

# Variasjoner i stormaktivitet fra midt- til sein-holosen på Langøya, Vesterålen

- Basert på transport og sedimentasjon av flygesand til sanddyner og i innsjø



Av: Ingvild Prestegård



Masteroppgave i naturgeografi

Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Mai 2019

## Forord

Først av alt vil jeg takke min hovedveileder Pål Ringkjøb Nielsen for god hjelp, innspill, korrekturlesing og diskusjoner underveis i oppgaven. Jeg setter stor pris på at terskelen for å spørre om hjelp har vært så lav. Tusen takk til medveileder Svein Olaf Dahl som har engasjert seg i prosjektet, stilt kritiske spørsmål og delt villig av sin enorme kunnskap innenfor Norges kvartærgeologi. Jeg vet at begge har travle dager med egne prosjekter og undervisning, men de har alltid tatt seg tid til å svare på spørsmål og komme med gode innspill underveis. Dette har reddet meg ut av mange forvirrede stunder når motivasjonen har skortet.

Tusen takk til Pål Ringkjøb Nielsen, Svein Olaf Dahl, Kristian Vasskog og Joe Buckby som hjalp til med kjernetakingen under feltarbeidet i Vesterålen. Takk til Vanja Sommerseth og Svein Helge Marthinussen som generøst lånte vekk hus, spade, sykkel og alt jeg måtte ønske under oppholdet, og viste meg rundt på Fjærvoll og delte sin lokalkunnskap. Takk til alle 'Bøfjerdinger' som har sendt meg gamle bilder og hjulpet meg å finne ut når store og små inngrep i landskapet har tatt sted og for å være så utrolig gjestfri og behjelpelige både i forkant, under og i etterkant av feltarbeidet. Takk til Hordaland Fylkeskommune for økonomisk støtte til å gjennomføre feltarbeidet.

En stor takk til alle ved EARTHLAB på Universitet for Geovitenskap for hjelp med laboratoriearbeid. En spesiell takk rettes til Eivind Støren for god hjelp og innspill i forbindelse med CT-skanning, partikkelanalyse og for behandling av resultatene i etterkant.

Tusen takk til alle medstudenter både på Institutt for Geografi og Institutt for Geovitenskap for en fantastisk studietid. En spesiell takk til Øystein for tilbakemeldinger og korrekturlesing av oppgaven. Takk til alle gode mine gode venner, spesielt Sigrid, for god støtte og tiltrengte avbrekk gjennom den travle tiden. Takk til Helge som har lyttet tålmodig til min forvirring og frustrasjon underveis i prosjektet. Sist men ikke minst tusen takk til alle i familien min for motiverende ord og for å alltid ha troen på meg.

Bergen, mai 2019

Ingvild Prestegård

## Sammendrag

I dette studiet er variasjoner i stormaktivitet rekonstruert for midt- til sein-holosen med utgangspunkt i analyse av innsjøsedimenter fra Nøkkjtønna. Nøkkjtønna ligger omtrent 1,5 km fra kysten ved Fjærvoll sørvest på Langøya i Vesterålen. Kartlegging av studieområdet har vist stor utbredelse av flygesandsavsetninger både i form av dyner og sanddekker. Dette tyder på at ved høye nok vindstyrker forekommer sanddrift i området.

Et vidt spekter av sedimentanalyser er blitt anvendt med mål om å fange opp endringer som reflekterer variasjoner i stormaktivitet. Innholdet av minerogene partikler i innsjøsedimentene er blitt analysert ved å sikte restene fra glødetapsanalysen i to størrelsesfraksjoner (125 – 250  $\mu\text{m}$ , >250  $\mu\text{m}$ ) og ved CT-skanning av helkjerne. Resultatene fra metodene viste relativt god korrelasjon, særlig for den øvre delen av kjernen.

Med tanke på nedbørsfeltets setting er tilstedeværelsen av minerogene partikler tolket til å være et resultat av eoliske prosesser. Fordi partikler > 0,1mm sjeldent vil kunne transporteres ved suspensjon, og nærmeste potensielle kildeområde ligger 1,5km unna er innholdet av flygesand foreslått å reflektere niveo-eolisk transport under vinterstormer. Med utgangspunkt i denne antakelsen er vinterstormaktivitet rekonstruert fra en terskelanalyse av CT-dataene. Intervaller med særlig høy eolisk aktivitet er identifisert: 4085 – 4060 kal. år BP (24 – 23,5 cm), 3450 – 3350 kal. år BP (18,5 – 18 cm), 2860 – 2760 kal. år BP (15,5 – 15 cm), 1400 – 715 kal. år BP (8 – 4,5 cm) og 320 – 30 kal. år BP (2,5 – 0,5 cm), hvor de siste to er de lengste og mest intense periodene.

Økningen i forbindelse med de siste to periodene kan være knyttet til en kombinasjon av endrede/styrkede stormbaner i tillegg til økt antropogen innvirkning. Den høyeste eoliske aktiviteten som er registrert forekommer fra 320 - 30 kal. år BP (AD 1630 – 1920) mot slutten av 'lille istid'. Dette var en kjølig og stormfull periode i hele Europa. Resultatene i dette studiet viser mye likhet med andre rekonstruksjoner fra Nord-Europa. Noe som tyder på at eolisk aktivitet ved Nøkkjtønna påvirkes av de store atmosfære- og havsirkulasjonsmønstrene i Nord-Atlanteren.

## Abstract

In this study, mid- to late Holocene storminess has been reconstructed from lacustrine sediments from Nøkkjønnna. Nøkkjønnna is situated 1,5 km from the shoreline at Fjærvoll on Langøya, Vesterålen in Northern Norway. Mapping of the study area has revealed large amounts of aeolian deposits as both sand dunes and sand sheets. This indicates that sand drift is active when strong enough wind speeds are present.

A wide range of methods have been applied to capture variations in storminess. The content of mineral grains in the sediment core has been quantified by sieving ignition residue through two different mesh sizes (125 – 250  $\mu\text{m}$ , >250  $\mu\text{m}$ ) and by conducting a threshold analysis of the results from CT-scanning. The results from the different datasets show relatively good correlation, especially from the upper part of the core.

Considering the setting of Nøkkjønnnas drainage basin, the mineral grains present in the sediment core are suggested to be deposited by aeolian transport. The most likely source area is the sandy beach deposits at Fjærvollsanden 1,5 km west of Nøkkjønnna. Five periods of high aeolian influx are suggested to indicate increased storminess. These periods occurred from 4085 – 4060 cal. yr BP (24 – 23,5 cm), 3450 – 3350 cal. yrs BP (18,5 – 18 cm), 2860 – 2760 cal. yrs BP (15,5 – 15 cm), 1400 – 715 cal. yrs BP (8 – 4,5 cm ) and 320 – 30 cal. yrs BP (2,5 – 0,5 cm), where the two last periods are the longest and most intense.

The increased influx in the two periods can possibly be associated to changes in the storm tracks combined with increased anthropogenic influence. The highest influx rates occur at the end of the Little Ice Age (AD 1630 – 1920). The results from this study correlate relatively well to other reconstructions from the North Atlantic Region. This indicates that aeolian influx to Nøkkjønnna is affected by the big scale atmospheric and oceanic circulation patterns.

## Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon .....	7
2. Områdebeskrivelse .....	8
2.1 Geografi.....	8
2.1.1 Beliggenhet og geomorfologi .....	8
2.1.2 Setting .....	10
2.1.3 Tidevann og bunntopografi.....	11
2.2 Geologi .....	12
2.2.1 Berggrunnsgeologi og strukturgeologi .....	12
2.2.2 Havnivå- og deglasiasjonshistorie .....	13
2.3 Klima .....	14
2.3.1 Dagens Klima .....	14
2.3.1 Klimaprognoser for Nordland.....	16
2.4 Tidligere arbeid .....	17
3. Teoretisk rammeverk .....	18
3.1 Eoliske prosesser .....	18
3.2 Stormaktivitet og ekstremvær .....	19
3.3 Betydningen av hav- og atmosfæresirkulasjon .....	21
3.4 Proksistudier og holosene klimavariasjoner.....	22
4. Metoder.....	25
4.1 Feltmetoder.....	25
4.1.1 Logging av snitt .....	25
4.1.2 Kwartærgeologisk kartlegging.....	26
4.1.3 Batymetrisk kartlegging.....	27
4.1.4 Kjernetakning.....	27
4.2 Sedimentanalyser .....	30
4.2.1 CT-skanning.....	30
4.2.2 Geokjemisk analyse (XRF).....	33
4.2.3 Magnetisk susceptibilitet .....	34
4.2.4 Kronologi .....	35
4.2.5 Glødetapsanalyse .....	36
4.2.6 Eolisk influks .....	37
4.2.7 Partikkelanalyse .....	38
5. Resultater .....	40
5.1 Kwartærgeologisk kartlegging .....	40
5.2 Dynestratigrafi.....	44
5.3 Batymetrisk kartlegging .....	48
5.4 Presentasjon av innsjøkjerner.....	50
5.5 Partikkelanalyse .....	59
5.6 Kronologi og aldersmodell.....	62

6. Diskusjon .....	64
6.1 Geomorfologi og dynestratigrafi .....	64
6.1.2 Minerogen influks til Nøkkjøna .....	67
6.2 Metodeevaluering og feilkilder .....	68
6.3 Rekonstruksjon av eolisk aktivitet og stormhendelser .....	72
6.4 Antropogene landskapsendringer .....	76
6.4 Sammenheng med endringer i klima og sirkulasjonsmønstre .....	77
7. Oppsummering og konklusjon .....	82
8. Refleksjoner og forslag til videre arbeid .....	83
Referanser .....	85
Vedlegg 1: Kwartærgeologisk kart fra Fjærvoll	
Vedlegg 2: Oversiktskart over studieområde med nevnte stedsnavn	

# 1. Introduksjon

Norge har en lang kystlinje med mye bebyggelse og infrastruktur som ligger tett på havet. Slike kystnære områder er sårbare for stormer og ekstremvær som inntreffer i form av sterk vind, kraftig nedbør, høy vannstand og/eller store bølger. Ifølge Norsk Naturskadepool (2019) er det blitt utbetalt erstatningssummer på over 5 milliarder kroner knyttet til naturskader forårsaket av storm og stormflo de siste 10 år (AD 2008-2018) i Norge. Disse værphenomenene er tett knyttet til klima og sirkulasjonsmønstrene i de nordøstlige delene av Atlanterhavet. Med et klima under endring og stigende globale gjennomsnittstemperaturer kan ekstremværenes hyppighet, beliggenhet og intensitet være i endring (IPCC, 2014). Dette kan medføre store konsekvenser med et ukjent omfang. Ifølge IPCC (2012) sin spesialrapport om ekstremvær og katastrofer er det sannsynlig at lavtrykksaktiviteten i Nord-Atlanteren har fått en mer nordgående bane. I Norge vil dette kunne resultere i kraftigere stormer og mer stormflo (CICERO, 2009). I fremtidige samfunns- og arealplaner vil det derfor være behov for kunnskap om sammenhengen mellom ekstremvær og klimaendringer slik at f.eks. veier og annen infrastruktur er rustet for den økte belastningen (NKSS, 2015).

Det er imidlertid stor usikkerhet knyttet til hvordan fremtidens stormaktivitet vil variere som en funksjon av klimaendringene. I Norge finnes det pålitelige instrumentelle meteorologiske data kun for de siste ~ 150 år (NKSS, 2015). Dette dekker bare en ørliten del av jordas klimatiske historie (Bradley, 1999). For å få bedre forståelse av langsiktig naturlig klimavariabilitet og hyppighet av ekstremværshendelser må dette datagrunnlaget utvides i tid og rom. Fordi denne variabiliteten ikke kan måles direkte, anvendes såkalte 'proksidata'. En proksi er en klimaavhengig faktor som kan følges tilbake i tid, og som representerer et indirekte mål på det fenomenet en ønsker å studere (Jones et al., 2001). I dette studiet er dynestratigrafi og sedimentasjon av flygesand i innsjø undersøkt i håp om å reflektere variasjoner i stormaktivitet fra midt- til sein-holosen på Langøya, Vesterålen. Studieområdet er Fjærvoll, sørvest på Langøya. Området ligger eksponert ut i havgapet med et maritimt klima som er sterkt påvirket av de store hav- og atmosfæriske sirkulasjonsmønstrene. Studiet er gjennomført med målsetning om å svare på følgende problemstillinger:

- Hvordan har stormaktiviteten på Langøya i Vesterålen variert fra midt-holosen og frem til i dag?
- Hvilke metoder er egnede for å studere stormaktivitet i denne typen setting?
- Hvordan har klimaet vært i de periodene der stormaktiviteten har vært høy/lav?

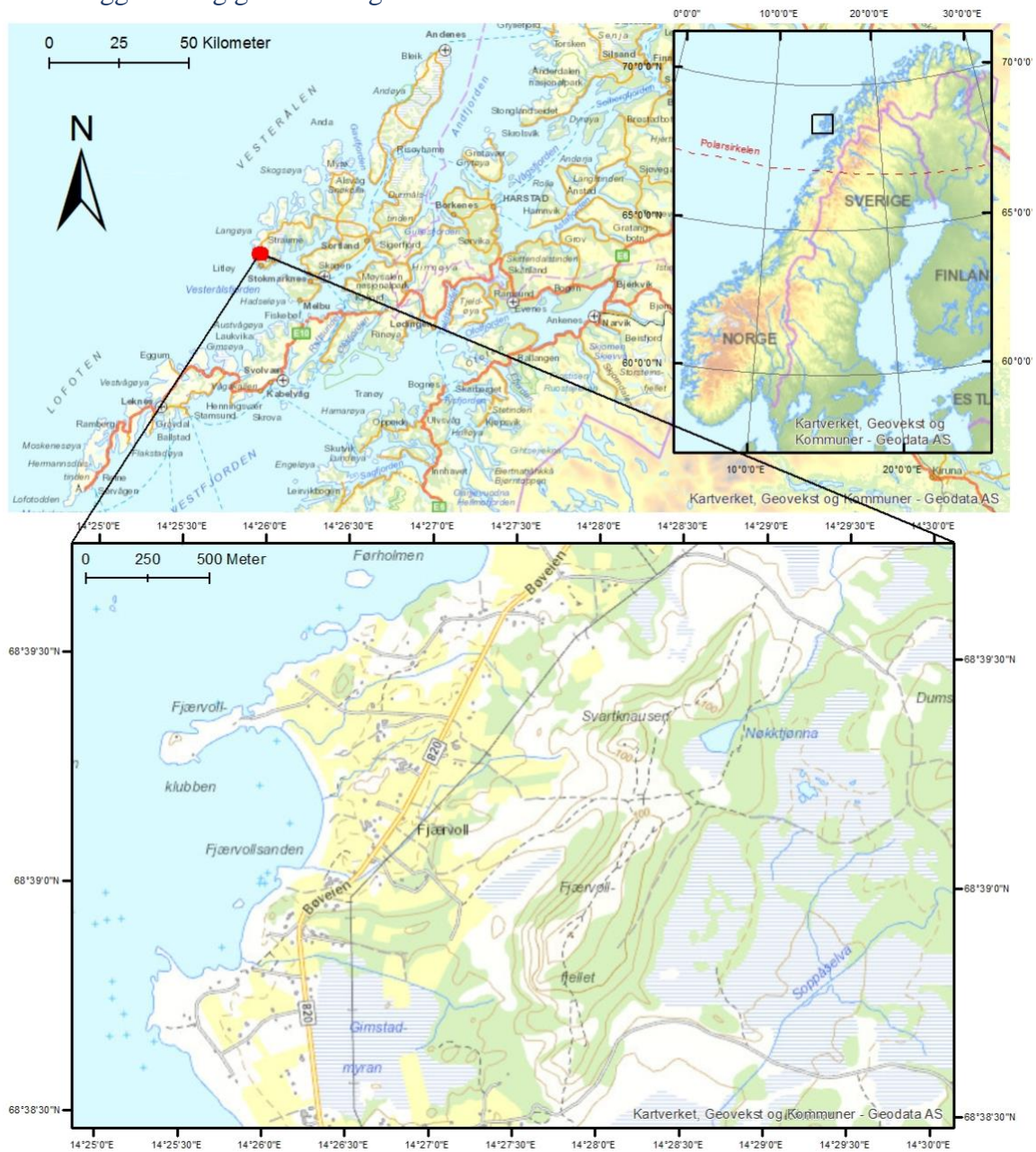
- Kan variasjoner i stormaktiviteten på Langøya knyttes til regionale eller globale mønster i hav- og atmosfæresirkulasjon?

## 2. Områdebeskrivelse

I følgende kapittel gis en innføring i feltområdets geografi, geologi og klima. Den relativt unike sammensetningen av disse faktorene ble vektlagt da feltområdet ble valgt.

### 2.1 Geografi

#### 2.1.1 Beliggenhet og geomorfologi



Figur 2.1: Kart med oversikt over studieområdets geografiske beliggenhet. Fjærvoll ligger sørvest på Langøya i øygruppen Lofoten-Vesterålen i Nordland fylke. Modifisert fra Kartverket (2018).



Studieområdet for dette prosjektet (68° 38' 49" N, 14° 25 ' 43 " Ø) ligger i øygruppen Lofoten - Vesterålen i Nordland (figur 2.1). Denne øygruppen omfatter flere hundre små øyer, holmer og skjær, samt de større øyene Moskenesøya, Flakstadøya, Vestvågøya, Austvågøya, Hadseløya, Langøya, Hinnøya og Andøya. Av nevnte hører de siste fire til Vesterålen. Studieområdet er i grenda Fjærvoll som ligger i Bø kommune på den sørvestlige delen av Langøya. Langøya er med sine 850 km<sup>2</sup> Vesterålens nest største, og Norges tredje største øy. Den ligger eksponert mot Norskehavet både i vest, nord og sør. Øyens kystlinje har en uregelmessig karakter og er betydelig brutt opp av fjordsystemer. Mest framtrepende er den 25 km lange Eidsfjorden som skjærer seg inn fra sørvest mot nordøst og nesten deler Langøya i to. Fjordene er typisk adskilt av lavtliggende, flate landområder, kalt 'eider' (Heier, 1960).

Strandflaten er velutviklet og bred langs Langøyas vestkyst. Strandflaten er en landform som er meislet inn i grunnfjellet som en bred brem av lavland delvis dekket av havet (Reusch, 1894). Den skråner slakt ut mot kontinentalsokkelen og kan gjenkjennes ved Langøyas vestkyst i form av utallige, små øyer, skjær og holmer, store, grunne skjærgårdsområder og vidstrakte sandstrender. I bakkant av dette ligger våtmarksområder, åpne sletter og heilandskap. Innlands på Langøya blir terrenget kupert med både avrundede- og alpine fjelltopper (Heier, 1960). Det høyeste fjellet er Snykolla i Øksnes (763 moh.). De mangfoldige landformene på Langøya er dannet gjennom ulike erosjons- og avsetningsprosesser som har virket over lang tid. Deres beliggenhet og karakter er i stor grad styrt av berggrunnsgeologiens sammensetning og svakhetssoner (Fjalstad et al., 1987).

## 2.1.2 Setting



Figur 2.2: 3D-terrengmodell fra Fjærvoll mot NNØ. Nøkkjtønna, lokalitet for kjernetakningen, er markert med rød pil. Den loggde dynestratigrafien er markert med gul pil. Modifisert fra Kartverket (2018).

Figur 2.2, eksponert mot havgapet i vest ligger Fjærvollsanden, en vidstrakt, bueformet sandbukt med ca. 700 meters utstrekning. I bakkant av stranden er et småkupert dynelandskap som anvendes som landbruksareal, for beitemark og til bebyggelse. Sanddynene har relativt godt etablert vegetasjon. Likevel tyder stedvis tilstedeværelse av sår- og deflasjonsstrukturer i overflaten på at det er et dynamisk system der sanddriften er aktiv ved de rette forholdene.

Omtrent 1,5 km fra kysten ligger et tjern med navn Nøkkjtønna. Nøkkjtønna ligger 61 moh. og har et areal på 0,0124km<sup>2</sup>. De tre fjellene Fjærvollfjellet (160 moh.), Svartknausen (120 moh.) og Føråsen (106 moh.) danner en beskyttende terskel som skjermer Nøkkjtønna fra kysten i vest. Mellom ryggen av Fjærvollfjellet og Svartknausen finnes en forsenking i terrenget med vest - øst orientering. Denne forsenkingen, Brekka (se oversiktskart, vedlegg 2), har en høyde på ca. 90 moh. og leder mot Nøkkjtønna's sørlige ende. Nedbørsfeltet for tjernet har et areal på omtrent ~0,11km<sup>2</sup>. Ingen elver eller bekker har renner inn til Nøkkjtønna. Det finnes heller ingen synlige tegn på aktive skråningsprosesser eller andre avsettende agenser. Det virker derfor sannsynlig at sedimentasjonen i nedslagsfeltet er dominert av lav-energi sedimentasjon fra organisk produksjon, overflateavrenning, og eventuell eolisk transport av partikler i suspensjon.

### 2.1.3 Tidevann og bunntopografi

Høyeste astronomiske tidevann (HAT) og laveste astronomiske tidevann (LAT) beskriver høyeste flo og laveste fjære når man ser vekk fra meteorologiske innvirkninger (fra blant annet vind, temperatur og lufttrykk). Forskjellen mellom HAT og LAT ved Fjærvollsanden er i dag på omtrent 258 cm. Denne verdien er beregnet fra tidevannsmålinger på Andenes og korrigert med en tidsforskjell på -5 minutter og en høydekorreksjonsfaktor 1,01 (Tidevannstabeller, 2018).

Den vidstrakte strandflaten utenfor Fjærvollsanden gir en langgrunn og kupert bunntopografi. De første åtte kilometerne fra kystlinjen synker og stiger vanndybden uregelmessig fra like under 0 til rundt 50 m. Deretter endrer topografien karakter og dybden stuper relativt brått. Her ligger en marin dal med et tverrsnitt på ~ 6km og bunndybde på ~ 200m (se figur 2.3).



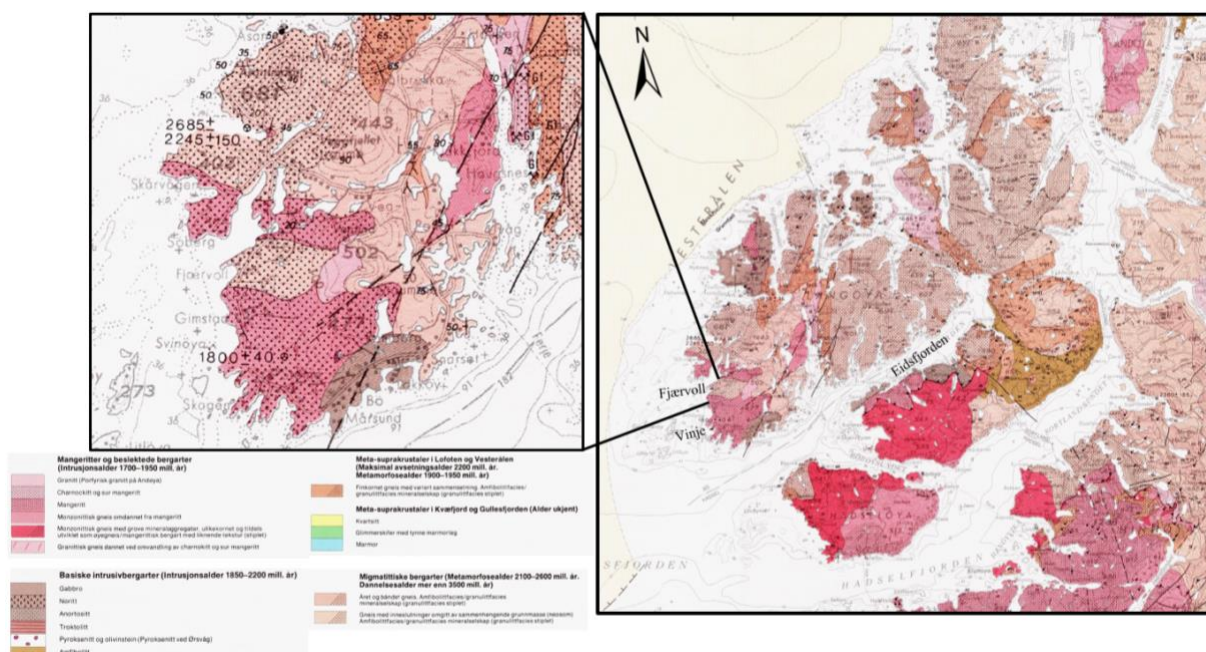
Figur 2.3: Havbunn skyggerelieff med dybdekonturer og marine landskapstyper utenfor søndre del av Vesterålen. Kystområdene utenfor Langøya preges av langgrunn og knudrete strandflatekyst med hundrevis av små øyer, holmer og skjær. Hentet fra: MAREANO (2018).

Effekten av de store tidevannsforskjellene forsterkes av den grunne bunntopografien og fører til at det etableres en lang sone der vegetasjon som binder sand ikke rekker å etablere seg (Sulebak, 2014). Ved fjære er derfor et stort kildeområde med sand eksponert og lett tilgjengelig for eolisk transport.

## 2.2 Geologi

### 2.2.1 Berggrunnsgeologi og strukturgeologi

Bergartene i Vesterålen og Lofoten er blant de eldste i det norske grunnfjellet. Områdene domineres av prekambriske magmatiske og metamorfe gneiser som senere er blitt intrudert av proterozoiske magmatiske bergarter (Griffin et al., 1978). Ved Fjærvoll finnes hovedsakelig mangeritt (figur 2.4). Mangeritten er en magmatisk intrusiv bergart. Denne er omgitt av sterkt omdannede, migmatittiske bergarter i nord og sør. Ved Vinje, et par kilometer sør for Fjærvoll, er mangeritten datert ved radiometrisk aldersbestemmelse til 1800 +/- 40 millioner år (Tveten, 1978).



Figur 2. 4: Berggrunnskart over Lofoten-Vesterålens geologi. Langøya har i hovedsak eruptive bergarter i form av mangeritt og granitt med stedvis forekomster av gabbro og anortositt. Modifisert fra: Tveten (1978).

Som et resultat av landheving i tiden etter den kaledonske fjellkjedefoldningen er Vesterålen og Lofoten brutt opp av en rekke forkastninger, hovedsakelig orientert nordøst-sørvest og nord-sør. De fleste fjorder og sund følger disse forkastningssonene. Et eksempel er Eidfjorden (figur 2.4) som ligger i grensesonen mellom to ulike metamorfe bergartstyper (Heier, 1960). Flere steder i Vesterålen og Lofoten bærer berggrunnen preg av sterk kjemisk forvitring. Dette indikerer at berggrunnen må ha vært eksponert over et lengre tidsrom (Paasche et al., 2006; Nordgulen et al., 2013).

### 2.2.2 Havnivå- og deglasiasjonshistorie

Havnivå- og deglasiasjonshistorien i Lofoten og Vesterålen er diskutert i en rekke studier helt fra begynnelsen av forrige århundre og frem til i dag (f.eks. Ahlman, 1919, Marthinussen, 1962; Møller & Sollid, 1972,1973; Rasmussen, 1984, Vorren & Moe, 1986, Vorren et al., 2015). Diskusjonen har i stor grad dreid seg om Vesterålens nordligste øy, Andøya. På Andøya er det hentet opp innsjøsedimenter som er datert tilbake til 21 800 <sup>14</sup>C år BP (Alm, 1993). Dette kan indikere at nordspissen av Andøya ble isfri flere tusen år før resten av landet.

Søndre del av Vesterålen, hvor studieområdet ligger, er deglasiasjonshistorien beskrevet i Møller og Sollid (1972,1973) og Rasmussen (1984). I Fjærvoll ligger en karakteristisk randmorene med en høyde på ca. 20 meter, 100 meters bredde og med utstrekning på nesten 1,5 km. Denne er omtalt i alle de nevnte arbeidene. Ved å korrelere slike israndavsetninger og studere hevede strandlinjer ble en trinnvis deglasiasjonskronologi foreslått. Møller og Sollid (1972) presenterte en kronologi i tre trinn: A1, A2 og A3. Disse trinnene representerer innlandsisens maksimale horisontale utstrekning ved gitte tidspunkt og er skissert ved hjelp av glasiale avsetninger fra Moskenesøya i sørvest til Andøya i nordøst. Fjærvollmorenen er tolket til å være en del av det mellomste deglasiasjonstrinnet, A2. Den er korrelert med morener på Ramberg, Kvalnes, Nappeidet, Reine og Storhaugen. Dette stadiet er datert til 16 -15 000 <sup>14</sup>C år BP.

Med tanke på den vestlige og kystnære beliggenheten til Fjærvoll virker det sannsynlig at isdekket har vært relativt tynt. Et tynt isdekke fører til at en del av den isostatiske landhevingen kan finne sted allerede før breene smeltet helt bort. Det relative havnivået har derfor ligget godt under dagens havnivå frem til for ca. 7600-5000 kal. år BP under Tapes transgresjonen (Rasmussen, 1984; Vorren og Moe, 1986). Under Tapes transgresjonen var havnivåstigningen raskere enn den avtakende isostatiske landhevingen i kystnære strøk (Svendsen & Mangerud, 1987) som Fjærvoll. Mellom Skagen og Fjærvoll ligger flere sett strandvoller som er blitt knyttet til Tape tiden (Møller & Sollid, 1973). Disse ligger på høyder mellom 7-12 moh. Slike strandvoller dannes under stormer og er derfor en indikasjon på det høyeste nivået bølger har greid å avsette løsmasser (Høgaas et al., 2012). Strandvollene gir derfor ofte et overdrevet inntrykk av høyden på den marine grensen. Møller og Sollid (1972) gjorde observasjon av det de antok var marin grense ved ca. 32 moh. Etter en ny vurdering i Møller (1982) konkluderes det med at dette estimatet trolig er «*much too high*». Rasmussen (1984) har tolket den marine grensen i Fjærvoll til en høyde på 10 moh. Dette stemmer også relativt godt overens med

havnivåkurven fra Vorren og Moe (1986) for Lofoten- Vesterålen, som gir et estimat rundt 7-8 moh.

## 2.3 Klima

### 2.3.1 Dagens Klima

Det finnes meteorologiske data fra Bø i Vesterålen fra 1920 og frem til i dag. Målingene har gjennom årene blitt registrert fra tre ulike målestasjoner. Den første stasjonen (sta.nr 86750) var i drift fra januar 1920 til september 1960. Den lå ved Altersvågen på 7 moh., omtrent 5km i luftlinje sør for Fjærvoll. I juli 1961 ble stasjonen 'Bø i Vesterålen II' (sta.nr. 86760) tatt i bruk. Stasjonen var operativ til juni 2001 og lå ved Kleppelvmøan i Gimstad, 12 moh. kun 2 km sør for Fjærvoll. Den nåværende stasjonen 'Bø i Vesterålen III' (sta.nr.86740) ligger på samme sted som den første stasjonen. Den ble satt i drift desember 2002. Samlet utgjør dette nesten 100 år med instrumentelle meteorologiske data. I tillegg har Andenes, nord i Vesterålen, data helt tilbake til 1866 (Meteorologisk institutt, 2019).

Klima i Fjærvoll er maritimt med relativt milde vintre og kjølige somre. Fra klimanormal AD 1961-1990 (tabell 2.1) var gjennomsnittlig sommertemperatur (juni-august) på 11,2°C og vintertemperatur (desember- februar) på -1,2°C med års-nedbør 1017 mm (Meteorologisk institutt, 2019a).

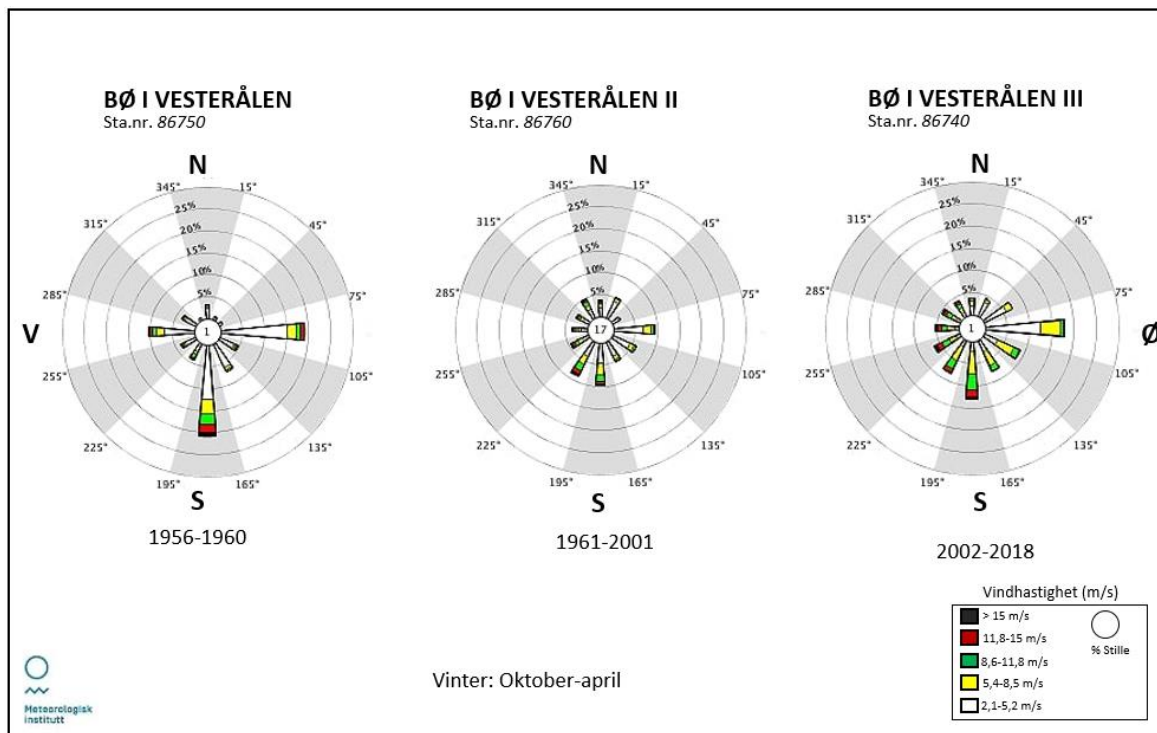
Tabell 2.1: Klimanormal AD 1961-1990 fra målestasjon 'Bø i Vesterålen II'. Data fra meteorologisk institutt (2019a)

KLIMANORMAL AD 1961-1990 - Bø i Vesterålen													
Sta.nr. 86760	Vinter		Vår			Sommer			Høst		Vinter		År
Måned	Januar	Februar	Mars	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Desember	År
Temperatur (°C)	-1,4	-1,5	-0,6	1,9	6,4	9,7	12,1	11,9	8,3	4,8	1,4	-0,8	4,4
Nedbør (mm)	88	81	70	63	48	56	73	74	110	144	103	107	1017
Gjennomsnitt sommertemperatur			11,23										
Gjennomsnitt vintertemperatur			-1,233										

Vesterålen har et usedvanlig mildt og fuktig klima med tanke på den nordlige beliggenheten. Dette er et resultat av den kontinuerlige tilførselen av varme vannmasser fra nordatlantiske havstrømmen i kombinasjon med vestavindenes milde, fuktige luftmasser (Gascard et al., 2004).

De tre meteorologiske stasjonene i Bø har målinger av vindstyrke og vindretning fra de siste 60 årene (Figur 2.5). Gjennomsnittlig årlig vindstyrke for perioden AD 1961-2018 var 4,5 m/s, hvorav vintermånedene (oktober-april) målte 5,1 m/s og sommermånedene (mai-september) 3,9 m/s (Metrologisk institutt, 2019a). Målingene viser store sesongbaserte variasjoner i

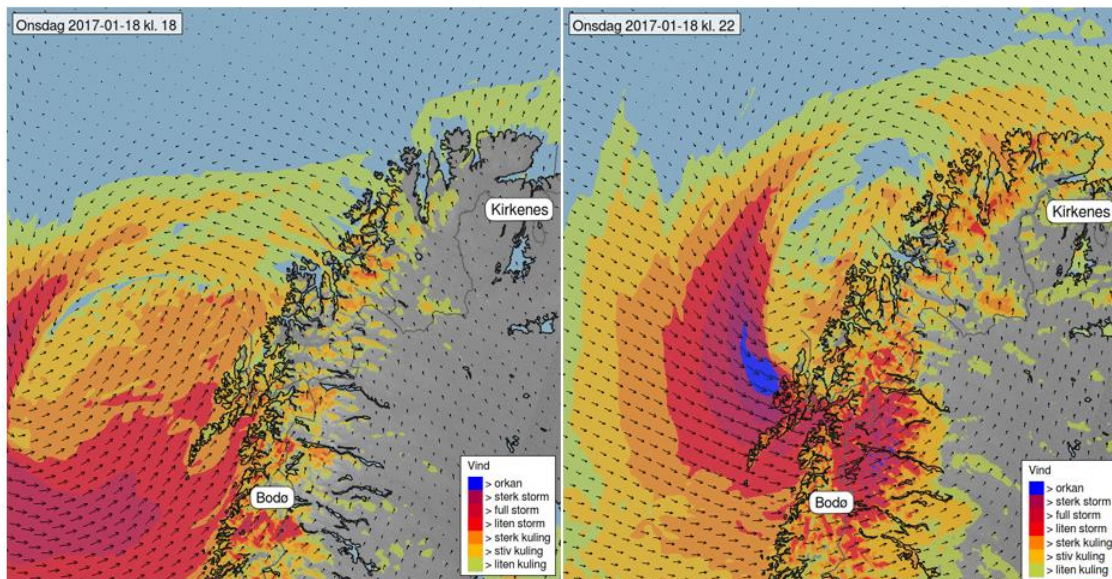
vindstyrke, men lite endring i vindretning. Noe av variasjonen kan skyldes ulik størrelse på datagrunnlaget og lokale topografiske forskjeller ved de ulike stasjonene. Sta.nr 86750 har et datagrunnlag på kun fire år. Her vil relativt små variasjoner kunne gi tilsynelatende store utslag. Til tross for dette har alle stasjonene registrert de kraftigste vindstyrkene med orientering fra sør-sørvest (figur 2.5).



Figur 2.5: Vindrose for Bø i Vesterålen. Frekvensfordeling med gjennomsnittlig vindstyrke og retning for vinterhalvåret de siste 60 år. Vindretning er delt inn i sektorer på 30° mens vindhastighet angis i prosent. Data fra: Meteorologisk institutt (2019).

Den kraftigste vinden som er registrert på dagens målestasjon (sta.nr.86740) er fra ekstremværet Ole i februar 2015. Under Ole ble det målt 30,6 m/s middelvind og vindkast med styrke opp i 39,5 m/s. Ekstremværet var et resultat av et kraftig lavtrykk som på sin ferd over Norskehavet mot Nordland og Troms utviklet et stormsenter. Det oppsto kraftige vinder på baksiden av lavtrykket, som gav vestlig til nordvestlig storm i Vesterålen (Meteorologisk institutt, 2019b). Slike ekstremværsituasjoner er vanligvis knyttet til vestavindsbeltet og de nordatlantiske stormbanene. Langs stormbanene vandrer lavtrykk med vanndamp fra subtropiske områder i Mexicogulven, over Atlanterhavet til norskekysten der lavtrykkene er fullt utviklet. Dette gir nedbør og fremherskende vindretninger fra vest (Rogers et al., 1997). Figur 2.6 viser et eksempel på hvordan storm- og ekstremværs hendelser ofte ser ut når de inntreer i Vesterålen. Lavtrykkene passerer typisk først med en sørlig etterfulgt av en vestlig vindretning. I eksempelet i figur 2.6 er stormsenteret fullt utviklet utenfor kysten av Langøya klokken 22 og

blåser da med vind i orkan til sterk storm -styrke i vest til nordvestlig orientering over Fjærvollsanden.



Figur 2.6: Eksempel på en situasjon der et vandrende lavtrykk treffer Vesterålen med storm- orkan vindstryke. På grunn av stormbanene og bevegelsesretning i lavtrykkene er dominerende vindretning på Langøya vest-til sørvestlig. Hentet fra: Klimavakten, meteorologisk institutt (2019)

### 2.3.1 Klimaprognoser for Nordland

I rapporten Klimaprofil Nordland fra Norsk Klimaservicesenter (2016) presenteres forventede klimaendringer og utfordringer i Nordland frem mot slutten av århundret. Ifølge rapporten kan det forventes at temperaturen vil øke med  $\sim 5^{\circ}\text{C}$  og at nedbøren vil øke med nesten 20% sammenlignet med perioden AD 1971-2000. Prognosen viser at episoder med kraftig nedbør vil øke både i intensitet og hyppighet. På vinterstid kan polare lavtrykk bli mer fremtredende i de ytre, kystnære strøkene av Nordland og resultere i episoder med hurtig vindøkning og kraftig nedbør. Havnivåstigning kan føre til at stormflo og bølger når lengre inn på land. For episoder med sterk vind gir beregningene til KSS (2016) små endringer, men her er det er stor usikkerhet.

Resultater fra forskning og klimamodeller fra Li et al., (2018) indikerer at stormbanene i Atlanterhavet kan komme til å endre seg som en konsekvens av økte gjennomsnittstemperaturer. Kraftige lavtrykk som vanligvis dør ut på sin ferd over havet kan i fremtiden nå hele veien til kysten av Nord-Europa. Dette vil gi stormer som treffer Norges vestkyst med økt intensitet.



## 2.4 Tidligere arbeid

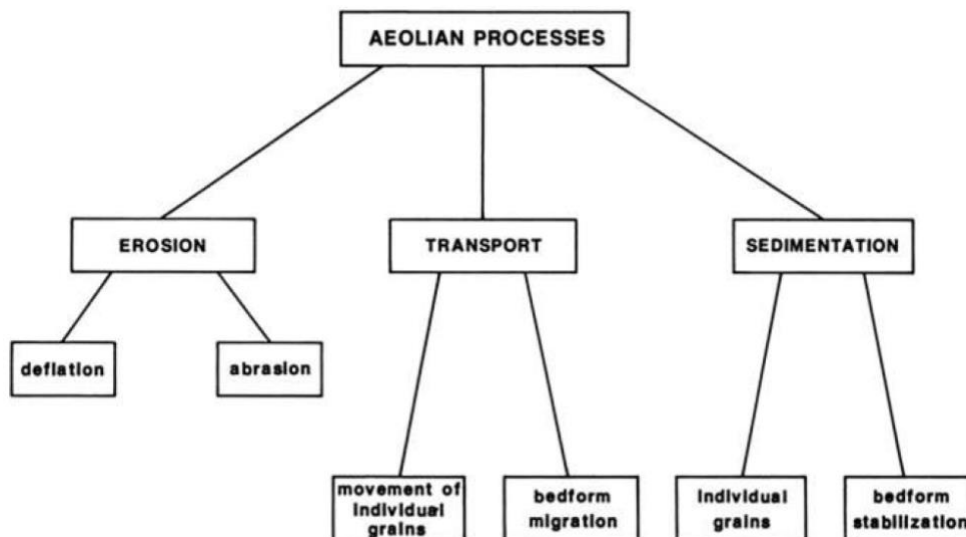
Erosjon, transport og avsetning av sand er tett knyttet til styrke, retning og frekvens på vindaktiviteten. Med utgangspunkt i denne sammenhengen er det blitt gjennomført flere studier som knytter utviklingen av kystnære dynesystemer til stormaktiviteten (f.eks. Dawson et al., 2004; Clemmensen et al., 2009). Sanddyner er dynamiske systemer som etableres og brytes ned svært raskt i geologisk målestokk. Undersøkelser av dynestratigrafi viser gjerne tykke lag av flygesand avgrenset av tynne paleosoler som reflekterer en veksling mellom perioder med høy sandflukt og stabile perioder (Clarke & Rendell, 2006; Clemmensen et al., 2009; Nielsen, 2016a,b). Ved studier av dynestratigrafi kan det være en utfordring å få lange kontinuerlige tidsserier på grunn av erosjon og manglende tilgang på pålitelig, daterbart materiale. Derfor kan det være ideelt å kombinere studier av dynestratigrafi med studier av sedimentkjerner fra nærliggende myr-områder eller innsjøer. Ved grundige laboratorieanalyser har studier i blant annet Halland i sørvest Sverige (Björck & Clemmensen, 2004), Michigan USA (Fisher et al., 2012), Vesterålen (Nielsen et al., 2016a,b) funnet overbevisende koblinger mellom sedimentasjon av minerogene partikler og stormaktivitet. Björck & Clemmensen (2004) utviklet metoden ASI for å studere influks av minerogene partikler  $> 200 \mu\text{m}$  til et kystnært myr-område i Sørvest-Sverige. Fordi sandkorn av denne størrelsen stort sett vil transporteres ved bunntransport ble det foreslått at sandkornene var avsatt i myren på vinterstid når underlaget er dekket eller delvis dekket av snø eller is. ASI ble derfor brukt som en proksi på vinterstorm-aktiviteten i området.

Lokale faktorer som f.eks. endringer i vegetasjonsdekke, topografisk styrt vindretning, relative endringer i havnivå, antropogene inngrep og tidevannsforskjeller vil påvirke endringer i sanddrift. Til tross for dette viser resultater fra studier ved forskjellige lokaliteter i Norden (De Jong, 2006,2007; Clemmensen et al., 2009; Sjøgren, 2009; Nielsen et al.,2016a, b) relativt synkrone perioder med økt influks av sand. Noe som tyder på at dette kan knyttes til regionale variabilitetsmønstre i Nordøst-Atlanteren.

### 3. Teoretisk rammeverk

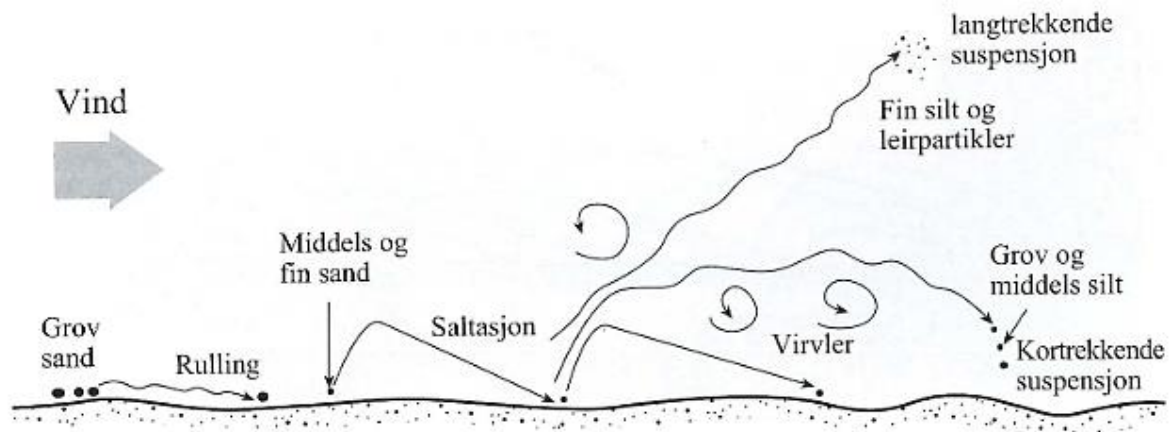
#### 3.1 Eoliske prosesser

Eoliske prosesser kan defineres som erosjon, transport og avsetning som et resultat av vindens bevegelse over jordoverflaten (Pye & Tsoar, 2009). Disse kan videre deles inn i underkategorier i henhold til figur 3.1.



Figur 3. 1: Skjerematisk inndeling av eoliske prosesser i hovedkategorier og underkategorier. Hentet fra: Pye & Tsoar (2009).

Erosjonsprosesser omfatter deflasjon og abrasjon. Deflasjon er fjerning av jordmateriale på grunn av sterk vind, mens abrasjon er sliping av berggrunn eller blokker på grunn av sandkorn i bevegelse (Pye & Tsoar, 2009). Eolisk transport skjer i form av rulling, saltasjon og suspensjon (figur 3.2). Hvor store korn som transporteres er avhengig av vindstyrken. Normalt vil middels til grov sand transporteres ved rulling langs bakken, mens fin til middels sand vil hoppe og sprette via det som kalles saltasjon. Disse transportformene skjer langs bakken, og påvirkes derfor av egenskapene til underlaget. En myk og støtdempende flate vil redusere og bremse opp fremdriften til kornene, mens en hard og glatt flate, som bart fjell, vil forsterke den (Sulebak, 2014). I kalde regioner har det vist seg at mye slik bunnttransport skjer på vinterstid når underlaget er dekket eller delvis dekket av is og snø. Dette fungerer som en glideflate som gjør at sandkorn kan transporteres over større avstander enn på sommerstid (Seppälä, 2004). Finmateriale som silt og leirpartikler kan ved hjelp av turbulent vind transporteres i suspensjon over lange distanser. Kornstørrelser over 0,1mm vil sjeldent kunne transporteres ved suspensjon (Sulebak, 2014).



Figur 3. 2: Ulike former for eolisk transport: Hentet fra Sulebak (2014).

Sedimentasjon skjer når vindstyrken ikke lenger er sterk nok til å transportere kornene videre. Den deles gjerne inn i sedimentasjon av enkeltkorn og stabilisering av avsetningsformer (Pye & Tsoar, 2009).

Eoliske avsetningsformer finnes typisk i form av sanddyner, sanddekker og løss (Pye & Tsoar, 2009). Flygesand er velsortert, finkornet sand som er forflyttet av vinden (Sigmund et al., 2013). Flygesandfelt kan være alt fra veletablerte sanddyner til små sanddekker. Dannelsen av flygesandfelt er avhengig av flere ulike faktorer deriblant vindstyrke og vindretning, mengden tilgjengelig finmateriale, topografi og vegetasjon (Sulebak, 2014). For å kunne bruke sedimentasjon av flygesand som proksi for stormaktivitet må derfor antropogene landskapsinngrep, endring i vegetasjonsdekke og relative havnivåendringer tas til betraktning.

### 3.2 Stormaktivitet og ekstremvær

I denne oppgaven er ordet «stormaktivitet» tatt i bruk som oversettelse fra begrepet «storminess» som ofte brukes i internasjonal faglitteratur. Det finnes ulike definisjoner på begrepet. Her brukes det i betydningen av endringer i frekvens og intensitet av stormer som i f.eks. (Orme et al., 2015). Ofte blir Beaufort skala (figur 3.3) tatt i bruk for å kategorisere vindstyrker. Med utgangspunkt i Beaufort skala (figur 3.3) beskrives storm som gjennomsnittlige vindstyrker over 20,8m/s eller mer.

Vindens virkning på land				
Navn	Symbol	m/s	Knop	Kjennetegn
Stille	○	0,0-0,2	0-1	Røyken stiger rett opp
Flau vind	↗	0,3-1,5	1-3	En kan se vindretningen av røykens drift
Svak vind	↗	1,6-3,3	4-6	En kan føle vinden. Bladene på trærne rører seg, vinden kan løfte små vimpler.
Lett bris	↗	3,4-5,4	7-10	Løv og småkvister rører seg. Vinden strekker lette flagg og vimpler
Laber bris	↗	5,5-7,9	11-16	Vinden løfter støv og løse papirer, rører på kvister og smågreine, strekker større flagg og vimpler
Frisk bris	↗	8,0-10,7	17-21	Småtrær med løv begynner å svaie. På vann begynner småbølgene å toppe seg
Liten kuling	↗	10,8-13,8	22-27	Store greiner og mindre stammer rører seg. Det hviner i telefonledninger. Det er vanskelig å bruke paraply. En merker motstand når en går.
Stiv kuling	↗	13,9-17,1	28-33	Hele trær rører på seg. Det er tungt å gå mot vinden.
Sterk kuling	↗	17,2-20,7	34-40	Vinden brytter kvister av trærne. Det er tungt å gå mot vinden.
Liten storm	↗	20,8-24,4	41-47	Hele store trær svaier og hiver. Takstein kan blåse ned.
Full storm	↗	24,5-28,4	48-55	Sjelden inne i landet. Trær rykkes opp med rot. Stor skade på hus.
Sterk storm	↗	28,5-32,6	56-63	Forekommer sjelden og følges av store ødeleggelser.
Orkan	↗	32,6-	64-	Forekommer meget sjelden. Uvanlig store ødeleggelser.

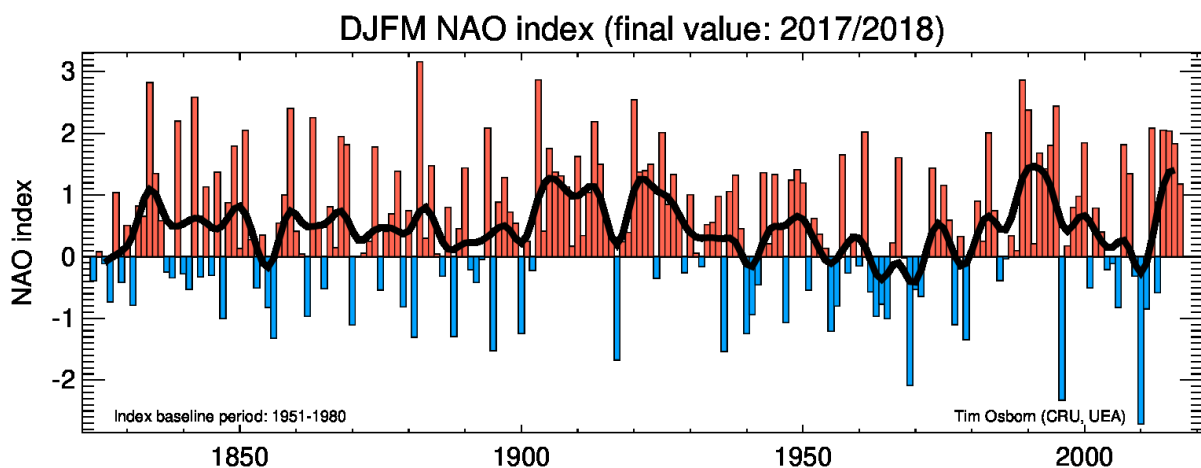
Figur 3. 3: Beaufort skala med kategorier i henhold til vindstyrke og forventet virkning på land. Hentet fra: Yr.no

Hvorvidt en storm defineres som ekstremvær er avhengig av omfanget, og varsles i tråd med bestemmelser fra Meteorologisk Institutt. I generell forstand defineres ekstremvær som vær som medfører fare for liv og verdier. Det bør også ramme et større område, på størrelse med et fylke eller en betydelig del av et fylke (Meteorologisk Institutt, 2019c).

### 3.3 Betydningen av hav- og atmosfæresirkulasjon

Klima langs norskekysten er sterkt påvirket av storskala hav- og atmosfæresirkulasjon. På grunn disse sirkulasjonsmønstrene etableres mer eller mindre faste stormbaner som vandrende lavtrykk følger i sin ferd over Nord-Atlanteren. Stormbanene er ikke statiske, og fra tid til annen vil systemenes orientering, intensitet og frekvens endres (Sjögren, 2009). Slike endringer fører til variasjon i lokale værforhold som kan vare opptil flere tiår (NKSS, 2015). Det er tydelig at Vesterålen påvirkes av vestavindenes posisjon og styrke, men det er svært omdiskutert hvilke sirkulasjonsmønstre og klimapådriv som styrer dette.

Den Nordatlantiske Oscillasjonen (NAO) blir sett på som en av de viktigste drivkreftene bak atmosfærisk sirkulasjonsvariasjon i Nord-atlanteren under nåværende klimaforhold (f.eks. Hurrell, 1995; Rogers, 1997; Hurrell et al., 2003; Orme et al., 2017). NAO beskriver hvordan luft- og trykksystemer er fordelt mellom Arktis og de subtropiske områdene i Atlanterhavet. Dette fluktuerer mellom en positiv og en negativ fase. Som regel tas det utgangspunkt i forskjell i lufttrykk mellom meteorologiske stasjoner på Azorene og Island (Jones et al., 1997). Ved hjelp av målinger fra disse stasjonene er NAO variabiliteten fra 1821-2018 fremstilt i figur 3.4. Positiv NAO (høye verdier og røde søyler, figur 3.4) er blitt assosiert med stormfulle perioder med styrkede vestavinder og økt nedbør langs norskekysten og ellers i Nord-Europa (f.eks. Hanna et al., 2008). Selv om NAO er den viktigste drivkraften bak sirkulasjonsvariasjonen i Nord-atlanteren gjenspeiler den kun deler av variabiliteten og kan derfor ikke brukes isolert for å beskrive endringer i stormbaner (Hurrell & Deser, 2009).



Figur 3. 4: NAO-indeks fra 1821-2017. Blå søyler representerer negativ NAO og røde søyler representerer positiv NAO. Hentet fra Climatic Research Unit (CRU) University of East Anglia (2018).

Et annet atmosfærisk sirkulasjonsmønster tett tilknyttet NAO er den Arktiske oscillasjonen eller AO. AO er med på å regulere energitransporten på den nordlige halvkulen og drives av

endringer i lufttrykk mellom Arktis og midlere breddegrader (Li et al., 2009). AO vil i likhet med NAO fluktuere mellom en positiv og en negativ fase. I den positive fasen sørger en relativt jevn strøm av vinder, kalt polare jetstrømmer, for at de kalde, polare luftmasser holder seg ved polområdene (Thompson & Wallace, 1998). I den negative fasen svekkes denne sirkulasjonen og vindene dreies ut i et bølget mønster. Dette fører til at polare luftmasser blir transportert mot sørligere breddegrader og de sonale vestavindene svekkes (Thompson & Wallace, 1998). I henhold til Bakke et al. (2008) er endringer i polarjetstrømmenes bølge-mønster tett knyttet til stormbanevariabiliteten over Nord-Atlanteren. Perioder med styrkede polarjetstrømmer (positiv fase) er korrelert med økt nedbør og vindstyrke langs Norskekysten og Grønlands vestkyst (Walter & Graf, 2005). I motsetning til NAO er AO ikke et overflatesirkulasjonsmønster, men finner sted høyere opp i atmosfæren.

I tillegg til disse store variabilitetsmønstrene kan også småskala lavtrykkssystemer som polare lavtrykk forårsake vinterstormer i Vesterålen. Dette er små, men intense lavtrykk som dannes i kontakten mellom kald polarluft i Arktis og relativt mildt havvann. De fleste polare lavtrykk som rammer Norge oppstår ved Spitsbergen eller i Barentshavet (Wilhelmsen, 1985). Videre vandrer de for det meste rett mot, eller sørover langs norskekysten. Resultatet er korte perioder med kraftig snøfall og sterke vinder (Wilhelmsen, 1985; Rojo et al., 2015). I Bø vil polare lavtrykk stort sett gi sterke nordvestlig vinder.

### 3.4 Proksistudier og holosene klimavariasjoner

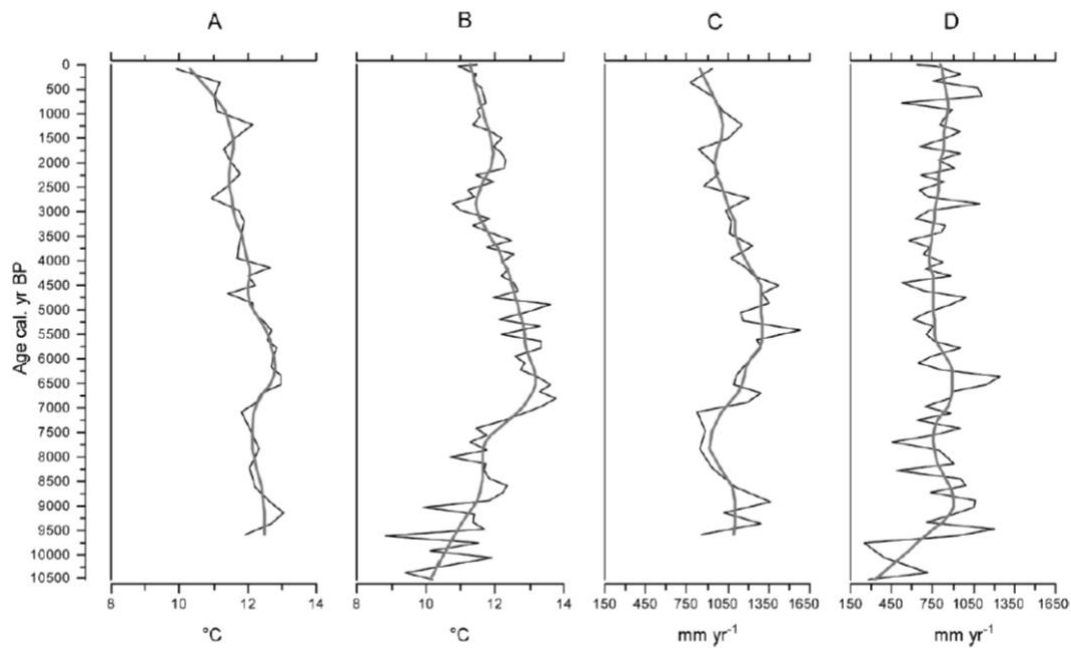
Fordi de ytre, nordlige kyststrøkene i Vesterålen ble tidlig isfrie har dette lenge vært et viktig område for paleoklimatiske studier. Holosene klimavariasjoner i Nordland er diskutert og rekonstruert i en rekke arbeider som f.eks. Vorren og Moe (1986), Vorren og Alm (1999), Bjune et al., (2004), Bakke et al. (2005;2008;2010), Balascio et al. (2012) og Nielsen et al. (2016 a,b,c). Studiene benytter torv- og innsjøsedimenter til å tolke klima og avsetningsmiljø. Innsjøsedimenter har vist seg å være noen av de viktigste arkivene over holosen klimavariabilitet (f.eks. Vasskog et al., 2011). Ved å studere hvordan ulike proksier har variert over tid kan klimavariabiliteten i holosen rekonstrueres. Samtidig er det viktig å ta hensyn til at den geomorfologiske og hydrologiske settingen til hver innsjø kan påvirke det paleoklimatiske signalet i sedimentene. Dette må derfor tas i beregning når sedimentene skal tolkes med hensyn til påvirkning fra lokale og regionale forhold (Rubensdotter & Rosquist, 2003,2008; Bakke et al., 2010).

I flere av studiene nevnt innledningsvis blir brevariasjoner brukt som proksi på klimavariasjonene. Breer er veldig sensitive for endringer i klima, og er derfor velegnede for paleoklimatiske studier (Oerlemans, 2005; Mackintosh et al., 2017). En annen velegnet klimaproksi er pollen og makrofossiler bevart i innsjøsedimenter. Vegetasjonstype er sterkt avhengig av sommertemperatur og nedbørsmengde (Bjune et al., 2004).

Tidlig holosen klima i Vesterålen beskrives av Vorren og Moe (1986) som minst like varmt som dagens. I Nordland trakk breene seg tilbake i fjordene og innsjøsedimenter fra perioden viser tegn til økt akvatisk produksjon og dannelse av jordsmonn (f.eks. Balascio et al., 2012). Regionalt er de stigende temperaturene blitt tolket til å være et resultat av økt solinnstråling og forsterket transport av varme vannmasser over Atlanteren (Hald et al., 2007).

Temperaturene steg gradvis til de nådde et maksimum under mid-holosen (Snowball et al., 2004; Seppä et al., 2009). Perioden fra 8000-4000 kal. år BP kalles '*holosen termale maksimum*'. I denne perioden var sommertemperaturene nesten 2 grader varmere enn i dag og breene i Norge var nesten fullstendig smeltet bort (Bakke et al., 2010). I tidlig holosen har bjørkeskog dominert i den norske faunaen. For rundt 7000 kal. år BP begynner gradvis furu å overta. Det er estimert at inntil for 4000 kal. år BP sto tregrensen for furu over 250 – 300 m høyere enn i dag. Dette er foreslått å være et resultat av omtrent 2 °C høyere sommertemperaturer enn i dag (Bjune et al., 2004).

Den generelle trenden for siste del av holosen er avtakende temperaturer, brefremrykk og økt nedbør, men med betydelige svingninger. Dette tolkes som et resultat av blant annet redusert solinnstråling på sommerstid (Snowball et al., 2004). Økte nedbørsmengder observeres i form av brefremrykk (Bakke et al., 2010; Nielsen et al., 2016c2016c) økt avrenning (Balascio et al., 2012) og humusdannelse i myr/sumpområder i Lofoten (Vorren et al., 2012). Dette fortsatte frem til perioden 'den lille istiden' fra ca. AD 1350-1850. I Norge var perioden preget kjølige somre og isbreene nådde sin største utbredelse i holosen (NKSS, 2015).



Figur 3. 5: Rekonstruksjon av holosen gjennomsnittlig juli-temperatur og nedbør ved to innsjøer i nærheten av Tromsø. A) og C) fra Barheivatn i Lyngseidet og B) og D) ved Dalmutladdo i øst på grensa mot Finland. Fra: Bjune et al., (2004)

Bjune et al., (2004) har rekonstruert gjennomsnittlige juli-temperaturer og nedbør gjennom holosen ved hjelp av makrofossil- og pollenanalyser fra innsjøer i Nord-Norge (figur 3.5). Den ene lokaliteten ligger kystnært i Lyngseidet, mens den andre ligger innlands ved grensen til Finland. Dette er tydelig utslagsgivende for klimautviklingen. Barheivatn i Lyngen (A i figur 3.5) viser høye temperaturer for hele holosen, med spesielt høye temperaturer fra 7000 – 5000 kal. år BP. Siste 200 år derimot har brått blitt kaldere. Det virker som om denne avkjølingen har vært størst ved kysten. Denne utviklingen er nok også gjeldende for Langøya.



## 4. Metoder

I dette kapittelet gis en gjennomgang av metodene som er benyttet i prosjektet. Hovedfokus vil være å beskrive fremgangsmåte, utstyr og innstillinger. Dette er for å sørge for at arbeidet er repeterbart. Det gis også en forenklet introduksjon til metodenes prinsipper.

### 4.1 Feltmetoder

Feltarbeidet ble gjennomført i perioden 2.-15. august 2018. Dagene gikk med til kartlegging av feltområdets løsmasser, landformer, antropogene inngrep i landskapet og logging av snitt ved stranden. I tillegg ble det tatt innsjøkjerner og torvkjerner for videre analyser på laboratorium.

#### 4.1.1 Logging av snitt

Like bak Fjærvollsanden ligger et kupert dynelandskap som anvendes som beitemark. Det ble logget to snitt fra dette området. Ett tverrsnitt ved strandens fordyne (B, i figur 4.1) og ett lengdesnitt fra et sandtak (A, i figur 4.1) i bakkant. Overflaten til snittene ble rensket med spade, studert, fotografert og beskrevet etter beste evne. Stratigrafien ble logget med hensyn på kornstørrelse, litologi, sedimentære strukturer og innhold av skjell eller andre fragmenter. Snittet i fordynen (B, FJÆRF) ble logget i fem seksjoner på litt over 1 meter hver. Disse ble målt opp og korrelert med over- og underliggende seksjoner. Det ble tatt ut prøver av skjell og skjellfragment fra fordynen, hvorav to ble valgt ut for datering. Snittet i sandtaket, hovedsnittet (A, FJÆRH) ble gravd i to seksjoner. Her ble fire prøver av skjell, trekull og beinrester valgt ut. Prøvene skal analyseres og dateres ved AMS Radiokarbondatering. Mer om radiokarbondateringer under **3.2.4 Kronologi**.



Figur 4. 1: Til venstre: a) Hovedsnittet, et gammelt sandtak. Til høyre: b) Fordyne.

#### 4.1.2 Kwartærgeologisk kartlegging

Med utgangspunkt i feltarbeid, tolkning av flyfoto (Geocache Euref89/UTM33, Statens Kartverk, Nordland, 2015 og Widerøe Flyveselskap, serie WF-0930; WF-3191, 1957;1968) og høyoppløselige digitale terrengmodeller ble et kvartærgeologisk kart konstruert.

I felt ble det gravd snitt, gjort observasjoner, skissert, tatt bilder og registrert GPS-punkter. For å organisere og samle observasjonene ble det anvendt en iPad med ESRI's programvare '*Collector for ArcGIS*'. Denne applikasjonen gjør det mulig å registrere og redigere observasjoner i et digitalt kartprosjekt. Underveis ble arbeidet synkronisert og justert i ArcGIS Online. Da feltarbeidet var overstått ble prosjektet eksportert til ArcMap 10.6 for etterarbeid.

De høyoppløselige digitale terrengmodellene er basert på LiDAR-data fra Statens Kartverk (Kartverket, 2019b). Fjærvoll fikk LiDAR-dekning i løpet av 2017. Serien har en dekning på 2 punkter per m<sup>2</sup> noe som gir en relativt god oppløsning. Digitale terrengmodeller er en viktig ressurs innen kvartærgeologisk kartlegging fordi det gir tilgang til detaljert topografisk informasjon. I DTM- modellene er vegetasjonen og overfladiske menneskeskapte strukturer som f.eks. hus fjernet, noe som gjør at landformer og strukturer kan synliggjøres på en helt annen måte enn på flybilder og i felt (Du et al., 2007).

Kwartærgeologiske kart er en oversikt over et områdes landformer og løsmasser. Denne informasjonen illustreres ved hjelp av polygoner, punkter og linjer med standardiserte fargekoder og symboler. Kartleggingen baserer seg på løsmassenes dannelsesmåte, genese. Hvilken målestokk, utstrekning og kvalitet kartet har er avhengig av kartets formål. Tradisjonelt er målestokk 1:50 000 og 1:200 000 brukt (Fredin et al., 2014). I dette studiet ble kartleggingen gjennomført i 1:5000 da studieområdet hadde begrenset utstrekning og et høyt detaljnivå var ønsket.

Den kvartærgeologiske kartleggingen er gjennomført med formål om å få oversikt over de geomorfologiske prosessene som kan påvirke innsjøsedimentasjonen. Hvilke landformdannende prosesser som er aktive, og hvordan løsmassene i området er fordelt er viktig bakgrunnskunnskap for å knytte sedimentene i kjernene til rett prosess og kildeområde (Rubensdotter og Rosqvist, 2008).

#### 4.1.3 Batymetrisk kartlegging

For å finne den best egnede borelokaliteten i Nøkkjønnna ble batymetrisk kartlegging gjennomført fra en oppblåsbar Zodiac gummibåt. Regelmessige dybdemålinger ble registrert ved hjelp av et ekkolodd av typen 'CHIRP-svinger' sammen med en GPS, 'GARMIN GPSmap 721xs Kartplotter'. Ekkoloddet ble festet bak på båten og registrerte dybder mens den sammenkoblede GPS-en sporet posisjonene for hver måling. Det ble foretatt målinger med innsamlingsintervaller hvert 5. og 7. sekund. Totalt ble det samlet inn data fra 264 punkter.

Resulterende rådata i en samlet txt-fil ble importert til Microsoft Excel og verdiene ble kolonne-separert. Denne filen ble deretter lagt inn i ArcMap 10.6 som en punktserie (x,y,z) basert på registrerte posisjoner (lengdegrad og breddegrad) og målte dybder. Relevante shapefiler som vannflater, vannlinjer (elv/bekkeløp), vei/stinett, bygninger og høydekoter ble også importert til prosjektet. Polygonet for Nøkkjønnnas areal ble konvertert til en polyline av tjernets omkrets. Denne polylinen ble deretter omgjort til en serie av punkter langs tjernets ytterkant. Denne punktserien representerer strandlinjen og nullpunkt for dybdemålingene.

Neste steg i prosessen var å interpolere dypet mellom de kjente dybdemålingene. Dette ble gjennomført ved hjelp av ArcMaps 'IDW-tool' (Inverse Distance Weighted Interpolation). IDW interpolerer celleverdier med en lineært vektet kombinasjon av målepunkter. Metoden tar utgangspunkt i at usikkerheten øker med avstanden fra det kjente målepunktet. Derfor er de kjente verdiene vektet omvendtproporsjonal med dybden, noe som betyr at de dybdeverdiene som ligger nærmest kjente målepunkter har størst påvirkning på den interpolerte dybden (Esri Resources, 2018).

#### 4.1.4 Kjernetakning

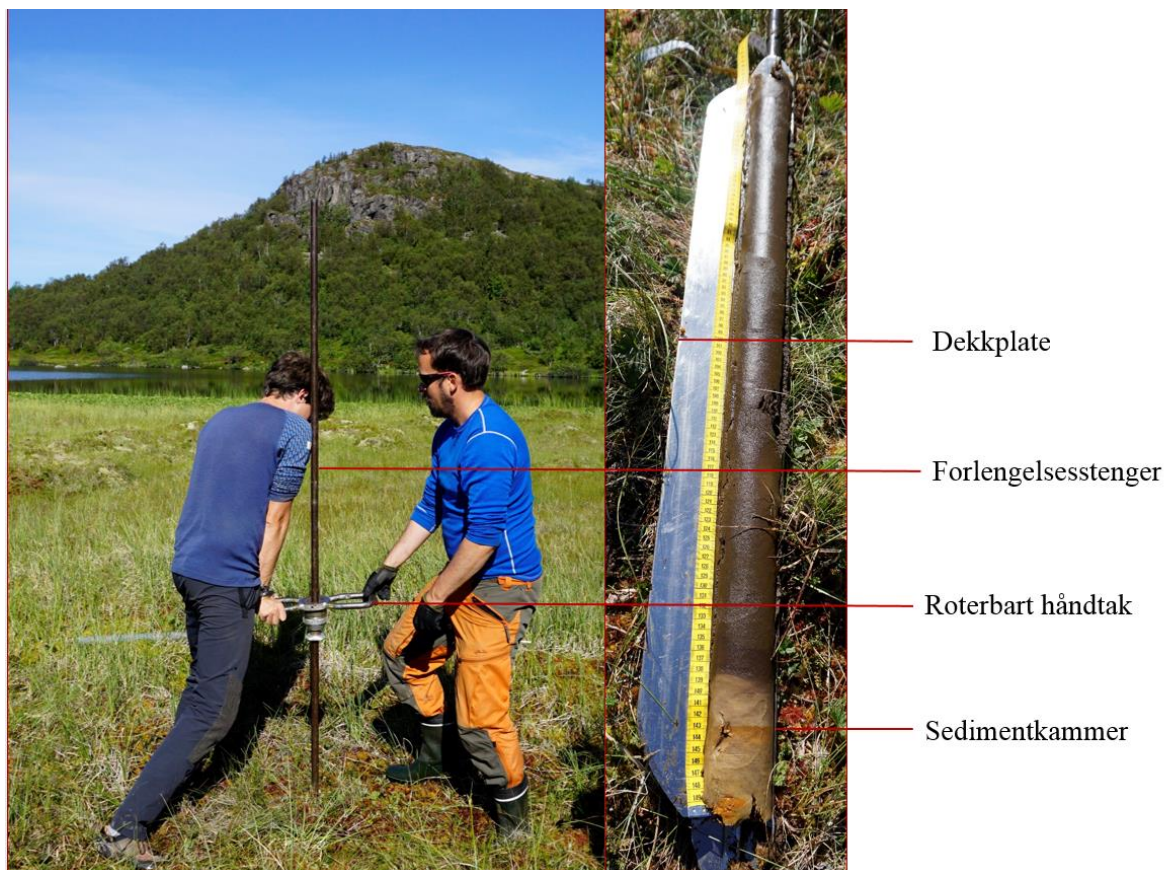
Nøkkjønnna ligger ca. 500 meter i ulendt terreng fra nærmeste vei med mulig tilkomst for bil. Det ble derfor vurdert som for krevende å frakte inn flåte og stempelprøvetaker. Det ble da besluttet at innsjøkjernene skulle hentes fra båt med en 'UWITEC Gravity Corer' og at det skulle tas opp torvkjerner med 'Russian Peat Corer' fra myren.

Til kjernetakingen i Nøkkjønnna ble det brukt transparente, ~2 meter lange prøverør med 90 mm diameter. De to kjernene som ble hentet opp, NØKU118 og NØKU218, inneholdt omtrent 110cm vannmettet prøvemasse ved opphentingstidspunkt. Overflødig prøverør fra toppen ble kuttet vekk og prøvemateriale ble forseglet med 'oasis' og plastkopper i hver ende. Prøvene ble oppbevart og transportert i mest mulig stående tilstand for å ikke forstyrre sedimentene.



Figur 4. 2: Sedimentkjerne hentes opp fra Nøktjønna med 'UWITEC Gravity Corer'. Hovedkomponenter er navngitt.

Figur 4.2 viser hovedkomponentene i prøvetakingsutstyret. Prøverøret blir montert i kammeret og festet til mekanismen på hodet av kjernetakeren. Deretter senkes prøvetakeren sakte ned mot bunnsedimentene ved hjelp av et tau. En separat line er montert til hammeren. Ved hjelp av linen heises og slippes hammeren mot toppen av prøverøret. Dette fører til at prøverøret gradvis blir banket nedover i bunnsedimentene til røret fylles, treffer berggrunnen eller et sedimentært lag som er for vanskelig å trenge gjennom. Vakumlukket på toppen av prøverøret skaper et vakuum som hindrer sedimentene i å skli ut når den heises opp i båten.



Figur 4. 3: Ved hjelp av russerbor ble torvkjerner i 5 deler hentet opp fra myren ved Nøkketjønna. Utstyrets hovedkomponenter er navngitt.

En sekvens av russerkjerner i fem deler ble hentet opp i myren like ved Nøkketjønna. Det ble benyttet en 'russerbor' med en diameter på 75 mm og 1 meters lengde (Jowsey, 1966). Seksjonen fikk prøvenavn NØKR118 og strakte seg fra 550 cm-130 cm dyp i myren. Det ble gjennomført flere forsøk på å få hentet opp en prøve fra den øverste meteren av myren. Det lot seg ikke gjøre på grunn av høyt torvinnhold og lav konsolidering. Dette førte til at dekkplaten ikke lukket seg skikkelig over sedimentkammeret, og prøven falt ut eller ble forstyrret idet den skulle heises opp til overflaten (figur 4.3). Kjernene ble pakket i plastrør som var splittet på langs, deretter ble de polstret med flere lag plastfolie, dekket til av aluminiumsfolie og teipet for å holdes i ro under transporten.

## 4.2 Sedimentanalyser

Ved hjelp av en rekke ulike laboratorieanalyser er sedimentene fra Nøkkjtjøna blitt grundig studert. Analysene er gjennomført med mål om å få et inntrykk av hvordan stormaktiviteten har variert da sedimentene ble avsatt. For å få til dette er det blant annet blitt forsøkt å identifisere og kvantifisere mengden flygesand i sedimentene. Alle analysene er gjennomført på sedimentlaboratoriet 'EARTHLAB' på institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen.

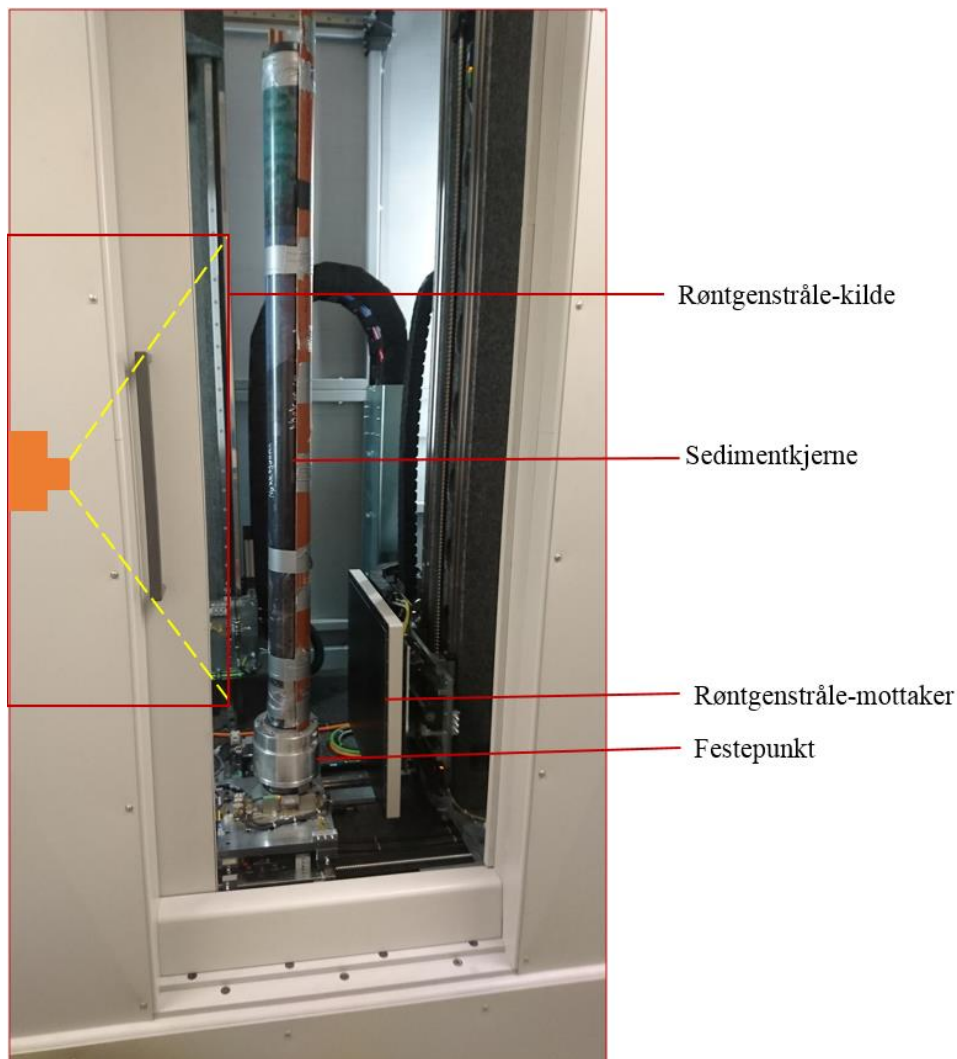
### 4.2.1 CT-skanning

Før sedimentkjernene ble splittet på langs ble det foretatt en CT-skanning av sedimentkjernen NØKU118. Formålet med undersøkelsen var å identifisere og kvantifisere utbredelsen av sandpartikler i kjernen.

CT-skanning er en ikke-destruktiv metode som gjør det mulig å visualisere indre strukturer og partikkelsammensetning i et prøvemateriale. Store mengder med høyoppløselig data kan innhentes på relativt kort tid ved hjelp av en indirekte kvantifisering av prøvematerialets massetetthetsfordeling og atomkomposisjon (Mees et al., 2003).

Teknologien bak CT-skanning ble utviklet på slutten av 60-tallet for bruk innenfor medisinsk diagnostikk. Den første CT-skanneren ble brukt for å studere enkelte seksjoner av hjernen (Brekke et al., 2018). Metoden ble først tatt i bruk i geologiske sammenhenger ved analyser av uerstattelige fossiler (Conroy og Vannier, 1984; Haubitz et al., 1988) og for analyser av reservoarbergarter i petroleumsgologi (Wellington & Vinegar, 1987; Withjack, 1988). I senere tid er det også blitt vanlig å anvende CT-skanning for analyse av sedimentkjerner (Orsi et al., 1994). Metoden har vist seg å være svært nyttig og er blitt anvendt i en rekke ulike studier som f.eks. gips-avleiringer i marine kjerner (Pirlet et al., 2010), studier av glasilakustrine varv (Bendle et al., 2015) og identifisering av flom-hendelser (Jenny et al., 2014).

CT-skanneren består av en røntgenstrålekilde og røntgenstrålemottaker. Mellom disse er det et roterbart festepunkt hvor prøvematerialet plasseres (figur 4.4). Prøven roterer sakte, mens røntgenstråler i en forhåndsdefinert strålingsintensitet sendes ut fra kilden. Mottakeren registrerer styrken på strålene. Både mottaker og kilde beveger seg opp og ned langs en akse slik at prøven blir skannet fra alle vinkler. Resultatene fra skanningen representerer et indirekte mål på prøvematerialets massetetthet. De oppgis som variasjoner i 'gråskalaverdi' med kjernedybde, der høye gråskalaverdier viser til høy massetetthet.



Figur 4. 4: NØKU118 montert og klar for å analyseres i CT-skanneren ved EARTHLAB UiB. Hovedkomponenter er navngitt.

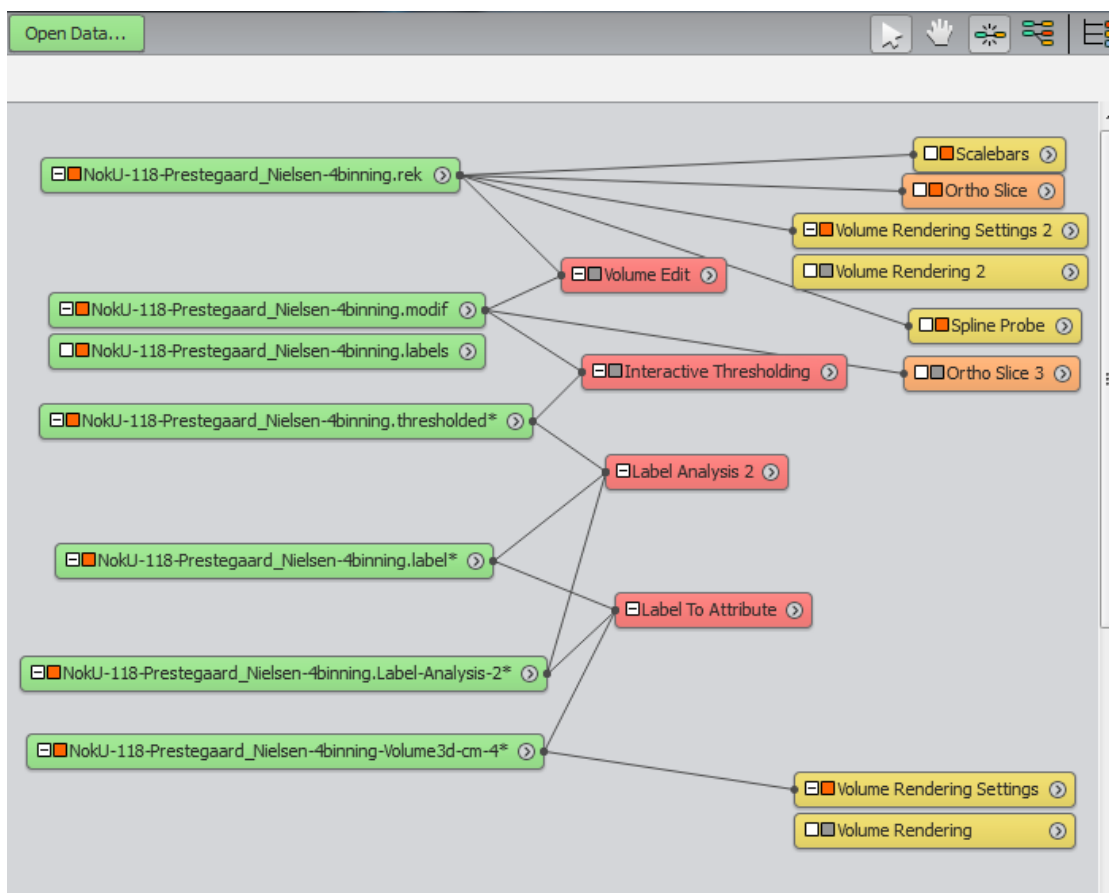
Undersøkelsen ble gjennomført i en 'ProCon-X-Ray CT-Alpha computed tomography' CT-skanner ved EARTHLAB, UiB. Skanningen ble innstilt til 120kV og 850  $\mu$ A med 0,5mm kobberfilter for å redusere 'beam hardening'-effekt. Kort forklart for å redusere støy som oppstår på grunn av de store tetthetsforskjellene mellom plastrøret og selve sedimentprøven. Det ble tatt bilder med eksponeringstid 500 msek med 2400 projeksjoner per runde og oppløsning på 53,4  $\mu$ m. Fordi bildene er tatt i 3 dimensjoner blir de sammenstilt som volumenheter kalt voxler på 4x4 (4binning). Disse dataene ble importert til programmet 'Avizo 3D' for å opprette en 3D-modell for videre analyser.

Figur 4.5 viser hele arbeidsflyten som ble gjennomført i 'Avizo 3D' for å identifisere og kvantifisere sandpartikler fra 3D-modellen. Følgende steg forklarer kort hva som ble foretatt etter 3D-modellen ble opprettet.

**Steg 1: Volum endring.** Det ble opprettet en sylinder der prøverøret og sedimentkjernens ytterkant ble fjernet. Dette ble gjort for å redusere potensiell kontaminering som et resultat av prøvetakningen og forstyrrelser fra 'beam hardening effect'.

**Steg 2: Interaktiv terskel.** I dette steget ble 3D-modellen gruppert i henhold til intensitet i gråskalaverdi. Det ble satt en terskelverdi for å skille partikler fra matriks. Basert på visuell inspeksjon ble terskelverdien satt til 3000 gråskalaverdi. Fordi gråskalaverdien er et indirekte mål på massetettheten ble det tatt utgangspunkt i at partikler ville gi høyere utslag enn terskelverdien og bakgrunns sediment/matriks ville gi lavere.

**Steg 3 og 4: Egenskapsanalyse.** Gjennom de siste to stegene ble de allerede identifiserte partiklene analysert og kvantifisert.



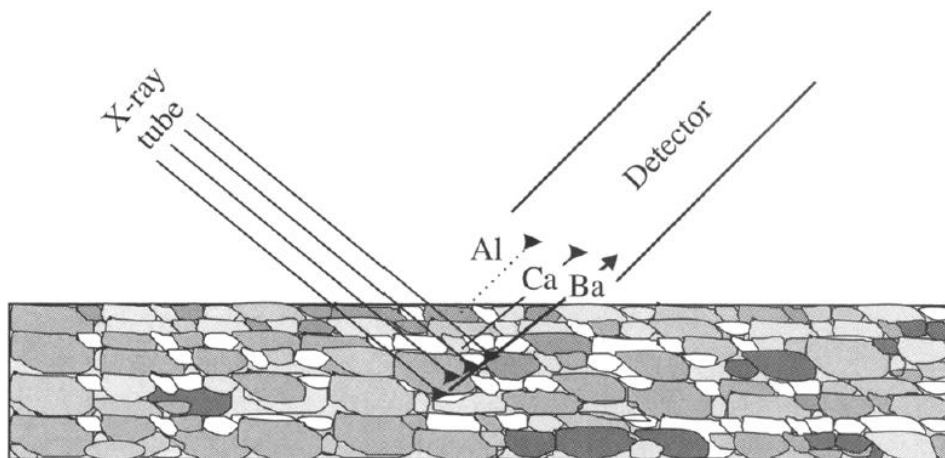
Figur 4. 5: Fullstendig oversikt over anvendt arbeidsflyt i Avizo 3D fra oppretting av 3D-modell til partikkelkvantifisering. Skjermdump, Avizo 3D

Etter CT-skanningen ble begge kjernene splittet på langs til en referansedel og en arbeidskerne. Det ble deretter gjennomført en visuell inspeksjon. Kjernene så nesten identiske ut, og NØKU118 ble valgt ut for videre analyser fordi denne kjernen allerede var CT-skannet.



#### 4.2.2 Geokjemisk analyse (XRF)

XRF 'røntgenflouresens' er en ikke-destruktiv metode som brukes for geokjemisk analyse av et prøvemateriale. Metoden gir mulighet til å hente inn store mengder høyoppløselige data på relativt kort tid. Ved hjelp av røntgenstråler kan elementkomposisjonen i sedimentenes overflate måles, og relative endringer kan spores nedover i kjernen (Croudace et al., 2006). Endringene kan være knyttet til f.eks. forandring av kildeområde, avsettende agens, energi eller tilgjengeligheten på sedimenter.



Figur 4. 6: forenklet skisse over prinsippet bak XRF- logging av sedimentkjerner fra Richter et al. (2006).

Prinsippet bak metoden er skissert i figur 4.6. Kort forklart vil røntgenstråler sendes ut fra kilden (x-ray tube – figur 4.6) og treffe sedimentene slik at atomene blir ionisert. Ioniseringen setter i gang en omrokking i elektronstrukturen til atomet. Dette fører til at lys eller 'flourescens' sendes ut og fanges opp av detektoren (figur 4.6). Hvert element har en karakteristisk 'flourescens'. Signalet som fanges opp kan derfor identifiseres og brukes som et mål på den kjemiske sammensetningen til sedimentet. Resultatene er oppgitt i elementintensitet fordelt på det totale antall tellinger per sekund 'Counts per second' (Richter et al., 2006).

Skanningen av NØKU118 ble gjennomført ved hjelp av en ITRAX kjerneskaner fra Cox Analytical Systems (Göteborg, Sverige). I forkant av skanningen ble overflaten av kjernen glattet ut og preparert med en tynn plastfilm for å hindre kontaminering (se figur 4.7)



Figur 4. 7: NØKU118 prepareres og påføres en tynn plastfilm før XRF-skanning i en ITRAX Core skanner ved sedimentlaboratoriet på Universitetet i Bergen.

Denne kjerneskaneren kan både ta et røntgenbilde av kjernen og foreta en geokjemisk analyse. Målingene ble gjennomført med molybden (Mo) 'x-ray tube' med oppløsning  $500\mu\text{m}$  for kjernedybde  $96,15\text{cm}$  som ga  $n=1924$ . Intensitet ble satt til  $28\text{kV}$  og  $27\text{mA}$  med  $10$  sekunders eksponeringstid. Røntgenbildet er tatt på  $40\text{kV}/30\text{mA}$  med eksponeringstid på  $275$  msec.

#### 4.2.3 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) er et mål på evnen et materiale har til å la seg magnetisere av et eksternt magnetfelt. Den magnetiske målbarheten til et sediment er proporsjonal med mengden av magnetiske mineraler (Thompson, 1973; Thompson et al., 1975). Dette gir et mål på fordelingen av organisk- og minerogent materiale. Økt innhold av minerogent materiale kan f.eks. være et resultat av perioder med høy breaktivitet, økt stormaktivitet, skred, flom eller lignende prosesser som øker transport og erosjon av sedimenter (Snowball et al., 1993; Nesje et al., 2004; Støren et al., 2010).

Magnetisk susceptibilitet er en ikke-destruktiv metode. Den er relativt lite tidkrevende, og derfor ble både NØKU118 og NØKU218 analysert. Overflaten ble glattet ut og dekket med ett

lag tynn plastfilm før analysen. Målingene ble gjennomført med en 'CoreSusc MK III Corelogger' med måleintervaller hver 0,2cm, noe som resulterte i en måleserie med 481 punkter.

#### 4.2.4 Kronologi

To ulike dateringsmetoder, henholdsvis radiokarbondatering og blydatering, ble tatt i bruk for å etablere en alderskronologi for myr- og innsjøsedimentene i dette studiet. Begge metodene tar utgangspunkt i å måle nedbrytingen av radioaktive isotoper i et grunnstoff. De radioaktive isotopene er ustabile og avgir energi til omgivelsene ved nedbryting. Nedbrytningen skjer eksponentielt med en konstant halveringstid. Ved å kjenne til denne halveringstiden kan alder beregnes ved å måle den gjenværende mengden isotoper (Walker, 2005).

#### Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en velkjent og velprøvd metode for aldersbestemmelse av prøvemateriale av sein-kvartær alder. Metoden tar utgangspunkt i å beregne den gjenværende mengden av den radioaktive karbonisotopen,  $^{14}\text{C}$ , i organisk materiale.  $^{14}\text{C}$  finnes i atmosfæren til enhver tid, og blir tatt opp av planter gjennom fotosyntesen. Når organismene dør slutter tilførselen av  $^{14}\text{C}$  og radioaktiv nedbryting/halvering starter (Reimer et al., 2013). Halveringstiden er 5730 år, og ved å måle gjenværende mengde av  $^{14}\text{C}$  i et prøvemateriale kan alder beregnes (Libby, 1961). Mengden av gjenværende isotoper beregnes ved AMS, massespektrometri akselerasjon. Fordi mengden  $^{14}\text{C}$  i atmosfæren ikke har vært konstant tilbake i tid, må resultatene kalibreres for å oppnå en mer korrekt alder. Til dette anvendes kronologier fra treringer og/eller marine data (Bradley, 1999).

NØKU118 ble inndelt i intervaller med 1 cm bredde for hver 10 cm kjernedyp. Prøvemateriale fra disse ni intervallene ble tatt ut. I NØKR118 del 5/5 ble det tatt ut prøvemateriale rett over en overgang mellom to lag med tydelig, brå endring i litologi. Det overliggende laget er mørk, høy-organisk torv, mens det underliggende er lyst med høyt minerogent innhold. Sedimentene nærmest prøverøret ble unngått på grunn av potensiell kontaminering. Sedimentene ble filtrert gjennom sikter i størrelse 250  $\mu\text{m}$  og 125  $\mu\text{m}$ . Prøvemateriale fra disse størrelsesfraksjonene ble studert under mikroskop for identifisering og isolering av makrofossiler. Det ble prioritert å plukke terrestriske makrofossiler for å unngå feilkilder i forbindelse med hardvannseffekt. Hardvannseffekten kan oppstå i områder med kalkrik berggrunn der mineralsk karbon blir tilført vannet. Organismer som tar opp karbon gjennom vannet vil derfor være i likevekt med dette i stedet for atmosfæren. Dette kan gi en overestimert alder når det kalibreres til kalenderår (Bradley, 1999).

Etter isoleringsprosessen ble makrofossilene overført i sterile glass og satt i tørkeskap med temperatur 50°C inntil alt vann fordampet (~12-24timer). Syv prøver fra NØKU118 og den ene prøven fra NØKR118 del 5 ble valgt ut og sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for aldersdatering.

### Blydatering

For å datere de yngste sedimentene fra NØKU118 ble det også tatt ut prøver for blydatering ( $^{210}\text{Pb}$ ). Prøvene ble plukket ut hver 0,5 cm fra 0 -15cm dyp (totalt 30 prøver). Disse ble tørket i tørkeskap i ~12 timer og veid. Hver prøve hadde tørrvekt > 0,5g. Prøvene ble sendt til Gamma Dating Centre Copenhagen.

Aldersbestemmelse ved hjelp av blydatering,  $^{210}\text{Pb}$ , ble tatt i bruk på 1960-tallet, og brukes hovedsakelig for datering av innsjøsedimenter av ung alder (<150 år) (Walker, 2005). Metoden baserer seg på hvordan radongass fluktuierer fra jorda og over i atmosfæren. Radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) er en del av nedbrytingskjeden av uran. Den brytes ned via en serie av datterisotoper, deriblant den ustabile isotopen  $^{210}\text{Pb}$ .  $^{210}\text{Pb}$  transporteres via nedbør til jordoverflaten hvor det tas opp i sedimenter. Her starter nedbryting til den stabile bly-isotopen  $^{206}\text{Pb}$ . Ved å måle konsentrasjonsforskjellen mellom  $^{210}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  kan sedimentasjonsalderen beregnes (Olsson, 1986).

#### 4.2.5 Glødetapsanalyse

Glødetapsanalyse er en velkjent, destruktiv metode for sedimentanalyser. Metoden blir benyttet for å kvantifisere mengden organisk materiale, minerogent materiale, innhold av karbonat og vanninnhold i sedimenter. Den er blitt evaluert som svært nyttig til dette formålet, samtidig som metoden er billig og relativt hurtig å gjennomføre (f.eks. Bengtsson et al., 1986).

Glødetapsprosedyren er gjennomført med utgangspunkt i beskrevet fremgangsmåte fra Dean (1974) og Heiri et al., (2001).



Figur 4. 8: Glødetapsprosedyre. Prøver på 1ml blir tatt ut for hver 0,5cm kjernedyp, fylt i digler og veid opp før tørking.

Det ble tatt ut totalt 191 glødetapsprøver for hver 0,5 cm kjernedyp. Samplingen ble gjennomført hjelp av små sprøyter med avkuttet tupp. Det ble samlet fra to punkter i hvert 0,5cm intervall. Prøvestørrelsen ble forsøkt å få så nøyaktig lik  $1\text{cm}^3$  som mulig. Prøvene ble overført til digler som var veid på forhånd (figur 4.8). For å hindre uttørring ble diglene med prøvematerialet ble veid kontinuerlig for hver femte prøve som ble samlet. Deretter ble prøvene satt i tørkeskap over natten ved  $100^\circ\text{C}$ . Neste dag ble de tørkede prøvene veid for å finne tørrvekten og vanntapet. Etter dette ble prøvene plassert i glødetapsovn og glødet på ved  $550^\circ\text{C}$  i 1 time, kjølt ned og avfuktet i en inkubator og veid igjen for å kunne kalkulere glødetapet.

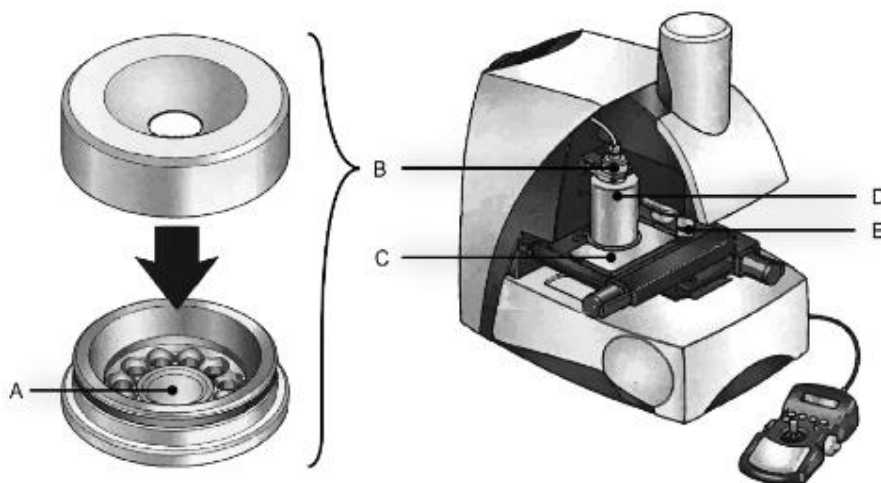
#### 4.2.6 Eolisk influks

Metoden 'Aeolian Sand Influx (ASI)' ble tatt i bruk første gang i 2004 av Björck og Clemmensen ved analyse av torvkjerner fra Sør-Sverige. Metoden er senere anvendt i en rekke studier med overbevisende resultater, f.eks. De Jong et al. (2006; 2007), Björck et al. (2012) og Nielsen et al. (2016a,b). Metoden brukes for å finne ut hvor mange sandkorn som ble avsatt per  $\text{cm}^2$  per år. For å beregne eolisk influks kvantifiseres mengden minerogene partikler per glødetapsprøve. Deretter blir antallet partikler dividert på sedimentasjonsraten i innsjøen. Sedimentasjonsraten beregnes fra alder/dyp-modellen. Eolisk influks må kombineres med grundig kartlegging og studie av nedslagsfeltets omgivelser for å bestemme om partiklenes opprinnelse faktisk er eolisk. Hvis det ikke finnes andre avsettende agenser som er sterke nok til å tilføre minerogene partikler fra den analyserte størrelsesfraksjonen kan mengden partikler, kornfordeling, kornform, litologi og kornstørrelse. Resultatene kan gi verdifull informasjon om styrke, retning og intensitet for den eoliske aktiviteten.

Med utgangspunkt i fremgangsmåte fra Nielsen et al. (2016a) ble glødetapsrestene fra NØKU118 filtrert med vann gjennom siktstørrelse 250  $\mu\text{m}$  og 125 $\mu\text{m}$ . Alle partikler  $>250 \mu\text{m}$  ble studert under mikroskop, talt opp og flyttet over i små prøveglass. Det ble skilt mellom lyse og mørke mineralkorn. Det totale antallet sandkorn  $> 250 \mu\text{m}$  ble dividert på sedimentasjonsraten. Partikler i fraksjon 125-250  $\mu\text{m}$  ble satt i tørkeskap på 50°C til alt vann fordampet. Deretter ble prøvene veid og kalkulert som % av askerest.

#### 4.2.7 Partikkelanalyse

For å innhente detaljert karakteristik fra de minerogene partiklene i NØKU118 ble det gjennomført en partikkelanalyse med 'Morphologi G3 partikkel analysator'. De tre største 'ASI'-prøvene i størrelsesfraksjon  $>250 \mu\text{m}$  og tre prøver fra potensielle kildeområder ble valgt ut til analysen. Morphologi G3 er et mikroskop med tilhørende software som, ved hjelp av statistisk bildeanalyse, kan måle ulike størrelsesparametere for partikler i en prøve (Malvern, 2013). En prøve med maksimalt volum på 20mm<sup>3</sup> tilføres prøvekommeret (Komponent A, figur 4.9). Volumbegrensningen er satt for å redusere feilkilder som resultat av overlappende partikler. Ved hjelp av en spredningssylinder (Komponent D) blir partiklene spredd utover en glassplate (Komponent C). Mikroskopet skanner systematisk partiklene på glassplaten, seksjon for seksjon. Det kan registrere alle partikler i størrelsesfraksjon 0,5-1000  $\mu\text{m}$ . Analysen gir mål på hver partikkels størrelse (lengde, bredde, areal, diameter, volum ...) og form (rundingsgrad, sideforhold, omkrets ...) (Becker et al., 2018).



Figur 4. 9: Øverst: 'Malvern Morphometer G3 Particle Size Analyzer' med hovedkomponenter A: Prøvekommer som er den nedre komponenten i B: Spredningsenheten. D: Spredningssylinder, C: Glassplate og E: Optisk enhet bestående av fem ulike linser. Fra: Becker et al. (2018).

I felt ble det samlet inn prøver fra tre ulike kildeområder. Finmateriale fra Fjærvollmorenen, samt eolisk sand og marin sand fra Fjærvollsanden. Før analysen ble kildeprøvene behandlet i vannløsning med 10% saltsyre (HCl) over natten for å fjerne karbonat og 30% hydrogenperoksid under oppvarming for å fjerne organisk materiale. Deretter ble prøvene filtrert gjennom en sikt i størrelsesfraksjon  $>250 \mu\text{m}$ . Behandlingen ble gjennomført for at kildeprøvene skulle være sammenlignbare med ASI-prøvene fra NØKU118.

Ved hjelp av en måleskje ble det målt opp prøver på  $19 \text{ mm}^3$ , eller hele prøven om den var mindre enn  $19 \text{ mm}^3$ . Resultatet av analysen ble et statistisk datagrunnlag med form- og størrelsesparametere for hver partikkel i prøvene (figur 4.9).

## 5. Resultater

### 5.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Resultatet fra den kvartærgeologiske kartleggingen er tilgjengelig fra vedlegg 1. Løsmassene i studieområdet er i hovedsak marine, eoliske og glasiale. Det går en gradvis overgang mellom de marine strandavsetningene og de glasiale avsetningene. Denne overgangen er dekket med flygesandsavsetninger med stedvis stor mektighet.

De glasiale løsmassene i studieområdet er kartlagt i form av tre typer morenemateriale: randmorene, sammenhengende- og usammenhengende morenedekke. Morene er usortert materiale i alle størrelser som er erodert, transportert og avsatt direkte av bre. Hvis morenedekkene er tynne eller diskontinuerlige er de blitt kartlagt som usammenhengende. Sammenhengende dekker er kontinuerlige med stedvis stor mektighet. Generelt er morenedekkene over flatene sammenhengende, mens over fjelltoppene og i bratte skråninger er de tynne og usammenhengende. Overflaten er blokkrik, både i områdene med sammenhengende og usammenhengende dekker (Figur 5.1). Dette er markert i kartet (vedlegg 1). På grunn av veletablert landbruk i Fjærvoll er store arealer ryddet og jevnet ut. I umiddelbar nærhet finnes gjerne store hauger eller lange steingjerder bestående av flyttblokker som tidligere har dekket overflaten av jordet.



*Figur 5. 1: Blokkrik overflate i forseningen mellom Fjærvollfjellet og Svartknausen. Her er morenedekket tynt og grunnfjellet er stedvis eksponert. Nøkkjønna øverst til høyre i bildet.*



Det er kartlagt fem markante, rygger i studieområdet (se vedlegg 1). Med utgangspunkt i form og sammensetning er de markert som randmorener i kartet. Tre av dem har en lengde på ca. 3-400 meter. Den ene ligger øst for Fjærvollfjellet (for oversiktskart, se vedlegg 2) langs ytterkanten av det tilgrensende myrområdet og har orientering vest-øst. De to andre ligger langs Nøkkjtønnas østside og har orientering sør – nordøst. I tillegg til de små randmorenene ligger den nesten 1,5 km lange, bueformede moreneryggen Fjærvollmorenen sentralt i studieområdet.

I myren ved Nøkkjtønna ble det tatt opp en russerkjerne i fem deler på omtrent en meter per del. I den nederste delen av russerkjernen mellom 450 - 550 cm dybde ble det observert en brå litologisk endring fra mørk, høy-organisk torv til lys, minerogen siltig leire (figur 5.2). En slik overgang er et tegn på dramatisk skifte i avsetningsmiljø og/eller kildeområde. Det ble tatt ut en prøve for  $^{14}\text{C}$ -datering rett over denne overgangen i håp om å reflektere det lokale deglasiasjonsforløpet ved Fjærvoll. Prøven viste seg å kun inneholde 0,14 mg daterbart karbon, og ga den overraskende unge alderen  $6740 \pm 160$  kal. år BP (avsnitt 5.6 tabell 5.3).



*Figur 5. 2: Russerkjerne fra myren ved Nøkkjtønna. Ved bunnen er en tydelig endring i litologi synlig*

Strandsonen preges av marine strandavsetninger bestående av kalkrik sand med høyt innhold av skjellfragmenter. Dette er materiale vasket i land av bølgene. Fra LiDAR-data (Hoydedata.no) og flyfoto (Geocache Euref89/UTM33; Statens Kartverk; Nordland, 2015; Widerøe Flyveselskap, serie WF-0930; WF-3191, 1957;1968) kan det observeres en mer eller mindre kontinuerlig ryggform parallelt med dagens kystlinje, sør og nord for Fjærvollsanden med en høyde på 6-8 meter over dagens havnivå. Den er ikke synlig i de sentrale delene av feltområdet, og ble derfor ikke observert i felt. Ut fra form og utstrekning kan det se ut som ryggen går gjennom Fjærvollsanden, men er dekket av tykke lag eoliske avsetninger.

Bak strandsonen ligger store mengder eoliske avsetninger. Avsetningene har i stor grad samme litologi som de marine avsetningene med høyt innhold av kalk og skjellrester. Hovedforskjellen er at disse sedimentene er vindtransporterte og ikke vasket i land av bølgene. Dette fører til at eoliske avsetninger ofte består av tykke lag med lavvinklet stratifisering (Kocurek & Nielsen, 1986). Disse avsetningene dekker overgangssonen mellom de marine og glasiale avsetningene. Mot senter av stranden har avsetningene bygget seg opp som flere sett sanddyner orientert parallelt med kystlinjen (figur 5.3). De mest kontinuerlige dynene har topper på 3, 8 og 14 moh. Alle dynene er størst ved senter av stranden og blir gradvis mindre mot sør. De to største dynene kuttes brått mot nord. Dynen ved 8 moh. har en bratt helning mot havet og slak helning mot dynen på 14 moh. Den bratte kanten er tolket som en abrasjonskant fra en periode der havnivået sto høyere enn i dag, noe som er markert på kartet (vedlegg 1). Sanddynene er dekket av tett, sandbindende vegetasjon og fremstår som relativt stabile i dagens miljø. Ellers i feltområdet er de eoliske sedimentene tilstede i form av mer eller mindre sammenhengende sanddekker (sandsheets).



Figur 5. 3: Dynelandskap ved Fjærvollsanden. Høydeprofil fra hoydedata.no

Sanddekkene er synlig som spredte eksponeringer av sand i overflaten blant annet i områdene der det er kartlagt deflasjonsgroper/avblåsningsstrukturer (se vedlegg 1). Et veletablert vegetasjonsdekke gjør at det er vanskelig å observere kontinuiteten og den eksakte

utstrekningen på sanddekkene. Grenseområdet mellom der de eoliske- og der de glisiale sedimentene dominerer i det kvartærgeologiske kartet (vedlegg 1) er trukket mellom de ytterste observasjonene av eksponert sand i felt og observasjon fra flybilder.



Figur 5. 4: Flyfoto fra Fjærvoll fra 1957, 2008 og 2015 viser en stabilisering i vegetasjonsdekket og færre synlige deflasjonsstrukturer. Modifisert fra: Widerøe Flyselskap (1957) og Statens Kartverk (2008;2015)

Flyfoto fra Fjærvoll fra 1957, 2008 og 2015 (figur 5.4) viser en utvikling i retning færre synlige deflasjonsstrukturer og et bedre etablert vegetasjonsdekke. Dette kan indikere en stabilisering av de eoliske avsetningene og redusert sandflukt.

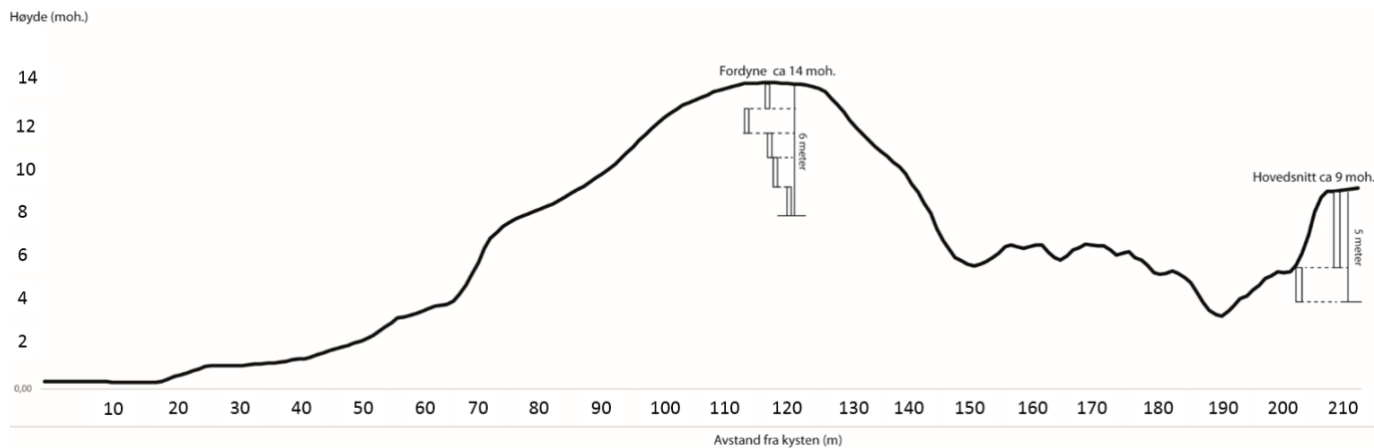
Ved noen lokaliteter i bakkant av sanddynene er det blitt tatt ut sand for kalking og stabilisering av myr/våtmarksområder (Fjærvoll, ukjent årstall). Lokalitetene er markert i kartet (vedlegg 1). Det er ingen kommersielle uttak av masser ved noen av disse sandtakene i dag.

De største myr/våtmarksområdene er blitt markert i kartet. Disse antas å ha en mektighet > 5m dybde. Myrene ser i stor grad ut til å være demmet opp av morenemateriale. Myren lengst i sør kan være demmet opp av strandvollen og delvis overdekket av flygesand.

Eksponert berggrunn/bart fjell langs kysten og i flygesandsområdet, antropogene fyllmasser langs veien og skredavsetninger ved den sørvestlige siden av Fjærvollfjellet er også markert i kartet.

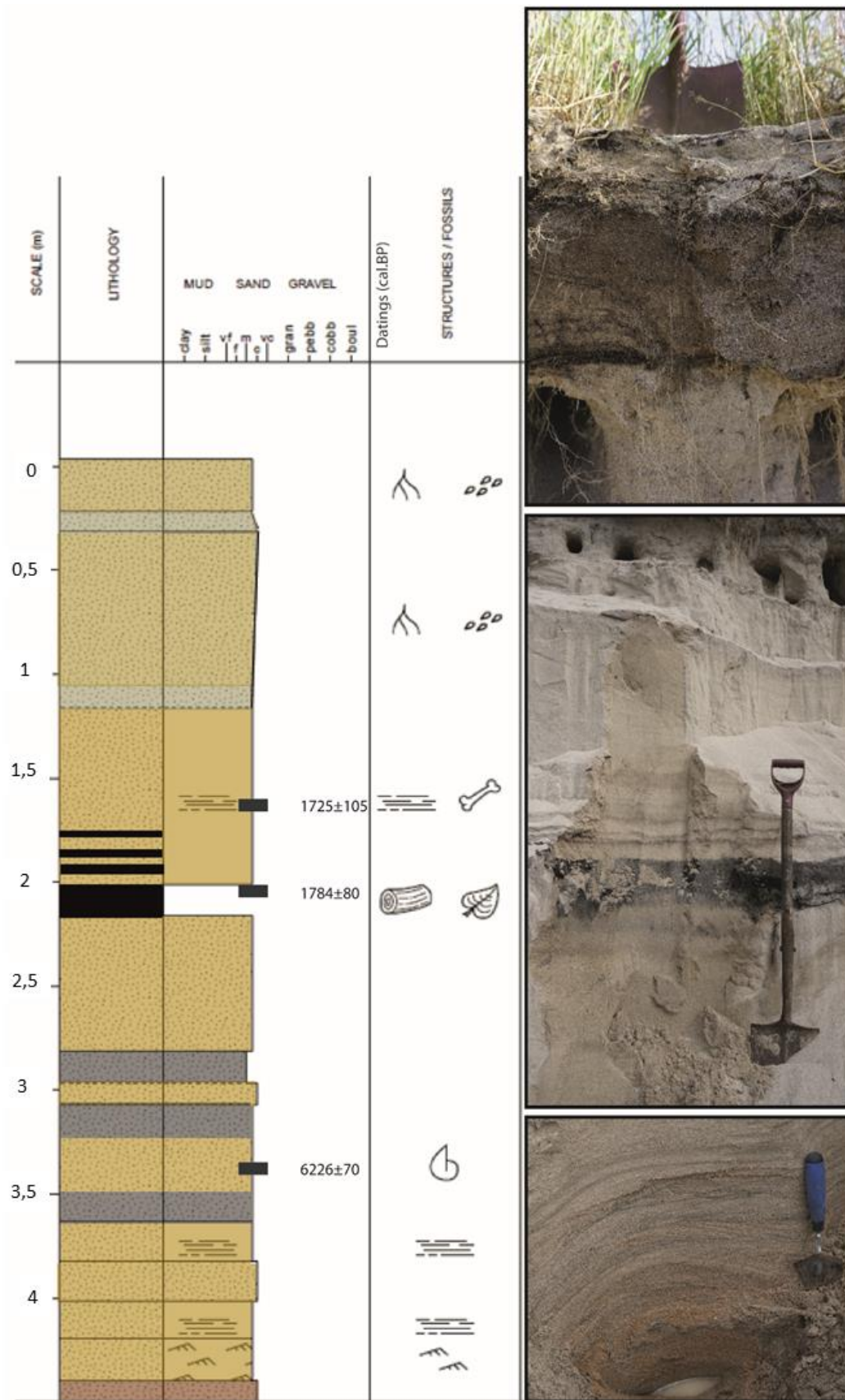
## 5.2 Dynestratigrafi

Det ble logget to snitt i felt for å studere dynestratigrafiens oppbygning som en respons på stormaktiviteten. Snittene som ble logget ligger like i bakkant av Fjærvollsanden. Figur 5.5 viser hvor snittene befinner seg i forhold til hverandre.



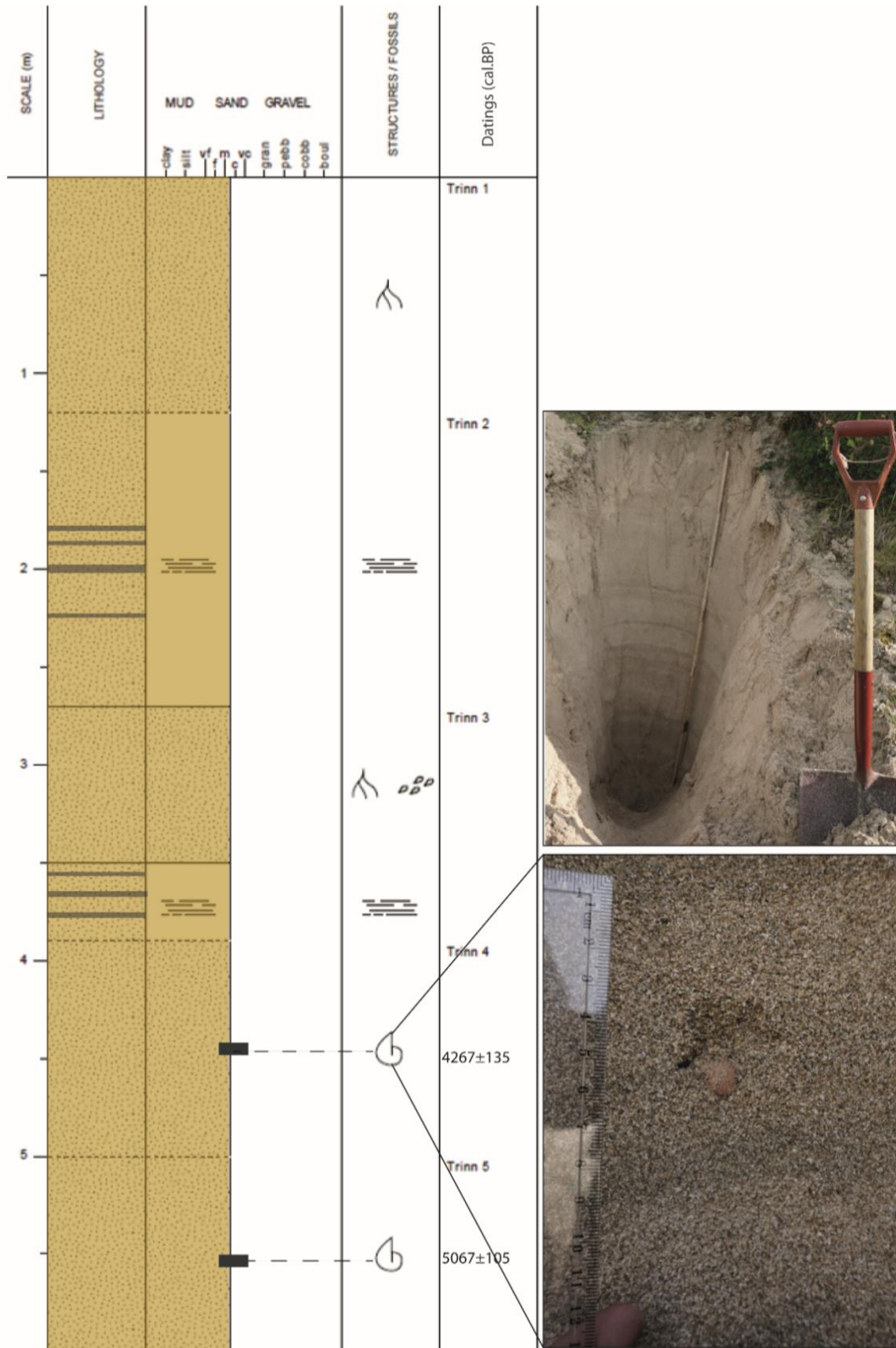
Figur 5. 5: Skjematisk høydeprofil over loggede snitt. Produsert med grunnlag fra Hoydedata.no

Hovedsnittet (figur 5.6) er et gammelt sandtak ca. 200 meter i luftlinje fra Fjærvollsanden. Sandtaket ble ifølge grunneier etablert for uttak av sand til å kalke og stabilisere landbruksarealer i Fjærvoll. Det ble gravd ut og solgt sand fra ca. 1945 til slutten av 1960-tallet (Fjærvoll, ukjent årstall). Fra toppen inneholder snittet en blanding av jordsmonn og sand. Fargen er mørk og grålig og det er et høyt innhold av røtter. Etter hvert som en beveger seg lenger ned i stratigrafien øker sandinnhold i takt med at innholdet av organiske materiale synker. Ved ca. 0,3 meter og ved 1,2 meters dybde fra toppen av snittet finnes to ~ 10 cm tykke lag av sand som har lysere farge på grunn av høyt kalkinnhold. Bortsett fra dette er litologien stort sett den samme ned til omtrent 1,5 meters dybde fra toppen av snittet. Her er flere tynne, undulerende mørke lamina av kull, og innimellom disse finnes rester av bein og knokler. En knokkel ble aldersbestemt ved hjelp av radiokarbon datering til  $1725 \pm 105$  kal. år BP. Under de tynne kull-laminaene finnes et markert 15 cm tykt kullag. Her ble biter av trekull datert til  $1784 \pm 80$  kal. år BP. Under kull-laget følger nye lag av sand med samme karakteristikk som over, kun avbrutt av overgangslag med høyere kalkinnhold og endret farge. Ved ca. 3,3 meters dybde fra toppen er skjellrester datert til  $6226 \pm 70$  kal. år BP. Mot bunnen av snittet finnes kryssjikt-strukturer og helt nederst en rustrød, vannmettet sand.



Figur 5. 6: Hovedsnittet. Et gammel sandtak i nærheten av Fjervollsanden. Produsert i SedLog

Fordynen (figur 5.7) består gjennomgående av homogene sedimenter uten tydelige strukturer. Kornstørrelsen dekker hele spennet fra fin til grov sand, men domineres av fraksjonene medium og grov. Fargen er lys, hvit/grå og har høyt kalkinnhold på grunn av små skjell og skjellfragmenter. Det finnes enkelte lamina i en antydning av mørkere farge. Det ble forsøkt å skille mellom marin og eolisk sand, men litologien var for lik til å kunne indentifisere dette sikkert. Sanden øverst i snittet er tydelig eolisk, og rundt 4 meters dybde fra toppen av snittet øker mengden skjell og skjellfragmenter. Dette kan indikere økt marin påvirkning. Overgangen til marin sand er derfor tolket til å være ved omkring 4 meters dybde. Det ble tatt ut prøver til radiokarbondatering ved ca. 4,4 meter og 5,4 meter dybde fra toppen. Prøvene ga aldre på henholdsvis  $4267 \pm 135$  og  $5238 \pm 105$  kal. År BP.



Figur 5. 7: Fordynen ved Fjærvollsanden. Produsert i SedLog

Fra hovedsnittet ble det tatt ut fire prøver der tre av dem gav daterbare resultater. Prøven som ikke lot seg datere var en relativt stor knokkel/bein. Denne inneholdt lite kollagen til å kunne dateres. Det daterte materialet fra hovedsnittet besto av bein, trekull og et skjell. I fordynen ble to prøver av skjell og skjellfragmenter aldersdatert. <sup>14</sup>C-alderne er konvertert til kalenderår BP ved hjelp av to ulike kalibreringskurver fra Reimer et al. (2013). Marine prøver, skjell og skjellfragment er kalibrert ved hjelp av Marine13 og terrestriske prøver med IntCal13 i Calib7.10. De ulike kalibreringskurvene er tatt i bruk av hensyn til reservoaralder. Resultatene er angitt i tabell 5.1.

Tabell 5.1: <sup>14</sup>C-dateringer fra dynestratigrafien ved Fjærvollandsanden, kjernen fra Nøkketjønnna og russerkjernen fra myren. <sup>14</sup>C-år er kalibrert til kalenderår BP ved hjelp av kalibreringskurvene IntCal13 for terrestriske makrofossiler og Marine13 for skjell.

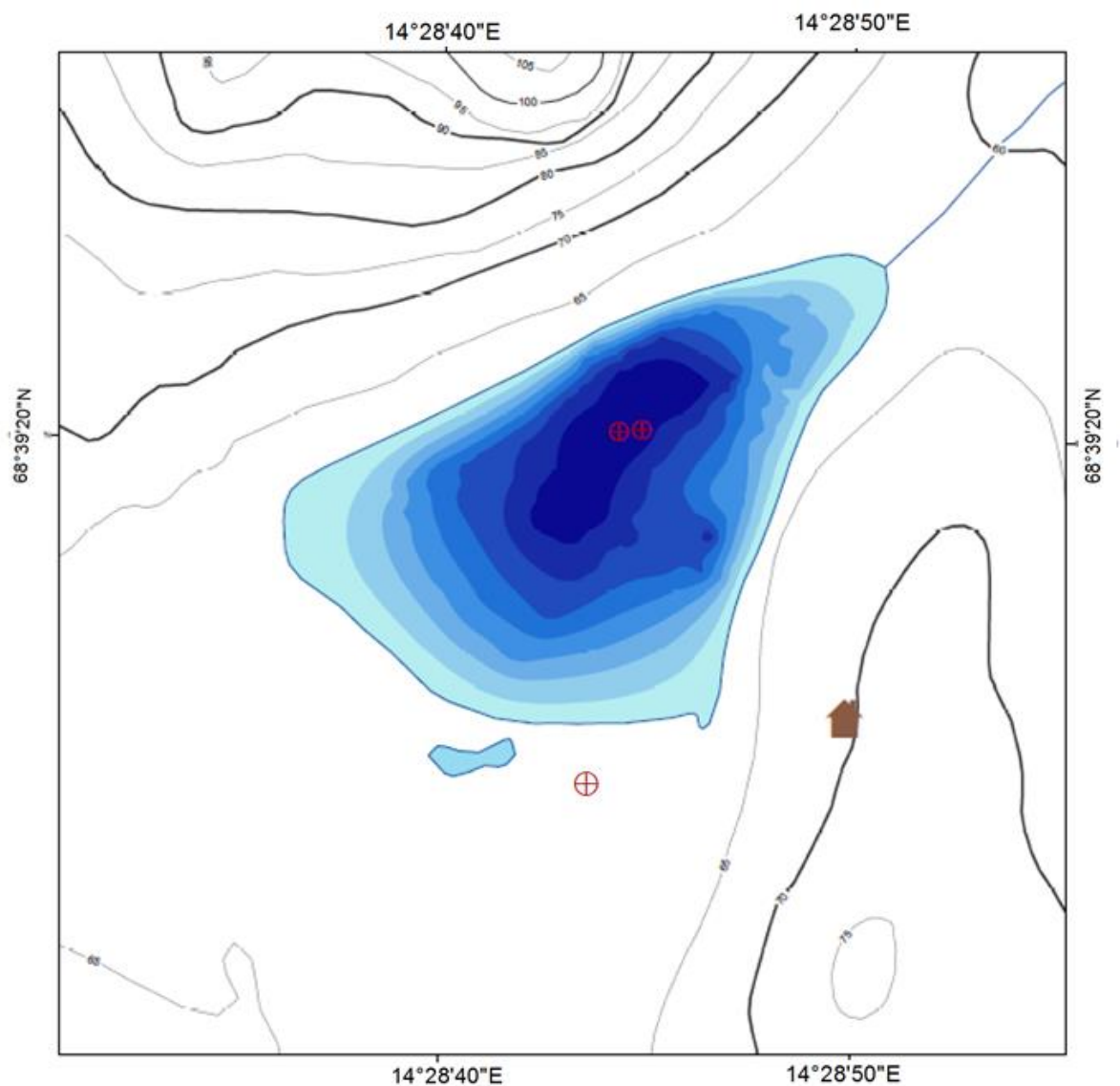
Lab.No	Kjerne	Dybde (cm)	Vekt (mg)	Materiale	<sup>14</sup> C-age (BP)	Kalibrert alder BP (Sigma 1)	Kalibrert alder BP (Sigma 2)	Median av kalibrert alder BP av sigma 2
Poz-110278	Fordyne	440	-	Skjell	4180±35	4209-4343	4145-4386	4267 ±135
Poz-110279	Fordyne	540	-	Skjell	4905±35	5195-5301	5067-5312	5238 ±105
<i>Poz-0</i>	<i>Hovedsnitt</i>	<i>160-180</i>	<i>-</i>	<i>Bein</i>	<i>Not suitable</i>	<i>-</i>	<i>-</i>	<i>-</i>
Poz-109985	Hovedsnitt	160-180	-	Bein	1805±30	1704-1810	1626-1821	1725 ± 105
Poz-110313	Hovedsnitt	210-225	-	Trekull	1835±30	1734-1816	1704-1864	1784 ±80
Poz-110281	Hovedsnitt	380-390	-	Skjell	5800±35	6192-6263	6143-6295	6226 ±70

### 5.3 Batymetrisk kartlegging

Figur 5.8 viser resultatet av den batymetriske kartleggingen av Nøkketjønnna. Tjernet har en jevn bunntopografi som synker gradvis mot en maksdybde på omtrent fire meter. Det ble hentet opp to sedimentkjerner, NØKU118, til venstre, og NØKU218, til høyre i figur 5.8. God forståelse for den geomorfologiske settingen i nedslagsfeltet og kartlegging av innsjøens bunntopografi er forutsetning for å kunne velge optimale kjernelokaliteter (Dahl et al., 2003). Kjernene ble hentet ved tjernets dypeste område i håp om å reflektere langtidstrener i høyest mulig grad og få minst mulig forstyrrelser fra tilfeldig påvirkning langs vannkanten (Dahl et al., 2003).



# Nøkkjønnna



## Symbolforklaring

⊕	Kjernelokalitet	Dybde (meter)
🏠	Bygning	0 - 0,5 m
—	Elv/bekkeløp	0,5 - 1 m
		1 - 1,5 m
		1,5 - 2 m
		2 - 2,5 m
		2,5 - 3 m
		3 - 3,5 m
		3,5 - 4 m

0 25 50 100 Meter



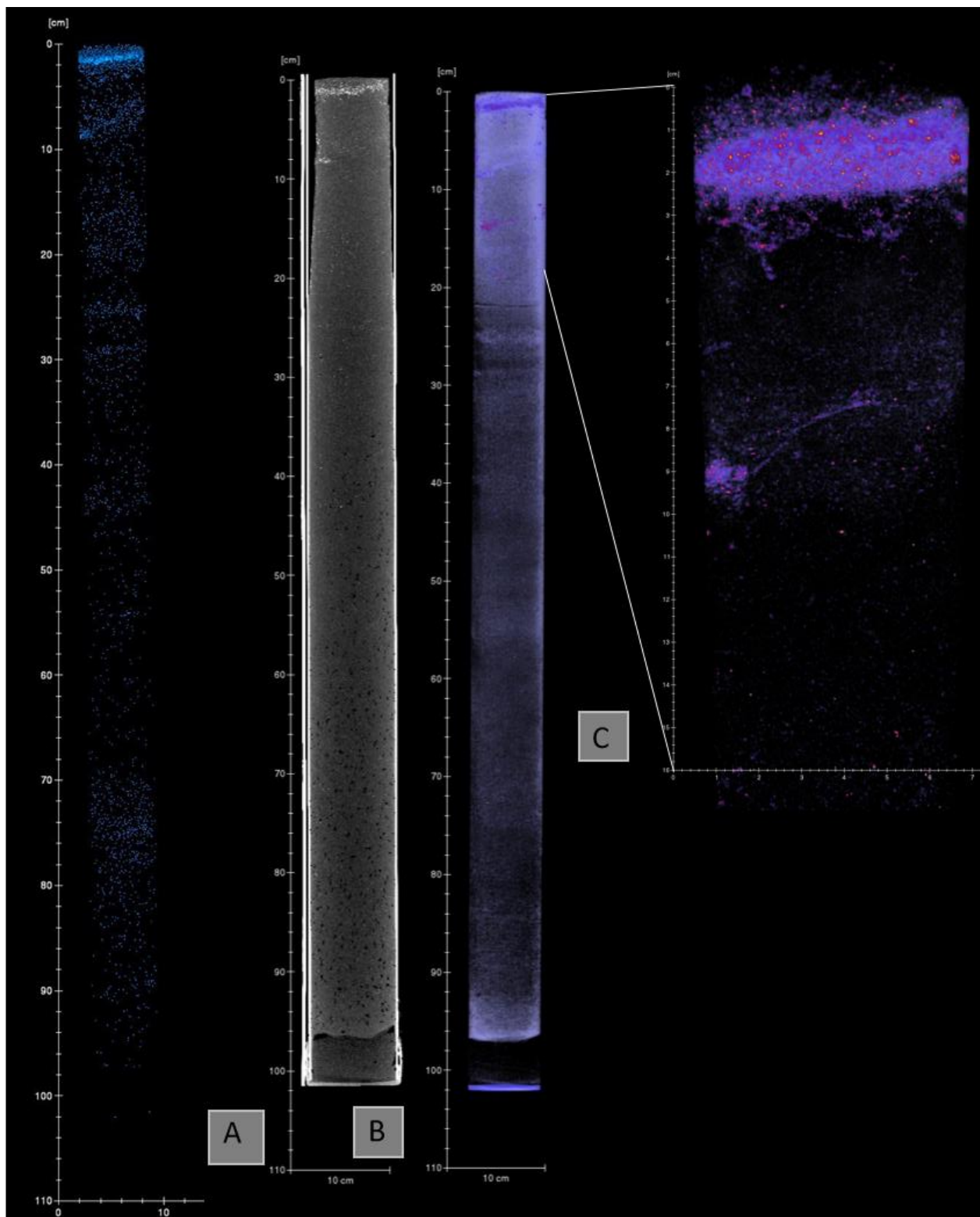
Koordinatsystem: WGS 1984 UTM Zone 33N  
Projeksjon: Transverse Mercator  
Datum: WGS 1984"  
Konturlinjer: 5m

Figur 5. 8: Dybdekart for Nøkkjønnna. De røde sirklene markerer lokalitet for kjernetakning. Kjernene er tatt ved tjernets senter hvor dybden er høyest. I tillegg ble det tatt en russerkjerne i myren ved siden av Nøkkjønnna. Produsert i ArcMap 10.6.

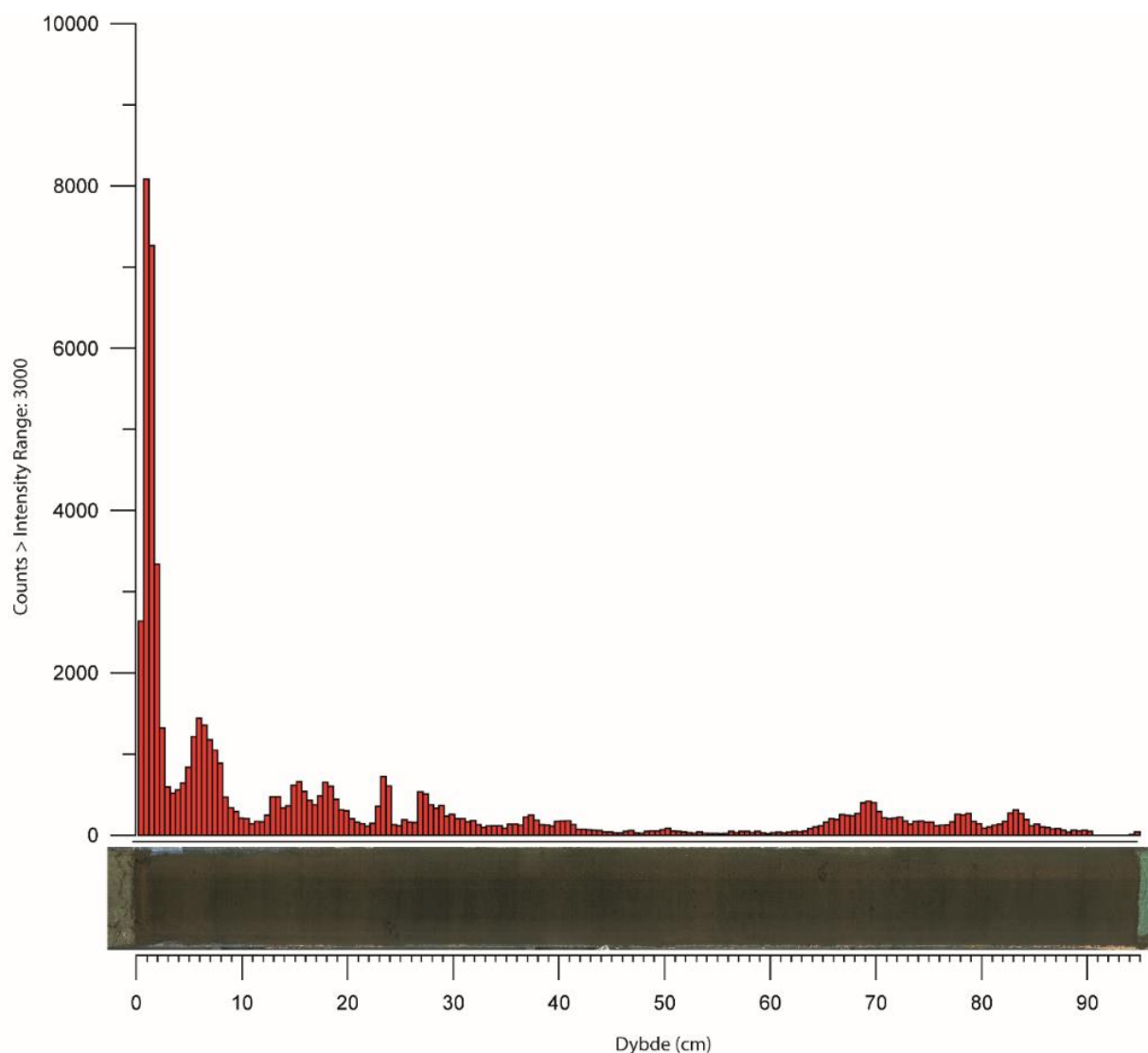
## 5.4 Presentasjon av innsjøkjerner

Både NØKU118 og NØKU218 består av mørkebrune, finkornede, homogene sedimenter. Ved grundig inspeksjon kan det også observeres spredt innhold av lyse, små, minerogene partikler. I begge kjernene kan det observeres anrikning av minerogene partikler ved rundt 0,5-3 cm kjernedyp. Utenom dette har kjernene ingen synlig stratifisering eller endring i litologi. Sedimentene er vannmettede, har høyt innhold av organisk materiale og luftbobler som øker i omfang med dybden. Begge kjernene måler omtrent 95 cm lengde. På grunn av den homogene litologien og mangel på sedimentære strukturer virker det ikke hensiktsmessig å dele kjernene inn i enheter. Resultatene presenteres derfor metode for metode.

I 3D-modellen fra CT-skanningen av NØKU118 (figur 5.9) er langt flere detaljer og strukturer enn ved den visuelle inspeksjonen synliggjort. A) i figur 5.9 viser resultatet fra terskelanalysen. De blå pikslene er utslag med gråskalaverdi  $>3000$ . Dette representerer punkter med høyere massetetthet enn punktene i sort farge. Blå piksler skal illustrere minerogene partikler, mens sorte piksler er matriks. Det er et spredt innhold partikler gjennom hele kjernen med en tydelig anrikning mot toppen. Høyest anrikning av partikler er ved ca. 0,5 – 3cm kjernedyp. B) og C) i figur 5.9 er to ulike versjoner av høyoppløselige 3D-modeller fra Avizo 3D. Man kan veksle mellom ulike versjoner for å få frem ulike karakteristikk i sedimentkjernen. B) viser NØKU118 i klassiske gråskalaverdier. Jo høyere gråskalaverdi, jo lysere farge. Små, hvite piksler gir et inntrykk av partikkelinnholdet i kjernen. Porøsitetsendringen er fremtredende i denne modellen. Det er en tydelig økning av luftbobler mot bunnen av kjernen. Dette kan være et resultat av nedbryting og forråtnelsesprosesser av organisk materiale. Modell C) fokuserer på de områdene som har økt gråskalaverdi, altså områdene med høyest anrikning av partikler. Disse områdene er uthevet i lilla. Fra denne modellen er det også tatt et utsnitt fra de 16 øverste cm av kjernen. I denne delen er anrikningen av partikler tydelig høyere enn i resten av kjernen.



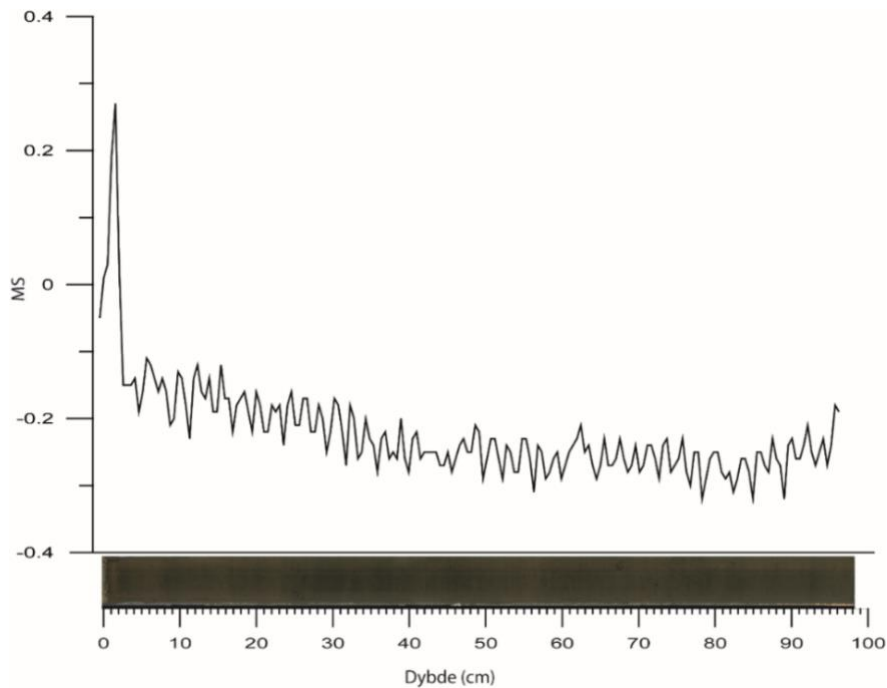
Figur 5. 9: 3D-modeller fra CT-skanning av NØKU118 i ulike versjoner. A er resultatet fra terskelanalysen. B viser skjermdump fra høyoppløselig 3D-modell med gråskalaverdier. C viser økte gråskalaverdier i rosa farge og inkluderer et utsnitt av kjernens øverste 16 cm der det minerogene innholdet er mye høyere enn ellers i kjernen. Eksportert fra Avizo 3D.



Figur 5. 10: Statistikk fra terskelanalyse av CT-dataene. Antall tellinger av piksler med gråskalaverdi over 3000 er plottet mot kjernedyp.

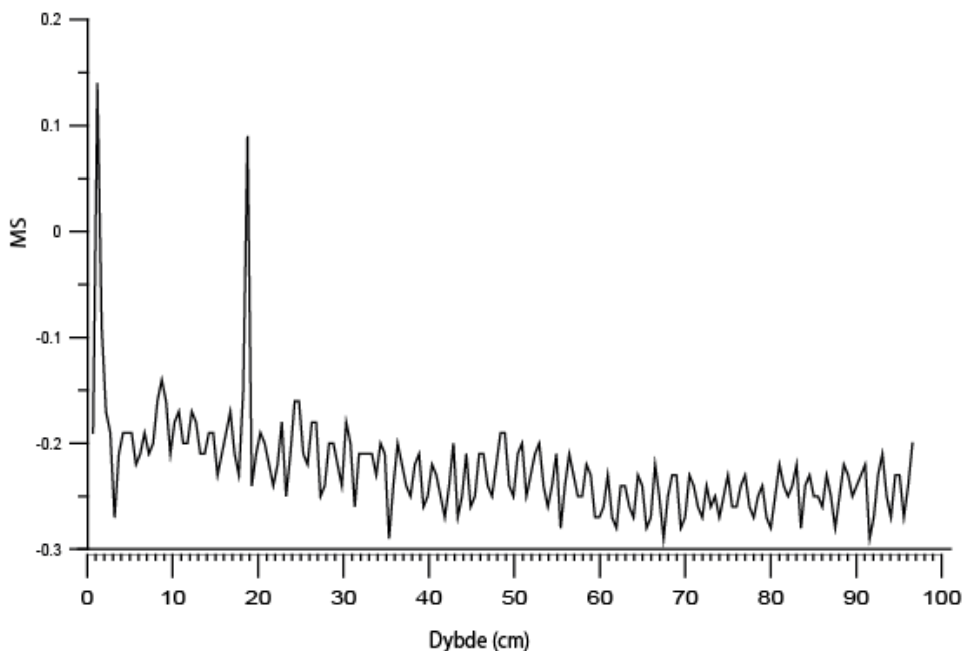
Resultatet fra den interaktive terskelanalysen (figur 5.10) av CT-dataene viser hvor mange tellinger (counts) som har gråskalaverdi høyere enn 3000. Terskelverdien er statisk og valgt ut manuelt. Programvaren Avizo 3D gir muligheten til å visualisere ulike seksjoner av kjernen mens man regulerer terskelverdien. Ulike verdier ble testet, men gråskalaverdi 3000 så ut til å best representere grenseverdien mellom matriks og partikler.

MS-resultatene viser en relativt jevn varians for både NØKU118 (Figur 5.11) og NØKU218 (figur 5.12). I NØKU118 er det ett høyt utslag som kan korreleres med anrikningen av minerogene partikler mellom 1 - 2,5 cm kjernedyp. Den overordnede trenden ser ut til å indikere en gradvis økning i magnetisk susceptibilitet fra ca. 40 cm kjernedyp til toppen av kjernen.



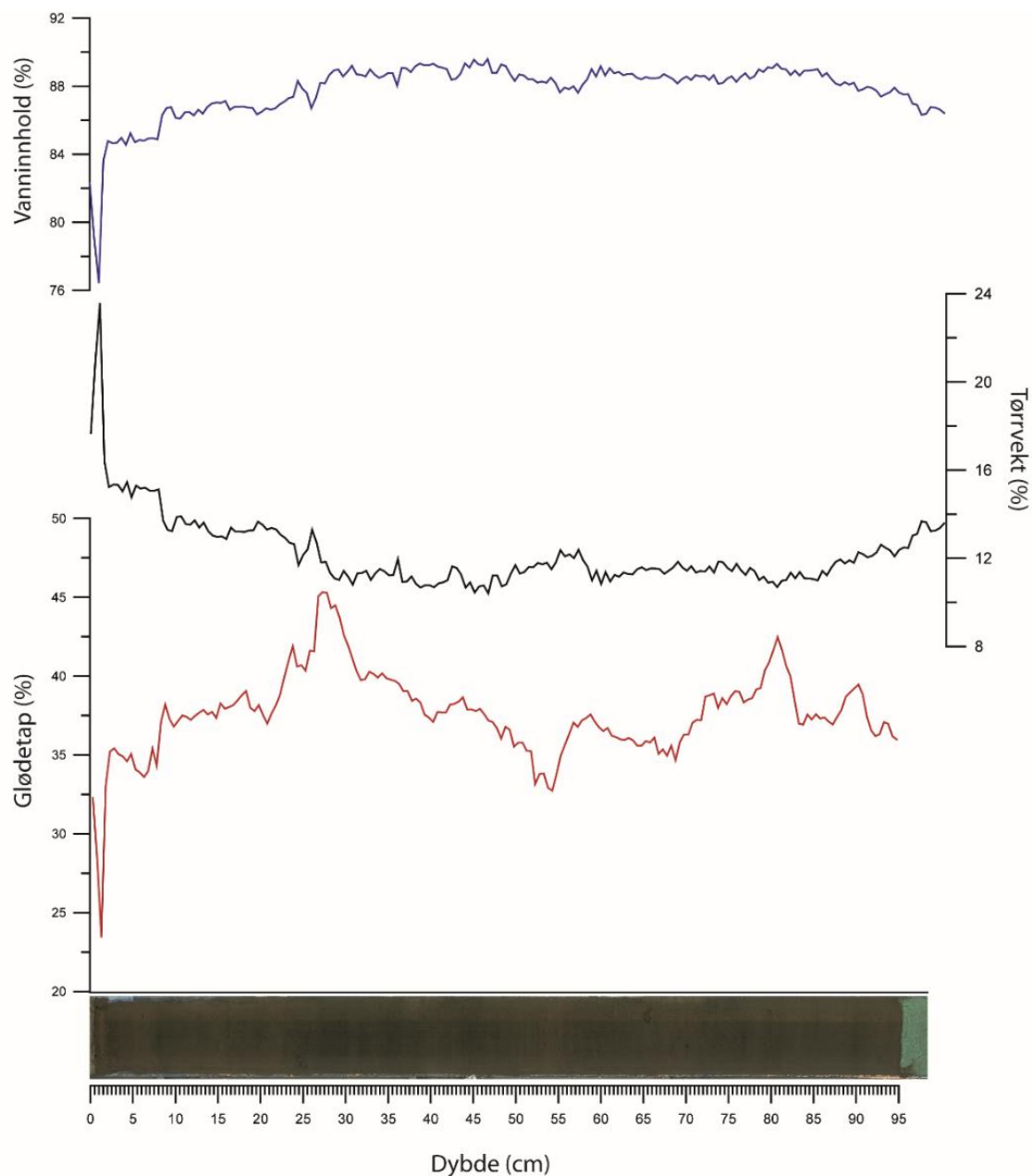
Figur 5. 11: MS målinger fra NØKU118 plottet mot dybde.

I NØKU218 (figur 5.12) viser målingene to høye utslag. Det første ser ut til å samsvare med utslaget i NØKU118 ved ca. 1 cm kjernedyp. Det andre utslaget er ved ca. 18cm dyp, og reflekterer en endring som ikke var synlig ved visuell inspeksjon av kjernen. Trenden i NØKU218 er mer utydelig enn i NØKU118 og viser ikke like tydelig økning siste 40 cm.



Figur 5. 12: MS målinger fra NØKU218 plottet mot dybde.

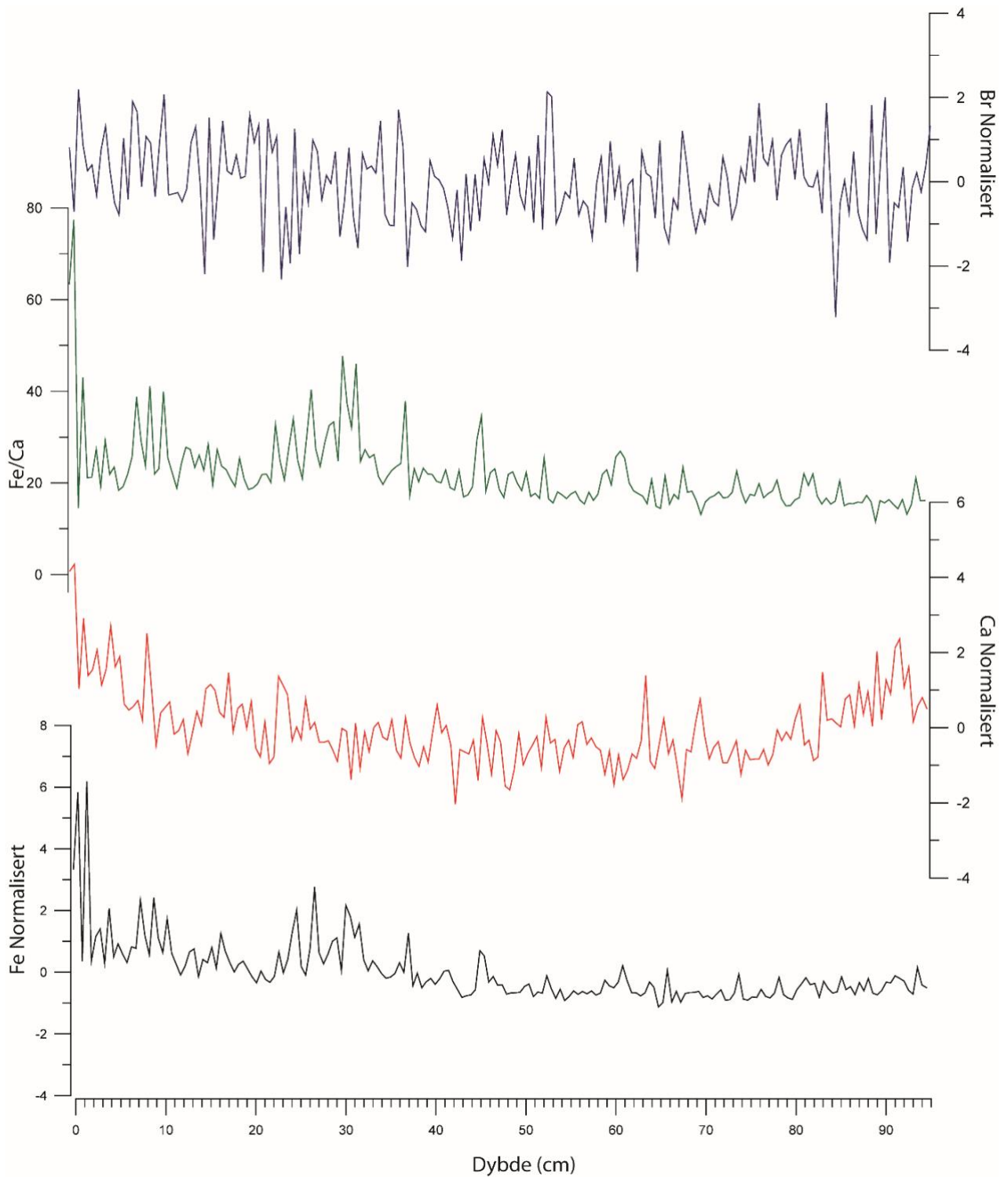
Resultatene fra glødetapsanalysen av NØKU118 (figur 5.13) gir jevnt over høye glødetapsverdier (35 - 45%) og høyt vanninnhold (84 - 88%). Som observert i resultatene fra de andre analysene gir den minerogene anrikningen ved 1 - 2,5 cm dybde store utslag i måling av vanninnhold (lavt), tørrvekt (høy) og glødetap (lavt).



Figur 5. 13: Tørrvekt (DBD), vanninnhold (WC) og glødetap (LOI) plottet mot dybde.

Resultatene fra XRF-skanningen viser varierende kvalitet. Det er ofte stor usikkerhet knyttet til XRF-skanning av sedimentkjerner med høyt innhold av organisk materiale. Høyt vanninnhold, ujevne overflater og høyt innhold av organisk materiale gjør at det kan være utfordrende å få pålitelige data som reflekterer elementintensitetene i kjernen (Longman et al., 2018). Flere av grunnstoffene fra NØKU118 har veldig lav elementintensitet med <100 tellinger per sekund

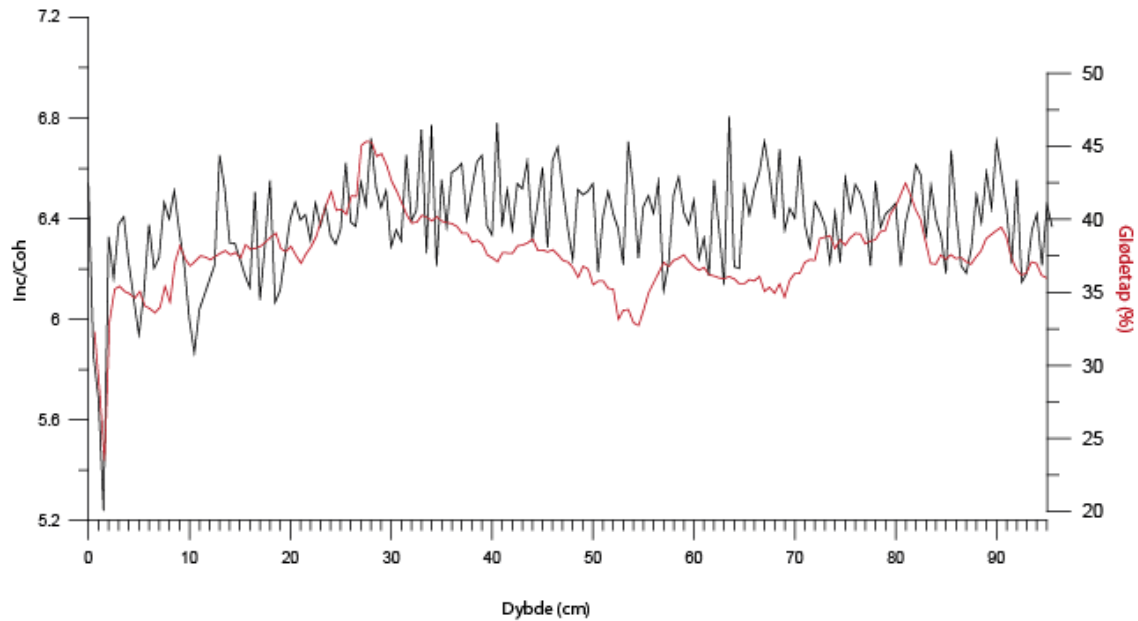
(counts per second). Bruk av sporelementer som f.eks. Cu, Ni og Sc har vist seg å være upålitelige i høy-organiske sedimentanalyser (Longman et al., 2018). Det er derfor valgt å fokusere på hovedelementer som har høye tellinger per sekund (alle målepunkter >100cps) i tillegg til inc/coh som en proksi på innhold av organisk materiale (figur 5.15).



Figur 5. 14: XRF Utvalgte elementer normalisert og plottet mot dybde.

I Figur 5.14 er normaliserte elementintensiteter av Fe, Ca, Br og ratio mellom Fe/Ca er plottet mot dybde (cm). Verdiene er normaliserte for å illustrere relative variasjoner mellom elementene. Ved XRF-skanning av sedimenter med høyt organisk innhold er det viktig å normalisere verdiene for å unngå at variasjoner i organisk materiale forstyrrer signalene fra elementintensitetene (Löwemark et al., 2010). Brom er foreslått å reflektere økt marin påvirkning fra sjøsprøyt og stormaktivitet i flere studier (f.eks. Caley et al., 2011; Orme et al., 2015; Chaguè-Goff et al., 2016). De normaliserte brom-verdiene fra NØKU118 viser en jevn veksling uten noen tydelige tendenser. Det er mulig at proksien i større grad er gjeldende for kystnære miljøer som fra tid til annen opplever direkte påvirkning fra havet i form av overvasking, stormflo og sjøsprøyt. Chaguè-Goff et al., (2016) bruker i tillegg til brom (Br) variasjoner i klor (Cl), svovel (S) og kalsium (Ca) som proksi på marin påvirkning i forbindelse med storm. Både klor (Cl) og svovel (S) viser for lavt antall tellinger per sekund til å kunne brukes for NØKU118. Kalsium (Ca) viser derimot tilstrekkelig utslag og er normalisert og plottet i figur 5.14. Den overordnede trenden følger til en viss grad mengden minerogen input med økte verdier i bunnen og toppen av kjernen, med et jevnt lavt nivå langs midten. Innholdet av jern (Fe) er ofte høyt i forbindelse med organisk produksjon og avrenning (f.eks. Gilli et al., 2013). Forholdet mellom Fe/Ca burde derfor kunne reflektere om minerogen input eller organisk produksjon dominerer. Jern (Fe) viser tydelige topper mellom 30 - 20 cm, 10 – 5 cm og fra 3 – 0 cm, og hovedtrendene fra Fe/Ca ser ut til å speile dette forholdet. Resultatene tyder på at konsentrasjonen av jern styres av andre forhold ved Nøkkjønn. Ved intervallet 0,5 - 3 cm dybde, der det er observert en økt anrikning av minerogene partikler, viser alle elementene maksimale intensiteter med unntak av brom (Br).

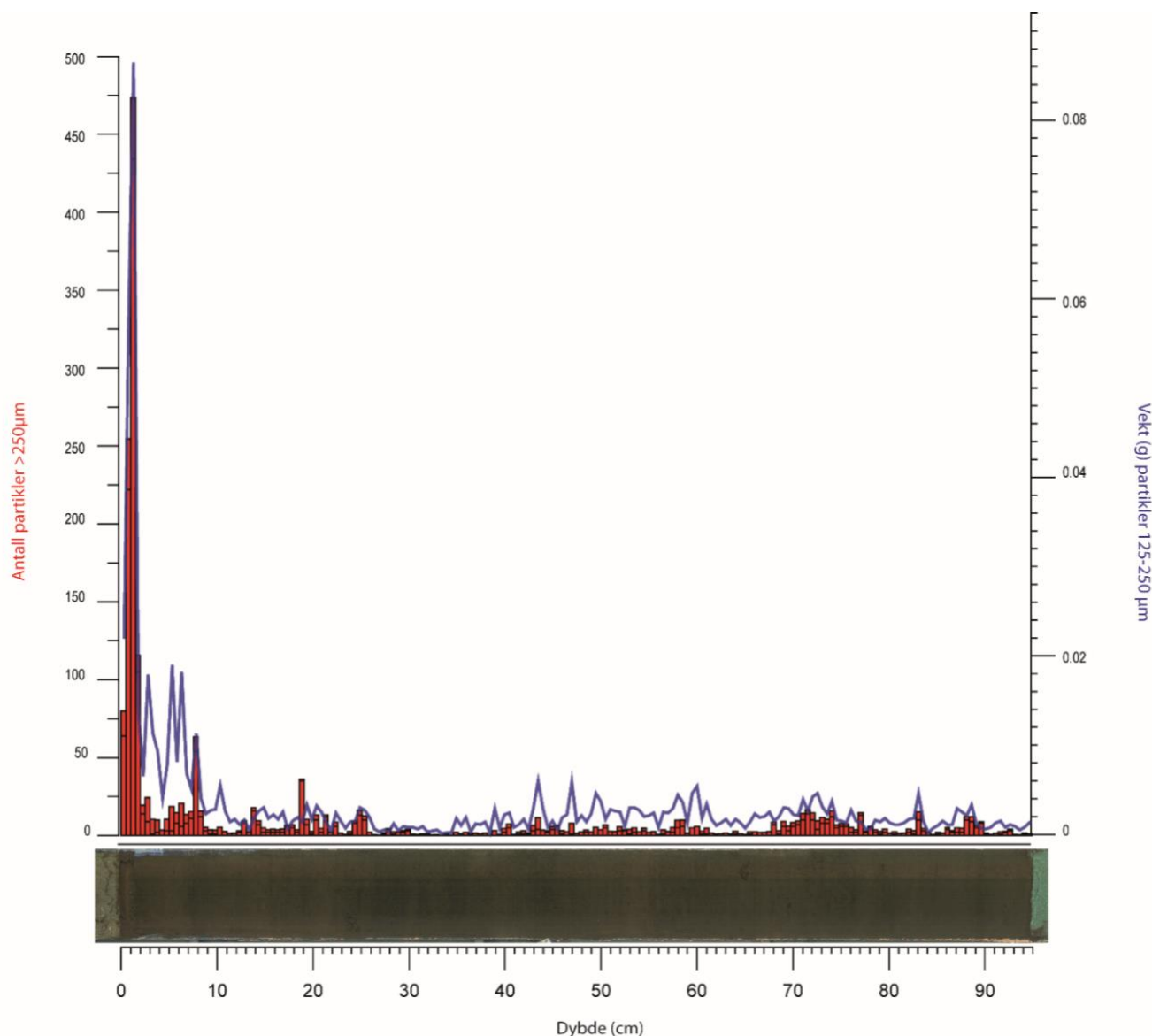




Figur 5. 15: Inc/Coh og glødetap plottet mot dybde.

Inc/Coh, forholdet mellom sammenhengende og usammenhengende spredningsratio (coherent/incoherent scattering ratio) kan i henhold til Chawchai et al. (2016) og Longman et al. (2018) gi et godt inntrykk av brå endringer i innhold av organisk materiale. I figur 5.15 er Inc/coh plottet sammen med glødetapsdataene mot dybde. Inc/Coh-verdiene er relativt høye i hele intervallet mellom 30 – 70 cm kjernedyp, der det fra CT og mengden minerogene partikler samtidig gir lave utslag. Glødetapsverdiene er på tross av dette relativt lave mellom 50 – 60 cm dybde. Dette kan bety at det er et økt innhold av leir- og silt-partikler som ikke fanges opp i analysen av eolisk influks.

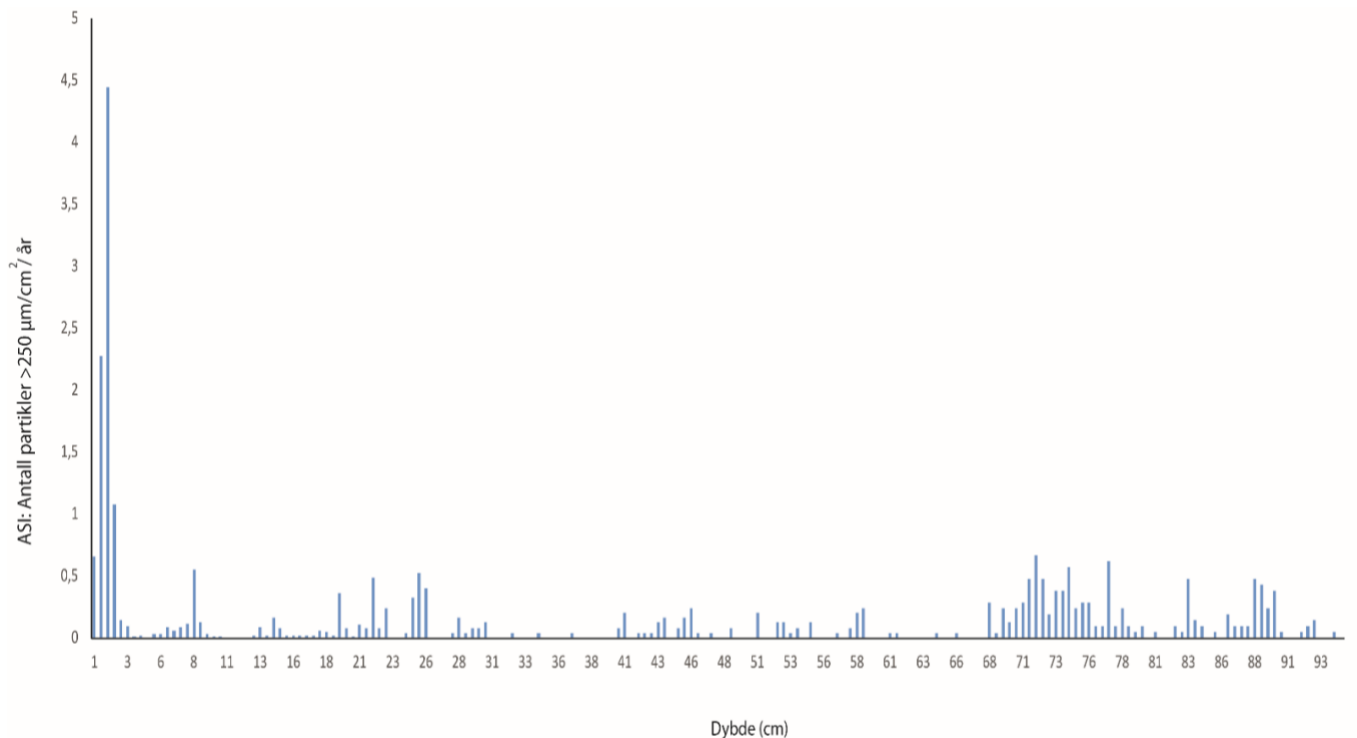
Analysen av Nøkkjønnas innhold av minerogene partikler ga en gjennomsnittsverdi på syv partikler > 250  $\mu\text{m}$  per 0,5 cm og en median på 1,5 partikkel. Spriket mellom prøvene var med andre ord store. Maksimumsverdien var 434 partikler, mens flere av prøvene ikke inneholdt en eneste partikkel. Figur 5.16 viser innholdet av minerogene partikler per  $1\text{cm}^3$  i NØKU118. De røde søylene representerer antall partikler > 250  $\mu\text{m}$ , mens den blå linjen viser vekt (g) av partikler mellom 125 – 250  $\mu\text{m}$ .



Figur 5. 16: Minerogene partikler per  $1 \text{ cm}^3$ . Antall partikler  $> 250 \mu\text{m}$  (rød) og vekt av partikler (blå) 125-250  $\mu\text{m}$  plottet mot dybde.

Det finnes minerogene partikler i fraksjonen 125 - 250  $\mu\text{m}$  i alle de analyserte glødetapsrestene. Vekten varierer fra høyeste målte prøve på 0,0865 g til at flere prøver knapt har innhold av partikler i denne fraksjonen. Gjennomsnittlig ligger vekten på 0,003 g. Til sammenligning med partiklene  $>250 \mu\text{m}$  er det større kontraster mellom prøvene, med høyere toppe og mer markante skifter. Det er tydelig økt innhold de øvre 15 cm. Generelt er det relativt god samvariasjon mellom trendene i begge størrelsesfraksjoner, og bølgetopper og bunner inntre på stort sett samme sted. Det finnes enkelte unntak f.eks. ved ca. 70 cm dybde. Her har partiklene i fraksjonen 125-250  $\mu\text{m}$  toppe der  $> 250 \mu\text{m}$  har sine laveste verdier. Eolisk influks (ASI) ble beregnet ved å dividere antallet partikler  $>250 \mu\text{m}$  på sedimentasjonsraten i kjernen og kalkulerer vekt av partikler 125-250  $\mu\text{m}$  som prosent av askerest. ASI-verdiene for partikler  $>250 \mu\text{m}$  varierer fra maksimalt 4,45 partikler per  $\text{cm}^2$  per år til ingen. I størrelsesfraksjon 125-

250  $\mu\text{m}$  er vekten alt fra 39 til 0,22 % av askerest. På grunn av usikkerhet knyttet til aldersmodellen og sedimentasjonsraten, særlig i toppen av kjernen, er det valgt å ta utgangspunkt i antall partikler og vekt av partikler videre i stedet for ASI.



Figur 5. 17: ASI. Eolisk influks av antall partikler  $>250 \mu\text{m}/\text{cm}^2/\text{år}$  plottet mot dybde.

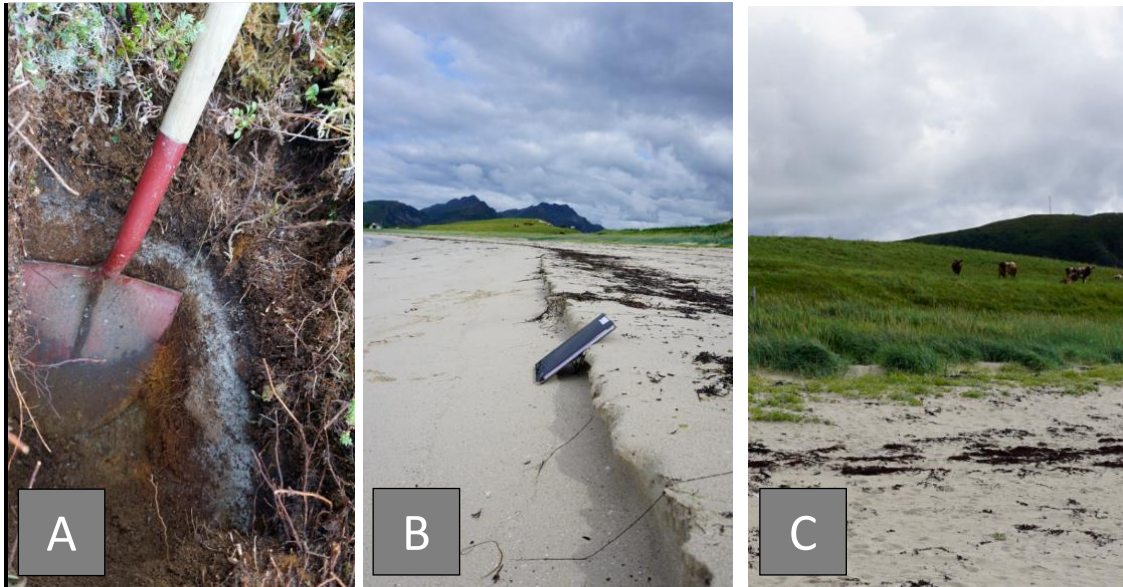
## 5.5 Partikkelanalyse

Tabell 5.2: Resultater fra Morphometer G3 partikkelanalyse.

Prøvetype	Dybde	Antall (n=)	Width		Aspect ratio		Circularity		Convexity		Solidity	
			Gj.snitt	Std.avvik	Gj.snitt	Std.avvik	Gj.snitt	Std.avvik	Gj.snitt	Std.avvik	Gj.snitt	Std.avvik
NØKU118	1,5-2 cm	387	382,574	100,013	0,739	0,13	0,849	0,056	0,938	0,036	0,931	0,035
NØKU118	8,5-9 cm	60	256,82	39,6	0,69	0,13	0,86	0,05	0,96	0,02	0,94	0,03
Eolisk sand	-	374	383,338	99,696	0,739	0,131	0,851	0,048	0,939	0,04	0,937	0,036
Marin sand	-	219	346,776	65,918	0,754	0,121	0,892	0,036	0,968	0,121	0,955	0,023
Morene sand	-	294	398,509	135,514	0,747	0,12	0,867	0,049	0,949	0,03	0,943	0,028

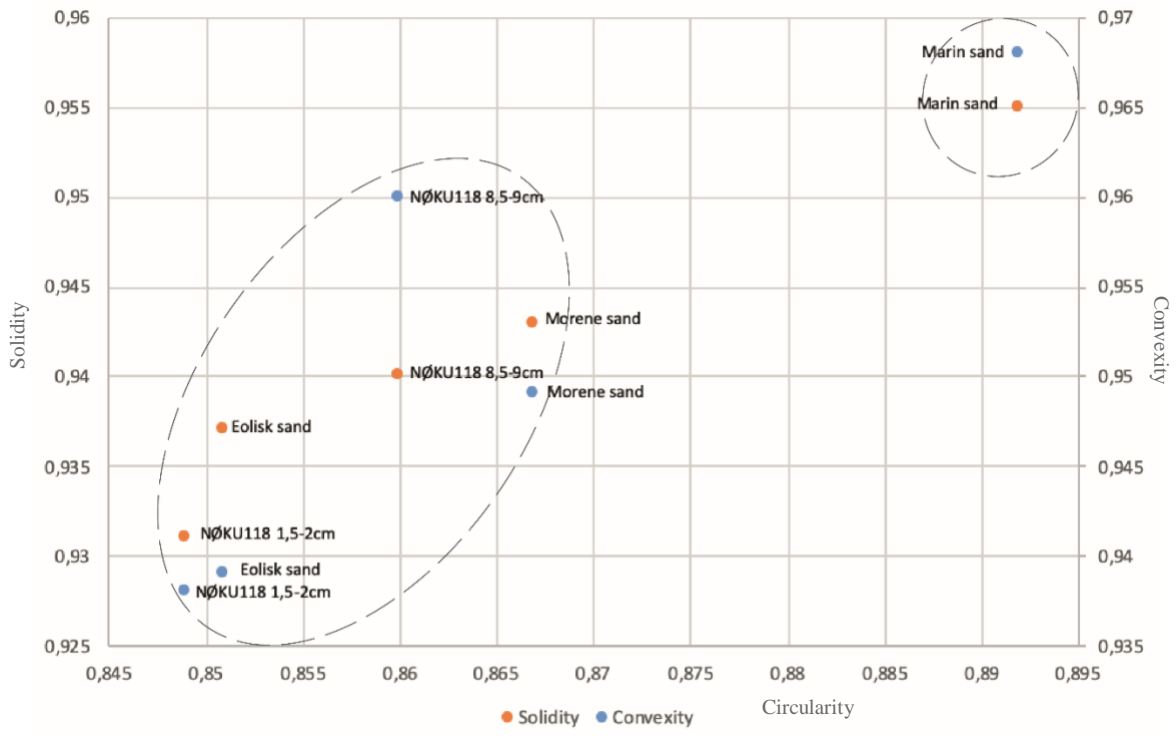
Resultatene fra partikkelanalysen er gjengitt i tabell 5.2. Her er gjennomsnittsmål og standardavvik for bredde (width), sideforhold (aspect ratio), rundingsgrad (circularity), konveksitet (convexity) og soliditet (solidity) oppgitt. Analysen ble gjennomført på de to største siktede prøvene med partikler  $>250 \mu\text{m}$  fra NØKU118, samt behandlede kildeprøver fra sand i overflaten av Fjærvollmorenen og marin- og eolisk sand fra Fjærvollsanden. Marine og eoliske sedimenter har ofte en matt og godt rundet overflate (Kransley & Doornkamp, 1973) i

motsetning til glasiiale sedimenter som vanligvis har kantet sider med ferske bruddflater. Derfor burde slike kildeprøver i utgangspunktet være enkle å skille.



Figur 5. 18: Kildeprøver som ble analysert er tatt ut fra et tynt sandlag i toppen av Fjærvollmorenen(A), marin sand fra Fjærvollsanden (B) og eolisk sand i bakkant av Fjærvollsanden (C).

Resultatene er forsøkt plottet i punktdiagram/scatterplot med alle de mulige parameterne mot hverandre uten å gi noen innlysende gruppering eller trend. I figur 5.18 er soliditet og konveksitet ble plottet mot rundingsgrad. Alle de analyserte prøvene inneholder partikler med relativt lik karakteristikk i de undersøkte parameterne, og ingen av kildeprøvene kan utelukkes som potensielt kildeområde for de minerogene partiklene i NØKU118. Prøvene med marin sand scorer høyere i alle de tre parameterne og resultatene gir derfor inntrykk av en slags gruppering der den marine sanden skiller seg ut fra de øvrige prøvene. Hvorvidt denne grupperingen egentlig er reel blir tatt opp i diskusjonskapittelet hvor metodene brukt i dette studiet blir evaluert. Visuell inspeksjon av individuelle partikler fra de ulike prøvene ga ingen tydelig distinksjon mellom de ulike prøvene.



Figur 5. 19: Scatterplot av resultater fra Morphologi G3 partikkelanalyse. Soliditet (solidity) og konvexitet (convexity) er plottet mot rundingsgrad (circularity).

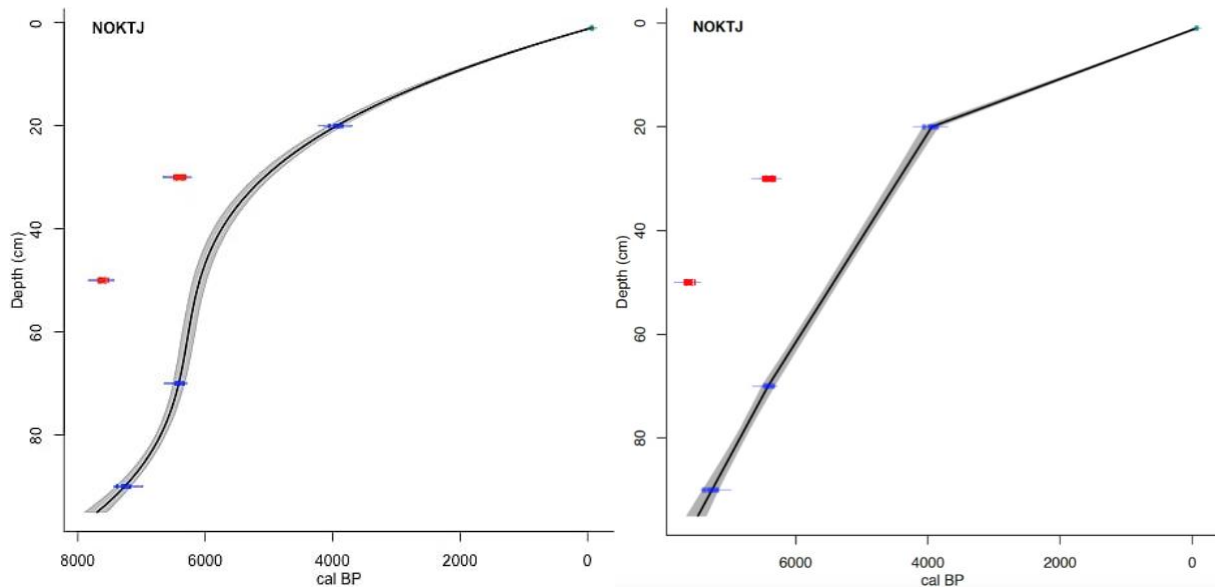
## 5.6 Kronologi og aldersmodell

Tabell 5.3 viser resultater fra  $^{14}\text{C}$ -dateringer for NØKU118 og NØKR118. Fordi innholdet av radioaktivt karbon i atmosfæren ikke har vært kontant er resultatene kalibrert til kalenderår BP ved hjelp av Calib7.10 og kalibreringskurven IntCal13 for terrestriske makrofossiler (Reimer et al., 2013). Kalibreringskurvene tar hensyn til veksling i atmosfærens innhold av radioaktivt karbon tilbake i tid.

Tabell 5.3:  $^{14}\text{C}$ -dateringer fra dynestratigrafien ved Fjærvollsanden, kjernen fra Nøkkjønnna og russerkjernen fra myren.  $^{14}\text{C}$ -år er kalibrert til kalenderår BP ved hjelp av kalibreringskurvene IntCal13 for terrestriske makrofossiler og Marine13 for skjell

Lab.No	Kjerne	Dybde (cm)	Vekt (mg)	Materiale	$^{14}\text{C}$ -age (BP)	Kalibrert alder BP (Sigma 1)	Kalibrert alder BP (Sigma 2)	Median av kalibrert alder BP av sigma 2
Poz-110143	NØKU118	20-21	3,3	Makrofossiler	3620±40	3877-3979	3835-4080	3960 ± 100
Poz-110144	NØKU118	30-31	3,2	Makrofossiler	5630±50	6322-6371	6300-6503	6400 ±50
Poz-110145	NØKU118	50-51	4,7	Makrofossiler	6770±50	7589-7658	7521-7690	7605 ±70
Poz-110146	NØKU118	70-71	10,2	Makrofossiler	5640±40	6352-6477	6316-6494	6405 ±125
Poz-110147	NØKU118	90-91	3,1	Makrofossiler	6330±50	7177-7314	7164-7415	7290 ±135
Poz-110142	NØKR118	537-538	2,9	Makrofossiler	5920±60	6667-6828	6568-6909	6740 ±160

Ved hjelp av programmet R med modelleringstillegget Clam 2.2 (Blaauw, 2010) er det opprettet en alder-dybde modell for NØKU118. To av dateringene skiller seg ut fra den relativt lineære trenden som preger resten av datasettet. Den ene dateringene er invers (poz-110145) og den andre indikerer en urealistisk høy sedimentasjonsrate mellom 30-70 cm dybde (poz-110144). Disse dateringene er derfor utelatt fra aldersmodellen for å unngå et feilaktig inntrykk av alder-dybdeforholdet. Alder-dybde forholdet ble forsøkt plottet både som en lineær og som 'cubic spline plot'. I tillegg til  $^{14}\text{C}$ -dateringene ble det lagt til et overflatepunkt som representerer dagens alder (2018, -68 AD) fordi man med veldig høy sannsynlighet kan anta at UWITEC-kjernen inneholder en kontinuerlig stratigrafi helt til i dag.



Figur 5. 20: To forslag til aldersmodeller for NØKU118. En 'cubic spline plot' til venstre og 'linær regresjon' til høyre. Kalibrerte kalenderår BP er plottet mot kjernedyb (cm).

På grunn av den homogene litologien i kjernen er det sannsynlig at sedimentasjonsraten i Nøkkjtjønnna har vært relativt stabil og lav gjennom hele perioden som er representert i NØKU118. Det markerte bruddpunktet i den lineære-aldersmodellen er derfor usannsynlig. Samtidig er den konkave trenden mellom 20 -70 cm dybde i 'cubic spline'-modellen, som viser en plutselig økt sedimentasjonsrate heller ikke særlig sannsynlig. I hovedsak viser begge aldersmodellene en overordnet lineær trend mellom de aldersbestemte punktene i tillegg til en tydelig avtakende sedimentasjonsrate mellom 20 – 0 cm kjernedyb. Med utgangspunkt i observasjoner og resultater er det sannsynlig at sedimentasjonsraten i denne delen av kjernen skulle vært økende eller i det minste følge samme trend som resten. En mulig årsak til den avtakende trenden kan skyldes den store sammensynkingen av kjernen. Da kjernen ble hentet opp målte den nesten 110 cm. På grunn av høy vannmetting og svak konsolidering sank den etter hvert sammen til ca. 95 cm. Hvis sammensynkingen har skjedd primært i den øvre delen av kjernen, der sedimentene er svakt konsoliderte, kan dette gi et feilaktig inntrykk av alder-dybdeforholdet mot toppen.

## 6. Diskusjon

I følgende kapittel blir kvaliteten og gyldigheten til datagrunnlaget som ble presentert i kapittel 5 diskutert og sammenstilt. Det blir tatt hensyn til feilkilder og andre faktorer enn klima som kan gi føre til økt eolisk aktivitet. Resultatene blir sammenlignet med lignende studier og holosene rekonstruksjoner fra andre typer klimaarkiv i et forsøk på å sette lokal data fra Fjærvoll i en større regional og global kontekst.

Tilnærmingen i dette prosjektet tar utgangspunkt i at klima er en sentral kontrollfaktor for de sedimentære og landskapsdannende prosessene som skjer på jordas overflate. Med disse betingelsene til grunne vil endringer i klima gjenspeiles som endrede mønster i sedimentasjonen og dannelsen av landformer. Eolisk aktivitet er brukt som en indikator på endringer i vindens styrke, retning og intensitet. I tillegg til det fysiske vindmiljø er eolisk aktivitet også avhengig av mengden tilgjengelig finmateriale for transport, topografi, vegetasjon, nedbør, antall dager med snødekke osv.

### 6.1 Geomorfologi og dynestratigrafi

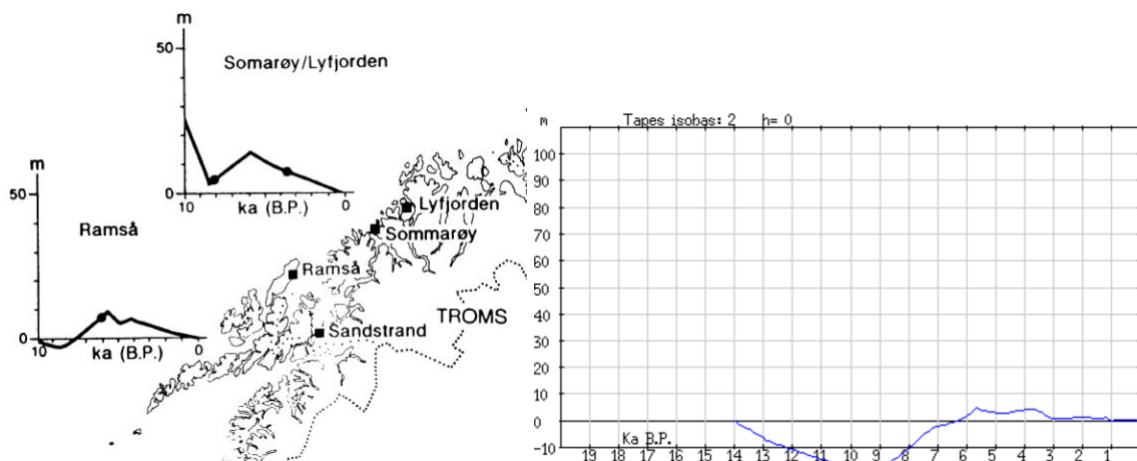
Kartleggingen viste at en stor andel av områdets løsmasser er morenemateriale. De to moreneryggene langs vestsiden av Nøkkjønnna ser ut til å ha vært sammenhengende på et tidspunkt. Sannsynligvis er de blitt erodert av bekken på et tidspunkt der vannføringen har vært vesentlig høyere enn i dag. Sammen med berggrunnsterskelen fra Svartknausen i vest ser det ut som det er denne moreneryggen som demmer opp Nøkkjønnna.

Fjærvollmorenen er en av de største israndavsetningene som finnes på Langøya, og den er nevnt i flere rapporter og litteratur som omhandler deglasiasjonsforløp for Lofoten og Vesterålen (Møller & Sollid, 1972;1973, Rasmussen, 1984; Fjalstad & Møller, 1987). Randmorenen ble tolket av Møller og Sollid (1972) til å være en del av et regionalt morenesystem (A2) som er avsatt fra sørøst. Rasmussen (1984) peker på Fjærvollmorenens buede form og helning (dip) mot sørvest, og foreslår at morenen heller må være avsatt fra nordøst. Beliggenhet og orientering for de kartlagte randmorenene i dette studiet virker til å stemme best overens med tolkningen til Rasmussen (1984). Dateringen fra russerkjernen i myren ved Nøkkjønnna ble tatt i håp om å tidfeste det lokale deglasiasjonsforløpet nærmere. Med tanke på den relativt veletablerte og godt studerte regionale deglasiasjonshistorien (se 2.2.2) passer den unge <sup>14</sup>C-dateringen dårlig. Det er stor sannsynlighet for at den har blitt kontaminert av yngre karbon som f.eks. har blitt dratt ned langs kammeret i russerboren.



Langs kysten er det kartlagt store mengder strandavsetninger, både i form av eolisk og marint materiale. Den langgrunne havbunnstopografien utenfor Fjærvoll og de store tidevannsforskjellene fører til at store mengder sand tørker ut ved lavvann og ligger eksponert for vinden. Fra strandsonen fører vinden sand med videre inn over land og danner sanddyner. Det er kartlagt tre markerte sanddyner ved Fjærvollsanden. De er bueformede, parallelle med kysten og har størst mektighet langs senter av stranden. Den vestlige orienteringen på sandbukten i tillegg til dominerende vestlige - sørvestlige vindretninger initierer til sandflukt. Kombinasjonen av vindretning og orienteringen av bukta gjør at den sentrale sonen er mest ideell for dyneoppbygging. Studie av flyfoto tilbake til AD1957 viser et mye mer aktivt dynefelt med store deflasjonsstrukturer og eksponerte sanddekker langs overflaten i områdene øst for sanddynene. De siste 60 år er dermed preget av en økende stabilisering av dynefeltet. Stabiliseringen er synlig i form av et mer kontinuerlig og veletablert vegetasjonsdekke over dynene. Vegetasjonsutviklingen er også synlig andre steder i studieområdet. Sentralt på Fjærvoll, midt mellom Fjærvollsanden og Nøkkjtønna, har et område med løvskog og kratt etablert seg mellom AD 1957 og AD2018. Økt vegetasjonsdekke binder sanden, og har ført til at mengden eksponert sand tilgjengelig for eolisk transport er blitt betraktelig redusert. Dette kan skyldes endringer i klima, arealbruk og slitasje, eller en kombinasjon av disse. Instrumentelle meteorologiske data fra Bø i Vesterålen III viser en økning i både gjennomsnittlig årstemperatur og nedbør fra den ble opprettet i AD 2002 til 2019 sammenlignet med forrige normalperiode AD 1960 – 1990 (Meteorologisk institutt, 2019a).

De undersøkte snittene i fordynen og massetaket ved Fjærvollsanden er som resten av dynefeltet stabilt og relativt inaktivt under dagens forhold. Eoliske sanddyner har ofte gjenkjennbar karakteristikk bestående av tykke lag med lavvinklet stratifisering og vekselvis tynne paleosoler (Kocurek & Nielsen, 1986). Dette kunne man forvente å kjenne igjen ved fordynenen. På tross av dette var store deler av stratigrafien massiv, homogen og strukturløs. Mangelen på strukturer og stratifisering kan være et resultat av modifisering på grunn av vegetasjonsdekkets omfattende rotstruktur og perioder med erosjon, omarbeiding og re-sedimentasjon.



Figur 6. 1: Relative havnivåendringer ved kystnære lokaliteter i nordlige deler av Nordland og i Troms, hentet fra: Møller (1989) sammen med veiledende høyder for tidligere havnivå ved Fjærvoll fra geologiskolen UiT.

Dannelse og erosjon av kystnære dynesystemer er avhengig av endringer i vindstyrke, nedbør, fordamping, tilgang på sediment og endringer i havnivå (Pye & Tsoar, 2009). Det er som nevnt i kapittel 2.2.2 en del usikkerhet knyttet til de relative havnivåendringene ved Fjærvoll og høyde på marin grense. Ved Ramså på nordspissen av Andøya i Vesterålen nådde Tapes transgresjonen en maksimal høyde på omtrent 9 meter over dagens havnivå (Møller, 1986). Ved hjelp av strandlinjeprogrammet fra geologiskolen UiT (figur 6.1) beregnes de relative havnivåendringene til å følge samme trend som ved Ramså, men med en litt lavere Tapes høyde i Fjærvoll. I etterkant av feltarbeidet ble det kartlagt en relativt kontinuerlig rygg parallelt med dagens kystlinje fra flyfoto og LiDAR-data (Kartverket, 2019a,b). Ryggen kunne tydelig spores både sør og nord for Fjærvollsanden. Ryggen har høyde på 6 - 8 meter over dagens havnivå, og er derfor sannsynligvis en strandvoll fra Tapestiden. Dette er markert på det kvartærgeologiske kartet (Vedlegg 1). Dette betyr at de eoliske dynene ved Fjærvollsanden på 3 moh. og 8 moh. må være yngre enn Tapes transgresjonens maksimum.

I fordynen er marine skjellrester blitt datert til  $5067 \pm 105$  kal. år BP ca. 5,5 meter fra toppen og  $4267 \pm 135$  kal. år BP ved ca. 4,5 meter fra toppen. Med tanke på tidspunkt og høyt innhold av skjell og skjellfragment består nok den nedre delen av fordynen av marine sedimenter. I de sentrale og øvre delene av fordynen ble det ikke funnet nok daterbart materiale til å få flere aldere. Dannelsesforløpet er derfor usikkert mellom  $4267 \pm 135$  kal. år BP og frem til i dag. Med utgangspunkt i havnivåkurven (figur 6.1) ser det ut som om dynen har begynt å bygges opp i regresjonsfasen som etterfulgte Tapes transgresjonen. Det kan virke som den har hatt en relativ jevn tilførsel av sedimenter inntil et relativt kontinuerlig vegetasjonsdekke har fått etablert seg på et tidspunkt i løpet av de siste 60 årene.

I sandtaket er skjellrester fra den nederste seksjonen datert til  $6226 \pm 70$  kal. år BP. Mot bunnen av snittet finnes det kryssjikt og undulerende strukturer i sanden som ofte assosieres med vekslende avsetningsretning. Dette kan man typisk finne i tidevanns- eller lagune-miljøer (Boggs, 2014). Det tyder på at disse sedimentene er avsatt mens strandsonen lå like foran dagens fordyne. Det relativt store gapet mellom dateringen på  $6226 \pm 70$  og neste datering på  $1784 \pm 80$  kal. år BP kan bety at det har vært perioder med sterk erosjon som har hindret sedimentasjon. Ved ca. 1 – 1,5 meters dybde ble det funnet lag sammensatt av kull og beinrester. Prøver av bein og trekull er datert til rundt 1700 kal. år BP/ AD 250. I arkeologien faller dette innenfor perioden som kalles Romertid (AD 0 – 400). Ved Kvæøya i Troms er det gjort liknende funn som er tolket til å være rester fra svirydding. Ved å brenne ned vegetasjonen ble store områder ryddet til korndyrking (Arntzen & Sommerseth, 2010). På Hadseløya, sør for Langøya er det påvist slike dyrkingslag allerede fra førromersk tid (Herstad, 2009). Det virker derfor sannsynlig at svirydding har resultert i kullagene ved Fjærvollsanden. Det relativt høye innholdet av knokler og beinrester kan tyde på at området rundt sandtaket også ble brukt i forbindelse med matlaging. Dette ligner funn av ildsteder eller kokegroper gjort ved Kvæøya (Arntzen & Sommerseth, 2010).

#### 6.1.2 Minerogen influks til Nøkkjtjøna

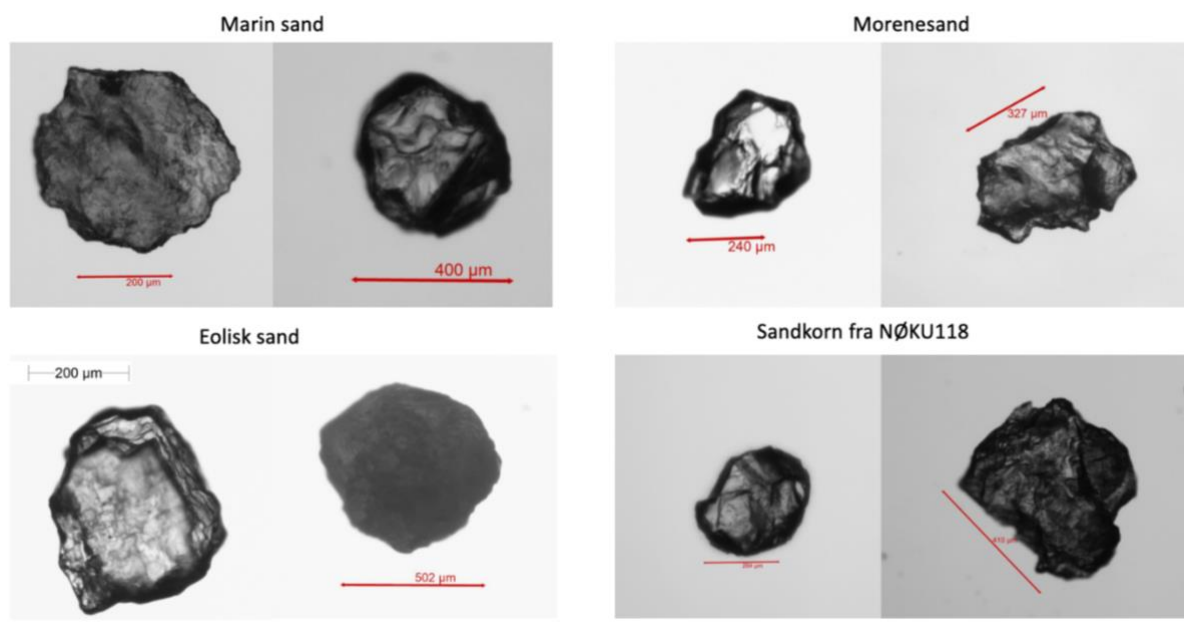
Med utgangspunkt studieområdets setting, dagens vindregime med dominerende vest-sørvestlige vinder og den gjennomførte kartleggingen er det lite sannsynlig at andre prosesser enn eoliske vil kunne avsette minerogene partikler ved Nøkkjtjøna. Det er derfor logisk å anta at innholdet av minerogene partikler i NØKU118 er flygesand, mens de mørke, homogene og finkornede sedimentene er et resultat av organisk produksjon og overflateavrenning. Til tross for at partikkelanalysen ikke kunne utelukke noen av de undersøkte kildeområdene, er det sannsynlig at flygesand transporteres fra Fjærvollsanden til Nøkkjtjøna. Dette er det nærmeste området hvor store mengder lyse, minerogene sandpartikler ligger eksponert for eolisk transport. Avstanden fra Fjærvollsanden til Nøkkjtjøna er nesten 1,5 km gjennom et område som i dag er dekket med et tett og veletablert vegetasjonsdekke. Av 189 prøver analysert for minerogene partikler inneholdt 22 av dem flere enn ti partikler  $>250 \mu\text{m}$ . Partikler av denne størrelsen transporteres vanligvis ved bunntransport, noe som virker usannsynlig med tanke på den lange avstanden og den høye friksjonen fra vegetasjonsdekket. I andre studier med liknende setting er det derfor blitt foreslått at den eoliske influksen av flygesand i stor grad skjer på vinterstid når underlaget er dekket eller delvis dekket av is eller snø (f.eks. Björck &

Clemmensen, 2004; Lewis et al, 2002; Nielsen et al, 2016a). Hvis dette er tilfellet vil endringer i eolisk influks til Nøkkjønnna reflektere endret vinterstormaktivitet.

## 6.2 Metodeevaluering og feilkilder

Det er viktig å ta hensyn til at feilkilder kan oppstå i forbindelse med innsamling, behandling og tolkning av data. Blydateringene fra de øverste 15 cm av NØKU118 ble ikke mottatt i tide til å bli vurdert i dette studiet. Aldersmodellen for NØKU118 er derfor basert utelukkende på  $^{14}\text{C}$ -dateringer av makrofossiler. Resultatene fra blydateringene kunne bidratt til å gi bedre oppløsning og mindre feilkilder i toppen av aldersmodellen. Totalt ble det sendt inn fem prøver for AMS radiokarbondatering, hvorav fire ble returnert med bemerkning om lavt innhold av daterbart karbon (henholdsvis 0,14, 0,2, 0,6 og 0,3 mg C). To dateringer ble utelatt fra aldersmodellen fordi den ene var invers i forhold til resten og den andre ville gitt en usannsynlig høy sedimentasjonsrate med tanke på hvor finkornede og organiske sedimentene er. Dette betyr at kun tre dateringer er inkludert i aldersmodellen, hvor to av dem har fått en bemerkning med tanke på størrelse.  $^{14}\text{C}$ -dateringer kan relativt enkelt bli kontaminert av yngre eller eldre karbon f.eks. i forbindelse med prøvetakingen eller ved re-sedimentasjon av gammelt karbon. Sjansen for kontaminering er relativt høy når prøvemassen er såpass lav. Alder i kjernen er blitt interpolert både over og under de kjente punktene. Dette betyr at det er mye usikkerhet knyttet til aldersmodellen og det kan kun vise et omtrentlig estimat for alder/dybde-forholdet i kjernen. Inntørking og sammensynking av kjernen mellom opphenting og analyse kan også spille en rolle for den beregnede sedimentasjonsraten. Sammensynkingen har trolig skjedd i størst grad i den øvre delen av kjernen der sedimentene har lavest konsolidering. Dette kan bety at sedimentasjonsraten har vært høyere enn det aldersmodellen indikerer.

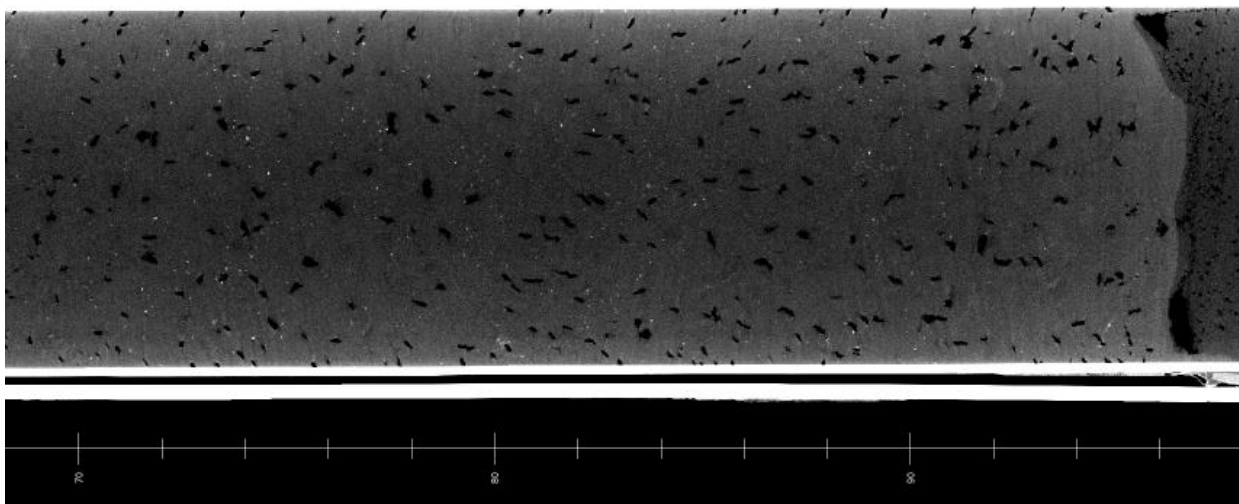
Resultatene fra Morfologi G3 partikkelanalysen ga inntrykk av en fordeling der prøvene av marin sand skilte seg ut fra resten av prøvene. Med tanke på at flygesand og marin sand som regel er langtransporterte partikler med matt og rundet overflate, mens morenemateriale stort sett er korttransportert og kantet var det på forhånd forventet at prøven fra toppen av Fjærvollmorenen ville være den som skilte seg ut. Variasjonen mellom prøvene er relativt lav. Dette gjør at små forskjeller vil gi store utslag i grupperingen. Ved å analysere et høyere antall prøver, gjerne fra begge størrelsesfraksjoner kunne disse feilkildene vært unngått. Ved visuell inspeksjon av partiklene fra de ulike kildeområdene og fra NØKU118 var det ikke mulig å gjøre noen tydelig distinksjon hverken i forhold til form eller litologi (Figur 6.2).



Figur 6. 2: Minerogene partikler fra kildeprøver av marin sand, morenesand, eolisk sand og sandkorn fra sedimentene i Nøkketjønnna.

Den relativt like karakteristikken for sandprøven fra overflaten på Fjærvollmorenen og de andre prøvene kan tyde på at også denne sanden har eolisk opprinnelse og ikke glasial. Hvis dette stemmer kan utstrekningen på flygesanddekkene på Fjærvoll være langt større enn først antatt. Hadde dette blitt vurdert i felt ville det også blitt tatt kildeprøver fra forvitningsmateriale og materiale som med sikkerhet er morenemateriale for å øke spredningen i datagrunnlaget. Da ville det vært lettere å få et inntrykk av flygesanden i kjernens kildeområde.

I dette studiet er flere ulike metoder tatt i bruk, og en rekke sedimentparametere undersøkt i håp om å reflektere intensitet, frekvens og orientering for stormaktiviteten i midt- til sein holosen. Resultatene har avdekket en mulig endring i avsetningsmiljø i den øverste delen av kjernen, hvor mengden uorganisk, minerogent materiale brått øker i kontrast til resten. Denne endringen gir tydelige utslag i analyse av MS, glødetap, vanninnhold, tørrvekt, CT-skanning, influks analyse og de fleste elementintensitetene i XRF-skanningen. Sett bort fra den øverste seksjonen av kjernen er sedimentene fra Nøkketjønnna homogene med høyt vanninnhold og innhold av organisk materiale. I matriksen finnes et varierende innhold av spredte eoliske partikler (figur 6.3). Endringer i f.eks. innhold av leir- og siltpartikler, porøsitet og lignende skaper støy som overdøver det relativt «beskjedne» signalet fra den eoliske aktiviteten.



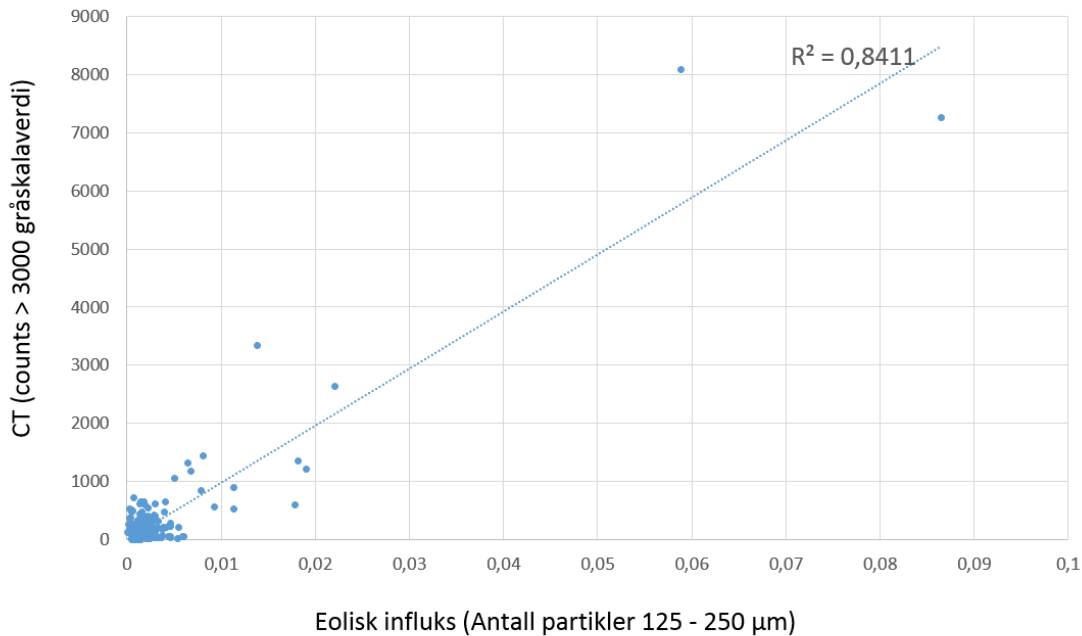
Figur 6. 3: Utsnitt fra CT-skanningen av kjernens nederste 25 cm. Minerogene partikler (hvite prikker) ligger spredt mellom en finkornet matriks med høy porøsitet.

På grunn av lavere tetthet, høyere porøsitet og høyt vanninnhold kan det være problematisk å få gode datagrunnlag ved XRF-skanning av kjerner med høyt organisk innhold fordi det avgir lavere fluoressensverdier særlig for lettere elementer (Thomson et al., 2006). Små variasjoner i forholdet mellom uorganisk og organisk materiale vil derfor kunne gi inntrykk av store endringer i elementkomposisjon (Kylander et al., 2011). I den siste tiden er det likevel publisert flere studier der XRF-skanning av høy-organiske sedimenter har gitt lovende resultater (F.eks. Chawchai et al., 2015, Orme et al., 2016, Longman et al., 2018). Chawchai et al. (2015) finner en sterk link mellom Si/Ti forholdet, minerogen input og variasjoner i kornstørrelse. Orme et al. (2016) foreslår at konsentrasjonen av forholdet Ca/K reflekterer stormrelatert influks av sand rik på kalsiumkarbonat transportert fra et nærliggende kildeområde. På grunn av fare for feilkilder i forbindelse med støy er det sett bort fra elementer med lavere tellinger enn 100 tellinger per sekund (cps). Flere nyttige elementer som f.eks. aluminium (Al), Silisium (Si), klor (Cl), titan (Ti), kalium (K), rubidium (Rb), strontium (Sr), som har vært gode indikatorer i andre studier, må utelates fra den geokjemiske analysen av sedimentene fra Nøkkjønn. Det er dessverre ikke identifisert noen geokjemiske endringer i NØKU118 som virker å være en god proksi for variasjoner i stormaktivitet.

Resultatene fra glødetapsanalysen ser ut til å følge endringer i matrikskomposisjon i større grad enn endringer eolisk aktivitet og sedimentasjon av flygesand. I noen av intervallene med lave glødetapsverdier er det også identifisert lavt innhold av minerogene partikler. Dette betyr at lave glødetapsverdier ikke nødvendigvis kan korreleres til økt stormaktivitet og sedimentasjon av flygesand. De lave verdiene kan være et utslag av økt innhold av uorganisk silt og leirpartikler. Også MS-dataene inneholder for mye støy og for lav variabilitet til å gi god indikasjon

på variasjoner stormaktivitet, med unntak av kjernenes øverste del. Sedimentene i NØKU118 gir inntrykk av å ha en økning i magnetisk susceptibilitet fra 30 – 0 cm dybde, noe som stemmer godt overens med innholdet av flygesand og CT-resultater. MS-resultatene fra NØKU218 har ett toppunkt ved ca. 18 cm dybde, og viser ikke like tydelig trend til økt susceptibilitet fra 30 – 0 cm. Kjernene er tatt med omtrent en meters avstand. Det minerogene laget som er observert ved 0,5 – 3 cm dybde korrelerer godt i begge resultatene. Sett bort fra dette er det ganske stort sprik i resultatene til tross for at kjernene så ganske identiske ut og er tatt like ved siden av hverandre. Det kan være vanskelig å skille reel variabilitet fra støy i dette datasettet. Resultatene må derfor tolkes med omhu, og brukes i kombinasjon med andre proksier for å fortelle noe om relative endringer i sedimentkomposisjon i kjernene.

Mengden minerogene partikler i NØKU118 er forsøkt kvantifisert ved å sikte, telle og veie glødetapsrester og ved å gjennomføre en terskelanalyse av resultatene fra CT-skanningen. Terskelanalysen fra CT-skanningen kvantifiserer alle piksler der gråskalaverdien er høyere enn >3000. Sannsynligvis vil terskelanalysen derfor reflektere summen av begge størrelsesfraksjonene og muligens også fange opp partikler av noe mindre størrelse. CT-skanningen er også gjennomført for hele kjernen og resultatene vil derfor vise innholdet av partikler i hele kjernen uten å bli påvirket av hvordan partiklene ligger spredt. Begge metodene ser ut til å fange opp influks-variasjoner gjennom hele kjernen. En regresjonsanalyse av CT-resultatene og analysen av partikkelinnhold for 125-250  $\mu\text{m}$  og >250  $\mu\text{m}$  gir henholdsvis  $R^2=0,84$  og  $=0,8$ . Dette gir inntrykk av at resultatene fra de to metodene er svært godt korrelerte. Ved å plote datasettene mot hverandre (figur 6.4) er det derimot tydelig at dette utfallet i høy grad styres av god korrelasjon og høye verdier i toppen av kjernen. Ved å fjerne målepunktene fra kjernens øverste 10 cm er det dårlig korrelasjon mellom datasettene, henholdsvis  $R^2=0,01$  og  $0,04$ . Samtidig er det viktig å være obs på frekvens for kjernens nederste 70 cm er svært lav. Den lave frekvensen gir et av/på-signal der få partikler gir tilsynelatende store utslag i målingene. Det er små marginer som skiller topp- og bunnpunkter i dette intervallet. Trenden i datasettene er derfor viktigere enn det fysiske antallet partikler som er blitt kvantifisert og fra hvilket eksakt intervall de kommer fra.



Figur 6. 4: Regresjonsanalyse av CT-resultater og Eolisk influks i størrelsesfraksjon 125-250  $\mu\text{m}$ . De høye utslagene i kjernens øverste cm gir en tilsynelatende god korrelasjon til tross for sprikende målinger ellers i kjernen.

Sjøgren (2009) studerte eolisk influks til et myrområde på Sørøya i Finnmark. Han analyserte innholdet av minerogene partikler i to kjerner tatt med ca. 200 meters avstand. Trenden i kjernene korrelerte godt, men den ene kjernen hadde over 30 ganger så høy sedimentasjonsrate som den andre. Det ble derfor konkludert med at man må være forsiktig med å bruke influksverdiene som en direkte intensitetsindikator.

### 6.3 Rekonstruksjon av eolisk aktivitet og stormhendelser

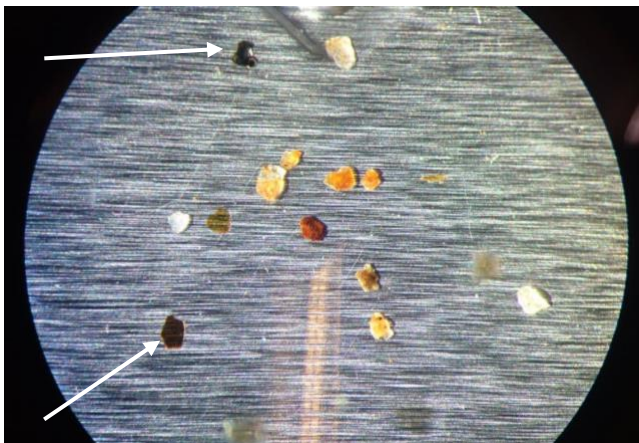
Med utgangspunkt i CT-resultatene er midt- til sein- holosen stormaktivitet ved Nøkkjtønna rekonstruert. Figur 6.6 sammenstiller resultatene fra terskelanalysen av CT-data og den gjennomførte kvantifiseringen av antall/vekt av partikler i to størrelsesfraksjoner. Sammenhengen mellom disse datasettene blir brukt til å diskutere variasjoner i eolisk aktivitet som et resultat av stormaktivitet ved Fjærvoll for de siste ~ 7400 kal. år BP. Med utgangspunkt i trendene i datasettene har den eoliske aktiviteten blitt delt inn i fire intervaller:

Intervall 1 strekker seg fra ca. 7400 – 6100 kal. år BP og representerer kjernens nederste ~30 cm. Intervallet viser vekslende innhold flygesand i alle datasettene. Fra CT-dataene preges trenden av tre små toppunkter som til en viss grad også korrelerer med innhold av minerogene partikler per  $\text{cm}^3$  i begge størrelsesfraksjoner. Generelt er resultatene fra minerogene partikler per  $\text{cm}^3$  mer kaotiske enn CT-resultatene. Det siste toppunktet i intervallet er det høyeste. Det ser ut til at mengden minerogene partikler øker like i forkant og etterkant av denne aktiviteten



mellom ca. 7400 – 6260 kal. år BP. før det går gradvis mot null. Med tanke på alder kan økningen av minerogene partikler mot slutten av intervallet være et resultat av regresjon i etterkant av Tapes maksimum rundt 6800 kal. år BP.

Intervall 2 dekker hele perioden fra 6100 – 4080 kal. år BP. I starten av denne perioden er det nærmest ingen eolisk aktivitet i henhold til alle datasettene. Dette samsvarer godt i alle datasettene fram til omtrent 5960 kal. år BP. Etter dette begynner både antall partikler  $>250 \mu\text{m}$  og vekt av partikler  $125 - 250 \mu\text{m}$  å øke, mens CT-dataene fortsetter å vise lite/ingen aktivitet. En mulig forklaring på dette avviket kan ligge i egenskapene til partiklene som avsettes i Nøkketjønnna i denne perioden. I størrelsesfraksjon  $>250 \mu\text{m}$  ble det skilt mellom lyse og mørke partikler. Disse samvarierer relativt godt, med unntak av dette i intervallet. Her er innholdet av mørke partikler betydelig høyere enn lyse. Figur 6.5 viser et eksempel på et utvalg av partikkeltyper. I noen intervaller er de mørke partiklene i høy grad representert av store, men tynne biotittflak. Disse vil fanges opp i siktene på grunn av den store flaten, men vil gi små forandringer i massetetthet sammenlignet med f.eks. et kvartskorn. Det er derfor mulig at CT-skanningen ikke vil kunne skille dem fra bakgrunns-sedimentene (matriks). Det ble ikke observert slike glimmermineraler i kildeprøvene fra Fjærvollsanden. Det er derfor sannsynlig at biotittflakene har et annet kildeområde enn de andre minerogene partiklene. De kan f.eks. stamme fra forvitring av berggrunnen og transport ved overflateavrenning.



Figur 6. 5: Et utvalg partikler fra analysen av eolisk influks  $>250 \mu\text{m}$ . Hvite piler peker mot tynne biotittflak med lav massetetthet.

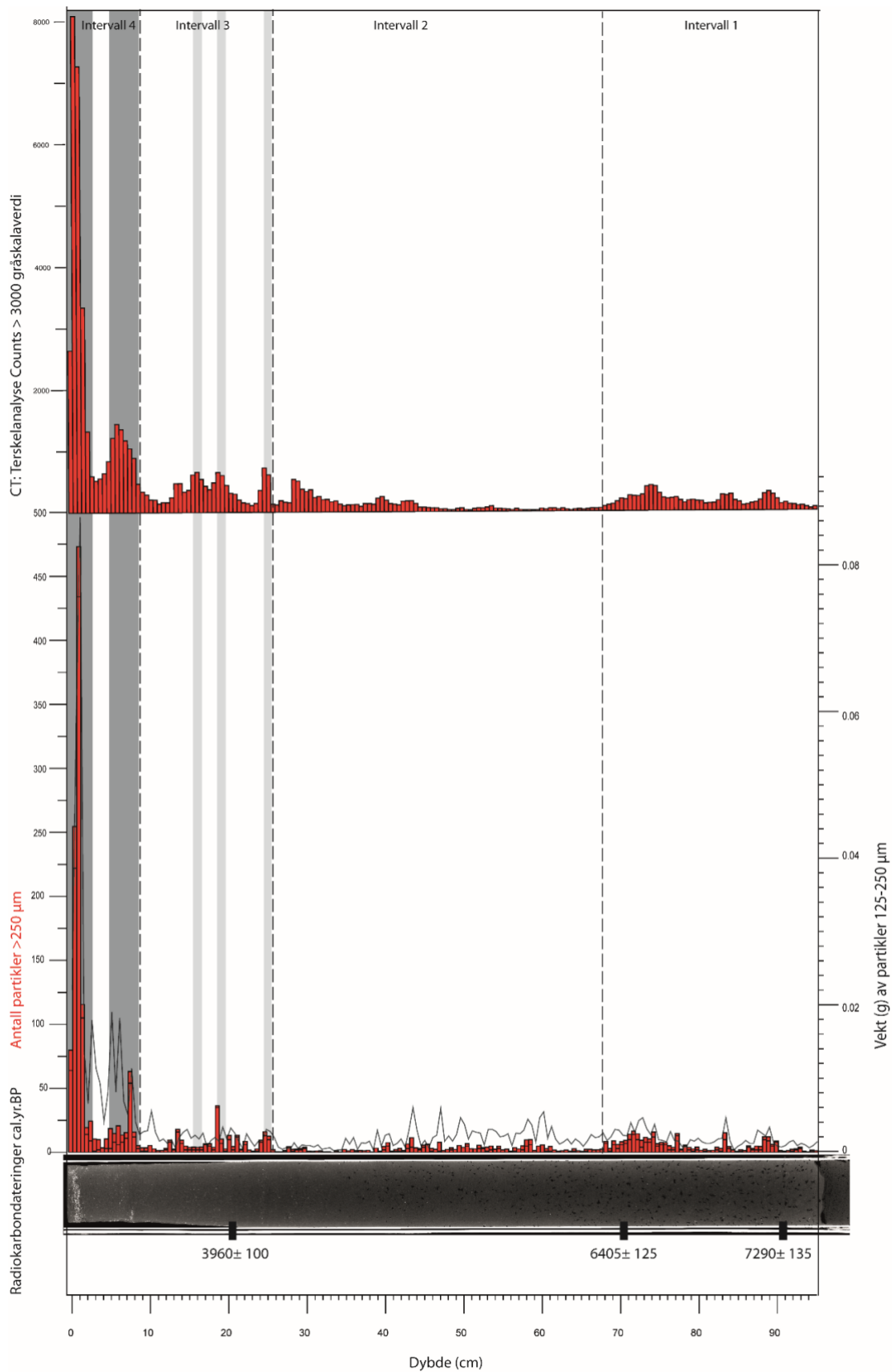
Mot slutten av intervall 2 viser CT-dataene økte utslag, mens innholdet av partikler  $125 - 250 \mu\text{m}$  og  $> 250 \mu\text{m}$  er veldig lavt. Avviket mellom metodene kan f.eks. være en konsekvens av at fordelingen av partikler er ujevnt fordelt. Antall og vekt av partikler er målt ut fra  $1 \text{ cm}^3$ -prøvemateriale, mens CT-dataene har registrert alle utslag i hele kjernen. Det er også mulig at

den lave frekvensen (få partikler = stort utslag) gjør at forskjellen mellom datasettene virker større enn den egentlig er.

Intervall 3 strekker seg fra 4185 – 1790 kal. år BP. Dette intervallet har en vekslende trend lignende den i intervall 1, men med høyere intensiteter. De første to toppunktene korrelerer godt i både CT-data og antall/vekt av partikler i begge størrelsesfraksjoner. Disse følges av en ny topp som er tydelig i CT-data og i vekt av partikler 125- 250  $\mu\text{m}$ .

Intervall 4 strekker seg fra 1790 - 30 kal. år BP (AD 260 – 1920). Her er det veldig sterk korrelasjon mellom datasettene. Alle de tre datasettene har sine maksimalverdier innenfor dette intervallet. Resultatene tyder på at det skjer en betydelig endring med tanke på både frekvens og intensitet i stormaktiviteten i denne perioden. Dette kan f.eks. skyldes endrede stormbaner med styrkede vestavinder i kombinasjon med økt tilgjengelighet på kildemateriale. Ved ca. AD 1820 er det absolutte toppunktet i alle tre datasettene. Denne perioden er etterfulgt av en nedgang frem til i dag.

Ekstremhendelser er kalkulert fra  $P_{90}$  og  $P_{95}$  fra CT-dataene.  $P_{90}$  inkluderer alle hendelsene uthevet i grå i figur 6.6, mens  $P_{95}$  inkluderer de mørk grå hendelsene. Alle ekstremhendelsene er knyttet til de ca. siste 4080 kal. år BP. Fra  $P_{90}$  er fem intervaller identifisert: 4085–4060 kal. år BP (24–23,5 cm), 3450–3350 kal. år BP (18,5–18 cm), 2860–2760 kal. år BP (15,5–15 cm) 1400–715 kal. år BP (8–4,5 cm) og 320–30 kal. år BP (2,5–0,5 cm), hvor de siste to ( $P_{95}$ ) er de lengste og mest intense periodene. De er avbrutt av en periode med lavere aktivitet mellom 4–2,5 cm som i henhold til aldersmodellen er rundt 715–420 kal. år BP. Her synker utslagene i alle tre datasettene veldig synkront.



Figur 6. 6: Rekonstruksjon av midt til sein holosen eolisk aktivitet. Sammenstilling av ASI >250 µm/sedimentasjonsrate (cm/år), vekt av partikler 125-250 µm kalkulert som % av askerest og terskelanalyse av CT-data counts >3000 gråskalaverdi. Intervaller markert med grå (lys+ mørk) viser ekstremhendelser innenfor P<sub>90</sub>, mens mørk grå viser P<sub>95</sub>.

## 6.4 Antropogene landskapsendringer

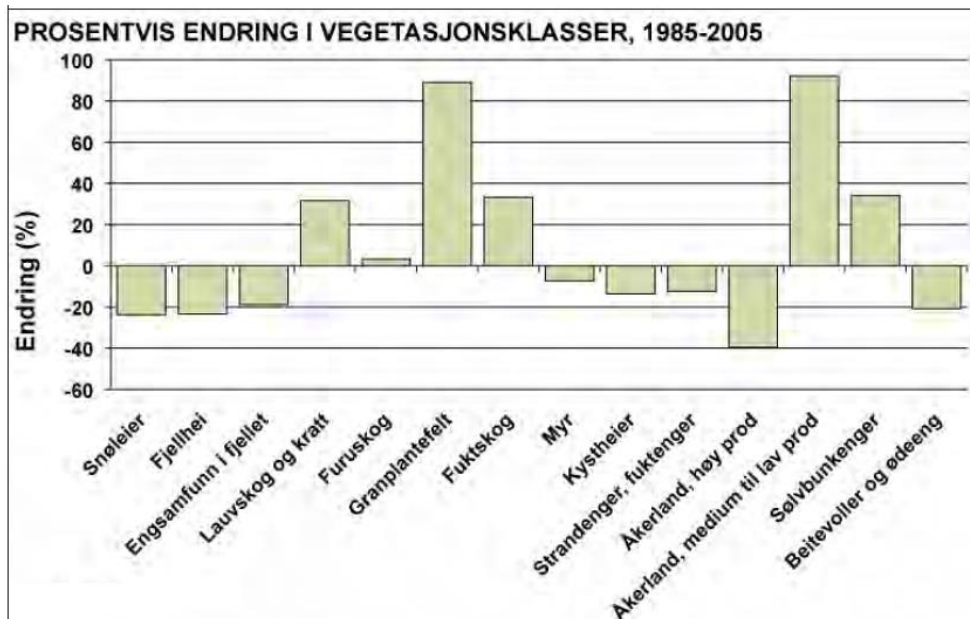
Ved Føre, like i utkanten av studieområdet, er det gjort store arkeologiske funn fra eldre jernalder bestående av en steinsatt, menneskelaget struktur og en båtgrav (Schanche, 1991). De arkeologiske funnene ble oppdaget ved at forhistoriske kulturlag med trekull, bein og keramikk ble blottlagt i et masseuttak. Funnene lå begravd under dype lag med flygesand ikke langt unna dagens kystlinje. Arkeologiske undersøkelser har vist at jordbruket har stått sentralt i samfunnene der det er gjort funn av slike båtgraver. Treverk fra båtgraven er radiologisk datert innenfor perioden AD 400-670 (Schanche, 1991). Funnene av gjentatte lag med trekull i hovedsnittet ved Fjærvollsanden tyder på at der skjer systematisk antropogen landskapsendring allerede fra rundt AD 165.

Fra den inntil 7400 kal. år BP gamle sedimentsekvensen NØKU118 er de absolutt mest intense episodene med eolisk aktivitet observert mellom AD 550–1235 og AD 1625–1920. Dette kan tyde på at det finnes en sammenheng mellom økt sandflukt og antropogene inngrep. I studier av kystnære dynefelt på Jæren er aktivering av perioder med omfattende sanddrift blitt knyttet til menneskelig aktivitet og inngrep (Selsig & Mejdahl, 1994; Prøsch-Danielsen & Selsig, 2011). De Jong et al. (2007b) finner derimot ingen tydelig kobling mellom menneskelig aktivitet og eolisk influks ved lokaliteter langs sørvestkysten av Sverige.

I løpet av de siste 30 år har endringer i menneskets bruk av landskapet ført til at store deler av det tidligere åpne kulturlandskapet langs kysten av Vesterålen er begynt å gro igjen. Dette gjør at et skog- og krattdominert landskap er begynt å etablere seg (Tømmervik et al., 2010). Figur 6.7 viser prosentvis endring i naturtyper i Vesterålen for perioden AD 1985 – 2005. Gjengroingen av landskapet gir trolig økt friksjon som bremser opp transport av flygesand mot Nøkkjønnna. På grunn av høy usikkerhet i aldersmodellen til NØKU118 er det uvisst i hvilken grad de siste års gjengroing av landskapet har påvirket sedimentasjon av flygesand til Nøkkjønnna. Resultatene fra CT-skanning tyder på en nedgang i sedimentasjon frem mot dagens forhold.

Ved Fjærvoll må flygesand transporteres over en relativt lang avstand for å kunne avsettes i Nøkkjønnna. Det er også foreslått at mesteparten av sedimentasjonen må skje på vinterstid når bakken er dekket eller delvis dekket av snø som demper friksjonen fra vegetasjonsdekket. Dette betyr at transporten ikke er direkte knyttet til antropogen slitasje på vegetasjonsdekket, men i større grad styres av antall dager med snødekke og stormaktivitet. Omfattende inngrep som

svibruk vil nok likevel være utslagsgivende for den observerte økningen i intensitet som startet etter ca. AD 0.



Figur 6. 7: Prosentvis endring i naturtyper i Vesterålen for perioden AD 1985 – 2005. Hentet fra UiT Ottar (2010)

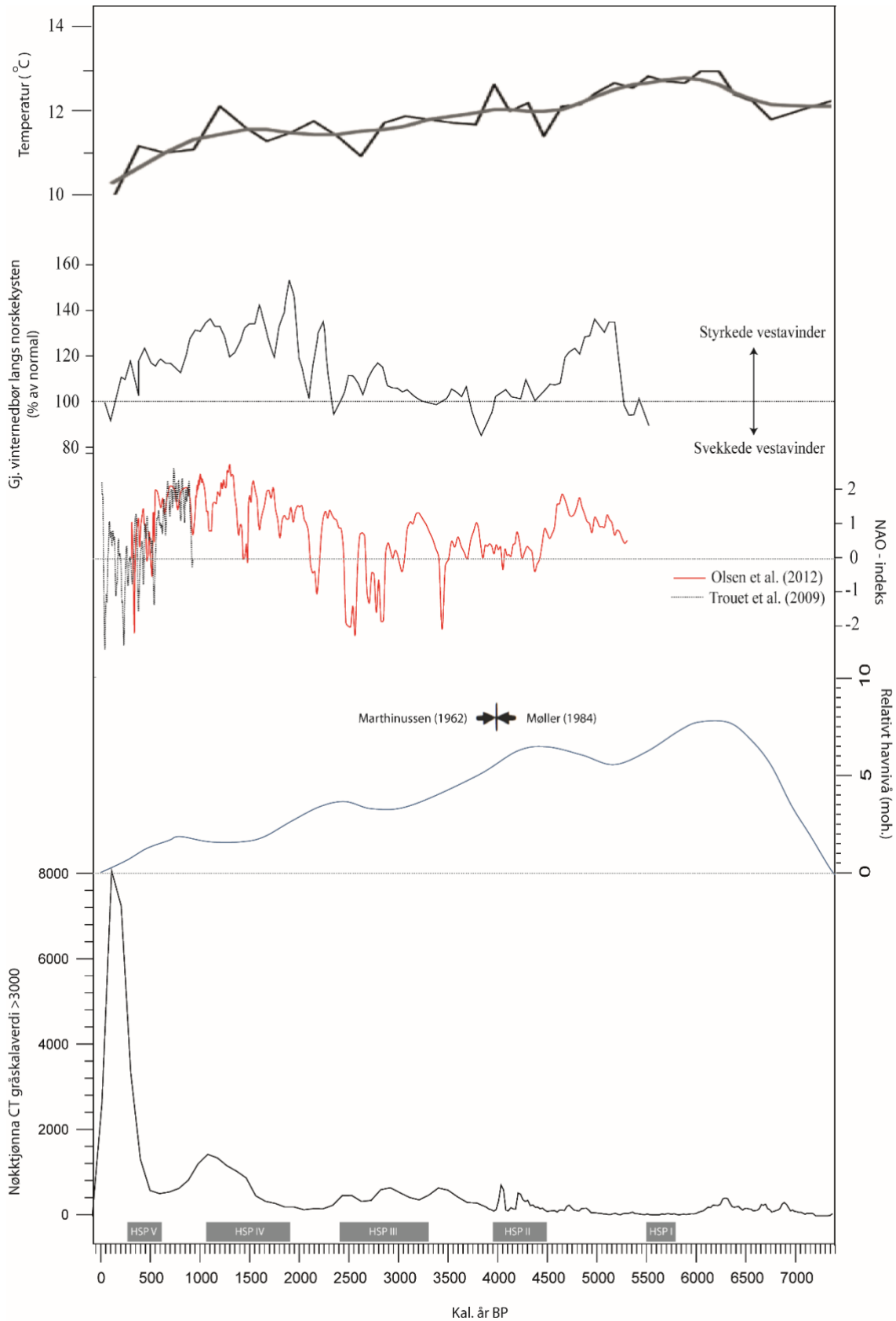
#### 6.4 Sammenheng med endringer i klima og sirkulasjonsmønstre

Den generelle trenden i eolisk aktivitet ved Nøkkjønnna viser vekslende aktivitet i intervall 1 (ca. 7400 – 6100 kal. år BP), stabile forhold med lav aktivitet i intervall 2 (ca. 6260 – 4135 kal. år BP) og vekslende aktivitet med litt høyere intensitet i intervall 3 (ca. 34185 – 1790 kal. år BP). Etterfulgt av intervall 4 (ca. 1790 - 30 kal. år BP) der både frekvens og intensitet av eolisk aktivitet er på sitt høyest målte i hele datasettet. Fordi Nøkkjønnna ligger så nært kysten vil den eoliske aktiviteten være tett knyttet til endringer i relativt havnivå. Dette er avgjørende for mengden kildemateriale som er eksponert for eolisk transport. Fra figur 6.8 (Møller, 1984; Marthinussen, 1962) er det derimot tydelig at faser med eolisk transport har inntredt i perioder med både stigende, synkende og stabilt havnivå. Noe som vil si at dette ikke er den viktigste kontrollfaktoren for den målte eolisk aktiviteten.

Fasene med endringer i eolisk aktivitet til Nøkkjønnna inntreer til en viss grad synkront med andre lokaliteter i Nord-Europa. Sorell et al. (2012) har sammenlignet rekonstruksjoner av holosen stormaktivitet langs vestkysten av Frankrike, England, Skottland, Nord-Irland, Nederland, Danmark og Sverige. Med utgangspunkt i resultatene fra disse studiene har de definert fem perioder med økt stormaktivitet fra midt- til sein holosen (Holocene Storminess Periods (HSP) i figur 6.8). Sammenlignet med resultatene i dette studiet korrelerer de siste fire periodene relativt godt med eolisk aktivitet til Nøkkjønnna (figur 6.8). Det er derimot usikkert

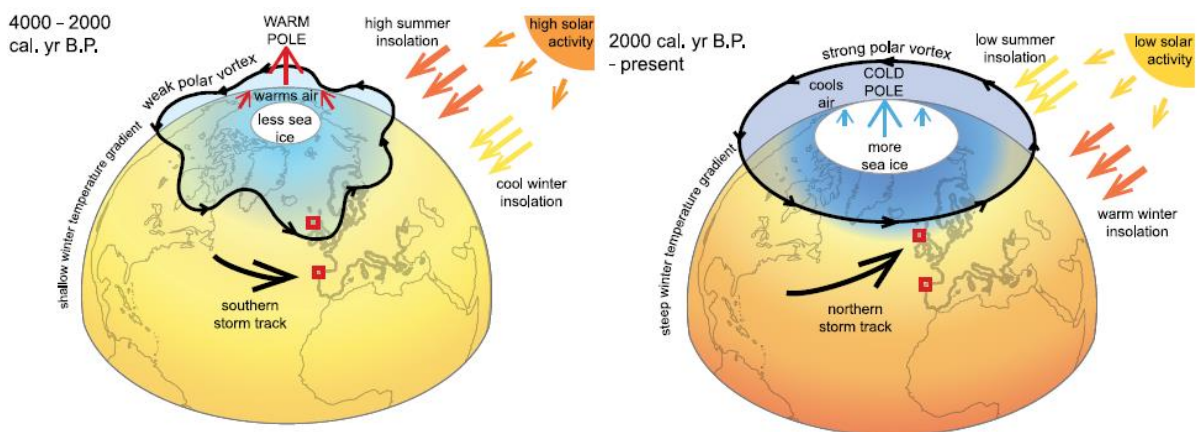
hvorvidt stormaktiviteten ved lokaliteter på så sørlig bredde påvirkes av samme type værsystemer som Vesterålen gjør. Lignende studier gjennomført ved andre lokaliteter i Nord-Norge vil derimot også være knyttet til styrke og posisjon på vestavindene som ved Fjærvoll. Resultater fra Sørøya i Finnmark (Sjøgren, 2009), Nykvåg på Langøya (Nielsen et al., 2016a) og Andøya (Nielsen et al., 2016b; Gjerde & Bakke, 2016) viser relativt stor likhet med eolisk aktivitet ved Nøkkjønn. Dette tyder på de kan knyttes til regionale endringer i storm-klima.

I figur 6.8 sammenlignes den registrerte endringen i eolisk aktivitet til Nøkkjønn med andre proksier. Ved å sammenligne ulike proksier er det viktig å ta i betraktning at det kan være feilkilder og usikkerhet knyttet til metoden, aldersmodellen og støy. Ved Nøkkjønn starter en betydelig økning i intensitet og frekvens i den eoliske aktiviteten etter ca. 1790 kal. år BP. Flere studier beskriver et større klimatisk skifte som fant sted i Europa rundt 2000 kal. år BP (f.eks. Orme et al., 2017).



Figur 6. 8: Samlefigur med eolisk aktivitet ved Nøkkjønnna fra CT-data, holosene stormperioder fra Sorell et al. (2012), relative havnivåendringer i Lofoten og Vesterålen fra Møller (1984) og Marthinussen (1962), rekonstruert NAO-indeks av Olsen et al. (2012) og Trouet et al. (2009), rekonstruert vinternedbør fra en kombinasjon av bre-proksier ved to breer langs norskekysten assosiert med styrkede/svekkede vestavinder (Bakke et al., 2008) og temperatur rekonstruksjon fra pollen og vegetasjonsanalyse fra en innsjø ved Lyngen fra Bjune et al. (2004).

Orme et al. (2017) beskriver endringene ved hjelp av følgende scenario fra figur 6.9: Rundt 2000 kal. år BP starter en gradvis avkjøling i Arktis på grunn av redusert solinnstråling på sommerhalvåret. Dette fører til en økning i sjøisdekke som forsterker nedkjølingen ytterligere. Samtidig gir økt solinnstråling i vinterhalvåret en oppvarmende effekt ved midlere breddegrader. Dette skaper sterke temperaturgradienter som driver stormbanene i en mer nordgående retning. Scenarioet bygger på studier av storm-signal fra en lokalitet i Spania (rammes av sørlige stormbaner) og en lokalitet i Skottland (rammes av nordlige stormbaner). Figuren er veldig skjematisk. Orme et al. (2017) har foreslått at endringen til dominerende nordgående stormbaner har skjedd i løpet av perioden 3000 – 800 kal. år BP. Endringen er foreslått av Bakke et al. (2008) å reflektere en overgang fra meridionale til sonale jetstrømmer (polar vortex).



Figur 6. 9: Skjematisk oversikt over forholdet mellom atmosfærisk sirkulasjon i forbindelse med endring av solinnstråling. Hentet fra: Orme et al. (2017).

Ved kystnære norske breer senkes likevektslinjene og vinternedbøren øker rundt 1800 kal. år BP (figur 6.8) (Bakke et al., 2008). Den økte vinternedbøren er blitt assosiert med styrkede vestavinder og høy-frekvent passasje av vandrende lavtrykk (Bakke et al., 2008). Temperaturrekonstruksjoner fra Lyngen viser en utflatende til svakt positiv utvikling fra 2500 kal. år BP til ca. 1000 kal. år BP (Bjune et al., 2004). I marine kjerner fra Nordsjøen assosieres overgangen fra midt- til sein holosen av økt påvirkning fra vind-drevne atlantiske vannmasser langs norskekysten (Risebrobakken et al., 2003).

I samme periode skjer det også et skifte til mer eller mindre vedvarende positiv NAO-indeks (figur 6.8) (Olsen et al., 2012). I perioden som dekkes av instrumentelle meteorologiske data er positiv NAO-indeks relativt godt korrelert med økt vinterstormaktivitet i Nord-Europa (Allan et al., 2009). Slike forhold assosieres med østgående stormbaner som transporterer milde, fuktige luftmasser med dominerende vestlig retning og økt nedbør. Liknende forhold kan også



forventes i Vesterålen, men her vil det i tillegg være en mer betydelig påvirkning fra polare luftmasser.

Flere ulike både indre og ytre klimapådriv er foreslått til å påvirke NAO-mønstre og stormaktivitet. I denne sammenhengen nevnes gjerne de polare jetstrømmene (polar vortex), sirkulasjonsmønstrene knyttet til den arktiske oscillasjonen (AO). I perioder med sterke polare jetstrømmer oppstår gjerne vedvarende positive NAO anomalier (Baldwin & Dunkerton, 1999). Slike koblinger mellom jetstrømmene (polar vortex) og NAO kan vare fra uker til flere måneder om gangen (Baldwin & Dunkerton, 1999). I tillegg er det diskutert at overflatetemperaturene i Nord-Atlanteren kan spille en rolle i NAO indeksskifter (Hurrell & Deser, 2010). Av ytre klimapådriv trekkes solinnstråling, vulkanutbrudd, jordaksehelning og -presisjon frem som potensielle påvirkningsfaktorer (Orme, 2014). Det er vertfall tydelig at NAO og stormaktivitet er et komplekst system som påvirkes av en rekke ulike faktorer.

Den relativt gode korrelasjonen mellom rekonstruert NAO og eolisk aktivitet til Nøkkjtønna avviker mot slutten av Lille Istid (etter ca, 225 kal. år BP, Figur 6.8) (Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012). Her er rekonstruert NAO-indeks dominerende negativ til nøytral til tross for at dette er den perioden der den høyeste eoliske aktiviteten til Nøkkjtønna registrert. Økt stormaktivitet under Lille Istid er også funnet fra ulike klimaproksier og historiske kilder fra lokaliteter i både Nord og Sør-Europa (f.eks. Björck & Clemmensen, 2004; De Jong et al., 2006; Sorell et al., 2012; Orme et al., 2015, 2016). Fra historiske kilder i Nord-Norge er året 1882 beskrevet som 'orkanåret'. Året er omtalt som det verste skadeværet vi kjenner til fra Nord-Norge, som med en viss sikkerhet kan dokumenteres (Eng, 2013).

En hypotese til den avvikende trenden under LIA er blitt foreslått av Trouet et al. (2012) å skyldes store temperaturkontraster mellom nordlige og midlere breddegrader, noe gitt økt stormintensitet i denne perioden, men holdt en relativt lav stormfrekvens. Nedbør-proksier påvirkes i høyere grad av lavtrykksfrekvens heller enn intensitet. Rekonstruert vinternedbør og styrke for vestavinder fra Bakke et al (2008) viser økende kontraster mellom maritime breer i Sør- og Nord-Norge under Lille Istid. Resultatene viser nedgang i vinternedbør og styrke på vestavinder i nord, noe som korrelerer med negativ NAO og mer sørgående stormbaner. Dette tyder på at forholdet mellom NAO og stormaktivitet ikke har vært konstant gjennom den pre-instrumentelle perioden (Orme, 2014).

Resultatene viser, alt i alt, betydelige endringer i vindregimer i løpet av de siste 7400 kal. år BP på Langøya, Vesterålen. Endringene ser ut til å være knyttet til store klimatiske

omorganiseringer i atmosfære- og havsirkulasjon. Dette samspillet er komplekst og påvirkes av en rekke ulike faktorer. Det virker til at økt stormaktivitet både har forekommet i perioder med milde, fuktige vintre og i kuldeperioder som 'Lille istid'. Dette gjør det vanskelig å forutse hvilken utvikling som kan forventes under fremtidige klimaendringer.

## 7. Oppsummering og konklusjon

- Ved hjelp av kartlegging, stratigrafiske undersøkelser og analyse av innsjøsedimenter er midt- til sein holosen stormaktivitet studert ved Fjærvoll på Langøya, Vesterålen.
- Kartlegging av studieområdet har vist stor utbredelse av flygesand, noe som tyder på aktiv sandflukt ved tilstrekkelig vindstyrker.
- Nedslagsfeltet til Nøkkjønnna gir inntrykk av lav-energi sedimentasjon av finkornede løsmasser. Tilstedeværelse av minerogene partikler i sedimentkjernen er derfor tolket til å være transportert via eoliske prosesser i forbindelse med vinterstormer.
- Et vidt spekter av sedimentanalyser er blitt anvendt i håp om å fange opp endringer som reflekterer variasjoner i stormaktivitet. CT-skanning og sikting av glødetapsrester er gjennomført for å kvantifisere innholdet av minerogene partikler i kjernen.
- Fordi analysen av CT-resultatene viser innhold av minerogene partikler i hele kjernen, mens siktingen kun viser antall/vekt for partikler per 1 cm<sup>3</sup> glødetapsrest, er en rekonstruksjon av midt- til sein holosen stormaktivitet basert på CT-resultatene.
- Fem intervaller med særlig høy eolisk aktivitet er identifisert fra: 4085–4060 kal. år BP (24–23,5 cm), 3450–3350 kal. år BP (18,5–18 cm), 2860–2760 kal. år BP (15,5–15 cm) 1400–715 kal. år BP (8–4,5 cm) og 320–30 kal. år BP (2,5–0,5 cm) hvor de siste to er de lengste og mest intense.
- Resultatene i dette studiet viser mye likhet med andre rekonstruksjoner fra Nord-Europa, noe som tyder på at sedimentasjon av flygesand ved Nøkkjønnna påvirkes av endringer i de store atmosfære- og havsirkulasjonsmønstrene i Nord-Atlanteren.
- Med tanke på beliggenhet til Fjærvoll i Vesterålen (68°N), dominerende vest-sørvestlige vinder og vestvendt orientering mot havet vil endringer i stormaktivitet være et resultat av endringer i posisjon, frekvens og styrke for stormbanene i Nord-Atlanteren (vestavindene).
- Den økte intensiteten i eolisk aktivitet etter ~1800 kal. år BP. korrelerer godt med rekonstruksjoner av økt vinternedbør, styrkede vestavinder og en vedvarende positiv NAO-indeks.

- Funn i fordynen ved stranden indikerer tidlig påvirkning fra antropogene landskapsinngrep. Det kan være en medvirkende årsak til økt eolisk aktivitet etter AD 165.
- Maksimal eolisk aktivitet forekommer rundt AD 1820, mot slutten av 'lille istid'. Fra instrumentelle meteorologiske data og historiske kilder vet vi at perioden var preget av gjentatte sterke stormer og lave gjennomsnittstemperaturer i Nord-Norge.

## 8. Refleksjoner og forslag til videre arbeid

Resultatene i dette studiet har vist at CT-skanning av helkjerne kan være en svært nyttig metode for å identifisere, kvantifisere og visualisere flygesandspartikler i innsjøsedimenter. CT-skanning er en relativt ny metode innenfor sedimentanalyser, og det utvikles og forbedres stadig nye måter å kvantifisere partikler, kornstørrelser etc. på. På sikt kan dette potensielt erstatte eller delvis erstatte den tidskrevende prosessen med å identifisere eolisk influks fra glødetapsrester.

I dette studiet tok jeg beslutningen om å gjennomføre Malvern G3 partikkelanalyse på et relativt seint tidspunkt. Det ble derfor dårlig tid til å få satt seg skikkelig inn i metoden og et altfor lavt antall prøver fra kjernen ble analysert til å få et godt statistisk grunnlag til videre analyser. I lignende studier vil jeg anbefale å prioritere å bruke god tid på partikkelanalyse. Jeg tror denne metoden har et stort potensiale i forbindelse med analyse av flygesandspartikler. Partikkelanalysen kan, som forsøkt i dette studiet, brukes til å identifisere kildeområder. Kildeprøvene som ble analysert i dette studiet har mest sannsynlig felles opprinnelse. De ga derfor liten gruppering og kunne ikke brukes til å knytte sedimentene fra kjernen til et bestemt kildeområde. Jeg vil derfor anbefale å velge flere og mer ulike kildeprøver som man med relativt høy sikkerhet kan knytte til ulik opprinnelse. I tillegg kan en systematisk registrering av variasjon i kornstørrelser potensielt brukes som en indikator på endring i vindstyrke.

På grunn av stor usikkerhet og feilkilder knyttet til aldersmodellen er eolisk influks til Nøkkjønnna kun blitt brukt til å si noe om overordnede trender knyttet til variabiliteten. Når resultatene fra blydateringen kommer inn vil det være mulig å få mer eksakte tidspunkt knyttet til kjernens øvre 15 cm. Dette kan man igjen forsøke å knytte til mer konkrete hendelser fra instrumentelle meteorologiske data fra målestasjonene ved Bø i Vesterålen. Det kunne også vært interessant å forsøke å gjennomføre en sanntidslogging av eolisk aktivitet ved hjelp av

sedimentfeller i overflaten av innsjøen (som forsøkt i Gjerde & Bakke, 2016). Dette kunne f.eks. ha vært med på å bekrefte/avkrefte hypotesen om niveo-eolisk aktivitet.

På grunn av settingen i studieområdet vil det eoliske signalet i Nøkkjønnna være et resultat av styrke, frekvens og stormaktivitet med vestavindene. Resultatene viser en kraftig intensivering fra omtrent AD 0. Dette er blitt knyttet til en endring i stormbanene. Det kunne vært veldig interessant å gjennomføre et lignende studie i et vassdrag med en annen dominerende vindretning for å sammenligne resultatene. F.eks. i nord-sør-retning for å se om man kan observere endringer mellom sonale og meridionale sedimentasjonsmønstre tilbake i tid.

Sist men ikke minst er det kartlagt flere interessante strukturer i bakkant av Fjærvollsanden som det kunne vært interessant å få en bedre forståelse for dannelsesforløpet av. En grundig kartlegging av området og logging av flere snitt i kombinasjon med studie av LiDAR-data og muligens georadar-profiler kunne vært interessant både i forbindelse med relative havnivåendringer og arkeologiske studier av en potensiell forhistorisk boplass.

## Referanser

- Ahlmann, H. W.** (1919) Geomorphological studies in Norway – Part II Nordland. Stockholm: Svenska sällskapet för antropologi och geografi.
- Allan, R., Tett, S., & Alexander, L.** (2009). Fluctuations in autumn–winter severe storms over the British Isles: 1920 to present. *International Journal of Climatology*, 29(3), 357-371.
- Alm, T.** (1993). Øvre Æråsvatn - palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andøya, northern Norway. *Boreas*, 22(3), 171-188.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Reidar, L. og Nesje, A.** (2005) Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Late glacial and Holocene. *The Holocene*, 15 (4), s. 518-540.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A., & Bjune, A.** (2008). Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60(1), 28-41.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K., & Nesje, A.** (2010). A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: An integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29(9), 1246-1262.
- Baldwin, M. P. & Dunkerton, T. J.** (1999) Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research*, 104: 30937-30946.
- Balascio, N., & Bradley, L.** (2012). Evaluating Holocene climate change in northern Norway using sediment records from two contrasting lake systems. *Journal of Paleolimnology*, 48(1), 259-273.
- Becker, L., Hjelstuen, B., Støren, E., & Sejrup, H.** (2018). Automated counting of sand-sized particles in marine records. *Sedimentology*, 65(3), 842-850.
- Bendle, J. M., Palmer, A. P., & Carr, S. J.** (2015). A comparison of micro-CT and thin section analysis of Lateglacial glaciolacustrine varves from Glen Roy, Scotland, *Quaternary Sci. Rev.* 114, 61–77
- Bengtsson, L. & M. Enell,** (1986). Chemical analysis. In Berglund, B. E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 423–451.
- Bjune, A., Birks, H., & Seppä, H.** (2004). Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas*, 33(3), 211-223.

**Björck, S., & Clemmensen, L. B.** (2004). Aeolian sediment in raised bog deposits, Halland, SW Sweden: a new proxy record of Holocene winter storminess variation in southern Scandinavia. *The Holocene*, 14(5), 677-688.

**Björck, S., Rundgren, M., Ljung, K., Unkel, I., & Wallin, Å.** (2012). Multi-proxy analyses of a peat bog on Isla de los Estados, easternmost Tierra del Fuego: a unique record of the variable Southern Hemisphere Westerlies since the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 42, 1-14.

**Blaauw, M.**, (2010) Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5: 512-518

**Boggs, S.** (2014). Principles of sedimentology and stratigraphy. Pearson Education.

**Bradley, R.** (1999). Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary (2nd ed., Vol. 68, International Geophysics). Elsevier Science.

**Bye, L., Lein, H., & Rød, J.** (2013). Mot en farligere fremtid? - Om klimaendringer, sårbarhet og tilpasning i Norge. Trondheim: Akademika forlag.

**Caley, T., Malazè, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martines, P., Giraudeau, J. Charlier, K. & Ellouz-Zimmermann, N.** (2011). New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(3), 433-444.

**Chagué-Goff, C., Chan, J., Goff, J., & Gadd, P.** (2016). Late Holocene record of environmental changes, cyclones and tsunamis in a coastal lake, Mangaia, Cook Islands. *Island Arc*, 25(5), 333-349.

**Chang, K. M., Lee, S. & Swanson, K. L.** (2002). Storm track dynamics. *Journal of Climate*, 15(16), 2163-2183.

**Chawchai, S., Kylander, M. E., Chabangborn, A., Löwemark, L., & Wohlfarth, B.** (2016). Testing commonly used X-ray fluorescence core scanning-based proxies for organic-rich lake sediments and peat. *Boreas*, 45(1), 180-189.

**CICERO** (2009) Konsekvenser av klimaendringer, tilpasning og sårbarhet i Norge. *Rapport til Klimatilpasningsutvalget*. Oslo, Centre for International Climate and Environmental Research.

**Clarke, M., & Rendell, H.** (2006). Effects of storminess, sand supply and the North Atlantic Oscillation on sand invasion and coastal dune accretion in western Portugal. *The Holocene*, 16(3), 341-355.

**Clemmensen, L. B., Murray, A. S., Bech, J. H., & Clausen, A.** (2001). Large-scale aeolian sand movement on the west coast of Jutland, Denmark in late Subboreal to early Subatlantic time—a record of climate change or cultural impact?. *Gff*, 123(4), 193-203.

**Clemmensen, Murray, Heinemeier, & De Jong.** (2009). The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: A record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology*, 105(3), 303-313.

- Clemmensen, L. B., Glad, A. C., Hansen, K. W., & Murray, A. S.** (2015). Episodes of aeolian sand movement on a large spit system (Skagen Odde, Denmark) and North Atlantic storminess during the Little Ice Age. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 63(1), 16-27.
- Conroy, Glenn C., & Vannier, Michael W.** (1984). Noninvasive three-dimensional computer imaging of matrix-filled fossil skulls by high-resolution computed tomography. *Science*, 226, 456.
- Croudace, I., Rindby, A., & Rothwell, R.** (2006). ITRAX; description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society Special Publications*, 267, 51-63.
- Dahl, S.O., & Nesje, A.** (1996). A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: A case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6(4), 381-398.
- Dahl S. O., Bakke J., Lie H., & Nesje A.** (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: An evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22(2), 275-287.
- Dawson, S., Smith, D. E., Jordan, J., & Dawson, A. G.** (2004). Late Holocene coastal sand movements in the Outer Hebrides, N.W. Scotland. *Marine Geology*, 210(1), 281-306.
- De Jong, R., Björck, S., Björkman, L., & Clemmensen, L. B.** (2006). Storminess variation during the last 6500 years as reconstructed from an ombrotrophic peat bog in Halland, southwest Sweden. *Journal of Quaternary Science* 21(8), 905-919.
- De Jong, R., Schoning, K., & Björck, S.** (2007a). Increased aeolian activity during humidity shifts as recorded in a raised bog in south-west Sweden during the past 1700 years. *Climate of the Past*, 3(3), 411-422.
- De Jong, R.** (2007b). Stormy records from peat bogs in south-west Sweden: implications for regional climatic variability and vegetation changes during the past 6500 years (Vol. 58). Department of Geology, Lund University.
- Dean, W. E.** (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248.
- Du, J.-C., & Teng, H.-C.** (2007). 3D laser scanning and GPS technology for landslide earthwork volume estimation. *Automation in Construction*, 16(5), 657-663.
- Eng, V.** (2013) Nord-Norges verste uvært. *Ottar UiT*, s 43-47
- Feser, F., Barcikowska, M., Krueger, O., Schenk, F., Weisse, R., & Xia, L.** (2015). Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe - A review. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(687), 350-382.
- Fisher, T., Weyer, G., Boudreau, K., Martin-Hayden, A., Krantz, A., & Breckenridge, M.** (2012). Constraining Holocene lake levels and coastal dune activity in the Lake Michigan basin. *Journal of Paleolimnology*, 47(3), 373-390.

- Fjalstad, A. & Møller J.J.**, (1987). Verneverdige kvartærgeologiske områder i Nordland. *TROMURA. Naturvit.*
- Fjærvoll, K.** (ukjent) Fra gård til grend – gnr 28. Fjærvoll i Bø i Vesterålen. Ukjent opplag
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R.** (2014) Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU Informasjon og instruks. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2014:002.
- Gascard, J. C., et al.** (2004) The Norwegian Atlantic Current in the Lofoten basin inferred from hydrological and tracer data (129I) and its interaction with the Norwegian Coastal Current. *Geophysical Research Letters*, 31 (1).
- Gilli, A., Anselmetti, F. S., Glur, L., & Wirth, S. B.** (2013). Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events. In Dating torrential processes on fans and cones (pp. 225-242). Springer, Dordrecht.
- Gjerde, M.** (2016). Holocene variations in atmospheric circulation in the North Atlantic region reconstructed from lake sediments. *Dissertation for the degree of philosophiae doctor (PhD)* University of Bergen
- Griffin, W., Taylor, P., Hakkinen, J., Heier, K., Iden, I., Krogh, E., Malm, O., Olsen, K., Ormaasen, D., & Tveten, E.** (1978). Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten–Vesterålen, N Norway. *Journal of the Geological Society*, 135(6), 629-647.
- Hald, M., Andersson, C., Ebbesen, H., Jansen, E., Klitgaard-Kristensen, D., Risebrobakken B., Salomonsen, G.R., Sarnthein, M., Sejrup, H.P., Telford, R.J.** (2007) Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene. *Quaternary Science Review* 26:3423–3440
- Haubitz, B., Prokop, M., Dohring, W., Ostrom, J., & Wellnhofer, P.** (1988). Computed Tomography of Archaeopteryx. *Paleobiology*, 14(2), 206-213.
- Heier, K. S.** (1960). Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langoya, northern Norway. *Norges geologiske Undersøkelse*. 207
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G.** (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25 (1), s. 101-110.
- Herstad, A.** (2009). Reguleringsplan for nordre del av Selnes, Gnr. 15 Bnr. 13, Sortland kommune. Upublisert rapport, Nordland fylkeskommune, Kulturavdelingen.
- Hurrell, J. W.** (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M.** (2003) The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph Series, vol. 134*. American Geophysical Union, Washington. 279 pp.
- Hurrell, J. W., & Deser, C.** (2010). North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79(3-4), 231-244.



**Høgaas, F., Hansen, L., Rindstas B. I., Sveian, H., & Olsen L.** (2012) Database for registrering av marin grense (MG) I Norge. *Norges Geologiske Undersøkelse*, Rapport nr. 2012.063

**IPCC** (2014) Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

**Jenny, J.-P., Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Giguet Covex, C., Mélo, A., Fanget, B., Malet, E., Ployon, E., & Perga, M. E.** (2014) A 4D sedimentological approach to reconstructing the flood frequency and intensity of the Rhône River (Lake Bourget, NW European Alps), *J. Paleolimnol.*, 51, 469–483

**Jones, P.D., Jónsson, T. & Wheeler, D.,** (1997) Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pre ssure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* **17**, 1433-1450

**Jones, P. D., Osborn, T. J., & Briffa, K. R.** (2001). The evolution of climate over the last millennium. *Science*, 292(5517), 662-667.

**Jowsey, P. C.** (1966). An improved peat sampler. *New Phytologist*, vol. 65, no. 2, pp. 245–248.

**Kartverket** (2018) Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England. 81.årgang

**Kocurek, G., & Nielson, J.** (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33(6), 795-816.

**Krinsley, D., & Doornkamp, J.** (1973). Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge: Cambridge University Press.

**Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B. & Veres, D.** (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science* 26, 109–117.

**Lewis, T., Gilbert, R., & Lamoureux, S.** (2002). Spatial and Temporal Changes in Sedimentary Processes at Proglacial Bear Lake, Devon Island, Nunavut, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34(2), 119-129.

**Li, C., Michel, C., Seland Graff, L., Bethke, I., Zappa, G., Bracegirdle, T. J., Fischer, E., Harvey, B. J., Iversen, T., King, M. P., Krishnan, H., Lierhammer, L., Mitchell, D., Scinocca, J., Shiogama, H., Stone, D. A., and Wettstein, J. J.**(2018) Midlatitude atmospheric circulation responses under 1.5 and 2.0 °C warming and implications for regional impacts, *Earth Syst. Dynamics*, 9, 359-382

**Longman, J., Veres, D., & Wennrich. V.** (2018). Utilisation of XRF core scanning on peat and other highly organic sediments. *Quaternary International*

**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.

- Mackintosh, A., Anderson, B., & Pierrehumbert, R.** (2017). Reconstructing Climate from Glaciers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45(1), 649-680.
- Marthinussen, M.** (1962). C14-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 215, 37-67.
- Møller, J. J., & Sollid, J. L.** (1972). Deglaciation chronology of Lofoten–Vesterålen–Ofoten, North-Norway.
- Møller, J. J., & Sollid, J. L.** (1973). Geomorfologisk kart over Lofoten–Vesterålen.
- Møller, J. J., & McMillan, N.** (1982). Coastal caves, marine limits and ice retreat in Lofoten–Vesterålen, North Norway (*Vol. 21, Tromsø (trykt utg.)*). Tromsø: Universitetet i Tromsø, Inst.for museumsvirksomhet.
- Møller, J. J.** (1986). Holocene transgression maximum about 6000 years BP at Ramså, Vesterålen, North Norway.
- Malvern** (2013). Morphologi G3 User Manual issue 5.0 Malvern Instruments ltd.
- Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M., & Jacobs, P.** (2003). Applications of X-ray computed tomography in the geosciences. *Geological Society Special Publications*, 215, 1-6.
- Nesje, A., Dahl S.O., & Lie Ø.** (2004). Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: Danntjørn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23(20), 2183-2205.
- Nordgulen Ø., & Andresen A.** (2013). De eldste bergartene dannes. I: Ramberg, I.B, Nøttvedt, A. Og Rangnes K.(red) Landet blir til – Norges Geologi 2.utg. Trondheim. Norsk Geologisk Forening, s 65-95.
- Norsk Klimaservicesenter** (2015) Klima i Norge 2100 – et kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning. 2. opplag, oppdatert i 2015
- Norsk Klimaservicesenter** (2016) Klimaprofil Nordland – et kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning.
- Nielsen, P.R.Dahl, Jansen, & Støren..** (2016a). Holocene aeolian sedimentation and episodic mass-wasting events recorded in lacustrine sediments on Langøya in Vesterålen, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 148, 146-162.
- Nielsen, P.R., Dahl, S.O., & Jansen, H.** (2016b). Mid- to late Holocene aeolian activity recorded in a coastal dunefield and lacustrine sediments on Andøya, northern Norway. *The Holocene*, 26(9), 1486-1501.
- Nielsen, P.R., Balascio, N., Dahl, S.O., Jansen, H., Støren, E., & Bradley, R.** (2016c). A high-resolution 1200-year lacustrine record of glacier and climate fluctuations in Lofoten, northern Norway. *The Holocene*, 26(6), 917-934.
- Oerlemans, J.** (2005). Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* (New York, N.Y.), 308(5722), 675-7.

- Olsen, J., Anderson, N., & Knudsen, M.** (2012). Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience*, 5(11), 808-812.
- Olsson, I. U.** (1986). Radiometric dating. In *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*.
- Orme, L. C.** (2014). Reconstructions of Late Holocene storminess in Europe and the role of the North Atlantic Oscillation. *Dissertation for the degree of philosophiae doctor (PhD)* University of Exeter
- Orme, L., Davies, S., & Duller, G.** (2015). Reconstructed centennial variability of Late Holocene storminess from Cors Fochno, Wales, UK. *Journal of Quaternary Science*, 30(5), 478-488.
- Orme, L. C., Reinhardt, L., Jones, R. T., Charman, D. J., Croudace, I., Dawson, A., ... & Barkwith, A.** (2016). Investigating the maximum resolution of  $\mu$ XRF core scanners: A 1800 year storminess reconstruction from the Outer Hebrides, Scotland, UK. *The Holocene*, 26(2), 235-247.
- Orme, L., Charman, D., Reinhardt, L., Jones, R., Mitchell, F., Stefanini, B., Barkwith, A., Ellis, M. A., & Grosvenor, M.** (2017). Past changes in the North Atlantic storm track driven by insolation and sea-ice forcing. *Geology*, 45(4), 335-338.
- Orsi, T.H., Edwards, C.M. & Anderson, A.L.,** (1994). X-ray computed tomography: A nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *J. Sed. Res.*, A64:690–693.
- Paasche, Ø., Strømsøe, J.R., Dahl, S.O., & Linge, H.** (2006). Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82(3), 430-452.
- Pirlet, H., Wehrmann, L. M., Brunner, B., Frank, N., Dewanckele, J., Van Rooij, D., Foubert, A., Swennen, R., Naudts, L., Boone, M., Cnudde, V., & Henriët, J.-P.** (2010) Diagenetic formation of gypsum and dolomite in a cold-water coral mound in the Porcupine Seabight, off Ireland: Diagenetic gypsum in a cold-water coral mound, *Sedimentology*, 57, 786–805.
- Prøsch-Danielsen, L. & Selsing, L.** (2011). Aeolian activity during the last 9200 calendar years BP along the south-western coastal rim of Norway. Arkeologisk Museum, Stavanger
- Reusch, H.** (1894) Strandfladen, et nyt træk i Norges geografi. *Norges geologiske undersøkelse*, 14, s. 1-12.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., & Ramsey, C. B.** (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Richter, T., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H., & Van Weering, T.** (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: Technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), 39-50.
- Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., & Hevrøy, K.** (2003). A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography*, 18(1).

- Rubensdotter, L., & Rosqvist, G.** (2003). The effect of geomorphological setting on Holocene lake sediment variability, northern Swedish Lapland. *Journal of Quaternary Science*, 18(8), 757-767.
- Rubensdotter, L. & Rosqvist, G.** (2008) Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial-and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene*, 19 (4), s. 665-678.
- Rogers, J. C.** (1997) North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe. *Journal of Climate* 10.7 1635-1647.
- Rojo, M., Claud, C., Mallet, P., Noer, G., Carleton, A., & Vicomte, M.** (2015). Polar low tracks over the Nordic Seas: A 14-winter climatic analysis. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), 1-20.
- Seager, G., Herweijer, G., Kushnir, Y. & Cook, E.** (2007). Blueprints for Medieval hydroclimate. *Quaternary Science Reviews*, 26(19), 2322-2336.
- Selsing, L., & Mejdahl, V.** (1994). Aeolian stratigraphy and thermoluminescence dating of sediments of late Holocene age from Sola, southwest Norway. *Boreas*, 23(1), 92-104.
- Seppä, H., Bjune, A. E., Telford, R. J., Birks, H. J. B., & Veski, S.** (2009). Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate of the Past*, 5(3), 523-535.
- Seppälä, M.** (2004). Wind as a geomorphic agent in cold climates. Cambridge University Press.
- Shaw, T. A., Baldwin, M., Barnes, E. A., Caballero, R., Garfinkel, C. I., Hwang, Y. T., ... & Voigt, A.** (2016). Storm track processes and the opposing influences of climate change. *Nature Geoscience*, 9(9), 656.
- Sigmond, E. M., Bryhni, I., & Jorde, K.** (2013). Norsk geologisk ordbok: med engelsk-norsk ordliste. Akademika.
- Sjögren, P.** (2009). Sand mass accumulation rate as a proxy for wind regimes in the SW Barents Sea during the past 3 ka. *The Holocene*, 19(4), 591-598.
- Snowball, I.** (1993). Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lapland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction. *Terra Nova*, 5(3), 258-270.
- Snowball, I., Korhola, A., Briffa, K.R., & Koc, N.** (2004) Holocene climate dynamics in Fennoscandia and the North Atlantic. Battarbee RW, Gasse F, Stickley CE (eds) Past climate variability through Europe and Africa, volume 6: developments in *paleoenvironmental research*. Springer, Dordrecht, pp 465–494
- Sorrel, T., Demory, D., & Mouazé, D.** (2009). Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews*, 28(5), 499-516.

- Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S. L., McManus, J. F., & Tessier, B.** (2012). Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience*, 5(12), 892.
- Spencer, C., Plater, & Long.** (1998). Rapid coastal change during the mid- to late Holocene: The record of barrier estuary sedimentation in the Romney Marsh region, southeast England. *The Holocene*, 8(2), 143-163.
- 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.
- Sulebak, J. R.** (2014) Landformer og prosesser - En innføring i naturgeografiske tema, Bergen, Fagbokforlaget, s.253-262.
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J.** (1987). Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 2, s. 113-132.
- Thompson, R.** (1973). Palaeolimnology and Palaeomagnetism. *Nature*, 242(5394), 182-184.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'Sullivan, P., & Oldfield, F.** (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5), 687-698.
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M.** (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, 25(9), 1297-1300.
- Thomson, J., Croudace, I. W. & Rothwell, R. G.** (2006). A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. In Rothwell, R. G. (ed.): *New Techniques in Sediment Core Analysis*, 65–77. *Geological Society, London, Special Publication 267*.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N., Baker, A., Scourse, J., & Frank, D.** (2009). Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* (New York, N.Y.), 324(5923), 78-80.
- Tveten, E.** (1978) Geologisk kart over Norge, bergrunnskart SVOLVÆR 1:250 000. NGU
- Tømmervik, H. Bjerke, J. & Tombrem I.** (2010) Landkapsendringer i Vesterålen 1985 – 2005. Ottar UiT
- Van Vliet-Lanoë, B., Pénaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., ... & Le Cornec, E.** (2014). Middle-to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II– The chronology of events and climate forcing. *The Holocene*, 24(4), 434-453.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D.** (2011) A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, Western Norway. *The Holocene*, 21, 597-614.
- Vinegar, H.J. & Wellington, S.L.** (1987) Tomographic imaging of three-phase flow experiments. *Review of Scientific Instruments*, 58(1), 96-107.

- Vorren, K. D., & Moe, D.** (1986). The early Holocene climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 66(2), 135-143.
- Vorren, K., & Alm, T.** (1999). Late Weichselian and Holocene environments of lake Endletvatn, Andøya, northern Norway: As evidenced primarily by chemostratigraphical data. *Boreas*, 28(4), 505-520.
- Vorren, K., Jensen, C., & Nilssen, E.** (2012). Climate changes during the last c. 7500 years as recorded by the degree of peat humification in the Lofoten region, Norway. *Boreas*, 41(1), 13-30.
- Vorren, T. O., Vorren, K. D., Aasheim, O., Dahlgren, K. T., Forwick, M., & Hassel, K.** (2013). Palaeoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP. *Boreas*, 42(4), 876-895.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J. og Laberg, J. S.** (2015) Chronology and extent of the Lofoten–Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas*, 44 (3), s. 445-458.
- Walker, M.** (2005). Quaternary dating methods. Chichester: John Wiley.
- Walter, K., & Graf, H.** (2005). The North Atlantic variability structure, storm tracks, and precipitation depending on the polar vortex strength. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 239-248.
- Wilhelmsen, K.** (1985) Climatological study of gale-producing polar lows near Norway, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 37:5, 451-459
- Withjack, E.** (1988). Computed Tomography for Rock-Property Determination and Fluid-Flow Visualization. *SPE Formation Evaluation*, 3(04), 696-704.

## Nettressurser

**Brekke, M., Kolbenstvedt, A. & Borthne, A.** (2018) CT, Computertomografi. *Store Medisinske Leksikon*. Tilgjengelig fra: <https://sml.snl.no/CT>

**Climatic Research Unit, University of East Anglia** (2019) North Atlantic Oscillation data, Tilgjengelig fra: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/viz.htm>

**Esri Resources** (2018) ArcMap 1.6 How IDW works. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/3d-analyst-toolbox/how-idw-works.htm>

**Kartverket** (2019a) Norgeskart. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no/>

**Kartverket** (2019b) Høydedata. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>

**Mareano** (2019) Marine landskap. Tilgjengelig fra: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html>

**Meteorologisk Institutt** (2019a) Eklima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner. Tilgjengelig fra: <https://www.eklima.no>

**Meteorologisk Institutt** (2019b) Ekstremværsrapport – Ole, 7.februar 2015. Tilgjengelig fra: [www.met.no/publikasjoner/met-info/ekstremvaer](http://www.met.no/publikasjoner/met-info/ekstremvaer)

**Meteorologisk Institutt** (2019c) Meteorologileksikon. Tilgjengelig fra: <https://www.met.no/>

**Norsk Naturskadepool** (2019) Administrert av Finans Norge. Tilgjengelig fra: <https://www.naturskade.no/statistikk/>

**Kartverket** (2019a) Norgeskart. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no/>

**Thorsnæs, Geir.** (2016). Langøya: øy i Nordland. I Store norske leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/Lang%C3%B8ya\\_-\\_%C3%B8y\\_i\\_Nordland](https://snl.no/Lang%C3%B8ya_-_%C3%B8y_i_Nordland).

**Thorsnæs, Geir & Dalfest, Terje.** (2017). Bø: Nordland. I Store norske leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/B%C3%B8\\_-\\_Nordland](https://snl.no/B%C3%B8_-_Nordland).