong, W. K. (2016). Evidence for changes in the magnitude and frequency of observed rainfall vs. snowmelt driven floods in Norway. *Journal of hydrology (Amsterdam)*, 538, 33-48. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.03.066
- Wellington, S. L., & Vinegar, H. J. (1987). X-Ray Computerized Tomography. *Journal of petroleum technology*, 39(8), 885-898. doi:10.2118/16983-PA
- Whan, K., Sillmann, J., Schaller, N., & Haarsma, R. (2020). Future changes in atmospheric rivers and extreme precipitation in Norway. *Climate dynamics*, 54(3-4), 2071-2084. doi:10.1007/s00382-019-05099-z
- Wilhelm, B., Ballesteros Canovas, J. A., Corella Aznar, J. P., Kämpf, L., Swierczynski, T., Stoffel, M., . . . Toonen, W. (2018). Recent advances in paleoflood hydrology: From new archives to data compilation and analysis. *Water Security*, 3, 1-8. doi:10.1016/j.wasec.2018.07.001
- Wilhelm, B., Sabatier, P., & Arnaud, F. (2015). Is a regional flood signal reproducible from lake sediments? *Sedimentology*, 62(4), 1103-1117. doi:10.1111/sed.12180

Zhu, Y., & Newell, R. E. (1994). Atmospheric rivers and bombs. *Geophys. Res. Lett*, 21(18), 1999-2002. doi:10.1029/94GL01710

Elektroniske referanser

Flomhendelser. 2021. Oktoberflaumen på Vestlandet i 2014. Norges vassdrag- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <<https://www.flomhendelser.no/20140096/observasjoner>> [Lest 17.04.21].

NGU u.å. a. Løsmassekart og fjellskygge. [Internett] Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg fra: <<http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>> [Lest 15.03.21].

NGU u.å. b. Berggrunn N250 med lineamenter og fjellskygge. [Internett] Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg fra: <<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>> [Lest 15.03.21].

NVE, u.å. Stasjonsdata for Sandvenvatn – 48.1.0. Norges vassdrags- og energidirektorat Tilgjengelig fra: <<https://sildre.nve.no/station/48.1.0>> [Lest 13.04.21].

PhysicsOpenLab. 2016. DIY X-Ray Fluorescence Spectrometry. PhysicsOpenLab. Tilgjengelig fra: <<https://physicsopenlab.org/2016/02/24/diy-xrf-spectrometry/>> [Lest 29.05.21]

Varsom. u.å. Ordliste for flom. Varsom. Tilgjengelig fra: <<https://varsom.no/flom-og-jordskredvarsling/ordliste-for-flom/>> [Lest 28.03.21].