

Midt- til sein-holosen stormvariabilitet ved Lista, Sør-Noreg, basert på transport og sedimentasjon av flygesand i lakustrine sediment

Mari Froastad
Masteroppgåve i naturgeografi
Universitetet i Bergen
2021



UNIVERSITETET I BERGEN



Forord

Det er deileg, men samstundes vemodig å setje punktum ved fem år som geografistudent på UiB. Tida som masterstudent har vore krevjande, og delar av skulda kan leggjast på koronatiltak, i form av stengde universitet og heimekontor for rettleiarar. Trass dette har masterprosjektet kome i hamn, og det er fleire som fortener ei stor takk.

Eg ynskjer å rette ei stor takk til hovudrettleiar, Pål Ringkjøb Nielsen, for god hjelp gjennom heile prosjektet. Trass heimekontor har du sjeldan vore lenger enn ein telefon unna, og eg set stor pris på at du har teke deg tid til spørsmål, korrekturlesing, og kome med gode idéar undervegs. Takk til Kristian Vasskog og Svein Olaf Dahl, mine medrettleiarar, som sit på store mengder kunnskap dykk med glede har delt med meg. Dykk har svart på spørsmål, og kome med gode innspel når eg har trengt det.

Ei stor takk til alle ved *EARTH LAB* på institutt for geovitskap, spesielt Eivind Støren og Jan Magne Cederstrøm, for rettleiing i samband med CT-skanning og vidare behandling av data. Joe Buckby skal òg ha ei stor takk for all hjelp eg har fått med laboratoriearbeid, plukking av makrofossil, glødetapsanalyse, MS og XRF, og ikkje minst innspel og GIS-hjelp i ettertid.

Tusen takk til alle medstudentar på institutt for geografi, for dei alt for lange lunsjpausane, og for gode faglege, og ikkje-faglege diskusjonar. Ei spesielt varm takk til super-kohorten min, Ingvild og Dan, som definitivt har gjort kvardagen i akvariumet betre. Gjennom nedstenging etter nedstenging har vi klamra oss fast til GIS-laben, og heldt både humør og arbeidsvilje oppe frå morgon til kveld. Tusen takk for at dykk har teke tid til å hjelpe meg, med små og store problem.

Avslutningsvis, ei stor takk til Chris for alt du har gjort for meg. Du har tilrettelagt, motivert, og lytta på mine mange frustrasjonar når eg har trengt det. Takk til familie og venner, spesielt Alice, som alltid har trua på meg og stiller opp i ein kvar situasjon kor avbrekk trengs.

Bergen, mai 2021

Mari Froastad

Samandrag

I denne studia er stormvariabilitet rekonstruert frå midt- til sein-holosen (5500 kal. år BP) til i dag ved Lista i Sør-Noreg. Rekonstruksjonen tek utgangspunkt i ei rekkje høgoppløyslege analysar av ei UVITEC-kjerne (111 cm lang) frå Kviljobukta (0.5 m o. h.), ein kystnær innsjø omringa av eoliske avsetningar. Kvartærgeologisk kartlegging av området er gjennomført, saman med glødetapsanalyse, magnetisk susceptibilitet, kvantifisering av minerogene partiklar ved sikting av glødetapsrestar, partikkelanalyse, XRF-skanning, CT-skanning og radiokarbondatering av makrofossil. Resultat frå XRF-analysen syner ein overgang mellom marine og lakustrine sediment, som truleg representerer isolasjonen av Kviljobukta frå havet (~5500 kal. år BP). Minerogene partiklar avsett i kjerna i etterkant av isolasjonen er antekne å ha eolisk opphav, basert på områdesetting, vatnet si plassering og sanddrift i området. CT-skanning og kvantifisering av partiklar i to storleikar (>250 µm og 125–250 µm) syner høge influksverdiar mellom 5500–5115, 400–3135 og 2635–2245 kal. år BP, som indikerer auka stormaktivitet i nemnde intervall. Periodar med auka stormaktivitet korrelerer med rekonstruerte intervall frå andre studiar i nordatlantiske område. Ein fjerde periode med eolisk influks er observert mellom 1100–630 kal år BP. Intervallet syner vesentleg svakare eolisk signal enn dei eldre intervalla i denne studia. Vidare står det beskjedne eoliske signalet dei siste ~2000 åra i kontrast til andre studiar av holosen stormaktivitet i nordatlantiske område, som observerer auka influksverdiar i same tidsrom. Basert på desse funna er eolisk aktivitet på lista og sedimentasjonsregimet i kviljobukta truleg påverka av storskala hav og atmosfæriske sirkulasjonssystem nord i Atlanterhavet, samstundes som lokale kontrollfaktorar, som dømesvis topografi og tilgjengeleg sand spelar ei vesentleg rolle.

Abstract

In this study, storminess variability at Lista, southern Norway, is reconstructed throughout the mid-to-late Holocene (~5500 cal yr BP to present). Reconstruction was based on high-resolution analysis of a UVITEC core (111 cm long) from Kviljobukta (0.5 m a.s.l.), a coastal lake surrounded by aeolian sedimentary deposits. The study utilises a multi-proxy approach, conducting quaternary mapping at Lista and examining lake core sediments using loss-on-ignition, magnetic susceptibility, quantification of minerogenic particles by wet sieving of ignition residue, particle analysis, XRF-scanning, CT-scanning, and the radiocarbon dating of macrofossils. XRF results show a transition between marine and lacustrine sediments, which represents the isolation of Kviljobukta from the North Sea (~5500 cal yr BP). Minerogenic particles deposited post-isolation within the lake core are suggested to be of aeolian origin based on the setting of Kviljobukta and the large number aeolian deposits surveyed at Lista. CT-scanning and particle quantification shows that high aeolian influx occurred between 5500–5115, 4000–3135, and 2635–2245 cal yr BP, indicating periods of increased storminess that correlate with those reconstructed by previous studies conducted in the Northeast Atlantic region. A fourth period of aeolian influx is observed between 1100–630 cal yr BP. This influx has a significantly weaker aeolian signal to those reported by previous studies for the same period, potentially suggesting decreased storminess during the Little Ice Age at Lista. Based on these findings, aeolian activity at Lista and the sedimentation regime in Kviljobukta during the mid-to-late Holocene is believed to be simultaneously affected by large-scale atmospheric and ocean circulation patterns in the Northeast Atlantic region and local controlling factors, such as topography and sediment availability.

INNHALDSLISTE

1. INNLEIING	10
2. OMRÅDEBESKRIVING	12
2.1 GEOGRAFI	12
2.1.1 PLASSERING OG GEOMORFOLOGI	12
2.1.2 TIDEVATN OG BOTNTOPOGRAFI	17
2.2 GEOLOGI	18
2.2.1 BERGGRUNN	18
2.2.2 LAUSMASSAR	19
2.2.3 HAVNIVÅ OG DEGLASIASJONSHISTORIE	20
2.3 KLIMA	23
2.3.1 DAGENS KLIMA	23
2.3.2 KLIMAPROGNOSAR	28
2.4 EKSISTERANDE FORSKING	29
3. TEORETISK RAMMEVERK	32
3.1 EOLISK AKTIVITET	32
3.2 STORMAKTIVITET OG EKSTREMVÊR	34
3.3 HAV OG ATMOSFÆRISK SIRKULASJON	34
3.4 HOLOSENE KLIMAVARIASJONAR	36
4. METODAR	39
4.1 FELTMETODAR	39
4.1.1 KVARTÆRGEOLOGISK KARTLEGGING	39
4.1.2. LOGGING AV SNITT	40
4.1.3 KJERNETAKING	41
4.2 SEDIMENTANALYSAR	41
4.2.1 DATATOMOGRAFI	41
4.2.2 MAGNETISK SUCEPTIBILITET	44
4.2.3 GLØDETAP	44
4.2.4 GEOKJEMISK ANALYSE	45
4.2.5 RADIOKARBONDATERING	46
4.2.6 EOLISK INFLUKS	47
4.2.7 PARTIKKELANALYSE	48
5. RESULTAT	51
5.1 KVARTÆRGEOLOGISK KARTLEGGING	51
5.2 LOGGING AV SNITT/ DYNSTRATIGRAFI	58
5.3 TERSKELANALYSE	59
5.4 PRESENTASJON OG TOLKING AV KVILU-219	61
5.4.1 EINING A: 110–104 CM	65
5.4.2 EINING B: 104–75 CM	66
5.4.3 EINING C: 75–67 CM	67

5.4.4 EINING D: 67–59 CM	68
5.4.5 EINING E: 59–53 CM	69
5.4.6 EINING F: 53–0	70
5.5 PARTIKKELANALYSE	73
5.6 KRONOLOGI OG ALDERSMODELL	76
6. DISKUSJON	79
<hr/>	
6.1 GEOMORFOLOGI	79
6.2 DYNSTRATIGRAFI	83
6.3 MINEROGEN INFLUKS TIL KVILJOBUKTA	84
6.4 METODEEVALUERING	85
6.4.1 DATERING OG ALDERSMODELL	86
6.4.2 TERSKELANALYSE	86
6.4.3 MORFOLOGI	87
6.4.4 XRF	87
6.4.5 GLØDETAP OG MAGNETISK SUSCEPTIBILITET	88
6.4.6 REGRESJONSANALYSE	89
6.4.7 EOLISK INFLUKS (ASI)	90
6.5 REKONSTRUKSJON AV EOLISK AKTIVITET OG STORMHENDINGAR	91
6.6 ANTROPOGENE LANDSKAPSENDRINGAR	93
6.7 EOLISK AKTIVITET OG KLIMA	95
7. KONKLUSJON	102
<hr/>	
8. REFLEKSJONAR OG TANKAR OM VIDARE ARBEID	103
<hr/>	
REFERANSAR	105
<hr/>	

Figurliste

Figur 2.1 Studieområdet si geografiske plassering.	13
Figur 2.2 Utbreiing av sanddyneområde på Lista. Henta frå Høiland 1974.	15
Figur 2.3 To ulike kart som syner Nesheimvatnet før senking i 1918. A: 1857 og B: 1893. Henta frå Kartverket.	16
Figur 2.4 Storleik og dreneringsmønster på Nesheimvatnet før og etter senking i 1918.	16
Figur 2.5 Havbotntopografi for området utfor Nesheim- og Kviljosanden. Djupnekonturar basert på sjøkartnull. Kartgrunnlag frå Mareano (2021).	17
Figur 2.6 Oversikt over bergartar i studieområdet. Berggrunnsdata frå NGU.	18
Figur 2.7 Kart over Lista med rekonstruert ismargin under Listatrinnet. Henta frå Prøsch-Danielsen (1997).	21
Figur 2.8 Kart over Listahalvøya med middelasstand fem meter høgare enn dagens. Dette førekom truleg for ~7–5000 år sidan. Modifisert frå Fredin (mfl. 2015).	22
Figur 2.9 Kart over isobasar som syner havnivå basert på isolasjonsbasseng. Henta frå Romundset (mfl. 2015).	23
Figur 2.10 Frekvensdiagram for vindstyrkar målt ved Lista fyr målestasjon siste 80 år. Data frå Meteorologisk institutt (u.å.).	25
Figur 2.11 Frekvensdiagram for vindstyrkar målt ved Lista fyr målestasjon siste 30 år, fordelt på sesong. Data frå Meteorologisk institutt (u.å.).	26
Figur 2.12 Variabilitet i vindretning per år ved Lista fyr målestasjon (1931–2020). Data frå Meteorologisk institutt (u.å.).	27
Figur 2.13 Årleg potensiell transport av flygesand (1931–2020) oppgeve i VU. Data frå Meteorologisk institutt (u.å.).	28
Figur 2.14 Totalt driftpotensial fordelt å sesong. Data frå (1931–2020), henta frå Meteorologisk institutt (u.å.).	28
Figur 2.15 Oversikt over område i Nord-Europa kor holosen stormaktvitte har vorte studert basert på dyner og flygesand i innsjøsediment.	31
Figur 3.1 Skjematisk framstilling av eoliske prosessar. Modifisert frå Pye & Tsoar (2009:2)	32
Figur 3.2 Forenkla framstilling av ulike formar for eolisk transport av materiale. Modifisert frå Sulebak (2007:259)	33
Figur 3.3 Forenkla modell som syner endringar i jetstraum som følger av trykkskilnader mellom positiv og negativ NAO-fase.	35
Figur 4.1 Plassering for snitt. A: N58°07.1706 A6°67.7722. B: N58°067538 A6°70.1153	40
Figur 4.2 A: Snitt i haugforma terreng. B: Snitt i fordyne	41
Figur 4.3 CT-skannar ved <i>EARTHLAB</i> UiB. Bilete er teke før kjerna vart festa til stativet. Sentrale komponentar er framheva.	43
Figur 4.4 Illustrasjon av referanseseksjon inni kjerna, valt for å unngå kontaminering.	43
Figur 4.5 CoreSusc MK III Corelogger, <i>EARTHLAB</i> , UiB.	44
Figur 4.6 Glødetapsanalyse. Prøver på 0.5 cm ³ vart tekne ut for kvar 0.5 cm kjernedjupn (A) og plassert i diglar med fast rekkefølge på brett (B) og gløda i glødetapsovn (C).	45

Figur 4.7 Forenkla framstilling av hovudprinsippa i ein XRF-skannar. Modifisert frå Richter (mfl. 2016).	46
Figur 4.8 Lokalitetar for kjeldeprøvar. A: Eolisk dyne (N58`04.5493 A6`41.3703) teke i fordyne SSV for Kviljobukta. B: Marin sand (N58`04.1240 A6`41.3703) frå Kviljosanden.	48
Figur 4.9 Kjeldeprøvar sortert etter kornstorleik frå >500 µm til >63 µm	49
Figur 4.10 Morphologi G3 partikkel analysator.	49
Figur 4.11 A: Måleskei med 11 mm ³ prøvemateriale, B: Prøvekammer og spreingsylinder sett ovanifrå.	50
Figur 5.1 Illustrasjon av høgdeforskjellar på Listahalvøya. Ein tydeleg overgang frå lausmassar til fast fjell er markert.	51
Figur 5.2 Funn av rombeporfyr i bakkant av Lista fyr	53
Figur 5.3 Eksponert materiale i ryggform ved Kviljo. Runda og sortert materiale. N58`04. 6804 A6`41.4421	53
Figur 5.4 A: Eksponert snitt med sortert stratigrafi. B: Esker ved Nesheim (N58`04.1677 A6`40.1677) C: Same esker som B, foto teke frå motsett retning. Henta frå Andersen (1960:85)	54
Figur 5.5 Eoliske haugforma avsetningar ved Kviljo er markert. Raudt merke syner lokalitet for stratigrafisk undersøking. Bilete teke mot NA.	56
Figur 5.6 Kartlag Sørlandet 2014 og Lista 1956	57
Figur 5.7 Snitt A, stratifiseringar i sand	58
Figur 5.8 A: Plassering av snitt i fordyne markert med raudt. B: snitt med homogent materiale	59
Figur 5.9 A: Resultat frå CT-analysen I gråskalaverdiar. B: resultat frå terskelanalysen, kor blått reflekterer minerogene partiklar >250 µm	60
Figur 5.10 A: Antal teljingar av pikslar med gråskalaverdi over 2550, plotta mot kjernedjupn. B: logaritimsk skala	60
Figur 5.11 Minerogene partiklar per cm ³ . Blå linje syner antal partiklar >250 µm, medan raud syner vekt av partiklar 125–250 µm. Plotta mot kjernedjupn	62
Figur 5.12 Meir detaljert bilete av mengda minerogene partiklar >250 µm per cm ³ . Plotta mot kjernedjupn.	62
Figur 5.13 Magnetisk susceptibilitet, DBD, vassinnhald, glødetap samt inc/coh for KVILU-219 plotta mot kjernedjupn	63
Figur 5.14 Utvalde element frå geokjemisk analyse plotta mot kjernedjupn. Illustrasjon av einingar og resultat frå CT-skanning ligg ved.	64
Figur 5.15 Eining A. A: Resultat frå terskelanalyse. B: Resultat frå CT-skanning, kor raudt reflekterer materiale med høg tettleik relativt til matriks. C: Foto av eininga.	65
Figur 5.16 Eining B. A: Resultat frå terskelanalysen. B: Foto av eininga	66
Figur 5.17 Eining C. A: Resultat frå terskelanalysen. B: Foto av eininga	67
Figur 5.18 Eining D. A: Resultat frå terskelanalysen. B: Foto av eininga	68
Figur 5.19 Eining E. A: Resultat frå terskelanalyse. B: Resultat frå CT-skanning, kor raudt reflekterer materiale med høg tettleik relativt til matriks. C: Foto av eininga.	69
Figur 5.20 Plassering for Skjolnesmyra og Kviljobukta	70
Figur 5.21 Eining F. A: Resultat frå terskelanalysen. B: Foto av eininga	71

Figur 5.22 Parametrar frå klassifisering av partiklar. A: Omkrets av partikkel visualisert ved svart strek. B: Omkrets av den konvekse omhylning visualisert i svart. C: Arealet av partikkel. D: Areal av den konvekse omhylning.	74
Figur 5.23 Skjermdump frå morphologi G3 software. Syner alle partiklar i prøva frå 110 cm kjernedjupn, sortert på intensitet. «sedimentklump» er framheva.	74
Figur 5.24 Ulike parametrar frå Morphologi G3 partikkelanalyse illustrert i eit scatterplot. Soliditet og konveksitet er plotta mot sirkularitet.	75
Figur 5.25 Aldersmodellar for KVILU-219. Kalibrerte aldrar er plotta mot kjernedjupn. A: Lineær regresjon, B: Cubic spline plot	77
Figur 5.26 Aldersmodell for KVILU-219 + alder for tsunamiavsetning frå Romundset (mfl. 2015). 'Slump' er inkludert.	78
Figur 5.27 Sedimentasjonsrate for KVILU-219. Sedimentasjonen gjennom tsunamilaget er konstant.	78
Figur 6.1 Distribusjon av innsjøar på Lista	80
Figur 6.2 A: Relativ havnivåkurve for Lista, basert på fire ulike studiar. B: Relativ havnivåkurve for Lista basert på 5 isolasjonsbasseng studert av Romundset (mfl. 2015). Båe figurar er henta frå Romundset (mfl. 2015).	82
Figur 6.3 Årsnedbør dei siste 60 år ved Lista fyr målestasjon. Data frå Meteorologisk institutt (u.å.).	84
Figur 6.4 Støy frå terskelanalyse i øvre del av KVILU-219 visualisert i blått	87
Figur 6.5 Korrelasjon mellom resultat frå terskelanalyse og antal partiklar >250 µm i heile KVILU-219	89
Figur 6.6 Korrelasjon mellom resultat frå terskelanalyse og partiklar >250 µm i lakustrin del av KVILU-219.	90
Figur 6.7 Eoliske intervall basert på ASI, vekt av partiklar 125–250 µm og terskelanalyse, plotta mot djupn. Estimerte aldrar er oppgjeve for kvart intervall.	92
Figur 6.8 Aldrar på antekne avskogingsperiodar og danning av hede- og slettelandskap samt permanente innmarksbeiter for Lista. Modifisert frå Hagestøl & Prøsch-Danielsen (2006).	94
Figur 6.9 Lokalitetane som ligg til grunn for samanstillinga av HSP. Henta frå Sorrel (mfl. 2012)	96
Figur 6.10 Basert på Eolisk aktivitet frå CT-data og ASI er eoliske intervall identifisert (blå boksar). Grå boksar representerer holosene stormperiodar frå ei rekkje lokalitetar i Nord-Europa er samanstillt av Sorrel (mfl. 2012). Rekonstruert NAO-indeks frå Olsen mfl. (2012) samt rekonstruert vinternedbør basert på bre-proxyar langs norskekysten av Bakke (mfl. 2008) er òg plotta langs tidslina. Gule boksar tilsvarar blå boksar.	97

Tabelliste

Tabell 2.1 Gjennomsnittleg temperatur og nedbør per månad for Lista fyr målestasjon. Klimaperiode AD 1961–1990. Blå kolonner representerer vintermånader, medan gule er sommarmånader. Data frå Lista fyr målestasjon, sta. nr. 42160. Henta frå meteorologisk institutt (u.å.).	24
---	----

Tabell 5.1 Korrelasjon mellom sedimentparametrar i KVILU-219	73
Tabell 5.2 Resultat frå Morphologi G3 partikkelanalyse	73
Tabell 5.3 Radiokarbondateringar frå KVILU-219	76

Vedlegg

Vedlegg 1 Kvartærgeologisk kart over Lista, Sør-Noreg

Vedlegg 2 Kvartærgeologisk kart over Kviljo, Lista, Sør-Noreg

1. Innleiing

Med si lange kystlinje og plassering nord i Atlanterhavet er Noreg sårbart for stormar og ekstremvêr. For kystnær infrastruktur, økosystem og busetjing kan kraftige vindar, ekstremnedbør, stormflo og store bølger medføre vesentlege øydeleggingar. I perioden 2010–2019 vart 30 mrd. kroner utbetalt i erstatning for natur- og vêrskadar, og ein tredel av disse til flaum, stormflo- og stormrelaterte skadar (Norsk naturskadepool, 2020). Norsk naturskadepool har utbetalt erstatning i sambinding med naturskadar sidan 80-talet, og sidan oppstart har 76 % av utbetalingar gått til storm- og orkanrelaterte hendingar.

Klimaregimet i nordatlanten er under sterk påverknad av storskala atmosfæriske og oseaniske sirkulasjonsmønster (t.d. Clarke & Rendell, 2009; Clemmensen mfl., 2009; Dawson, A. mfl., 2004). Dette spelar seg ut i haust- og vinterstormar som følger av synoptiske lågtrykk på veg gjennom den nordatlantiske stormbanen (Mölter mfl., 2016). Klimamodellar anslår at lågtrykksaktiviteten i nordatlanten kan gjennomgå eit nordgåande skifte, som vil medføre kraftigare stormar og hyppigare ekstremvêr på våre breiddegrader (Barcikowska mfl., 2018; Wang mfl., 2009). Intensitet og frekvens av ekstremvêr, samt posisjon av stormbanar er i stadig endring. Med stigande global gjennomsnittstemperatur teke i betraktning vil dette kunne eskalere med ukjent omfang i framtida (Dawson, A. mfl., 2004; Mölter mfl., 2016). Med ujamne mellomrom vert Noreg råka av stormar med høg intensitet, som medfører store skadar på økosystem, infrastruktur og menneske. I framtidas klimatilpassing har kjennskap til fortidas stormvariabilitet høg relevans, då tilpassingsstrategiar og arealplanlegging må evne å handtere ei auka belastning.

Ei brei forståing av paleoklimatologi, læra om klima før instrumentelle målingar (Bradley, 2015:1), er ein føresetnad for å sjå framtidige samanhengar mellom klimaendringar og endringar i stormaktivitet. Kartlegging av intensitet og frekvens på stormar har ved hjelp av proxydata bidrege til kunnskap som rekk mange årtusener tilbake i tid. I studiar av paleoklima må ein ta særskild omsyn til antropogene miljøendringar, då mange naturlege signal har vorte endra som følger av menneskeleg aktivitet. I område med mykje vindaktivitet vert sand remobilisert, som resulterer i tidvis høg sanddrift. Slike område er av interesse då bevart sand i form av dynestratigrafi og sedimentkjerner har vist seg å fungere som proxy for tidlegare vindklima (Björck & Clemmensen, 2004; De Jong mfl. 2006, 2007a, b; Nielsen mfl. 2016a, b).

Denne studia tek for seg dynestratigrafi og sedimentasjon av flygesand i innsjøsediment, i håp om å identifisere stormvariabilitet gjennom holosen ved Lista i Sør-Noreg. Hovudmålet med studia vil vere å belyse følgande problemstillingar:

- På kva måtar kan ein oppnå informasjon om eolisk aktivitet basert på lakustrine sediment og dynestratigrafi?
- Korleis har stormaktiviteten på Lista variert frå midten av holosen og fram til i dag?
- Kan stormaktiviteten ved Lista sjåast i samanheng med større regionale og globale sirkulasjonsmønster?

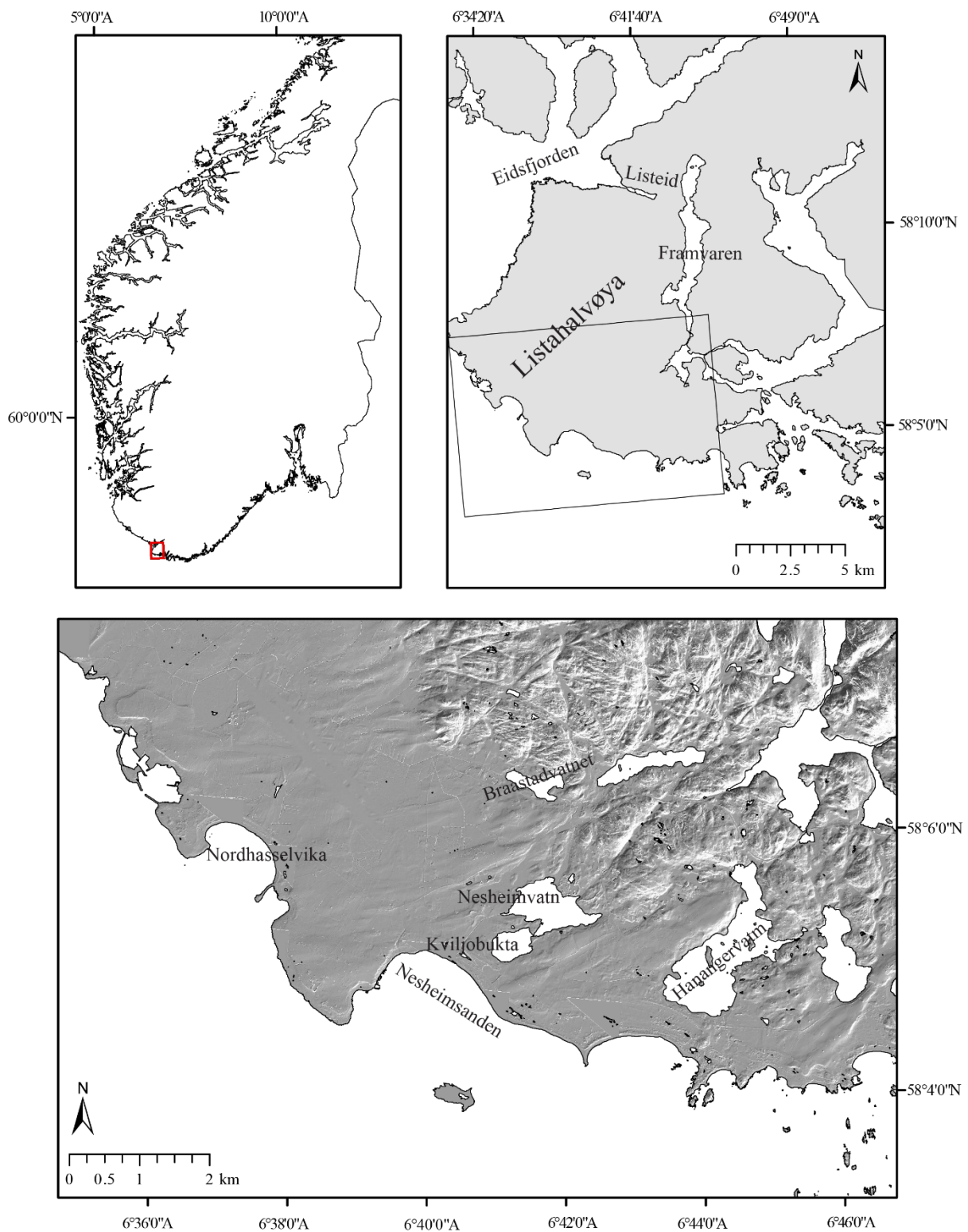
2. Områdebeskriving

I følgende kapittel vil studieområdet verte presentert, med hovudvekt på geografi, geologi, deglasiasjonshistorie og havnivå.

2.1 Geografi

2.1.1 Plassering og geomorfologi

Studieområdet ligg i Farsund kommune i Agder, ~25 km i luftlinje nordvest for Noregs sørlegaste punkt (figur 2.1). Området Lista utgjer i hovudsak ei halvøy, som grenser til fastlandet ved Listeid, som er rundt ein kilometer breitt. Listeid ligg aust for Eidsfjorden, som er ein fjordarm av Listafjorden. På austsida grensar halvøya til Framvaren, ein djup fjord med NS retning. I tillegg dekker Lista eit mindre område nord for Eidsfjorden, samt eit område aust for Framvaren. Lista grenser til Herad i nordaust og Spind i søraust, og Nordsjøen i vest og sør.



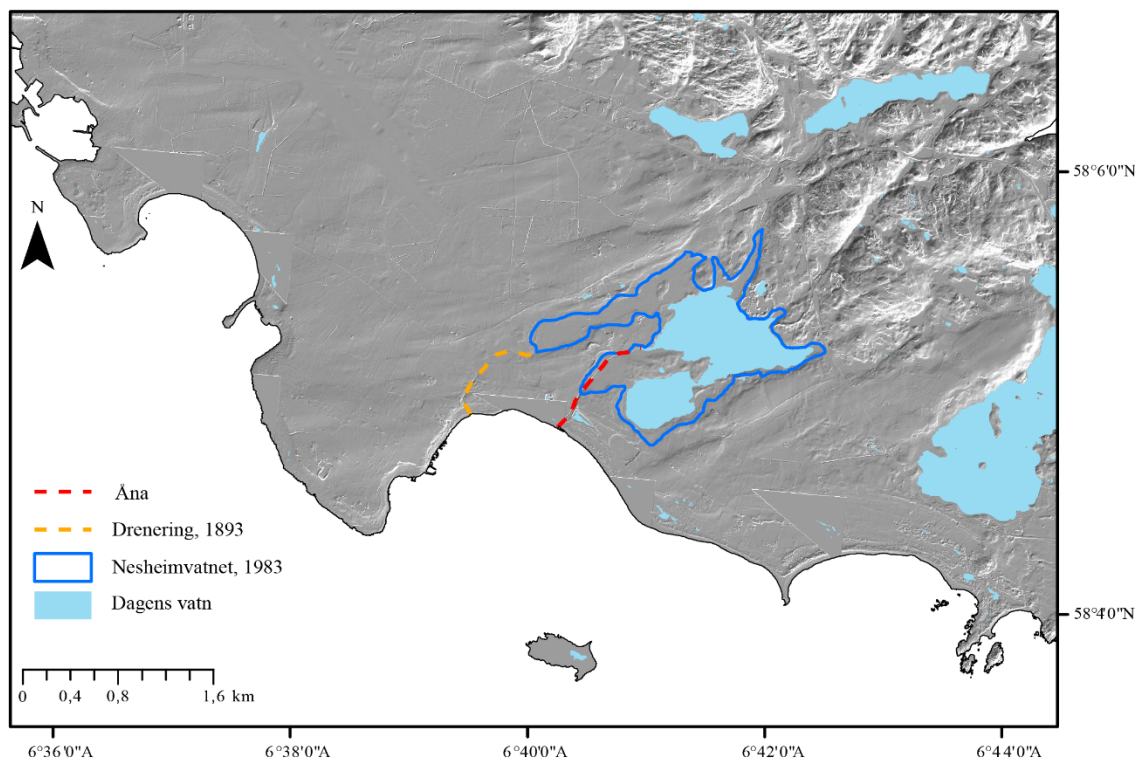
Figur 2.1. Studieområdet si geografiske plassering.

Studieområdet er på Listahalvøya, og i hovudsak innskrenka til «Flatlista», som er den sørlege delen av halvøya (Bjørlykke, 1929:6; Øyen, 1926:15). Halvøya har to dominerande landskapsbilete, åtskilt ved ein relativt brå topografisk overgang. Geomorfologien i området er eit resultat av ulike bergartar i berggrunnen, deira lagdeling og folding, forkastningar og sprekkar, samt på kva måte is har erodert berggrunnen (Andersen, 1960; Gjessing, 1978). Listahalvøya har eit variert landskap, som ber preg av periodar kor ulike geomorfologiske krefter har fått verke. Berggrunn- og heilandskap er eksponert i nordaust, med fjelltoppar som strekk seg opp mot 364 m o. h. Mot sør skil Flatlista seg ut med sin flate karakter. Flatlista utgjer eit ~3.5 km breitt belte bestående av lausmassar med lite oppstikkande fjellparti, og med høgder over havet <40 m. Flatlista er vidare karakterisert av landskapsformer med stor variasjon, frå kilometerlange sanddyner langs kysten, til glasialt avsette ryggar og haugar som ligg spreidd. Ein finn og store våtmarkssystem, dynelandskap og dynetrau, sletteland, og myr på Flatlista, og ein vesentleg del av arealet er naturvernreservat i dag. Vegetasjonen i området består i hovudsak av lynghei og lauvskog, i tillegg til marehalm i dyneområde.

Den karakteristiske skjergarden som finn stad over heile Sørlandet finst ikkje utfor Lista, noko som gjer at kystlinja med lange strender skil seg frå kringliggande kystlandskap. I tillegg gjev dette ei sterk eksponering for hav og vêr. Langs kysten finst titals kilometer med sandstrender og rullesteinsstrender. I bakkant finn ein noko kupert dyneterreng, som er stabilisert av marehalm og øvrig vegetasjon. Områda vert i stor grad brukt til beiteområde, landbruk og busetjingar. Deflasjonsgroper finst og ei rekke stader i terrenget kor vegetasjonen er riven bort, noko som vitnar om ei tidvis aktiv sanddrift under dei rette høva. I studieområdet er det til saman ~10 km med sandstrender langs kysten, frå Lomsesanden i aust, via Husebysanden, Haviksanden, Kviljosanden, og Nesheimsanden til Nordhasselvika i vest (figur 2.2).



Figur 2.1. To ulike kart som viser Nesheimvatnet før senking, og drenering ut i havet via Kådesanden. Kart A er utarbeidd av F. Næser i 1857 B:1893. Båe er lasta ned frå kartverket. Kart B har høgst detaljnivå, og er utgangspunkt for figur 2.4.



Figur 2.2. Storleik og dreneringsmønster for Nesheimvatnet før og etter senking i 1918.

2.1.2 Tidevatn og botntopografi

Høgaste og lågaste astronomiske tidevatn (HAT og LAT) viser til høvesvis høgaste og lågaste moglege vasstand ein stad, utan påverknad frå vêret (Kartverket, 2020). Dei viktigaste meteorologiske forholda som spelar inn på vasstanden er lufttrykk og vind, kor høgtrykk fører til lågare vasstand, medan det motsette er tilfelle i ein situasjon med lågtrykk. Forskjellen mellom høgaste og lågaste astronomiske tidevatn ved Farsund er ~ 35 cm, kalkulert ut frå HAT og LAT ved Helgeroa i nærleiken av Larvik. Verdiane for Farsund er gjevne ved ein høgdekorreksjonsfaktor på $0.56 + 10$ (Kartverket, 2020). Som følger av at tidevatnvariasjonane er beskjedne på strekninga Lista–Jæren, vert ikkje tids- og høgdekorreksjonar for denne strekninga oppgjevne tidevasstabellar. Grunnlaget er at usikkerheita vert for stor i forhold til tidevatnvariasjonane (Kartverket, 2020). Figur 2.5 syner djupnekonturar for området utfor kysten til sentrale delar av feltområdet. Djupnekonturane er basert på sjøkartnull, som på Sørlandet er noko lågare (20 cm) enn LAT grunna stor påverknad frå meteorologiske forhold, som fører til at tidevatnet i periodar ligg under LAT. Undervasstopografien aukar sakte og gradvis frå kysten mot havet, før djupna stupar rundt 2 km frå kysten og ned mot Norskerenna, som er ~ 400 m djup utfor Lista.



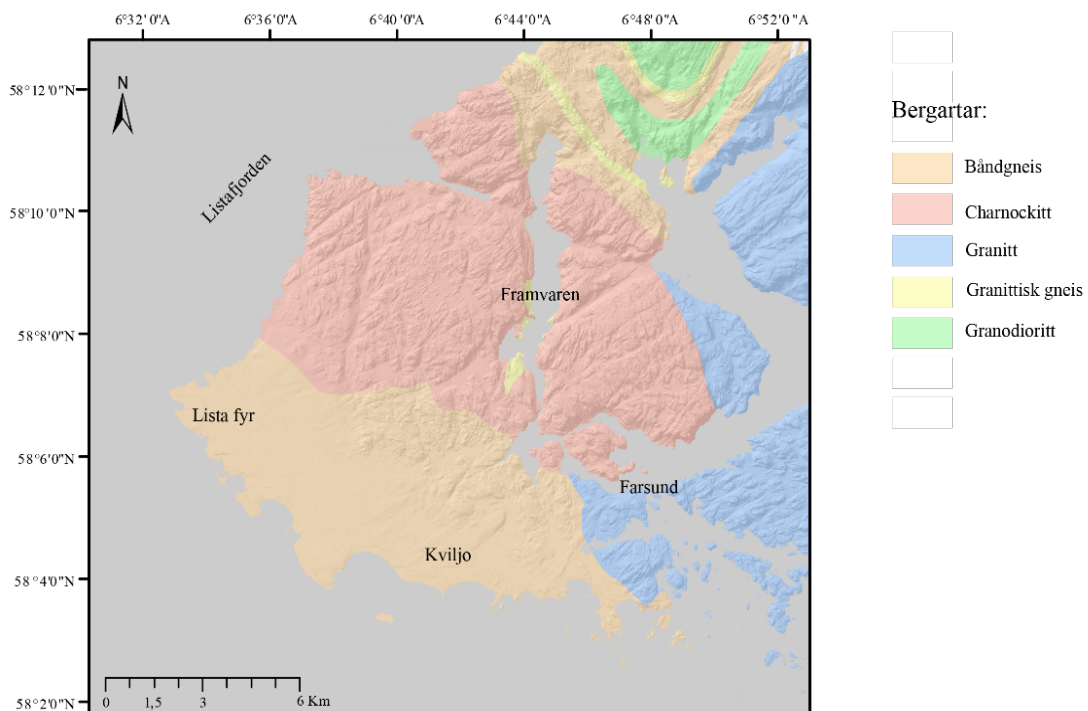
Figur 2.5. Havbotntopografi for området utfor Nesheim- og Kviljosanden. Djupnekonturar basert på sjøkartnull. Kartgrunnlag henta frå Mareano (2021).

Sjølv om det astronomiske tidevatnet ved Sørlandet er relativt jamt, kan meteorologiske forhold medføre store svingingar. I situasjonar med sterk pålandsvind vil vatn verte stua opp langs kysten, og potensielt resultere i stormflo ved høg nok energi. Ekstrem vasstand kan førekomme i nipp-periodar, så vel som i spring-periodar her, då astronomiske forskjellar er svært små.

2.2 Geologi

2.2.1 Berggrunn

Sør-Noreg er ein del av det norske grunnfjellsområdet, som i stor grad består av prekambriske gneisar og granittar (Middlemost, 1968). Dei ytre delane av Lista består av gneis, medan det i hovudsak er granittar i dei meir sentrale delane (figur 2.6). Granittane i området er kjend som den lokale bergarten farsunditt, som er ein del av det prekambriske fennoskandiske skjoldet (Middlemost, 1968). Farsunditten dekkjer eit område >400 km², og vart først namngjeven i 1896 (Middlemost, 1968). Farsunditten er motstandsdyktig, og har i mindre grad en gneisen vorte erodert av brerørsle. Bergarten har bestanddelar av kvarts, feltspat og glimmer, samt innhald av pyroksen (Falkum mfl., 1979)



Figur 2.6. Oversikt over bergartar på Listahalvøya. Berggrunnsdata er henta frå NGU.

Det vert skild mellom lys og mørk farsunditt. Den lyse er eldst, og vert kalla hornblendegranitt (vert òg omtala som « Lyngdal Granitt» av Falkum mfl., 1979). Hornblendegranitten (blå farge i figur 2.6) dominerer heilt aust i Farsund, innover i Spind kommune og på båe sider av

Lyngdalsfjorden (Øyen, 1926:17). Den mørke farsundtitten er kjend som charnockitt, og dekkjer eit stort område på båe sider av Framvaren, og heilandskapet i nordlege delar av Listahalvøya. Charnockitten og hornblendegranitten (mørk og lys) er båe magmatiske djupbergartar, men med ulik alder, mineralogi, tekstur og kjemisk komposisjon (Falkum mfl., 1979). Charnockitten er rundt 900 millionar år gammal, og truleg den yngste bergarten i området (Falkum mfl., 1979). Den sørlege delen av området er dominert av biotittrik båndgneis, som er sterkt glasialt erodert. Enkelte mørke lag av pyrilottitt (amfibolitt og migmatitt) førekjem, saman med enkelte lag av rosa gneis. Førekomst av tynne aluminiumlag kan tyde på at bergarten stammar frå leire, avsett i havet for meir enn ein milliard år sidan (Falkum mfl., 1979). Det har òg vorte gjort funn av bergartar frå Oslofeltet på Lista heilt tilbake til 1800-tallet (Øyen, 1926:22; Bjørlykke, 1929:11), eksempelvis rombeporfyr. Materiale har vorte frakta frå Oslofeltet til Lista via den djupe Norskerenna, kor straumar av is var transportert i weichsel (Øyen, 1926:22).

2.2.2 Lausmassar

Det finst eit relativt tydeleg skilje mellom fast fjell og lausmassar på Lista, som strekk seg frå Håle i nordvest og søraust til Maberg. I dei indre, nordaustlege delane av Listahalvøya finn ein mykje bart fjell, med stadvis tynt dekke av botnmorene. Organisk materiale som har akkumulert over tid har og danna myrer i forsenkingar i området. Sør for skiljet, på Flatlista, består lausmassane av blokkrikt morenemateriale som har vorte frakta av bre og breelvar, truleg gjennom fleire istider. Dekket er stadvis av stor mektigheit, og ei grunnboring ved Nesheim har påvist lausmassar ned til 45 meters djup (Fredin mfl., 2015). Morenematerialet gjev gode vekstvilkår, og er sjølvdrenerande grunna førekomsten av lag med grus og stein. Dette er med på å gjere Lista til ei av Noregs eldste jordbruksbygder (Løvhaug, 1997:36). Myrer har vorte danna her og, eksempelvis eit stort myrparti vest for Nesheimvatnet, kalla Hellemyra.

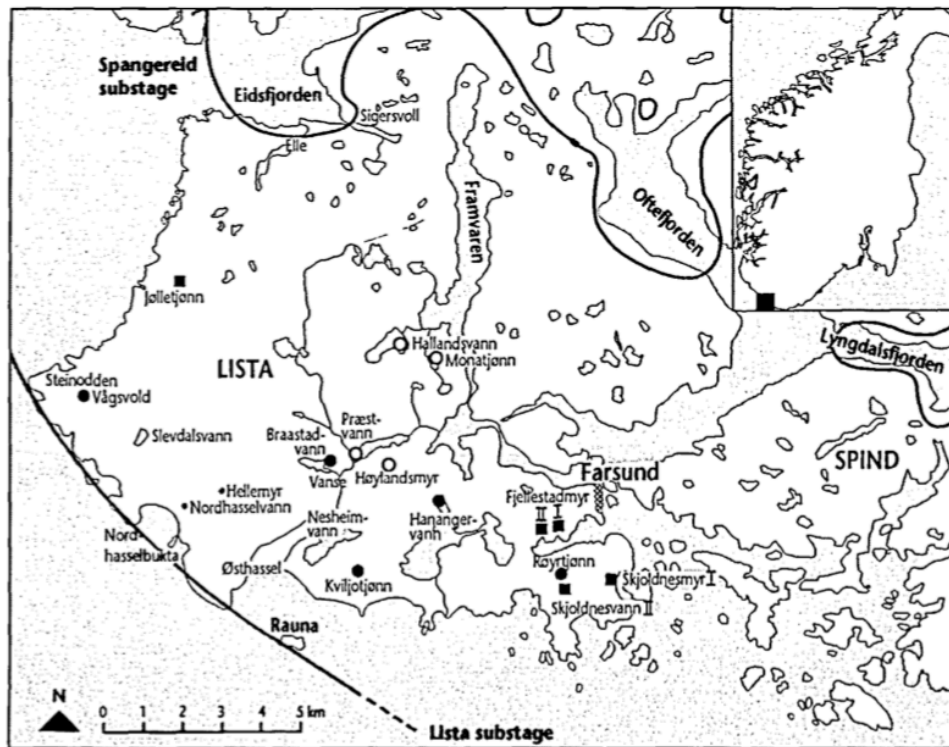
Delar av dei kvartære avsetningsformane på Flatlista er i dag øydelagd av menneskeleg påverknad, eksempelvis er ein del eskerar brukt til grustak (Moe, 2001). Eskerar og drumlinar er vanlege lausmasseavsetningar på Flatlista, og ein finn dei eksempelvis rundt Nesheimvatn. Dei glasiale og glasifluviale landformene vart avsett under Listatrinnet (~14.000 år sidan), utan å ha blitt oversvømt av påfølgande transgresjon. Lausmassane nærast kysten er eoliske og marine. Vinden har forma sanddyner som ligg spreidd i bakkant av marint strandmateriale. Marehalmen er ein viktig faktor i oppbygginga av desse dynene, då den held på sandkorna og hindrar sandflukt (Høiland, 1974).

2.2.3 Havnivå og deglasiasjonshistorie

Deglasiasjonen og havnivåendringar i området rundt Lista har vorte studert i lang tid, blant anna av Reusch (1901), Øyen (1926), Bjørlykke (1929), Andersen (1960), Hafsten (1955–1957) i Prøsch-Danielsen (1997), og Romundset mfl. (2015).

Listamorenen vert ofte omtala i samband med Listatrinnet, og er sentral i samtlige studiar av deglasiasjonen i området. Listatrinnet er det eldste israndtrinnet i avsmeltingskronologien på Sørlandet, og i følgje Andersen (1960) vart trinnet avsett for ~14.000 år sidan. Dette er truleg ukalibrerte karbonår, og ein meir reell alder vil vere noko eldre. Den eksakte alderen er imidlertid ikkje registrert, og den nemnde alderen er basert på at Listatrinnet er eldre enn Kristiansandtrinnet, kor skjel har vorte datert til ~12 550 ¹⁴C år. Det har dermed vorte antekke at Listatrinnet er eldre enn eldre dryas tid (Andersen, 1960: 62). Isfrie nunatakkar ved Homsknipa i Lyngdal har vidare vorte datert 17.000 kal. år før notid, som og tyder på at deglasiasjonen tok til endå tidlegare. Dette gjer Lista til eit av områda i Noreg som tidlegast vart isfri, og halvøya har tidlegare vore omtala som «det eldste Noreg» (Løvhaug, 1997:7).

Under Listatrinnet låg breen truleg ved ytterkanten av ei grunn hylle utfor kysten av Lista (figur 2.7), kor den har stått på havbotnen og vore noko lunde stabil. Brefronten har avsett ei stor mengde material over tid, som resulterer i Listamorenen. Listamorenen ligg 5–20 meter over det relativt flate landskapet innanfor (Andersen, 1960:58), og har dermed gjeve grunnlaget for Flatlista, eit «myrlandskap» som har vorte demma opp frå havet (Løvhaug, 1997:14). Ryggen er synleg frå Rauna i vest, som representerer den blokkrike toppen av morenen. Vidare kan den sporast via Hassel og Lista fyr, og submarint heilt opp til Jæren (Andersen, 1960:59; Klemsdal 1969). Det er ikkje observert fast fjell i moreneryggen, som dermed vert antekke å bestå i si heilskap av lausmassar (Andersen, 1960:60).

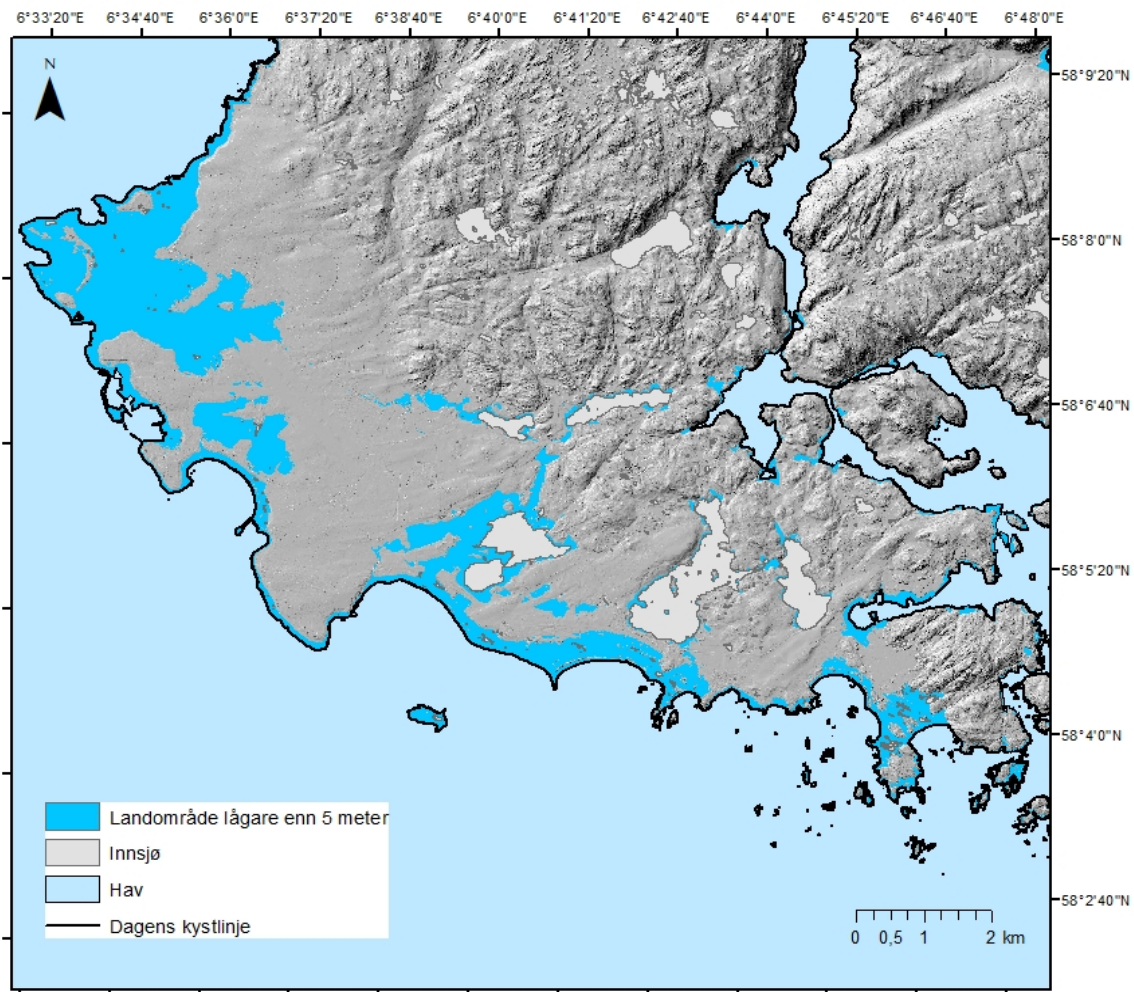


Figur 2.7. Kart over Lista med rekonstruert ismargin under Listatrinnet (Lista substage). Henta frå Prøsch-Danielsen, 1997.

Med utgangspunkt i ei rekkje observasjonar av drumlinar, ei avsetningsform med lengste akse parallell med straumretning, har isdekket bevegde seg i ei SV-NØ retning (Bjørlykke 1929:18; Holtedahl, 1988; Kristiansen og Sollid, 1989). Dette vert òg indikert ved skuringsstriper i området (Holtedahl, 1988). Desse langstrakte avsetningsformane er framleis tydelege på digitale høgdemodellar.

Med si plassering heilt ytterst mot vestkysten av Noreg, har studieområdet hatt ei svak isostatisk heving, då vekta av isdekket i weichsel var relativt låg (Andersen, 1960:97). Marin grense (MG) gjenspeglar høgaste nivå på havet relativt til landmassane i slutfasen av isavsmeltinga (Høgaas mfl., 2012). I mange område i Noreg kan MG daterast tilbake til deglasiasjonen, men dette er ikkje tilfelle på Lista. Her har det vorte konkludert med at MG vart nådd under tapestransgresjonen, som fann stad i tidleg/midt-holosen tid (~8600–7000 år før notid) (Prøsch-Danielsen, 1997; Romundset mfl., 2015). I denne perioden steig det eustatiske havnivået raskare enn landet heva seg (Romundset mfl., 2015). Nøyaktig høgde på MG i området er omdiskutert, og ei rekke studiar med ulikt datagrunnlag og metodologi føreslår nivå opp mot 13 meter over dagens havnivå. Mange hypotesar har vorte avkrefta i seinare tid, og Romundset

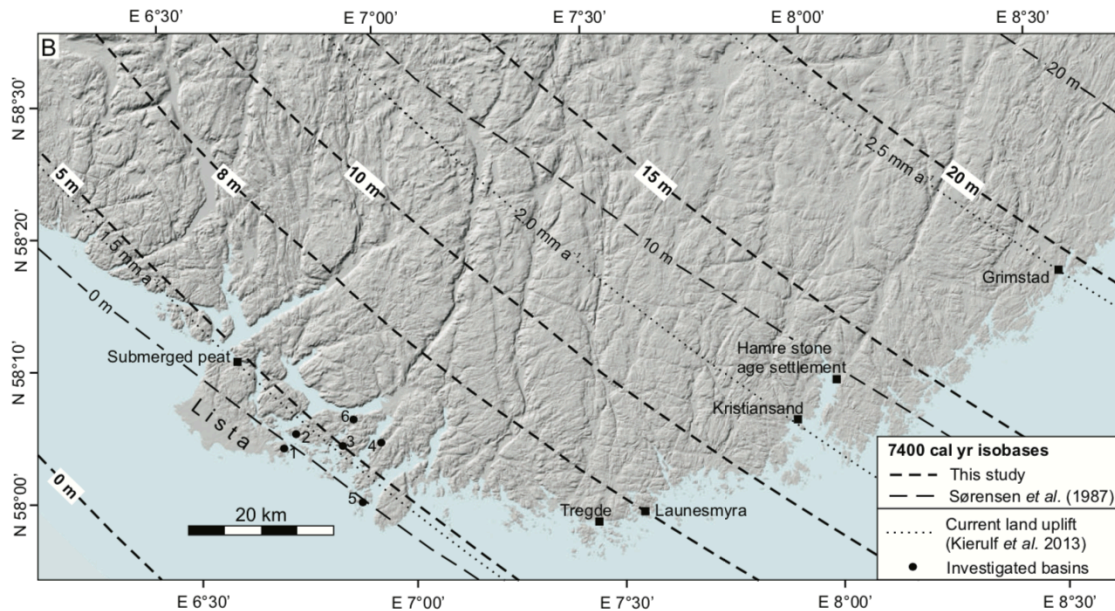
mfl. (2015) sin argumentasjon om maksimal middelasstand på ~5 meter over dagens nivå er sterk. Strandlina skal ha lagt ved denne høgda i om lag 2000 år, og mange strandvollar har vorte avsett 7–9 m o. h. under stormhendingar. Figur 2.8 syner ein forenkla modell over landskapet med fem meter høgare vasstand, som truleg var tilfelle i tidleg/midt-holosen, under tapestransgresjonen.



Figur 2.8. Kartet syner om lag korleis Lista har sett ut då middelasstanden var fem meter høgare enn dagens. Dette var tilfelle då tapestransgresjonen opphøyrd, ~7000 før notid og i ~2000 år (Romundset mfl., 2015). Modifisert frå Fredin mfl. (2015).

På Lista er strandvollar ein synleg indikator på tidlegare havnivå. Mange av vollane i studieområdet har høgt innhald av grove klaster, som indikerer at dei har vorte bygd opp under hendingar med høg energi (storm, bølger). Som eit resultat vil ryggar avsett under stormhendingar erstatte strandvollar som representerer middelasstand (Romundset mfl., 2015). Grunna uvissheita dette skapar, har isolasjonsbasseng-metoden òg vorte brukt. Kartet

(figur 2.9) framhevar maksimale transgresjonshøgder målt ved ulike lokalitetar i Sør-Noreg. Nokre plassar er datagrunnlaget spreidd over store område, som medfører varierende kvalitet. I følge Romundset mfl. (2015) er dette tilfelle for Lista som ein del av Sør-Noreg, kor isobasar òg er justert opp mot isobasar langs Sveriges vestkyst. Dette har påverknad på isobasen som går gjennom Lista, som i kartet viser til ei maksimal høgde på mellom 0–5 m.



Figur 2.9. Kart over isobasar som syner havnivå basert på isolasjonsbasseng. Henta frå Romundset mfl. (2015)

Det har imidlertid vorte diskutert om fleire transgresjonar har funne stad ved Lista i holosen (Andersen, 1960; Prøsch-Danielsen, 1997). Havnivåendringar i området vert vidare diskutert i kapittel 6.1.

2.3 Klima

2.3.1 Dagens klima

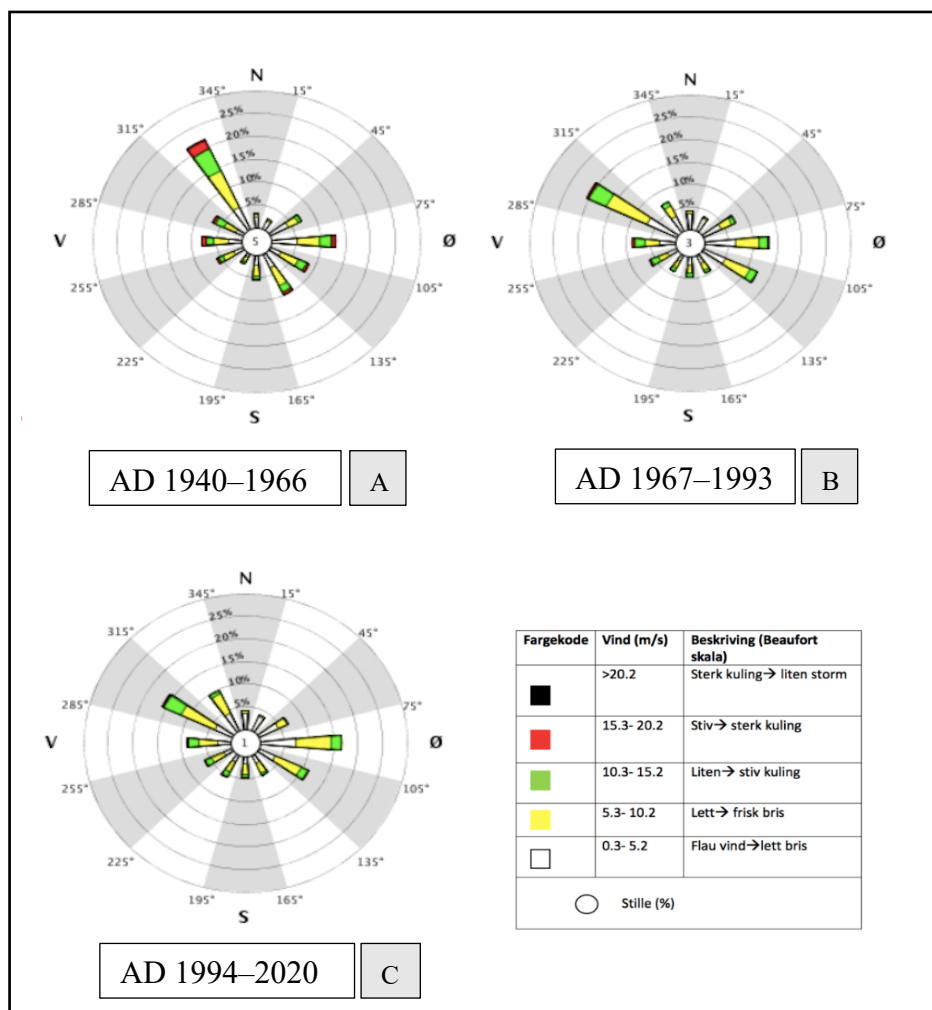
Lista er ein del av det maritime klimaregimet langs Noregs vestkyst, som vert kjenneteikna av milde vintrar og relativt varme somrar. I normalperioden 1961–1990 var gjennomsnittstemperaturen 0.5 °C i den kaldaste månaden (februar) og 14.6°C i den varmaste månaden (august). Den største delen av årleg nedbør fell seint på hausten, medan våren er den tørraste sesongen på Lista (tabell 2.1). Klimaet gjev eit gunstig grunnlag for jordbruk på Lista, med ein vekstsesong (antal dagar med døgnmiddeltemperatur over 6°C) på om lag 6.5 månader (Meteorologisk institutt, u.å).

Lista fyr målestasjon er den einaste i Farsund kommune, og har vore operativ sidan juli 1867. Fyret ligg heilt nordvest på Listahalvøya (N58'10.928 A6'56.6689), 14 meter over dagens havnivå. I byrjinga vart berre temperatur målt her, medan øvrige målingar kom til i seinare tid. Nedbørsmåling tok eksempelvis til i 1919, medan vindhastigheit først vart målt i 1931 (Meteorologisk institutt, u.å.). I dag finn ein òg besøkssenter, turistinformasjon, galleri, utstillingar og kafé ved Lista fyr.

Tabell 2.1. Gjennomsnittleg temperatur og nedbør per måned for Lista fyr målestasjon. Klimaperiode AD 1961–1990. Blå kolonner representerer vintermånader, medan gule er sommarmånader. Data frå Lista fyr målestasjon, sta. nr. 42160. Henta frå meteorologisk institutt (u.å.)

Sta.nr. 42160 Klimanormal AD 1961-1990 Lista fyr målestasjon													
Månad	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
Temp (°C)	1	0.5	2.2	4.9	9.2	12.4	13.9	14.6	12.2	9.4	5.5	2.7	7.4
Nedbør (mm)	94	61	74	58	72	67	78	107	134	151	150	101	1147
Gjennomsnittleg sommarterperatur: 13.6°C													
Gjennomsnittleg vintertemperatur: 3.1°C													

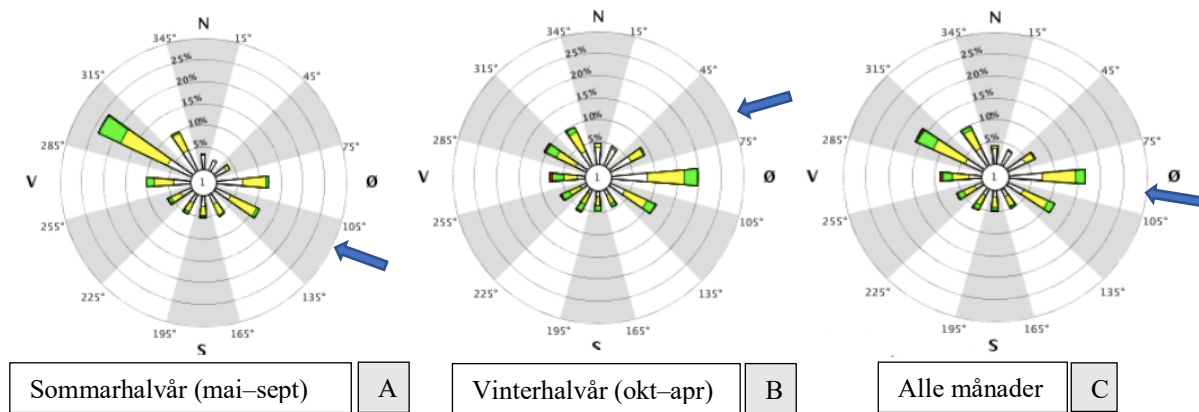
Ved Lista fyr er vindstille forhold eit unntak. Figur 2.10 syner gjennomsnittlege vindstyrkar og retning ved fyret dei siste 80 åra, delt inn i vindrosar som kvar representerer 26 år. Vindhastigheit er målt 10 m over bakken. Snittverdien for høgaste middelvind per dag (1991–2020) er 11 m/s. Dei sterkaste vindane på Lista har i heile perioden kome frå nordvest. Intensiteten frå 40-åra og fram mot i dag har imidlertid avteke.



Figur 2.10. Frekvensdiagram for vindstyrkar målt ved Lista fyr målestasjon siste 80 år, kvart diagram syner 26 år. Vindretningar er delt inn i sektorar på 30°. Frekvensfordeling av vindfart i prosent. Data frå Meteorologisk institutt (u.å.).

Figur 2.11 syner vesentlege sesongforskjellar i retning. Gjennom sommarhalvåret er nordvest den dominerande vindretninga. «Nordvesten» vert gjentekne gonger nemnt av lokale turgåarar, som hevder at dette utvilsamt er dei vindane ein legg best merke til (Pers. komm.). Gjennom vinterhalvåret opplever Lista hyppigare austavinden, medan vindane med høgast stryke framleis kjem frå nordvest. Studiar frå Jæren syner same trend, kor nord- og nordvestlege vindar dominerer i sommarsesongen, medan vinteren er prega av austavindar (Klemsdal, 1979). Vinterstormane har sterkare og høgare intensitet enn sommarstormane (figur 2.11 og 2.14) Vidare syner figur 2.11 RDD (*resultant drift direction*) som blå piler. RDD er eit mål på drift, altså i kva retning sandkorn vert transportert. Dette er knytt til vindretning (på dei sterkaste vindane), og er oppgjeve i grader (Fryberger, 1979). Data er basert på driftpotensial frå perioden

1931–2020. Gjennomsnittleg RDD for alle månader er 93° (austleg retning), for vintermånader er 68° (NA) og sommarmånader 112° (SA).



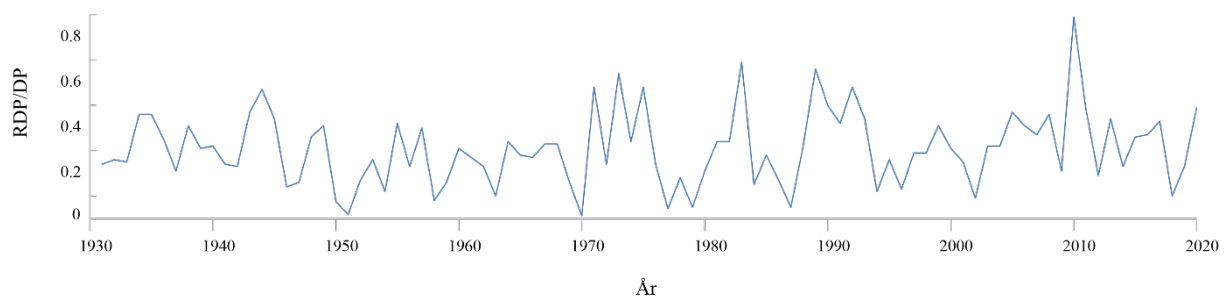
Figur 2.3. Frekvensdiagram for vindstyrkar målt ved Lista fyr målestasjon siste 30 år, fordelt på sesongar. Vindretningar er delt inn i sektorar på 30°. Frekvensfordeling av vindfart i prosent. Data frå førre klimaperiode frå Meteorologisk institutt (u.å.). Blå piler syner RDD (gjennomsnitt av grader kor vinden kjem frå, basert på data frå dei siste 90 år (1931–2020)). Figur A: RDD= 112 (sommar- jun jul aug) B: RDD= 68 (vinter- des, jan, feb). C: RDD= 93 (årleg gjennomsnitt)

Kraftigaste registrerte middelvind per døgn dei siste 30 år ved Lista fyr målestasjon fann stad under ekstremvêret Tora (30.10.2000). Høgaste middelvind på 31.4 m/s vart målt, tilsvarande *sterk storm* på Beaufort skala. Enkeltvindkast på maksimalt 38.1 m/s vart òg registrert, som tilsvarar orkan styrke på Beaufort skala. Det siste tiåret har ekstremvêret Urd i slutten av desember 2016 gjeve den sterkaste middelvinden ved Lista fyr, med middelvind på 28 m/s og vindkast opp til 36.8 m/s (Meteorologisk institutt, 2020). Ekstremvêret var resultat av eit lågtrykk som oppstod i den nordlege delen av Atlanterhavet (sør for Grønland), og utvikla seg til eit stormsenter søraust for Island (Olsen & Granerød, 2017). Vidare bevegde stormsenteret seg vest- og sørover og treffe kysten av sørvest Noreg. På Lista vart høge bølger på 20–25 meter og auka vasstand eit resultat av stormen sine herjingar.

Studieområdet (58°N) ligg i vestavindsbeltet, som har betydning for det generelle kyst- og kontinentalklimaet. Typisk vandrar lågtrykk over Atlanterhavet frå subtropiske område lenger sør, før dei treff kysten av Noreg. Polarfronten, kor kald polar luft møter varmare luftmassar frå sør, fungerer som ein stormbane som går rett over Noreg. Vindane har vestleg retning, og fører fuktig luft frå Atlanterhavet med seg inn mot vestkysten av Noreg. I vintersesongen er temperaturforskjellane sterkast, og gjev derav dei sterkaste vindane frå vest innover Lista.

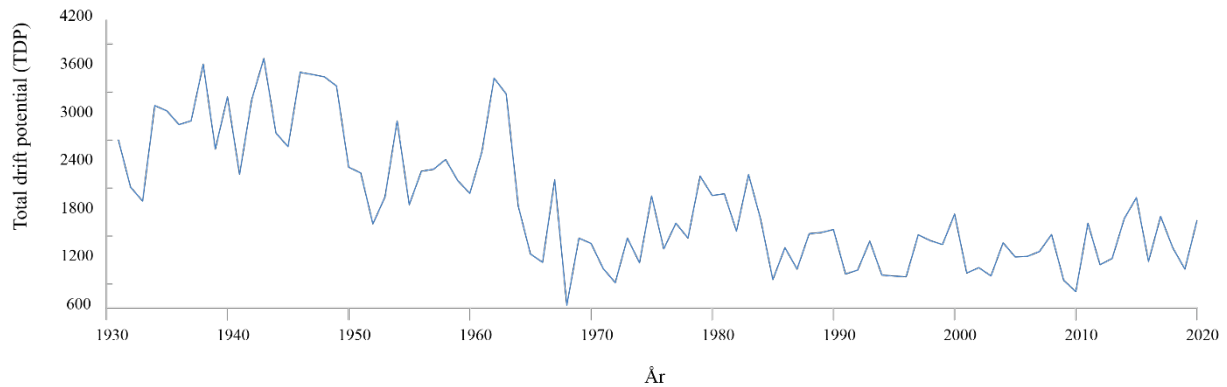
Vindforholda i Noreg er til ei viss grad utfordrande å analysere, då ei rekkje lokale ulikskapar ligg til grunn for både kort- og langtidsvariasjonar (Jonassen mfl., 2012). Gjennom tidene har prosedyrar på observasjon, samt målemetode og plassering endra seg mykje. Dette gjer lange kontinuerlege vindmålingar utfordrande. Instrumentelle og dokumenterte trendar i stormaktivitet langs atlanterhavets kyst mot Vest-Europa vitnar om at stormaktivitet syner stor variabilitet i tid og rom, med svingingar på ulike tidsskalaer (Clarke & Rendell, 2009).

Registrering av vindklima basert på instrumentelle målingar indikerer likevel endringar. I geomorfologiske studiar av kystnære miljø kor eolisk transport og sanddyner finn stad, kan det vere nyttig å definere vindklima ut frå *driftpotensial* (DP) og *resultant drift potensial* (RDP) (Fryberger, 1979). DP er eit mål på vindens styrke (potensiell transportkapasitet), og viser til den maksimale mengda sediment vinden evner å transportere gjennom eit tverrsnitt à 1 m³ per tid, og vert gjeve ved *vektor einingar* (VU) (Fryberger, 1979; Sharma, 2010). RDP er eit mål på netto mengd vindtransportert materiale som har vorte forflytt frå alle retningar. Datagrunnlaget er basert på vindfart i knop 10 meter over terrenget, og vert representert som ein verdi per år (summen av alle dagar i året). Alle målingar er frå Lista fyr målestasjon i perioden 1931–2020. Målingane tek imidlertid ikkje hensyn til nedbør, som gjev vått underlag og vesentleg reduksjon i mogleg sandflukt. Forholdet mellom RDP og DP syner variabilitet i vindretning. Ratioen svingar mellom 0 og 1, kor 0 representerer kompleks vind (multidirectional) og 1 syner eit unimodalt vindregime (Clemmensen mfl., 2014). Figur 2.12 syner retningsvariabilitet per år ved Lista fyr.



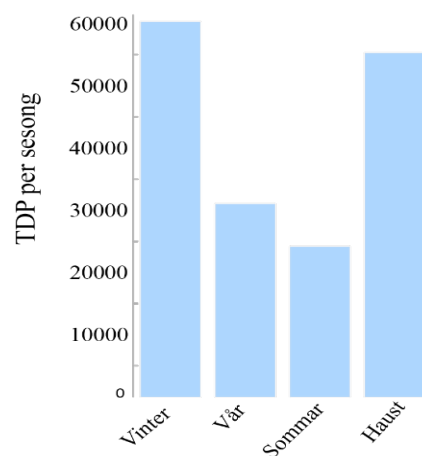
Figur 1.12 Variabilitet i vindretning per år ved Lista fyr målestasjon. Data frå 1931–2020, henta frå Meteorologisk institutt (u.å.).

TDP (*total drift potential*) viser til årleg potensiell transport av flygesand frå alle retningar. Figur 2.13 indikerer ei skifte i vindklima rundt 1965, kor verdiane stabiliserer seg på eit lågare nivå enn tidlegare.



Figur 2.13. Årleg potensiell transport av flygesand oppgjeve i VU. Data frå 1931–2020. Henta frå Meteorologisk institutt (u.å.).

På eit overordna nivå samsvarar trenden med studiar frå Jylland (Clemmensen mfl., 2014). Her vert det beskrive ein nedgang i sanddrift frå slutten av den vesle istid, som i hovudsak knytt til auka nedbørsmengder, som følger av stigande temperaturar. I første del av det 20. århundret har DP hatt ein aukande trend på Jylland, medan ein negativ trend har vore tilfellet dei siste 40 åra (Clemmensen mfl., 2014). Det vert vidare forsøkt å korrelere DP med temperaturvariasjonar, utan ein innlysande trend på kort sikt. Det kan imidlertid ikkje utelukkast at endringar i målemetode kan ha skjedd i same tidsrom som skiftet. Figur 2.14 illustrerer totalt driftpotensial fordelt på sesong. Figuren syner summen av heile tidsserien (1930–2020). Vintermånader (desember–februar) syner dei høgaste verdiane, medan sommarmånader (juni–august) indikerer eit rolegare vindklima.



Figur 2.14. Totalt driftpotensial fordelt på sesong. Data frå 1931–2020. Henta frå Meteorologisk institutt (u.å.).

2.3.2 Klimaprognosar

Norsk klimaservicesenter er eit samarbeid mellom Meteorologisk institutt, NVE, NORCE og Bjerknessenteret. Senteret utarbeider klimaprofilar for alle fylker, kor det vert gjeve eit samandrag av klima, klimaendringar og følgjande venta utfordringar. Profilane vert utarbeidd for å spreie kunnskap, og som eit hjelpemiddel i planlegging på eit overordna nivå. Mykje av

kunnskapsgrunnlaget er henta frå NCCS-rapporten *Klima i Noreg 2100*, som tek føre seg endringar som vert aktuelle innan århundret er omme (Norsk klimaservicesenter, 2017).

Årstemperaturen i Agder er berekna å auke med om lag 4°C fram mot 2100. Det er spådd at det er vintrane som kjem til å ha den største temperaturauka, medan somrane den minste. Nedbørsmengda vil òg auke mest om vinteren med om lag 10%. Endringar i vindaktivitet er meir usikre, og berekningar syner mindre endringar.

Ulike klimamodellar vert brukt til å berekne framtidig stormaktivitet over den nordatlantiske europeiske regionen (Mölter mfl., 2016). *The fourth assessment report* i IPCC oppsummerer med at ei auke i mengda drivhusgassar i atmosfæren vil føre til at stormbanar på både nordleg og sørleg halvkule vil gjennomgå eit skifte, og flytte seg i retning polane. Dette vil medføre auka stormaktivitet på høgare breiddegrader (Bader mfl., 2011). Dette er likevel ei forenkling av mange ulike scenarier knytt til ulike klimamodellar. Det eksisterer semje om at stormar vil auke i frekvens og omfang over Vest- og Sentral- Europa, med påfølgande auka skadeomfang. Pådrivet er i korte trekk større temperaturforskjellar mellom luftmassar, som gjer meir energi til lågtrykk over havet. Kraftige lågtrykk som dør ut på havet, kan i framtida kome heile vegen til kysten av Nord-Europa, og resultere i stormar og nedbør med auka intensitet.

2.4 Eksisterande forskning

Utvikling av dynesystem i kystområde har vorte knytt til stormaktivitet av dømesvis Clemmensen mfl. (2006; 2009), Nielsen mfl. (2016a, b) Dawson, S. mfl. (2004) og Aagaard mfl. (2007). Sand vert transportert og avsett av vind, som medfører at retning, frekvens og styrke på vinden spelar ei viktig rolle i korleis dynesystem utviklar seg over tid (Pye & Tsoar, 2009:7). For at dyner skal bygge seg opp er ein avhengig av gjentakande periodar med sandpålegging, åtskilt av stabile periodar kor vegetasjon får etablere seg og bidra til hindring av sandflukt (Clemmensen mfl., 2009). Undersøkingar av dynestratigrafi vil derav gjerne syne lag av flygesand med ulik tjukkeleik, avgrensa av *paleosoler* (begravd jordsmonn) (Aagaard mfl., 2007; Clemmensen mfl., 2009; Nielsen mfl., 2016a, b). Stratigrafiske undersøkingar av sanddyner gjev gode indikasjonar på stormaktivitet, då dateringar av både minerogent og organisk materiale kan bidra til å setje periodar med høg eolisk aktivitet i større kontekst (Clemmensen mfl., 2009). Det er midlertidig ikkje garanti for at stratigrafien er fullstendig, då seinare fasar med høg eolisk aktivitet kan erodere vekk etablert vegetasjon og derav eliminere

torvlag/paleosoler i ein sedimentsekvens. Som eit resultat av at dynesystem er svært dynamiske, kan det vere utfordrande å oppnå kontinuerlege og pålitelege data i form av lange tidsseriar. I geologisk målestokk vert eoliske dyner oppbygd og nedbrotne svært raskt, i tillegg til at antropogen påverknad spelar inn på signalet sedimentsekvensar syner.

Stormaktivitet i eit område har vorte tolka ut frå myr- og innsjøsediment av blant anna Björck & Clemmensen (2004), Carter & Wilson (1993), De Jong mfl. (2006; 2007), Nielsen mfl. (2016a, b) og DeVries-Zimmerman mfl. (2014). I Noreg var Blytt (1876) og Holmboe (1903) dei første til å spekulere i kor vidt sandlag i torv kunne ha eolisk opphav, basert på kjerneprøvar frå myrer i området rundt Jæren (Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009). Det er i mange tilfelle ideelt å kombinere data frå dynestratigrafiske undersøkingar med data frå lakustrine sedimentarkiv, for å oppnå meir solide indikasjonar på stormaktivitet. Lakustrine sediment er meir sensitive overfor endringar, då periodar med stormaktivitet av mindre skala vert fanga opp. Dette gjev dermed ei meir komplett tidsserie av eolisk aktivitet frå fortida (Timmons mfl., 2007). Lakustrine sediment har gjennom grundig områdekartlegging og laboratorieanalysar vist seg å gje gode indikasjonar på eolisk aktivitet, basert på influks av minerogene partiklar (Björck og Clemmensen, 2004; Sjögren, 2009, Nielsen, 2016a, b). Vidare vert niveo-eolisk transport lagt til grunn i fleire studiar for å forklare distribusjonen av dei største minerogene partiklane (>100 μm) som sjeldan vert frakta i suspensjon. Transport av korn i denne storleiken vil ofte skje på vinterstid, då vegetasjonsdekket er redusert, sedimenttilgangen høgare og underlaget tidvis meir solid (Björck & Clemmensen, 2004). For å kalkulere årleg influks av eolisk sand vert ASI (*aeolian sand influx*) brukt, gjeve ved antal korn >250 $\mu\text{m}/\text{cm}^3/\text{år}$. Basert på dette har ASI vorte brukt som proxy på vinterstormar i området. Metoden er tilsvarende SMAR-metoden (*sand mass accumulation rate*) beskriven av Sjögren (2009), som baserar seg på vekt av korn i staden for mengd. Metodane er ekvivalente, sett at dei minerogene partiklane er eolisk avsett. ASI/ SMAR som mål på niveo-eolisk aktivitet er vidare anvendt av blant anna De Jong mfl. (2006) og Nielsen mfl. (2016a, b), som syner korleis sedimentasjon av minerogene partiklar kan indikere vindklima.

Holosen stormaktivitet i nordatlantiske område har vorte studert ei rekkje stader, blant anna i Halland i sørvest Sverige av Björck & Clemmensen (2004), og De Jong mfl. (2006, 2007a, b), i Vesterålen av Nielsen mfl. (2016a, b), på Jylland av Clemmensen mfl. (2009), og på Sørøya, av Sjögren (2009) (figur 2.15). I desse studiane har auka influks av sand funne stad i periodar med eit visst samsvar. Då ei rekkje lokale forhold gjev ulike føresetnadar for influks av minerogene partiklar til innsjø/myr, tydar ei slik semje på at regionale variabilitetsmønstre i atmosfæren spelar inn.

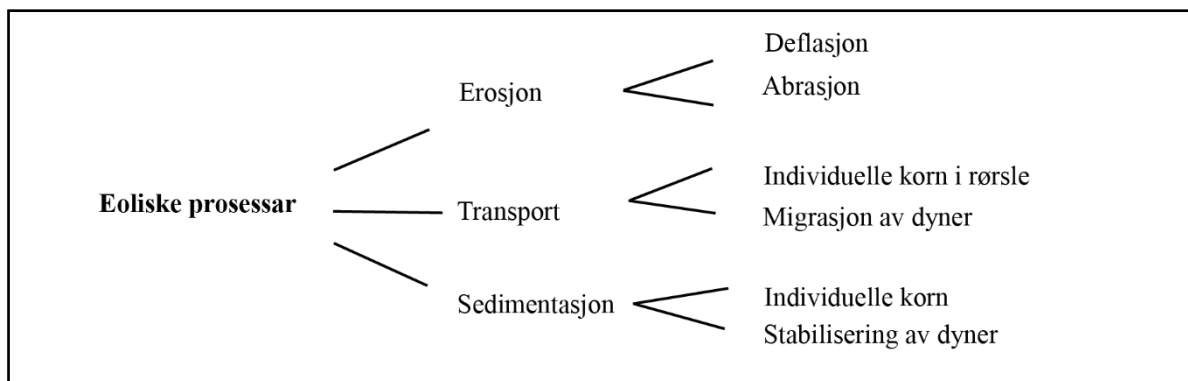


Figur 2.45. Oversikt over område i Nord- Europa kor holosen stormaktivitet har vorte studert basert på dyner og flygesand i sediment.

3. Teoretisk rammeverk

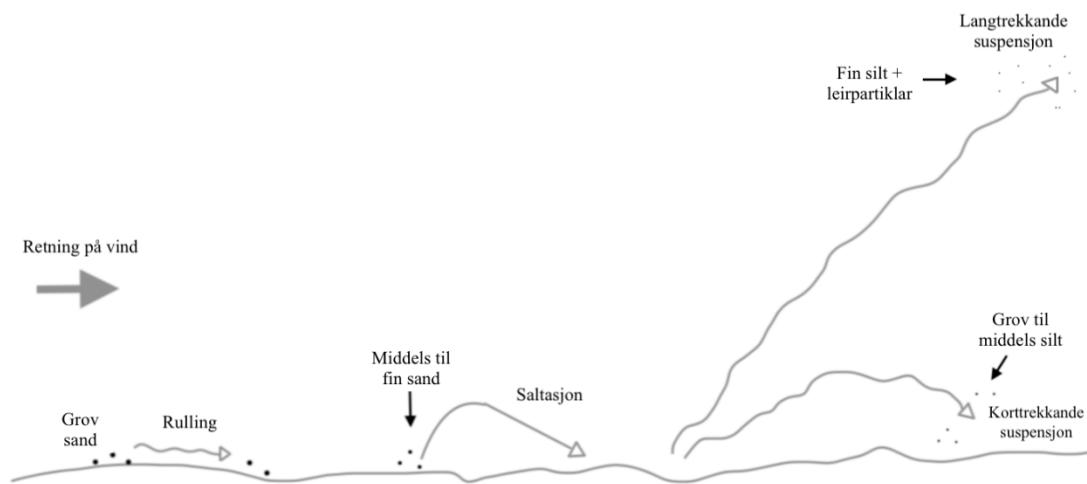
3.1 Eolisk aktivitet

Eoliske prosessar er eit samleomgrep på prosessar som omhandlar vinden sitt arbeid, i form av erosjon, transport og avsetning av materiale (Pye & Tsoar, 2009:1). Luftmassar i rørsle utgjær vind, som gjennom flytting av partiklar fungerer som ein landformdannande prosess. I hovudsak kan eoliske prosessar delast i tre; erosjon, transport og sedimentasjon, kor kvar av desse ytterlegare vert delt opp (figur 3.1).



Figur 3.1. Skjematisk framstilling av eoliske prosessar. Modifisert frå Pye og Tsoar, 2009:2.

Vinden har ein eroderande effekt på terrenget, og dette førekjem gjennom deflasjon og abrasjon. Førstnemnde førekjem i situasjonar kor jordmateriale på overflata vert fjerna/rive laust, som resultat av at kreftene som held materialet på bakken gjev etter for krafta av vinden. Abrasjon er tilfelle når dei lause partiklane ved hjelp av vind sliper ned blokk og berggrunn. Vindblåste partiklar gjev ofte eit særeige preg på terreng kor vedvarande vindstyrkar gjer suspensjon mogleg. Vinden har òg transporterande eigenskapar, anten det er individuelle korn som vert flytt på, eller om det er dyneformasjonar som migrerer over tid. Individuelle korn kan forflytte seg ved rulling, saltasjon og suspensjon (Pye & Tsoar, 2009: 1) (figur 3.2).



Figur 2.2. Forenkla framstilling av ulike former for eolisk transport av materiale. Modifisert frå Sulebak (2007:59).

Grov/medium sand vil normalt rulle langs bakken, medan medium/fin sand vil verte frakta ved saltasjon. Transportformar langs bakken avhenger av underlaget, kor lågare friksjon (jammare overflate) vil vere fordelaktig for transport av partiklar. Botntransport på vinterstid, kjend som niveo-eolisk aktivitet, har vorte observert dømesvis i Nord-Noreg (Nielsen mfl., 2016b). I slike situasjonar kor underlaget er snø- og isdekt og derav har lågare friksjon, vil underlaget fungere som glideflate for sandkorn i saltasjon (Pye & Tsoar, 2009:3; Seppälä, 2004). Niveo-eolisk aktivitet vil dermed kunne transportere sandkorn over større avstandar enn eolisk aktivitet på sommarstid. Sterkare vindstyrkar på vinteren enn sommarstid vil forsterke slik transport ytterlegare. For at sandkorn skal verte transportert via suspensjon, vil det som oftast forutsette kornstorleik på <0.06 mm (silt og leir) samt tilstrekkeleg vindhastigheit (Pye & Tsoar, 2009:1). Denne forma for transport vil kunne frakte materialet over lange avstandar, og avsetningar av slikt materiale er kjent som løss (Pye & Tsoar, 2009:3). Når vindens styrke ikkje lenger er sterk nok til å flytte materialet, vert det avsett. Ein skil ofte mellom tre hovudkategoriar av avsetningsformar; sanddyner, sanddekker og løssavsetningar. Omgrepet *flygesand* vert brukt om sandpartiklar som har vorte transportert av vind, og slikt materiale er typisk godt sortert, med matt og runda overflate (Pye & Tsoar, 2009:3). Sanddyner artar seg som ein haug- eller ryggform i terrenget, forma av avsett flygesand. Dynene varierer i omfang, frå mindre enn ein meter til fleire kilometer i utstrekning, og kan førekomme enkeltvis eller saman i eit dynefelt. Sanddekker vert brukt om akkumuleringar av flygesand, ofte med bølgerande overflate som ikkje har vorte bygd opp til dyner (Pye & Tsoar, 2009:2). Eoliske avsetningsformer er ofte svært unge i geologisk målestokk. Mange er dynamiske, medan andre er stabilisert ved vegetasjonsdekke.

Vindstyrke, retning og mengd tilgjengeleg materiale er avgjerande for eoliske avsetningar, saman med topografi, vegetasjon, havnivåendringar og antropogene inngrep i eit landskap.

3.2 Stormaktivitet og ekstremvêr

I internasjonal faglitteratur vert omgrepet 'storminess' nytta på same måte som 'stormaktivitet' vert nytta i denne studia, og viser til «the state of being stormy». Stormar vert karakterisert av sterke trykkgradientar som medfører kraftige vindstyrkar. Hendingar vert målt direkte ved instrumentelle målingar av vindstyrke eller lufttrykk ved havnivå, eller indirekte ved dømesvis stormrelaterte endringar i havnivå (Feser mfl., 2014). I breiare forstand kan stormaktivitet vise til trendar i frekvens og intensitet på vind i ein begrensa periode (Carnell mfl., 1996). Stormhendingar vert òg ofte assosiert med store øydeleggingar og kraftig nedbør, lyn og torevêr (Mesquita mfl., 2009). Vidare er stormhendingar av ulik varigheit, frå 12 til 200 timar, avhengig av geografi og sesong (Bader mfl., 2011).

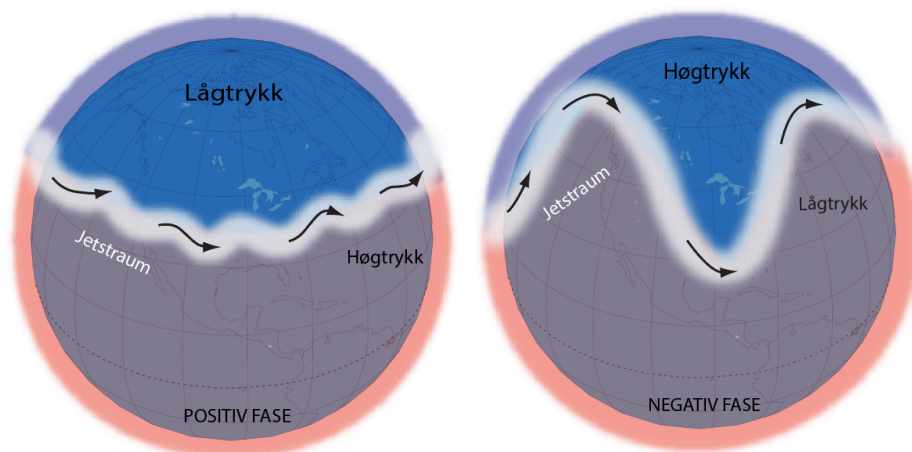
Beaufort skala er ein velkjend skala brukt for å klassifisere vindar av ulik styrke. Her vert vind med styrkar frå 20.8 m/s karakterisert som *liten storm*, medan *sterk storm* vert brukt for vindar med hastigheit på 28.5–32.6 m/s. Vidare vert sistnemnde kjenneteikna ved at dei er sjeldne hendingar med store påfølgande øydeleggingar (Yr, 2020). På fastlandet i Noreg kjem ei stormhending (høgaste middelvind pr døgn >20.8 m/s) i snitt kvar andre månad (data frå normalperiode 1991–2020) (Meteorologisk institutt, u.å.).

3.3 Hav og atmosfærisk sirkulasjon

Med si plassering ytterst i havgapet mot Nordsjøen i vest, får vêrbiletet i studieområdet mykje påverknad frå atmosfæriske og oseaniske sirkulasjonsmønstre i det nordlege Atlanterhavet (De Jong mfl., 2009; Sjøgren, 2009). Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) spelar ei sentral rolle i atmosfærisk sirkulasjon i området under dagens klimaforhold (Bakke mfl., 2008; Olsen mfl., 2012; Sjøgren, 2009; Wang mfl., 2009). NAO, som utspelar seg som eit storskala sirkulasjonssystem med relativt kortsiktige brå svingingar, verkar inn på Europeisk vinterklima i form av nedbør- og temperaturvariasjonar (Feser mfl., 2014). Svingingane tek utgangspunkt i trykkskilnader mellom eit lågtrykk over Island og eit høgtrykk over Azorene, og fluktuerar mellom positive og negative fasar (Benn & Evans, 2010:201). I periodar med positiv NAO vil ein auka trykkskilnad spele seg ut i sterkare vestlege luftstraumar, og auka stormaktivitet i

Noreg og Nord- Europa (t.d. Olsen mfl., 2012; Trouet mfl., 2012; Wang mfl., 2009). Positive fasar er òg høgt korrelert til auka frekvens på vindar frå sørvest (Burningham & French, 2013).

Styrken på den polare jetstraumen vert diskutert som ein viktig pådrivar på klimavariabiliteten over nordatlantiske område (Bakke mfl., 2008; Walter & Graf, 2005). Ein sterkare vestleg luftstram, forbunde med ein positiv NAO-fase, forhindrar jetstraumen i å meandrere, som sørger for at kalde og tørre polare luftmassar held seg ved polområda. Vidare vil ein stabil jetstruam oppretthalde ein sterk trykkgradient som medfører høgfrequente stormar av moderat intensitet over Europa. Nord-Europa vil dermed oppleve auka nedbørsrater og meir stormaktivitet, medan Sør-Europa og sørover til Midtausten opplever det motsette (t.d. Hurrell mfl., 2003). Jetstraumen vert altså svekka i ein negativ fase, som medfører at den svingar i eit bølgende mønster (figur 3.3). Polare luftmassar vert då transportert sørover, medan varmare luftmassar vert pressa nordover. Endringar i jetstraumane si utfolding vil ha innverknad på storbanevariabilitet i nordatlantiske område (Walter & Graf, 2005).



Figur 3.3. Illustrasjonen syner svingingar i jestraumen i positiv og negativ NAO-fase

Fleire studiar peikar på at NAO er knytt til styrke og retning på nordatlantiske stormbanar (Walter & Graf, 2005). Stormbanar vert referert til som «løyper» kor storskala stormar føretrekk å bevege seg (Bader mfl., 2011) Stormbanane er ikkje statiske, og vil endre seg over tid. Grunna distribusjon av landmassar og hav, samt meridionale temperaturgradientar finn ein slike regionar i nordlege del av Stillehavet og Atlanterhavet på den nordlege halvkule (Bader mfl., 2011). Lågtrykk som slår inn over Noreg kjem som regel frå sør-vest, og har bevega seg

gjennom den nordatlantiske stormbanen. Sjølv om NAO ikkje kan brukast som eit direkte mål på stormaktivitet, syner variabiliteten klare samanhengar (Sjögren, 2009; Wang mfl., 2009).

3.4 Holosene klimavariasjonar

Proxystudier er mykje brukt i beskriving av holosene klimavariasjonar i Noreg. I Vest- og Sør-Noreg har blant andre Hafsten (1963), Nesje & Kvamme (1991), Bjune mfl. (2004b), og Nesje & Dahl, (1993) rekonstruert klimavariabilitet basert på torv- og innsjøsediment med vektlegging av ulike proxyar. Proxydata, grunnlaget for paleoklimatisk forskning, vert brukt om klimaavhengige naturlege fenomen, som indirekte reflekterer klima (Bradley, 2015:2). Dette vert brukt då instrumentelle målingar ikkje strekk lenger tilbake enn til AD~1860, då Meteorologisk institutt vart oppretta i Noreg (Hanssen-Bauer mfl., 2015). Lakustrine system er eit ideelt utgangspunkt for proxystudier, då dei responderer på fysiske, biologiske og kjemiske miljøendringar, både innad i innsjø og i nedslagsfelt (Battarbee, 2000). Vidare vil dei ulike elementa i slike system kunne reflektere paleoklimatiske forhold, då miljøendringar ofte er ein funksjon av endringar i klima (Dahl mfl., 2002). Hafsten (1963) har rekonstruert klimavariasjonar på Lista ved hjelp av pollen og makrofossil frå innsjøsediment. Analysar av denne typen proxyar er velegna til å rekonstruere sommarterperatur og nedbørsmengd, då vegetasjonstypar ofte er sensitive overfor disse variablane (Bjune mfl., 2004a)

Vidare er isbrear, med sin sensitive natur overfor klimaendringar, mykje brukt i rekonstruksjon av klimavariasjonar i Noreg (t.d. Nesje & Dahl, 1993; Nesje mfl., 1994; Dahl mfl., 2002). Sedimentkjerner frå lokalitetar nedstraums frå isbrear har gjeve gode indikasjonar på brefluktasjonar i ei rekke studiar (t.d. Dahl mfl., 2003). Vidare er brear godt egna til klimarekonstruksjon då årleg massebalanse i hovudsak er eit resultat av to faktorar (nedbør og temperatur), kor baa er klimatiske (t.d. Bjune mfl., 2004; Nesje & Dahl., 1993; Nesje mfl., 1994). Studiar av breavsette landformar vil dermed gje kunnskap om massebalanse og klimaregime langt tilbake i tid.

Ved slutten av siste istid trakk isen seg tilbake frå Lista, og seinare framrykk har ikkje vore kraftige nok til å nå Lista. Det er dermed begrensa kor mykje informasjon om holosene klimaendringar ein får basert på brefluktasjonar i området. Dette kapittelet tek dermed utgangspunkt i at klimatiske trendar på Lista har eit vist samsvar med øvrige studiar av holosene

klimaendringar i Sørvest-Noreg. I tillegg vert pollen- og makrofossilanalysar frå Hafsten gått gjennom.

Inngangen til holosen vert rekna frå ~11.700 kal. år før notid, då eit meir stabilt og gjestmildt klima overtok for nedkjølinga i YD (t.d. Andersen, 1980). Tidleg holosen (11.700–9000 kal. år før notid) vert kjenneteikna ved at klimaet jamt over blir fuktigare enn før, som bidreg til betre vekstvilkår for planter (Bjune mfl., 2004). Pollenprofilen utarbeidd av Hafsten (1963) er basert på ei russarkjerne frå Høylandsmyr, søraust på Lista. I sedimenta vert ein brå stratigrafisk overgang rekna som skiljet mellom YD og holosen, kor minerogent materiale vert organisk (4.25 m djupn). Nivået vert karakterisert ved vesentleg auke i pollen frå tre, i hovudsak frå buskvekstar og bjørk. Vidare syner pollenanalysen tilbakegang i pollen frå urter og mindre buskvekstar, som trivdes på den arktiske tundraen som prega YD. I tidleg holosen legg klima til rette for danning av jordsmonn, samstundes som akvatiske produksjon aukar, identifisert ved pollen frå akvatiske artar (Hafsten, 1963). I tidleg holosen kan Kviljobukta og Hanangervatn ha vore små/nesten borte, før dei vert infiltrert av havet på eit seinare tidspunkt (Prøsch-Danielsen, 1997). Regionalt er temperaturauka i tidleg holosen eit resultat av auka solinnstråling på den nordlege halvkule (Berger, 1978) som gjev høgare temperatur både på land og i havet. Som konsekvens finn rask tilbaketrekking av brear stad i Vest-Noreg, mykje grunna omfattande kalving (Andersen, 1980).

Temperaturstigninga held gradvis fram, til '*holosen termale maksimum*' vert nådd i midt-holosen (~9–5000 kal. år før notid) (Bjune mfl., 2004). Her vert klima på Lista fuktig, varmt og optimalt for å starte jordbruksproduksjon ved sida av fangst (Rudjord, 1992:65). Middelttemperaturen vert anslått å ha vore ~2°C høgare enn i dag, og mange isbrear i Noreg var heilt vekke eller kraftig redusert. Vidare stig havet jamt i denne perioden, til maksimal høgd vert nådd under tapestransgresjonen, ~8500–7000 kal. år BP (Romundset mfl., 2015).

I siste del av holosen, frå ~5000 kal. år BP, syner trendar generelt fallande temperaturar (Bjune mfl., 2004), auka vinternedbør og påfølgande breframrykk ei rekkje stader i Noreg (t.d. Bakke mfl., 2008; Dahl mfl., 2003). Funn frå Jæren, datert til ~4000 kal. år før notid, identifiserer ein nedgang i pollen frå tre, og auka innhald av pollen frå typiske artar i eit hedelandskap (Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009). I tillegg til kjøligare klima, er dette vurdert som eit resultat av menneskeleg påverknad i form av skoghogging, beiting, og svibruk. Perioden vert likevel karakterisert ved vesentlege klimatiske svingingar. Den mest framtradande kuldeperioden er

kjend som *den vesle istid*, forkorta LIA etter *Little Ice Age*, og varte frå AD ~1550–1920 (Nesje & Dahl, 2003). Positiv NAO-fase i første halvdel av 1700-talet gav milde, våte vintrar med mykje nedbør, og reduserte sommartemperaturar (Nesje & Dahl, 2003). Dette er bakgrunnen for at mange isbrear nådde si maksimale utbreiing gjennom holosen under den vesle istid (t.d. Nesje & Kvamme, 1991). Påfølgande oppvarming på $\sim 0.8^{\circ}\text{C}$ fann stad (Nesje & Dahl, 2003), og siste del av førre århundre ber preg av stabilisering av vegetasjon og gjengroing, samt jamne temperaturar og eit stabilt nedbørsregime på Lista (Meteorologisk institutt, u.å.). Lista si kystnære plassering og maritime klimaregime gjev milde vintrar med gjennomsnittleg vintertemperatur på rundt 3°C , som resulterer i få dagar med snødekke særleg i dei ytre delane av Listahalvøya i dag.

4. Metodar

I dette kapitlet vert samtlige metodar som er nytta i prosjektet presentert. Prinsippa bak kvar enkelt metode samt framgongsmåte vert gjennomgått. Hovudmålet med kapitlet er å sikre at arbeidet vil vere etterprøvbart. Resultata av metodane vert presentert i kapittel 5.

4.1 Feltmetodar

Feltarbeidet var todelt. Opphenting av kjerne vart gjennomført av rettleiar mellom 1–3 april 2019. Då Nesheimvatnet er eit fuglereservat, måtte arbeidet gå føre seg utanom hekketida. Øvrig feltarbeid vart gjennomført frå 23. juli til 8. august 2020. Då kjernetaking vart gjennomført året i førevegen vart tida i felt i stor grad nytt til kvartærgeologisk kartlegging.

4.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging

To kvartærgeologiske kart har vorte utarbeidd basert på observasjon, skissering og posisjonsmerking av lausmassar og landformar i felt. Til arbeidet er digitale høgdemodellar basert på LiDAR-data frå Statens kartverk samt flyfoto (Lista 1956:WF-0757, Sørlandet 2014: TT-14144 og Farsund sentrum 2011: TT-13944) nytta for å sjå større samanhengar. Oppløysing på nemnde kart er høvesvis 0.2 m, 0.25 m og 0.08 m. Digitale høgdemodellar er eit mykje brukt hjelpemiddel i kvartærgeologisk kartlegging, då detaljert topografisk informasjon vert synleg. Menneskeskapte strukturar på overflata samt vegetasjon er eliminert, noko som gjev eit bilete av terrenget som ikkje er oppnåeleg gjennom flybilete og feltobservasjonar (Kraus og Pfeifer, 2001). Kvartærgeologisk kartlegging med høgt detaljnivå (M 1:50 000) frå Noregs geologiske undersøking (Farsund 1311-II og Hidra 1311- III) av Fredin mfl., (2015) er og nytta som hjelpemiddel i arbeidet med karta.

GPS av typen Garmin GPSMAP 66st vart brukt for nøyaktig stadfesting av landformar og lausmassar i felt. Det vart greve snitt og fotografert for vidare undersøking av lausmassane. Samtlige observasjonar av verdi vart skissert inn på blanke kart, og beskrivne etter beste evne i notatbok. Dei ferdige kvartærgeologiske karta er framstilt i kartprogrammet ArcMap 10.7.

Inndeling av lausmassar baserer seg på kva for ein ytre prosess som har vore dominerande under avsettinga. Stratigrafiske undersøkingar av sediment er ofte naudsynt for å betre skilje mellom og forstå dei ulike prosessane som har verka under sedimentasjonen. Kvartærgeologiske kart har ulike formål, og derav ulik målestokk, utstrekning og detaljnivå. I dette prosjektet er sentrale

delar av studieområdet kartlagt i målestokk 1: 15 000 (Vedlegg 1), medan 1: 25 000 er nytta der høgt detaljnivå ikkje er like naudsynt (Vedlegg 2). Hovudmålet med kartlegginga er å gje oversikt over geomorfologiske prosessar som har påverka danninga av landskapet på Lista. For å tolke sedimenta i KVILU-219 er ei oversikt over prosessar i området som kan ha hatt innverknad på innsjøsedimentasjonen ein føresetnad. Studiar av enkeltlokalitetar vil saman med kvartærgeologisk kartlegging og funn i sedimentkjerna danne grunnlaget for diskusjon rundt eolisk aktivitet ved Lista. Dei ferdige karta syner lausmassar av ulike opphav som polygon, med standardiserte fargekodar frå NGU. Vidare vert ulike overflateformar samt kornstorleikar vist som linjer og punkt. Både aktive prosessar og prosessar som har føregått langt tilbake i tid vert inkludert.

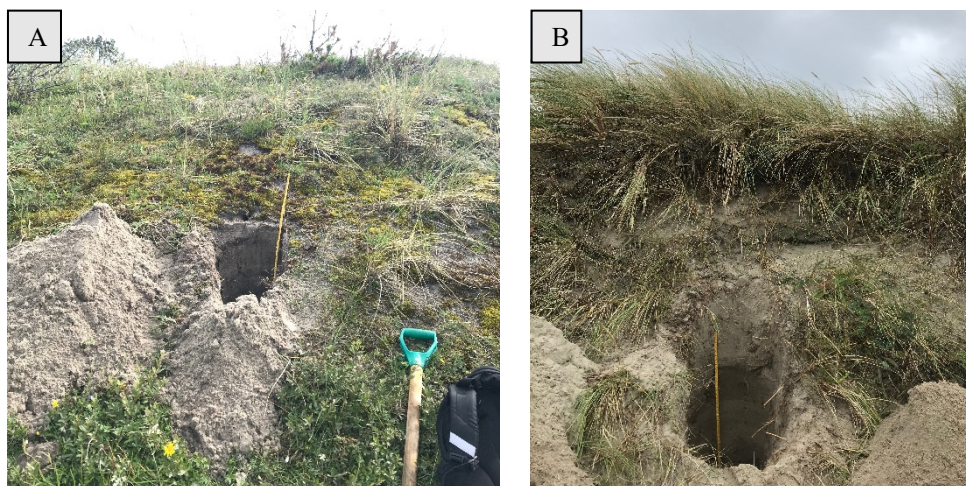
4.1.2. Logging av snitt

Det vart greve og undersøkt fleire snitt i eoliske avsetningar i felt. Målet med slik undersøking er å studere den stratigrafiske oppbygginga i eoliske dyner, samt å finne spor etter respons på tidlegare stormaktivitet. I tillegg var det ønskeleg å datere paleosoler for å tidfeste eolisk aktivitet i området. Figur 4.1 syner plassering for snitta.



Figur 4.1. Raude markeringar syner plassering for snitt. A: N58°07.1706 A6°67.7722, B: N58°06.7538 A6°70.1153

Snitt A ligg ~40 meter i luftlinje bak Nesheimsanden, i eit vegetasjonsdekt terreng med spreidde, haugforma avsetningar. Snittet er greve med spade, 1.5 meter frå toppen av avsetninga, og er i underkant av 1 meter djupt (Figur 4.2a). Då mangel på struktur og paleosoler var tilfelle, vart to tilsvarande snitt greve i nærleiken, imidlertid utan hell. Snitt B befinn seg i ei fordyne på den austvendte sida av Kviljøodden (figur 4.2b). Toppen av fordyna er 6.3 m o. h., og snittet er greve ned til 2.5 meter under toppen. Fordyna er tilsynelatande stabil i dagens miljø, med stadvis tett vekst av marehalm.



Figur 4.2. A: snitt i haugforma terreng, B: snitt i fordyne ved Kviljodden

4.1.3 Kjernetaking

KVILU-219 (N58°07.8053 A6°67.8887) som vert arbeidd med i prosjektet vart henta opp frå Kviljobukta våren 2019, av Pål Ringkjøb Nielsen og Matt Jenkins. Enkel batymetrisk kartlegging basert på handhalde ekkolodd vart gjennomført. Mangelfulle data fører imidlertid til at batymetrien i innsjøen ikkje vert presentert i denne studia. KVILU-219 er henta opp frå eit godt skjerma 7.4 m djupt basseng, i håp om minst mogleg forstyrningar frå andre prosessar i nedslagsfeltet. Lokaliteten ligg så tett på strender og sandflukt som mogleg, for å i størst grad fange opp eventuell eolisk influks til Kviljobukta. Kjerna har stått lagra i kjøleskap (4°C) i overkant av eit år før splitting og vidare undersøkingar starta.

4.2 Sedimentanalysar

Fleire høgoppløselege sedimentparametrar har vorte tekne i bruk i analysen av KVILU-219. På denne måten vil ein oppnå eit breitt datagrunnlag i samanstilling og tolking av resultata, som igjen vil bidra til ei mest mogleg presis tolking av stormaktivitet ved Lista gjennom holosen.

4.2.1 Datatomografi

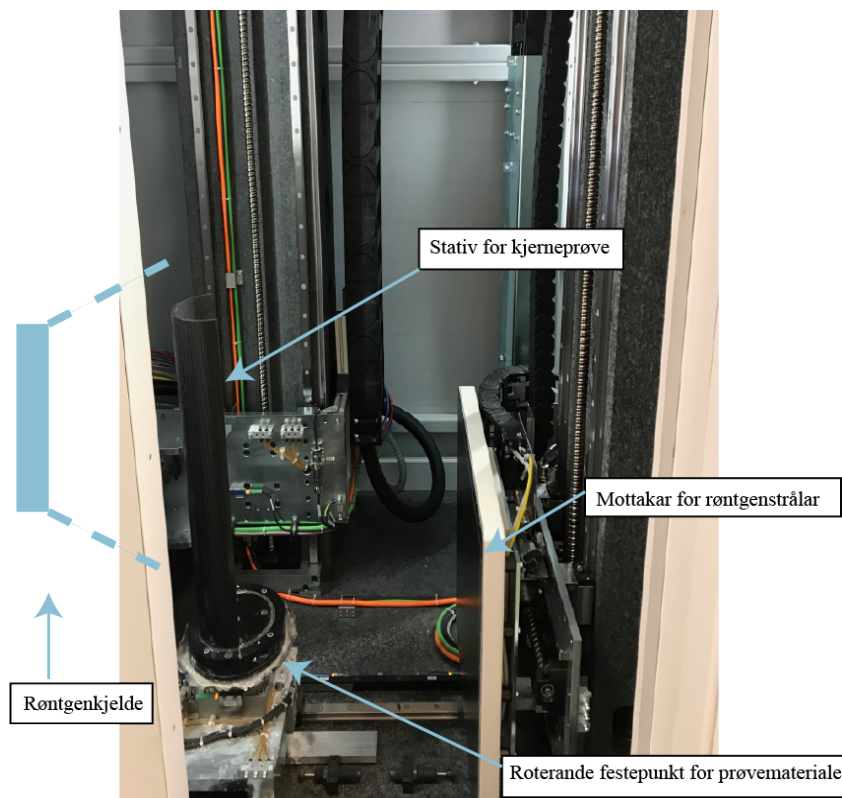
Datatomografi, forkorta CT etter *computed tomography*, er gjennomført for å kartlegge utbreiinga av sandpartiklar i KVILU-219. Identifisering og kvantifisering av sandpartiklar gjennom heile kjerna er sentralt i prosjektet, og skanning vart dermed gjennomført før kjerna vart splitta for vidare undersøkingar.

Skanninga vart gjennomført ved *EARTHLAB*, UiB, i ein skannar av typen '*proCon-X-Ray CT-Alpha computed tomography*' (figur 4.3). Skanninga vart innstilt på 120 kV og 840 μ A, med ei eksponeringstid på 334 msek samt 2400 projeksjonar per runde. I tillegg vart eit aluminiumsfilter (1 mm) nytta for å redusere *beam hardening*- effekt som oppstår grunna store tettleiksforskjellar mellom plastrøyr og prøvemateriale.

CT er ein ikkje-destruktiv metode som har vorte mykje brukt i geologien dei siste tiåra (Fouinat mfl., 2017). Metoden er relativt rask, og ein oppnår høgoppløyslege data som visuelt syner sedimentstrukturar, og relativ tettleik i prøvematerialet (Mees mfl., 2003; Orsi mfl., 1993). Metoden gjev solid 3D-oppløysing der det er hensiktsmessig, og er brukt i ei rekkje ulike fagdisiplinar. Hovudprinsippet bak CT-skanning er ei kjelde som sender ut røntgenstrålar, som vert fanga opp av ein mottakar som registrerer intensiteten på strålane. Mellom sendar og mottakar er kjerneprøva festa til eit roterande stativ, og under langsam rotering i fleire timar vert materialet skanna frå alle vinklar. Vidare beveger både kjelde og mottakar seg opp og ned for å dekkje prøvematerialet i si heilheit. Ved hjelp av tilhøyrande software vert relativ tettleik for heile kjerna visualisert, som resulterer i at distribusjon av partiklar i prøvematerialet vert synleg (Mees mfl., 2003; Wellington & Vinegar, 1987).

CT-teknologi vart tidlegast teke i bruk innan medisin, og i 1972 revolusjonerte CT-teknologien medisinsk radiologi (Orsi mfl., 1993; Wellington & Vinegar, 1987). Anvendinga i geologiske undersøkingar er noko nyare. Mot slutten av 80-talet vart CT-teknologi teke i bruk i både petroleumsfysikk og reservoar-teknikk (Wellington & Vinegar, 1987), paleontologi (Haubitz mfl., 1988) og i studiar av prosessar i jordsmonn (Warner & Nieber, 1989). Metoden er òg verdifull i sedimentologi, og vart først anvendt av Kenter (1989) som tok i bruk CT-skanning i studiar av marine sediment.

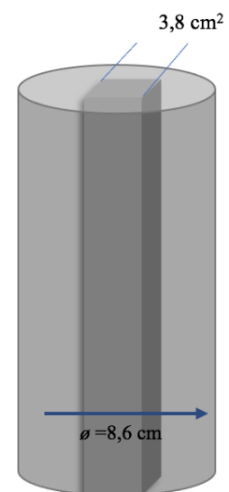
CT-teknologi vert i dag mykje brukt i sedimentologiske undersøkingar, kor det er vesentleg at samansetninga ikkje vert forstyrra. Teknologien gjev moglegheit for at samtlege stoff (til og med gassbobler) vert beholdt i si opphavslege form (Orsi mfl., 1993). Dette er nyttig for porøsitetsanalysar, både på jordsmonn og reservoarbergartar (Mees mfl., 2003). Vidare er metoden nyttig for å identifisere og undersøke deformasjonsstrukturar i sediment som ikkje er synleg ved visuell inspeksjon (Flisch & Becker, 2003), samt hendingar kor sedimentsekvensar har vorte forstyrra, dømesvis ved flaumhendingar (Foucher mfl., 2020; Støren mfl., 2010).



Figur 4.3. CT-skannar ved EARTH LAB UiB. Bilete er teke før kjerna vart festa til stativet. Sentrale komponentar er framheva.

4.2.1.1 Terskelanalyse

Terskelanalyse vart gjennomført med utgangspunkt i data frå CT-skanninga. Prosedyra er gjennomført for å oppnå ein mest mogleg presis informasjon om distribusjon av minerogene partiklar i KVILU-219. Basert på gråskalaverdiar for ulike stoff har ein terskelverdi på 2550 manuelt vorte valt ut, for å representere terskelen mellom minerogene partiklar og matriks. Verdien vil altså bidra til å isolere partiklar $>250 \mu\text{m}$ med høgare gråskalaverdi enn terskelverdien, som igjen gjev eit bilete på mengda og fordelinga av sandkorn i nemnt storleik i kjerna. Skanna materiale (114 cm) er delt inn i 1114 bins, som gjev oppløysing på 1 mm. Metoden tek utgangspunkt i ein vertikal seksjon à 3.8 cm^2 som går gjennom heile kjerna, og at funn per «bin» i seksjonen er representative for et heilt vertikalt lag (figur 4.4). Dette er i hovudsak for å unngå at støy og *beam hardening*-effekt som førekjem langs kantane skal vere forstyrrende for resultatet.



Figur 4.4. Illustrasjon av referanseseksjon inni kjerna, valt for å unngå kontaminering

4.2.2 Magnetisk suceptibilitet

Magnetisk suceptibilitet er målt med ein 'CoreSusc MK III Corelogger' med ein MS2E-overflatesensor som måler eit punkt kvar 0.2 cm gjennom heile kjerna (figur 4.5). Dette gav ein serie med 555 målte punkt. Før analysen vart kjerna glatta ut og dekt med tynn plastfilm. Metoden er ikkje-destruktiv, og relativt rask å gjennomføra.



Figur 4.5. CoreSusc MK III Corelogger, EARTHLAB, UiB. Eit punkt vart målt per 0.2 cm kjernedjupn.

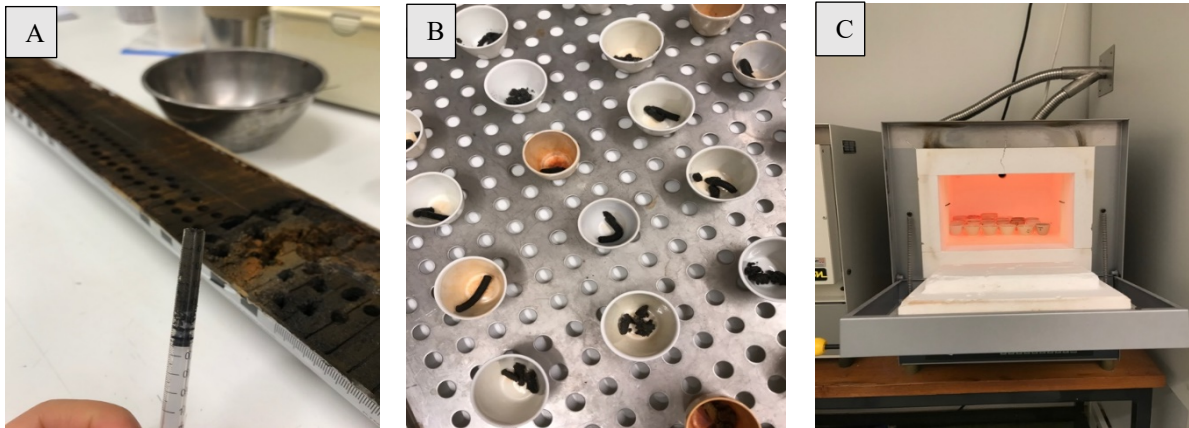
Ved måling av magnetisk susceptibilitet får ein eit mål på evna eit material har til å la seg magnetisere av eit eksternt magnetfelt. Dette speglar mengda magnetiske mineral i ei prøve (Støren mfl., 2010; Thompson mfl., 1975). Magnetisk susceptibilitet illustrerer distribusjon av organisk og minerogent materiale i ei prøve. Høge verdjar er venta når det er mindre organisk innhald i materialet (Nesje mfl., 1994), dømesvis ved høg breaktivitet, flaum- eller skredhendigar (Støren mfl., 2010). Vidare vil lågare verdjar vise til periodar kor organisk produksjon er dominerande.

4.2.3 Glødetap

Glødetapsanalyse vert nytta for å kvantifisere mengda organisk materiale, minerogent materiale samt innhald av vatn og karbonat i ei sedimentprøve. Metoden er destruktiv, nyttig og relativt enkel å gjennomføra. Prosedyra vart gjennomført på EARTHLAB, UiB, med framgongsmåte beskriven av Dean (1947) og Heiri (mfl., 2001).

I alt vart 222 prøvar vart tekne ut av KVILU-219, som tilsvarar ei prøve for kvar 0.5 cm kjernedjupn. Til dette føremålet var sprøyter brukt, som gjev prøvestorleikar tilnærma lik 0.5 cm³ (figur 4.6a). Prøvane vart plassert i førehandsvegde diglar og vegde. Vidare vart prøvane sett i tørkeskap over natta på 105°C. Tørre prøvar vart så vegde, for å finne tørrvekta som utgjer massetettleiken (DBD) til sedimenta. Vidare vart prøvane gløda i glødetapsovn i ein time på 550°C. for deretter å bli avkjølt i ein inkubator for å hindre tilførsel av fukt under avkjøling. Glødetapet vert rekna ut som differansen i prosent av kvar prøve si vekt før og etter gløding. Kvar tiande prøve, tilsvarande kvar femte cm kjernedjupn, vart vidare gløda på 950°C i ein

time. Dette vart gjort på 20 av prøvane, for å bestemme mengda (%) uorganisk karbonatinnhald nedover i kjerna.



Figur 4.6. Prøvar på 0.5 cm^3 vart tekne ut for kvar 0.5 cm kjernedjupn (A) og plassert i diglar på brett (B) og gløda i glødetapsovn (C).

4.2.4 Geokjemisk analyse

Geokjemisk sedimentanalyse er gjennomført med ein ITRAX kjerneskanar frå Cox Analytical Systems (Göteborg, Sverige) ved *EARTHLAB*, UiB. KVILU-219 vart dekt med egna plastfilm, og skanna med ei oppløysing på $500 \mu\text{m}$ (0.5 mm). Intensitet vart satt til 30kV og 28 mA . Røntgenbilde er teke på $40 \text{ kV}/40 \text{ mA}$ med ei eksponeringstid på 300 msek per bilde.

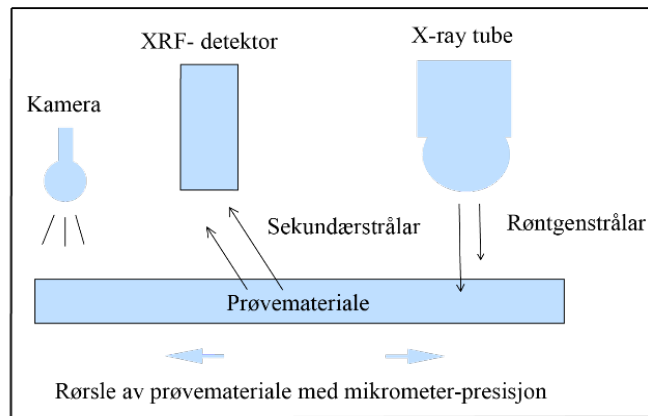
Røntgenfluoresens (XRF) vert brukt i geokjemiske analysar for å måle relativ variasjon i elementkomposisjon på ein ikkje-destruktiv måte på ei splitta kjerne (Löwemark mfl., 2011; Richter mfl., 2006; Tjallingii mfl., 2007). Røntgenstrålar reflekterer både hovudelement og mindre bestanddelar i overflata på sedimenta, samstundes som relative endringar nedover i kjerna vert målt (Richter mfl., 2006). Geokjemisk data kan gje informasjon om endringar i nærmiljø, klimaendringar og potensiell antropogen påverknad på eit sedimentasjonssystem (Löwemark mfl., 2011).

Prinsippet bak røntgenfluoresens vert diskutert av Jenkins & De Vries (1970). I grove trekk vil atoma verte ionisert i det dei vert utsett for røntgenstrålar. Elektronen verte dermed omrokkert, og energiskilnaden mellom indre og ytre skall verte emittert som elektromagnetisk stråling (*fluorescens*) med ulik bølgelengd, avgjort av kvart element. Signalet verte fanga opp av detektoren (figur 4.7) og verte brukt som mål på elementkomposisjon i prøva (Richter mfl., 2006). Element i rekkevidda mellom Aluminium (Al) og Bly (Pb) verte målt i analysen. Matriksverte ikkje målt, men kan påverke resultat, grunna endringar i mengda målbart stoff

(Löwemark mfl., 2011). Telleverdien til kvart enkelt stoff vert oppgjeve som counts per second (cps).

Det vert ofte knytt ei viss usikkerheit til prøvar med høgt vass- og organisk innhald, som er tilfelle for KVILU-219. Dette er i hovudsak grunna mengda karbon, oksygen og andre lette grunnstoff i organisk materiale som ikkje

er målbare med instrumentet, og som kan gje utslag på den totale telleraten for øvrige målte element (Davies mfl., 2015; Longman mfl., 2019). Ein kjernehalvdel med høgt organisk innhald vil i tillegg sjeldan ha perfekt overflate, som kan påverke målingar grunna luftforstyringar (Longman mfl., 2019). Pålitelegheita til dei målte elementintensitetane vert dermed noko svekka i ei høgorganisk kjerne som KVILU-219, som vert kompensert for ved normalisering av samtlege rådata brukt i analysen.



Figur 4.7. Forenkla framstilling av hovudprinsippa i ein XRF-skannar. Modifisert frå Richter mfl. (2006)

4.2.5 Radiokarbondatering

For å etablere ei kronologi i KVILU-219 har aldersbestemming vorte gjennomført ved hjelp av radiokarbondatering. Å kunne stadfeste sentrale hendingar med alder er sentralt i tolkinga av holosen stormaktivitet ved Lista. Val av plassering for plukking av daterbart materiale baserer seg på seksjonar som litologisk skil seg frå ein annan, som igjen kan representere endringar i avsetningsmiljø. Materialet er dermed plukka ut over/under hendingar av interesse.

Aldersbestemming ved bruk av radiokarbonmetoden vart utvikla mot slutten av 1940-talet og er i dag mykje brukt i datering av organisk materiale frå sein- pleistocen og holosen alder (Libby mfl., 1949). Datering tek utgangspunkt i måling av attverande mengde ^{14}C i organisk materiale. ^{14}C er ein radioaktiv karbonisotop som vert halvert med ei kjend rate, på rundt 5730 år (Bradley, 2015:58; Taylor, 1997). Ein organisme tek ikkje lenger opp karbon frå atmosfæren gjennom fotosyntesen etter den er død, og nedbrytingsprosessen tek til. Då karbonnivået i atmosfæren ikkje har vore konstant over tid, må resultatane kalibrerast for å oppnå antal kalenderår tilbake i tid. For å vere mest mogleg presis bør kalibreringa vere basert på absolutte dateringar av eit materiale som tek opp karbon direkte frå atmosfæren. Kalibreringskurver er utarbeidd av Reimer mfl. (2020), og basert på dendrokronologi og marine data.

Totalt sju prøvar med organisk materiale vart plukka ut av KVILU-219 og studert under mikroskop. Terrestriske makrofossil vart isolert og forsøkt identifisert, basert på Birks (2013). Terrestriske makrofossil er valt ut for å unngå feildateringar som følger av hardvasseffekt. Hardvasseffekt vert eit problem dersom karbonsnivået i vatn er kontaminert av bikarbonat frå gamle kjemisk inaktive kjelder (Bradley, 2015:65). Dette skjer i hovudsak i område med kalkstein og andre kalkhaldige bergartar, som gjev grunnvatnet lågare $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio. Akvatiske organismar vil då vere i likevekt med dette i staden for atmosfæren, som kan overdrive aldrar på dateringar som vert kalibrert til kalenderår (Bradley, 2015:65). Berggrunnen i umiddelbar nærleik til Kviljobukta består i hovudsak av gneis, som ikkje er ein kalkhaldig bergart, men terrestriske makrofossil har fortrinnsvis vorte valt ut likevel.

Mest mogleg materiale innanfor 1 cm kjernedjupn vart teke ut for kvar prøve, utan å få med materialet langs kanten som kan ha vorte forflytt langs med røyret under prøvetakinga. Nokre av prøvane oversteig 1 cm då det ikkje fanst nok terrestrisk materiale. Både kjernehalvdelane vart brukt der det var naudsynt. Kvar prøve vart oppløyst i vatn, og sikta gjennom 250 μm og 150 μm . Deretter vart aktuelt materiale identifisert under mikroskop og isolert. Vidare vart materialet flytta over i sterile glas, tørka (50°C) over natta, vegd, og sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for aldersbestemming.

4.2.6 Eolisk influks

Eolisk influks til Kviljobukta er kalkulert basert på ASI-metoden (*aeolian sand influx*), beskriven av Björck og Clemmensen (2004). ASI vert brukt som mål på eolisk influks, i form av antal sandkorn $>250 \mu\text{m}$ avsett per $\text{cm}^3/\text{år}$ / sedimentasjonsrate.

For at ASI skal gje eit påliteleg bilete av eolisk influks til Kviljobukta, er grundig områdeforståing ein føresetnad. Kartlegging av prosessar i nedslagsfeltet vil bidra med indikasjonar på avsettande agens, og i kva grad andre agensar er sterke nok til å kunne tilføre minerogene partiklar til innsjøen. For å kvantifisere mengda sandkorn per djupn har glødetapsrestane vorte brukt, og framgangsmåten tek utgangspunkt i beskriving av Nielsen mfl. (2016b). Glødetaprestar henta frå djupneintervallar på 1 cm vart filtrert med vatn gjennom siktstorleikane 250 og 125 μm . Materialet i både storleikar vart tørka i tørkeskap (50°C) over natta, og vegd i førehandsvegde aluminiumsfat. Materialet i KVILU-219 inneheld på generell basis få korn $>250 \mu\text{m}$, med unntak av eit 6 cm breitt lag 53 cm frå toppen. Prøvane med korna

i denne storleiken var for små for å oppnå påliteleg vekt, då statisk elektrisitet spelte inn på vekta, og gav for stor usikkerheit. Dermed er alle korn $>250\ \mu\text{m}$ (medium sand) manuelt talt, medan korn mellom $125\text{--}250\ \mu\text{m}$ (fin sand) er vegd. For dei største prøvane ($>250\ \mu\text{m}$) vart $\frac{1}{4}$ av korna talt manuelt, og deretter gonga med 4 for eit omtrentleg antal. Dei minste prøvane vart overført til prøveglas med pinsett, medan dei største vart ved hjelp av pensel helt over.

Vidare vart antal partiklar $>250\ \mu\text{m}$ dividert på sedimentasjonsraten i Kviljobukta. Sedimentasjonsraten er berekna frå alder/djupn-modell. Resultatet gjev ASI, som syner antal avsette partiklar per $\text{cm}^3/\text{år}$ for heile KVILU-219.

4.2.7 Partikkelanalyse

Målet med å analysere minerogene partiklar på detaljnivå er å prøve å finne informasjon om kjeldeområde for minerogene partiklar i kjerneprøva. I partikkelanalysen er kjeldeprøvar frå to ulike lokalitetar i felt (figur 4.8) analysert, og samanlikna med partiklar frå utvalde punkt i kjerna ved hjelp av ‘*Morphologi G3 partikkel analysator*’.



Figur 4.8. Raude rektangel syner lokalitetar for kjeldeprøvar. A: Eolisk dyne (N58'04.5493 A6'40.1060) teke i fordyne SSV for Kviljobukta. ~10 meter frå dagens vasslinje og 70 cm frå toppen av dyna. B: Marin sand (N58'04.1240 A6'41.3703) frå Kviljosanden. Prøven er teken heilt nede ved vasslinja

To prøvar à 10 g vart tekne ut av kvar av kjeldeprøvane, vegd, tørka (50°C) og vegd om att. Aluminiumsfata var førehandsvegd. Deretter vart prøvane filtrert med vatn gjennom sikter med storleikane 500 , 250 , 125 og $63\ \mu\text{m}$. Vidare vart korna i kvar storleik plassert i aluminiumsfat, tørka, og vegd (figur 4.9). For vidare detaljert partikkelanalyse vart to prøvar med korn i storleiken $125\text{--}250\ \mu\text{m}$ valt ut.

Fire prøvar frå KVILU-219 vart òg valt ut, frå høvesvis 54, 67, 85 og 110 cm kjernedjupn. Samtlege prøvar er i storleiken 125–250 μm . Dette grunna eit for lågt antal partiklar $>250 \mu\text{m}$ i kvar prøve. Analysen er gjennomført på *EARTHLAB*, UiB, ved hjelp av ein 'Morphologi G3 partikkel analysator' (figur 4.10). Verktøyet gjev detaljrik informasjon om kvar partikkel si storleik, areal og form, i tillegg til at ein kan ta høgoppløyslege bilete.



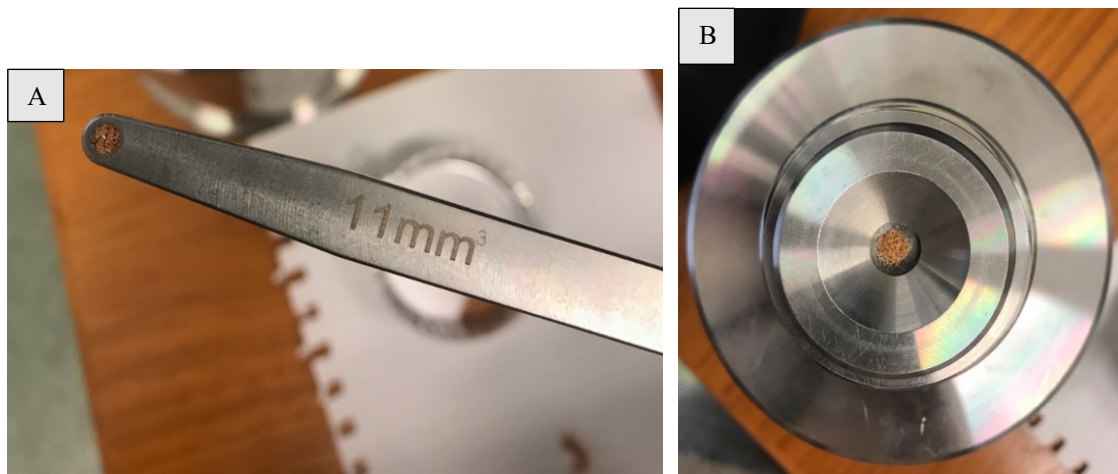
Figur 4.9. Kjeldeprøvar sortert etter kornstorleik frå $>500 \mu\text{m}$ til $>63 \mu\text{m}$



Figur 50. Morphologi G3 partikkel analysator. Sentrale komponentar er framheva.

Morfologisk avbilding er nyttig i karakterisering av partiklar kor høgt detaljnivå er sentralt. Morphologi G3 er eit heilautomatisk statistisk system for bileteanalyse, med tilhøyrande software for behandling av data. Prøvekammeret kan maksimalt innehalde 20 mm^3 materiale, i denne studia er 11 mm^3 brukt (figur 4.11). Prøvestorleiken er valt etter ønske om å ha like store prøvar, og begrensa mengd materiale i enkelte prøvar var tilfelle. Ved hjelp av luft med valt trykk vert partiklane blåst frå prøvekammeret, gjennom spreiingssylindaren og ned på glasplata. Vidare

vert kvar enkelt partikkel systematisk skanna av mikroskopet, målt og fotografert. Prosedyra er relativt rask, med ca. 30 minutt skannetid per prøve.



Figur 4.11. A: Måleskei med 11mm^3 prøvemateriale, B: Prøvekammer og spreingsylinder sett ovanifrå.

Totalt vart seks prøvar analysert i morfometeret, to kjeldeprøvar tekne i felt og fire prøvar av glødetapsrestar frå KVILU-219. Kjeldeprøvane er ubehandla, medan prøvane frå kjerna er behandla i 33% hydrogenperoksid under oppvarming i rundt to timar. Den kjemiske behandlinga vart gjennomført for å eliminere restar av organisk materiale i prøvane, samt oskerestar på partiklane. Etter behandlinga vart prøvane studert under mikroskop, og i nokre av dei fanst det framleis litt oskerestar og anna «støv». Dei aktuelle prøvane vart dermed vaska i destillert vatn og tørka i tørkeskap (50°C). Ei femte prøve vart og behandla, men det var ikkje tilstrekkeleg partiklar til å få eit representativt datasett. Resultatet frå partikkelanalysen vert gjeve i form av eit statistisk datasett, med utgangspunkt i storleik- og formkarakteristikk for den enkelte partikkel.

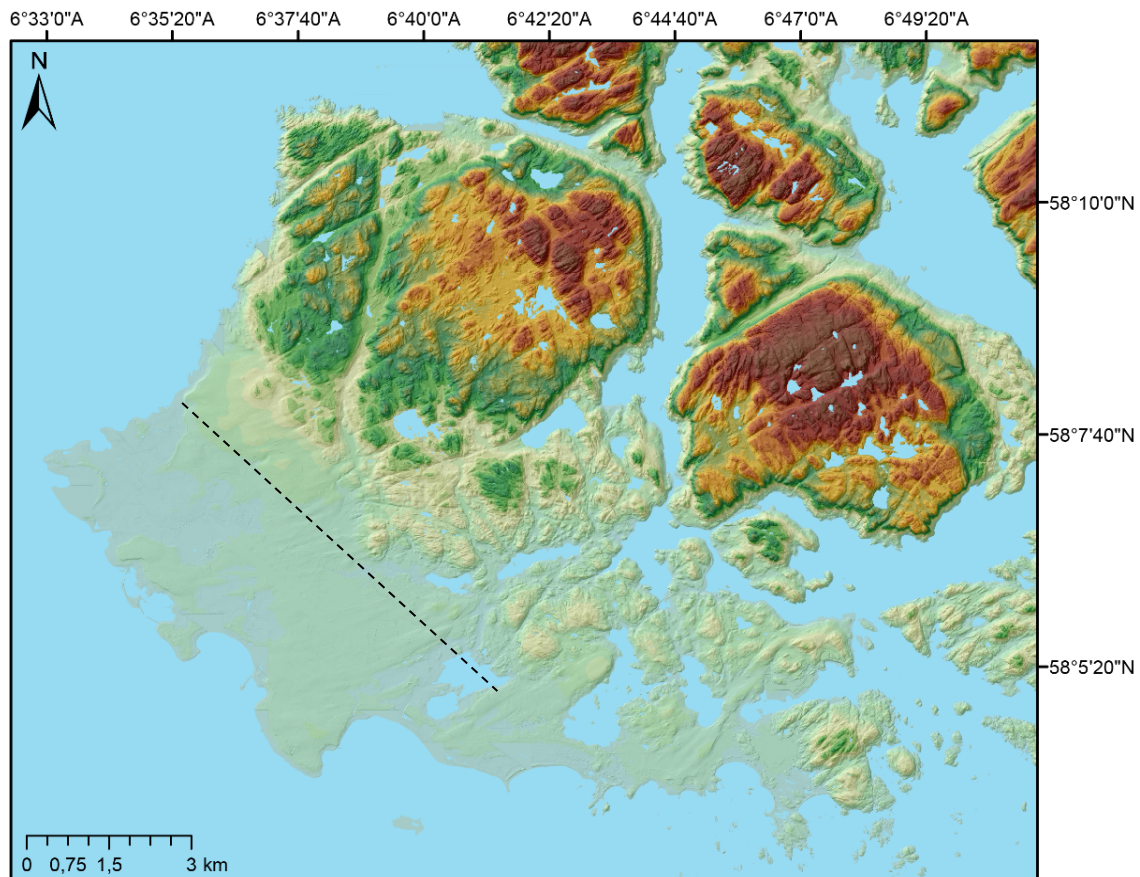
Vidare er samtlege prøvar klassifisert likt. Dei utvalde partiklane har diameter ≥ 125 , sirkularitet ≥ 0.75 , og intensitet ≥ 32 . Det vart vidare gjort ei manuell ekskludering av partiklar etter klassifiseringa, for å utelukke overlappende partiklar og samanklumpa sediment frå analysen.

5. Resultat

5.1 Kwartærgeologisk kartlegging

Resultatet av den kvartærgeologiske kartlegginga er tilgjengeleg i vedlegg 1 og 2.

På Lista er lausmassane i hovudsak glasiale og glasifluviale, og marine og eoliske nært kysten. Halvøya har to dominerande landskapsbilete, åtskilt ved ei grense i NV-SA-retning, rundt 3 km frå kysten mot nord, og i underkant av 2 km frå kysten lenger sør i feltområdet (figur 5.1). Det karakteristiske låglandet kjend som flatlista skil seg ut. Området ligg frå 0–40 m o. h., og består i si heilskap av lausmassar. I bakkant av flatlista finst heilandskap, med toppar opp mot 350 m o. h. Lausmassar førekjem her i liten grad, sett bort i frå myrområde med stadvis stor utstrekning.



Figur 5.1. Illustrasjon av høgdeforskjellar på Listahalvøya. Ein tydeleg overgang frå lausmassar til fast fjell er markert ved stipla line.

Morenemateriale består av lausmassar i alle storleikar, som er erodert, transportert og direkte avsett av brear i rørsle (Benn & Evans, 2010:364). Overflata i delar av studieområdet består av morenemateriale med spredde blokkførekomstar. Jordbruksaktivitet har vore sentralt på Lista

i mange hundre år (Rudjord, 1992:65; Berge, 1926:372), og enkelte jordbruksareal har vorte rydda for blokk, og andre ikkje. Dette fører generelt til stor variasjon av blokk i terrenget. Lista flyplass ligg sentralt i studieområdet, og utbygginga av den i krigsåra har hatt vesentleg påverknad på landskapet si opphavelige form. Med utgangspunkt i tidlegare studiar (Andersen, 1960:80; Holtedahl, 1988), kartlegging frå NGU (Fredin mfl., 2015), og digitale høgdemodellar er ei rekkje drumlinar markert i kartet. Drumlinar er i følgje nemnde studiar talrike på Lista, og er synleg i ulik grad i feltområdet. Landforma er av subglasialt opphav, og med lengdeakse parallell med straumretning gjev den gode indikasjonar på isrørsle i feltområdet (Benn & Evans, 2010:280; Stokes & Clark, 2002). Vidare er landformane typisk mektige og langstrakte, frå 550 meter høge og nokre kilometer lange. I området Marka skil ikkje landformane seg ut i felt, truleg grunna kontinuerleg nedbryting som følger av si eksponerte plassering for vêt og hav, samt beiting, rydding av utmark og bygging av infrastruktur. Mektige ryggformar skil seg meir ut i sentrale delar av feltområdet, rundt Kviljo og Hanangervatn. Her ligg gardar og busetnadar spreidd, ofte på ryggane i området. Tre solide lausmasseryggar er synlege på søraustsida av Kviljobukta, og har tidlegare vorte tolka som drumlinar (t.d. Fredin mfl., 2015). Ryggane er frå 600–1000 m lange, og lengdeaksen er SV-NA, som samstemmer med straumretning på Lista. Ryggane sitt opphav kan truleg sjåast i samanheng med markante ryggar på nordvestsida av Hanangervatn. I denne studia er to av ryggane tolka som drumlinar, medan ryggen nærast Kviljobukta indikerer å ha vorte avsett glasifluvialt.

Langs kysten på Lista finn ein moreneryggar som stikk opp (ved Lista fyr, Borhaug og Hassel), og skil seg ut frå det flate landskapet innanfor (Andersen, 1960:58). Moreneryggane strekk seg frå 5–20 m over øvrig landskap. Dei oppstykkka ryggane har tidlegare vore del av ein større og samanhengande rygg, som har vorte kraftig påverka av havets krefter over tid. Det har vore noko omdiskutert om dei nemnde ryggane er endemorenar frå LGM (*last glacial maximum*) (Andersen, 1960:58) eller om dei tilhøyrar ein midtmorene som strekk seg langs kysten opp mot Jæren (Hansen, 1913) og er avsett mellom to isstraumar. Sistnemnde hypotese vert imidlertid svekka, då skuringsstriper og drumlinar går vinkelrett mot moreneryggen, og drumlinar kan fylgjast heilt til strendene. Dette tyder på at Lista ikkje er danna mellom to åtskilte isstraumar (Andersen, 1960:58). Ryggane langs kysten vert dermed tolka som endemorenar, tilhøyrande isdekket frå LGM og er kjend som Listamorenen (t.d. Andersen, 1960:60; Fredin mfl., 2015; Hafsten, 1963). Det er semje om at moreneryggen har vorte avsett då isdekkets front låg på tørt land ytterst på Lista, og i havet på kyststrekninga Jæren-Lindesnes.

Dette føregjekk under Lista-trinnet, for i overkant av 14 000 år sidan (Andersen, 1960:60). Det finst altså sterke indikasjonar på at isstraumen har bevegde seg frå nord-aust til sør-vest.

Eigne og tidlegare funn (Bjørlykke, 1929:19; Øyen, 1926:21) av til dømes rombeforfyr (figur 5.2) frå Oslofeltet indikerer ein isstraum over Skandinavia i vestleg retning. Norskerenna har gjennom fleire istider drenert store mengder is i ei djup renne rundt kysten av Sør-Noreg. Denne isstraumen har påverka dagens kystlandskap, og vore viktig i avsetninga av Listamoren som kan følgast submarint opp til Jæren (Andersen, 1960:60; Fredin mfl., 2015; Klemsdal 1969).



Figur 5.2. Funn av rombeforfyr i bakkant av Lista fyr.

Området kring Kviljobukta og Nesheimvatn har i fleire studiar vorte tolka som glasifluvialt avsett (Andersen, 1960:85; Fredin mfl., 2015). Fleire funn i felt støttar tolkingane. Det vert lokalisert fleire langstrakte ryggar, som har vorte markert som eskerar i kartet. Eskerar vert beskrivne som langstrakte glasifluviale avsetningar, med innhald av sand, grus og klastar i ulike storleikar. Landforma vert forma av smeltevatn i subglasiale tunellar, og ofte relativt nær ismarginen (Fredin mfl., 2013). Vidare vil materialet ha ei form for sortering, grunna vekslende transportevne i subglasiale elvar til ei kvar tid (Benn & Evans, 2010:479). Dette står i kontrast til drumlinar, som er avsett direkte av bre. Av dei nemnde ryggane på søraust-sida av



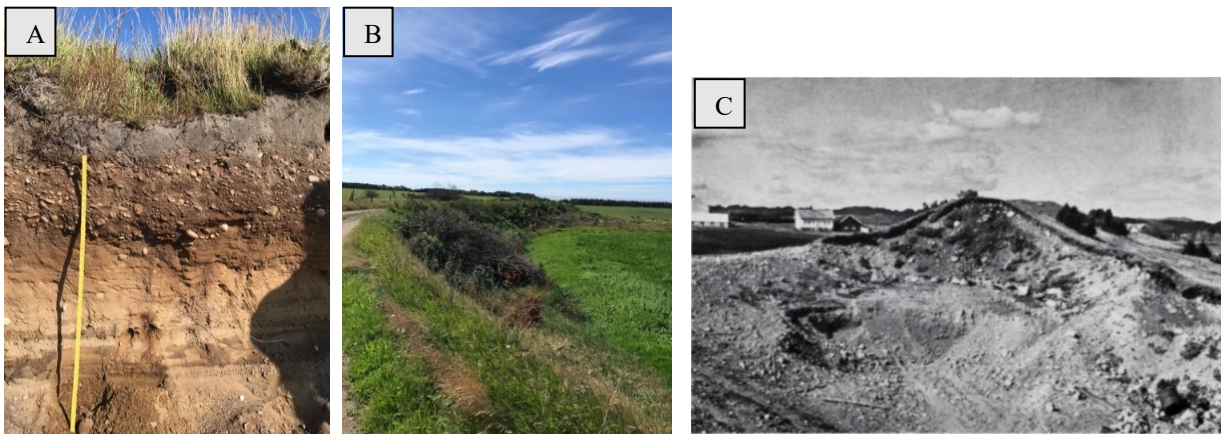
Figur 5.3. Eksponert materiale i ryggform ved Kviljo. Runda og sortert materiale. N 58°04.6804 A6°41.4421

Kviljobukta indikerer funn i felt at ryggen nærast Kviljobukta er avsett glasifluvialt. Figur 5.3 syner eit snitt i nemnt rygg vendt mot aust, greve ut i samband med utbygging. Snittet syner materiale med ei viss sortering, samt avrunda klastar som indikerer abradering av vatn i rørsle. Eskerar har ofte ei kompleks lagstruktur, med kryssande stratigrafi og raske variasjonar i kornstorleik, grunna store naturlege variasjonar i avsetningsforhold då materialet vart avsett av

smeltevatn (Benn & Evans, 2010:479). Ryggforma er markert som ein esker i karta på bakgrunn av at materialet lite truleg er avsett direkte av bre, grunna sortering og rundingsgrad. Vidare ligg ryggforma sentralt i eit glasifluvialt avsett område. Då eskerar vert avsett subglasialt, kan

det tenkaste at berre toppen av eskeren stikk opp, og at området rundt er fylt ut subarilt medan breen trakk seg attende.

Eksponerte snitt (figur 5.4a) og grustak, i tillegg til kartlagde eskerar (figur 5.4b,c) syner glasifluviale avsetningar òg på vestsida av Kviljobukta. I figur 5.4a er materialet i snittet meir finkorna, som kan ha samband med lågare vassføring i ytterkanten av glasifluvialt danna landskap. Snittet ligg eksponert på austsida av elva Åna, som vart greve ut i samband med senking av vatnet i 1918.



Figur 5.4. A: Eksponert snitt med sortert stratigrafi. B: Esker ved Nesheim (N58°04.8488 A6°40.1677), bilete teke mot sør. C: Same esker som B, foto teke frå motsett retning, med Nesheimgardane i bakgrunnen. Henta frå Andersen (1960:85).

Ei eksakt grense mellom glasifluvialt og glasialt avsette sediment er utfordrande å setje med dagens infrastruktur og jordbruk. Grenseområdet er dermed satt på bakgrunn av tidlegare kartlegging av området av Noregs geologiske undersøking (Fredin mfl., 2015).

Delar av dei glasiiale avsetningane er markert som tynt morenedekke, kor berggrunn stadvis er eksponert. Dette gjeld i hovudsak nord for, og mellom Hanangervatn og Kråkenesvatn. Dette området ligg i grensesjiktet mellom heilandskapet og lausmassane på Listahalvøya, som resulterer i vesentleg tynnare lausmasselag i kombinasjon med mykje grunnfjell.

Dei marine avsetningane i feltområdet er avgrensa til under ~8 m o. h., som tilsvarar marin grense i området. Det har vorte konkludert med at MG vart nådd under tapestransgresjonen, som fann stad i tidleg/midt-holosen tid (~8500–7000 kal. år BP) (Prøsch- Danielsen, 1997; Romundset mfl., 2015). Marin grense har av fleire forskarar vorte relatert til høgde på strandvollar i området (t.d. Prøsch-Danielsen, 1997). Strandvollomgrepet vert brukt om både

aktive og relikte formar, bygd opp av lausmassar flytta av bølgeaktivitet eller tidevatn (Otvos, 2000). Grovare materiale i vollane representerer truleg episodar med høg energi tilstade, dømesvis ved stormflo. Slike vollar vert gjerne avsett fleire meter over middelasstand (Otvos, 2000), og gjer dermed eit overdrive bilete på marin grense i området. Ei rekkje strandvollar er markert i karta (vedlegg 1 & 2). Fleire undersøkte strandvollar i feltområdet har bimodal fordeling, med i hovudsak to representerte kornstorleikar (sand og stein), og godt avrunda klastar. I dag er området mellom Nesheimsanden og Kviljobukta beståande av ei rekkje parallelle strandvollar, som i stor grad er oppstykkka og erodert. Strandvollane kjem fram som ryggformar på digitale høgdemodellar, som er brukt som hjelpemiddel i kartlegginga av dei. Vidare strekk strandvollar seg austover som parallelle ryggar i bakkant av Kviljosanden bort til Hanangervatn. Både Kviljobukta og Hanangervatn er demma opp frå havet av strandvollane, som har vorte referert til som *indre og ytre Hananger strandvollsystem* (Prøsch-Danielsen, 1997). Den opphavelige høgda på strandvollane refererer til øvste nivå kor havet har fått påverke, rett etter bassenga vart demma opp og isolert frå havet. Romundset mfl. (2015) presenterer sterke bevis for at middelasstand under tapestransgresjonen har vore ~5 m o. h. Strandvollar avsett av middelasstanden vil imidlertid vere vaska vekk av stormvollar i området, og middelasstanden vert dermed tolka på bakgrunn av isolasjonsbasseng. Som følger av erosjonsprosessar er det ikkje mogleg å etablere eksakt høgde for den originale høgda/terskelen på vollane ved byrjinga av/mid-t-holosen. I dag ligg bilvegen oppå den høgaste strandvullen sør for Hanangervatn. Marint avsett materiale er vidare dekkja av mektige lakustrine og eoliske avsetningar fleire plassar.

Eoliske lausmassar på Lista førekjem i eit belte langs store delar av kysten i bakkant av strandsona. Dei eoliske avsetningane dekkjer stadvis overgangen frå marine til glasiale lausmassar. Frå Nordhasselvika i vest til Lomsesanden i aust finst det i underkant av 10 km med sandstrender med eoliske avsetningar i bakkant. Ei eksakt avgrensing av dei eoliske sanddekka er utfordrande, då vegetasjon og avstengde beiteområde er veletablert i dei aktuelle områda. Avgrensingar tek dermed utgangspunkt i ei grense mellom enkeltobservasjonar av eolisk opphav, samt flybilete av ulik alder (Lista 1956:WF-0757, Sørlandet 2014: TT-14144 og Farsund sentrum 2011: TT-13944) og tidlegare kartlegging (Fredin mfl., 2015).

Litologisk sett skil materialet i dei eoliske avsetningane seg i liten grad frå den marint transporterte sanden i strandsona. Hovudforskjellen er at sedimenta er vindtransportert, som medfører betre sortering, varierende lagdeling og kryssjikt (Kocurek & Nielson, 1986).

Eit mektig, meir eller mindre samanhengande dekke av eolisk materiale strekk seg frå Kådesanden i vest, til Havika i aust. Frå kystlinja og opp til Kviljobukta vert eoliske dyner nær kysten avbrotne av marine avsetningar, kor strandvollar med stein- og blokkrikt materiale dominerer gjennom skogen. Utgraving i samband med bygging av travbane har truleg bidrege med eksponering av marine avsetningar. I øvste del av den markerte marine avsetninga finst talrike eoliske dyner, dekkja av beitemark (figur 5.5). Det kontinuerlege vegetasjonsdekket indikerer eit stabilt miljø i dag.



Figur 5.5. Eoliske haugforma avsetningar er markert. Raudt merke syner lokalitet for stratigrafisk undersøking. Bilete teke mot NA

Stratigrafiske undersøkingar (punkt a i figur 5.5) syner homogen godt sortert sand med mektigheit > 70 cm. Lokaliteten ligg 7–8 m o. h., og vert markert som flygesanddyner avsett oppå marine avsetningar. At flygesanddyner er avsett oppå marine avsetningar vert og indikert i samtale med grunneigar av gard til høgre (aust) i figur 5.5, som fortel om ei tid då dei bygga ut garden og fann mykje skjel og «*det lukta gammal sjø*» (Pers. Komm). Ved hjelp av flyfoto frå 1956 kan ein tydeleg sjå korleis framveksten av vegetasjon dei siste tiåra har bidrege til å binde sandflukt i området. Travbana (figur 5.6) vart i følge grunneigar bygd ut på 90-talet, tidlegare var det eit sandtak her.



Figur 5.6. Kviljobukta i bakkant av Nesheimsanden. Bilete til venstre syner tett vegetasjon og travbane, medan bilete til høgre syner vesentleg meir eksponert sand. Kartlag Sørlandet 2014 og Lista 1956.

Vidare austover finst spreidde vindavsetningar i bakkant av Haugestranda, kor fleire deflasjonsstrukturar er synlege i store beiteområde. Større eoliske dekker førekjem og i området bak Einarneset og Lomsesanden, heilt aust i feltområdet. Her er mykje grunnfjell eksponert, med flygesandsdekker som flekkvis ligg over grunnfjellspartia. Mellom Grønodden og Lomsesanden er det kartlagt eit samanhengande tynnare eolisk dekke, som delvis er dynetrau i dag. Dynetrauet ligg 1 m over dagens havnivå. Dynetrau vert kjenneteikna ved at sterk vind eller bølger bryt gjennom langsgåande sanndyner, og sand legg seg i forsenkingar i bakkant av strandsona (Høiland, 1974). Lett, tørr sand vert transportert vekk med vind, og ein står att med erosjon ned til grunnvasspeglet. Naturforma er fuktig, tidvis oversvømt, og gjev særskilde vekstforhold for enkelte planter (Lundberg, 2013). Ved Einarneset har sanden òg høgt innhald av skjelkalk som bidreg til dette.

På nordvestsida av Hanangervatn er ein skarp abrasjonskant markert, og som truleg er synleg i dag grunna låg vasstand. Abrasjonskantar finst og fleire stader langs kysten, kor bølgeabrasjon har tært på landet som følger av strandmateriale i rørsle. Dette vitnar om eit vassnivå som har låge stabilt ein periode, og greve kantar i materialet. Vidare er fleire myrer markert i kartet. Mange av dei små myrene er eit resultat av senka vasstand i fleire av vatna i området. Den største myra i studieområdet er markert aust for flyplassen, og er truleg demma opp av morenemateriale.

Den lakustrine avsetninga som omkransar Nesheimvatn og Kviljobukta er kartlagt på bakgrunn av storleiken på Nesheimvatn i 1893 (figur 2.3b). Då vasstanden har vorte senka vert sediment avsett i innsjø eksponert. Lakustrine sediment er finkorna, avsett i stillestående vatn, og har ofte

ei tilnærma horisontal lagdeling. Vidare er avsetningane ofte beståande av kornstorleikar frå fin sand til leire, saman med organiske lag (Corner & Haugane, 1993). Mykje av områda kor lakustrine sediment er markert er imidlertid oppdyrka av bønder i dag, som gjer det vanskeleg å identifisere lakustrin stratigrafi i felt.

Bart fjell er kartlagt i dei nordlege delane av studieområdet, samt i området rundt Einarneset. Her finst og antropogene fyllmassar knytt til bygging av ein aluminiumsfabrikk.

5.2 Logging av snitt/ dynestratigrafi

Det vart greve og undersøkt fleire snitt i felt. Målet med undersøkinga var å studere dynestratigrafien og på den måten finne spor etter respons på tidlegare stormaktivitet. Det var òg eit mål å datere paleosoler eller anna organisk materiale, i håp om å tidfeste eolisk aktivitet i området. Snitt A ligg i eit vegetasjonsdekt terreng med spreidde, haugforma avsetningar. Snittet er greve med spade, 1.5 meter frå toppen av avsetninga, og er i underkant av 1 meter djupt (figur 5.7). Frå toppen finst eit stabilt vegetasjonsdekke, som går over til å verte ei blanding av jordsmonn og sand ned til ~30 cm. Vidare førekjem spreidde røter og vegetasjonsrestar ned til 80 cm, som er total høgd på det studerte snittet. Sanden har vekselvis lysare og mørkare gråfarge, og består tilsynelatande av korn i same storleik. Då marin og eolisk



Figur 5.7. Snitt A, stratifiseringar i sand

sand er utfordrande å skilje i slike miljø, er det ikkje identifisert om sedimenta er av marint eller eolisk opphav, eller ein kombinasjon. Skjell og skjellfragment vart imidlertid ikkje identifisert, som tyder på at sanden heller er avsett eolisk enn marint. Form og plassering på den undersøkte avsetninga, samt djupna på snittet vil støtte denne tolkinga. Tre tynne lamina (~0.2 cm) med mørk grå/svart farge vert identifisert. Laga består truleg i større grad av mafiske mineral enn øvrig stratigrafi. Grunna mangel på organisk materiale i sekvensen vart det ikkje teke ut prøvar til datering.

Snitt B befinn seg i ei fordyne på den austvendte sida av Kviljodden. Toppen av fordyna er 6.3 m o. h., og snittet er greve ned til 2.5 meter under toppen (figur 5.8). Fordyna er dekkja med

marehalm, og dei øvste ~70 cm består av tette røter og jordsmonn. Mengda røter avtek med djupn, og ved ~50 cm består avsetninga utelukkande av sand.



Figur 5.8. A: Plassering av snitt i fordyne markert med raudt. B: Snitt med homogent materiale

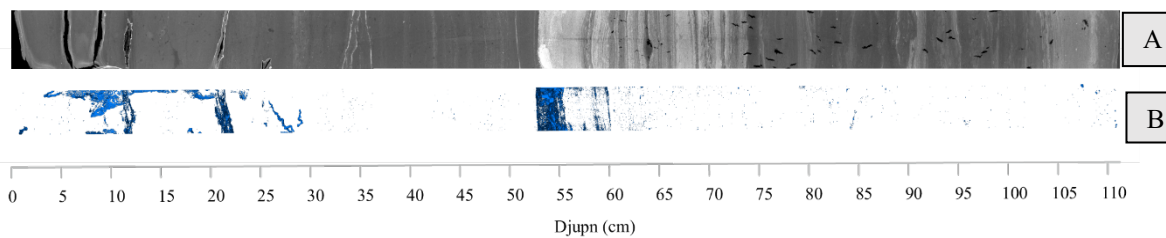
Sanden i snittet er gjennomgåande homogen utan tydelege stratifiseringar, lys grå i farge, og består av fin til grov sand. Dette kan tyde på at det er stor aktivitet i denne type dyner, og at lite stabilisering har funne stad før no. Det vart ikkje funne materiale for datering i snitt B. To tilsvarande snitt vart greve like i nærleiken i håp om å finne begravde jordsmonn for datering, utan hell. Samtlege snitt indikerer høg remobilisering av sand på Lista, og at dei undersøkte dynene i denne studia truleg er av ung alder.

Meir ideelt for ei slik undersøking ville vore eoliske dyner med meir naturleg eksponering (lettare tilkomst), og lengre sekvensar synleg for logging. Vidare ville ein lengre avstand frå havet truleg gjeve meir stabile forhold, derav betre bevarte stratigrafiar. Aktuelle lokalitetar vart ikkje funne med tida og utstyret som var til rådighet i feltperioden.

5.3 Terskelanalyse

Figur 5.9 syner resultatet frå terskelanalysen som vart gjennomført på data frå CT-skanninga, ved hjelp av programvara Avizo 3D. Avizo 3D er eit verktøy som kan bidra til å fremme ulike karakteristikkar i ei sedimentkjerne i høgopløyslege 2- og 3D modellar. Figur 5.9a reflekterer ulikt materiale i kjerna ved gråskala. Variasjonar i gråfargar tek utgangspunkt i tettleiksvariasjonar, med kvit som høgaste verdi. Kvite pikslar representerer minerogene

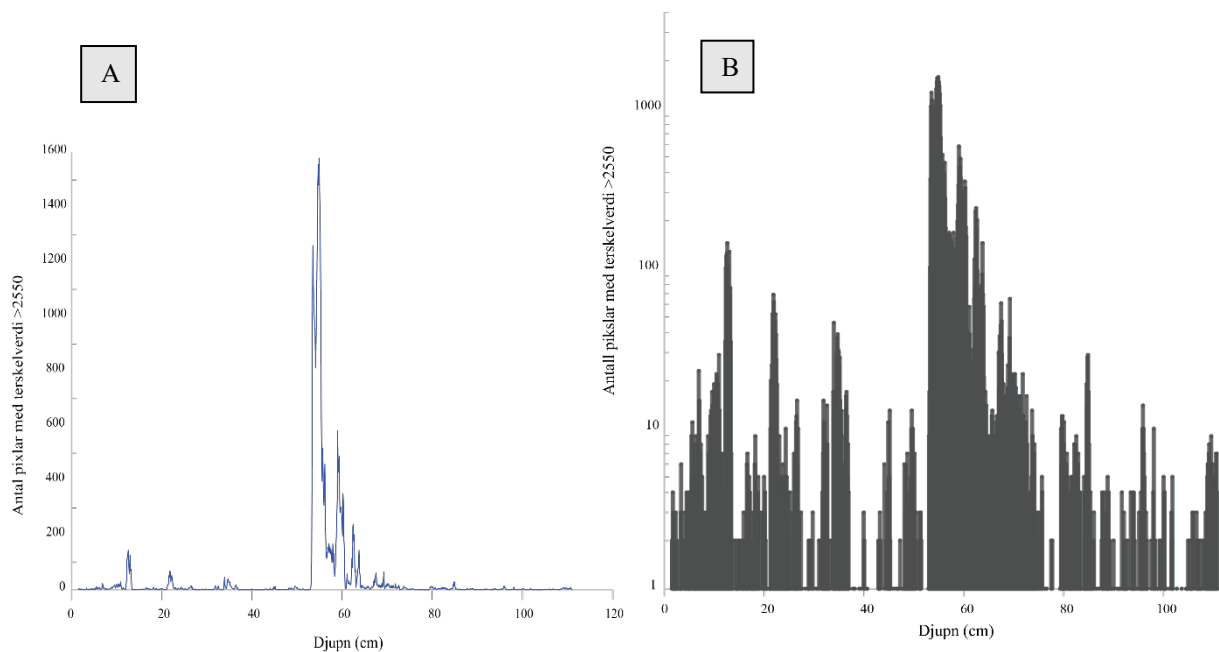
partiklar med høg tettleik, i alle storleikar, og gjev eit godt inntrykk av anriking av minerogene partiklar i KVILU-219. I figur 5.9b representerer blå pikslar partiklar $>250 \mu\text{m}$, som har gråskalaverdi >2550 , som er den manuelt utvalde terskelverdien i denne studia. Terskelverdien har imidlertid medført ein del støy i intervallet 0–30 cm, grunna luftforstyringar og bioturbasjon. Dette vert beskrive vidare i kapittel 6.4.2.



Figur 5.9. A: Resultat frå CT-analysen i gråskalaverdiar. B: resultat frå terskelanalysen, kor blått reflekterer minerogene partiklar $>250 \mu\text{m}$

Figur 5.10a gjev ei grafisk framstilling av antalet pikslar med gråskalaverdi over terskelverdi plotta mot kjernedjupn, medan 5.10b syner datasettet på logaritmisk skala for å betre få fram variasjonane blant dei låge verdiane.

I alle underkapitla i kapittel 5.4 vil utsnitt av terskelanalysen for det aktuelle intervallet bli vist, for å synleggjere distribusjonen av minerogene partiklar i kjerna.



Figur 5.10. Båe figurar syner antal teljingar av pikslar med gråskalaverdi over 2550, plotta mot kjernedjupn. Figur B syner datasettet på ein logaritmisk skala.

5.4 Presentasjon og tolking av KVILU-219

KVILU-219 består av sediment med variasjonar i både farge, kornstorleik og tekstur. På opphentingstidspunkt målte kjerna 133 cm. Vasstapet som fylgjer av at kjerna har stått i eit år før analyser starta tilsvarar ei samansynking på 22 cm. Gjenverande materiale måler 111 cm frå topp til botn, kor dei fyrste ~40 cm er mest prega av vasstapet og krympa. Nedste del har tilsynelatande vorte mindre påverka, og tilsvarar truleg tilstand ved opphenting. Luftlag er godt synleg i øvste del, medan CT-skanning avslører luftbobler jamt fordelt i heile kjerna, med overvekt i utprega organiske lag. KVILU-219 er delt opp i seks einingar, basert på visuelt observerte endringar, som sedimentkomposisjon, farge og kornstorleik (figur 5.14). Eining A er den eldste (botn) og F er yngst (topp). Presentasjon av kjerna, samt vidare diskusjonar vert presentert kronologisk.

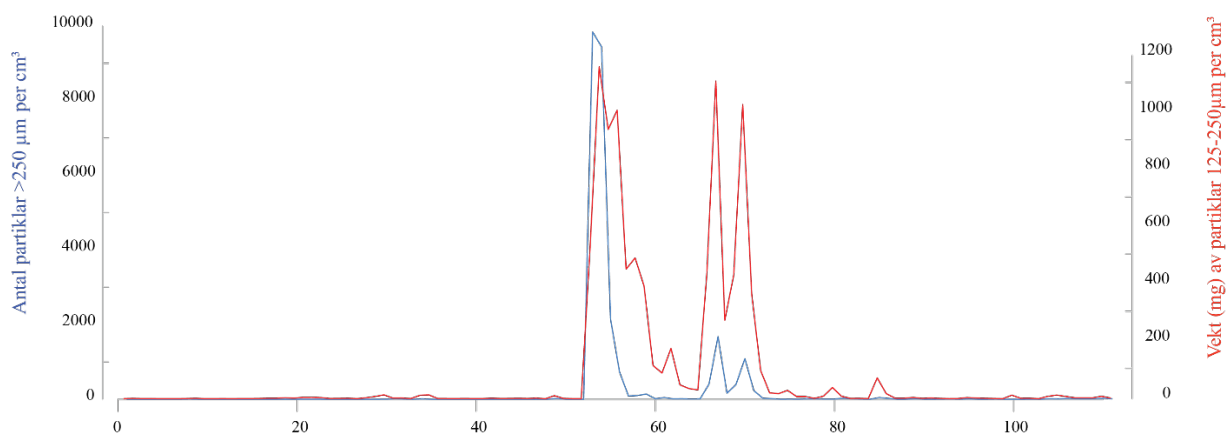
For at samtlege data skal kunne presenterast på same skala, har MS (0.2 cm) og dei ulike elementa frå XRF (0.05) vorte *resampla*, til 0.5 cm skala. Glødetap er teke med den dårligaste oppløysinga (0.5 cm) og bestemmer dermed skalaen. Dette medfører at dei presenterte verdiane er eit gjennomsnitt av høvesvis ti og fem målte verdier.

Beskriving og tolking av einingane i følgjande underkapitlar tek utgangspunkt i resultat frå XRF, minerogene partiklar >250 og 125–250 μm , glødetap, og magnetisk susceptibilitet. Resultata frå glødetapsanalysen og magnetisk susceptibilitet vert vist i figur 5.13. Verdier for DBD er gonga med 2, for å få vekt per 1 cm^3 . Resultata frå analysen av partiklar >250 og 125–250 μm (figur 5.11) vert tolka saman med resultat frå terskelanalysen. Figur 5.14 syner valde element frå XRF-analysen normalisert og plotta mot kjernedjupn.

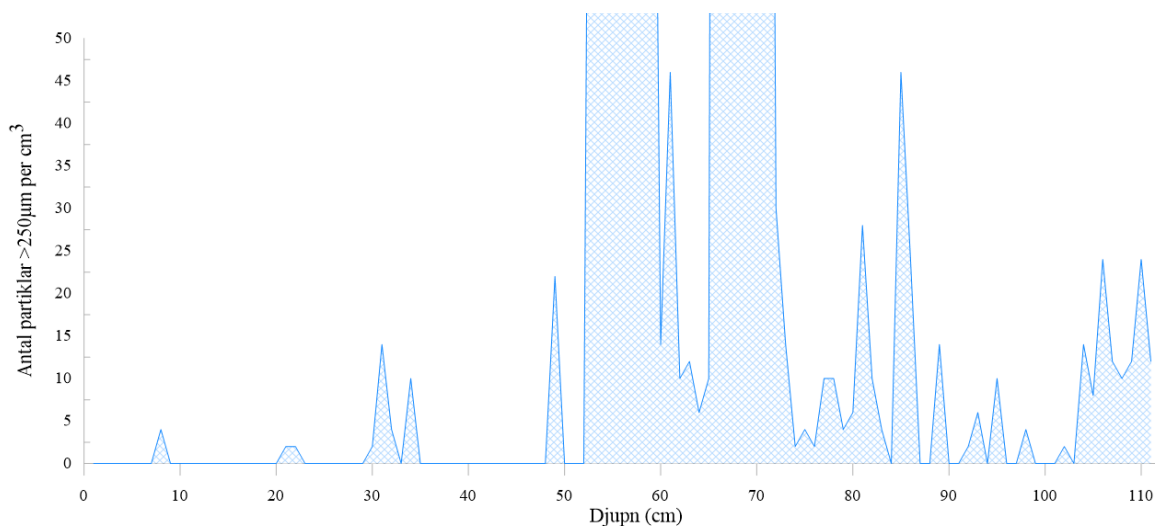
Den geokjemiske analysen resulterer i elementintensitetar med stor spreining, samt varierende kvalitet. Hovudelementa med dei høgaste telleratane har ofte vist seg å vere dei mest pålitelege, medan sporelement er knytt til ei større usikkerheit (Longman mfl., 2019). Elementa som vert fokusert på i denne studia har i snitt >250 cps, og er følgjande: Kalium (K), kalsium (Ca), mangan (Mn), brom (Br), jern (Fe), titan (Ti) og strontium (Sr). Incoherent/Coherent (inc/Co) *scattering ratio* vert og brukt som eit verktøy for å minimere feilkjelder. Inc/Coh (usamanhengande og samanhengande spreining av røntgenstrålar) bidreg til å reflektere variasjonar i organisk materiale i ei prøve (Chagùe-Goff mfl., 2016). Alle rådata er dermed normalisert på summen av inc/coh (total spreining), for å kompensere for måleforstyringar

grunna vass- og organisk innhald. Dette gjev den beste indikasjonen på relative skilnadar mellom dei målte elementintensitetane langs med kjernedjupn (Davies mfl., 2015).

Resultat frå analysen av sand $>250\ \mu\text{m}$ og $125\text{--}250\ \mu\text{m}$ syner minerogene partiklar med ujamn distribusjon i KVILU-219. Fleire prøvar innehaldt ingen partiklar $>250\ \mu\text{m}$, medan den største prøva innehaldt 9840 partiklar. Eit gjennomsnitt på 243 partiklar per prøve og standardavvik på 1305 vitnar om stor spreing i datasettet. Figur 5.11 syner mengd partiklar $>250\ \mu\text{m}$ per cm^3 som blå linje, og vekt (mg) av partiklar i storleiken $125\text{--}250\ \mu\text{m}$ som raud linje. Figur 5.12 syner eit meir detaljert bilete av antal partiklar $>250\ \mu\text{m}$, som ikkje kom fram i figur 5.11 grunna spreinga på Y-aksen.



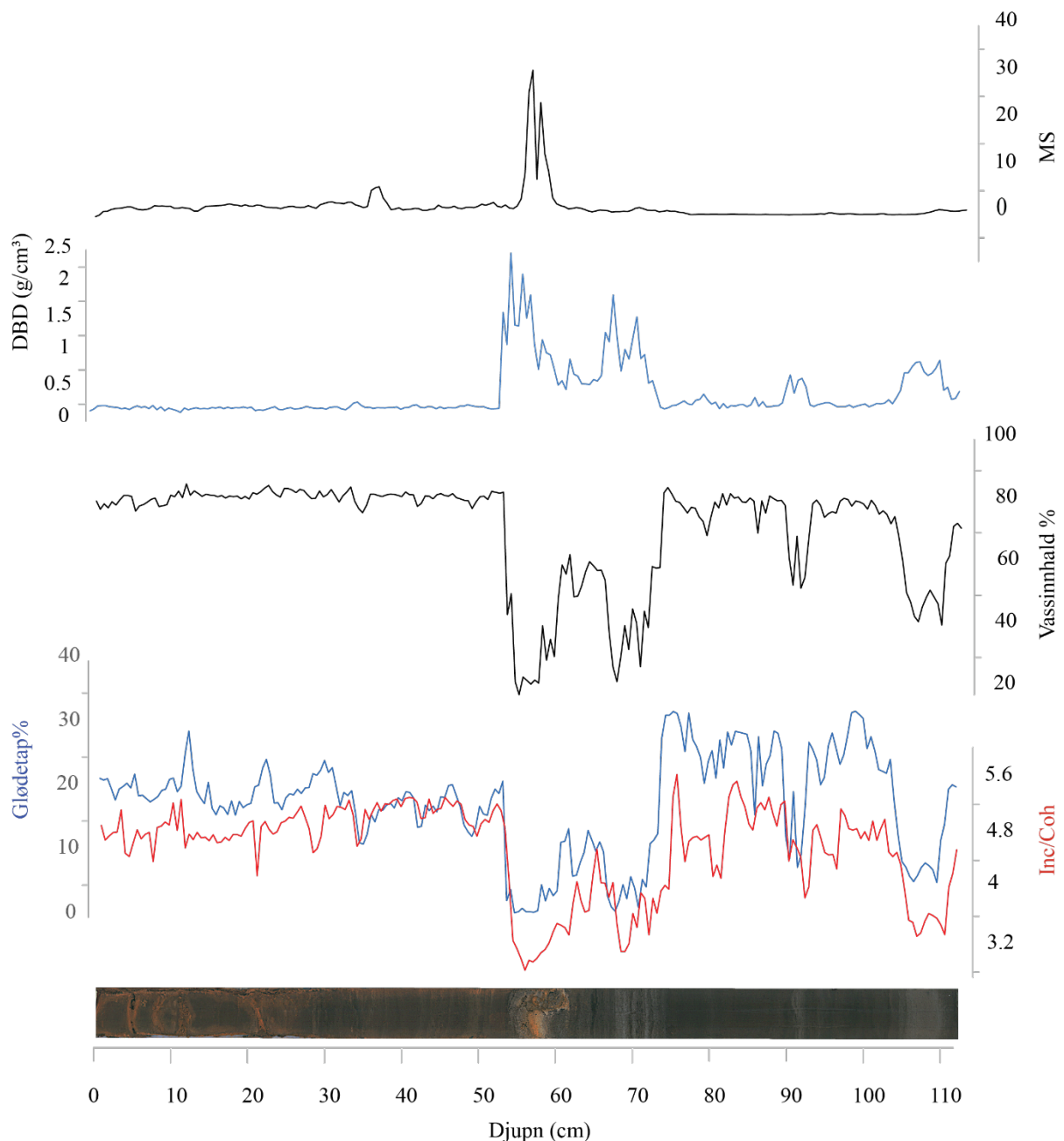
Figur 5.11. Minerogene partiklar per cm^3 . Blå linje syner antal partiklar $>250\ \mu\text{m}$, medan raud syner vekt av partiklar $125\text{--}250\ \mu\text{m}$. Plotta mot kjernedjupn.



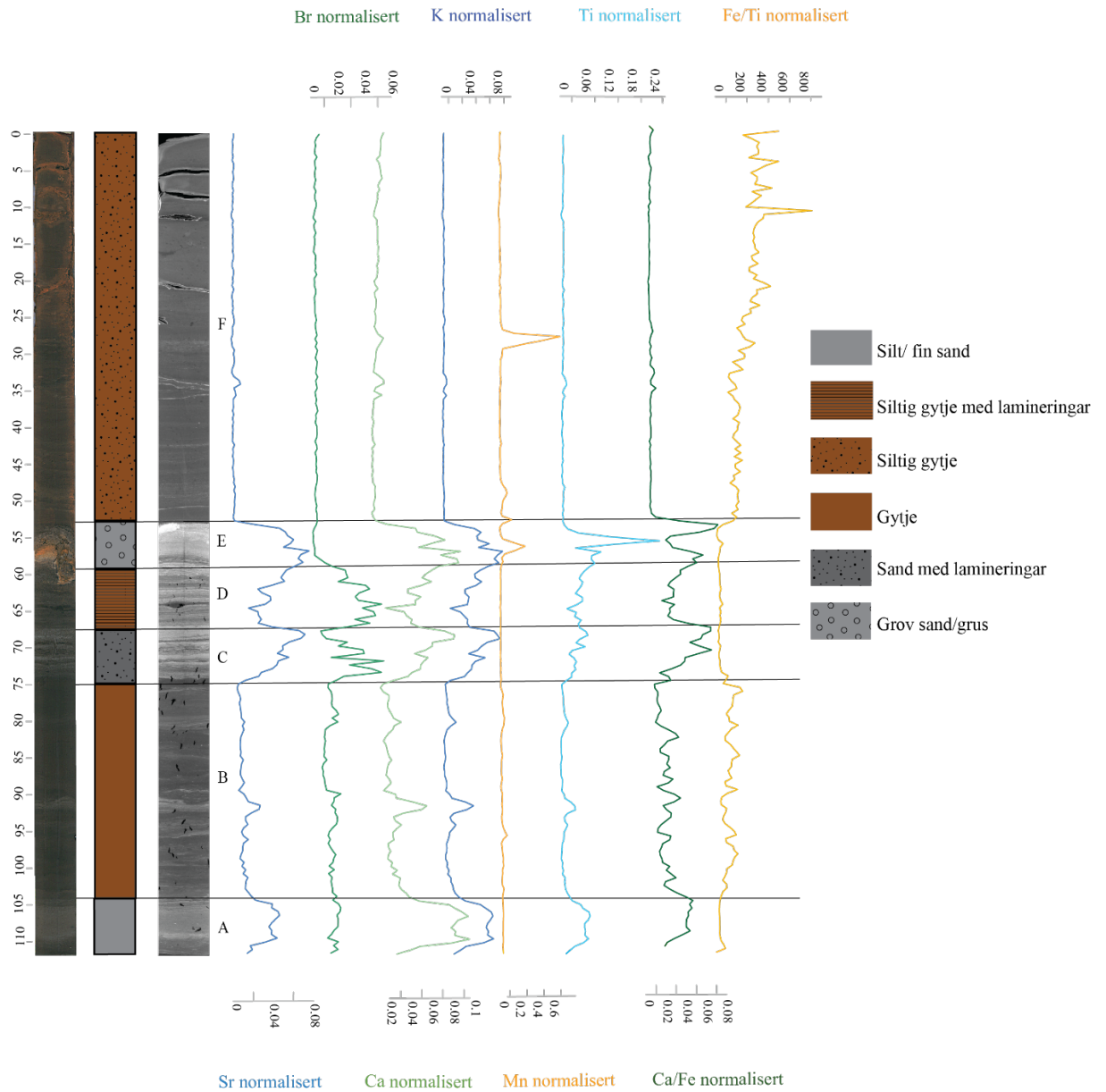
Figur 5.12. Meir detaljert bilete av mengda minerogene partiklar $>250\ \mu\text{m}$ per cm^3 , plotta mot kjernedjupn.

Alle prøvane er analysert ut frå oskerestar ($0.5\ \text{cm}^3$) og gonga med to for å kunne kalkulere ASI som tek utgangspunkt i antal avsette partiklar per cm^3 . Dei vegne prøvane i storleiken $125\text{--}250$

μm syner og stor spreining, med vekt frå 0–1161 mg. Gjennomsnittleg vekt er 87.5 mg, med eit standardavvik på 284 mg. Talde og vegne partiklar syner relativt godt samsvar ($r=0.6$), med toppar og botnar som finn stad på same djupner. Grunna ulik skala på Y-aksen kjem dei minste variasjonane i vektkurva betre fram enn kurva som syner mengd. Figur 5.12 synleggjer auka mengd partiklar på 21–22 cm, på rundt 30 cm, og frå 70 cm og ned til botnen, som ikkje kjem fram i figur 5.11.



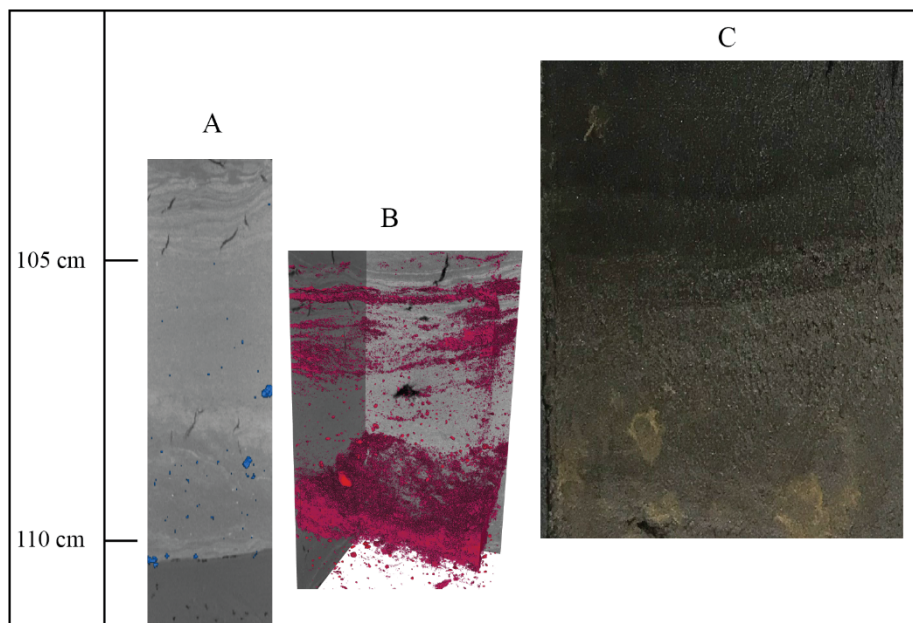
Figur 5.13. Magnetisk susceptibilitet, DBD, vassinnhald, glødetap samt inc/coh for KVILU-219 plotta mot kjernedjupn.



Figur 6. Utvalde element frå geokjemisk analyse plotta mot kjernedjupn. Foto av kjerna, illustrasjon av einingar og resultat frå CT-skanning ligg ved.

5.4.1 Eining A: 110–104 cm

Eininga består av minerogent materiale, med glødetapsverdiar $<8\%$ og DBD på $\sim 0.3\text{--}0.9\text{ g/cm}^3$. Partiklane i storleiken $>250\text{ }\mu\text{m}$ er relativt få (frå 8–24 stk), og vekt av partiklar $125\text{--}250\text{ }\mu\text{m}$ er låg (figur 5.11). Materialet i eining A er dermed bestående av silt og fin sand. Data frå MS-analysen syner ingen tydeleg tendens i eininga. 3D-modell frå CT-skanning (figur 5.15b) syner ei solid auke av materiale med høgare tettheit enn matriks ved 105 og 109 cm djupn. Då dei største korna er få, vil raud farge illustrere ein konsentrasjon av silt og fin sand ved dei nemnde kjernedjupa. Teljingar frå terskelanalysen gjev eit resultat på færre enn 10 partiklar per bin med gråskalaverdi >2550 , visualisert med blått i figur 5.15a. Dette samsvarar godt med manuell teljing av partiklar i storleiken. Vidare syner den geokjemiske analysen høge teljingar for Ti, Sr, K og Ca/Fe, samstundes som Ca har sitt høgaste utslag gjennom heile kjerna her.



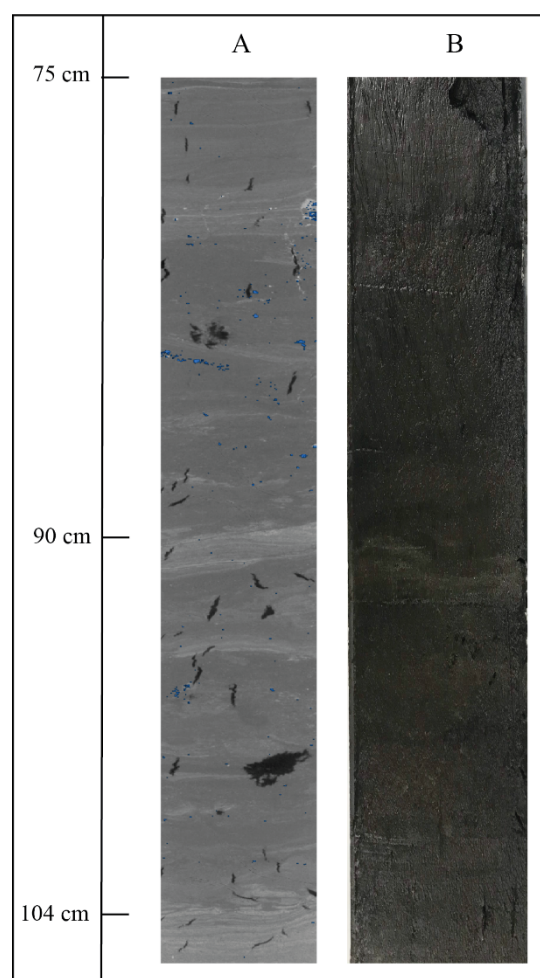
Figur 5.15. A: Resultat frå terskelanalysen. Partiklar $>250\text{ }\mu\text{m}$ med terskelverdi over 2550 vist i blått. B: Resultat frå CT-skanning, kor raudt reflekterer materiale med høg tettheit relativt til matriks. C: Foto av eininga

Radiokarbondateringar syner at sedimenta i eininga vart avsett i perioden mellom 7730 og 7520 kal. år BP. I denne perioden har Kviljobukta endå ikkje vorte isolert frå havet, då tapestransgresjonen framleis haldt fram i tidsrommet (Prøsch-Danielsen, 1997; Romundset mfl., 2015). At eininga er avsett i eit marint miljø vert òg indikert av fleire geokjemiske element. Ca har dømesvis vorte brukt som proxy på marin påverknad (saltvatn) på innsjøsediment, i samsvar med blant anna stormhendingar (Chaguè-Goff mfl, 2010; Cuven mfl., 2011). Erosjon av kalsiumhaldig berggrunn kan imidlertid òg bidra til minerogen sedimenttilførsel med høgt kalsiuminnhald (Kylander mfl., 2011). Då det ikkje finst tilstrekkeleg terrestriske kjelder til

kalsium i området, vil det vere rimeleg å anta at toppane med teljingar av kalsium kan tyde på eit marint miljø, kor skjell og foramaniferer dannar skal av kalsiumkarbonat. Om tilfelle er at avsett kalsiumkarbonat har vorte lagra i sedimenta, vil det høge nivået i eininga reflektere marine forhold (Cuven mfl., 2011). Sr, som og berre finst i havet (Balascio mfl., 2011), syner i stor grad same tendens som Ca ($r=0.9$) i eininga. Høge verdiar for Ti, Sr, Ca, K og Ca/Fe, indikerer betydeleg minerogen influks frå kringliggande område i perioden då sedimenta i eininga vart avsett. Den overordna trenden i dømesvis Ca følger mengda minerogen input, vist ved høg korrelasjon til DBD ($r= 0.8$).

5.4.2 Eining B: 104–75 cm

Litologisk skil eininga seg ut med bortimot svart farge og redusert mengd minerogen influks frå eining A. Eininga består i hovudsak av gytje, med innslag av minerogent materiale i form av silt og fin sand. Basert på resultat frå terskelanalysen (figur 5.16a) og talde/vegne partiklar (figur 5.11) er det ingen aukande trendar av partiklar $>125 \mu\text{m}$ i eininga, men heller få og spreidde partiklar jamt fordelt. I overgangsfasen frå førre eining søkk verdiane for Sr, Ti, Ca, K, Ca/Fe og DBD, medan glødetapet aukar til $\sim 20\%$ og forblir jamt gjennom heile eininga med unntak av eit fall rundt 90 cm. Eininga har homogen litologi utan synlege stratifiseringar, med unntak av eit lag rundt 90 cm, med noko lysare farge. I dette laget aukar mengda talde partiklar $>250 \mu\text{m}$, i tillegg til at Sr, Ca, K, Ti, Ca/Fe og DBD aukar. MS syner ingen tydelege tendensar i eininga. Mengda luftbobler er høg i heile eininga samanlikna med resten av KVILU-219. I eininga vert det gjort funn av to stk. marine foraminifera ved 102–103 cm djupn.

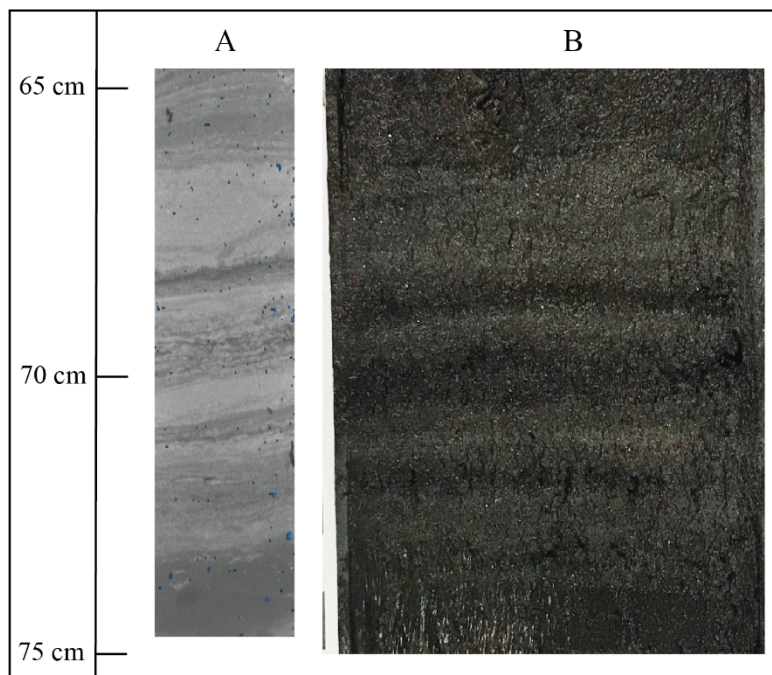


Figur 5.16. A syner resultat frå terskelanalysen. Partiklar $>250 \mu\text{m}$ med terskelverdi over 2550 vist i blått. B: Foto av eininga

Sedimenta i eininga er avsett mellom 7520 kal. år BP (103–103 cm) og 6590 kal. år BP (74–75 cm) og, og er i likskap med førre eining avsett før isolasjon av Kviljobukta. Sedimentkomposisjonen er imidlertid endra frå eining B, mot ein homogen litologi som indikerer høg organisk produksjon i vatnet då sedimenta vart avsett. Den auka mengda luftbobler som vert synleg gjennom CT-skanning (svart i figur 5.16a) er eit resultat av nedbryting og rotningsprosessar i organisk materiale. Sedimentasjonsraten søkk frå førre eining, som indikerer stabile forhold utan brå hendingar i perioden (~900 år) kor sedimenta vart avsett. Vidare syner figur 5.14 eit oppsving i fleire geokjemiske element (Sr, Ca, Br, K, Ti) samt DBD på ~90 cm, kor minerogent materiale i høgare grad er avsett. Laget har ein alder på 7065 kal år BP, og består i hovudsak av minerogent silt og fin sand <250 µm. Dette indikerer auka transport av minerogent materiale til bukta i ein avgrensa periode, truleg resultat av bølgeaktivitet, strøymingar i havet og/eller stormflo.

5.4.3 Eining C: 75–67 cm

Eininga består av fin sand (lysare grå) med lamineringar av mørkare farge (figur 5.17b). Glødetapet søkk til <5% i eininga, medan DBD aukar. Ei rekkje parametrar syner brå endringar i overgangsfasen frå B til C. Dette gjeld ratioen for Sr, Br, Ca, Ca/Fe, Ti og K, som alle aukar. Mengda partiklar >125 µm aukar og kraftig, saman med antal partiklar >250 µm. Figur 5.17a visualiserer ei jamn spreining av partiklar >250 µm.



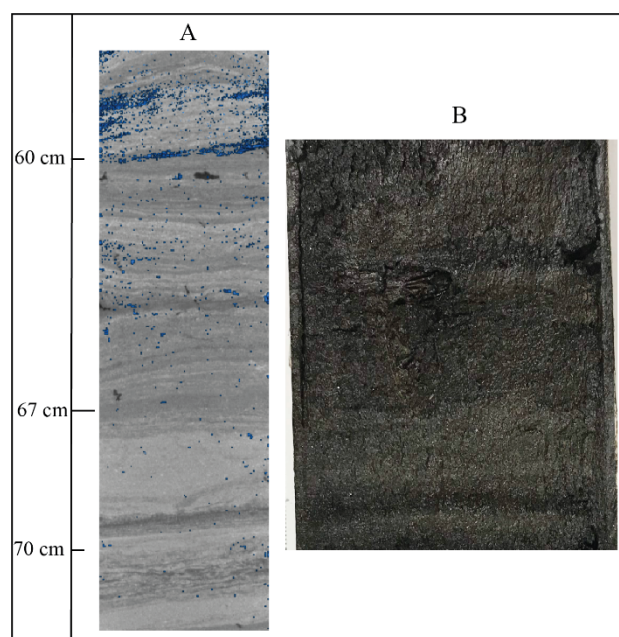
Figur 5.17. A syner resultat frå terskelanalysen. Partiklar >250 med terskelverdi over 2550 vist i blått. B: Foto av eininga

Botnen av eininga er datert til 6590 kal. år BP, medan 6540 kal. år BP er datert to cm over eininga. Dette gjev den høgaste sedimentasjonsraten i heile kjerna, med 8 cm avsett på ~50 år. Dei tydelege lamineringane kan indikere at sedimenta er avsett i ein isolasjonsfase, kor bukta

har vore ein lagune med relativt stillestående vatn (figur 2.8). Laguner er vatnmassar åtskilt frå havet ved dømesvis stormavsette strandvollar, dei er ofte grunne og med tidvis opne innløp (Kjerfve, 1994). Grunt vatn og vasking av sediment i strandsona kan medføre høge sedimentasjonsrater. Det geokjemiske signalet støttar at sedimenta i eininga er lagunesediment, avsett i eit miljø med hyppig influks av sjøvatn. Høge verdiar for Br har dømesvis i fleire studiar vorte peikt på som proxy for auka marin påverknad (til dømes Chaguè-Goff mfl., 2016; Schofield mfl., 2010; Unkel mfl., 2010). I eininga finst og ein topp i målingar for Ca, som syner høg korrelasjon med Br i denne delen. Ca vil som nemnt òg bidra til å kunne indikere eit marint avsetningsmiljø. I tillegg er både S og Cl vorten brukt som proxy på marin influks, men båd har for låge verdiar til å verte rekna som pålitelege indikatorar i denne studia (Balascio mfl., 2011; Chaguè-Goff mfl., 2010). Forholdet mellom Ca/Fe reflekterer om organisk eller minerogen input dominerer i sedimentasjonen (Elbert mfl., 2011). Forholdet mellom dei to elementa syner eit brått skifte i avsetningsmiljø i eininga. Som følger av at eining C skil seg ut frå over- og underliggande eining, i hovudsak grunna auka minerogen sedimentasjon, kan det tyde på eit skifte i sedimentasjonsregimet i det Kviljobukta vert demma opp frå havet.

5.4.4 Eining D: 67–59 cm

Ved ein brå overgang skil eining D seg frå førre eining. Eining D består av siltig gytje med bortimot svart farge. Lamineringar er knapt synleg visuelt (figur 5.18b), medan dei vert tylege gjennom CT-skanning (figur 5.18a). Eininga oppheld seg midt i mellom to relativt like einingar (C og E) som skil seg ut frå resten av kjerna. Frå førre eining kjem ein brå nedgang i talde og vegne partiklar (figur 5.11). Vidare søkk verdiane for Sr, Ca, K og Ca/Fe, medan Br-verdiane forblir høge. Mn og Fe/Ti syner ingen klare tendensar i denne eininga. Glødetapet aukar til rundt 15%, medan DBD søkk til rundt 0.8 g/cm^3 .



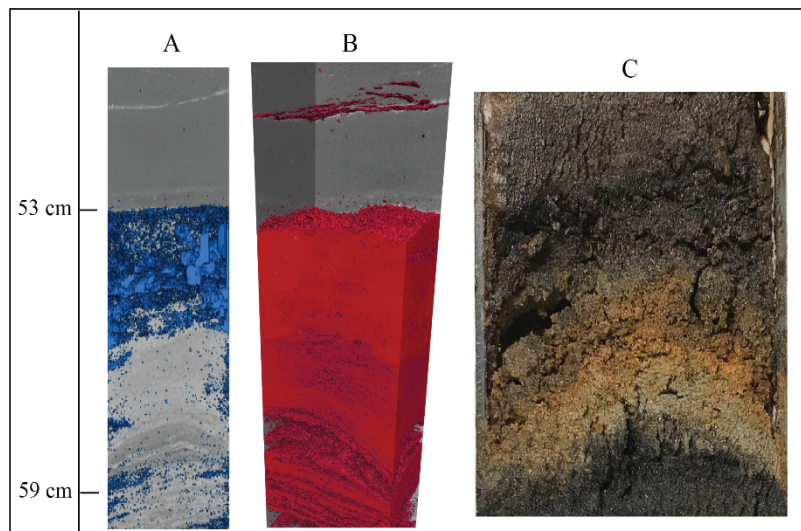
Figur 5.18. A: Resultat frå terskelanalysen. Partiklar >250 med terskelverdi over 2550 vist i blått. B: Foto av eininga

Både litologi, geokjemisk signal, glødetap og partikkelkvantifisering indikerer at eininga har høgare organisk produksjon enn førre eining. Sedimenta er, på lik linje med førre eining truleg

avsett i ein isolasjonsfase, kor Kviljobukta er ein lagune. Eit søkkande havnivå saman med eit stadig meir isolert vatn kan gje rolege forhold og organisk produksjon. Influx av sjøvatn førekjem truleg framleis i stor grad, sett ved dømesvis høge Br-verdiar.

5.4.5 Eining E: 59–53 cm

Eining E består av sand i ulike storleikar og grus med storleikar opp til 2 cm (lengste akse). Glødetapet er på sitt lågaste i denne eininga (mellom 0.1 og 4%) og DBD på sitt høgaste (2.4 g/cm³). Både teljing av korn >250 µm, vekt av korn 125–250 µm og terskelanalysen visar dei



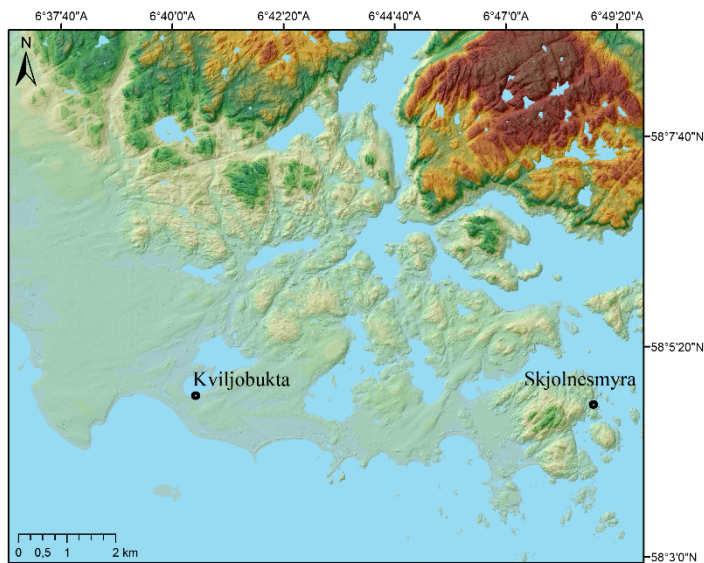
høgaste verdiane gjennom kjerna i denne eininga. Ei samanlikning av figur 5.19a

Figur 5.19. A: Resultat frå terskelanalysen. Partiklar >250 µm med terskelverdi over 2550 vist i blått. B: Resultat frå CT-skanning, kor raudt reflekterer materiale med høg tettleik relativt til matriks C: Foto av eininga.

og 5.19b avslører ei gradering i eininga, med dei største partiklane (over 250 µm, visualisert frå terskelanalysen) i øvste halvdel av eininga. Data frå CT-skanning syner høg tettleik i heile laget, som indikerer at nedste halvdel og er utelukkande minerogen, då beståande av partiklar <250 µm. Verdiar for Sr, Ca, Ti og K er høg gjennom eininga, før dei søkk mot neste eining. Forholdet mellom Ca/Fe gjev høgt utslag her, saman med MS. Mn syner og ein topp i eininga, medan Br held seg på eit lågt nivå.

Eining E er tilnærma fri for organisk materiale, synleg ved låge glødetapsverdiar. Vidare finst oppsving i parametrar som samsvarar med minerogen input. Litologien tilseier at ei brå hending har funne stad her, som er unik for eininga.

Studiar av Romundset (mfl., 2015) omtalar eit liknande gruslag i ei kjerne frå Skjolnesmyra, 8.2 km i luftlinje aust for Kviljobukta (figur 5.20). Dateringar frå studia syner at gruslaget vart



Figur 5.20. Plassering for Kviljobukta og Skjolnesmyra. Avstanden i luftilinje er 8.2 km.

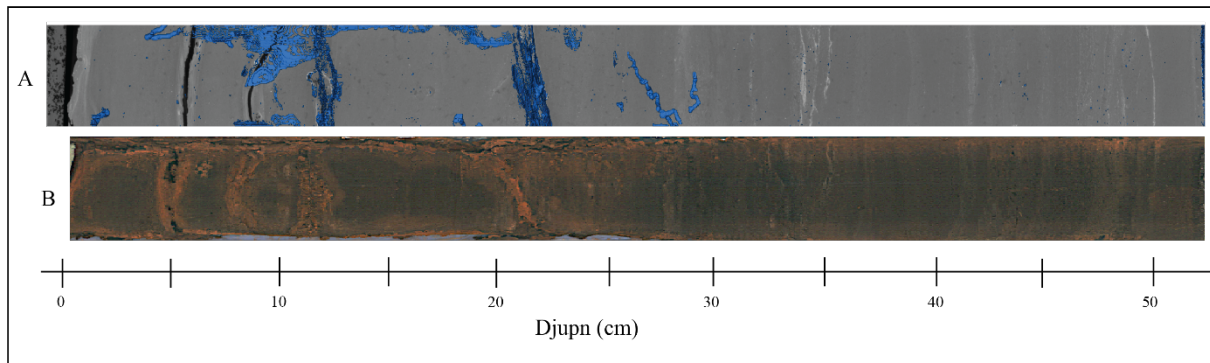
avsett ~5500 kal. år før notid. På dette tidspunktet var Skjolnesmyra eit vatn, som ikkje var isolert frå havet. Laget er tvilsamt avsett av ei stormhending, då stormhendingar førekjem relativt hyppig i området, og ingen liknande lag vert identifisert. Vidare har Skjolnesmyra ei skjerna plassering som usynleggjer at grusen har vorte avsett av bølger i samband med stormhendingar. Romundset (mfl., 2015) diskuterer om gruslaget kan ha

vorte avsett av ei tsunamihending, då materialet har høgt korrelert alder til tsunamiavsetningar identifisert på austkysten av Shetland (Bondevik mfl., 2005). Rekonstruksjonar gjev tsunamien ei høgd på 10 m, og det vert antekt at den kan ha forplanta seg austover og hatt innverknad på norskekysten. Typiske karakteristikkar for tsunamiavsetningar er imidlertid ikkje identifisert av Romundset (mfl., 2015) eller i denne studia, som gjer opphavet til gruslaget diskutabelt. Gruslaget vart forsøkt aldersbestemt utan hell, då minimumsalderen er kontaminert av nyare karbon. Dermed manglar eit eksakt tidsrom for hendinga, som har ein maksimalalder på 6550 kal. år BP (datert 5 cm under botnen av laget). Den reelle alderen vil dermed vere noko yngre, og korrelerer i henhald til aldersmodellen godt til dateringa av Romundset (mfl., 2015). Eininga vert dermed tolka som ei tsunamiavsetning, som råka Kviljobukta i ein lagunefase.

5.4.6 Eining F: 53–0

Nedste del av eininga (53–42 cm) består av lamineringar i gytje, medan øvste del er homogent organisk materiale (figur 5.21b). Eininga ber preg av uttørking og samansynking. Terskelanalysen syner få, spreidde partiklar >250 µm, og resultatet frå teljing og vekt syner lite minerogent materiale i eininga. Terskelanalysen syner imidlertid ein del støy i eininga, som vert diskutert i kapittel 6.4.2. Sr, Br, Ca, Ti, og Ca/Fe stabiliserer seg på eit lågt nivå, medan ratioen Fe/Ti stabiliserar seg på eit noko høgare nivå. Ei moderat auke av partiklar finn stad ved 34 cm djupn, kor tettleiksforskjellar frå CT-analysen kjem til syne som tre tynne lag minerogent materiale (figur 5.21a). MS syner auka verdiar i dette laget, etterfølgt av små toppar i Sr, Ca, K, Ti og Ca/Fe. Glødetapet for eininga ligg noko lunde stabilt rundt 20%, med ein botn på 11–

12% ved 34 cm djupn. Dei høgaste verdiane for Mn i kjerna er i eining F, mellom 25 og 30 cm djupn. I resten av eininga er verdiane for Mn stabilt låge.



Figur 5.21. A: Resultat frå terskelanalysen. Partiklar $>250 \mu\text{m}$ med terskelverdi over 2550 vist i blått. B: Foto av eininga.

Eining F, som er den yngste halvdel av kjerna, vert tolka til å være avsett i eit lakustrint miljø. Etter tsunamihendinga vert truleg vatnet meir og meir isolert, med eit havnivå som framleis søkk. Magnetisk susceptibilitet og svovel kan indikere periodar med stratifisering av vassøyla og påfølgande anoksiske forhold (Balascio mfl., 2011). Som nemnt er telleraten for svovel generelt svært låg, og vert ikkje vurdert som representativ. Funn av pyrittgangar i den aktuelle eininga vil imidlertid styrke indikasjonen på eit anoksisk miljø, då eit slikt miljø er ein føresetnad for at utfelling av svovel skal skje (Balascio mfl., 2011; Croudace & Rothwell, 2015). Figur 5.21a syner at bioturbasjon har funne stad i sedimenta, ved $\sim 26\text{--}30$ cm djupn. Bioturbasjon er eit resultat av organsimar som har ete seg gjennom jordlag/ sediment, og etterlete holrom. Slik biogenisk transport av partiklar, kan forstyrre sedimentstratigrafi og kjemisk profil, samt ha innverknad på fysiske eigenskapar i sedimenta, til dømes kornstorleik, porøsitet, permeabilitet og ventilering (Shull, 2009). Då dyr og nedbrytarar treng oksygen (Artsdatabanken, 2021), tyder det på at i tidsrommet kor gangane vart danna var miljøet oksisk, og at framveksten av pyritt har skjedd etter sedimenta vart avsett. Pyritt (og kalla svovelkis) er eit mineral som vert danna hydrotermalt ved at væske penetrerer holrom (i bergart eller sediment) og løyser opp element. Pyritt består av svovel og jern, og vert danna ved at dei nemnde elementa vert avsett i slike gangar. På det nemnde nivået i sedimenta ($27\text{--}28.5$ cm djupn) gjev det relative innhaldet av Mn eit høgt utslag relativt til matriks. Mn vert danna i oksygenrike miljø, som ofte er eit resultat av ventilering av vassøyla eller auka biologisk produktivitet (Kylander mfl., 2011). Teke i betraktning at pyrittgangar og topp i teljingar for Mn førekjem på same nivå i kjerna, indikerer det eit oksisk miljø, etterfulgt av eit anoksisk miljø kor pyritt har fått innfiltrere gangane. Signalet for magnetisk susceptibilitet kan og verte

svekka i eit anoksisk miljø (Balascio mfl., 2011). Med unntak av ein topp mellom 35.5–37.5 cm er MS verdiane stabilt låge i eininga.

KVILU-219 er henta frå 7.4 meters djupn. Vatnet var imidlertid djupare før terskelen var senka i 1918. Anoksiske forhold førekjem sjeldan i så grunne vatn, då det skal lite til for at vatnmassane vert blanda. Dette kan indikere at dei høge MS verdiane i mellom 35.5–37.5 som samsvarar med det minerogene laget i eininga kan vere resultat av infiltrering av sjøvatn, dømesvis ved stormflo eller gjennom grunnvatn. Saltvatn vil føre til stratifisering av vassøyla, grunna den tyngre eigenvekta. Dette tyder på at Kviljobukta er utsett for raske miljøendringar med påfølgande stabilisering. Det er imidlertid problematisk å slå fast at utslag i ratioen for Mn er eit resultat av ventilering av vassøyla. Eittersom KVILU-219 ber preg av uttørking i eining F, kan ein ikkje utelukke at sedimenta har vorte oksygenpåverka i etterkant av opphentinga, og at dette slår ut på telleraten for til dømes Mn. Sedimenta i den aktuelle eininga er og raudfarga, som vidare indikerer luftpåverknad i løpet av året kor kjerna har stått oppbevart.

Mn og Fe er redoks-sensitive element, og vert brukt som proxy for redoksrelaterte prosessar når dei vert normaliserte på eit stabilt element, til dømes Ti (Croudace & Rothwell, 2015). Fe/Ti har ein aukande trend i denne eininga, med topp rundt 10 cm. Høg ratio indikerer at oksidering finn stad i sedimentasjonen (Aufgebauer mfl., 2012), som kan tyder på at saltvatn (på botnen) ikkje lenger eksisterer, derav at Kviljobukta er eit stabilt vatn som i stadig mindre grad vert påverka av havet. Høg Fe/Ti-ratio har og vorte knytt til auka sedimentasjonsrate i øverste del av ei lakustrin kjerne, kor intensivering av jordbruksaktivitet har funne stad, som har medført eutrofiering, ein prosess kor vatnmassen stadig vert berika på næringsstoff (Aufgebauer mfl., 2012).

Tabell 5.1 syner korrelasjonskoeffisienten (r) for dei ulike sedimentparametrene i KVILU-219. Verdier for Sr, Br, Ca, K, Ti og Ca/Fe artar seg i stor grad med lik tendens.

Tabell 5.1. Korrelasjon mellom sedimentparametrar i KVILU-219

	Br	K	Ca	Ti	Mn	Sr	Ca/Fe	Fe/Ti	MS	Glødetap	DBD	Inc/Coh
Br	1.00											
K	0.45	1.00										
Ca	0.50	0.97	1.00									
Ti	0.32	0.83	0.82	1.00								
Mn	-0.17	-0.02	-0.03	0.02	1.00							
Sr	0.46	0.96	0.91	0.84	-0.03	1.00						
Ca/Fe	0.51	0.87	0.88	0.73	-0.12	0.88	1.00					
Fe/Ti	-0.55	-0.65	-0.68	-0.56	0.07	-0.65	-0.72	1.00				
MS	-0.14	0.34	0.22	0.30	0.17	0.38	0.10	-0.08	1.00			
Glødetap	-0.27	-0.69	-0.56	-0.64	-0.01	-0.71	-0.55	0.38	-0.38	1.00		
DBD	0.48	0.88	0.82	0.79	0.01	0.91	0.79	-0.60	0.38	-0.83	1.00	
Inc/Coh	-0.41	-0.91	-0.87	-0.82	-0.08	-0.91	-0.78	0.53	-0.29	0.65	-0.82	1.00

5.5 Partikkelanalyse

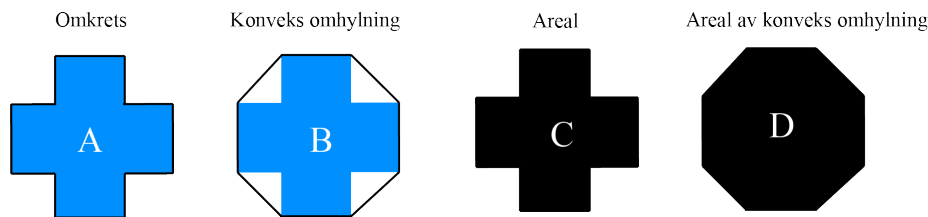
Eoliske og marine sediment vert ofte karakterisert som godt runda og med glatte overflater som ofte står i kontrast til korttransporterte- og glasiale sediment som er meir kanta med bruddflater (Krinsley og Doornkamp, 1973). I arbeidet med å skilje og identifisere sedimentasjonshistoria i Kviljobukta har utvalde prøvar vorte undersøkt. Resultata frå partikkelanalysen vert presentert i tabell 5.2. Dei presenterte variablane inkluderer breidd, rundingsgrad, konveksitet, soliditet og intensitet. To kjeldeprøvar, samt fire prøvar i storleiken 125–250 µm frå KVILU-219 er presentert.

Tabell 5.2. Resultat frå Morphologi G3 partikkelanalyse

Prøve	Djup	Antal korn	Breidd		Sirkularitet		Rundingsgrad		Konveksitet		Intensitet		Soliditet	
			Gj. snitt(µm)	Std. avvik	Gj. snitt.	Std. avvik	Gj. snitt.	Std. avvik	Gj. snitt	Std. avvik	Gj. snitt	Std. avvik	Gj. snitt	Std. avvik
Eolisk dyne	-	769	222.86	244	0.920	0.924	0.92	0.92	0.98	0.98	45	30	0.973	0.9757
Marin sand	-	796	223.46	240.1	0.917	0.921	0.91	0.92	0.98	0.98	47	31	0.971	0.9739
KVILU-219	54	849	205.70	219.2	0.912	0.916	0.91	0.89	0.98	0.98	41	28	0.968	0.9726
KVILU-219	67	2078	179.86	183.7	0.898	0.9	0.9	0.9	0.98	0.98	47	31	0.961	0.9631
KVILU-219	85	777	189.09	202.7	0.891	0.9	0.89	0.92	0.97	0.97	44	29	0.959	0.9589
KVILU-219	110	35	189.5	207.2	0.897	0.911	0.9	0.91	0.97	0.97	41	29	0.962	0.9649

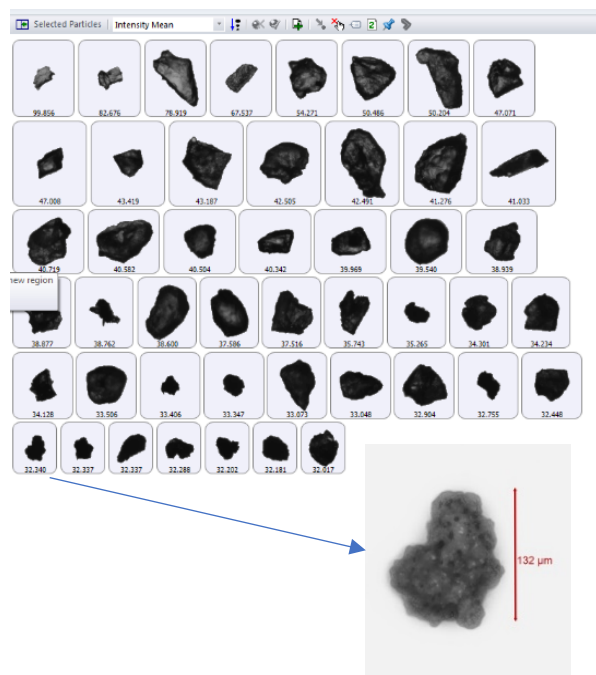
I henhold til Morphologi G3 brukarmanual vert følgande lagt til grunn i bestemminga av dei ulike parametranne: Intensitet er rekna ut som er eit mål på fargeforskjellar basert på gjennomsnittleg gråskalaverdi per piksel, gjeve ved gråskalaverdiar (0–255). Sideforhold syner

ratio mellom lengd og breidd for kvar partikkel, medan sirkularitet syner i kva grad partikkelen er perfekt sirkulær (0–1). Konveksitet eit mål på overflate-ruhet, kalkulert ved å dele omkretsen av *den konvekse omhylning* (figur 5.22b) på den faktiske omkretsen på partikkelen (figur 5.22a). Den konvekse omhylning er visualisert med svart i figur 5.22 a og b, som ein «gummistrikk» rundt ein partikkel. Soliditet er eit mål på konkaviteten til ein partikkel, gitt ved arealet (figur 5.22c) delt på *convex hull area* (figur 5.22d) (Olson, 2011).



Figur 5.22. Parametrar frå klassifisering av partiklar. A: Omkrets av partikkel visualisert ved svart strek. B: Omkrets av den konvekse omhylning visualisert i svart. C: Arealet av partikkel. D: Areal av den konvekse omhylning.

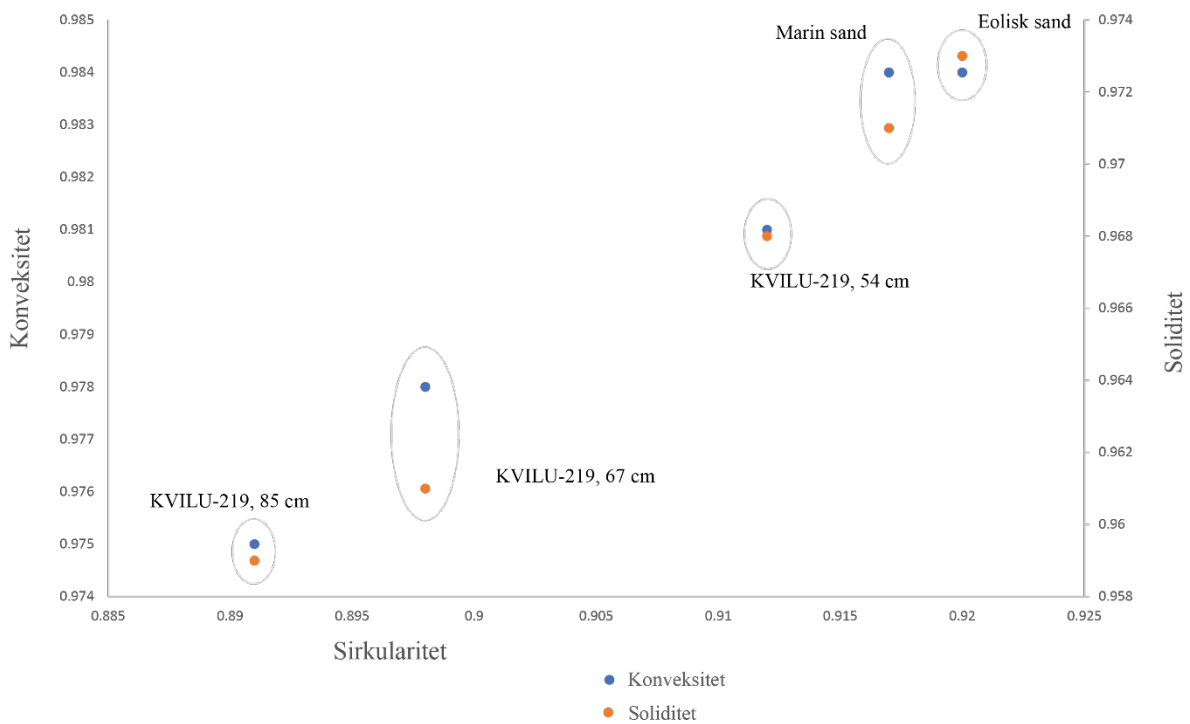
Prøva frå 110 cm kjernedjupn (botnen) inneheld etter inspeksjon i mikroskop å bedømme, svært få partiklar då mange «korn» av samanklumpa sediment og støv vert synlege. Prøva vert likevel analysert i morfometeret for å prøve ut moglegheiter for å skilje mellom støv og partiklar i ettertid. Fleire parametrar verkar ikkje å evne å skilje mellom «støvpartiklane» og minerogene partiklar. Då «støvpartiklane» manglar bruddflater som reflekterer lys, vert prøva til slutt klassifisert etter intensitet, kor partiklane vert sortert etter kvar piksel sin gråskalaverdi (figur 5.23). Ei slik sortering gjer det lettare å manuelt ekskludere uønska «partiklar» basert på intensitet og kor jamn kantane er. Prøva vert vurdert som for svak til å vere statistisk representativ, grunna lågt antal partiklar (<50).



Figur 5.23. Skjermdump frå Morphologi G3 software. Syner alle partiklar i prøva frå 110 cm kjernedjupn, sortert på intensitet. "støvpartikkel" er framheva.

Det finst ingen openbar distinksjon av øvrige prøvar visuelt sett, då ein tilsynelatande lik karakteristikk er tilfellet. Det vart imidlertid ikkje analysert ei prøve med glasiale

sediment, som moglegvis hadde skilt seg ut. Mangel på prøvar frå kjerna som skil seg ut indikerer at partiklane truleg ikkje er glasialt avsett. Dersom dette hadde vorte vurdert i felt, ville sediment som med sikkerheit er glasialt vorte tekne med i analysen. Figur 5.24 syner nokre av resultatane frå analysen i eit punktdiagram, kor eit statistisk skilje vert synleg. I diagrammet er konveksitet og soliditet plotta mot sirkularitet. Prøvane med høvesvis marin og eolisk sand skårar høgare på samtlige parametarar. Ein aukande rundingsgrad frå botn til topp i kjerna kjem òg fram, samstundes som verdiane for konveksitet og soliditet har varierende samsvar i dei tre prøvane frå kjerna. Då prøva frå 67 cm inneheld nesten tre gonger så mange partiklar som prøva frå 54 cm, er det rimeleg å anta at dette spelar inn på spreiddinga i prøva frå 67 cm. Partiklane frå KVILU-219 er tilsynelatande ikkje identiske med korkje den marine eller den eoliske kjeldeprøva, som indikerer innslag av andre partiklar i dei aktuelle intervalla i kjerna.



Figur 5.24. Ulike parametarar frå Morphologi G3 partikkelanalyse illustrert i eit scatterplot. Soliditet og konveksitet er plotta mot sirkularitet.

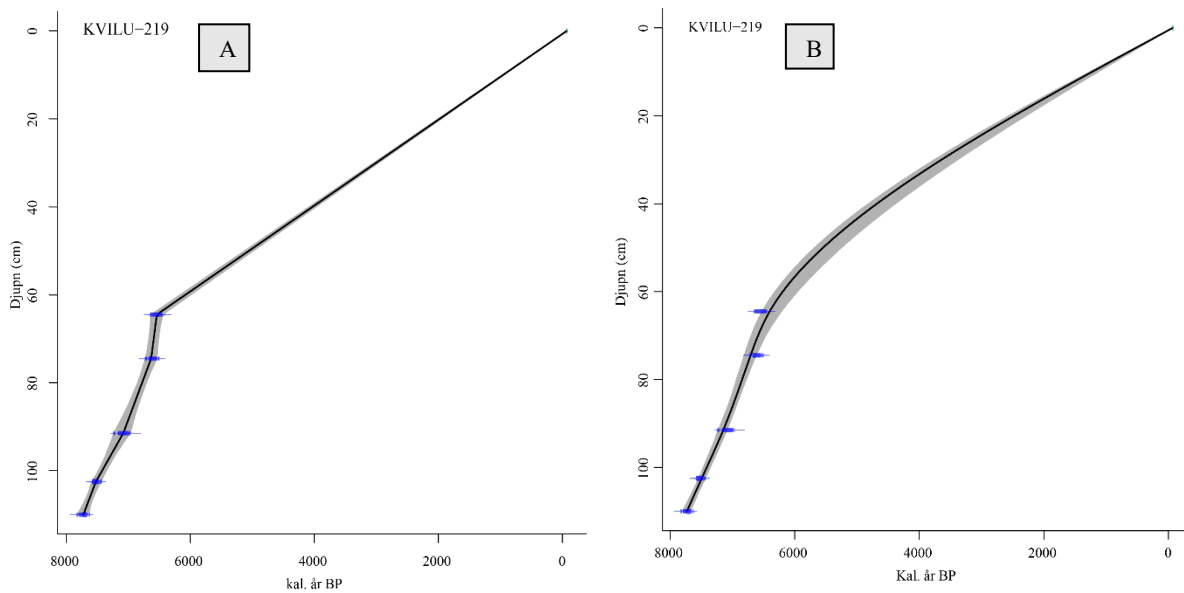
5.6 Kronologi og aldersmodell

Av omsyn til svingingar i mengda radioaktivt karbon i atmosfæren tilbake i tid, er samtlege radiokarbondateringar kalibrert frå ^{14}C år til kalenderår. Til dette er kalibreringskurva IntCal20 for terrestriske makrofossil utarbeidd av Reimer mfl. (2020) brukt. Resultata er presentert i tabell 5.3, og kalibrerte kalenderår vert oppgjeve med høvesvis eitt (1σ) og to (2σ) standardavvik samt median for 2σ . Medianverdien vert den presenterte alderen vidare i studia, og er runda av til næraste 5 år.

Tabell 5.3. Radiokarbondateringar frå KVILU-219

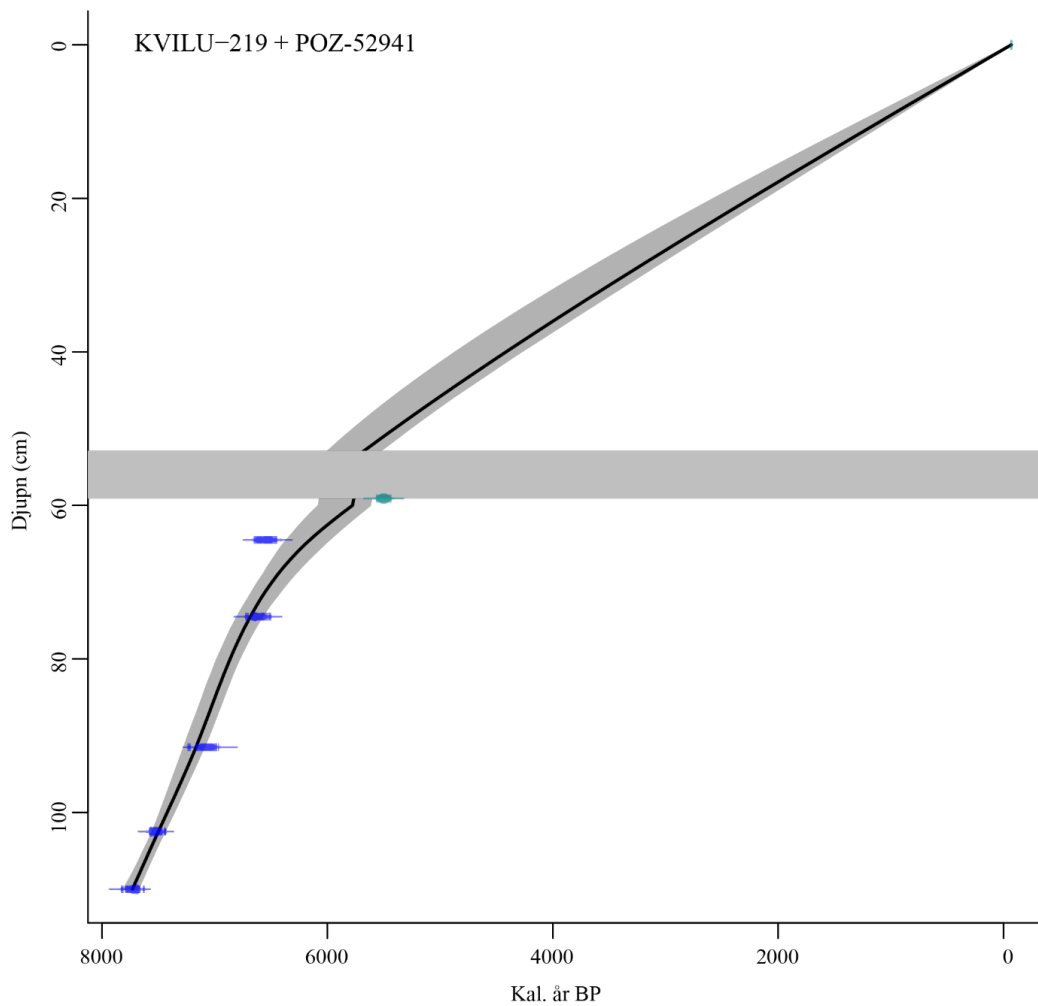
Lab. no	Kjerne	Djupn (cm)	Vekt (mg)	Materiale	^{14}C alder (BP)	Kal. år BP (1σ)	Kal. år BP (2σ)	Kal. år BP (median 2σ)
Poz-135812	KVILU-219	29–30	64.5	Makrofossil	127.62 ± 0.41 pMC	-	-	-
Poz-135572	KVILU-219	50.5–53.5	28.5	Makrofossil	101.88 ± 0.34 pMC	-	-	-
Poz-135573	KVILU-219	64–65	23.8	Makrofossil	5750 ± 40	6492–6567	6445–6655	6550
Poz-135574	KVILU-219	74–75	8.5	Makrofossil	5815 ± 35	6599–6668	6499–6678	6590
Poz-135813	KVILU-219	91–92	3	Makrofossil	6190 ± 40	7013–7127	6961–7168	7065
Poz-135814	KVILU-219	102–103	2.7	Makrofossil	6650 ± 40	7501–7573	7462–7582	7520
Poz-135815	KVILU-219	109.5–110.5	3.9	Makrofossil	6890 ± 40	7674–7752	7658–7797	7730

Alder-djupn-modellar for KVILU-219 er laga ved hjelp av programmet R, med modelleringstilet Clam 2.3.9 (Blaauw, 2010). Figur 5.25 er basert på fem dateringar (Poz-135573, Poz-135574, Poz-135813, Poz-135814, Poz-135815) samt eit overflatepunkt som skal representere dagens alder (2019 -69 AD). Overflatepunktet er inkludert då det er rimeleg å anta at toppen av KVILU-219 representerer dagens sedimentasjon. Dei to øvste dateringane (Poz-135812 & Poz-135572) er ikkje teken med i analysen då dei vart levert med merknad om kontaminering av moderne karbon. Figuren syner aldersmodellar for KVILU-219, høvesvis som lineær regresjon og *cubic spline plot*. Sistnemnde vil truleg representere den faktiske sedimentasjonen betre, då ein antar at sedimentasjonen har endra seg gradvis, og at det markerte brotpunktet i figur 5.25a er usannsynleg. Modellen har ein *smoothing factor* på 0.3.



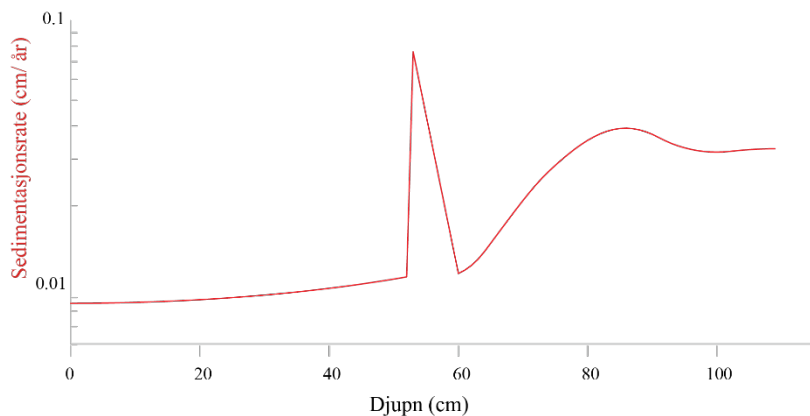
Figur 5.25. Aldersmodellar for KVILU-219. Kalibrerte aldrar er plotta mot kjernedjupn. A: Lineær regresjon, B: 'Cubic spline plot'

Som følgje av manglande dateringar for å tidfeste tsunamiavsetninga – som har medført ein brå og konstant sedimentasjon på 6 cm – er ein aldersmodell som inkluderer anteken alder for hendinga utarbeidd. Figur 5.26 syner dateringane frå KVILU-219 saman med datering for tsunamiavsetninga datert av Romundset (mfl., 2015). I nemnt studie frå Skjolnesmyra vert laget datert til ~5500 kal år BP, som vert lagt inn i modellen med ein 'slump' for å syne konstant sedimentasjon gjennom hendinga.



Figur 5.26. Aldersmodell for KVILU-219 + alder for tsunamiavsetning frå Romundset mfl. (2015). `slump` er inkludert.

Aldersmodellen (figur 5.26) vert sett som den mest riktige, og aldrar samt sedimentasjonsrate (figur 5.27) vert vidare basert på denne.



Figur 5.27. Sedimentasjonsrate for KVILU-219. Presentert på logaritmisk skala. Alderen gjennom tsunamilaget er konstant.

6. Diskusjon

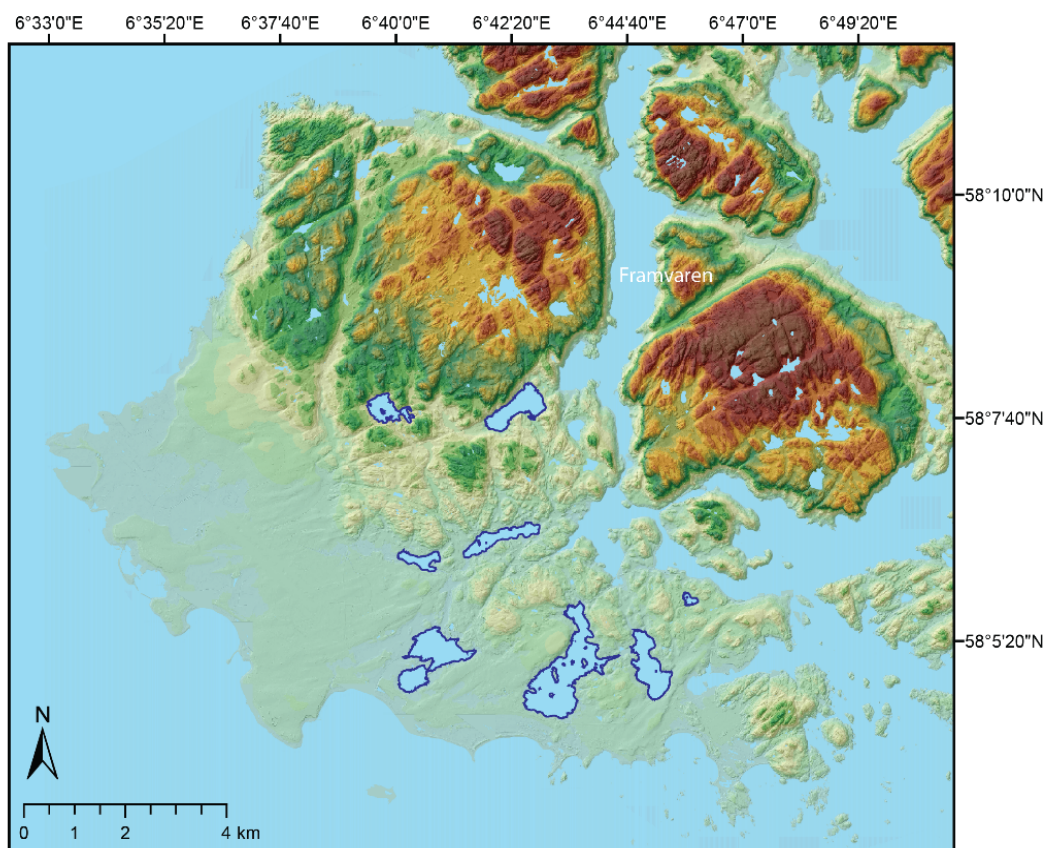
I følgjande kapittel vert det presenterte datagrunnlaget samanstillt og diskutert. Validiteten til datagrunnlaget vil verte belyst, i tillegg til eventuelle feilkjelder ved den enkelte metode. I arbeidet med å undersøke eolisk aktivitet ved Lista frå midt- til sein-holosen er det ei rekkje naturlege faktorar som spelar inn, som vil verte belyst i diskusjonen. Resultata frå studia vil vidare verte samanlikna med relevant litteratur på eoliske mønster i holosen i nærliggande regionar. Studiar av variabilitet i atmosfæriske sirkulasjonsmønster, samt andre paleoklimatiske proxyar vil òg vere relevant for å sjå stormvariabiliteten på Lista i ein regional og global kontekst.

Dei sedimentære og landformdannande prosessane som har skapt, og fortsatt skaper landskapet på Lista er i stor grad resultat av klimatiske pådriv. Det vil resultere i at observerte endringar i sedimentasjonsmønster, samt endringar i landformdannande agensar vil reflektere endringar i klima, på kort og lang sikt. Eolisk sedimentasjon i KVILU-219 og eolisk avsette landformar i feltområdet er brukt som indikatorar på endringar i stormaktivitet. Dette vil bli vurdert opp mot andre avgjerande faktorar for eolisk transport, dømesvis tilgjengeleg materiale, vegetasjon, topografi, nedbør og menneskeleg påverknad på landskapet.

6.1 Geomorfologi

Med si kystnære og sørlege plassering vart Lista isfritt tidleg relativt til resten av landet, for ~14.600 år sidan (som er eit noko usikkert aldersestimat, ref. kapittel 2.2.3), ved inngangen til bølling interstadial (Andersen, 1960:62). Det varmare klimaet i perioden gav dårlege vilkår for isen i store delar av landet, før nye breframstøt fann stad, det største i yngre dryas (YD). I denne perioden vart endemorenen for YD i Sør-Noreg, raet, avsett (Andersen mfl., 1995). Breframstøtet var imidlertid ikkje kraftig nok til å dekke Lista, som tyder på at isdekket frå eldre dryas eller tidlegare er det siste som har påverka landskapet her. Isen som låg over heilandskapet var truleg fastfrosen, noko som gjev låg eroderingssevne og betre bevart berggrunn her. Djupe fjordar i området er derimot eit resultat av ein temperert bre, som lettare strøymde langs naturlege forkastningssoner i berget. Lista består i hovudsak av kvartære lausmassar avsett under Listatrinnet, og under påfølgande deglasiasjon mellom Listatrinnet og Spangereidtrinet (Andersen, 1960:45). Då deglasiasjonen tok til vart isen tynnare, fram til den berre låg att i fjordane. Det er truleg i denne perioden vatna på Lista har vorte danna. Distribusjon av innsjøar på Lista er begrensa til den austlege halvdel, kor vatna orienterar seg

som forlengingar av Framvaren, ein ~10 km lang fjord i NS retning (figur 6.1). Basert på distribusjon og form kan vatna tilsynelatande ha vorte danna som *N-kanalar* eller *tunneldalar*, som er tilfelle når vatn under høgt trykk eroderer i subglasial berggrunn eller lausmassar (Benn & Evans, 2010:69; Jørgensen & Sandersen, 2006). Mektigheit skil smeltevassformane frå ein annan, kor tunneldalar vert brukt om langstrakte forsenkingar i lausmassar eller i berggrunn som kan verte >100 km lange og 4 km breie (Benn & Evans, 2010:69). N-kanalar er brukt om subglasiale smeltevasskanalar som typisk er nokre titals til eit par km lange, og nokre titals meter brei. Kanalane førekjem anten som eit enkelt smeltevassløp, eller som store komplekse system over betydeleg areal (Benn & Evans, 2010 :69).



Figur 6.1. Innsjøar på Listahalvøya er framheva med mørkeblått omriss.

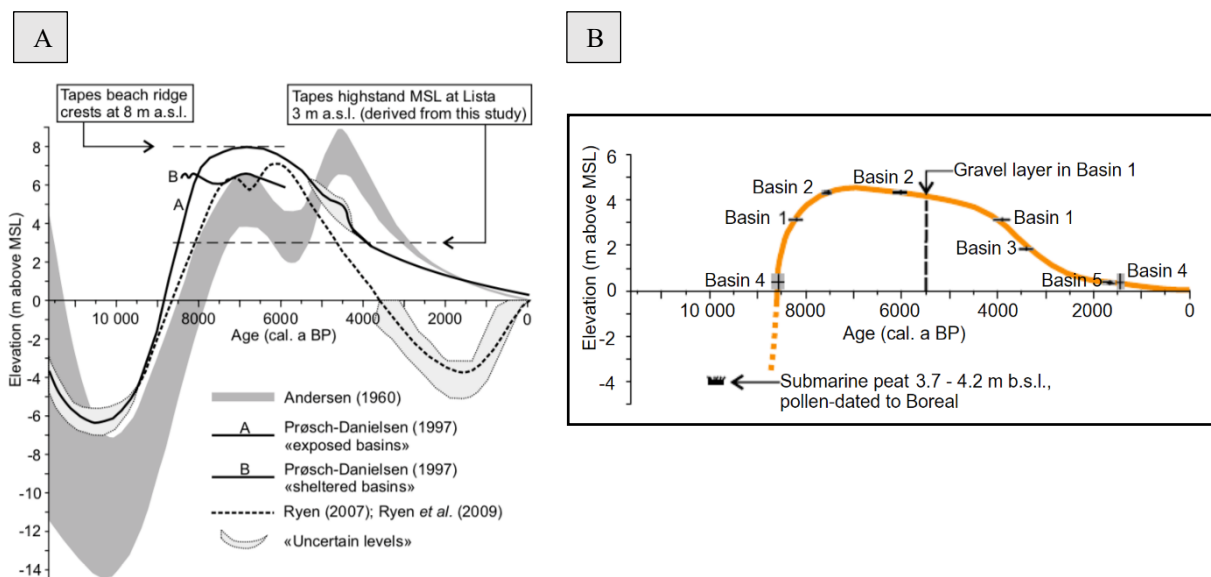
I slike system vil overfordjupningar finne stad, som anten kan verte fylt igjen av sediment (og ikkje vere synleg i terreng) eller bli fylt igjen av vatn. Det kan vere rimeleg å anta at subglasiale smeltevasskanalar er utgangspunktet for forsenkingane som finn stad på Lista, som på eit seinare tidspunkt har vorte fylt av sjøvotn. Tunneldalar har imidlertid ikkje vorte identifisert i Noreg, men på Jylland av Jørgensen & Sandersen (2006). Her finst og indikasjonar på at daud is har forhindra kanalane i å verte fylt med sediment frå ein tilbakegåande is, og eventuelle påfølgande framrykk (Jørgensen & Sandersen, 2006). Då eskerar tilsynelatande er bevart nede

i Kviljobukta (tørt land i dag etter senking) er vertikal nedsmelting ein føresetnad for at eskerar ikkje har vorte vekkspylt eller flytt av breen då isen smelta vekk. Alternativt er innsjøane eit resultat av daudis som har vorte liggande i terrenget og danna (store) daudisgroper.

Etter isen trakk seg tilbake har littorale prosessar og omarbeiding av glasialt/glasifluvialt materiale vore skuld i dei største landskapsendingane på Lista, grunna påfølgande transgresjon(ar). Forskarar har undersøkt strandlinjer på Lista i lang tid og ved bruk av ulike metodar, som har gjeve ulike indikasjonar. Det er imidlertid semje om at landhevinga på Lista har vore svak relativt til resten av landet, som gjev låg MG i området. Dette vart først føreslått for over 100 år sidan, basert på høgd på strandvollar (Reusch, 1901).

Det har tidlegare vorte argumentert for at fleire transgresjonar fann stad på Lista (Andersen, 1960:99; Prøsch-Danielsen, 1997; Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009), noko som vert problematisert i nyare studiar (Romundset mfl., 2015). Prøsch-Danielsen (1997) rekonstruerte ei relativ havnivåkurve for Lista, basert på litostratigrafiske og biostratigrafiske bassengundersøkingar og AMS-dateringar. Data frå denne studia er basert på materiale frå undersøkingar gjort av Hafsten på 50- og 60-talet. Det vart blant anna teke ei kjerne med russarbor i Brunnen (den gang myr) som i dag er tørt land aust for Kviljo. Basert på funn av marine algar antek ein at det var eit marint miljø i myra rundt 7500–7000 år kal. BP. Dette vert etterfulgt av eit lakustrint miljø, for deretter å bli dominert av brakkvassartar. Deretter kjem ein brå overgang til eit lakustrint miljø att. Andersen (1960) argumenterer òg for to holosene transgresjonar, på bakgrunn av ein seksjon gjennom ein strandvoll som demmer opp Nesheimvatn. I seksjonen finst eit lag som inneheld planterestar i form av stubbar og røter, av dømesvis hassel og eik. Dette indikerer at havnivå på eit tidspunkt låg eit godt stykke under dette nivået. Vidare vert ein østersbank identifisert i seksjonen (datert til 6420 ± 160 kal. år BP), som vert tolka som eldre enn plantematerialet, og dermed «bevis» for ein tidlegare transgresjon. Grusrike lag, stratigrafisk plassert over det planterike laget, vert sett som indikasjon for ein yngre transgresjon (Andersen, 1960:99–100). Denne tolkinga føreset at havnivået sank under dagens like etter ~6400 år før notid, som kontrasterer til funn av Prøsch-Danielsen (1997). Vidare vert det her føreslått at sekvensen kan vere reversert, som då vil samsvare med funn av regresjonsfase i Hanangervatn og Kviljotjønn (myr aust for Kviljobukta).

Romundset mfl. (2015) har utarbeidd to relative havnivåkurver, basert høvesvis på isolasjonsbasseng frå same studie (figur 6.2b) og samanstilling av studiar i området (Andersen, 1960; Prøsch-Danielsen, 1997; Ryen, 2007; Ryen mfl., 2009) (figur 6.2a). Studiane syner spreidde indikasjonar på endringar i relativt havnivå på Lista gjennom holosen. Vidare vert studiane diskutert som noko problematiske, då dei baserer seg på relikte former (strandvollar, terrassar) og kjerner frå innsjøar med lausmassetersklar. Mangel på berggrunnstersklar kan medføre marin påverknad i myr/innsjø utan signifikant havnivåstigning, som er spesielt sårbart i biostratigrafiske undersøkingar. Å fastslå høgd på bassengtersklar i fast fjell gjev meir pålitelege indikatorar på havnivå enn ved dynamiske lausmassetersklar under isolasjon (Romundset mfl., 2018). Eldre målingar av MG medfører generelt ei viss grad av usikkerheit. Dømesvis kan rekna nullnivå i strandsona variere, i tillegg til at måleinstrument samt kartverk har utvikla seg mykje (Høgaas mfl., 2012). Vidare er det òg utfordringar med å etterprøve funn, då relikte former stadig er under påverknad av ytre krefter, både naturlege og antropogene.



Figur 6.2. A: Relativ havnivåkurve for Lista, basert på fire ulike studiar. B: Relativ havnivåkurve for Lista basert på 5 isolasjonsbasseng studert av Romundset mfl., 2015. Både figurar er henta frå Romundset mfl. (2015).

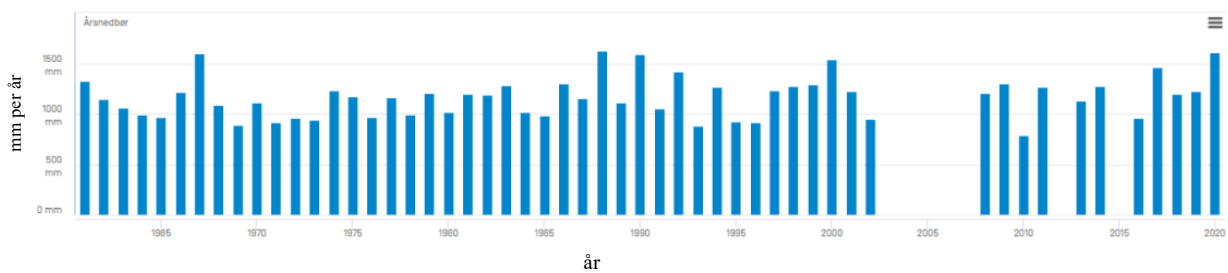
Data frå studia av Romundset mfl. (2015) er basert på fem ulike isolasjonsbasseng, som er pålitelege indikatorar på havnivåendringar. Samtlege basseng har berggrunnstersklar, og ligg lokalisert i nærleiken av den same isobasen for høgst mogleg nøyaktigheit. Studia peikar mot at havet passerte dagens strandlinje ved Lista ~8600 år før notid, og at transgresjonen haldt fram i om lag 1500 år, med ein middelasstand på ~5 meter over dagens strandlinje. Det var i denne perioden at strandvollane, som ligg ~7–9 m o. h. i dag, vart danna (Romundset mfl., 2015).

6.2 Dynestratigrafi

Sanddynene på Lista er eit resultat av sterk sandpålegging grunna store tilgjengelege sandmengder i havet. I situasjonar med sterk pålandsvind vil sanddyner byggjast opp, og dette er i stor grad tilfelle på Lista. Dagens strandsone består av finfordelt materiale frå havet, vaska i land av bølgeaktivitet. Hovudbestanddelen er kvarts, medan feltspat, amfibolitt, skjelfragment og tangrestar førekjem i mindre mengder (Høiland, 1974). I dag ligg sanden eksponert i dagen som eit breitt belte. Beltet strekk seg frå havet, via yngre sanddyner med spreidd marehalm og opp til vegetasjonskledd stabile eoliske avsetningar. Den vegetasjonslause sandstrandsona varierer grovt sett frå 10–100 m innover land. Då tidevassforskjellane er svært beskjedne på Lista, varierer ikkje mengda eksponert sand vesentleg med tidevatnet, slik ein har sett i andre studiar i dømesvis Nord-Noreg (Nielsen mfl., 2016a,b; Prestegaard, 2018). Her gjev tidevatn i samanheng med langgrunn havbotntopografi store mengder eksponert sand ved lågvatn, som då vert tilgjengeleg for transport.

Dei organiske komponentane i sanden bidreg som plantenæring og gjev gode vekstvilkår i stabile dyner (Høiland, 1974). Marehalm og øvrig vegetasjon er ein sentral faktor i stabilisering av dyner, og spelar ei viktig rolle i dagens utbreiing. På ein tur langs «kyststien» frå Kådesanden til Lomsesanden pregar marehalm, gras og moderat vegetasjon fordynene som ligg parallelt med kysten. I bakkant av Nesheimsanden har ein liten skog vorte planta, i tillegg til at delar av områda er prega av jordbruksaktivitet. Flyfoto tilbake til 1950-talet indikerer vesentleg høgare sanddrift tidlegare kor deflasjonsstrukturar prega landskapet saman med meir dynamiske vegetasjonslause dynefelt. Grunneigar av Kviljo gard, som har vore busett i området i 70 år, fortel og om ein kraftig minkande trend når det kjem til sanddrift, eksemplifisert med gamle steingardar som har vorte funne begravd i flygesand (pers. komm.). Data frå TDP (figur 2.12) syner òg synkande verdiar for driftpotensial dei siste ~60 år, utan at det kan utelukkast at endring i dømesvis målemetode kan stå bak skiftet. Sett saman med Frekvensdiagrammet for vindstyrkar målt ved Lista fyr målestasjon siste 80 år (figur 2.10), sjåast òg ein nedgang i vindar med styrkar >15.3 m/s fram mot i dag. Andre klimatiske faktorar, dømesvis nedbør og fuktig underlag er avgjerande for potensiell sandflukt. Nedbørsdata frå Lista fyr målestasjon (figur

6.3) syner imidlertid ingen aukande trend, som indikerer at nedbør ikkje er avgjerande i den reduserte sandflukten.



Figur 6.3. Årsnedbør dei siste 60 år ved Lista fyr målestasjon. Data frå Meteorologisk institutt (u.å.)

Snittet i fordyna ved Kviljoødden og snittet ved Nesheimsanden artar seg stabile under dagens forhold. Materialet i snitta framstår homogent og med strukturlaus stratigrafi. Re-sedimentasjonsprosessar og erosjon kan vere årsaka til mangelen på attkjennande karakteristikkar som ein ofte ser i stabile dyner, dømesvis tynne strata av fossile jordsmonn, som indikerer eit lengre opphald i oppbygninga av ei dyne (Clemmensen mfl., 2009; Kocurek & Nielson, 1986). Det etablerte vegetasjonsdekket kan òg spele ei rolle i mangelen på tydeleg stratigrafi, som konsekvens av omfattande og djuptgåande rotstruktur. Sanddyner som inneheld organisk daterbart materiale gjev ofte unge aldrar, då sediment-turnoveren er høg, dømesvis sett i sanddyner frå Boresanden på Jæren (Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009).

6.3 Minerogen influks til Kviljobukta

Kviljobukta ligg plassert i eit flatt landskap beståande av lausmassar. Som følger av den flate topografien vil skråningsprosessar vere utelukka som pådrivar av sedimentasjon i innsjøen. Det største innløpet til vatnet ligg på nordsida av Nesheimvatnet, over 1 km i luftlinje unna kjernelokalitet. Kjernelokaliteten ligg godt skjerma frå innløpet og det er dermed ingen elver som transporterer kontinuerleg suspendert materiale til kjernelokaliteten. Det vert teke utgangspunkt i at den kontinuerlege sedimentasjonen i bukta blir dominert av overflateavrenning samt organisk produksjon i vatnet, sett ved mørke homogene einingar med finkornig materiale i KVILU-219. Som følge av nærleiken til kysten har marine prosessar spelt ei viktig rolle i sedimentasjonsprosessar tilbake i tid. Eining A–E er i henhold til aldersmodell og geokjemisk signal avsett i marine miljø i forkant av/ under isolasjon. Etter at vatnet har blitt isolert frå havet, er det rimeleg å anta at minerogene partiklar er eolisk transportert materiale frå Nesheim/Kviljo-sanden, som er næraste tilgjengelege finmateriale for transport. Nemnde sandstrender ligg ~400 m S/SV for bukta, åtskild av ein liten skog, beiteområde og ein travbane.

111 prøvar er analysert for korn $>250 \mu\text{m}$, kor 55 stk. inneheld minst ein partikkel i nemnt storleik, og 21 prøvar inneheld meir enn 10 partiklar. Partiklar i denne storleiken vil som regel verte transportert via botntransport, som verkar problematisk med tanke på høgt friksjonsnivå frå vegetasjonsdekke i området. I liknande settingar har det vorte argumentert for niveo-eolisk transport (t.d. Nielsen mfl., 2016a; Prestegard, 2018), kor partiklane i mindre grad vert dempa av friksjon frå isdekt terreng. Dei nemnde studieområda har imidlertid betrakteleg lenger avstand mellom kjeldeområde og innsjø, høvesvis 750 m og 1500 km. Den aktuelle transportstrekninga mellom Nesheimsanden og Kviljobukta har imidlertid sjeldan vore dekkja av snø/is dei siste 100 år (Meteorologisk institutt, u.å). Dette indikerer at sjansen for at niveo-eolisk transport ligg til grunn for minerogene partiklar $>250 \mu\text{m}$ i KVILU-219 vert mindre.

Dei sterkaste vindane på Lista kjem i hovudsak frå NV heile året, medan vind med styrke 5.3–15.2 m/s (liten til sterk kuling) oftast kjem frå aust i vinterhalvåret, og NV i sommarhalvåret. Med eit anteke kjeldeområde i S/ SV retning kan det tyde på at pålandsvindar frå SV er kraftig nok til å transportere korn, sjølv om dei ikkje skil seg ut som dei sterkaste og mest høgfrekvente. Analysen av høvesvis marine og eoliske partiklar frå Kviljosanden og partiklar frå KVILU-219 har ikkje identisk karakteristikk. Dette gjev ikkje moglegheit for å bekrefte/utelukke Kviljosanden som kjeldeområde. Utrekningar av driftpotensial syner høgast transport i vintermånader, som kan gjere eoliske avsetningar lenger aust i studieområdet aktuelle som kjeldeområde. Det er likevel vanskeleg å seie i kva grad hovudvindretninga eller enkelthendingar med sterk vind har avsett partiklane i bukta, eller ein kombinasjon. Vidare dekker målt data på vindretning berre dei siste ~ 100 år. Då vindklimaet har variert mykje i den studerte perioden, er det rimeleg å tru at det næraste tilgjengelege materialet, Kviljosanden, kan vere opphavet til partiklane. Vidare har området mellom dagens eksponerte sand og Kviljobukta ikkje vore stabilt og vegetasjonskledd i tidlegare fasar, som medfører tilgjengeleg materiale i heile området som er markert eolisk i karta (vedlegg 1 og 2).

6.4 Metodeevaluering

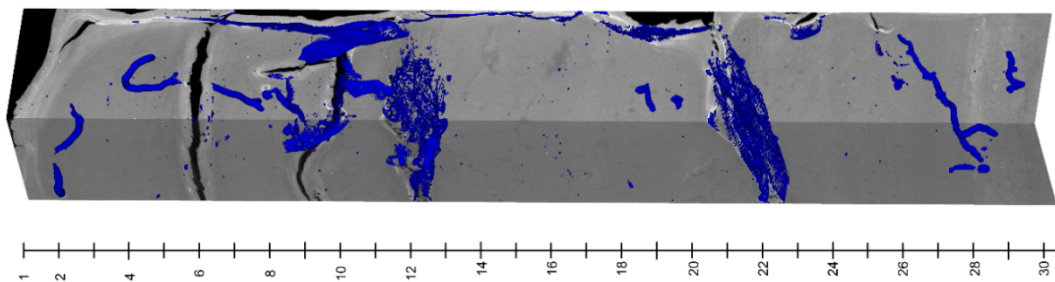
Følgande kapittel vil utdjupe og evaluere feilkjelder som kan oppstå i samband med innsamling, behandling og tolking av data.

6.4.1 Datering og aldersmodell

To av sju radiokarbondateringar vart returnert med merknad om kontaminering av moderne karbon. Både to er utelatt frå aldersmodellen. Dei attverande fem dateringane er alle i nedste halvdel av KVILU-219, som er tolka til å være marin. Då sedimentasjonsrater i marine miljø ofte er høgare enn i lakustrine, vil modellen kunne gje eit overdrive bilete på forholdet mellom alder og djupn i den lakustrine delen av kjerna. Vidare vil mangel på daterte punkt i den lakustrine delen føre til at sedimentasjonsraten utelukkande er basert på modellen, som skapar usikkerheit. Aldersmodellen vil altså berre gje eit anslagsvis estimat mellom alder og djupn i den øvre delen av kjerna. Som nemnt har sedimenta krympa med 22 cm frå opphentingstidspunkt til analyse, fortrinnsvis i øvste halvdel. Dette vil òg bidra til usikkerhet rundt modellen, då sedimenta opphaveleg kan ha hatt ei høgare sedimentasjonsrate enn det som vert synleg gjennom modellen. Den jamne sedimentasjonsraten frå tsunamihendinga mot toppen, vil dermed vere noko usannsynleg.

6.4.2 Terskelanalyse

Manuell sandteljing vert rekna som meir påliteleg samanlikna med terskelanalysen frå CT-skanninga. Terskelanalysen syner dømesvis lågare teljingar av partiklar $>250 \mu\text{m}$ enn manuell teljing i eining E (tsunamiavsetninga). Dette kan vere eit resultat av overlappende partiklar, som resulterer i færre pikslar over terskelverdi enn faktiske partiklar. Dette kan imidlertid òg fungere motsett, kor ein partikkel kan ligge i skjeringspunktet mellom pikslar, og resultere i to pikslar over terskelverdi til trass for berre ein partikkel. Dette er ei begrensing ved metoden. Vidare er terskelverdien valt ut manuelt, i eit forsøk på å syne skiljet mellom partiklar og matriks basert på gråskalaverdi, noko som og kan resultere i ei viss usikkerheit, grunna små forskjellar mellom gråskalaverdiar. I den øvste delen av KVILU-219 (eining F) vert verdiane truleg kontaminert av luftforstyrringar, samt pyrittgangar, som gjev eit feilaktig bilete av faktisk partikkelmengd (figur 6.4).



Figur 6.4. Støy frå terskelanalyse i øvre del av KVILU-219 visualisert i blått

Vidare er manuelt talde korn per 1 cm^3 , medan terskelanalysen syner antal partiklar per 3.8 cm^3 . Dette bidreg til at absolutt antal korn naturlegvis ikkje samstemmer, men trenden gjennom kjerna syner korrelasjon. Figur 6.4 syner pikslar over terskelverdi i blått, og luftrom i svart. Metoden er meir påliteleg i resterande einingar, kor luftforstyrringane er mindre.

6.4.3 Morfologi

Resultata frå partikkelanalysen gav svak distinksjon mellom prøvar, som medfører at små forskjellar gjev stort utslag i den visuelle framstillinga i figur 5.24. Samtlege prøvar frå kjerna skårar lågare på både soliditet, konveksitet og sirkularitet i forhold til kjeldeprøvane. Samstundes bidreg truleg det store spriket i antal partiklar per prøve til eit feilaktig bilete på spreiding innad i prøvane. Mangel på prøvar av dømesvis glasiiale sediment, som ofte skil seg ut då dei er korttransportert og derav kanta, gjer det vanskeleg å utelukke morenesand som alternativ. Vidare ville analysen vore meir påliteleg dersom fleire prøvar frå ulike opphav vart analysert, og med likt antal korn. Å analysere fleire prøvar frå same intervall i kjerna ville òg ha vore med å kartlegge kva som er «tilfeldige» ulikheiter og kva som er faktiske skilnader. Det var vidare ikkje mogleg å skilje prøvane frå kvarandre visuelt sett.

6.4.4 XRF

Som nemnt kan kjerneprøvar med høgt vass- og organisk innhald gje noko upålitelege resultat i geokjemiske analysar. Dette er i hovudsak grunna mengda karbon, oksygen og andre lette grunnstoff i organisk materiale som avgjer låge fluoressensverdiar, og som kan gje utslag på den totale telleraten for øvrige grunnstoff (Davies mfl., 2015; Longman mfl., 2019). For KVILU-219 er sedimenta i toppen sterkt prega av uttørking, som kjem til syne som luftlag både i sedimenta og mellom sediment og plastrøyr, som og kan påverke teljingane for oksygensensitive element. Pålitelegheita til dei målte elementintensitetane vert dermed noko svekka i ei høgorganisk kjerne som KVILU-219. Små variasjonar i forholdet mellom organisk

og uorganisk materiale kan på bakgrunn av dette gje inntrykk av store endringar i elementkomposisjon. Enkelte element som i andre studiar har gjeve nyttige resultat, vert ekskludert i denne studia grunna låge teljingar. Dette gjeld dømesvis svovel, aluminium, silisium, og rubidium. Metoden si avgrensing, som følger av at relative elementvariasjonar kan bli påverka av endringar i organisk-, vass- og karbonatinnhald er kjend som *matriks effekten* (Löwemark mfl., 2010). Effekten kompliserer tolkingar av klimatiske signal, då observerte verdiar ikkje kan sjåast som ein direkte refleksjon. Å korrigere for matriks effekten har vidare vist seg å vere vanskeleg, då innhald av vatn og organisk materiale er svært varierende nedover med kjernedjupn (Löwemark mfl., 2010). Sjølv om spreingsratio kan brukast som ein grov proxy på vass- og organisk innhald vil den ikkje reflektere små skifter (<5%) i høgorganiske kjerner (Longman mfl., 2019).

Fleire studiar av holosen stormaktivitet har likevel lukkast i å få lovande resultat frå geokjemiske analysar på høgorganiske sediment (Orme mfl., 2015, 2016). Orme mfl. (2015) presenterer variasjonar i stormaktivitet frå sein-holosen basert på minerogen influks, saman med brom (Br), avsett frå sjøsprøyt. Ca/K-ratio korrelert mot instrumentelle meteorologiske data har òg vist seg å vere ein god proxy for eolisk aktivitet. Studia indikerer at stormar fører pulsar av sediment til innsjøar, og XRF analysar bidreg dermed til høgoppløyslege terrestriske klimarekonstruksjonar (Orme mfl., 2016). Dette er basert på at konsentrasjonen av forholdet Ca/K reflekterer sand rik på kalsiumkarbonat frå nærliggande sandstrender, opp mot K-verdiar som er vanlig i jordsmonn frå nedslagsfeltet (Orme mfl., 2016).

Bioturbasjon, som er ein form for fysisk miksing av sediment, kan påverke geokjemisk signal på høgoppløysleg skala (Orme mfl., 2016). For KVILU-219 syner CT-bilete pyrittgangar, som er eit resultat av bioturbasjon. Dette kan ha forstyrrende innverknad på opphavelg sedimentstratigrafi og dermed geokjemisk signal med millimeter oppløysing.

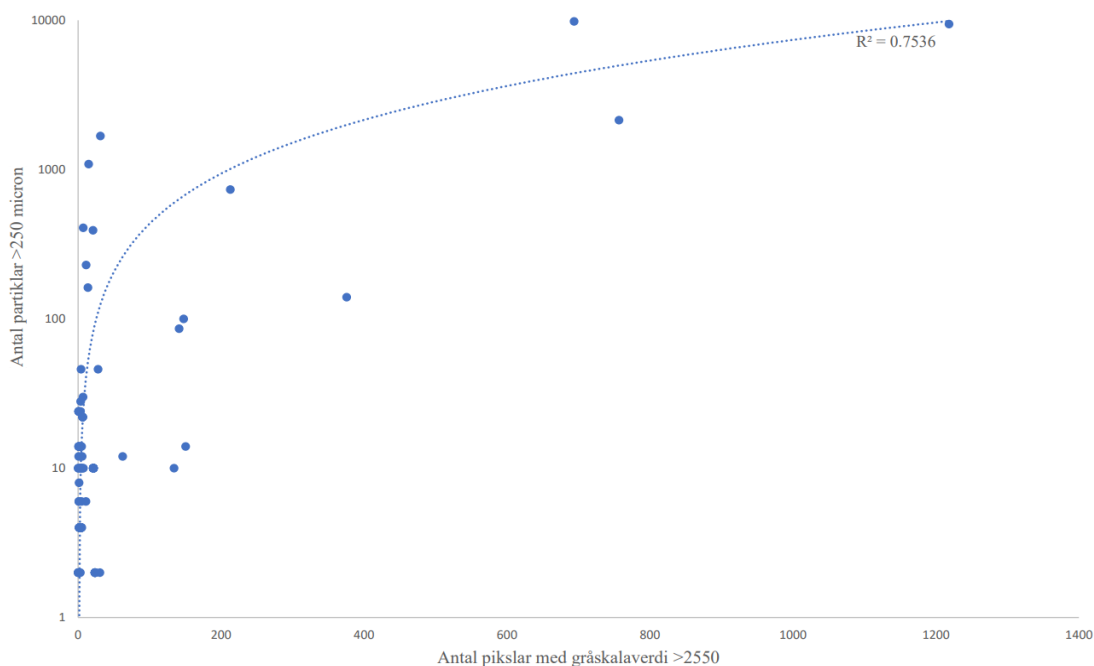
6.4.5 Glødetap og magnetisk susceptibilitet

Verdiar for glødetap gjev ein god indikasjon på forholdet mellom organisk materiale og minerogent materiale i kjerna. I enkelte intervall syner glødetapet låge verdiar, samstundes som vekt av partiklar >125 μm er låg. Fråvær av kvantifiserte minerogene partiklar i aktuelle intervall vitnar om auka mengd uorganisk silt og leirpartiklar. Som følger av dette vil ikkje kurva for glødetap reflektere stormaktivitet og sedimentasjon av flygesand, men snarare spegle matrikskomposisjon langs med kjernedjupn. Signalet frå magnetisk susceptibilitet er og noko

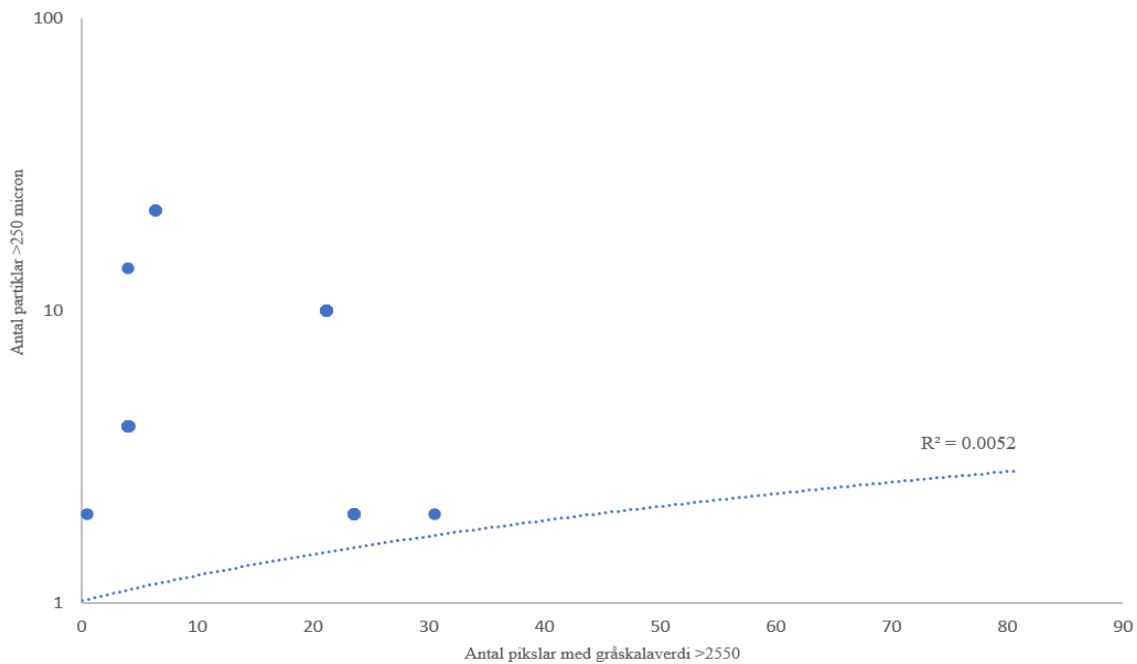
upresist, og reflekterer stormaktiviteten dårleg. Rådataene syner ein del støy, som forsvinn i *resampling* frå 0.2 cm oppløysing til 0.5 cm. Kurva som vert presentert syner jamt låge verdiar gjennom heile KVILU-219, med unntak av to intervall (eining E og minerogent lag ved ~35 cm djupn).

6.4.6 Regresjonsanalyse

Ulike metodar har vorte nytta for å best mogleg kvantifisere minerogene partiklar i KVILU-219. Teljing og veking av partiklar frå sikta glødetapsrestar i to storleikar, samt terskelanalyse frå CT-skanning gjev noko ulikt resultat. Regresjonsanalyse er gjennomført for å identifisere ei samanheng mellom resultatata frå terskelanalysen og talde partiklar $>250 \mu\text{m}$. Terskelanalysen gjev opphavelig ei oppløysing på 1 mm, og er dermed presentert som eit snitt av ti verdiar per cm i regresjonsanalysen. Figur 6.5 syner regresjonsanalyse for heile KVILU-219, kor dei nemnde metodane korrelerer godt ($r^2=0.73$). Det er likevel synleg at korrelasjonen i hovudsak er i eining C og E, som inneheld høge verdiar og skil seg ut frå resten av kjerna. Ekskludering av avikarar (høge verdiar) gjev dårleg korrelasjon ($r^2=0.025$). Vekt av partiklar 125–250 μm og terskelanalyse korrelerer noko dårlegare ($r^2=0.45$).



Figur 6.5. Korrelasjon mellom resultat frå terskelanalyse og antal partiklar $>250 \mu\text{m}$ i heile KVILU-219



Figur 6.6. Korrelasjon mellom resultat frå terskelanalyse og partiklar >250 μm i lakustrin del av KVILU-219.

Etter inndeling av KVILU-219 i ein marin og ein lakustrin del, avslører regresjonsanalysen ingen korrelasjon mellom data frå terskelanalysen og partiklar >250 μm ($r^2 = 0.0052$). Dette er eit resultat av mykje støy i CT-dataene i øvste del, som nevnt i kapittel 6.4.1, og svært få fysisk talde partiklar som gjev mange nullverdiar til datasettet.

6.4.7 Eolisk influks (ASI)

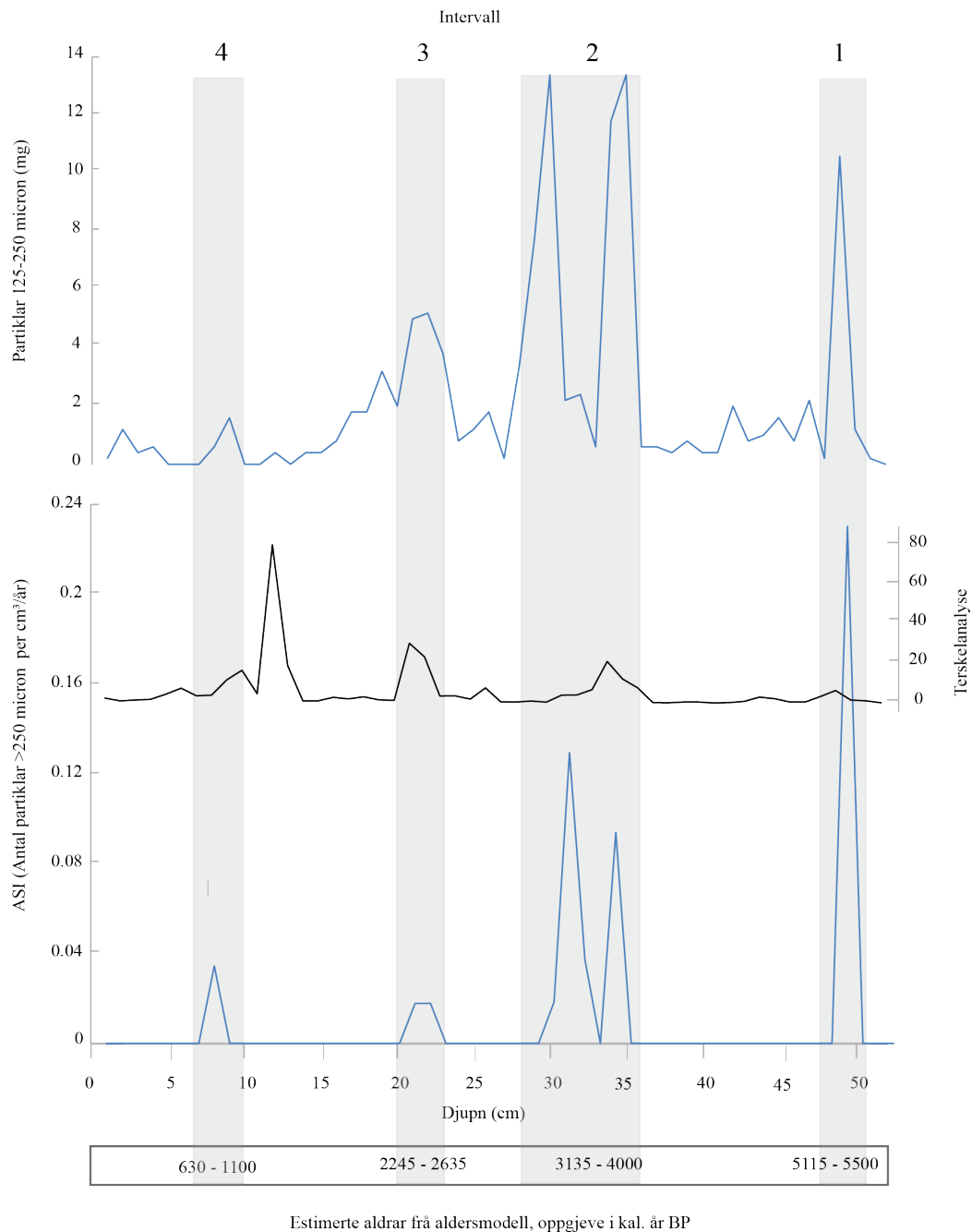
I arbeidet med kvantifiseringa av partiklar i denne studia inneheld majoriteten av prøvane få korn. Dette medfører at kvart korn bidreg til å illustrere intensiteten på kvart intervall, som understreker viktigheita av å være ytterst presis gjennom prosessen med sikting, vasking av sikter, veging, tørking og overføring til glas.

Studiar frå Sørøya (Sjögren, 2009) har evaluert verdien av SMAR som proxy for endringar i tidlegare vindklima. Her kjem det tydeleg fram at absolutte verdiar SMAR (som tilsvarar ASI i denne studia) er eit usikkert mål på stormaktivitet. Innsjøar i umiddelbar nærleik kan ha svært ulikt sedimentasjonsmiljø, og derav sedimentasjonsrate, sjølv om vindklimaet er det same. Dette vert eksemplifisert frå Finnmark, kor ein innsjø har 30 gongar høgare sedimentasjonsrate enn ein annan, lokalisert 200 m unna. Dette medfører at relative variasjonar vil vere eit meir presist uttrykk for stormaktivitet, heller enn absolutte influksverdiar.

Grundige metodeevalueringar er naudsynt i bedømminga av gyldigheita til datasettet. Trass feilkjelder vert samanstillinga av resultata i denne studia sett som eit gyldig grunnlag for å diskutere stormaktiviteten ved Lista.

6.5 Rekonstruksjon av eolisk aktivitet og stormhendingar

Eolisk aktivitet frå midt til sein-holosen er rekonstruert på bakgrunn av minerogen influks til Kviljobukta. Då nedste del av KVILU-219 er avsett før isolasjon av Kviljobukta, vert influks av flygesand berre rekonstruert frå øvste kjernehalvdel, kor partiklane truleg er av eolisk opphav. Minerogen influks tek utgangspunkt i samanhengen mellom resultat av terskelanalyse, vekt av minerogene partiklar 125–250 μm og ASI, som er grunnlaget for diskusjon rundt eolisk aktivitet dei siste ~ 5500 år ved Lista. Mengda støy i data frå terskelanalysen vert kompensert for ved å presentere ein verdi per cm (snitt av 10 opprinnelege verdiar). Den overordna trenden frå terskelanalysen samsvarar godt med kvantifiseringa (ASI/vekt) i dei fleste intervalla, trass støyproblematikken som nemnt. ASI er kalkulert for heile kjerna ved å dele antal korn på sedimentasjonsraten (år per cm) frå aldersmodellen. Med utgangspunkt i trendane, er eolisk aktivitet ved Lista delt inn i fire eoliske intervall (figur 6.7).



Figur 6.7. Eoliske intervall basert på ASI, vekt av partiklar 125–250 μm og terskelanalyse, plotta mot djupn. Estimerte aldrar er oppgjeve for kvart intervall.

Intervall 1 strekk seg frå 51–47 cm djupn, som gjev ein estimert alder på ~5500–5115 kal. år BP. ASI syner eit toppunkt i kjernehalvdelen her, med 0.23 avsette partiklar i aktuell storleik per $\text{cm}^3/\text{år}$. Punktet korrelerer med ein topp i mengda vegne partiklar, medan terskelanalysen syner eit mindre utslag. Etter toppen flatar samtlige kurver ut, mellom intervall 1 og 2. Her finst 0 talde partiklar, og jamn vekt mellom 0 og 2 mg. Denne fasen med svært lite eolisk influks har ein estimert alder på ~5115–4000 kal. år BP. Intervall 2 er markert frå 36–28 cm kjernedjupn, og er i følgje modellen avsett mellom ~4000 og 3135 kal. år BP. Intervallet er

karakterisert av to toppar for eolisk influks, med høg korrelasjon mellom datasetta. Terskelanalysen gjev imidlertid ingen tydeleg signal for to toppar av eolisk influks i intervallet. På det høgaste punktet i ASI-kurva for intervallet vert det avsett 0.12 stk minerogene partiklar $>250 \mu\text{m}$ per $\text{cm}^3/\text{år}$, medan vekta for båe toppane ligg på 13 mg. Med sedimentasjonsrate på ~ 100 år per cm indikerer modellen at toppane i influks er åtskilt av ein ~ 200 år periode kor nesten ingen minerogene partiklar vert avsett (31–33 cm). Denne perioden vert avgrensa til $\sim 3680\text{--}3465$ kal år BP. Etter intervallet flatar båe kurvene igjen ut, før ein ny topp i intervall 3, av vesentleg mindre intensitet enn dei føregåande sett frå ASI og vekt. Terskelanalysen syner ei markert auke her, sjølv om intervallet har det minste ASI-utslaget av alle intervalla. Intervall 3 (20–23.5 cm) har ein estimert alder på $\sim 2635\text{--}2245$ kal. år BP. Etter intervall 3 søkk vekta av partiklar $125\text{--}250 \mu\text{m}$ gradvis mot toppen av kjerna, medan terskelanalysen syner dei høgaste verdiane i kjernehalvdelen mellom intervall 3 og 4. Då manuell kvantifisering av partiklar vert vurdert som mest påliteleg, vert intervall 4 plassert upåverka av dei høge verdiane. ASI og vekt har høg korrelasjon i intervall 4, som vert estimert til $\sim 1100\text{--}630$ kal år BP. I dette intervallet ligg ASI på 0.04 avsette partiklar per $\text{cm}^3/\text{år}$ medan maksimal vekt er ~ 2 mg, som indikerer at intervallet er det minst intense i kjernehalvdelen.

6.6 Antropogene landskapsendringar

Fleire forhold må ligge til grunn for at sanddrift skal førekomme. Ved sidan av sterke nok vindstyrkar må tilgjengeleg tørt materiale for transport eksistere i stor nok grad, noko som blant anna forutset eit sparsamt vegetasjonsdekke. Eolisk aktivitet er anten utløyst av naturlege pådriv, menneskeleg aktivitet, eller ein kombinasjon (t.d. Nielsen mfl., 2016b; Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009; Selsing & Mejdahl, 1994). Menneskeleg påverknad på landskap i område kor sanddrift førekjem kan vere vesentleg, då etablering av busetnadar, jorddyrking, samt gards- og skogbruk spelar inn på stabiliteten i jordsmonnet. I hovudsak er den eldste eoliske aktiviteten begrensa til endringar i relativt havnivå, medan yngre aktivitet ofte vert sterkt knytt til antropogene landskapsendringar (Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009).

Funn av kolstøv ved Lunde vågen, like aust for Kråkenesvatn, vitnar om bålrensing og menneske som har opphaldt seg på Lista i over 10.000 år (Løvhaug, 1997). Vidare, fram til ~ 8000 år før notid opphøyrer menneskelege spor i periodar, som ein trur har samanheng forflytting mot kysten då havet sto lågare, og at påfølgande transgresjon har vaska vekk spor

(Løvhaug, 1997). I denne tidlege fasen trur ein ikkje at menneska har hatt stor innverknad på landskapet.

Arkeologiske undersøkingar i området rundt Jæren peikar mot ei omfattande endring i jordbruksaktivitet rundt 4100–3950 kal. år før notid, i *neolittisk tid* (Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009). Figur 6.8 syner ei estimert tidslinje for då avskogingsperiodar truleg fann stad på Lista, basert på dateringar av makrofossil saman med pollenanalysar (Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009).



Figur 6.8. Aldrar på antekne avskogingsperiodar og danning av hede- og slettelandskap samt permanente innmarksbeiter for Lista. Modifisert frå Hagestøl & Prøsch-Danielsen (2006).

Endringa som hende i neolittisk tid medførte eit skifte frå småskala gard- og utmarksaktivitet, til systematisk landskapsrydding til fordel for jordbruk (Hagestøl & Prøsch-Danielsen 2006; Prøsch-Danielsen & Selsing, 2009). Meir permanente busetnadar saman med meir intenst bruk av land førte til stort press på jordsmonn lokalt. Skogrydding og brenning bidreg vidare til erosjon som initierer sanddrift.

Studiar av Hagestøl & Prøsch-Danielsen (2006) hevder at antropogen påverknad har vore den utløyssande faktoren for sanddrift i kystnære dynefelt i Stavangerregionen, med god korrelasjon til stega i skogutviklinga (figur 6.8). Langs sørvestkysten av Sverige syner imidlertid studiar av episodisk eolisk aktivitet ikkje direkte koplingar til antropogene landskapsendringar, men heller atmosfæriske sirkulasjonsmønster (De Jong mfl., 2007b).

Lista er ei av landets første jordbruksbygder, grunna fruktbar morenejord med gode nærings- og dreneringsegenskapar. Storskala avskoging til fordel for beiteområde vart utført i løpet av bronsealderen, og i eldre jernalder er skogar nesten borte. Då skogane ikkje lenger beskytta menneske, avlingar og dyr mot kalde vindar frå havet, fekk ein kjøligare klima i perioden.

Dei siste 50 åra har imidlertid endringar i menneske si bruk av landskap funne stad, som har resultert i gjengroing av ope landskap fleire stader langs kysten. Etter andre verdskrig vart det

planta skog, og eit meir vegetasjonskledd landskap er synleg i dag. Tettare skog/vegetasjon forhindrar luftmassar i rørsle som påverkar underlaget, som medfører stabilisering av jordsmonnet og derav mindre deflasjon.

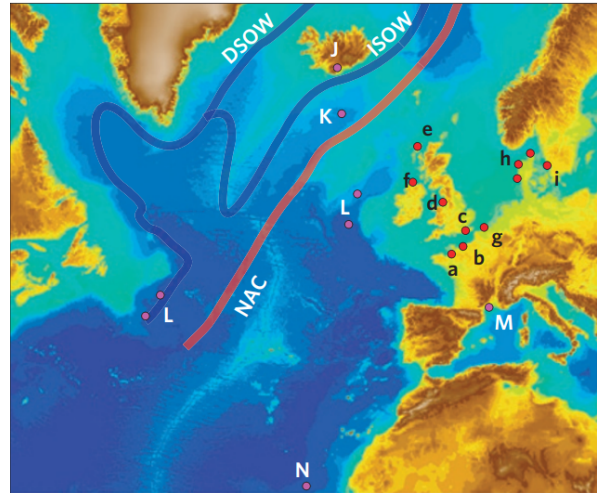
6.7 Eolisk aktivitet og klima

Dei kartlagde trendane i eolisk aktivitet ved Lista avgrensar seg til dei siste ~5500 år. Dette er på bakgrunn av antakinga om at Kviljobukta vart isolert frå havet rundt denne tida, under påfølgande regresjon etter tapestransgresjonen. Minerogene partiklar avsett i KVILU-219 før dette vil dermed truleg vere avsett av bølger og strøymingar i havet, snarare enn av eolisk aktivitet.

Den generelle trenden for stormaktivitet ved Lista syner tre toppar med eolisk influks, med estimerte aldrar på ~5500–5115 kal. år BP, (intervall 1), ~4000–3680 kal. år BP og ~3465–3135 kal. år BP som er i intervall 2. Både i intervall 3 og 4 gjev eolisk influks utslag, imidlertid av lågare intensitet. Dette gjekk føre seg høvesvis i periodane ~2635–2245 kal. år BP og ~1100–630 kal. år BP i følge aldersmodellen. Stabile periodar med låg aktivitet og ingen/svært låg eolisk influks inntreff i periodane ~5115–4000 kal. år BP (Mellom intervall 1 og 2) og ~3680–3465 kal. år BP (midt mellom toppane i intervall 2). Vidare vert ingen flygesand identifisert i perioden ~3135–2635 kal. år BP (mellom intervall 2 og 3), ~2245–1100 kal. år BP (mellom intervall 3 og 4) samt etter 630 kal. år BP.

Endringar i havnivå spelar ei viktig rolle for eolisk influks til kystnære basseng som Kviljobukta. Dette er i hovudsak grunna mengda eksponert materiale tilgjengeleg for transport. Havnivåkurva for Lista av Romundset (mfl., 2015) (figur 6.2b) syner starten på regresjonsfasen etter tapes maksimum, som startar sakte frå ~7500 kal. år BP, og aukar etter ~5000 kal. år BP mot aller raskast regresjon i perioden ~4000 til 2500 kal. år BP. Eit havnivå som søkk relativt til landmassane i heile perioden initierer sandflukt. Men då dei identifiserte stabile periodane førekjem i same tidsrom, er det naudsynt å evaluere andre forhold som bidreg til eolisk influks til Kviljobukta.

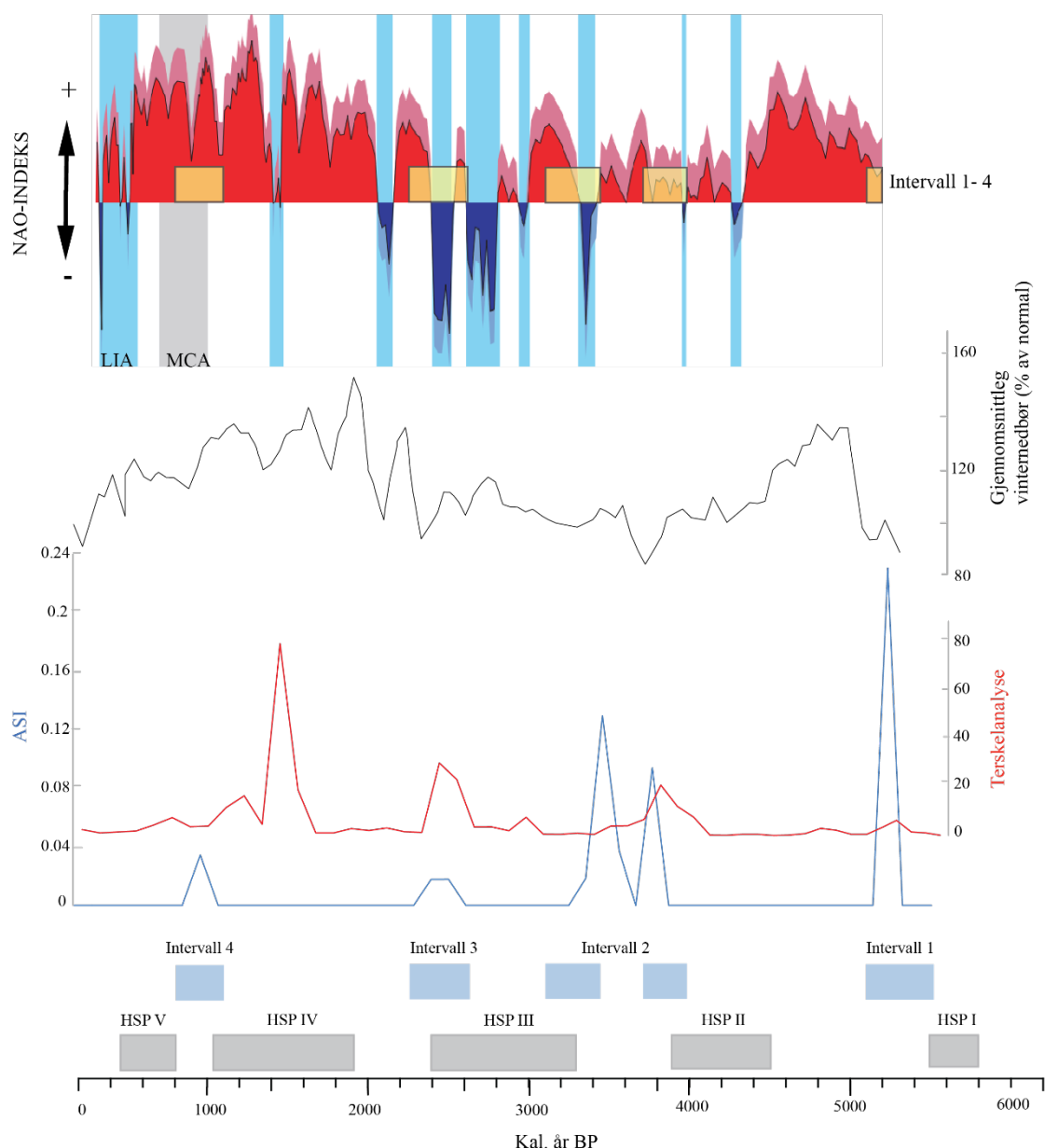
Sorrel mfl. (2012) har samanlikna data frå ei rekkje rekonstruksjonar av holosen stormaktivitet i kystnære strøk langs Nord-Atlanteren, for å sjå regionale samanhengar utan særleg påverknad frå lokale kontrollfaktorar. Resultata frå dei ulike studiane vert utgangspunkt for fem definerte periodar med auka stormaktivitet, referert til som HSP I–V (Holocene storm periods). Figur 6.9 syner lokalitetane som er utgangspunkt for studia, og Lista ligg sentralt blant desse. Intervalla som er identifisert i denne studia syner varierende korrelasjon til HSP.



Figur 6.9. Lokalitetane som ligg til grunn for samanstillinga av HSP. Henta frå Sorrel (mfl. 2012)

Intervall 1 kjem ut som det dårlegast korrelerte intervallet, då det opphøyrt ~400 år etter HSP I. Intervall 2–3 inntreff synkront med HSP II–III, med avvik på rundt 100 år. Intervall 4, som har det svakaste eoliske signalet, er markert

mellom HSP IV og V, med noko overlapp. Samla sett korrelerer intervalla relativt godt til HSP, teke i betraktning at det alltid vil vere avvik mellom aldersmodellar. Figur 6.10 syner HSP I–V og eoliske intervall (1–4) på ei tidslinje, saman med ASI-data, data frå terskelanalyse, rekonstruert NAO-indeks frå Olsen mfl. (2012) samt rekonstruert vinternebbør frå bre-proxyar langs vestkysten av Noreg av Bakke mfl. (2008). Stormvariabiliteten ved Lista vil verte satt i ein regional og global kontekst basert på signal frå dei ulike proxyane. Samanlikningar av ulike proxyar som dette vil likevel vere knytt til ei viss usikkerheit, då metodar og aldersmodellar kan avvike.



Figur 6.10. Basert på eolisk aktivitet frå CT-data og ASI er eoliske intervall identifisert (blå boksar). Grå boksar representerer Holosene stormperiodar frå ei rekke lokalitetar i Nord-Europa er samanstilt av Sorrel (mfl. 2012). Rekonstruert NAO-indeks frå Olsen mfl. (2012) samt rekonstruert vinternedbør basert på bre-proxyar langs norskekysten av Bakke mfl. (2008) er òg plotta langs tidslina. Gule boksar tilsvarar blå boksar.

Stormaktivitet i den nordatlantiske regionen vert ofte relatert til variasjonar i NAO, utan at forholdet er fullstendig forstått av forskarar (t.d. Clarke & Rendell, 2006; Orme, 2014; Sjøgren, 2009; Wang mfl., 2009). I hovudsak vil midlare breiddegrader verte påverka av indeksskifter som følger av at trykkgradienten (mellom Island og Azorene) endrar seg. Sterkare trykkgradient medfører styrka luftstraum mot vest over Nord-Europa (t.d. Hurrell mfl., 2003). Vidare vil styrka vestlege luftstraumar forhindre jetstraumen i å 'meandrere' (som vist i figur 3.3), som

medfører at stormaktivitet i regionen førekjem med hyppigare frekvens. Periodar med negativ NAO-indeks vert generelt knytt til motsett scenario, kor resultatet er lågare stormaktivitet (t.d. Dawson mfl., 2002; Hurrell mfl., 2003). Figur 6.10 syner varierende NAO-indeks rekonstruert for dei siste ~5000 år (Olsen mfl., 2012). Gule firkantar i figuren representerer eoliske intervall frå denne studia. Den overordna trenden indikerer at eoliske periodar ved Lista tilsynelatande er knytt til periodar kor NAO-indeksen gjennomgår skifter (intervall 2 og 3), eller er vedvarande positiv (1 og 4). Då endringar i NAO-indeksen er sterkt relatert til stormvariabilitet og nedbør, vil brefluktuasjonar i sørvest-Noreg kunne fungere som proxy for lågfrekvente endringar i NAO-indeks (Nesje mfl., 2000). Rekonstruert vinternedbør frå Bakke (mfl. 2008) syner i stor grad at aukande nedbørstrender inntreff synkront med positive NAO-fasar. Vidare syner dette eit sterkt forhold mellom jetstraumen og stormbanevariabiliteten i området (Bakke mfl., 2008). Walter & Graf (2005) føreslår at nedbørsanomaliar òg kan fungere som proxy for styrken på jetstraumen, sett ved auka mengd nedbør lang kysten av Grønland/Noreg i periodar kor jetstraumen er sterk, og signifikant reduksjon i periodar med svakare jetstraum.

Det eldste eoliske intervallet frå denne studia (5500–5115 kal år BP) tek til i slutten av midt-holosen, og samsvarar med ein vedvarande positiv NAO-indeks. NAO-rekonstruksjonen strekk seg likevel ikkje lenger tilbake enn til 5200. Dei høgaste ASI-verdiane i kjernehalvdelen finn stad her, som indikerer at intervallet er det mest intense etter at Kviljobukta vart isolert. Materialet i intervallet er avsett like etter den antekne tsunamihendinga, som truleg markerar overgangen frå marint til lakustrint miljø i Kviljobukta. Med dette er intervallet det mest usikre med tanke på avsetting, då marine prosessar kan ha spelt ei større rolle her enn i seinare intervall. Dessutan er avstanden mellom havet (derav kjeldeområde) og Kviljobukta kortast i denne perioden. Vidare korrelerer intervallet, som i følge aldersmodellen strekk seg over 400 år, til ei auke i vinternedbør sett ved senking av likevektslinja på Folgefonna i tidsrommet (Bakke mfl., 2008).

Data frå dynestratigrafi på Jylland indikerer at dynefeltet her har utvikla seg episodisk gjennom holosen (Clemmensen mfl., 2009), med fasar karakterisert av vesentleg sandtransport og dyneformasjon som inntreff i same periodar som dei eldste intervalla frå denne studia. Periodane med auka transport av sand vert sett i samanheng med proxydata frå eit isolasjonsbasseng i Sørvest-Sverige (Björck & Clemmensen, 2004). Her vert det argumentert for at stormaktivitet langs kysten av Danmark òg er knytt til kalde, våte og vindfulle somrar (Clemmensen mfl., 2009).

Perioden kor intervall 1 inntreff samsvarar med siste del av holosen, som kjem i kjølvatnet av 'holosen termale maksimum'. Her ser ein fallande temperaturar og breframrykk i Noreg (Bjune mfl., 2004; Dahl mfl., 2003). Wang (mfl. 2009) viser til at desto høgare NAO-indeks, desto røffare vindforhold i det nordaustlege Atlanterhavet, særskild i vinter- og vårsesongen. ASI vert vidare beskrive som mest intens i NAO-vintrar, spesielt dersom det førekjem i eit overordna kaldt klimaintervall (Björck & Clemmensen, 2004). Overgangen frå midt- til sein-holosen vert og assosiert med auka påverknad frå vinddrivne atlantiske vatnmassar langs kysten av Noreg, sett frå marine kjerner frå Nordsjøen (Risebrobakken, 2003). Studiar frå Nord-Noreg (Nielsen mfl., 2016a, b) har òg identifisert høg stormaktivitet basert på niveo-eolisk influks i same tidsrom, i høvesvis Latjøna (Andøya) og Trehynnvatnet (Vesterålen).

Intervall 2, som er karakterisert ved to toppar i ASI med estimerte aldrar på ~4000–3680 kal. år BP og ~3465–3135 kal. år BP, syner høg korrelasjon til HSP II og HSP III. Vidare inntreff begge toppane i intervallet i tidsrom kor NAO-indeksen gjennomgår eit skifte, frå negativ til positiv. Nedbørsdata frå Bakke (mfl., 2008) indikerer relativt svake vestavindar i tidsrommet, gjeve ved låge verdiar for vinternedbør. Sjølv om intervallet inntreff relativt synkront med HSP II og III, høge ASI verdiar frå Sverige (Björck & Clemmensen, 2004) og Nord-Noreg (Nielsen mfl., 2016a), kan antropogene landskapsendringar på Lista ha spelt ei vesentleg rolle i tidsrommet. Arkeologiske undersøkingar i området rundt Jæren syner omfattande endring og auka intensivering av skogbruk og jordbruksaktivitet frå rundt ~4000 kal. år BP (Hagestøl & Prøsch-Danielsen, 2006), som truleg har ført til ustabil jordsmonn/opning av landskapet og vesentleg sanddrift.

Intervall 3 (2635–2245 kal. år BP) inntreff i likskap med intervall 2, i ein periode kor NAO-indeksen varierer frå positiv til negativ. Midt i intervallet, frå ~2300 kal. år BP, aukar verdiane for vinternedbør og held seg jamt høge fram til slutten av intervall 4. Som nemnd vert dette assosiert med sterkare vestavindar og meir høgfrekvente tilfelle av vandrande lågtrykk frå Atlanterhavet. Auka adveksjon av atlantiske vatnmassar, samt eit nordgåande skifte i stormbanar på vinterstid, medfører intensivering av vestavindar òg i nord (70°N) sett ved høge SMAR-verdiar på Sørøya (Sjøgren, 2009). Clemmensen (mfl. 2009) identifiserer òg auka eolisk aktivitet i same tidsrom (2750 kal. år BP) sett frå dynemigrasjon på Jylland.

Frå rundt ~2000 kal. år BP syner figur 6.10 stabilisering av NAO-indeksen på eit høgt nivå. Senking av likevektslinjer på norske brear (t.d. Bakke mfl., 2008; Nesje, 2009) og auka flaumfrekvens i Sør-Noreg (Støren mfl., 2010) er òg tilfelle, som vidare er relatert til fluktuerande mengder med vinternedbør. Som nemnt vert høge nedbørsrater relatert til hyppigare passasje av syklonar. Vidare skjer ei gradvis nedkjøling som følger av redusert solinnstråling i sommarhalvåret (t.d. Bjune & Birks, 2008; Orme, 2017), som ytterlegare vert forsterka av aukande sjøisdekke i Arktis. Som ein konsekvens vert temperaturgradienten styrka, og stormbanar beveger seg nordover. HSP IV strekk seg over det neste årtusenet, tett etterfulgt av HSP V som inkluderer LIA. Frå ei rekkje studiar syner trendar at dei mest intense periodane med stormaktivitet førekjem her, med aller høgast intensitet under LIA (t.d. Björck & Clemmensen, 2004; Nielsen mfl., 2016 a,b; Orme mfl., 2016; Prestegard, 2018; Sjögren, 2009). Dei siste 1000 år har òg i følgje Lamb (1995) sett ei generell auke i stormfrekvens samanlikna med førre millennium. Data frå Lista samsvarar imidlertid ikkje, då svært låg eolisk influks i heile perioden er identifisert i denne studia. Intervall 4 indikerer det einaste eoliske signalet i perioden, som dog er svært beskjedent. Intervallet er i henhold til aldersmodellen plassert midt mellom HSP IV og V, i perioden MCA (*medieval climate anomaly*), som vert karakterisert ved låg stormaktivitet ved andre lokalitetar i Nord-Europa (Sorrel mfl., 2012). Dette kan tyde på at minerogene partiklar i intervall 4 kan vere eit resultat av lokale forhold, då influksen til Kviljobukta er nærast ikkje-eksisterande dei siste ~2000 åra.

ASI-verdiane for den lakustrine delen av KVILU-219 syner i hovudsak avtakande intensitet på stormar, med dei siste intervalla som dei aller minst intense. Dette står i kontrast til ei rekkje nemnde studiar, som gjer det rimeleg å anta at ASI-signalet i varierende grad speglar den faktiske stormaktiviteten på Lista. Ein del av forklaringa kan ligge i plassering av bukta aust for området Marka, som kan bidra som ei beskyttande halvøy i vest for dei sterkaste vestavindane. Halvøya strekk seg opp til ~20 m o. h., som er vesentleg høgare enn området kring Kviljobukta. Vidare beskyttar Marka Nesheim- og Kviljosanden, som er dei to næraste potensielle kjeldeområda for flygesand, som ligg sør/sørvest for bukta. Kjernelokaliteten er òg godt skjerma frå vindar frå NV, som er retninga på dei sterkaste vindstyrkane i høve til moderne data. Ei samanslåing av desse faktorane, i samheng med vesentleg framvekst av vegetasjon og skogplanting, vil vere relevant for låge influksverdiar dei siste ~2000 år.

Avslutningsvis indikerer sedimentsekvensen frå Kviljobukta signifikante endringar i eolisk aktivitet i den studerte perioden. Samanlikningar med andre marine og terrestriske proxyar frå

nærliggende regionar, føreslår at skifta ein ser i eolisk aktivitet er eit resultat av storskala klimatiske system, som framhevar forhold mellom oseanisk sirkulasjon, vindmønstre langs kysten saman med kontinentale atmosfæriske forhold. Vidare er samspelet komplekst, og vert påverka av ei rekkje ulike faktorar. Dei tre eldste intervalla syner vesentleg korrelasjon til øvrige studiar i regionen, medan dei siste to årtusenene avviker frå det generelle overordna mønsteret i nordatlantiske kystområde. Instrumentelle meteorologiske data syner som nemnd innleiingsvis at vindstyrkane ved Lista fyr har avteke dei siste 80 år. Dette står i kontrast til data frå Nord-Noreg, dømesvis Tromsø (sta. nr. 90450), Bodø (sta.nr. 82290) og Hammerfest (sta.nr. 94260) kor vindstyrkane har auka i same periode (Meteorologisk institutt, u.å.). Med dette er det rimeleg å anta at høvesvis sørlege og nordlege breiddegrader i Noreg er råka ulikt når det kjem til atmosfæriske og oseaniske sirkulasjonsmønster. Dette vil igjen gjere det vanskeleg å avgjere kor vidt det er forhold som påverkar ASI, eller faktisk stormaktivitet som er skuld i det nærast ikkje eksisterande eoliske signalet dei siste ~2000 åra.

Stormvariabiliteten som er identifisert gjennom denne studia har tilsynelatande arta seg i eit uspesifikt mønster, i forhold til endringar i klima og sirkulasjonsmønster. Med auka stormaktivitet i både positive, negative og skiftande NAO-fasar, i kalde periodar og i varmare, er det vanskeleg å estimere endringar i stormvariabilitet i regionen i framtida.

7. Konklusjon

- I denne studia har midt- til sein-holosen stormvariabilitet ved Lista vorte kartlagt, ved hjelp av stratigrafiske og høgoppløyslege sedimentundersøkingar av ei lakustrin kjerne frå Kviljobukta.
- Kvartærgeologisk kartlegging av studieområdet har skapt forståing av prosessar som påverkar sedimentasjonen i Kviljobukta. Vidare har distribusjon av eoliske dyner og flygesand i området indikert stadvis aktiv sanddrift under dei rette høva.
- For å betre kunne tolke det sedimentære miljøet i Kviljobukta har ei rekkje sedimentanalysar vorte gjennomført. Geokjemiske parametrar er identifisert gjennom XRF, medan magnetiske eigenskapar er undersøkt ved måling av magnetisk susceptibilitet. Vidare er CT-skanning, glødetap, sikting og kvantifisering av minerogene partiklar frå glødetapsrestar samt partikkelanalyse vorte gjennomført.
- Rekonstruksjon av stormaktivitet er basert på ASI, eolisk influks av partiklar 125–250 μm samt terskelanalyse av data frå CT-skanning.
- Radiokarbondatering av terrestriske makrofossil er grunnlaget for aldersmodellen, som gjev estimerte aldrar på hendingar i KVILU-219.
- Fire intervall med eolisk aktivitet er identifisert mellom 5500–5115 kal. år BP (51–47 cm), 4000–3135 kal. år BP (36–28 cm), 2635–2245 kal. år BP (23.5–20 cm) og 1100–630 kal. år BP (10–6 cm).
- Resultata er samanlikna med andre studiar av stormvariabilitet rundt Nord-Atlanteren, i håp om å kartlegge kor vidt sedimentasjon av flygesand på Lista kan sjåast i samband med regionale og globale sirkulasjonsmønster i havet og atmosfæren.
- Lista si plassering heilt sørvest i Noreg mot Nordsjøen (58°N) kor den rådande vindretninga er V/NV, fører til at dei overordna trendane i stormaktivitet i intervall 1-3 er ein konsekvens av atmosfæriske sirkulasjonssystem som avgjer styrke og posisjon på vestlege luftstraumar.
- Den aukande intensiteten i eolisk aktivitet som generelt er beskriven frå nordatlantiske område etter ~2000 kal. år BP er ikkje registrert i denne studia. Det vert dermed naudsynt å evaluere andre lokale forhold, som kan påverke ASI-signalet.
- Instrumentelle meteorologiske data syner imidlertid at stormaktiviteten ved Lista har ein avtakande trend, medan Nord-Noreg har sett ein aukande stormaktivitet dei siste ~80 åra. Dette kan tyde på at sørlege og nordlege breiddegrader i Noreg har ulikt vindklima, og at ASI-signalet speglar den reelle stormaktiviteten.

8. Refleksjonar og tankar om vidare arbeid

I arbeidet med oppgåva har mykje tid vorte brukt på plukking av makrofossil til radiokarbondatering. Grunna forseinkingar i posten og arbeidssituasjon/koronatiltak ved Poznan Radiocarbon Laboratory har dateringane kome tilbake på eit veldig seint tidspunkt. Det hadde vore ønskeleg å bruke meir tid på å diskutere resultat med bakgrunn i aldersmodell enn det som vart mogleg innan tidsfristen. Dersom dateringane hadde vore tilgjengeleg tidlegare ville og den tidkrevjande prosessen med å kvantifisere partiklar vorte halvert, som følger av at halve KVILU-219 er avsett i marint miljø, og derav ikkje passande for identifisering av eoliske partiklar.

Vidare vil aldersmodellen, spesielt for den lakustrine delen av KVILU-219, medføre stor usikkerheit. Alderestimater for stormaktivitet er dermed berre brukande til å seie noko om overordna trendar for Lista. Då dei to yngste dateringane viste seg å vere kontaminert av moderne karbon, ville andre metodar for datering truleg vere nyttig i liknande studiar for ein meir heilskapleg kronologi. Blydateringar kunne dømesvis ha gjeve betre alderskontroll i toppen av kjerna. Yngre dateringar kunne vidare vorte forsøkt korrelert til kjende hendingar frå instrumentelle målingar. Det kunne òg vore nyttig å teke i bruk dømesvis mikroalge-analysar, for å få ei meir eksakt tidfesting av isolasjonen av Kviljobukta. Slike analysar kan synleggjere salinitetsforhold, temperatur, næringstilgang og pH-verdiar som reflekterer miljøskifter i større detalj.

CT-skanning av heilkjerne har vist seg å vere eit nyttig verktøy for å kvantifisere flygesand i sediment. Med meir tid og kunnskap tilgjengeleg kunne potensielt den «åpenbare» støyen vorte eliminert, som ville medført meir pålitelege data. Metodar for identifisering og kvantifisering av partiklar ved hjelp av CT-skanning er og under stadig utvikling, som på sikt kan verte eit godt alternativ til manuell kvantifisering.

I framtidige studiar kunne det vore interessant å analysere sedimentkjerner frå fleire kystnære basseng på Lista, for å sjå om ASI-signal samstemmer med dateringar for basseng i nærleiken av kvarandre. På denne måten vil eit breiare datagrunnlag kunne reflektere om ASI er eit påliteleg mål på stormaktivitet på Listahalvøya. Grundigare analysar av kjeldeområde gjennom partikkelanalyse kan og vere nyttig i framtidige studiar. Eit større antal kjeldeprøvar, og samanlikning av prøvar frå same kjeldeområde vil syne kor vidt «lik» sand vil ha heilt lik

karakteristikk (soliditet, sirkularitet, konveksitet), eller om små variasjonar (som i denne studia) førekjem likevel. Dersom det hadde vorte vurdert i felt, ville eit større antal kjeldeprøvar vorte tekne for å med større sikkerheit anslå kjeldeområde, og derav retning på vind.

Referansar

- Aagaard, T.,** Orford, J., Murray, A. S. (2007) Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology*, Vol. 83, s. 29–47
- Andersen, B. G.** (1960) *Sørlandet i sen og postglacial tid*. Oslo: H. Aschehoug & Co
- Andersen, B. G.** (1980) The deglaciation of Norway after 10.000 BP, *Boreas*, Vol. 9, s. 211–216
- Andersen, B. G.,** Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M., Bergström, B. (1995) Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, Vol. 28, s. 147–169
- Aufgebauer, A.,** Panagiotopoulos, K., Wagner, B., Schaebitz, F., Viehberg, F. A., Vogel, H. Zanchetta, G., Sulpizio, R., Leng, M. J., Damaschke, M. (2012) Climate and environmental change in the Balkans over the last 17 ka recorded in sediments from Lake Prespa (Albania/F.Y.R. of Macedonia/Greece). *Quaternary International*, Vol. 274, s. 122–135
- Bader, J.,** Mesquita, M. D. S., Hodges, K., Keenlyside, N., Østerhus, S., Miles, M. (2011) A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic Oscillation: Observations and projected changes. *Atmospheric Research*. Vol. 101, s. 809–834
- 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*, Vol. 60 (1), s. 28–41
- Balascio, N. L.,** Zhang, Z., Bradley, R. S., Perren, B., Dahl, S. O., Bakke, J. (2011) A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quaternary Research*, Vol. 75, s. 288–300
- Battarbee, R. W.** (2000) Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, s. 107–124
- Barcikowska, M. J.,** Weaver, S. J., Feser, F., Russo, S., Schenk, F., Stone, D. A., Wehner, M. F., Zahn, M. (2018) Euro-Atlantic winter storminess and precipitation extremes under 1.5°C vs. 2°C warming scenarios. *Earth System Dynamics*, Vol. 9, s. 679–699
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A.** (2010) *Glacier and Glaciation*. 2. utgåve. London: Hodder Education
- Berge, A.** (1926) Lista, en bygdebok. Tønsberg: Tønsbergs Aktietrykkeri.
- Berger, A. L.** (1978) Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, Vol. 9, s. 139–67
- Birks, H. H.** (2013) Plant Macrofossil Introduction. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier.
- Bjune, A. & Birks, H. J. B.,** (2008) Holocene vegetation dynamics and inferred climate changes at Svanåvatnet, Mo I Rana, northern Norway. *Boreas*, Vol. 37 (146)
- Bjune, A. E.,** Birks, H. J. B., Seppä, H. (2004a) Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas*, Vol. 33, s. 211–223
- Bjune, A. E.,** Bakke, J., Nesje, A., Birks, H. J. B. (2004b) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, Vol. 14 (2) s. 177–189
- Blaauw, M.** (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* Vol. 5, s. 512–518
- 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*, Vol. 14, s. 677–688
- Bjørlykke, H.** (1929) *Jordbunnen på Lista*. Oslo: Johansen & Nielsens boktrykkeri
- Blytt, A.** (1876) Forsøg til en theorie om invandringen af Norges flora under veksellende regnfulde og tørre tider. *Nyt Magazin*, Vol. 21
- Bondevik, S.,** Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A., Lohne, Ø. (2005) Evidence for three North Sea tsunamis at the Shetland Islands between 8000 and 1500 years ago. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24, s. 1757–1775.
- Bradley, R.** (2015). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary* (3. utgåve). Elsevier inc.
- Carnell, R. E.,** Senior, C. A, Mitchell, J. F. B. (1996) An assessment of measures of storminess: simulated changes in northern hemisphere winter due to increasing CO₂. *Climate Dynamics*, Vol. 12, s. 467–476
- Carter, R. W. G., & Wilson, P.** (1993) Aeolian processes and deposits in northwest Ireland. *Geological Society*, London, Special Publications, Vol. 72, s. 173–190
- 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*, Vol. 25, s. 333–349
- Clarke, M. L. & Rendell, H. M.** (2009) The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. *Quaternary International*, Vol. 195, s. 31–41
- Croudace, I. W.,** Rothwell, R. G. (2015) *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht: Springer.

- Clemmensen, L. B., Hansen, K. W. T., Kroon, A. (2014)** Storminess variation at Skagen, northern Denmark since AD 1860: Relations to climate change and implications for coastal dunes. *Aeolian Research*, Vol. 15, s. 101–112
- Clemmensen, L. B., Murray, A., Heinemeier, J., de Jong, R. (2009)** The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: A record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology*, Vol. 105, s. 303–313
- Clemmensen, L. B., Pedersen, K., Murray, A., Heinemeier, J. (2006)** A 7000- year record of coastal evolution, Vejers, SW Jutland, Denmark. *Geological Society of Denmark*, Vol. 53, s. 1–22
- Corner, G. D. & Haugane, E. (1993)** Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 73, s. 175–197
- Cuven, S., Francus, P., Lamoureux, S. F., (2010)** Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, Vol. 44, s. 803–817
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A. (2003)** Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 22, s. 275–287
- Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K., Matthews, J. A. (2002)** Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early- Holocene glacier readvances during the Erdalen event at Jostedalsbreen, western Norway. *The Holocene*, Vol. 12, s. 15–25
- Davies, S. J., Lamb, H. F., Roberts, S. J. (2015)** Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments. I: Croudace, I.W., Rothwell, R.G. (red): *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*, 1–21. Dordrecht, NL: Springer
- Dawson, A., Elliott, L., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P., Foster, I. (2004)** Historical storminess and climate «see- saws» in the North Atlantic region. *Marine Geology*. Vol. 210, s. 247–259
- 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*, Vol. 210(1), s. 281–306.
- 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*, Vol. 44 (1), s. 242–248
- 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*, Vol. 21, s. 905–919.
- De Jong, R., Schoning, K., and 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*, Vol. 3, s. 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, Lund University: Department of Geology.
- DeVries-Zimmerman, S., Fisher T. G., Hansen E. C., Dean, S., Björck, S. (2014)** Sand in lakes and bogs in Allegan County, Michigan, as a proxy for eolian sand transport. *Geological Society of America Special Papers*, Vol. 508, s. 111–131
- Elbert, J., Grosjean, M., Gunten, L., Urrutia, R., Fischer, D., Wartenburger, R., Ariztegui, D., Fujak, M., Hamann, Y. (2011)** Quantitative high-resolution winter (JJA) precipitation reconstruction from varved sediments of Lago Plomo 47 S, Patagonian Andes, AD 1530-2002. *The Holocene*, Vol. 22, s. 465–474
- Falkum, T., Wilson, R., Petersen, J. S., Zimmermann, H. D. (1979)** The intrusive granites of the Farsund area, south Norway: Their interrelations and relations with the Precambrian metamorphic envelope. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. Vol. 59, s. 125–139
- Feser, F., Barcikowska, M., Krueger, O., Schenk, F., Weisse, R., & Xia, L. (2014)** Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe- A review. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 141 (687), s. 350–382.
- Flisch, A. & Becker, A. (2003)** Industrial X-ray computed tomography studies of lake sediment drill cores. *Geological Society*, Vol. 215, s. 205–212
- Foucher, A., Evrad, O., Cerdan, Q., Chabert, C., Lecomptes, F., Lefevre, I., Vandromme, R., Blanes, S. S. (2020)** A quick and low-cost technique to identify layers associated with heavy rainfall in sediment archives during the Anthropocene. *Sedimentology*, Vol. 67, s. 486–501
- Fouinat, L., Sabatier, P., Poulenard, J., Reyss, J. L., Montet, X., Arnaud, F., (2017)** A new CT scan methodology to characterize a small aggregation gravel clast contained in a soft sediment matrix. *Earth Surface Dynamics*, Vol. 5, s. 199–209
- Fredin, O., Romundset, A., og Roober, K. (2015)** FARSUND 1311- II og HIDRA 1311- III, kvartærgeologisk kart, M 1:50 000. Noregs geologiske undersøkning.
- Fryberger, S. G (1979)** Dune forms and wind regime. I: McKee, E. D. (red.) *A Study of Global Sand Seas*. U.S.

- Geological Survey, s. 137–169.
- Gjessing, J.** (1978) Norges landformer. Oslo: Universitetsforlaget
- Hafsten, U.** (1963) A late-glacial pollen profile from Lista, South Norway. *Grana Palynologica*, Vol. 4 (2) s. 326–337
- Hagestøl, M.** & Prösch-Danielsen, L. (2006) Impulses of agro-pastoralism in the 4th and 3rd millennia BC on the south-western coastal rim of Norway. *Environmental Archaeology*, Vol. 11 (1) s. 19–34
- Hammarlund, D.**, Björck, S., Buchardt, B., Israelson, C., Thomsen, C. T. (2003) Rapid hydrological changes during the Holocene revealed by stable isotope records of lacustrine carbonates from lake Igelsjön, Southern Sweden. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 22, s. 353–370
- Hanssen-Bauer, I.**, Førland, E. J., Haddeland, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A., Ådlandsvik, B. (2015) *Klima i Norge 2100, Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015*. (NCCS-rapport no. 2/2015). Miljødirektoratet: Trondheim.
- Haubitz, B.**, Prokop, M., Dohring, W., Ostrom, J. H., Wellnhofer, P. (1988) Computed Tomography of Archaeopteryx. *Paleobiology*, Vol. 14 (2), s. 206–213
- Heiri, O.**, Lotter, A. F., Lemcke, G. (2001) Loss in ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, Vol. 25 (1), s. 101–110.
- Holmboe, J.** (1903) Planterester i norske torvmyrer. *Videnskabselskabets Skrifter I Matematisk naturvitenskapelig klasse*, Vol. 2, s. 1–227
- Holmboe, J.** (1909) En undersjøisk torvmyr ved Nordhassel paa Lister. *Naturen*. Vol. 33, s. 235–243
- Holtedahl, H.** (1988) Bedrock geology and Quaternary sediments in the Lista basin, S. Norway. *Norsk Geologisk tidsskrift*, Vol. 68, s. 1–20
- Høgaas, F.**, Hansen, L., Rindstas B. I., Sveian, H., & Olsen L. (2012) Database for registrering av marin grense (MG) i Noreg. *Noregs Geologiske Undersøking*, Rapport nr. 2012.063
- Hurrell, J. W.**, Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (2003) The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. *Geophysical Monograph Series*, Vol. 134
- Høiland, K.** (1974) Sandstrender, sanddyner og sanddynevegetasjon med eksempler fra Lista, Vest- Agder. *Blyttia*, Vol. 32, s. 103–118
- Iversen, J.** (1937) Undersøgelser over Litorinatrangressjoner i Danmark. *Dansk Geologisk Forening*, Vol. 9, s. 223–232
- Jenkins, R.** & De Vries, J. L. (1970) *Practical X-ray spectrometry* (2. utgåve) Macmillan & CO LTD
- Jonassen, M. O.**, Ólafsson, H., Reuder, J., Olseth, J. A. (2012) Multi-scale variability of winds in the complex topography of southwestern Norway. *Tellus*, Vol. 64
- Jørgensen, F.** & Sandersen, P. B. E. (2006) Buried and open tunnel valleys in Denmark- erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary science reviews*. Vol. 25, s. 1339–1363
- Kenter, J. A. M.** (1989) Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology*, Vol. 8, s. 201–211.
- Kjerfve, B.** (1994) Coastal Lagoon Processes. *Elsevier Oceanography Series*, Vol.60, s. 1–577
- Klemsdal, T.** (1969) A Lista- Stage Moraine on Jæren. *Norsk Geografisk Tidsskrift*. Vol. 23, s. 193–199
- Klemsdal, T.** (1979) Kyst-, strand- og vindgeomorfologi. Forslag til terminologi. *Norsk Geografisk tidsskrift*, vol. 33, s. 159–171
- Kocurek, G.** & Nielson, J. (1986) Conditions favourable for the formation of warm- climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, Vol.33 (6), s. 795–816
- Kraus, K.** & Pfeifer, N. (2001) Advanced DTM generation from LiDAR data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 34, s. 23–30.
- Krinsley, D.**, & Doornkamp, J. (1973). Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge: Cambridge University Press
- Kristiansen, K. J.** & Sollid, J. L. (1989) Vest-Agder fylke- kvartærgeologi og geomorfologi. Beskrivelse til kart 1: 250 000. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- 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*, Vol. 26 (1), s. 109–117
- Lamb, H.H.** (1995) *Climate, history and the modern world*. 2. Utg, Routledge.
- Libby, W.F.**, Anderson, E. C., Arnold, J.R. (1949) Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, Vol.109 (2827), s. 227–8.
- Longman, J.**, Veres, D., Wennrich, V. (2019) Utilisation of XRF core scanning on peat and other highly organic sediments. *Quaternary International*, Vol. 514, s. 85–96
- Lundberg, A.** (2013) Havstrandsnatur- Tilstand, overvåking. DN-utredning 6- 2013. Direktoratet for naturforvaltning
- Løvhaug, P.** (1997) *Lista, det eldste Norge*. Oslo: J. W., Cappelen's Forlag

- Löwemark, L.**, Chen, H. F., Yang, T. N., Kylander, M., Yu, E. F., Hsu, Y. W., Lee, T. Q., Song, S. R., Jarvis, S. (2011) Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 40, s. 1250–1256
- Mees, F.**, Swennen, R., Van Geet, M., & Jacobs, P. (2003) Applications of X-ray computed tomography in the geosciences. *Geological Society Special Publications*, Vol. 215, s. 1–6.
- Mesquita, M. D. S.**, Atkinson, D. E., Simmonds, I., Keay, K., Gottschalck, J. (2009) New perspectives on the synoptic development of the severe October 1992 Nome storm. *Geophysical Research Letters*. Vol. 36.
- Middlemost, E.** (1968) The granitic rocks of Farsund, South Norway. *Norsk Geologisk tidsskrift*, Vol. 48, s. 81–99
- Moe, E.** (2001) *Verdier i Nesheimvassdraget, Farsund kommune i Vest-Agder*, VVV-rapport 2001-35. Trondheim: Direktoratet for naturforvaltning i samarbeid med Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Möller, T.**, Schindler, D., Albrecht, A. T., Kohnle, U. (2016) Review on the Projections of Future Storminess over the North Atlantic European Region. *Atmosphere*, Vol. 7 (60), s. 1–40
- Nesje, A.** (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 28, s. 2119–2136
- Nesje, A. & Dahl, S.O.** (1993) Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review. *Quaternary Science Reviews*, Vol.12, s. 255–261
- Nesje, A.**, Dahl, S.O., Løvlie, R. and Sulebak, J. R. (1994) Holocene glacier activity at the southwestern part of Hardangerjøkulen, central-southern Norway: evidence from lacustrine sediments. *The Holocene*. Vol.4, s. 377–382
- Nesje, A.**, Lie, O., Dahl, S.O. (2000). Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, Vol. 15 (6), s. 587–601.
- Nesje, A. & Dahl, S.O.** (2003) 'The little Ice Age' - only temperature? *The Holocene*, Vol.13 (1) s. 139–145
- Nesje, A. & Kvamme, M.** (1991) Holocene glacier and climate variations in western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology*, Vol. 19, s. 610–612
- Nielsen, P. R.**, Dahl, S. O., Jansen, H. L., Støren, E. W. N. (2016a) Holocene Aeolian sedimentation and episodic events recorded in lacustrine sediments on Langøya in Vesterålen, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 148, s. 146–162
- Nielsen, P. R.**, Dahl, S. O., Jansen, H. L. (2016b) Mid- to late Holocene aeolian activity recorded in a coastal dunefield and lacustrine sediments on Andøya, northern Norway. *The Holocene*, Vol. 26 (9) s. 1486–1501
- Olsen, A. M. & Granerød, M.** (2017) *Ekstermværrapport, Hendelse: Urd 26. desember 2016*. 18/2017. Bergen: Meteorologisk institutt.
- Olsen, J.**, Anderson, N. J., Knudsen, M. F. (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5, 200 years. *Nature geoscience*, Vol. 5, s. 808–812
- Olson, E.** (2011) Particle shape factors and their use in image analysis- part 1: Theory. *GXP*, Vol. 15 (3).
- 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. C.**, Davies, S. J., Duller, G. A. T. (2015) Reconstructed centennial variability of late Holocene storminess from Cors Fochno, Wales, UK. *Journal of Quaternary Sciences*, Vol. 30, s. 478–488.
- Orme, L. C.**, Reinhardt, L., Jones, R. T., Charman, D. J., Croudace, I., Dawson, A., Ellis, M., Barkwith, A. (2016) Investigating the maximum resolution of μ XRF core scanners: A 1800 year storminess reconstruction from the Outer Hebrides, Scotland, UK. *The Holocene*, Vol. 26(2) s. 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*, Vol. 45(4), 335–338.
- Orsi, T. H.**, Edwards, C. M., Anderson, A. L. (1993) X-ray computed tomography: a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 64, s. 690–693
- Otvos, E. G.** (2000) Beach ridges- definitions and significance. *Geomorphology*, Vol. 32 (1–2), s. 83108
- Prestegard, I.** (2018) Variasjoner i stormaktivitet fra midt- til sein-holosen på Langøya, Vesterålen. Masteroppgåve, Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen, upublisert.
- Prøsch-Danielsen, L.** (1997). New light on the Holocene shore displacement curve on Lista, the southernmost part of Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, Vol. 51, s. 83–101
- Prøsch-Danielsen, L. & Selsing, L.** (2009) Aeolian activity during the last 9200 calendar years BP along the southwestern coastal rim of Norway. Universitetet i Stavanger: Arkeologisk museum
- Pye, K.** and Tsoar, H. (2009) *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Tyskland: Springer
- Reimer, P.**, Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reim Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Buntgen, U., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Kohler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Sakamoto, M., Sookdeo, A.,

- Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kB Radiocarbon 62.
- Reusch**, H. (1901) Nogle bidrag til forstaaelsen af, hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til: N. G. U. aarboeg for 1900
- Richter**, T. O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H. C., & Van Weering, T. C. E. (2006) The Avaatech XRF Core Scanner: Technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. 267(1) s. 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*, Vol. 18 (1)
- Romundset**, A., Fredin, O., Høgaas, F. (2015) A Holocene sea-level curve and revised isobase map based on isolation basins from near the southern tip of Norway. *Boreas*, Vol. 44, s. 383–400
- Romundset**, A., Lakeman, T R., Høgaas, F. (2018) Quantifying variable rates of postglacial relative sea level fall from a cluster of 24 isolation basins in southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 197, s. 175–192
- Rudjord**, K. (1992) Listaboka III- Bygdehistorie fra istid til 1800-tallet. Farsund kommune
- Ryen**, H. T. (2007) GPR-profiling and identification of GPR-facies in beach sediments and coastal dunes at Lista, Farsund municipality, Vest-Agder, Norway. *Masteroppgåve: Noregs miljø- og biovitenskapelege universitet NMBU*.
- Ryen**, H. T., Landvik, J. Y. & Jakobsen, L. V. (2009) Multiple Holocene transgressions at Lista, Southern Norway, reconstructed from ground penetrating radar and stratigraphic studies. *Noregs geologiske vintermøte 2009, samandrag og forhandlingar*, 87–88, Oslo: Norsk geologisk foreining
- Schofield**, J. A., Edwards, K. J., Mighall, T. M., Cortizas, A. M., Rodriguez- Racedo, J., Cook, G. (2010) An integrated geochemical palynological study of human impacts, soil erosion and storminess from southern Greenland since c. AD 1000. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 295, s. 19–30
- Selsing**, L., & Mejdahl, V. (1994) Aeolian stratigraphy and thermoluminescence dating of sediments of late Holocene age from Sola, southwest Norway. *Boreas*, Vol. 23, s. 1–13
- Seppälä**, M. (2004) Wind as a geomorphic agent in cold climates. Storbritannia: Cambridge University Press.
- Shull**, D. H. (2009) Bioturbation. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 2. utgåve, s. 395–400
- 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*, Vol. 19(4), s. 591–598.
- Sorrel**, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S. L., McManus, J., Tessier, B. (2012) Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience*, Vol.5, s. 892–896
- Stokes**, C. R. & Clark, C. D. (2002) Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, Vol. 31, s. 239–249
- 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*, Vol. 29 (23-24), s. 3021–3033
- Sulebak**, J. R. (2007) *Landformer og prosesser- En innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS
- Taylor**, R. E. (1997) Radiocarbon Dating i Taylor, R. E., og Aitken, M. J. (red) *Chronometric Dating in Archaeology*. New York: Plenum Press, s. 65–96
- Thompson**, R., Battarbee, R., O’Sullivan, P., & Oldfield, F. (1975) Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, Vol. 20(5), s. 688–698
- Thompson**, D. W. J. & Wallace, J. M. (1998) The arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, Vol. 25 (9), s. 1297–1300
- Timmons**, E. A., Fisher, T. G., Hansen, E. C., Eisaman, E., Daly, T., Kashgarian, M. (2007) Elucidating aeolian dune history from lacustrine sand records in the Lake Michigan Coastal Zone, USA. *The Holocene*, Vol. 17, s. 789–801.
- Tjallingii**, R., Röhl, U., Kölling, M., and Bickert, T. (2007) Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol. 8 (2) s. 1–12.
- Trouet**, V., Scourse, J.D., Raible, C.C. (2012) North Atlantic storminess and Atlantic meridional overtuning circulation during the last millennium: reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global Planetary Change*, Vol. 84-85, s. 48–55
- Unkel**, I., Fernandez, M., Björck, S., Ljung, K., Wohlfarth, B. (2010) Records of environmental changes during the Holocene from Isla de los Estados (54.4°S), southeastern Tierra del Fuego. *Hydrobiologia*, Vol.74, s. 99–113
- Walter**, K., & Graf, H. F. (2005) The North Atlantic variability structure, storm tracks, and precipitation depending on the polar vortex strength. *Atmospheric Chemistry and Physics*, Vol. 5, s. 239–248

- Wang, X. L., W., Zwiers, F. W., Swail, V. R., Feng, Y.** (2009) Trends and variability of storminess in the Northeast Atlantic region, 1874- 2007. *Climate Dynamics*, Vol. 33, s. 1179–1195
- Warner, G. S. & Nieber, J. L.** (1989) Characterizing Macropores in Soil by Computed Tomography. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 53(3), s. 653–660
- Wellington, S. L. & Vinegar, H. J.** (1987) X-Ray Computerized Tomography. *Journal of Petroleum Technology*, s. 885–898
- Øyen, P. A.** (1926) Fjeldgrund og jordbund, i Berge, A. (red) Lista, en bygdebok. Tønsberg: Tønsbergs Aktietrykkeri. s. 13–66

Nettbaserte ressursar

- Artsdatabanken** (2021) *Oksygenmangel*. Tilgjengeleg frå: <https://artsdatabanken.no/Pages/179755/Oksygenmangel> [Nedlasta: 17.04.21]
- Kartverket** (2020) Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England. Kartverket: 83. årgang
- Meteorologisk Institutt** (u.å) eKlima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner. Tilgjengeleg frå: <https://www.eklima.no>
- Norsk klimaservicesenter** (2017) Klimaprofil Agder- Et kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning. Oppdatert 2017. Tilgjengeleg frå: https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/klimaprofiler/klimaprofil-agder/_attachment/12027?_ts=15dcb10bf8b [Nedlasta: 13.10.20]
- Norsk Naturskadepool** (2020) Administrert av Finans Norge. Tilgjengeleg frå: <https://www.naturskade.no/statistikk/> [Nedlasta: 21.09.20]
- Mareano** (2021) Marine Landskap. Tilgjengeleg frå: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html> [Nedlasta: 15.01.21]
- Yr** (2020) Vindpiler og Beaufortskalaen. Tilgjengeleg frå: <https://hjelp.yr.no/hc/no/articles/360002022134-Vindpiler-og-Beaufortskalaen> [Nedlasta: 15.11.20]