



Høgskulen
på Vestlandet

BACHELOROPPGAVE

Sedimentære signaler av hydrografiske endringer i Hafslovatnet, Vest-Norge, over de siste 40 år

Hydrographic change as recorded in Lake Hafslovatnet sediments, Western Norway, over the past 40 years

**Asbjørn Mong, Marie A. Nordqvist Sjøblom,
Thea M. Hansen Storsveen**

GE491 Bacheloroppgave i Geologi

Fakultet for ingeniør- og naturvitenskap/Institutt for miljø- og naturvitenskap/Geologi og geofare

Veileder: Dr. Matthias Paetzel

03. Juni 2019

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle

kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10.



Oversiktsfotografi av Hafslovatnet, Straumavatnet og Tverrbergvatnet. Tatt av Asbjørn Mong i 2019.

Sedimentære signaler av hydrografiske endringer i Hafslovatnet, Vest-Norge, over de siste 40 år

Bacheloroppgave i geologi og geofare ved Høgskulen på Vestlandet, campus Sogndal våren 2019

Veileder: Dr. Matthias Paetzel

*Asbjørn Mong, Thea M. Hansen Storsveen og Marie A. Nordqvist
Sjøblom*

Sammendrag

Hafslovatnet, inkludert Tverrbergvatnet og Straumavatnet, ligger i Luster kommune, Vest-Norge. Her har det siden 1980-årene blitt rapportert om gjengroing og erosjon i vassdraget, uten at det er påvist noen spesifikk årsak. Hensikten med denne oppgaven er å identifisere mulige kilder til forholdene ved analyse av endringer i miljøsignalene avsatt i sedimentene i vassdraget.

Det er hentet opp seks sedimentkjerner, hvor to parallellkjerner er fra Tverrbergvatnet (det vestlige innløpet til Hafslovatnet), to fra Botn og to fra Tang (begge stasjoner lokalisert i den østlige enden av Hafslovatnet). Sedimentkjernene har blitt analysert ved hjelp av CoreSusc-kjernelogger, ITRAX XRF Core Scanner, glødetapanalyse, redoksanalyse, smørepreparat og litologisk tolkning. Fra bunn til topp i kjernene fra det vestlige Tverrbergvatnet ser man en økning i magnetisk susceptibilitet fra $SI\ 10 \cdot 10^{-5}$ til $90 \cdot 10^{-5}$, en negativ forskyvning av en ellers stabil trend i glødetap fra 15 % til 7,5 %, en økning i mengde primærprodusert organisk materiale fra 35 % til 50 %, og en økning i konsentrasjon silt fra 25 % til 60 %. I kjernene fra det østlige Botn og Tang ser man at magnetisk susceptibilitet synker (Botn: fra $SI\ 140 \cdot 10^{-5}$ til $20 \cdot 10^{-5}$; Tang: fra $30 \cdot 10^{-5}$ til $20 \cdot 10^{-5}$), glødetap øker (Botn: fra 10 % til 17,5 %; Tang: fra 5 % til 10 %) og at konsentrasjonen silt øker (Botn: fra 60 % til 80 %; Tang: fra 5 % til 10 %).

De sedimentære signalene er tolket i henhold til hydrografiske data innsamlet med Secchi-skive og Conductivity-Temperature-Depth-sonde, og det har blitt hentet inn nedbør-, temperatur- og vannstandsdata fra digitale tjenester.

Etter dateringen av sedimentene konkluderes det med at endringene i parameterene skyldes både naturlige og antropogene forhold. Byggingen av vannporten med omløpstunnel i Soget i 1983 har endret miljøforholdene i Tverrbergvatnet og Hafslovatnet. Endringene i miljøforholdene har kommet som følge av endringer i hvilken type vann som føres fra Veitastrondsvatnet til Tverrbergvatnet, og regulering av vannstand. Signalene viser at det har blitt to tydelige ulike miljøer, hvor det vestlige Tverrbergvatnet er en transportsone og det østlige Botn og Tang er avsetningssoner, og at endringen i vannstand har ført til økt erosjon. I tillegg vises endringer i klimaet i området siden 1985. Kombinasjonen av vassdragsregulering og klimaendringer har endret miljøsignalene i kjernene ved å øke tilførsel av næringsstoffer og suspendert materiale med økt avrenning. Sammen har dette ført til gjengroingen av Hafslovatnet.

Det konkluderes også med at effektene av vannkraftreguleringen og klimaet amplifiserer hverandre, slik at ytterligere endringer i klima ved høyere årstemperatur og økt årlig nedbør vil amplifisere den uheldige innvirkningen av omløpstunnelen og øke mengden gjengroing og erosjon i Hafslovatnet også i fremtiden.

Abstract

Lake Hafslovatnet, including Lake Tverrbergvatnet and Lake Straumavatnet, is located in the municipality of Luster, Western-Norway. Since the 1980's there have been reports of overgrowth and erosion in the watercourse, without a specific cause being identified. The purpose of this study is to identify the possible causes of these conditions by analyzing changes in environmental signals in the watercourse's sediment deposits.

Six sediment cores have been extracted, where two parallel cores are from Lake Tverrbergvatnet (the western inflow to Lake Hafslovatnet), two are from Botn and two are from Tang (both stations located in the eastern part of Lake Hafslovatnet). The cores have been analyzed by the help of a CoreSusc MkIII core logger, ITRAX XRF core scanner, Loss-on-Ignition (LOI) analysis, RedOx analysis, smear slide analysis and lithological interpretation. From the bottom to the top of the cores from the western Lake Tverrbergvatnet there is an increase in the magnetic susceptibility from $SI\ 10 \cdot 10^{-5}$ to $90 \cdot 10^{-5}$, a negative displacement of an otherwise even trend for the LOI from 15 T% to 7,5 %, an increase in the amount of primary produced organic matter from 35 % to 50 %, and an increase in the concentration of silt-sized particles from 25 % to 60 %. In the cores from the eastern Botn and Tang, there is a decrease in the magnetic susceptibility (Botn: from $SI\ 140 \cdot 10^{-5}$ to $20 \cdot 10^{-5}$, Tang: from $SI\ 30 \cdot 10^{-5}$ to $20 \cdot 10^{-5}$), an increase in LOI (Botn: from 10 % to 17,5 %, Tang: from 5 % to 10 %), and at Botn there is an increase in the concentration of silt-sized particles from 60 % to 80 %.

The sedimentary signals have been interpreted according to the hydrological data collected by the use of Secchi disk and Conductivity-Temperature-Depth sonde, and precipitation, temperature and water level data have been collected from online sources.

From the dating of the sediments, the conclusion is that the changes in the parameters are due to both natural and anthropogenic conditions. The building of a watergate and bypass at Soget in 1983 changed the environmental conditions in Lake Tverrbergvatnet, Lake Straumavatnet and Lake Hafslovatnet. The changes in environmental conditions are due to changes in the type of water being led from Lake Veitastrondsvatnet to Lake Tverrbergvatnet, and the regulation of the water level. The signals show that there are now two distinct environments, where the western Lake Tverrbergvatnet is a transport zone while the eastern Botn and Tang are deposition zones, and that the regulation of the water level has caused erosion. In addition, there has been a change in climate since 1985. The combination of water level regulation and climate change has changed the signals in the cores by increasing the amount of nutrients and suspended particles with the increased runoff. Together, these changes have caused the overgrowth in Lake Hafslovatnet.

It is also concluded that the effect of water regulation and climate amplify each other, leading further changes of the climate by heightened yearly temperatures and increased amounts of yearly precipitation to amplify the unfortunate effect of the bypass and increase the amount of overgrowth and erosion in Lake Hafslovatnet in the future.

Forord

Denne bacheloroppgaven markerer den avsluttende delen av bachelorstudiet i geologi og geofare ved Høgskulen på Vestlandet våren 2019.

Vi retter en stor takk til vår veileder Dr. Matthias Paetzel for all veiledning og hjelp i løpet av denne krevende, men lærerike perioden. Din kunnskap har vært uvurderlig, og ditt engasjement har gitt oss energi til å jobbe døgnet rundt. *Herlichen Dank für ihre Hilfe!*

Tusen takk til Dr. Prof. Hafliði Haflidason ved Universitetet i Bergen for verdifull veiledning i Bergen og tiden etterpå. *Takk kærlega fyrir hjálpin!*

Torbjørn Dale, takk for alle dine bidrag med hydrografiske data og gode samtaler. Din entusiasme har vært smittsom!

Takk til From Mountain to Fjord 2018 for samarbeidet i felt og på laboratorium, det har vært gøy!

Enige og tro inntil Dovre faller!

Sogndal, 3. juni 2019

Asbjørn Mong, Marie Sjøblom og Thea Storsveen

Innholdsfortegnelse

Figurliste	vii
Tabelliste.....	xiii
1. Introduksjon	15
1.1 Bakgrunn	15
1.2 Målsetninger.....	18
1.2.1 Forklaring målsetning 1	18
1.2.2 Forklaring målsetning 2.....	18
1.2.3 Forklaring målsetning 3.....	18
2. Områdebeskrivelse.....	19
2.1 Geologi.....	20
2.1.1 Generell berggrunnsgeologi på Vestlandet.....	20
2.1.2 Berggrunnsgeologi i området rundt Hafslo	22
2.1.3 Kvartærgeologi	26
2.2 Avsetningsmiljø	28
2.2.1 Batymetri	28
2.2.2 Hydrografi og limnologi.....	30
2.3 Klima.....	31
2.3.1 Klima i Sogn og Fjordane.....	31
2.3.2 Klima i Hafslo	31
2.3.3 Tidligere klimaendringer i området	35
2.3.4 Forventede klimaendringer i Sogn og Fjordane	36
2.4 Historie	37
2.4.1 Historiske hendelser før 1950.....	37
2.4.2 Historiske hendelser etter 1950	38
2.4.3 Tidligere undersøkelser og publikasjoner.....	42
3. Metoder	44
3.1 Metoder i felt.....	45
3.1.1 Prøvetaking av sediment.....	45
3.1.2. Hydrografiske målemetoder	45
3.2 Metoder i laboratorium ved Høgskulen på Vestlandet (HVL), Campus Sogndal	46
3.2.1 Åpning av sedimentkjerner.....	46
3.2.2 Visuell beskrivelse av sedimentkjerner	47
3.2.3 Glødetapanalyse.....	47

3.2.4 Redokspotensial.....	48
3.2.5 Smørepreparatanalyse.....	48
3.3 Metoder i EARTHLAB-laboratorium ved Universitet i Bergen.....	51
3.3.1 Åpning av sedimentkjerner.....	51
3.3.2 Visuell beskrivelse av sedimentkjerner	52
3.3.3 Røntgenfluorescens (XRF)	52
3.3.4 Magnetisk susceptibilitet	53
3.4 Datering.....	54
4. Resultater	55
4.1 Hydrografiske data	55
4.1.1 Secchi-skive.....	55
4.1.2 CTD	56
4.2 Litologi.....	59
4.3 Glødetapanalyse	61
4.4 Redokspotensial	63
4.5 Smørepreparatanalyse	63
4.5.1 Diatoméeanalyse.....	63
4.5.2 Forhold mellom minerogent og organisk materiale	65
4.5.3 Forhold mellom lakustrint organisk og terrestrisk organisk materiale.....	67
4.5.4 Kornstørrelsesanalyse.....	68
4.5.5 Askepartikler	70
4.6 Røntgenfluorescens	71
4.6.1 MF2018-1 (Tverrbergvatnet).....	71
4.6.2 MF2018-5 (Botn).....	73
4.6.3 MF2018-11 (Tang)	74
4.7 Magnetisk susceptibilitet.....	77
4.8 Nedbør.....	78
4.9 Vannstand.....	79
4.10 Erosjon	82
5. Datering av sedimentkjernene.....	84
5.1 MF2018-1 og MF2018-2.....	84
5.2 MF2018-5 og MF2018-6.....	85
5.3 MF2018-10 og MF2018-11.....	86
5.4 Sedimentasjonsrate basert på datering	87
6. Diskusjon	91

6.1 Situasjon før 1983	91
6.2 Situasjon etter 1983	93
6.2.1 Tema Omløpstunnel	93
6.2.2 Tema Klima	101
6.2.3 Tema Erosjon.....	108
6.2.4 Modell av situasjon etter 1983.....	112
7. Konklusjon.....	113
8. Videre arbeid.....	113
Bibliografi	115
Appendikser	121
Appendiks I.....	121
Smørepreparater.....	121
Appendiks II.....	121
Analyser fra Bergen.....	121
Appendiks III.....	121
Analyser fra Sogndal	121
Appendiks IV	121
Hydrografi	121
Appendiks V.....	121
Litologi.....	121
Appendiks VI-VIII	121
Batymetriske kart i PDF	121

Figurliste

- Figur 1:** Oversiktskart over gjengroing av Hafslovatnet. Påvirkede områder er merket med skravur (Brandrud, Mjelde, & Lindstrøm, 1992). Merk at erosjon og gjengroing langs Straumavatnet og Tverrbergvatnet ikke er tatt med i denne undersøkelsen fra 1992..... 16
- Figur 2 A-E:** Funn av erosjon gjort i de Wolff (2017). A-C) Eksempler på undergraving. Merk: gult objekt er brukt som målestokk for omfanget av undergraving, og er på størrelse med et A4-ark. D) Røtter står igjen etter at jordsmonnet rundt er erodert bort. E) Forsterkningsmur ved Tverrbergvatnet. Bildene er hentet fra de Wolff (2017)..... 16
- Figur 3:** Registrert problemvekst av krypsiv på Sørlandet i 2006. Figur hentet fra "Krypsiv i sørlandsvassdrag" (Vegge & Haraldstad, 2006). Blåfargen viser undersøkte vassdrag og svarte sirkler viser vassdrag med registrert problemvekst. 17
- Figur 4a-c:** Oversiktskart over nedbørsfeltet for Veitastrondsvatnet og Hafslovatnet. a) Plasseringen av området i Norge b) Sentrale navn i hele nedbørsfeltet. c) Lokaliteten til sentrale navn ved Hafslovatnet. Produsert i ArcMap i 2019. 19

Figur 5a og b: a) forenklet geologisk kart over det fennoskandiske skjoldet. Merk; blå firkant indikerer Sør-Norge (Nordgulen & Andersen, 2007). b) kart over dekkeserien i Sør-Norge (Fossen, Pedersen, Bergh, & Andersen, 2007).	21
Figur 6: Oversiktskart over bergartstypene rundt Veitastrondsvatnet og Hafsløvatnet. Produsert i ArcMap i 2019.....	23
Figur 7a-c: Oversiktskart over kvartærgeologien rundt Veitastrondsvatnet og Hafsløvatnet. a) Løsmassene i hele nedbørsfeltet. b) En mer detaljert presentasjon av løsmassene fra Langedals- og Austerdalsbreen til Veitastrond. c) En mer detaljert presentasjon av løsmassene rundt Hafsløvatnet. Produsert i ArcMap i 2019.....	27
Figur 8: Batymetrisk kart over Veitastrondsvatnet. Gule punkter indikerer områder nevnt i teksten (NVE, 2019). Større og mer detaljert versjon finnes i Appendiks VI.....	29
Figur 9: Batymetrisk kart over Tverrbergvatnet og Straumavatnet. Oppploddet av J.M. Santha, NVE Hydrologisk avd. 1990, med målestokk 1:5.000. Større og mer detaljert versjon finnes i Appendiks VII (Santha, 1990).....	29
Figur 10: Batymetrisk kart over Hafsløvatnet, gule punkter indikerer områder nevnt i teksten (NVE, 2019). Større og mer detaljert versjon finnes i Appendiks VIII.....	30
Figur 11: Temperatur ved Fjærland og Lærdal fra 1920 til 2017. Data hentet fra eklima 2018.	33
Figur 12: Oversiktskart over målestasjonene i Hafslø, Fjærland og Lærdal. Produsert i ArcMap i 2019.	34
Figur 13: Bilde fra Soget viser restene av trekkveien med tre og fjellbolter til venstre og tørrmuren som forbygger jettegryten til høyre. Foto: Asbjørn Mong, 2019.....	38
Figur 14: Bilde av en del av Veitastrondsvegen som går langs østsiden av Veitastrondsvatnet. Foto: Asbjørn Mong, 2019.....	39
Figur 15 a og b: a) Plasseringen til den fleksible vannporten og omløpstunnelen ved Soget. b) Plasseringen til vannkraftverkene Årøy og Årøy II med tilhørende vannrør/tunneler samt demningen som regulerer vannstanden i Hafsløvatnet og demningen i Årøyelvi fra byggingen av Årøy vannkraftverk i 1943. Kart produsert i ArcMap i 2019.	40
Figur 16: Skisse av omløpstunnelen ved Soget. Skissen viser inntaket i Veitastrondsvatnet og hvilken høyde toppen og bunnen av inntaket er plassert; 167,85 moh. og 161,5 moh.. Det er også gitt informasjon om laveste regulerede vannstand (LRV) på 168 moh. og høyeste regulerede vannstand (HRV) på 170,5 moh (Berdal, 1976).....	40
Figur 17: Skisse av omløpstunnelen ved Soget. Skissen viser utløpet til tunnelen til Tverrbergvatnet og tunnelens reguleringsluke. Skissen viser også høyden på bunnen av tunnelen ved utløpet på 161,2 moh (Berdal, 1976).....	41
Figur 18: Illustrasjonskart over Hafsløvatnet fuglefredningsområde. Kart produsert i ArcMap i 2019.	41
Figur 19: Oversiktsbilde viser hvor stasjonene (S) og transektene (T) NIVA undersøkte er plassert. Tverrbergvatnet inkluderer S1, S2, T1, T2 og T3, Straumavatnet inkluderer T4-T8, innløpet til Hafsløvatnet inkluderer T9-T12 og Hafsløvatnet inkluderer S3-S5 samt den røde stiplede linjen hvor det ble gjort grove estimat av gjengroing fra båt. (NIVA, 2015).....	42
Figur 20: Oversiktskart over hvor de ulike sedimentkjernene er hentet opp. Grønn markering; kjerne MF2018-1 og MF2018-2, Tverrbergvatnet, rød markering: MF2018-10 og MF2018-11, Tang og lilla markering: MF2018-5 og MF2018-6, Botn. Kart produsert i ArcMap i 2019.	45

Figur 21a-c: a) Bildet viser kuttingen av kjernen med en Makita JS1601 platesaks. b) Bildet viser at det blir trukket en tråd med vanlig fiskesnøre gjennom kjernen for å separere sedimentene fra hverandre. c) Bildet viser at det blir brukt en sparkelkniv for å separere områder hvor sedimentene fortsatt er klistret sammen etter at fiskesnøre har blitt trukket gjennom. Foto: Asbjørn Mong, 2018.....	46
Figur 22a og b: a) Overflaten på kjernen blir gjort glatt ved å dra sparkelkniven parallelt med lagdelingen. b) Bildet viser en av kjernene etter at overflaten har blitt glatt, og lagdeling og farge er kommet frem. Foto: Asbjørn Mong, 2018.....	47
Figur 23a-e: a) Bildet viser kuttingen av kjernen i to like store deler med en Kawhol Marinetechnik kjernesplitter. b) Mens kjernen ble kuttet ble delene holdt sammen for hånd. c) Bildet viser ståltråden som ble trukket gjennom kjernen for å separere sedimentene fra hverandre. d) Bildet viser at det blir brukt destillert vann til å separere sedimentene som fortsatt er klistret sammen etter ståltråden ble trukket gjennom kjernen. e) Bildet viser en kjerne hvor overflaten er glattet ut og lagdeling og farge er kommet frem (øverst) og en kjerne som ikke er glattet ut og lagdeling og farge ikke kommer tydelig frem (nederst). Foto: Thea M. Hansen Storsveen, 2018.	52
Figur 24: Bildet viser Itrax XRF Core Scanner ved EARTHLAB, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen (UiB), foto: Eivind Støren (UiB, 2014).....	53
Figur 25: Bildet viser CoreSusc MkIII ved Paleolaben, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen (UiB). Foto: Marie A. Nordqvist Sjøblom, 2018.	54
Figur 26: Figur som viser hvordan dybden på den eufotiske sonen har endret seg i Veitastrondsvatnet fra 1996 til 2016. Fremstilt i Excel i 2019.....	55
Figur 27: Figur som viser hvordan dybden på den eufotiske sonen har endret seg i Hafsløvatnet fra 1967 til 2018. Fremstilt i Excel i 2019.....	56
Figur 28: Illustrasjonen viser endring i oksygeninnhold i mg/l i Hafsløvatnet ved 0 m dyp og 20 til 30 m dyp, i tidsrommet 1978 til 2017. Fremstilt i Excel i 2019.....	58
Figur 29: Litologisk tolkning av kjerne MF2018-1, samt fargebilde av kjerne MF2018-2. Figuren inneholder fra venstre: fargebilde av kjerne MF2018-2, fargebilde av MF2018-1, røntgenbilde, fargekode samt fargebeskrivelse for kjernen. De oransje feltene indikerer lagkorreleringene mellom de ulike kjernene. Legg merke til at kopi av røntgenbildet også vises som stripe i fargebildet.....	59
Figur 30: Litologisk tolkning av kjerne MF2018-5, i tillegg fargebilde av kjerne MF2018-6. Figuren inneholder fra venstre: fargebilde av kjerne MF2018-6, fargebilde av MF2018-5, røntgenbilde, fargekode samt fargebeskrivelse for kjernen. De oransje feltene indikerer lagkorreleringene mellom de ulike kjernene. Legg merke til at kopi av røntgenbildet også vises som stripe i fargebildet.....	60
Figur 31: Litologisk tolkning av kjerne MF2018-11, i tillegg til fargebilde av kjerne MF2018-10., Figuren inneholder fra venstre: fargebilde av MF2018-10, fargebilde av MF2018-11, røntgenbilde, fargekode samt fargebeskrivelse for kjernen. De oransje feltene indikerer lagkorreleringene mellom de ulike kjernene. Legg merke til at kopi av røntgenbilde også vises som stripe i fargebildet.	61
Figur 32: Grafene viser resultat organisk materiale i prosent organisk karbon (C _{ORG}) i de tre kjernene MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10	62
Figur 33: Grafene viser fordelingen av <i>Tabellaria flocculosa</i> , <i>Thalassiosira weissflogii</i> og <i>Eunotia species</i> i prosent (%) kjerne MF2018-1.....	63

Figur 34: Grafene viser fordelingen av <i>Tabellaria flocculosa</i> , <i>Thalassiosira weissflogii</i> og <i>Eunotia species</i> i prosent (%) i kjerne MF2018-2	64
Figur 35: Grafen viser fremstillingen av <i>Tabellaria flocculosa</i> , <i>Thalassiosira weissflogii</i> og <i>Eunotia species</i> i prosent (%) i kjerne MF2018-5.	65
Figur 36: Grafene viser forholdet mellom minerogent og organisk materiale i prosent (%) i de tre kjernene MF2018-1, MF2018-2 og MF2018-5.	66
Figur 37: Grafene viser forholdet mellom terrestrisk organisk materiale og lakustrint organisk materiale i de tre kjerne MF2018-1, MF2018-2 og MF2018-5.	67
Figur 38: Grafene viser fordelingen av de minerogene kornstørrelser i kjerne MF2018-1. Den første grafen er en kumulativ fremvisning av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire. De forholdsmessige verdiene av sand, sammenlagt silt, og leire er fremstilt både som en samlet graf og hver for seg.	68
Figur 39: Grafene viser fordelingen av de minerogene kornstørrelser i kjerne MF2018-2. Den første grafen er en kumulativ fremvisning av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire. De forholdsmessige verdiene av sand, sammenlagt silt, og leire er fremstilt både som en samlet graf og hver for seg.	69
Figur 40: Grafene viser fordelingen av de minerogene kornstørrelser i kjerne MF2018-5. Den første grafen er en kumulativ fremvisning av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire. De forholdsmessige verdiene av sand, sammenlagt silt, og leire er fremstilt både som en samlet graf og hver for seg.	70
Figur 41: Grafene viser endringene for K/Fe, Ca/Fe og Si/Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-1	72
Figur 42: Grafene viser endringene i Pb/Fe, Br/Fe, coherent/incoherent og Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-1	72
Figur 43: Grafene viser endringene for K/Fe, Ca/Fe og Si/Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-5	73
Figur 44: Grafene viser endringene i Pb/Fe, Br/Fe, coherent/incoherent og Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-5	74
Figur 45: Grafene viser endringene for K/Fe, Ca/Fe og Si/Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-11	75
Figur 46: Grafene viser endringene i Pb/Fe, Br/Fe, coherent/incoherent og Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-11	76
Figur 47: Grafene viser endringene i magnetisk susceptibilitet for kjernene MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11	77
Figur 48: Grafen viser endringen i nedbør for værstasjon 55550-Hafslo i tidsrommet 1960 til 2016. Data hentet fra eklima 2018.	78
Figur 49: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1970 til 1980. Data hentet fra NVE 2017.	79
Figur 50: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1980 til 1990. Data hentet fra NVE 2017.	80
Figur 51a og b: a) Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1990 til 1992. b) Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1997 til 2000. Data hentet fra NVE 2017.	80
Figur 52: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 2000 til 2010. Data hentet fra NVE 2017.	81
Figur 53: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 2010 til 2017. Data hentet fra NVE 2017.	81

Figur 54 a-d: a) Bilde viser undergraving langs den vestlige delen av Tverrbergvatnet. b) Bilde viser en frittstående gresstust hvor alt omkringliggende jordsmonn er erodert bort. c) Bilde viser gjenstående røtter og stammer etter at jordsmonnet har blitt erodert bort. d) Bilde viser undergraving fra sør-østsiden av Tverrbergvatnet. Foto: Thea M. Hansen Storsveen, 2019.....	82
Figur 55: Kartet viser en grov kartlegging av områder med spor av erosjon påvist ved befarings. Forsterkningsmuren oppført av en grunneier er også markert. Kart produsert i ArcMap i 2019.	83
Figur 56: Dateringen for kjerne MF2018-1 og MF2018-2. Minerogent mot organisk materiale og Thalassiosira fra MF2018-1 og glødetap og Thalassiosira fra MF2018-2 er satt opp mot nedbør ved Hafslo mellom 1970 og 2017. Grå linjer viser plasseringen av spesifikke år i de forskjellige kjernene og grått felt. «O» viser områdene før og etter 1983 i de forskjellige kjernene. De grå feltene A og C viser topper, mens de oransje feltene B og D viser bunner.....	84
Figur 57: Dateringen for kjerne MF2018-5 og MF2018-6 i henhold til årlig nedbør ved meteorologisk målestasjon ved Hafslo (55550). Det er brukt kumulativ mengde sand og silt i MF2018-5 og glødetap i MF2018-6. Glødetapgrafen til høyre viser en mulig overføring av dateringshorisontene mellom lokalitetene i Tverrbergvatn og ved Botn. Grå linjer viser plasseringen av spesifikke år i de forskjellige kjernene og grått felt. «O» viser områdene før og etter 1983 i de forskjellige kjernene. De grå feltene A og C viser topper, mens de oransje feltene B og D viser bunner. Blå og Rosa felter er korrelert med Hassum & Patelis Røyrvik (2019) og samsvarer med henholdsvis grå og oransje felter.....	85
Figur 58: Dateringen for kjerne MF2018-10 og MF2018-11 i henhold til glødetapgrafen i alle tre kjernelokaliteter som viser en mulig overføring av dateringshorisontene mellom lokalitetene i Tverrbergvatn, ved Botn og på Tang. Grå linjer viser plasseringen av spesifikke år i de forskjellige kjernene og grått felt. «O» viser områdene før og etter 1983 i de forskjellige kjernene. De grå feltene A og C viser topper, mens de oransje feltene B og D viser bunner. Blå og Rosa felter er korrelert med Hassum & Patelis Røyrvik (2019) og samsvarer med henholdsvis grå og oransje felter.	87
Figur 59: Oversikten for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i Tverrbergvatnet (MF2018-1 og MF2018-2) viser at det har vært en synkende sedimentasjonsrate fra 1983. Merk at en del av økningen fra 2011 kan skyldes ukonsolidert materiale i toppen av kjernen.	88
Figur 60: Oversikten for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for Botn (MF2018-5 og MF2018-6) og Tang (MF2018-10 og MF2018-11) viser at det har vært en økende sedimentasjonsrate fra 1983. Ved Tang kan en se en lignende forskyvning i 1983 som i Tverrbergvatnet. En del av den kraftige økningen fra 2011 kan skyldes ukonsolidert materiale i toppen av kjernen. Merk at sedimentasjonsraten er lik for Botn og Tang fra 2002 til 2011 og er derfor markert i brunt.....	89
Figur 61: Oversikten for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i Tverrbergvatnet (MF2018-1 og MF2018-2) og Hafslovatnet (Botn (MF2018-5 og MF2018-6) og Tang (MF2018-10 og MF2018-11) viser at det har vært to ulike miljøendringer etter 1983. For Tverrbergvatnet har sedimentasjonsraten vært synkende, mens i Hafslovatnet har sedimentasjonsraten økt. Merk at en del av økningen fra 2011 kan skyldes ukonsolidert materiale i toppen av kjernen.....	90

Figur 62: Figuren viser hvilken type vann som rant gjennom Soget før 1983. Det var hovedsakelig vann fra den eufotiske sonen som gikk gjennom Soget, men ved høy vannstand kunne det også komme noe vann fra den afotiske sonen. Figuren er basert på innsamlede data om eufotisk sone i Veitastrondsvatnet og vannstanden oppgitt i skissen av omløpstunnelen (Figur 26;Figur 16), det er lagt på 2 m på vannstanden grunnet senkningen av Veitastrondsvatnet etter reguleringen.	91
Figur 63: Figuren er en oversiktsmodell av situasjonen i Hafslo før 1983. Modellen viser at statusen til ytre faktorer er naturlig styrt og effekten av disse er et stabilt system med stabile leveforhold, naturlig sedimentasjonsrate og naturlig plantevekst.....	92
Figur 64: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet før og etter 1983 (markert i kjernene med mørk grå linje). Fra venstre: Røntgenbilde, minerogent materiale av størrelse «silt», diatoméer, forholdet mellom terrestrisk organisk materiale og lakustrint organisk materiale, og glødetap. Merk: glødetap er for kjerne MF2018-2, de øvrige er fra kjerne MF2018-1.	93
Figur 65: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet før og etter 1983 (markert i kjernene med mørk grå linje). Fra venstre: røntgenbilde, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, minerogent materiale mot organisk materiale og kalsium/jern. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.	94
Figur 66: Figuren viser hvilken sone vannet som strømmer gjennom omløpstunnelen er fra. Figuren viser at uansett hvilken vannstand Veitastrondsvatnet er regulert til vil det bli transportert næringsrikt vann fra den afotiske sonen gjennom omløpstunnelen. Figuren er basert på innsamlede data om eufotisk sone i Veitastrondsvatnet og skissen av omløpstunnelen (Figur 26;Figur 16).	95
Figur 67: Endringer i ulike parametere ved Botn. Plasseringen av 1990 er markert med en mørk grå linje gjennom kjernene. Fra venstre: Røntgenbilde, kalsium/jern, kalium/jern, silisium/jern, brom/jern og glødetap. I glødetap er også 1983 markert med mørk grå linje. Merk: glødetap er fra kjerne MF2018-6, de øvrige er fra kjerne MF2018-5.....	97
Figur 68: Endringer i ulike parametere ved Tang. Plasseringen av 1983 er markert med en mørk grå linje gjennom kjernene. Fra venstre: røntgenbilde, kalsium/jern, kalium/jern, silisium/jern og glødetap. Merk: glødetap er fra kjerne MF2018-10, de øvrige er fra kjerne MF2018-11	98
Figur 69: Endringer i ulike parametere ved Tang. Plasseringen av 1983 er markert med en mørk grå linje gjennom kjernene. Fra venstre: Magnetisk susceptibilitet, Jern, coherent/oncoherent. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.	99
Figur 70: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet. Fra venstre: røntgenbilde, kalsium/jern, coherent/incoherent, diatoméer og bly/jern. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.	101
Figur 71: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet. Fra venstre: røntgenbilde, minerogent kornstørrelse silt, minerogent mot organisk materiale, magnetisk susceptibilitet og glødetap. Merk: Glødetap er fra MF2018-2, de øvrige er fra MF2018-1.....	102
Figur 72: Nedbør ved Hafslo og temperatur ved Fjærland og Lærdal i tidsperioden 1960 til 2017. Data hentet fra eklima 2018.....	103
Figur 73: Endringer i ulike parametere ved Botn. Fra venstre: røntgenbilde, kalsium/jern, kalium/jern, silisium/jern, brom/jern. Plasseringen av årstall er markert med en mørk grå linje	

gjennom kjernene. Plasseringen av årstall er markert med en mørk grå linje gjennom grafene. Merk: glødetap er fra MF2018-6, de øvrige er fra MF2018-5.....	104
Figur 74: Endringer i ulike parametre ved Botn. Fra venstre: røntgenbilde, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, minerogent kornstørrelse silt, diatoméer, bly/jern og jern. Plasseringen av årstall er markert med en mørk grå linje gjennom grafene. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.....	105
Figur 75: Illustrasjon av endringer i temperaturen gjennom vannsøylen i Hafslovatnet, i perioden 1968 til 2017. Verdiene er basert på Tabell 11 og Appendiks IV.	106
Figur 76: Endringer i ulike parametere ved Tang. Fra venstre: Røntgenbilde, kalium/jern, kalsium/jern, silisium/jern og glødetap. Plasseringen av årstall er markert med en mørk grå linje gjennom grafene. Merk: Glødetap er fra MF2018-10, de øvrige er fra MF2018-11.....	107
Figur 77: Endringer i ulike parametere ved Tang. Fra venstre: Magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, bly/jern og jern. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.....	107
Figur 78: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1977 – 1988 og den røde streken viser 01.01.1983. Det er en tydelig endring i vannstandsmønsteret etter byggingen av Årøy II i 1983 i forhold til det uregulerte naturlige vannstandsmønsteret før byggingen. Data hentet fra NVE 2017.	109
Figur 79a-c: a) Vannstanden i Veitastrondsvatnet i 1977 viser det naturlige vannstandsmønsteret. b) Vannstanden i Veitastrondsvatnet i 1983 viser en tydelig endring iforhold til 1977 med lavere vannstand på sommeren og høyere vannstand på slutten av året. c) Vannstanden i Veitastrondsvatnet i 2003 viser at det regulerte vannstandsmønsteret ikke er stabilt. Vannstanden på sommeren er lik som på slutten av året og sesongvariasjonen er nesten borte. Data hentet fra NVE 2017.	110
Figur 80: Figuren er en oversiktsmodell over situasjonen i Hafslo etter 1983. Modellen viser at reguleringen av vassdraget og effekten av klimaendringer fører til erosjon. Reguleringen, klimaendringene og erosjon fører til økt tilførsel av næring, suspendert silt og turbiditet. Dette resulterer i endrede leveforhold for organismer, synkende sedimentasjonsrate og gjengroing i Tverrbergvatnet, økende sedimentasjonsrate og gjengroing ved Tang og endrede leveforhold for organismer, økende sedimentasjonsrate og gjengroing ved Botn.....	112

Tabelliste

Tabell 1: Mineralsammensetning av bergartene rundt Hafslovatnet og Veitastrondsvatnet. Sammensetningene er hentet fra Schumann (1989).....	24
Tabell 2: Kjemisk sammensetning for mineralene i bergartene rundt Hafslovatnet og Veitastrondsvatnet. Mineralene er rangert etter når de først ble presentert i Tabell 1. Hovedmineralene fra Tabell 1 er uthevet. De kjemiske formlene er hentet fra Nesse (2012)	25
Tabell 3: Oversikt over værstasjoner i Fjærland og Lærdal samt operativt tidsrom. Data hentet fra eklima 2018.	32
Tabell 4: Oversikt over gjennomsnittsnedbør i Hafslo (stasjon 55550-Hafslo) og temperaturgjennomsnitt i Fjærland og Lærdal i perioden 2007-2017. Data hentet fra «eklima» 2018.....	34

Tabell 5: Gjennomsnittstemperatur i Fjærland og Lærdal i 31 års perioder fra 1922-2017. Data hentet fra eklime 2018.....	35
Tabell 6: Gjennomsnittsnedbør i Hafslo i 31 års perioder fra 1922-2017. Data hentet fra eklime 2018.....	36
Tabell 7: Oversikt over hvilke tester som har blitt utført på de ulike sedimentkjernene	44
Tabell 8: Koordinatplassering og prøvetakingsdyp for parallellkjernene	44
Tabell 9: Oversikt over bentiske, planktoniske og epifyttiske/epilitiske diatoméer.	49
Tabell 10: Udden - Wentworth kornstørrelsesskala, etter Udden (1914) og Wentworth (1922) Kolonne med «enheter» refererer til den relative skalaen i mikroskopets okular.	51
Tabell 11: Endring i temperatur gjennom gitte dybder i vannsøylen i Hafslovatnet mellom 1978 og 2017.....	57
Tabell 12: Sedimentasjonsraten til MF2018-1, MF2018-2, MF2018-5, MF2018-6, MF2018-10 og MF2018-11 fra 1978 til 2017. Merk at rosa årstall (2011-1999 og 1999-1990) er overlappende med andre dateringsperioder.	87
Tabell 13: Gjennomsnittlig sedimentasjonsrate for parallellkjernene i Tverrbergvatnet, Botn og Tang. Samt en samlet gjennomsnittlig sedimentasjonsrate for Botn og Tang som utgjør prøvene i Hafslovatnet. Røde verdier indikerer en synkende sedimentasjonsrate, grønne verdier indikerer økt sedimentasjonsrate. Merk at årstall og verdier i kursiv er korresponderende. Årstallene i kursiv er lagt i raden med overlappende tidsrom.....	89

1. Introduksjon

1.1 Bakgrunn

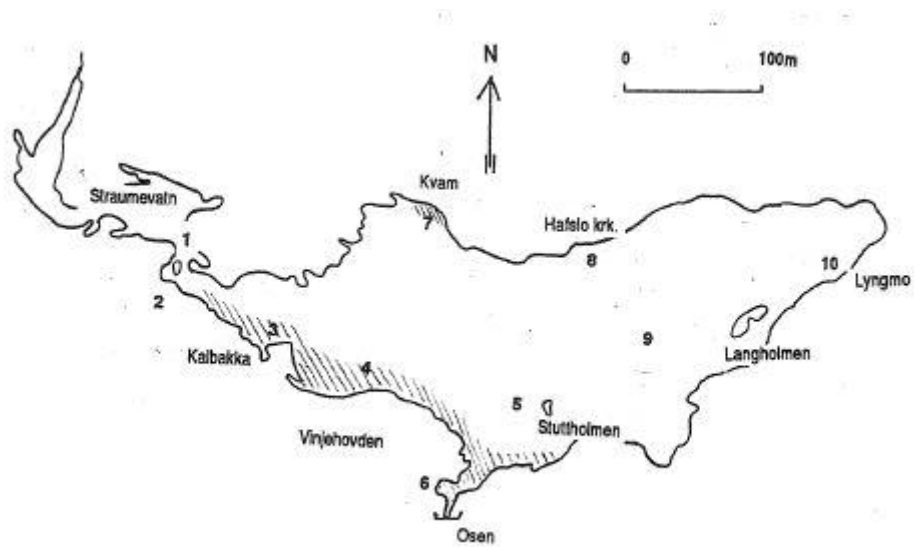
Luster kommune i Sogn og Fjordane har siden 1980-årene hatt en utfordring med gjengroing og erosjon langs bredden i Tverrbergvatnet og den vestlige delen av Hafsløvatnet (Figur 4; Figur 2) (NIVA, 2015; de Wolff, 2017). Senest den 14. oktober 2014 gikk daværende ordfører i Luster kommune, Ivar Kvalen, ut i lokalavisen, Sogn Avis (2014), med et ønske om å få redusert utbredelsen av vannplanter i Hafsløvatnet. Det ble i 1994 utført et vellykket tiltak for å fjerne noe av vannvegetasjonen, da ved å senke vannstanden i Hafsløvatnet med 1 m i perioden februar-mars for å prøve å islegge områdene med vegetasjon slik at isen røsket med seg planter som frøs fast (NIVA, 2015). Dette ble igjen utført januar 2015. Tiltaket gav varierende effekt for Hafsløvatnet og områdene Straumavatnet og Tverrbergvatnet. Hafsløvatnet frøs til mens det i Straumavatnet og Tverrbergvatnet ble dårlig isdekke, noe som resulterte i at det ikke ble røsket bort like mye vegetasjon i disse to områdene som i Hafsløvatnet (Luster Kommune, 2016).

Vekst av vannplanter, spesielt krypsiv (*Juncus bulbosus ssp. bulbosus*), i elver, tjern og innsjøer har blitt utbredt i store deler av Sør-Norge de siste 40 årene (Figur 3; Danielsen et al., 2012). Dette har ført til at enkelte vann er utsatt for gjengroing. Gjengroingen skyldes miljøendringer og kan gi konsekvenser for blant annet fiskebestanden og friluftsliv. Utbredelsen av krypsiv er særlig observert i regulerte vassdrag fordi vannstanden om vinteren øker og vassdragene ikke lenger blir islagt (Vegge & Haraldstad, 2006).

Under arbeidet til de Wolff (2017) ble det ved Straumavatnet og Tverrbergvatnet observert tegn på erosjon langs breddene (Figur 2). Dette var for det første observasjoner av undergravinger, hvor et lag med jordsmonn blir holdt sammen av planterøtter og der 30 cm av materialet under er gravd bort (Figur 2A-C). Videre ble det observert større røtter og deler av trær som stod igjen opptil 3 m fra bredden på steder hvor jordsmonnet rundt har blitt borte (Figur 2D). Ved en hytte langs Tverrbergvatnet har eieren bygget en forsterkningsmur ut mot vannet for å hindre videre erosjon (Figur 2E).

Hafsløvatnet og den nordlige innsjøen Veitastrondsvatnet (Figur 4) er regulerte som magasin for kraftverket Årøy II. Denne reguleringen ble ferdigstilt i 1983 ved bygging av en fleksibel vannport med omløpstunnel ved Soget (Figur 4b; Personlig meddelelse Trygve Fosse, i Klakken, 2015). Soget er en smal passasje som er 450 m lang med en bredde som varierer fra 10 til 20 m hvor vannet må gjennom for å komme fra Veitastrondsvatnet i nord til Hafsløvatnet i sør. Den fleksible vannporten gjør det mulig å regulere vannstanden i Veitastrondsvatnet og Hafsløvatnet. Vannstanden i Hafsløvatnet reguleres mellom 167,2 moh. (meter over havet) og 168,0 moh. (NVE, 1980).

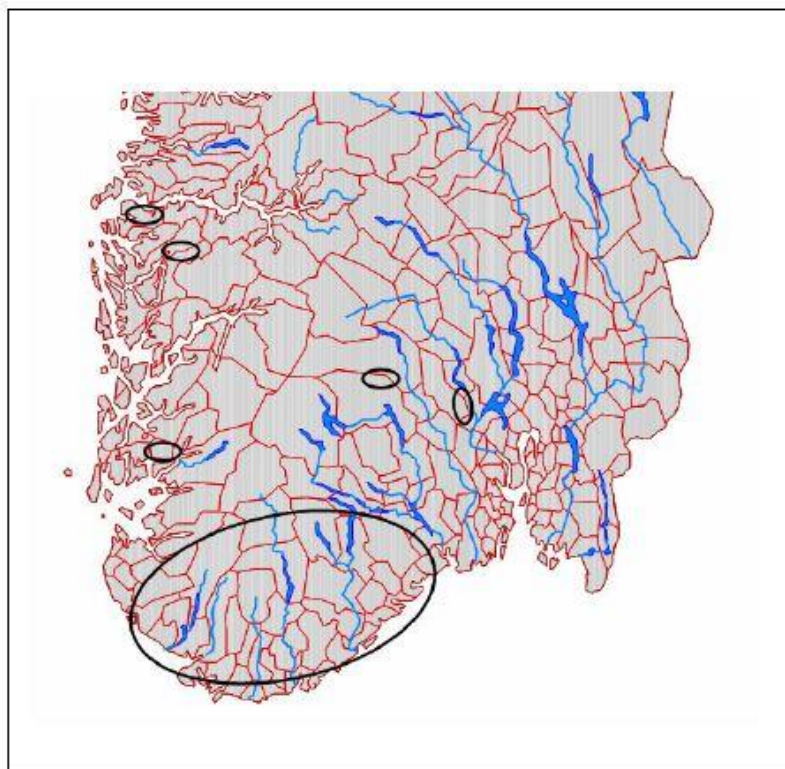
Klimaendringer, vannkraftutbygging og forurensing er mulige årsaker til gjengroing og erosjon av Hafsløvatnet, uten at en spesifikk årsak har kunnet blitt påvist hittil. Bakgrunnen for denne oppgaven er å identifisere mulige kilder til forholdene ved analyse av endringer i miljøsignalene avsatt i sediment siden 1970-tallet og frem til i dag. Det vil bli satt fokus på om klimaendringer og vannkraftutbygging kan ha ført til de observerte miljøendringene i Hafsløvatnet.



Figur 1: Oversiktskart over gjengroing av Hafslovatnet. Påvirkede områder er merket med skravur (Brandrud, Mjelde, & Lindstrøm, 1992). Merk at erosjon og gjengroing langs Straumevatnet og Tverrbergvatnet ikke er tatt med i denne undersøkelsen fra 1992.



Figur 2 A-E: Funn av erosjon gjort i de Wolff (2017). A-C) Eksempler på undergraving. Merk: gult objekt er brukt som målestokk for omfanget av undergraving, og er på størrelse med et A4-ark. D) Røtter står igjen etter at jordsmonnet rundt er erodert bort. E) Forsterkningsmur ved Tverrbergvatnet. Bildene er hentet fra de Wolff (2017).



Figur 3: Registrert problemvekst av krypsiv på Sørlandet i 2006. Figur hentet fra "Krypsiv i sørlandsvassdrag" (Vegge & Haraldstad, 2006). Blåfargen viser undersøkte vassdrag og svarte sirkler viser vassdrag med registrert problemvekst.

1.2 Målsetninger

Luster kommune har de siste årene hatt en utfordring med gjengroing av vannplanter og erosjon langs bredden i den vestlige delen av Hafslovatnet (NIVA, 2015), inkludert Straumavatnet og Tverrbergvatnet (de Wolff, 2017).

Årsaken til dette er usikker. Fokuset har tidligere vært på konsekvenser av gjengroingen. Målet med denne oppgaven er å kaste lys på årsakene ved å analysere sedimentkjerner, og med dette svare på følgende målsetninger:

1. Hvilke miljøendringer har blitt observert i og ved Hafslovatnet de siste 40 årene?
2. Finnes det endringer i de hydrografisk betingete miljøsignaler avsatt i sedimentkjernene fra Hafslovatnet over det samme tidsrommet?
3. Kan de sedimentære endringene knyttes til kjente (eller ukjente) ytre faktorer fra de siste 40 årene, der aktuelle kilder kan være klimaendringer og vannkraftutbygging?

1.2.1 Forklaring målsetning 1

Det har blitt observert en økning i plantevekst og erosjon i Hafslovatnet. Ved befaring skal det ses etter ytterligere spor av gjengroing og erosjon, som en oppdatering til miljøendringene påvist av NIVA (2015) og de Wolff (2017). Funn av ytterligere spor vil dokumenteres og presenteres i kart.

1.2.2 Forklaring målsetning 2

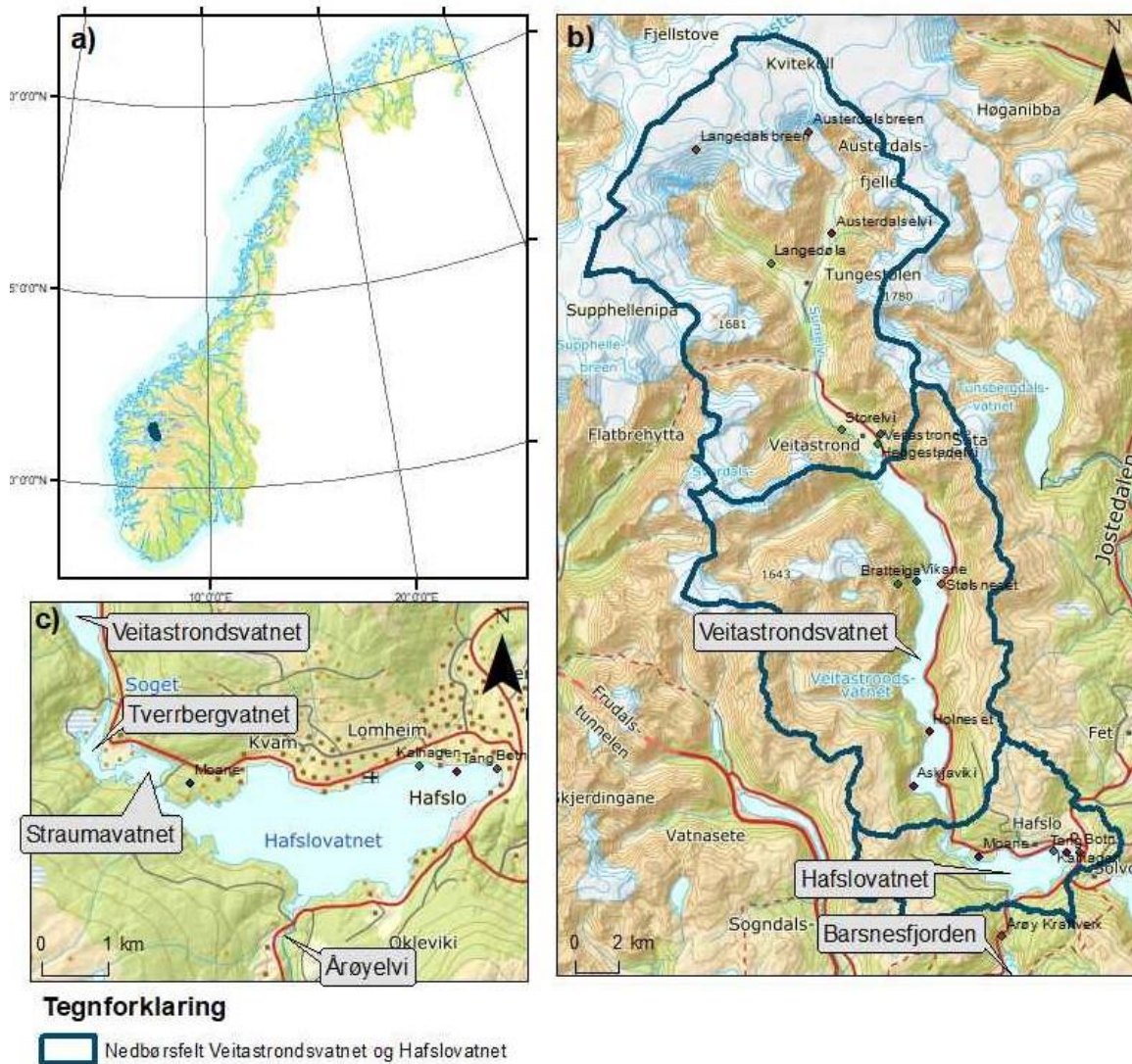
Endringer i sedimentkjernene skal finnes ved å analysere kjernene med røntgenfluorescens (XRF), magnetisk susceptibilitet, glødetap (LOI) og smørepreparatanalyser. Sistnevnte inkluderer diatoméanalyse, kornstørrelsesanalyse, registrering av forhold mellom minerogent og organisk materiale samt registrering av forhold mellom lakustrint (primærprodusert) organisk materiale og terrestrisk (sekundærprodusert) organisk materiale.

1.2.3 Forklaring målsetning 3

Endringer i parametrene i målsetning 2 kan vanligvis tolkes i henhold til variasjoner i akvatiske og/eller terrestriske kilder og dermed hydrografiske endringer over tid (se Paetzel & Dale, 2010, for en aktuell oppsummering). Grunnleggende for slike tolkninger er at sedimentene kan dateres. Relativ datering av sedimentene over de siste 40 årene skal bygge på metoden av Paetzel & Dale (2010) som dokumenterte en sammenheng mellom nedbør og partikulært materiale (inkludert kornstørrelser, organisk materiale og ferskvannsdiatoméer) som ble tilført ved eller påvirket av nedbør og avsatt i de marine avsetningene i Barsnesfjorden og Sogndalsfjorden ca. 5 km sør for Hafslovatnet (Figur 4). Metoden skal her overføres til å gjelde de lakustrine forhold.

2. Områdebeskrivelse

Hafslovatnet, her inkludert Tverrbergvatnet og Straumavatnet, ligger i Luster kommune i Sogn og Fjordane (Figur 4). Hafslovatnet er en del av Årøyvassdraget som i tillegg består av avløp fra Langedalsbreen og Austerdalsbreen via elvene Langedøla og Austerdalselvi til innsjøen Veitastrondsvatnet i nord og avløpet til Barsnesfjorden via Årøyelvi i sør (Figur 4).



Figur 4a-c: Oversiktskart over nedbørsfeltet for Veitastrondsvatnet og Hafslovatnet. a) Plasseringen av området i Norge b) Sentrale navn i hele nedbørsfeltet. c) Lokaliteten til sentrale navn ved Hafslovatnet. Produsert i ArcMap i 2019.

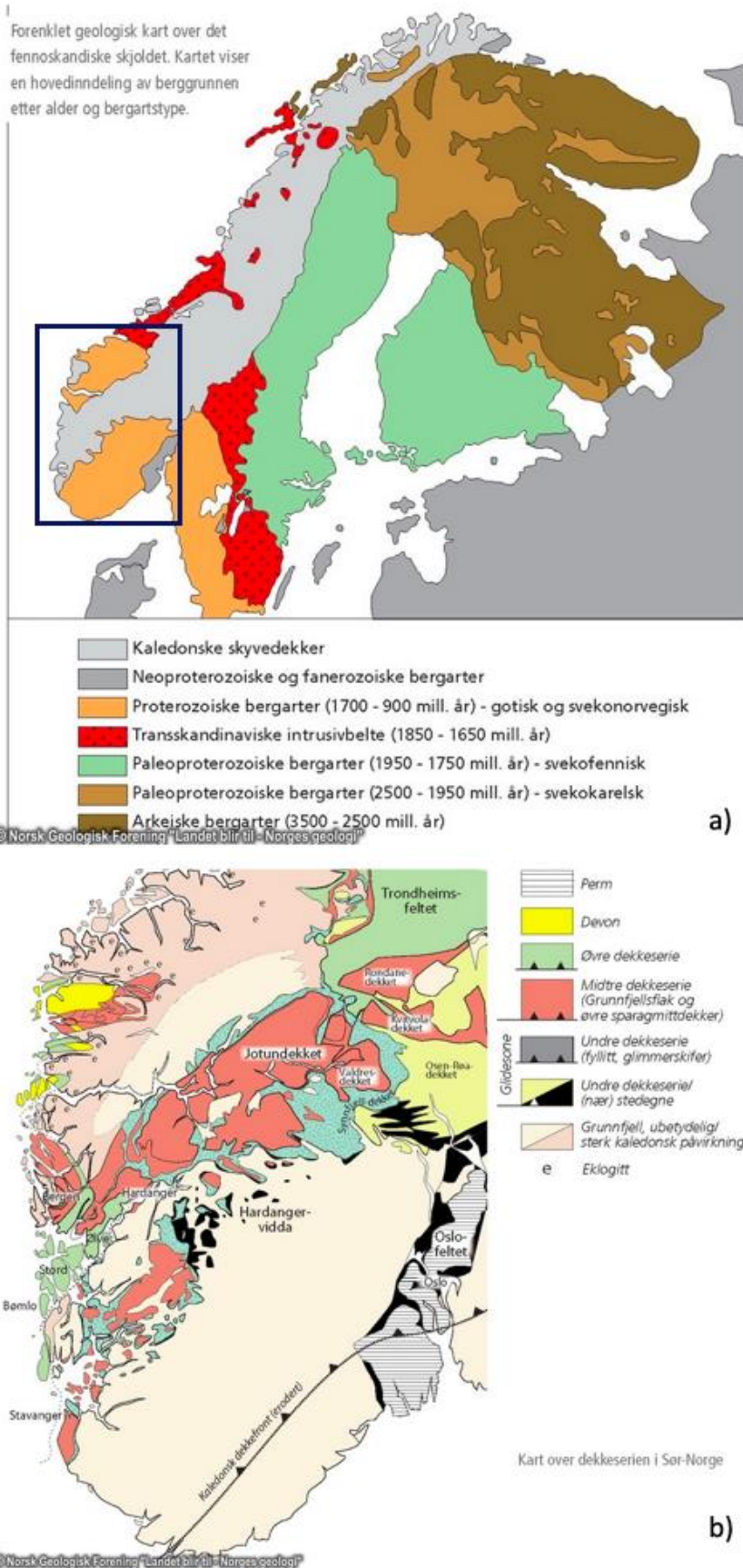
2.1 Geologi

2.1.1 Generell berggrunnsgeologi på Vestlandet

Norge er en del av det Fennoskandiske skjoldet i Skandinavia som består av prekambrisk grunnfjell (Figur 5a; NGU, 2017a). Grunnfjellet på Vestlandet består av 1700-900 millioner år gamle bergarter fra proterozoisk alder. Disse bergartene stammer fra de Gotiske- og Svekonorvegiske fjellkjededannelsene (Figur 5a; Nordgulen & Andersen, 2007).

I Silurtiden, for 444 til 420 millioner år siden, kolliderte urkontinentene Laurentia og Baltika og skjøv bergartsflak fra nordvest mot sørøst som la seg som skyvedekker over de prekambriske bergartene i de vestlige delene av Skandinavia – og den Kaledonske fjellkjeden ble dannet (NGU, 2017b). Den Kaledonske fjellkjeden består i dag av rester av disse skyvedekkene som ligger som en pakke over grunnfjellet. Skyvedekkene ble i ulik grad påvirket av fjellkjededannelsen. De består av: a) Nedre dekkserie «Fortun-Vang dekket» bestående av sandstein, fyllitt og glimmerskifer fra Baltikas marine randsone i Iapetushavet, b) Midtre dekkserie «Jotundekket» bestående av grunnfjellsdekker av baltisk opprinnelse, og c) Øvre og øverste dekkserie «Solund-Stavfjord Ofiolittkompleks» bestående av grønnstein, gabbro og glimmerskifer fra de vulkanske områdene langs den middeloseanske ryggen og øybuene i Iapetushavet (øvre dekkserie) og granitt, skifre og vulkanske bergarter samt omdannet skifer, sandstein og kalkstein (øverste dekkserie) som illustrert i Figur 5b (Fossen et al. 2007).

I tillegg kommer sedimentære bergarter (hovedsakelig sandstein og konglomerater) avsatt i Devon-tiden (420-359 millioner år siden) i sedimentbassenger som oppsto under reaktivering av skyvedekkenes glideplan etter at dannelsen av den Kaledonske fjellkjeden var avsluttet, den såkalte «Devonske skorpestrækkingen» (Norton, 1987; Osmundsen & Andersen, 2001).



Figur 5a og b: a) forenklet geologisk kart over det fennoskandiske skjoldet. Merk; blå firkant indikerer Sør-Norge (Nordgulen & Andersen, 2007). b) kart over dekkeseien i Sør-Norge (Fossen, Pedersen, Bergh, & Andersen, 2007).

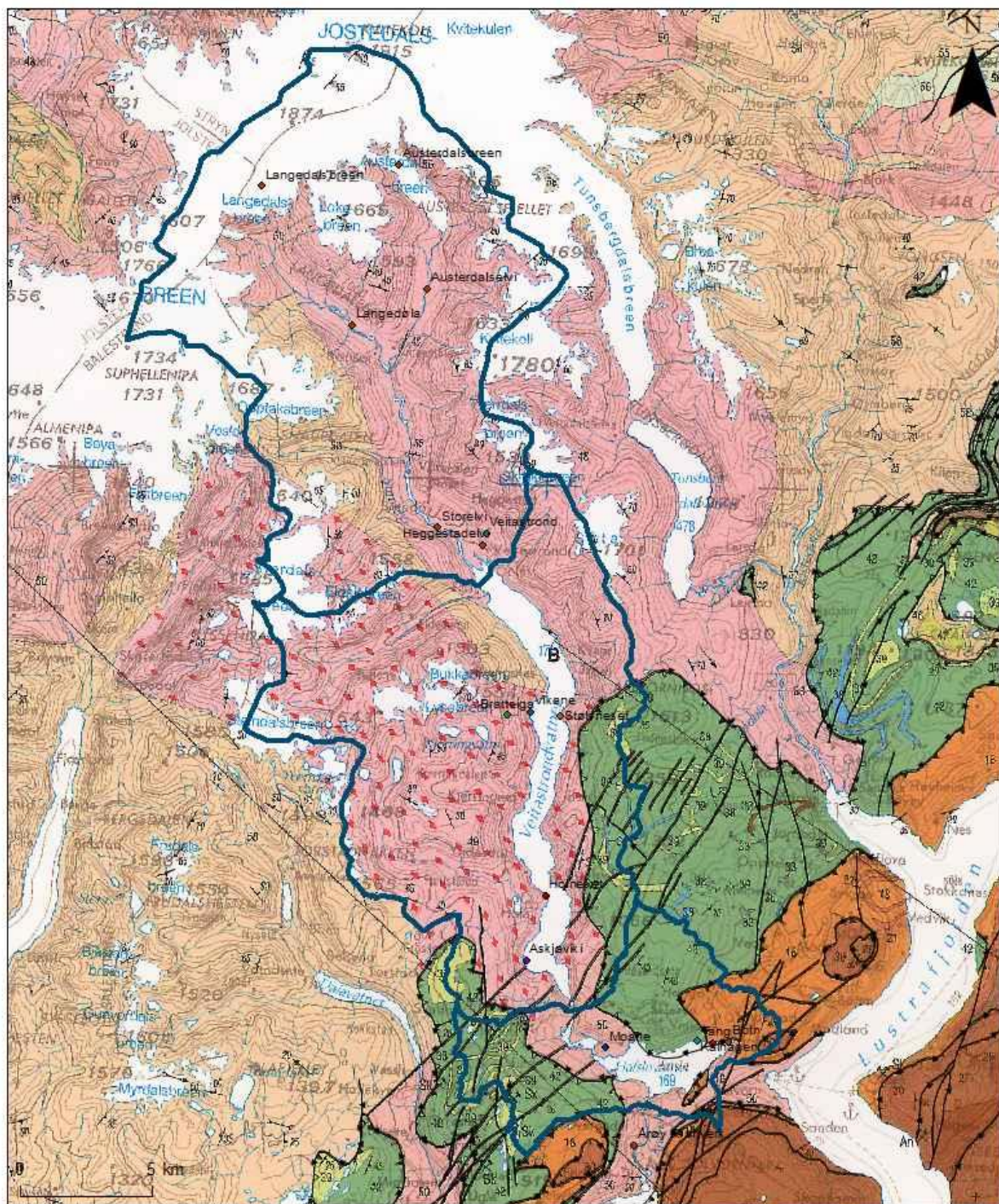
2.1.2 Berggrunnsgeologi i området rundt Hafslo

Hafslovatnet ligger i overgangssonen mellom Vestre Gneisregionen i nordøst og Jotundekket i sørøst (Figur 5b; Thorsnæs & Askheim, 2008). Vestre Gneisregion består av prekambriske bergarter fra de Gotiske- (1700-1500 millioner år) og Svekonorvegiske fjellkjededannelsene (1130-900 millioner år). Regionen er preget av høyfjell med rester av gamle landformer, som er mellom 65 og 2,8 millioner år gamle (NGU, 2015a; NGU, 2017b).

Strukturene i landskapet er et resultat av kollisjonen som dannet den Kaledonske fjellkjeden og erosjon i senere tid. Jotundekket er en del av midtre dekkserie i den Kaledonske fjellkjeden, og består av krystalline proterozoiske bergarter som tidligere har blitt omdannet under høy metamorfose i forbindelse med den Svekonorvegiske fjellkjededannelsen. Deler av dette Svekonorvegiske grunnfjellet, bestående av granittiske, anortosittiske og til dels gneisiske bergarter, ble skjøvet som Jotundekket over Fortun-Vang dekket under den Kaledonske fjellkjededannelsen mellom 444 og 420 millioner år siden (Figur 5b; Fossen et al., 2007).

I overgangssonen mellom Jotundekket og Den Vestre Gneisregionen ligger det en sone med omdannede kambrosiluriske bergarter som er en del av nedre dekkserie, Fortun-Vang dekket. Denne består av fyllitt og glimmerskifer og er omdannede rester av sedimentære avsetninger i Iapetushavet på det baltiske skjoldet (Fossen et al., 2007)

Årøyvassdraget er omgitt av bergartene monzonitt, kvartsmonzonitt, granodioritt og granitt samt diorittisk til granittisk gneis som del av Jotundekket. I strekningen Tang – Kvam finnes overgangssonen med fyllitt og glimmerskifer, som utgjør deler av nedre dekkserie, det vil si Fortun-Vang dekket (Figur 6; NGU, 2018a). Se mineralsammensetningen i Tabell 1 og de kjemiske formlene for de ulike mineralene i Tabell 2 hvor hovedmineralene er uthevet. Bergartssammensetningen er hentet fra Schumann (1989) og de kjemiske formlene er hentet fra Nesse (2012).



Tegnforklaring

- | | | |
|---|--|--|
|  Nedbørsfelt |  Granitt, middelskornet til grovkornet, rødlig, stedvis porfyrisk |  Diorittisk/Tonalittisk til granittisk gneis, stedvis mylonittisk/amfibolittisk/øye-gneis |
|  Fyllitt, stedvis graffitførende, granatgimmerskifer nær undergrensa |  Granitt/granodioritt, middelskornet, grålig, trondhemitt |  Diorittisk til granittisk gneis, migmatitt |
|  Kvartsmonzonitt, grovkornet til storkornet, stedvis omdannet til øyegneis | |  Granittisk ortogneis med bånd eller striper |

Figur 6: Oversiktskart over bergartstypene rundt Veitastronsvatnet og Hafslovatnet. Produsert i ArcMap i 2019.

Tabell 1: Mineralsammensetning av bergartene rundt Hafsløvatnet og Veitastronðsvatnet. Sammensetningene er hentet fra Schumann (1989)

Bergart	Hovedmineraler	Aksessoriske mineraler
Granitt/Granodioritt	Kvarts Alkalifeltspat Plagioklas	Biotitt Hornblende Augitt Muskovitt Apatitt Zirkon Magnetitt
Fyllitt/Glimmerskifer	Muskovitt/Serisitt Kvarts	Feltspat Kloritt Pyritt Grafitt
Monzonitt/Kvartsmonzonitt	Alkalifeltspat Plagioklas Kvarts	Augitt Hornblende Biotitt
Kvartsdiorittisk gneis	Plagioklas Kvarts Alkalifeltspat	Hornblende Augitt Titanitt Zirkon Granat

Tabell 2: Kjemisk sammensetning for mineralene i bergartene rundt Hafslovatnet og Veitastrondsvatnet. Mineralene er rangert etter når de først ble presentert i Tabell 1. Hovedmineralene fra Tabell 1 er uthevet. De kjemiske formlene er hentet fra Nesse (2012)

Mineral	Kjemisk formel	Anioner utenom O	Kationer utenom Si og Al
Kvarts	SiO₂		
Alkalifeltspat	(K,Na)AlSi₃O₈		K⁺, Na⁺
Plagioklas	NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈		Na⁺, Ca²⁺
Biotitt	K(Fe,Mg) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	(OH) ⁻	K ⁺ , Fe ³⁺ , Mg ²⁺
Hornblende	(Na,K) ₀₋₁ Ca ₂ (Mg,Fe ²⁺ ,Fe ³⁺ ,Al) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(OH) ⁻	Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Fe ³⁺
Augitt	(Na,Ca)(Fe ³⁺ ,Fe ²⁺ ,Mg)Si ₂ O ₆		Na ⁺ , Ca ²⁺ , Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Mg ²⁺
Muskovitt	KAl₂(AlSi₃O₁₀)(OH)₂	(OH)⁻	K⁺
Apatitt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	(PO ₄) ³⁻ , (OH) ⁻ , F ⁻ , Cl ⁻	Ca ²⁺
Zirkon	ZrSiO ₄		Zr ⁴⁺
Magnetitt	FeFe ₂ O ₄		Fe ²⁺ , Fe ³⁺
Kloritt	(Mg,Fe,Al) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	(OH) ⁻	Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Fe ³⁺
Pyritt	FeS ₂	S ⁻	Fe ²⁺ , Fe ³⁺
Grafitt	C		C ²⁺ , C ⁴⁺
Titanitt	CaTiOSiO ₄		Ca ²⁺ , Ti ³⁺
Granat	Fe ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃		Fe ²⁺ , Fe ³⁺

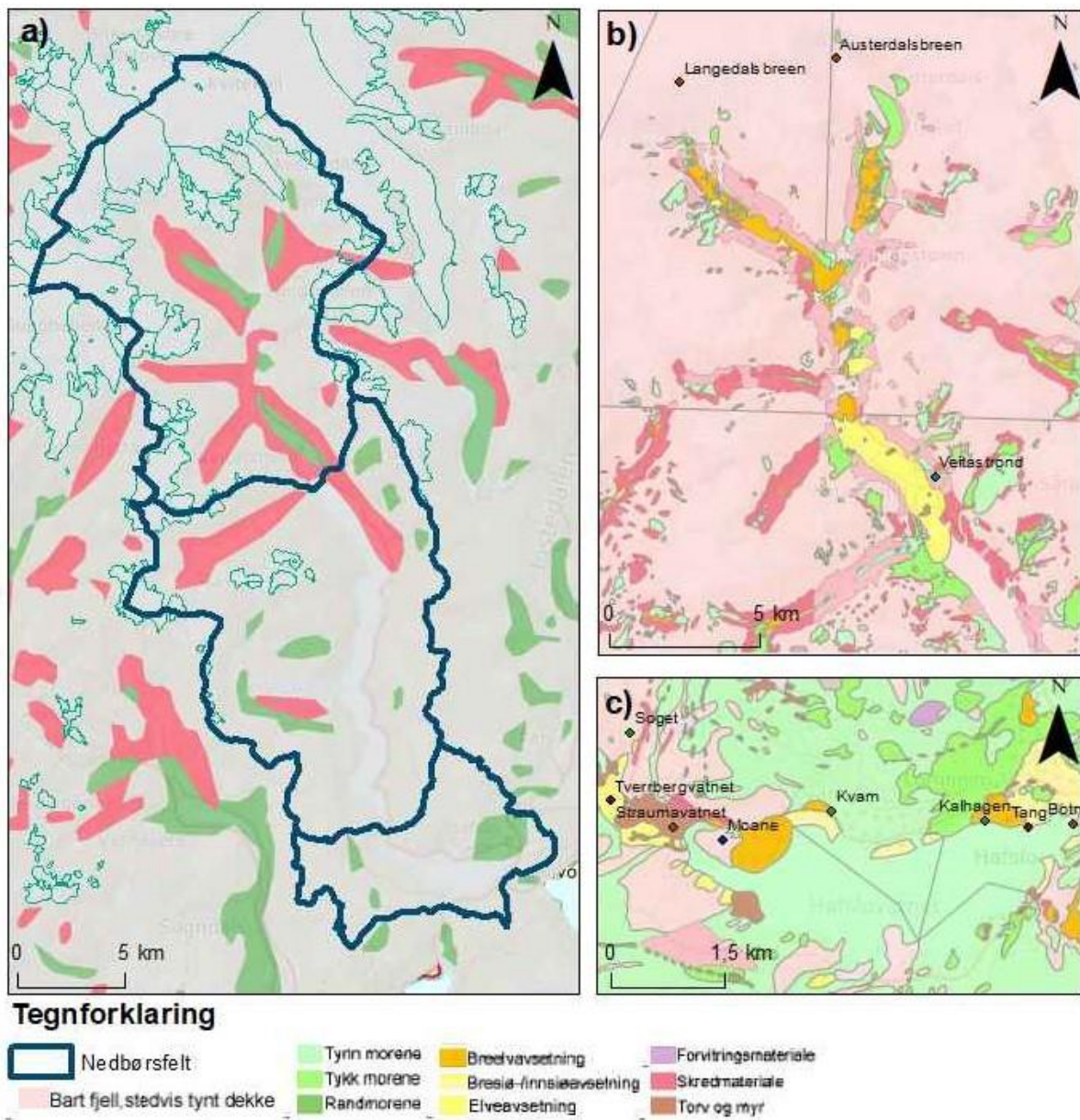
2.1.3 Kvartærgeologi

De siste 2,6 millioner årene (Kvartær) har hyppige klimasvingninger preget landet. Det har vært totalt 23 glasialer og interglasialer som har satt sterkt preg på dagens landskap (NGU, 2015a; NGU, 2016)

Isavsmelting etter Weichselistiden (117.000 til 11.700 år siden), det vil si den yngste glasialen i Kvartærtiden, begynte for ca. 18.000 år siden. Mens innlandsisen fortsatt dekket Norge begynte landhevingen. Denne landhevingen var størst i vest og landskapet ble gradvis erodert og omformet. Vestlandet bærer tydelige spor av breens gjentatte erosjon med kuperte høyfjellsplatåer, dype fjorder og bratte dalsider (NGU, 2015a).

Før isen trakk seg tilbake, og mens isen var på sitt tykkeste i Sen-Weichsel for 20.000 år siden, hadde innlandsisen en sør-sørvestlig til sørvestlig bevegelsesretning. Skuringsstriper indikerer at isen beveget seg uavhengig av topografien (Aa, 1982). Fra den sørvestlige retningen gikk isbevegelsene over til en sørøstlig retning og mer parallell med Jostedalsbreen i Yngre Dryas, 12.800-11.700 år siden og tidlig Preboreal, 11.700-10.200 år siden, der bevegelsesretningen var mer kontrollerte av topografien (Aa, 1982). Vest for Hafslovatnet er det registrert parallelle sidemorener, noe som tyder på en uregelmessig tilbaketrekning av breen som er datert til tiden fra Yngre Dryas til Preboreal (Aa, 1982).

Isavsmeltingen etter Weichselistiden markerer slutten av siste istid, og majoriteten av løsmasser vi finner i dag stammer fra denne perioden (NGU, 2015a). Områdene rundt Årøyvassdraget er dominert av bart fjell og avsmeltningsmorene, med noe morene- og skredmaterial særlig rundt Tverrbergvatnet og Straumavatnet (Figur 7). Avsmeltningsmorene identifiseres som løst lagret, delvis sortert masse avsatt under dødis, mens morenemateriale er plukket opp og transportert av breen og dermed dårligere sortert (NGU, 2018b). Ved Moane og Kalhagen (Figur 7c) finnes en del godt sorterte glasifluviale avsetninger avsatt av breelv. Tang (Figur 7c) er dominert av bresjøavsetning og brekammeravsetninger; sistnevnte er sediment avsatt i kammer inne i isen, som består av finkornet materiale. Dette finnes også ved Kvam (Figur 7c). Fra Soget og ut i Hafslovatnet finnes en del torv og myr langs breddene av vannet (NGU, 2018b).



Figur 7a-c: Oversiktskart over kvartærgeologien rundt Veitastrondsvatnet og Hafslotvatnet. a) Løsmassene i hele nedbørsfeltet. b) En mer detaljert presentasjon av løsmassene fra Langedals- og Austerdalsbreen til Veitastrond. c) En mer detaljert presentasjon av løsmassene rundt Hafslotvatnet. Produsert i ArcMap i 2019.

2.2 Avsetningsmiljø

Strømmende vannmasser fører med seg materiale enten oppløst i vannet, eller som suspenderte partikler, eller som partikler som transporteres langs bunnen (Økland, 1983). I områder som blir erodert av isbreer vil det være en økt mengde suspendert minerogent materiale (av siltstørrelse) i vannmassene (Økland, 1983). Materialet kommer fra breens erosjon av berggrunnen i tillegg til partikler fra overflatevann fra resten av nedbørsfeltet. Når vannmassene beveger seg gjennom en innsjø vil minerogene og organiske partikler som fraktes i suspensjon eller langs bunnen bli avsatt (Økland, 1983).

Smeltevann fra Austerdalsbreen og Langedalsbreen renner ut nord i Veitastrondsvatnet. I den sørlige delen av Veitastrondsvatnet snevrer landskapet seg inn til en elvekløft som kalles Soget, og på den sørlige siden av elvekløften ligger området som kalles Tverrbergvatnet (Figur 4). Vannet strømmer videre i sørøstlig retning inn i et område som kalles Straumavatnet (Figur 4), før det kommer inn i nordvestlig hjørne av Hafsløvatnet. Omtrent ved midten av den sørlige bredden av Hafsløvatnet strømmer vannet ut via Årøyelvi, hvor det treffer indre del av Barsnesfjorden ca. 4 km lengre sør (Figur 4) (NVE, 2019).

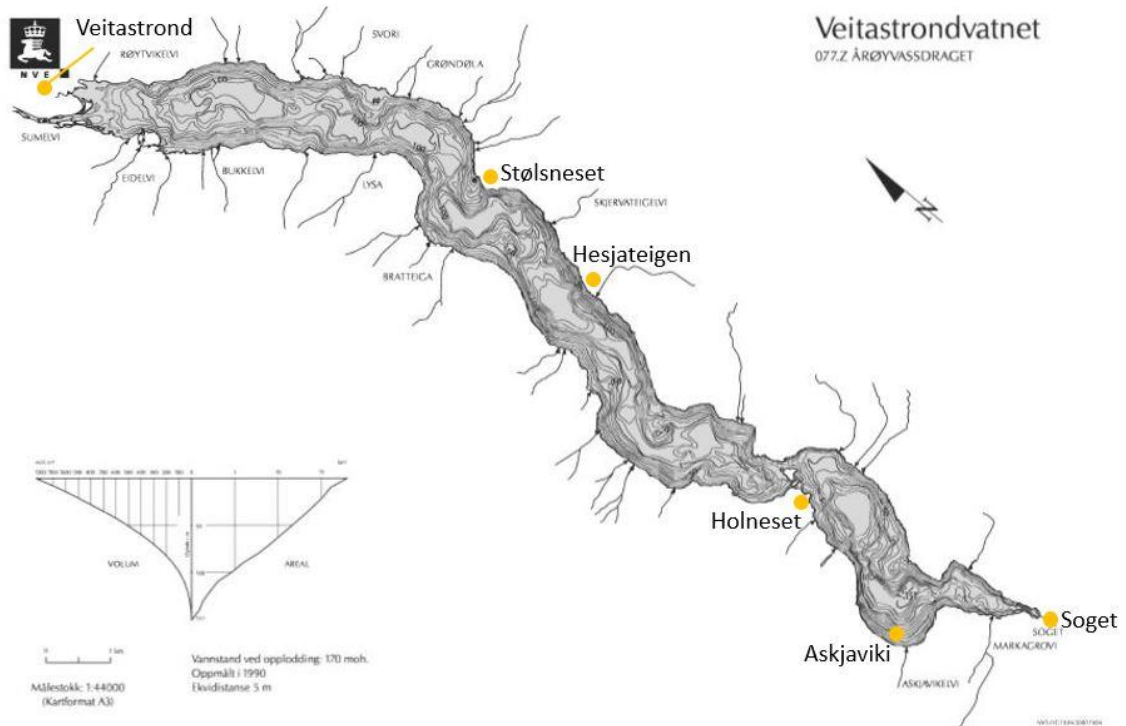
Ifølge innsjødatabasen til NVE (2019) ligger Veitastrondsvatnet 170 moh. og Hafsløvatnet (inkl. Straumavatnet og Tverrbergvatnet) 168 moh. Innsjøene har et samlet nedbørsfelt på ca. 440 km² (Figur 4).

2.2.1 Batymetri

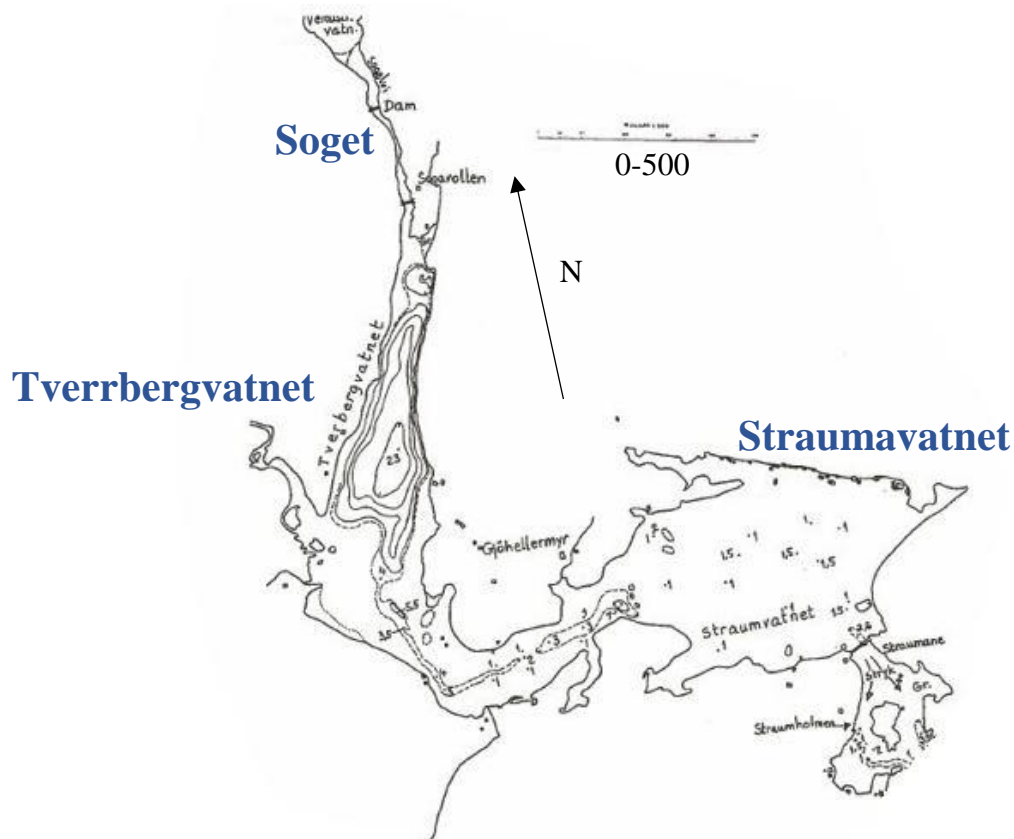
Veitastrondsvatnet (Figur 8; gjelder for hele dette avsnittet) har et areal på 17,96 km² og er på det meste 151 m dypt (NVE, 2019). Fra Veitastrond i nord til Stølsneset (ca. 1/3 av lengden fra nord) er det fire bassenger som går ned til 100 m vanddybde, mens det mellom disse går ned til 90 m. Sør for Stølsneset er det en strekning på 2,3 km med 50 m vanddybde, før det kommer et nytt basseng på 100 m vanddybde ved Hesjateigen. Herfra og 4,3 km sørover til øyene ved Holneset er det igjen 50 m vanddybde. På andre siden av Holneset fortsetter det i 4 km med 50 m vanddybde, helt til Askjaviki og vannets dypeste basseng på 151 m dyp.

Tverrbergvatnet og Straumavatnet (Figur 9; gjelder for hele dette avsnittet) blir av NVE tatt med i arealet til Hafsløvatnet, og sammen har de et areal på 6,42 km² (Figur 4) (NVE, 2019). Tverrbergvatnet er på sitt dypeste 23 m. Videre mot Straumavatnet blir Tverrbergvatnet først 5,5 m dypt, før det blir opp mot 1 m dypt i overgangen mot Straumavatnet. Ved innstrømningsområdet nordvest i Hafsløvatnet er det kun 2,6 m vanddybde.

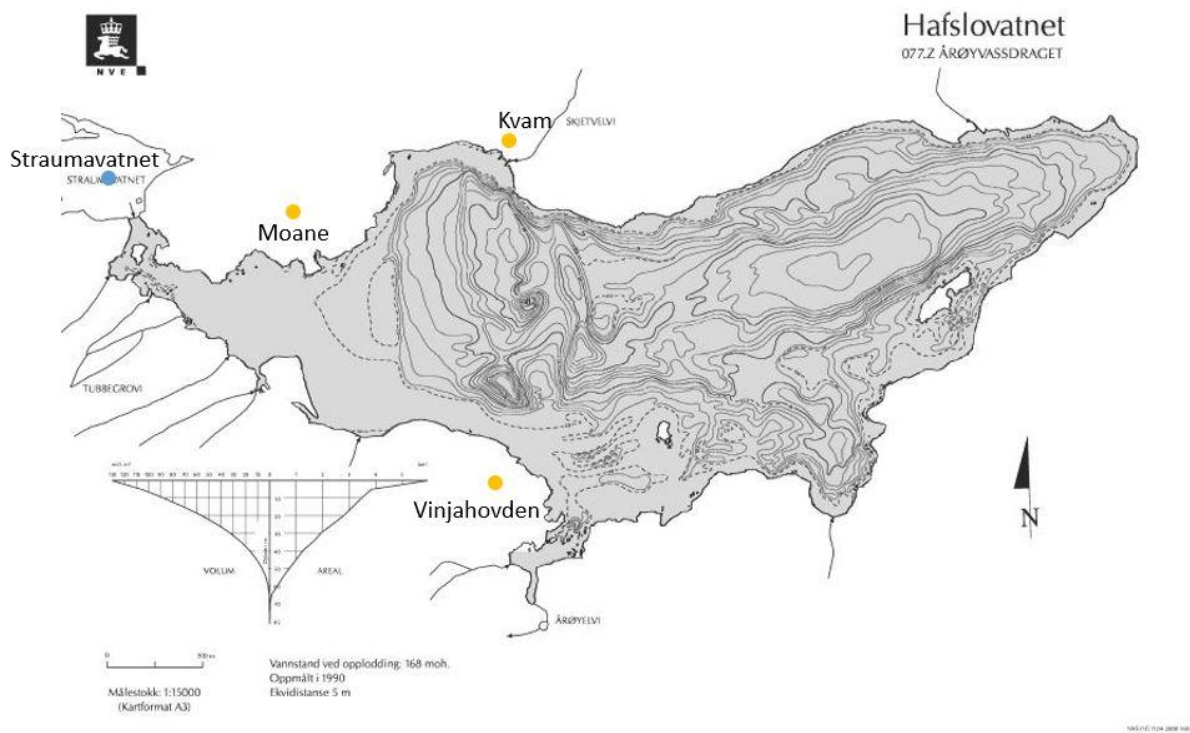
Hafsløvatnet (Figur 10; gjelder for hele dette avsnittet) fortsetter østover forbi Moane ved den nordlige bredden, og forbi Vinjahovden ved den sørlige bredden. Rett ovenfor utstrømningsområdet langs den sørlige bredden er det to bassenger med 7,5 m dybde og ett «basseng» med 5 m dybde. Opp mot Kvam går det i to bassenger ned til 50 m og på det meste 82 m dybde. Hele den østlige delen av Hafsløvatnet er relativt grunn, med de dypeste områdene nede på 50 m vanddybde (NVE, 2019).



Figur 8: Batymetrisk kart over Veitastronðvatnet. Gule punkter indikerer områder nevnt i teksten (NVE, 2019). Større og mer detaljert versjon finnes i Appendiks VI.



Figur 9: Batymetrisk kart over Tverrbergvatnet og Straumavatnet. Opploddet av J.M. Santha, NVE Hydrologisk avd. 1990, med målestokk 1:5.000. Større og mer detaljert versjon finnes i Appendiks VII (Santha, 1990).



Figur 10: Batymetriske kart over Hafslovatnet, gule punkter indikerer områder nevnt i teksten (NVE, 2019). Større og mer detaljert versjon finnes i Appendiks VIII.

2.2.2 Hydrografi og limnologi

Hydrografiske data har blitt samlet inn av studenter ved Høgskulen på Vestlandet (HVL; tidligere Høgskulen i Sogn og Fjordane) i regi av Torbjørn Dale (personlig meddelelse, 2019) i årene 2008 til 2018, og gjennom en bacheloroppgave ved HVL (de Wolff, 2017). Innsamlet data består av temperaturmålinger, tetthetsmålinger, pH-målinger, oksygenmålinger, turbiditetsmålinger og måling av Secchi-dybden alle sammen utført av studenter, og målinger av vannstand og vannføring utført av NVE (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019).

Vannsøylen i en innsjø kan deles i eufotisk og afotisk sone (Cohen, 2003). Den eufotiske sonen er det området av vannsøylen hvor lys klarer å trenge gjennom slik at alger kan utføre fotosyntese, mens den afotiske sonen er områdene under den eufotiske sonen hvor lyset ikke trenger ned. Hvor dypt lyset trenger gjennom vannsøylen blir påvirket av hvor mye suspenderte partikler det er i vannet (turbiditet), mengden med plankton som finnes i vannet, hvor mye oppløste stoffer det er i vannet samt hvordan vannmassen er orientert i forhold til solinnstrålingen (Cohen, 2003). Grensen mellom eufotisk og afotisk sone kan måles ved å bruke en Secchi-skive og/eller turbidimeter (som måleenhet på en CTD [Conductivity-Temperature-Depth]-sonde). Metoden med Secchi-skive har blitt brukt i Veitastronsvatnet og i Hafslovatnet. Organismene i en innsjø kan ved siden av de biologiske forhold også bli påvirket av vannets hydrografiske forhold, det vil si fysiske og kjemiske faktorer som lys, ioneforhold (kalsium, kalium, silisium), pH, oksygen og temperatur. Forekomsten av ulike individer kan være avhengig av flere ulike (særlig nærings- og lysbetingete) faktorer på én gang (Økland, 1983).

Målinger med Secchi-skive i 2016 gav en Secchi-dybde på 1,7 m i Veitastrondsvatnet og 4,0 m til 4,5 m i Hafsløvatnet. Dette betyr at etter omregning er skillet mellom den eufotiske og afotiske sonen ved ca. 3,4 m vanddyp i Veitastrondsvatnet og 8 til 9 m vanddyp i Hafsløvatnet. Vannet fra Veitastrondsvatnet er kaldere (og mer turbid) enn vannet i Hafsløvatnet, og vil derfor synke under overflatevannet i Hafsløvatnet (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019). Ved 10-15 m vanddyp er det høyere turbiditet enn både over og under i vannsøylen, noe som gjør at man i et profil ville kunne pekt ut vannet som kom fra Veitastrondsvatnet og vannet som allerede var i Hafsløvatnet (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019).

2.3 Klima

Klima er det typiske værmønsteret på et sted over et lengre tidsrom. Dette kan for eksempel være gjennomsnittlig nedbørmengde, maksimums- og minimumstemperatur eller hvor ofte det er kraftig vind (Mamen, Klima, 2018). For at man skal snakke om klima, og ikke vær, må man se på et gjennomsnitt av været målt over et bestemt tidsrom som år og opptil flere tiår (FN-sambandet, 2018).

Klimaet har gjennom tidene variert på grunn av ubalanser i energiutvekslingen mellom jorden og verdensrommet. Disse ubalansene kan ha oppstått som følge av at innstrålingen fra solen, refleksjonen av solstråling til verdensrommet, og termisk utstråling fra jorden varierer, og denne ubalansen er hovedårsaken til klimaforandringer (NKSS, 2015). I tillegg kommer mulig antropogen påvirkning på klima i form av avskoging og jordbruk som påvirker refleksjonen av solstråling, og de siste 100-150 årene har det vært antropogene utslipp av såkalte «klimagasser». Prognosene ved fortsatt global oppvarming tilsier at klimaet i Vest-Norge blant annet vil oppleve økende gjennomsnittlige årstemperaturer, økt årlig nedbørmengde og kraftigere og hyppigere flomepisoder (NKSS, 2015)

2.3.1 Klima i Sogn og Fjordane

Sogn og Fjordane fylke består av ulike klimasoner. I kystområder er det milde temperaturer, mye vind og mye nedbør sammenlignet med de indre fjorder og daler der det er mer varierende temperaturer og mindre vind og nedbør. I dagens klima varierer den årlige nedbørmengden fra over 3500 mm/år ved kysten til ca. 500 mm/år i indre dalstrøk. Den største flommen er vanligvis vårflommen på grunn av snøsmelting, og i tidsrommet september-oktober forekommer det nedbørsbetingete høstflommer (NKSS, 2017)

2.3.2 Klima i Hafslo

Klimaet i Hafslo er ifølge Nasjonalt referansesystem for landskap svakt kontinentalt, noe som vil si at det er kalde vintre med mindre nedbør enn ved kysten lenger vest i fylket (Puschmann, 2005)

Nedbør og temperaturdata er hentet fra «eklima», klimadatabasen til Meteorologisk institutt (2018).

Nedbørsdata er hentet fra stasjon 55550-Hafslo (Figur 12) for perioden 1922-2017, og blir presentert i sin helhet i resultatdelen. Årlig nedbørsmengde for hvert år i denne perioden ble regnet ut ved å summere alle månedlige nedbørsverdier per gjeldende år. Nåtidens årlige nedbørsmengde har blitt regnet ut ved å ta et gjennomsnitt av de årlige nedbørsmengdene for perioden 2007-2017 (Tabell 4). Dette gir at området i disse årene har hatt en gjennomsnittlig årlig nedbørsmengde på 1.149 mm/år.

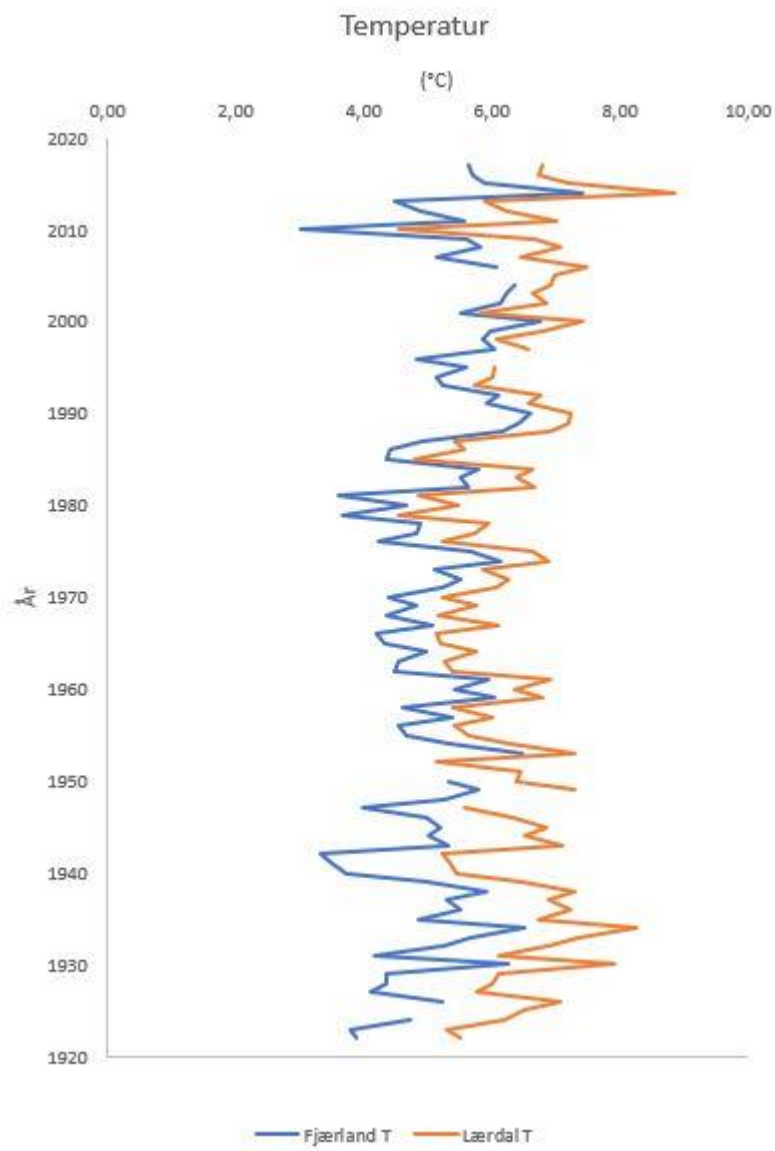
Det er ingen målestasjon for temperatur i Hafslo-området, så temperaturdata er hentet for perioden 1922-2017 fra stasjoner i Fjærland og Lærdal. Disse henholdsvis 25 km nordvest og 25 km sørøst for Hafslo. Siden endringene i temperatur i disse to følger samme mønster (Figur 11) er det sannsynlig at Hafslo også følger samme relative mønster.

I Fjærland og Lærdal har det blitt brukt flere målestasjoner i løpet av denne perioden (Figur 12). Nummer og navn på stasjonene er listet opp i Tabell 3, sammen med tidsrommet de forskjellige stasjonene var i bruk.

Tabell 3: Oversikt over værstasjoner i Fjærland og Lærdal samt operativt tidsrom. Data hentet fra eklima 2018.

Stasjonsnummer og -navn	Operativt tidsrom
Fjærland	
55830:Fjærland	1921-1951
55840:Fjærland-Skarestad	1952-2005
55820:Bremuseet	2005-dags dato
Lærdal	
54100:Lærdal	1869-1947
54130:Lærdal-Tønjum	1948-1996
54120:Lærdal-Moldo	1996-2008
54110:Lærdal-IV	2008-dags dato

Årstemperaturene for perioden 1922-2017 baserer seg på gjennomsnittet av alle månedlige temperaturverdier per gjeldende år. Nåtidens temperatur har blitt regnet ut ved å ta et gjennomsnitt av årstempleturene for perioden 2007-2017. Dette gir at området i disse årene har hatt en gjennomsnittlig temperatur på 5,37 til 6,68°C (Tabell 4).



Figur 11: Temperatur ved Fjærland og Lærdal fra 1920 til 2017. Data hentet fra eklime 2018.

Tabell 4: Oversikt over gjennomsnittsnedbør i Hafslo (stasjon 55550-Hafslo) og temperaturgjennomsnitt i Fjærland og Lærdal i perioden 2007-2017. Data hentet fra «eklima» 2018.

År	Nedbør i mm	Temperatur i °C Fjærland	Temperatur i °C Lærdal
2007	1285,9	5,13	6,46
2008	1053,6	5,82	7,07
2009	968,2	5,60	6,68
2010	790,4	3,00	4,55
2011	1736,2	5,58	7,03
2012	1072,7	4,88	6,22
2013	1078,9	4,47	5,89
2014	1071,7	7,41	8,87
2015	1380,2	5,88	7,21
2016	1042,2	5,69	6,73
2017	1158,5	5,63	6,8
Gjennomsnitt	1148,95	5,37	6,68



Tegnforklaring

- 55820:Fjærland - Bremuseet
- 55830:Fjærland
- 55840:Fjærland - Skarestad
- 55550:Hafslo
- 54100:Lærdal
- 54130:Lærdal - Tønjum
- 54120:Lærdal - Moldo
- 54110:Lærdal - IV

Figur 12: Oversiktskart over målestasjonene i Hafslo, Fjærland og Lærdal. Produsert i ArcMap i 2019.

2.3.3 Tidligere klimaendringer i området

Fra 1420 til 1920 hadde Norge et kaldere klima enn det som er registrert de siste 100 årene. Hovedtendensen i temperatur- og nedbørsutviklingen fra 1900 viser et varmere og våtere klima. For å beregne normalperioder for meteorologisk data brukes 30-års perioder. Dagens normalperiode er 1961-1990 som ligger på 2,6°C for Vestlandet (Mamen, 2017). Fra 1900-tallet til rundt 1985 lå temperaturene på Vestlandet jevnt på normalen, det vil si rundt 2,6°C, med en kortvarig varmeperiode på 1930-tallet. Etter 1985 har temperaturen vært stigende (Meteorologisk Institutt, 2019a).

Værdata fra perioden 1922 til 2017, hentet fra værstasjoner plassert i Fjærland og Lærdal, viser en relativ lik gjennomsnittstemperatur i Fjærland i periodene 1922-1953 og 1954-1985, mens det var noe varmere i Lærdal i perioden 1922-1953 enn i 1954-1985. Etter 1985 har gjennomsnittstemperaturen økt på begge steder (Tabell 5). Da disse stasjonene viser samme trend kan det tenkes at scenarioet har vært lignende i Hafslo. Når det gjelder avvik fra disse trendlinjene viser det seg at temperaturene fra 1930 til 1940 lå 1,5°C til 2°C over gjennomsnittstemperaturen, mens fra 1950 til 1970 lå de 0,5°C til 1°C under. Temperaturmålingene fra Lærdal og Fjærland stemmer overens med målingene fra Vestlandet (Meteorologisk Institutt, 2018).

Tabell 5: Gjennomsnittstemperatur i Fjærland og Lærdal i 31 års perioder fra 1922-2017. Data hentet fra klima 2018.

Tidsperiode	Fjærland gjennomsnittstemperatur (°C)	Lærdal gjennomsnittstemperatur (°C)
1986-2017	5,66	6,60
1954-1985	4,94	5,80
1922-1953	4,92	6,47
Normalperiode for Vestlandet (1961-1990): 2,6°C		

Når det gjelder nedbørsmengden på Vestlandet har den vært litt lavere enn hovedtendensen i Norge. Nedbørnormalen er gjennomsnittsnedbøren mellom 1961 og 1990 og oppgitt som 100%. Nedbøren fra 1900 til 1980 har vært på 88-100%, mens etter 1980 har nedbøren vært på 105-111%. I 1983 og 1990 er det registrert et årsavvik med ca. 40% over normalen (Meteorologisk Institutt, 2019b).

Data fra Vestlandet viser at årene 1930 til 1940 hadde en årsnedbør på 90%, det vil si 10% under normalen på Vestlandet (regnet ut som et gjennomsnitt mellom årene 1961 og 1990, oppgitt som 100%), mens slutten av 80-tallet/starten av 90-tallet hadde vinternedbør 50% over normalen. Fra starten av 2001 har vår- og sommernedbøren økt med 20% (Meteorologisk Institutt, 2019b). To veldig markante avvik fra trendlinjen til Hafslo er årene 1983 og 1991, som viser nedbørsmengder på henholdsvis 1500 mm/år og 1900 mm/år (Figur 48; Meteorologisk Institutt, 2018).

Nedbørsdata fra Hafslo viser at fra 1922 til 1954 lå nedbøren gjennomsnittlig på rundt 900 mm/år. Nedbøren økte fra ca. 900 mm/år i 1954 til ca. 950 mm/år i 1985, tilsvarende en økning av gjennomsnittlig 1,56 mm/år. Økningen fra 1985 til 2017 var til 1100 mm/år,

tilsvarende en økning av gjennomsnittlig 4,83 mm/år. Disse endringene viser dermed at Hafslø har samme trend som resten av Vestlandet (Tabell 6; Meteorologisk Institutt, 2018).

Tabell 6: Gjennomsnittsnedbør i Hafslø i 31 års perioder fra 1922-2017. Data hentet fra klima 2018.

Tidsperiode	Hafslø; gjennomsnittlig nedbørmengde (mm)
1986-2017	1123,7
1954-1985	978,9
1922-1953	925,2
Normalperiode for Hafslø (1961-1990): 1046,3	

Den Lille Istid markerer den siste stadialen i Neoglacial, og varte fra rundt 1400 til 1800, med sin maksimum i Norge rundt 1750 (Nussbaumer et al. 2011). Ved den Lille Istids maksimum hadde isbreene i Norge sin største utbredelse etter siste istid, noe som har blitt dokumentert gjennom historiske data som er samlet sammen av Nussbaumer et. al (2011). Dokumentasjon av Jostedalens brearmer viser en kollektiv tilbaketrekning av breen fra 1750 frem til 1930 hvor tilbaketrekningen økte frem til 1950. De bratte, små utløpsbreene rykket frem på 1950 tallet, mens de store og flate fortsatte sine tilbaketrekninger frem til 1970. I 1988/89 og 1994/95 ble det registret vinternedbør 50% over normalen (gjennomsnittet for normalperioden 1961-1990; 100%) som kan kobles til fremrykket Jostedalsbreen hadde mellom 1990 og 2000 (Meteorologisk Institutt, 2019b; Nussbaumer et al. 2011).

Etter 2001 har breen hatt en tilbaketrekning på ca. 25 m/år frem til 2010, dette kan skyldes sommertemperaturer opp mot 2,5°C over normalen på 8,9°C og lite vinternedbør i form av snø (Meteorologisk Institutt, 2019b; Nussbaumer et al. 2011).

2.3.4 Forventede klimaendringer i Sogn og Fjordane

Det er forventet at årsmiddeltemperaturen i Sogn og Fjordane kommer til å øke med ca. 4.0°C innen år 2100. Det vil være størst økning om høsten, vinteren og våren, og antall dager med spesielt lave temperaturer vil bli færre (NKSS, 2017).

Årsnedbøren vil innen år 2100 øke med ca. 15%, og det forventes at hendelser med kraftig nedbør vil øke både i intensitet og i frekvens. Ved kysten vil det bli en reduksjon i snømengde og antall dager med snø, og det vil være flere episoder med smelting i løpet av vinteren. I fjellområdene er det forventet at det vil bli økt snømengde frem mot slutten av århundret, deretter vil snømengden minke (NKSS, 2017; NKSS, 2015).

Det forventes at den gjennomsnittlige årlige vannføringen i vassdrag vil øke innen år 2100, men med variert endring i de forskjellige årstidene. Om vinteren vil økte temperaturer endre vannføringen ved å påvirke snøakkumulasjon, snøsmelting og fordamping, i tillegg til at det vil komme mer nedbør. Om våren vil det være økt vannføring i fjellområdene, mens det i lavlandet vil være mindre vannføring. Dette skyldes at snøen i fjellet smelter tidligere, og snøsmeltingen i lavlandet for det meste er over. Om sommeren forventes det at det blir lite vannføring, da mer vann kommer til å fordampe og fordi snøsmeltingen i fjellet er ferdig

tidligere enn før. Om høsten forventes det økt vannføring fordi det blir mer nedbør og mer av nedbøren kommer som regn i stedet for snø (NKSS, 2017).

2.4 Historie

Hafslo er et område som har vært bebodd siden ca. 300 etter vår tidsregning (*evt.*) (Fylkesarkivet Sogn og Fjordane, 2019b). Det er gjort flere gårdsfunn fra jernalderen og den mest kjente jernaldergården heter Modvo og er fra omtrent år 300 *evt.* (Fylkesarkivet Sogn og Fjordane, 2019b). Hafslo var i vekst fra 600 til 1349 *evt.* og ble påvirket av Svartedauden hvor en anslår at 2/3 av innbyggerne i bygdene i Luster døde (Starheim, 2009). Folketallet varierte etter dette som følge av flere pester frem til 1600 *evt.* Etter 1600 var det befolkningsvekst i Hafslo. I 1603 var det omtrent 540 mennesker i Hafslo prestegjeld og dette steg til omtrent 3350 i 1855 *evt.* etter Hafslo kommune ble opprettet i 1838. Veksten førte til mangel på arbeid og flere utvandret derfor til Amerika på 1850- til 1860-tallet. Denne utvandringen førte til at innbyggertallet i kommunen sank til 2.788 mennesker fram til 1891 (Bremer, 1952). Det som i dag er Hafslo sentrum ble etablert på slutten av 1800-tallet (Personlig meddelelse Kåre Alme; Flotve et al., 2016). Jordbruk og infrastruktur ble gjennom 1900-tallet gradvis modernisert til slik det er i dag, og ved sammenslåingen av kommunene Hafslo, Luster og Jostedal til den nye storkommunen Luster i 1963 bodde det 2.384 mennesker i Hafslo kommune (Juvkam, 1999). Folketallet i Luster kommune per 01.04.2018 var på 5.240 personer, hvorav 494 personer bodde i tettstedet Hafslo (SSB, 2018)

2.4.1 Historiske hendelser før 1950

Inngrep ved Soget - ferdigstilt 1884

Det var ikke mulig for folk å ro gjennom vannstrømmen i Soget mellom Hafslavatnet og Veitastrondsvatnet før 1884 *evt.* Dette gjorde at ferdselen mellom Hafslo og Veitastrond ble tidkrevende. Etter oppmoding fra sognepresten i Hafslo startet Kanalvesenet, NVEs forgjenger, et arbeid med å forbedre ferdselen gjennom Soget. Resultatet ble ferdigstilt i 1884 og bestod av en trekkvei av stein og tre på fjellbolter (Figur 13). En jettegryte i vannløpet ble forbygd med en tørrmur (Figur 13) (NVE, 2014).



Figur 13: Bilde fra Soget viser restene av trekkveien med tre og fjellbolter til venstre og tørrmuren som forbygger jettegryten til høyre. Foto: Asbjørn Mong, 2019.

Årøy vannkraftverk - ferdigstilt 1943

Byggingen av Årøy kraftverk startet i 1941 og ble ferdigstilt i 1943 (Figur 15b). Kraftverket har en slukeevne av vann på $5 \text{ m}^3/\text{s}$, og installasjonen har en årsproduksjon på 1/100 av Årøy II (NVE, uten dato a). Dette kraftverket hadde ingen kjent påvirkning på vannstanden i Hafslovatnet, men vannføringen i Årøyelvi ble redusert som følge av at vannet ble ledet inn i inntaket ved hjelp av en demning (Figur 15b) (Nynorsk kultursentrum, 2011).

2.4.2 Historiske hendelser etter 1950

Veitastrondvegen – ferdigstilt 1956

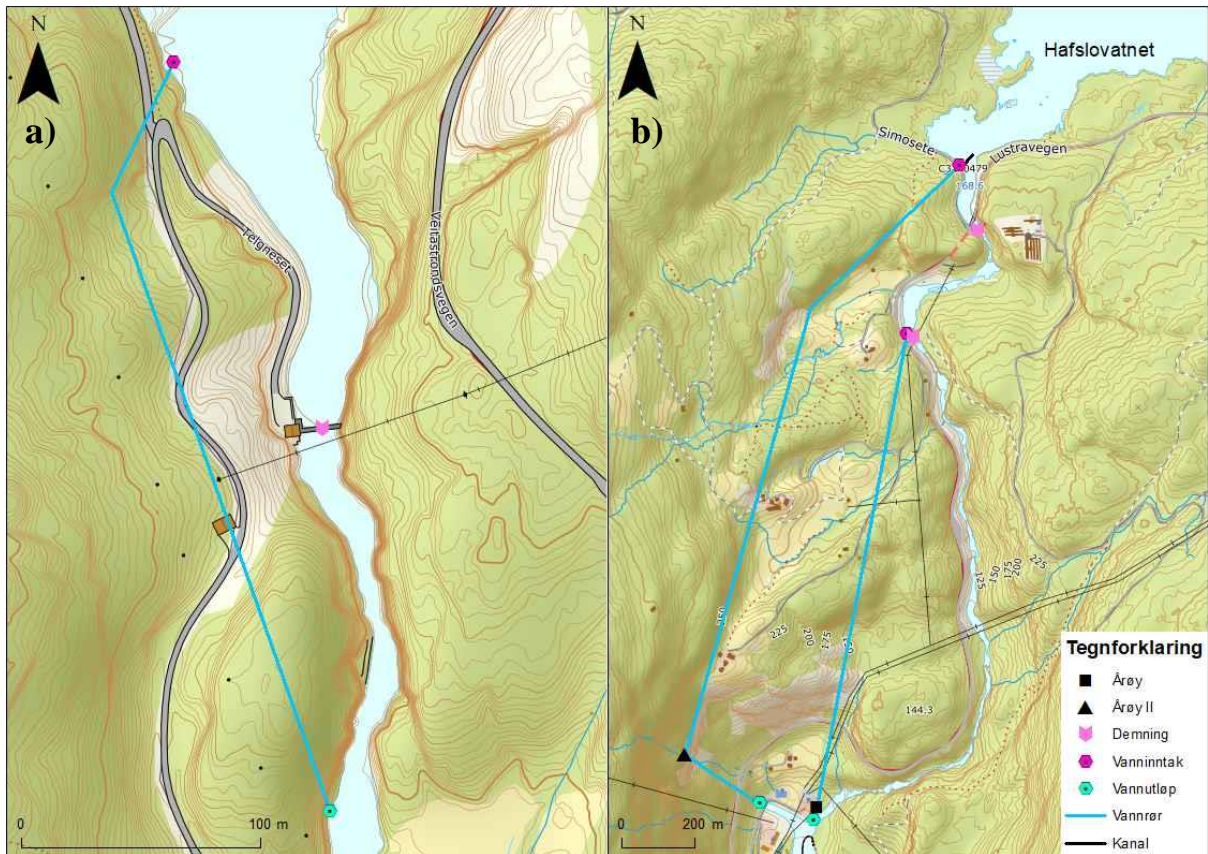
Veien fra Hafslo til Veitastrond ble bygget i flere perioder fra 1936 til den sto ferdigstilt i 1956 (Figur 4c og Figur 14). Byggingen av veien førte til enklere fremkomst til Veitastrond da en nå ikke var avhengig av båten (Fylkesarkivet i Sogn og Fjordane, 2019a).



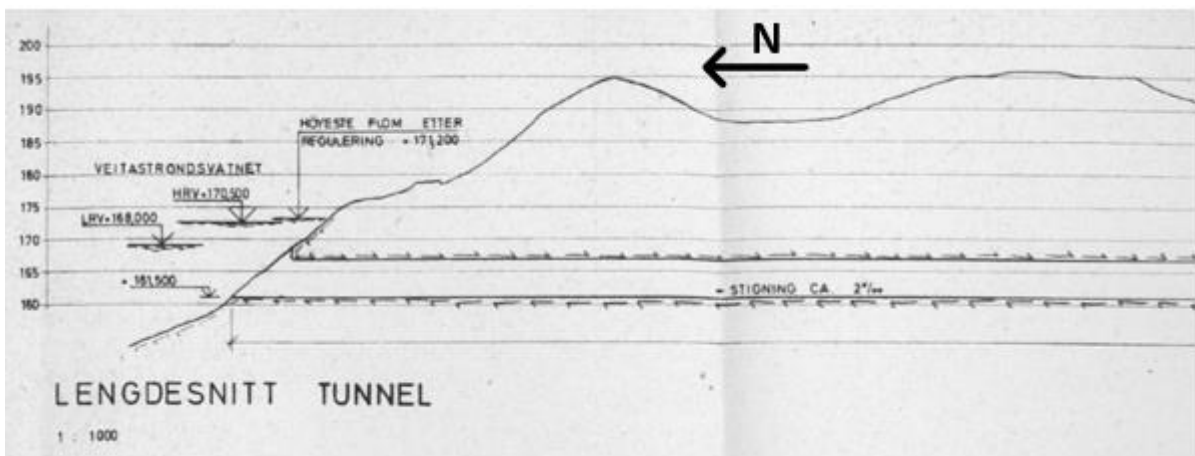
Figur 14: Bilde av en del av Veitastrondsvegen som går langs østsiden av Veitastronsvatnet. Foto: Asbjørn Mong, 2019.

Årøy II vannkraftverk – ferdigstilt 1983

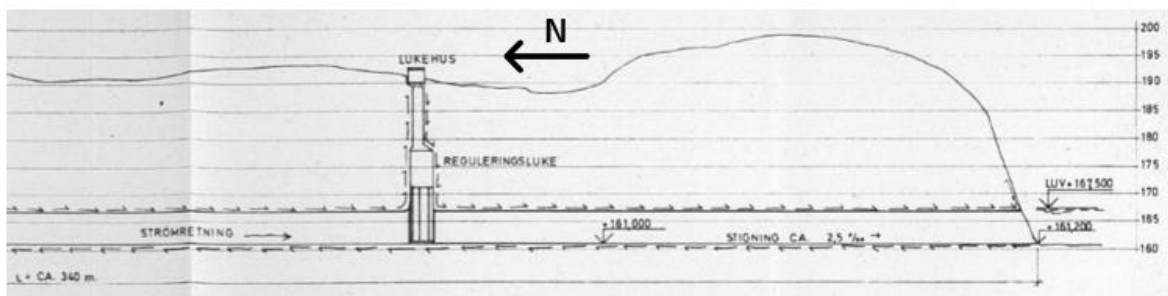
I 1983 ble vannkraftverket Årøy II satt i drift. Dette kraftverket har to installasjoner med slukeevne på henholdsvis 17 og 58 m³/s. Den maksimale ytelsen på de to installasjonene er henholdsvis 20 og 70 MW per time. Ved kraftproduksjon kjøres imidlertid vannkraftverk på omtrent 50% av maksimal kapasitet for å begrense slitasje og Årøy II har derfor en samlet årsproduksjon på omtrent 350 GWh (NVE, uten dato b). Ved byggingen av det nye kraftverket fikk Sognekraft tillatelse til å foreta regulering av Hafslovatnet og Veitastronsvatnet ved kongelig resolusjon av 28. november 1980 (NVE, 1980). For å regulere de to vannene som magasiner ble det bygget en fleksibel vannport ved Soget for å regulere Veitastronsvatnet med opptil 2,5 m (Figur 15a), og en demning ved innløpet til Årøyelvi for å regulere Hafslovatnet med opptil 1,3 m (Figur 15). Inntaket til kraftverket er i en kunstig kanal i Hafslovatnet (Figur 15b). Ved Soget ble det også bygget en omløpstunnel slik at vannstanden i Veitastronsvatnet ble redusert med omtrent 2 m (Figur 15a, Figur 16 og Figur 17). Selv med omløpstunnelen er den totale årlige vannføringen opprettholdt, men det månedlige utslippsmønsteret har blitt endret (Personlig meddelelse Trygve Fosse; i Klakken 2015).



Figur 15 a og b: a) Plasseringen til den fleksible vannporten og omløpstunnelen ved Soget. b) Plasseringen til vannkraftverkene Årøy og Årøy II med tilhørende vannrør/tunneler samt demningen som regulerer vannstanden i Hafslovatnet og demningen i Årøyelvi fra byggingen av Årøy vannkraftverk i 1943. Kart produsert i ArcMap i 2019.



Figur 16: Skisse av omløpstunnelen ved Soget. Skissen viser inntaket i Veitastrondsvatnet og hvilken høyde toppen og bunnen av inntaket er plassert; 167,85 moh. og 161,5 moh.. Det er også gitt informasjon om laveste regulerte vannstand (LRV) på 168 moh. og høyeste regulerte vannstand (HRV) på 170,5 moh (Berdal, 1976).



Figur 17: Skisse av omløpstunnelen ved Soget. Skissen viser utløpet til tunnelen til Tverrbergvatnet og tunnelens reguleringsluke. Skissen viser også høyden på bunnen av tunnelen ved utløpet på 161,2 moh (Berdal, 1976).

Hafslovatnet fuglefredningsområde - etablert 1991

Ved kongelig resolusjon av 20. desember 1991 ble den vestlige delen av Hafslovatnet, Straumavatnet og Tverrbergvatnet (Figur 18) fredet som fuglefredningsområde i henhold til naturvernloven (Lovdata, 1991). Fredningen ble innført for å bevare det rike fuglelivet og fuglenes livsmiljø. Området har en viktig funksjon for fuglene gjennom hele året grunnet at denne typen våtmark er sjelden i indre fjordstrøk i Sogn og Fjordane (Luster Kommune, 2014).



Figur 18: Illustrasjonskart over Hafslovatnet fuglefredningsområde. Kart produsert i ArcMap i 2019.

2.4.3 Tidligere undersøkelser og publikasjoner

De Wolff (2017)

Formålet med bacheloroppgaven var å analysere mulige årsaker som kunne ha ført til planteveksten som har blitt observert i Hafslovatnet etter at vannreguleringen begynte i 1983. Analysen har vist at det er ulike faktorer som kan være grunnen, de kan være lokale, som forskjeller i Storelvi og Heggestadelvi (Figur 4c) eller byggingen av omløpstunnelen, og/eller globale, f.eks. klima.

Aa (1982)

Forskningsartikkelen tar for seg fire glasiale faser som har blitt rekonstruert på grunnlag av skuringsstriper etter breen. På bakgrunn av laterale morener og andre avsetninger relatert til isavsmelting er det beskrevet to preboreale hendelser: Årøya-Solvorn hendelsen, og Hafslo hendelsen. Disse hendelsene viser glasiale stagnasjoner og fremrykk. Årøya-Solvorn viser til et fremrykk av isbreen, mens Hafslo hendelsen indikerer at breen har hatt korte svingninger basert på små parallelle sidemorener.

Norsk institutt for vannforskning, NIVA (2015)

I 2015 kartla NIVA utbredelsen av vegetasjon i Hafslovatnet fuglefredningsområde på grunnlag av mistanke om økt vegetasjonsdekke – med tanke på utbredelsen av *Juncus bulbosus* (krypsiv). Undersøkelsen til NIVA (2015) omfattet undersøkelser av stasjoner (S) og langs transekter (T) i Tverrbergvatnet (S1, S2 og T1-T3 i Figur 19), Straumavatnet (T4-T8 i Figur 19), innløpet til Hafslovatnet (T9-T12 i Figur 19) og Hafslovatnet (S3-S5 og stiplet linje i Figur 19).



Figur 19: Oversiktsbilde viser hvor stasjonene (S) og transektene (T) NIVA undersøkte er plassert. Tverrbergvatnet inkluderer S1, S2, T1, T2 og T3, Straumavatnet inkluderer T4-T8, innløpet til Hafslovatnet inkluderer T9-T12 og Hafslovatnet inkluderer S3-S5 samt den røde stiplede linjen hvor det ble gjort grove estimat av gjengroing fra båt. (NIVA, 2015)

I undersøkelsen kom det frem at i Tverrbergvatnet og Straumavatnet var det spredt og usammenhengende vegetasjon i grunne områder med nesten stillestående vann, mens i områdene som var dypere og med strøm hadde sammenhengende vegetasjonsdekker med langskuddsvegetasjon.

I innløpet til Hafsløvatnet ble det observert varierende mengde vegetasjon med noen vegetasjonsdekker av langskuddsvegetasjon. Mengden vegetasjon økte jo nærmere en kom Hafsløvatnet og krypsivet ville kunne bryte vannoverflaten ved lav vannstand.

Undersøkelsen i Hafsløvatnet ble gjort ved 3 stasjoner samt en grov evaluering fra båt fra stasjon 5 til innløpet til Hafsløvatnet.

Ved stasjon 3 (S3) i Kvamsbukten (Figur 19) var det nylig blitt fjernet deler av vannvegetasjonen og bunnmudder. I områdene som var blitt rensert ble det observert at ny vegetasjon bestående av krypsiv var på vei til å etablere seg. I områdene som ikke var blitt rensert var hele bunnen dekket av vegetasjon. Det var en endring i bunnforholdene i Kvamsbukta i forhold til i 1985 og 1990. Bunnen var endret fra sandbunn til at det nå lå omtrent 30 cm mudderslam over sanden

Ved stasjon 4 (S4; Figur 19) var de dype områdene dekket av vegetasjon, mens det var mindre vegetasjonsdekker på grunnen. Det ble ikke observert krypsiv eller annen langskuddsvegetasjon her (NIVA, 2015).

Ved stasjon 5 (S5) i Oklevikbukta (Figur 19) var de dype områdene dekket av vegetasjon, mens det var mer spredt vegetasjon inn mot land. Vegetasjonen var lav og brøt ikke vannflaten (NIVA, 2015).

Den grove observasjonen fra stasjon 5 til innløpet av Hafsløvatnet kunne ikke finne langskuddsvegetasjon som dominerte i sørlige Hafsløvatnet i 1985, 1990 og i 1994 (Figur 2; NIVA, 2015). Det ble observert kortskuddsplanter på de dype områdene, med spredte forekomster av langskuddsplanter på grunnere vann. Det ble ikke gjort undersøkelser helt inne ved land under den grove observasjonen (NIVA, 2015).

NIVA konkluderte i 1992 med at gjengroingen skyldtes reguleringen av Hafsløvatnet, som førte til manglende nedtapping på sen vinteren kombinert med milde vintre uten islegging.

Nussbaumer et al. (2011)

Forskningsartikkelen tar for seg breutbredelsen til utvalgte brearmer på Jostedalsbreen og Folgefonna. Flere forskjellige historiske kilder har blitt brukt til rekonstruering for de siste 200-300 årene. Jostedalsbreen nådde maksimal utbredelse under den Lille Istiden i 1750, med en ny dokumentert vekst for alle brearmene i 1870. Historiske data har gjort det mulig å forbedre og forlenge eksisterende registreringer av brevariasjoner. Variasjonene er styrt av et komplekst samspill mellom synoptiske værssystemer (*fra gresk* syn «samtidig» og opsis «syn» eller «synspunkt», lokale og regionale værobservasjoner blir samlet på et kart). Analysen av historiske data sammen med kvantitativ data gir en mulighet til å studere sammenhengen mellom de klimatiske faktorene og isbevegelsen under og etter den Lille Istid.

3. Metoder

Det ble tatt to sedimentkjerneprøver fra Tverrbergvatnet, to ved Botn i Hafsløvatnet og to ved Tang i Hafsløvatnet (Tabell 7, Tabell 8 og Figur 20)

Det er utført litologisk tolkning for kjerne MF2018-1, MF2018-2, MF2018-5, MF2018-6, MF2018-10 og MF2018-11. Glødetapanalyse og redoks-analyser utført på kjerne MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10. For kjerne MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11 er det utført røntgenfluorescens og magnetisk susceptibilitet. Smørepreparatanalyse er gjennomført på MF2018-1, MF2018-2, MF2018-5 og MF2018-6 (Tabell 7). Data for fremstilling av grafer er prosessert i Microsoft Excel.

Tabell 7: Oversikt over hvilke tester som har blitt utført på de ulike sedimentkjernene

Metode/Kjerne (Stedsnavn) (Vanndyp)	MF2018-1 (Tverrbergvatnet) (19 m)	MF2018-2 (Tverrbergvatnet) (19 m)	MF2018-5 (Botn) (3 m)	MF2018-6 (Botn) (3,4 m)	MF2018-10 (Tang) (10 m)	MF2018-11 (Tang) (10 m)
Litologi	X	X	X	X	X	X
Glødetapanalyse		X		X	X	
Redoksanalyse		X		X	X	
Smørepreparatanalyse	X	X	X	X		
Røntgenfluorescens (XRF)	X		X			X
Magnetisk susceptibilitet	X		X			X

Tabell 8: Koordinatplassering og prøvetakingsdyp for parallellkjernene

	Tverrbergvatnet	Botn	Tang
Lengdegrad	07° 06,52'	07° 13,30'	07° 11,86'
Breddegrad	61° 18,86'	61° 18,80'	61° 18,80'
Vanndyp	19 m	3 m og 3,4 m	10 m



Figur 20: Oversiktskart over hvor de ulike sedimentkjernene er hentet opp. Grønn markering: kjerne MF2018-1 og MF2018-2, Tverbergvatnet, rød markering: MF2018-10 og MF2018-11, Tang og lilla markering: MF2018-5 og MF2018-6, Botn. Kart produsert i ArcMap i 2019.

3.1 Metoder i felt

3.1.1 Prøvetaking av sediment

Sedimentprøvene ble tatt av dykkere fra Dykkerutdanning ved Høgskulen på Vestlandet (HVL), Campus Bergen, den 28.08.2018. Prøvene ble tatt ved å presse et rør ned i sedimentet med lett rotasjonsbevegelse og deretter satt et lokk på toppen for å skape et vakuum. Vakuomet i røret gjør at dykkeren kan løfte kjernen opp fra innsjøbunnen, for så å plassere et lokk i bunnen av røret, slik at sedimentene ikke glir ut. Kjernene ble deretter brakt i vertikal posisjon til overflaten og oppbevart vertikalt frem til åpning.

3.1.2. Hydrografiske målemetoder

3.1.2.1 Secchi-skive

Secchi-skiven som ble brukt besto av en hvit skive med diameter på 20 cm som var festet i et tau med markeringer hver halve meter (Montana State University; Carlton College, 2019). Denne skiven senkes sakte ned i vannet til man ikke lenger kan se skiven. Man markerer så hvor dypt man har senket skiven. Så trekker man skiven sakte opp til man så vidt ser den igjen, og markerer hvor dypt skiven er. Deretter regner man ut gjennomsnittet av disse to dybdene, og dette er Secchi-dypet. Metoden har en feilmargen på ca. 0,5 m (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019). Secchi-dypet kalles også siktedypet.

For å bestemme tykkelsen av den eufotiske sonen doubler man Secchi-dybden (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019).

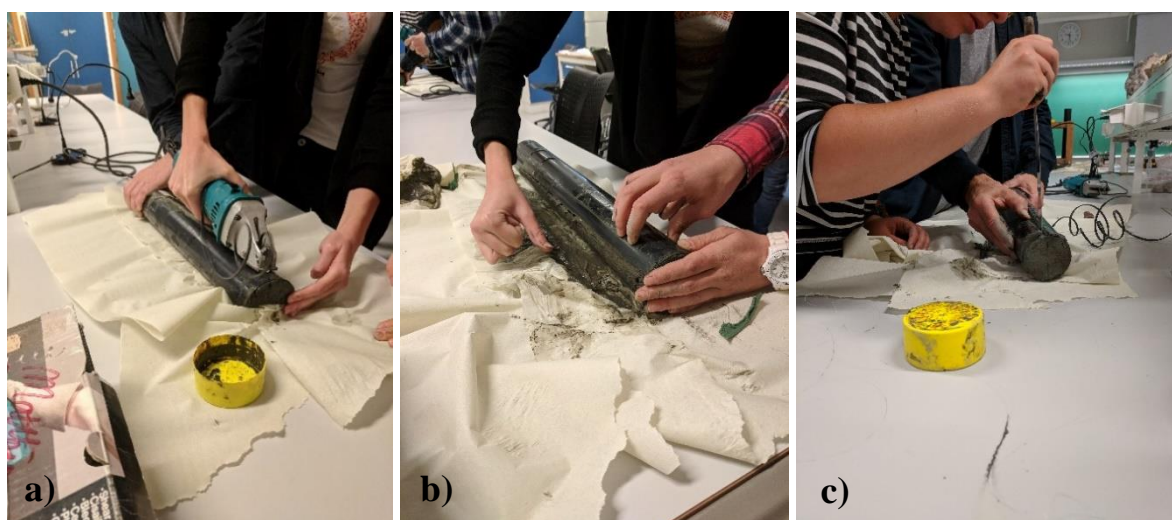
3.1.2.2 Conductivity-Temperature-Depth-sonde (CTD)

En CTD er et instrument som måler fysiske og noen biologiske parametere i både salt- og ferskvann (Weddell Sea Expedition 2019, uten dato). Instrumentet tar målinger annethvert sekund fra det slås på, og parameterne det måler inkluderer temperatur, trykk, tetthet, oksygen, turbiditet, pH og klorofyll. Trykk kan regnes om til dybde og turbiditet kan regnes om til Secchi-dybde (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019).

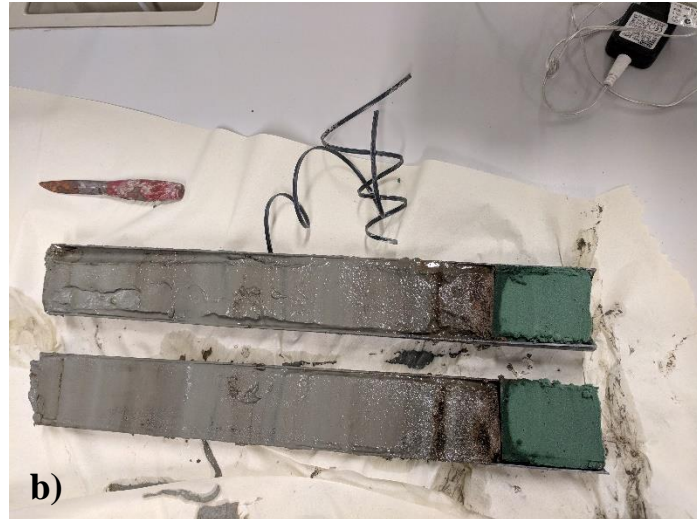
3.2 Metoder i laboratorium ved Høgskulen på Vestlandet (HVL), Campus Sogndal

3.2.1 Åpning av sedimentkjerner

Sedimentkjernene MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10 ble åpnet på laboratoriet ved Høgskolen på Vestlandet, Campus Sogndal, den 03.09.2018. Før åpningen ble vannet i toppen av kjernen fjernet ved bruk av en hevert. Åpningen ble gjort med en elektrisk platesaks av typen Makita JS1601 ved å kutte gjennom plastrørene på langs (Figur 21a). Med den elektriske metalsaksen var det bare mulig å kutte en side av gangen og det ble derfor forsøkt å lage to omtrent like store halvdelene på øyemål. Etter å ha kuttet plastrøret i to ble det brukt en tråd av vanlig fiskesnøre med diameter på 0,3 mm for å separere de to halvdelene fra hverandre. Dette ble gjort ved å trekke tråden gjennom sedimentene fra bunn til topp mens kjernen fortsatt ble holdt sammen (Figur 21b). Etter å ha trukket tråden gjennom sedimentene ble kjernen forsiktig åpnet for å sjekke at sedimentene ikke fortsatt var klistret sammen. Hvis sedimentene fortsatt var klistret sammen noen steder ble det brukt en sparkelkniv for å separere sedimentene skikkelig (Figur 21c). Hvis sedimentene ikke var klistret sammen ble kjernen dunket forsiktig i bordplaten slik at hele kjernen delte seg samtidig. Etter kjernen ble delt ble overflaten av kjernen gjort glatt ved å dra sparkelkniven parallelt med lagdelingen (Figur 22a) slik at lagdeling og farge kom frem (Figur 22b).



Figur 21a-c: a) Bildet viser kuttingen av kjernen med en Makita JS1601 platesaks. b) Bildet viser at det blir trukket en tråd med vanlig fiskesnøre gjennom kjernen for å separere sedimentene fra hverandre. c) Bildet viser at det blir brukt en sparkelkniv for å separere områder hvor sedimentene fortsatt er klistret sammen etter at fiskesnøre har blitt trukket gjennom. Foto: Asbjørn Mong, 2018.



Figur 22a og b: a) Overflaten på kjernen blir gjort glatt ved å dra sparkelkniven parallelt med lagdelingen. b) Bildet viser en av kjernene etter at overflaten har blitt glatt, og lagdeling og farge er kommet frem. Foto: Asbjørn Mong, 2018.

3.2.2 Visuell beskrivelse av sedimentkjerner

Den visuelle beskrivelsen av kjerne MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10 ble gjennomført for fargebestemmelse ved hjelp av Munsell (2009) Soil Color Chart, og egne observasjoner for struktur og tekstur i kjernene. Ved å hente opp en spatelspiss av sediment fra hvert observerte lag i kjernen var det mulig å sammenligne fargen med Munsell (2009) Soil Color Chart. Analysen ble gjort umiddelbart etter åpning av kjernene, før det skjedde en oksidasjon og eventuelle fargeendringer.

3.2.3 Glødetapanalyse

Glødetapanalyse brukes for å bestemme prosentandelen av den totale mengden organisk materiale og kalsiumkarbonat (CaCO_3) i sediment. Organisk materiale kan defineres som kjemiske forbindelser hvor hovedstrukturen bestemmes av karbon. Mengden og sammensetningen av organisk materiale i et vassdrag kan endres avhengig av faktorer som oksygeninnhold, temperatur og nedbør. Tilførselen av organisk materiale kan være enten allohton, fra tilløpselver og land eller autokton, selvprodusert, det vil si rester av primærproduserte mikroorganismer (plante- og dyreplankton) i vannmassen (Økland, 1998).

Glødetap av kjerne MF2018-2 fra Tverrbergvatn, MF2018-6 fra Botn og MF2018-11 fra Tang ble tatt kontinuerlig for hver cm nedover i sedimentkjernen.

En spatelspiss av sediment ble plassert i en digel (porselensskål), og digelen ble veid før og etter prøven ble lagt i. Digen med prøven i ble plassert i et varmeskap ved 105°C i 4 timer for å tørke ut prøven. Digen med prøven ble på nytt veid etter uttørkingen før det ble plassert for gløding ved 550°C i glødeovn i 4 nye timer - vekten ble på nytt målt. Forholdet mellom vekten av prøven etter 105°C og 550°C gir tapet av organisk materiale målt som prosent organisk karbon (C_{ORG} i %) i sediment. Prøven ble deretter glødet på nytt i glødeovn ved 900°C i 4 timer for å fastslå tapet av karbonater – forholdet mellom vekten av prøven etter 550°C og 900°C ble bestemt for å beregne andel av prosent kalsiumkarbonat (CaCO_3 i %) i sediment.

3.2.4 Redokspotensial

Redokspotensialet måler graden av reduserbart materiale. Målingene skjer mellom en anode som oksideres og en katode som reduseres og måler spenningen i millivolt (mV).

Høyt redokspotensiale (100 mV og over) tilsvarer økt konsentrasjon av fri oksygen (O₂) i vannmassen, mens lavt redokspotensiale (mindre enn 100 mV) tilsvarer lav konsentrasjon av O₂. Når det er mindre enn 100mV O₂ i vannmassen er forholdene mer anoksiske og det er høy grad av nedbrytbarhet, det vil si at organisk materiale brytes lettere ned (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019).

For å måle redokspotensiale brukes en referanseelektrode som har et stabilt elektrodepotensial, og en arbeidselektrode som leser av potensiale i forhold til referanseelektroden. Referanseelektroden, en kalomelektrode, viser potensiale i forhold til en hydrogenelektrode med en korrigering på 244 mV. En platinaelektrode leser av redokspotensiale i forhold til kalomelektroden (personlig meddelelse Torbjørn Dale, 2019).

Redoksanalyse ble gjennomført i kjernene MF2018-2 Tverrbergvatnet, MF2018-6 Botn og MF2018-10 Tang.

3.2.5 Smørepreparatanalyse

Smørepreparat gjør det mulig å ta underprøver av kjernen uten å ødelegge kjernen. Kun en tannpirkerspiss med sediment er nødvendig for å oppnå et resultat (Rothwell, 1989).

Smørepreparatet gir en *in situ* fordeling av sedimentpartikler i den seksjonen preparatet er hentet fra (Ocean Drilling Program, 1988).

Det ble laget smørepreparat for parallellkjernene MF2018-1 og MF2018-2, hentet i Tverrbergvatnet og MF2018-5, MF2018-6 hentet i Botn (Figur 20). Kjernene i Tverrbergvatnet hadde en lengde på henholdsvis på 50 cm og 34 cm. Preparatene for kjerne MF2018-2 ble laget med et intervall på 0,5 cm kontinuerlig nedover i kjernen, det vil si totalt 100 preparater. Kjernene MF2018-5 og MF2018-6 hadde lengder på 31 cm og 36 cm. For kjerne MF2018-5 ble preparatene laget med 1 cm intervaller kontinuerlig nedover i kjernen og totalt 31 preparater, mens MF2018-6 ble tatt 0,5 cm fra prøvepunkt (ikke kontinuerlig) hver 5 cm nedover i kjernen og totalt 8 preparater.

For MF2018-1 ble det laget totalt 38 smørepreparater med homogenisert sediment. Intervallene var på 1 cm som etter prøvetakning ble lineært justert til 0,9157 cm per preparat grunnet unøyaktighet ved måling av avstanden mellom prøvene ved underprøving. Sedimentintervallene ble hentet opp med en spatel og homogenisert ved å blandes sammen på et objektglass. En tannpirkerspiss med det homogeniserte materialet ble lagt på et dekkglass og tilsatt destillert vann, og blandet med en tannpirker for å desintegre sedimentpartiklene fra hverandre. Desintegrert sediment ble tilsatt Kodak Photo-Flo for å bryte ned overflatespenningen i vannet. Dette gjør det mulig å smøre ut sediment på dekkglasset. Sedimentpreparatet hadde en margin på 0,5 cm i hver kortsida av det rektangulære dekkglasset for å hindre hudkontakt med Photo-Flo og det påfølgende drenering av det homogeniserte materialet fra dekkglasset. Dekkglasset ble lagt på en varmeplate for tørking, ved ca. 37°C (håndvarme). De tørre sedimentpreparatene på dekkglassene ble tilsatt en stripe med inneslutningsmiddelet Naphrax (Brunel Microscopes Ltd.) og dekket med et forhåndsmerket og varmet objektglass. Naphrax inneholder løsningsmiddelet Toluene som er

et kreftfremkallende middel. For å fjerne løsningsmiddelet ble smørepreparatene varmet opp til 100°C slik at Toluene fordampet og objektglasset kunne feste seg til dekkglasset ved påfølgende nedkjøling. Håndtering av Naphrax samt inndamping skjedde i et avtrekkskap for ikke å puste inn det fordampende, helsefarlige Toluene.

Naphrax har en brytningsindeks på 1,73 som gjør det mulig å se til og med de fine kiselstrukturene i diatoméene i smørepreparatene (personlig meddelelse Matthias Paetzel, 2019; Brunel Microscopes Ltd, uten dato). I mikroskop vil smørepreparatene gjøre det mulig å undersøke *in situ* fordeling av diatoméer og partikulært materiale i sedimentkjerne.

3.2.5.1 Diatoméanalyse

Diatoméer (*Bacillariophyceae*), også kalt kiselalger er encellede fotosyntetiserende alger med kiselholdige skjelett. Diatoméer finnes i nesten alle akvatiske miljøer, og i Norge er det registrert ca. 700 arter (Olney, 2002; Naustvoll, 2014).

Diatoméanalysen ble gjennomført ved å telle antall ferskvannsdiatoméer i smørepreparatene. Tellingen ble gjennomført ved å bruke et Leitz Aristoplan gjennomsynsmikroskop (x40 forstørrelse). Alle diatoméene som var synlig i okularet ble talt.

I hvert smørepreparat ble det ble talt ca. 250 eksemplarer langs midtstripen av preparatet fra totalt 9 identifiserbare arter av ferskvannsdiatoméer. De resterende diatoméartene ble talt i kategorien «ukjent». Alle diatoméer ble angitt i prosent av det totale antall diatoméer telt per smørepreparat.

De ulike artene foretrekker ulike habitat; bentiske diatoméer vokser på bunn og de planktoniske i vannsøylen. Noen arter lever også på planter og kalles epifyttiske eller på bergart og stein, kalt epilittiske (Tabell 9) (Naustvoll, 2014).

Tabell 9: Oversikt over bentiske, planktoniske og epifyttiske/epilittiske diatoméer.

Bentiske diatoméer	Planktoniske diatoméer	Epifyttiske/epilittiske diatoméer
<i>Fragilaria pulchella</i>	<i>Thalassiosira weissflogii</i>	<i>Cymbella aspera</i>
<i>Caloneis amphisbaena</i>		<i>Tabellaria flocculosa</i>
<i>Meridon circulare</i>		
<i>Navicula lyrata group</i>		
<i>Eunotia spices</i>		
<i>Fragilaria constricta</i>		

Thalassiosira weissflogii (Grunow) Fryxell & Hasle trives i alkaline forhold, og er tolerante for dårlige vannforhold (høyt karbondioksid (CO₂) innhold) (Kociolek, 2011).

Eunotia spices finnes i flere ulike varianter, men alle har de samme fellestrekkene. De trives i vann som er lett syrlige (Furey, 2010).

Tabellaria flocculosa trives i vann som er lett syrlig, men har en vid pH-toleranse, og forekommer typisk på nordlige breddegrader (tempererte til arktiske regioner). Trives i

mesotrofe forhold, innsjøer med hverken lite eller mye produktivitet (DeColibus, 2013).

Utvalgte diatoméer er beskrevet på grunnlag av forekomsten er større enn 10% av den totale diatoméfraksjonen i kjernene og viste endringer som kunne tolkes videre. De resterende diatoméene forekommer i mindre enn 5% av den totale diatoméfraksjonen eller viste ingen endring. Disse blir dermed ikke tatt med i tolkningen; deres habitat er derfor ikke beskrevet nærmere.

3.2.5.2 *Analyse av partikulært materiale*

Sediment består av både organisk og uorganisk partikulært materiale. I områder erodert av bre tilsvarer partikkelinnholdet i breelvene en årlig mekanisk erosjon på 100-1300 tonn sediment per km² av brearealet, stort sett bestående av siltstørrelse (Økland, 1998).

Gjennomsnittlig fordeling i tre representative områder i hvert av smørepreparatene ble valgt ut for å analysere den partikulære sedimentsammensetningen. I disse områdene ble det sett på forholdet mellom (a) minerogent materiale og organisk materiale, (b) forholdet mellom lakustrint organisk materiale og terrestrisk organisk materiale, og (c) forholdet mellom kornstørrelsene sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire. Alle resultater blir angitt i prosent.

I mikroskopet gjenkjennes minerogent materiale ved tydelig krystallin struktur, karakteristisk egenfarge (for eksempel kvarts: gjennomsiktig; biotitt: lysegrønn etc.), og mineralenes karakteristiske egenskaper i polarisert lys (for eksempel kvarts: gråvariasjoner med karakteristisk slukning på 90°; feltspat: tvillingsstriper etc.). I leirestørrelse forekommer minerogene partikler i mikroskop som diverse, lyse prikker uten mulighet for å tilordne spesifikke mineralnavn (personlig meddelelse, Matthias Paetzel 2019).

I mikroskop er akvatisk (primærprodusert), her lakustrint, organisk materiale grumsete aggregater med lysebrun farge. Terrestrisk (sekundær produsert) organisk materiale har klare avgrensninger og fiberstrukturer med ofte mørkebrune (som aggregater) eller svarte (som kull) farger. Akvatisk produsert materiale er rester av primærproduserte mikroorganismer som har levd i vannmassene, mens det som er produsert terrestrisk stammer fra land, det vil si rester av makroskopiske organismer (personlig meddelelse, Matthias Paetzel 2019).

Kornstørrelsene ble bestemt etter Udden-Wentworth kornstørrelsesskala (Udden, 1914; Wentworth, 1922). Skalaen er logaritmisk og divisjonen på skalaen er laget av faktorer på to (Tabell 10) og viser dermed en logaritmisk progresjon. Denne skalaen har blitt brukt fordi den viser den naturlige distribusjonen av sedimentære partikler (Nichols, 2009).

For bestemmelse av kornstørrelsene i mikroskop ble det brukt et mikrometer kalibreringslide for å regne om standard «enheter» i okularet til mikrometer. Dette ved hjelp av et okular med 8x og et objektiv med 40x.

Tabell 10: Udden - Wentworth kornstørrelsesskala, etter Udden (1914) og Wentworth (1922) Kolonne med «enheter» refererer til den relative skalaen i mikroskopets okular.

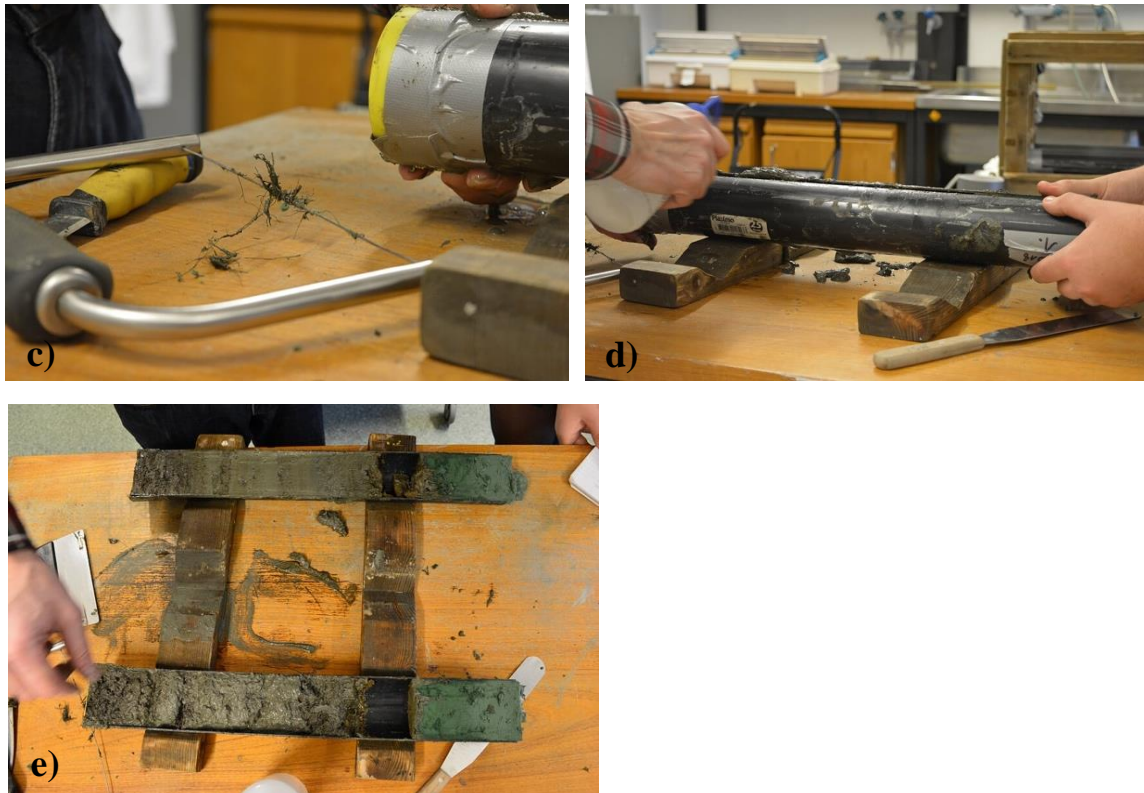
Sand	> 63,0 μm	≥ 16 enheter
Grov silt	< 63,0 μm – 31,0 μm	< 16 – 8 enheter
Medium silt	< 31,0 μm – 15,6 μm	< 8 – 4 enheter
Fin silt	< 15,6 μm – 7,8 μm	< 4 – 2 enheter
Veldig fin silt	< 7,8 μm – 3,9 μm	< 2 – 1 enheter
Leire	< 3,9 μm	< 1 enhet

3.3 Metoder i EARTHLAB-laboratorium ved Universitet i Bergen

3.3.1 Åpning av sedimentkjerner

Kjernene MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11 ble åpnet ved Universitetet i Bergen den 26.11.2018. Før transporten til Bergen ble vannet i toppen av kjernen fjernet ved bruk av en hevert. Kjernene ble åpnet og analysert under veiledning av Professor Dr. Haflidi Haflidason fra Universitetet i Bergen. Kjernene ble åpnet ved bruk av en Kawhol Marinetechnik kjernesplitter. Kjernesplitteren er utstyrt med to sagblad og en skinne som kan justeres slik at kjernen ble kuttet i to like store deler (Figur 23a). Under kuttingen ble kjernen holdt sammen for hånd (Figur 23b). For å separere sedimentene i de to halvdelene fra hverandre ble det brukt en ståltråd (Figur 23c). Ståltråden ble trukket gjennom sedimentet mens kjernen ble holdt sammen for å hindre at sediment ble trykket ut av kjernen. Kjernen ble deretter åpnet litt og det ble brukt destillert vann (H_2O) for å hindre at sedimentene fortsatt var klistret sammen (Figur 23d). Kjernen ble åpnet ved å dunke kjernen forsiktig slik at de to halvdelene ble separert fra hverandre. Etter at kjernen ble åpnet ble overflaten gjort glatt ved å bruke en sparkelkniv parallelt med lagdelingen, slik at lagene og fargen på sedimentet kom frem (Figur 23e).





Figur 23a-e: a) Bildet viser kuttingen av kjernen i to like store deler med en Kawhol Marinetechnik kjernesplitter. b) Mens kjernen ble kuttet ble delene holdt sammen for hånd. c) Bildet viser ståltråden som ble trukket gjennom kjernen for å separere sedimentene fra hverandre. d) Bildet viser at det blir brukt destillert vann til å separere sedimentene som fortsatt er klistret sammen etter ståltråden ble trukket gjennom kjernen. e) Bildet viser en kjerne hvor overflaten er glattet ut og lagdeling og farge er kommet frem (øverst) og en kjerne som ikke er glattet ut og lagdeling og farge ikke kommer tydelig frem (nederst). Foto: Thea M. Hansen Storsveen, 2018.

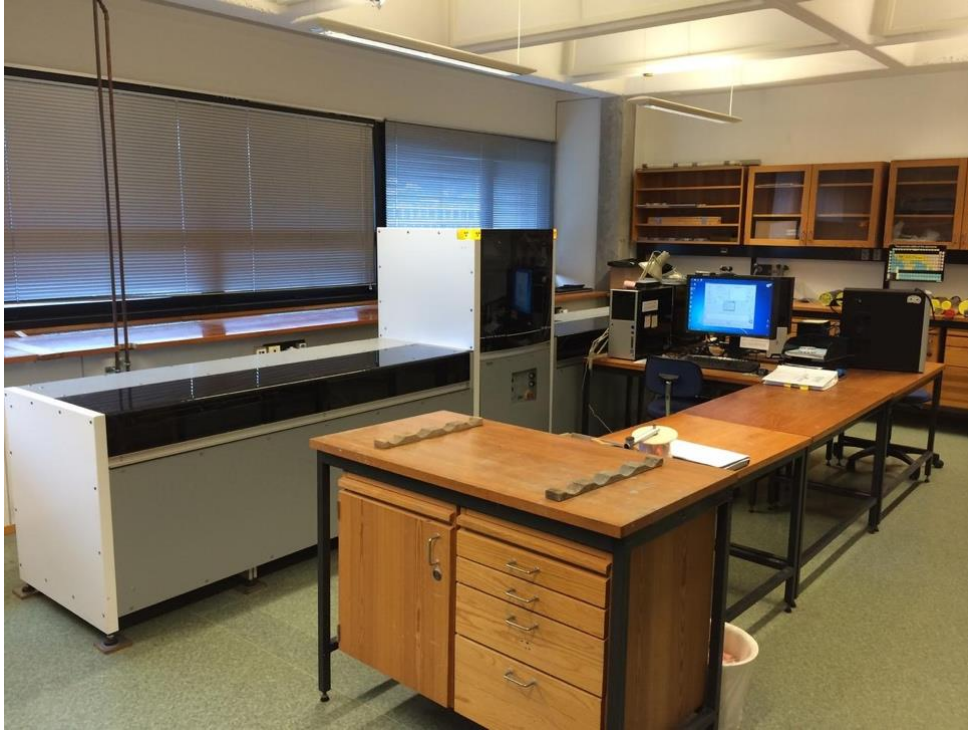
3.3.2 Visuell beskrivelse av sedimentkjerner

Den visuelle beskrivelsen av kjerne MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11 ble gjennomført ved hjelp av Munsell (2009) Soil Color Chart, og egne observasjoner av struktur og tekstur i kjernene, som beskrevet tidligere. Ved å hente opp en spatelspiss med sediment fra hvert observerte lag i kjernen var det mulig å sammenligne fargen med Munsell (2009) Soil Color Chart. Analysen ble gjort umiddelbart etter åpning av kjernene, før det skjedde en oksidasjon og eventuelle fargeendringer.

3.3.3 Røntgenfluorescens (XRF)

Kjernene MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11 ble undersøkt med XRF ved bruk av ITRAX XRF Core Scanner fra Cox Analytical Systems, Gøteborg, Sverige, (UiB, 2014) lokalisert ved EARTHLAB, Institutt for geovitenskap, ved Universitetet i Bergen (Figur 24). XRF er en ikke-destruktiv metode for å finne den kjemiske sammensetningen til sedimentkjerner. Ved å sende røntgenstråler gjennom sedimentene vil atomene i prøven absorbere strålingen og dermed bli ionisert. Ioniseringen fører til at et av atomene fra det laveste energinivået hopper til et høyere energinivå. Fraværet av et atom på laveste energinivå fører til at et atom fra høyere energinivå må ta denne plassen. For å gå ned et energinivå frigis energi i form av målbare røntgenstråler med karakteristisk bølgelengde. De karakteristiske bølgelengdene

indikerer hvilke elementer prøven består av, og en får en relativ mengde av hvert element i prøven i counts per second (cps). Dette gjør at XRF data gir et relativt mål for hvordan den kjemiske sammensetningen i kjernen har endret seg over tid (Jenkins, 1999).



Figur 24: Bildet viser Itrax XRF Core Scanner ved EARTHLAB, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen (UiB), foto: Eivind Støren (UiB, 2014)

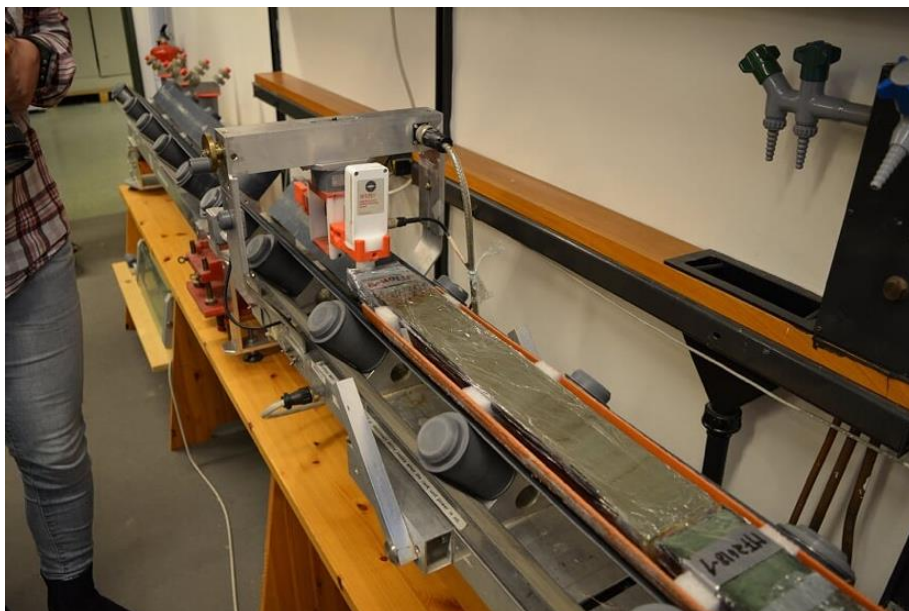
3.3.4 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (*fra eng. susceptibility = mottakelighet*) er et mål på hvor magnetisert et materiale blir i forhold til en ytre magnetisk feltstyrke som fremkaller magnetiseringen (Grøn, 2009; NGU, 2015b).

For å måle den magnetiske susceptibiliteten for kjernene MF2018-1, MF2018- 5 og MF2018-11 ble det brukt en kjernelogger kalt «CoreSusc MkIII» (Figur 25). Denne fører automatisk kjernene langs en skinne som går under en Bartington MS2E punkt-sensor. Kjerneloggeren utfører en rask og ikke-ødeleggende skanning, og kan måle hele eller oppdelte kjerner opp til 150 cm lengde og 5-15 cm bredde med en maksimal oppløsning på 2 mm (UiB, 2017). En oscillator krets på 2 kHz i punkt-sensoren lager et magnetisk felt, og magnetisk mottakelige materialer i nærheten av sensoren vil gi en endring i frekvensen til oscillatoren.

Informasjonen om denne frekvensen blir omgjort til et mål for magnetisk susceptibilitet, og gitt som SI (*Det internasjonale system for enheter*, hvor enheter er målenheter av fysiske størrelser, f.eks. meter, kilogram, sekund) eller CGS (Centimeter, Gram, Sekund) (Geotek, uten dato). Maskinen måler i tillegg lengden på kjernene, og kan trekke fra lengden av sedimentfri topp eller bunn av kjernen, noe som gjør at maskinen gir en ubrutt strøm av data (Geotek, uten dato). De målte dataene kan avleses på en datamaskin som er koblet til skanneren. Siden det er et forholdstall vil resultatet være en relativ størrelse. En positiv verdi

vil si at det magnetiske feltet styrkes av materialet, og materialet kan være para-, ferro- eller antiferromagnetisk. Gir målingene en negativ verdi blir det magnetiske feltet svakere av materialet, og materialet er diamagnetisk (Geotek, uten dato), noe som ofte kan tolkes som tilstedeværelse av (økte mengder) organisk materiale.



Figur 25: Bildet viser CoreSusc MkIII ved Paleolaben, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen (UiB). Foto: Marie A. Nordqvist Sjøblom, 2018.

3.4 Datering

Metoden for datering er en relativ dateringsmetode basert på metoden til Paetzel & Dale (2010). Paetzel & Dale (2010) brukte variasjoner i mengden ferskvannsdiaatoméer for å få informasjon om variasjonene i ferskvannstilførselen til Barsnesfjorden og Sogndalsfjorden. Ferskvannstilførselen til fjordene preges av den årlige nedbørsmengden i området og en kan derfor relatere variasjonene i ferskvannsdiaatoméer med den årlige nedbørsmengden for å finne en relativ datering. Denne relasjonen ble bekreftet ved å se på resultatene fra radiometrisk ^{137}Cs dateringsmetoden (Paetzel & Schrader, 1991) og ved å se på avsetning av sesonglaminasjoner og avsetninger fra historiske dokumenterte hendelser (Paetzel & Schrader, 1992)

Da dateringsmetoden brukt av Paetzel & Dale (2010) er brukt i et marint miljø vil den ikke kunne direkte overføres til et lakustrint miljø, der det kun finnes ferskvannsdiaatoméer. På den andre siden tilsier metoden at alle parametere kan brukes så lenge økt nedbør vil føre til en økt transport av disse parametere til innsjøen. Dette kan være enkelte kornstørrelser, tilførsel av (terrestrisk) organisk materiale, eller diatoméer som forekommer epifyttisk eller epilitisk i tilførselselvene eller langs bredden.

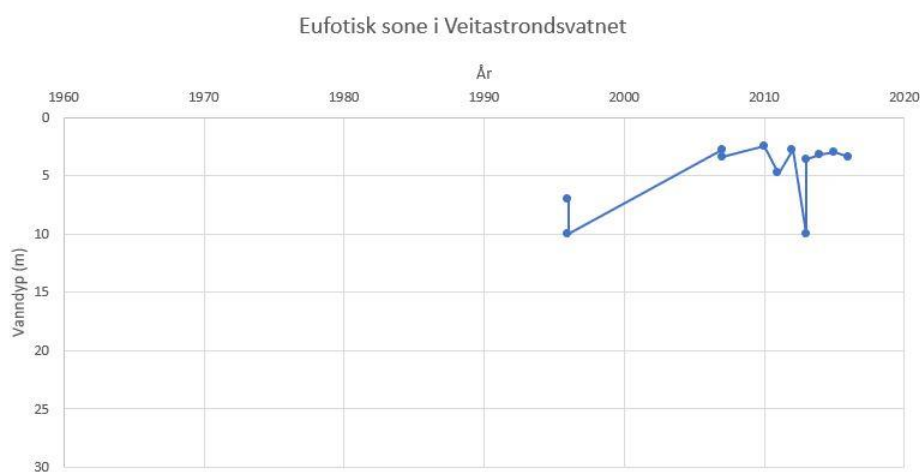
4. Resultater

4.1 Hydrografiske data

Hydrografiske data fra Veitastrondsvatnet og Hafsløvatnet presentert her er basert på data fra de Wolff (2017) og data innsamlet av studenter ved Høgskulen på Vestlandet, Campus Sogndal, mellom 2016 og 2018. Komplette rådatasett finnes i Appendiks IV.

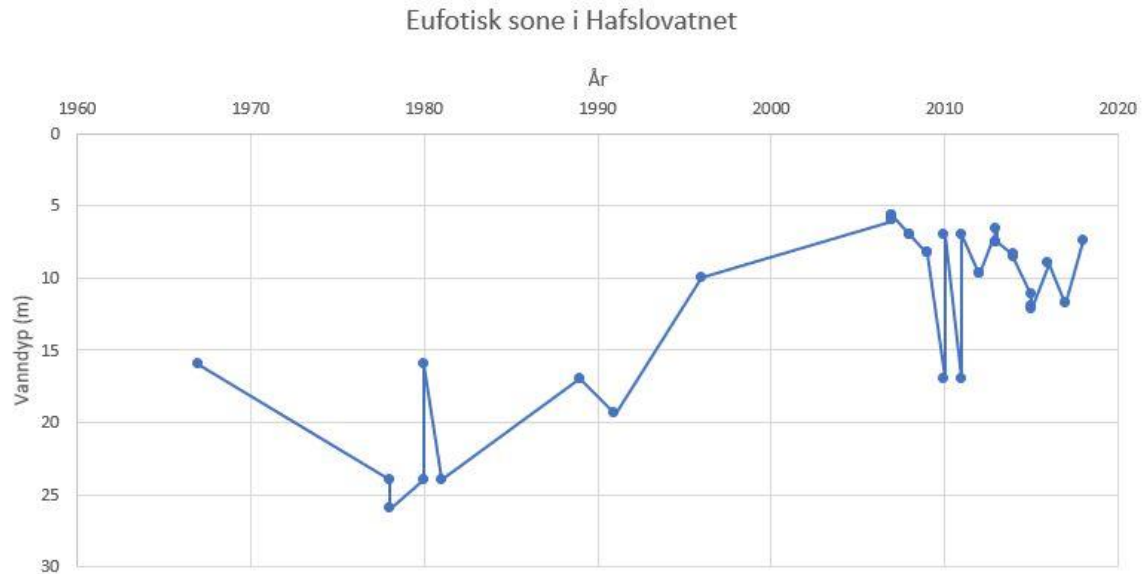
4.1.1 Secchi-skive

Målinger av siktedyp med Secchi-skive er blitt utført i Veitastrondsvatnet mellom 1996 og 2016 og i Hafsløvatnet mellom 1967 og 2018. De registrerte siktedypene er omgjort til eufotisk sone og presentert i Figur 26 og Figur 27.



Figur 26: Figur som viser hvordan dybden på den eufotiske sonen har endret seg i Veitastrondsvatnet fra 1996 til 2016. Fremstilt i Excel i 2019.

Illustrasjonen for eufotisk sone i Veitastrondsvatnet viser den eufotiske sonen ved 9 m i 1996. Fra 2007 frem til 2015 ligger den eufotiske sonen mellom 2 m og 4 m, med et avvik i 2013 på 10 m.



Figur 27: Figur som viser hvordan dybden på den eufotiske sonen har endret seg i Hafslovatnet fra 1967 til 2018. Fremstilt i Excel i 2019.

Illustrasjonen for eufotisk sone i Hafslovatnet viser en eufotisk sone mellom ca. 25 m og 20 m mellom 1967 og 1996. Mellom 2007 og 2009 var den eufotiske sonen redusert til mellom ca. 5 og 10 m. Mellom 2009 og 2015 varierer den eufotiske sonen fra ca. 7 m til ca. 12 m. Det er avvik i 2010 og 2011 med en dybde på ca. 15 m, og i 2015 hvor det er en dybde på ca. 3 m.

4.1.2 CTD

4.1.2.1 pH

Det er målt pH-verdier i Veitastrondsvatnet mellom 1967 og 2016, og i Hafslovatnet mellom 1967 og 2018. Målingene av pH viser ingen signifikante endringer, og det er ikke tatt videre hensyn til pH i denne oppgaven. Målingene er lagt ved i Appendiks IV.

4.1.2.2 Vanntemperatur

Temperaturrendringer i vannsøylen i Hafslovatnet er presentert i Tabell 11. Målingene går fra 1978 til 2017 og utvalgte verdier er valgt på grunnlag av målinger over flere år på samme dybde. Det er årlige målinger fra 2007 til 2017.

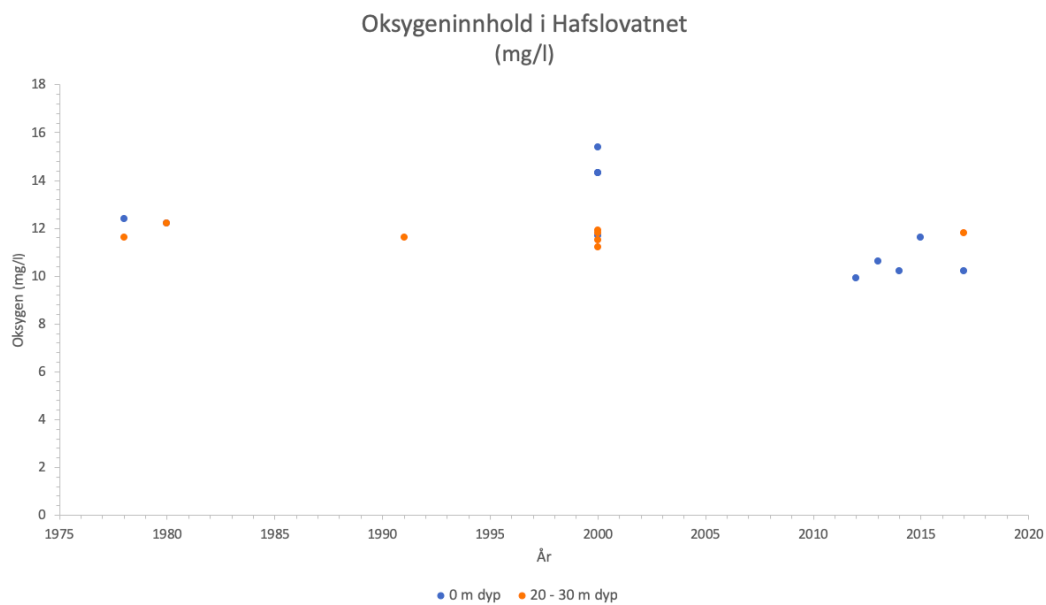
Tabell 11: Endring i temperatur gjennom gitte dybder i vannsøylen i Hafslovatnet mellom 1978 og 2017.

Temperatur (°C) ved dybde (m) i Hafslovatnet:						
År	0 m	2 m	6 m	10 m	25 m	37 m
1978	10,6°C	-	-	-	5,0°C	-
1980	10,8°C	-	-	-	4,0°C	-
1981	10,5°C	-	-	-	-	-
2000	9,1°C	-	-	-	-	-
2007	10,5°C	-	-	-	-	-
2008	14,3°C	13,8°C	-	11,5°C	7,0°C	-
2009	14,9°C	14,4°C	12,0°C	11,3°C	7,0°C	-
2010	13,0°C	13,0°C	11,0°C	11,0°C	6,8°C	6,1°C
2011	13,5°C	6,7°C	6,4°C	6,3°C	6,2°C	-
2012	13,6°C	13,5°C	12,7°C	12,0°C	8,9°C	7,9°C
2013	14,6°C	14,8°C	11,3°C	10,3°C	7,6°C	7,3°C
2014	15,3°C	14,3°C	12,5°C	11,1°C	6,6°C	6,7°C
2015	14,0°C	12,8°C	11,8°C	11,4°C	9,5°C	8,3°C
2016	15,2°C	13,3°C	11,5°C	10,4°C	7,9°C	-
2017	13,5°C	12,5°C	10,4°C	9,9°C	5,7°C	5,4°C

Temperaturendringene viser at det har blitt varmere i vannmassen fra 1978 til 2017. Ved 0 m dyp har det økt fra rundt 10°C på slutten av 70-tallet til rundt 14°C på 2010-tallet. Ved 25 m dyp har temperaturen endret seg fra rundt 5°C på slutten av 70-tallet til rundt 8°C på 2010-tallet.

4.1.2.3 Oksygen

Oksygeninnholdet i Hafsløvatnet er presentert i Figur 28. Målingene er tatt mellom 1978 og 2017.

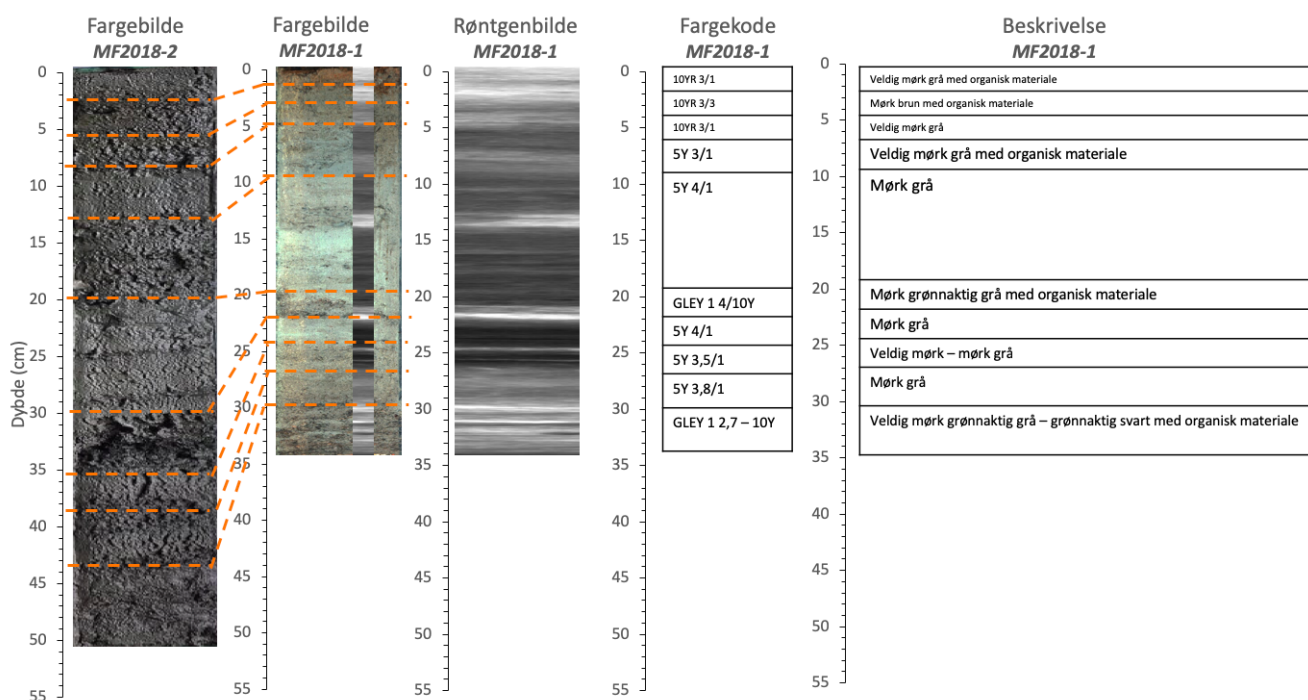


Figur 28: Illustrasjonen viser endring i oksygeninnhold i mg/l i Hafsløvatnet ved 0 m dyp og 20 til 30 m dyp, i tidsrommet 1978 til 2017. Fremstilt i Excel i 2019.

Ved 0 m dyp viser grafen en økning i oksygeninnhold fra 12,4 mg/l i 1978 til 15,4 mg/l i 2000. Fra 2000 synker oksygeninnholdet til 10,2 mg/l i 2017. Ved 20 til 30 m dyp ligger oksygenivået jevn mellom 11,2 mg/l og 12,2 mg/l i tidsrommet 1978 til 2017.

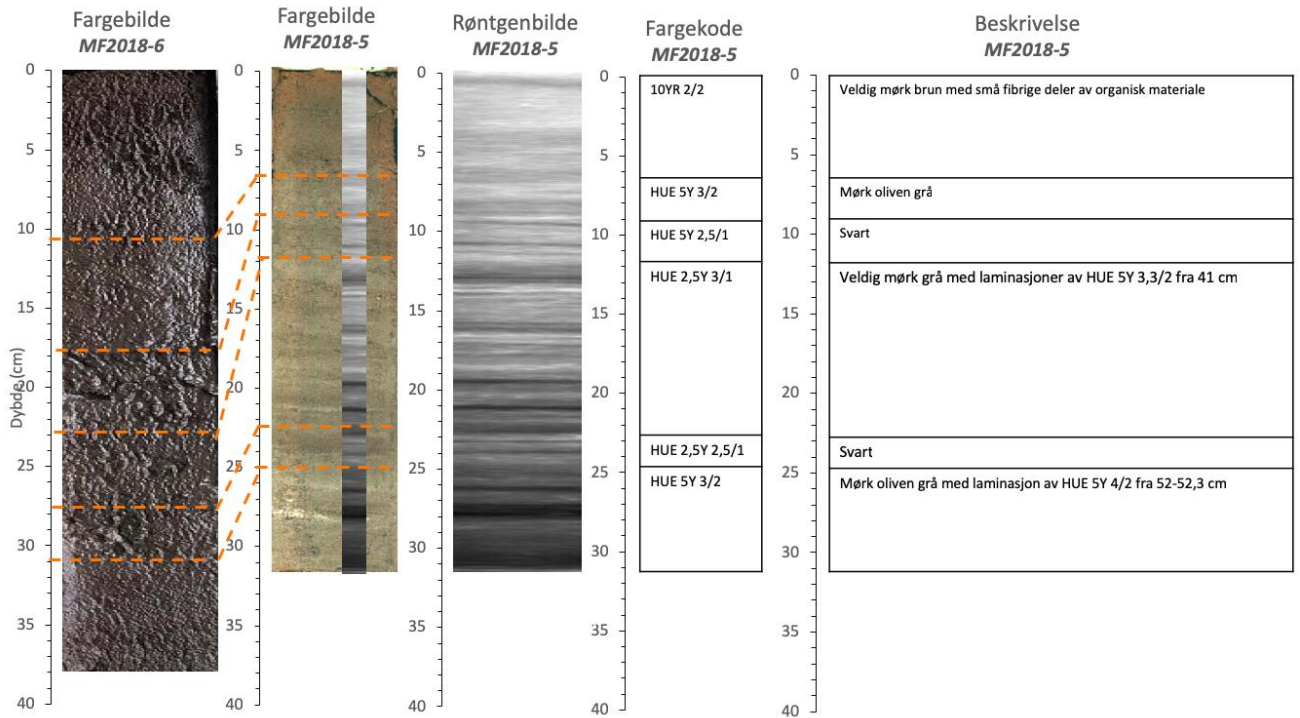
4.2 Litologi

Figur 29, Figur 30 og Figur 31 viser fargebilde og røntgen tatt med XRF, samt fargekode og fargebeskrivelse av sediment ved hjelp av Munsell (2009) for kjerne MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11. Fargebilde av kjerne MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10 er lagt inn med tilhørende parallellkjerne og korrelert til tilhørende fargebeskrivelse. Utfyllende litologisk tolkning for MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10 er vedlagt i Appendiks V.



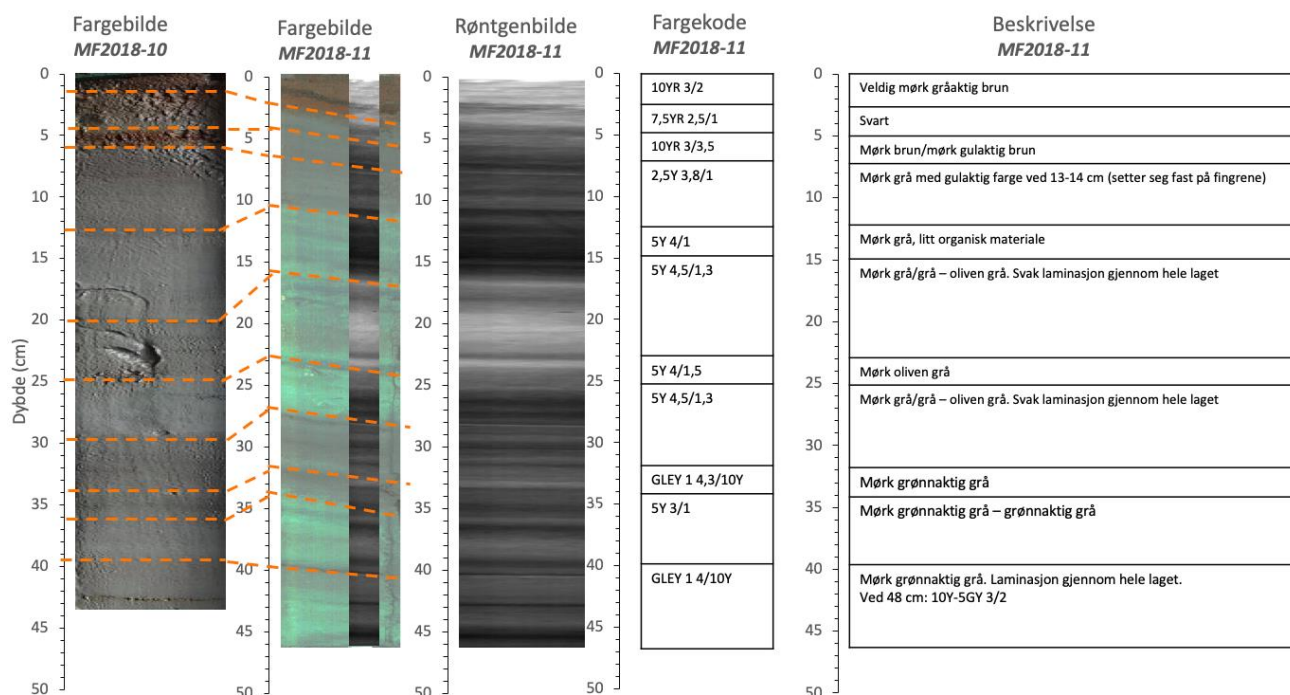
Figur 29: Litologisk tolkning av kjerne MF2018-1, samt fargebilde av kjerne MF2018-2. Figuren inneholder fra venstre: fargebilde av kjerne MF2018-2, fargebilde av MF2018-1, røntgenbilde, fargekode samt fargebeskrivelse for kjernen. De oransje feltene indikerer lagkorreleringene mellom de ulike kjernene. Legg merke til at kopi av røntgenbildet også vises som stripe i fargebildet.

MF2018-1 viser fargevariasjoner fra veldig mørk til grønnaktig grå og brunt. Det er observert organisk materiale i de øverste 9 cm, mellom 21 og 23 cm og mellom 31 og 34 cm.



Figur 30: Litologisk tolkning av kjerne MF2018-5, i tillegg fargebilde av kjerne MF2018-6. Figuren inneholder fra venstre: fargebilde av kjerne MF2018-6, fargebilde av MF2018-5, røntgenbilde, fargekode samt fargebeskrivelse for kjernen. De oransje feltene indikerer lagkorreleringene mellom de ulike kjernene. Legg merke til at kopi av røntgenbildet også vises som stripe i fargebildet.

Kjerne MF2018-5 består av mørkt materiale, men flere ulike variasjoner. Det er organisk materiale i de øverste 7 cm av kjernen, og laminasjon mellom 12 og 23 cm og 25 og 31 cm.

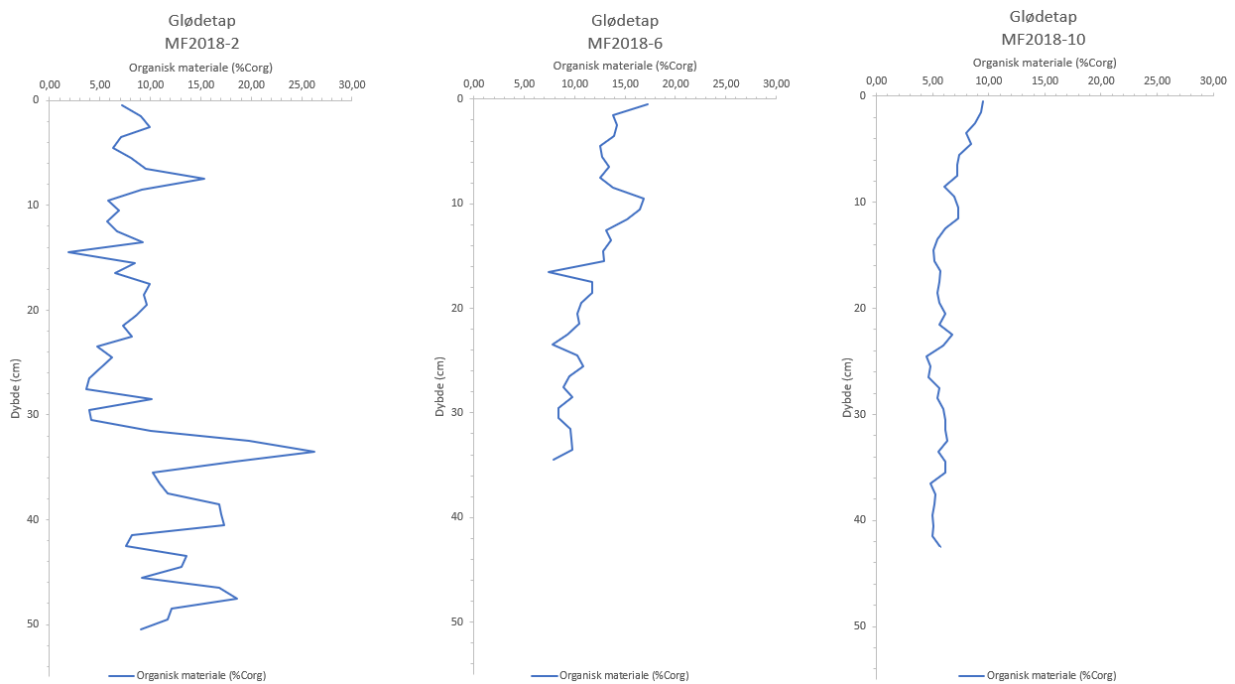


Figur 31: Litologisk tolkning av kjerne MF2018-11, i tillegg til fargebilde av kjerne MF2018-10. Figuren inneholder fra venstre: fargebilde av MF2018-10, fargebilde av MF2018-11, røntgenbilde, fargekode samt fargebeskrivelse for kjernen. De oransje feltene indikerer lagkorreleringene mellom de ulike kjernene. Legg merke til at kopi av røntgenbilde også vises som stripe i fargebildet.

Kjerne MF2018-11 har mange fargeforskjeller og laminasjon gjennomgående gjennom hele kjernen. Det er organisk materiale fra 13-15 cm, og mellom 7 og 12 cm er det et område hvor materialet fester seg til fingrene, som indikerer leire.

4.3 Glødetapanalyse

Resultatene fra glødetapanalysen for kjernene MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10 er presentert i Figur 32. Grafene for organisk materiale er fremstilt av forholdet mellom sediment glødet ved 105°C og 550°C oppgitt i prosent (%). Rådataene for glødetapanalysen ligger vedlagt i Appendiks III.



Figur 32: Grafene viser resultat organisk materiale i prosent organisk karbon (C_{ORG}) i de tre kjernene MF2018-2, MF2018-6 og MF2018-10

Kjerne MF2018-2, fra Tverrbergvatnet, har en synkende trend fra bunnen mot toppen av kjernen. Fra bunnen svinger mengden organisk materiale mellom 10-20% frem til omtrent 35 cm, før den stiger til kjernens toppunkt på 26% ved 33-34 cm. Etter toppunktet skjer en drastisk endring hvor mengden organisk materiale synker til under 5% ved omtrent 30 cm. Nye svingninger holder seg mellom 5-10% fra 30 cm til svingningen når et bunnpunkt på under 2,5% organisk materiale ved 14 cm dyp. Etter bunnpunktet stiger mengden og svingningene fortsetter mellom 5-10% frem til en ny økning ved 8 cm opp til omtrent 15% før den igjen synker ned og på ny svinger mellom 5-10% frem til toppen av kjernen.

Kjerne MF2018-6, fra Botn, har en stigende trend fra bunnen mot toppen av kjernen. Stigningen er mindre under 20 cm, mens den største stigningen skjer mellom 20 cm og 10 cm. Ved omtrent 17,5 cm er det en synkende svingning som blir bunnpunktet i kjernen på 7,5%. Svingningen går deretter opp igjen og stigningen fortsetter frem til det kommer en ny forstyrrelse etter toppunktet på omtrent 17% mellom 10-9 cm dybde. Etter toppunktet synker mengden og holder seg på omtrent 12,5% frem til den begynner å stige ved 5 cm. Stigningen fortsetter til toppen av kjernen hvor mengden organisk materiale nesten når opp til nivå som toppunktet i kjernen.

Kjerne MF2018-10, fra Tang, har jevne svingninger opp til ca. 15 cm, fra 15 cm til toppen øker mengden fra 5% til 9,5%. Det er noen mer markante svingninger ved omtrent 37, 25, 15 og 7,5 cm. Bunnpunktet i kjernen er på omtrent 4,5% like før stigningen ved 25 cm. Topunktet er toppen av kjernen med 9,5% organisk materiale.

4.4 Redokspotensial

Målinger av redoks-potensial er utført, men ikke benyttet i denne oppgave. Derfor er datasettet kun lagt ved i Appendiks III.

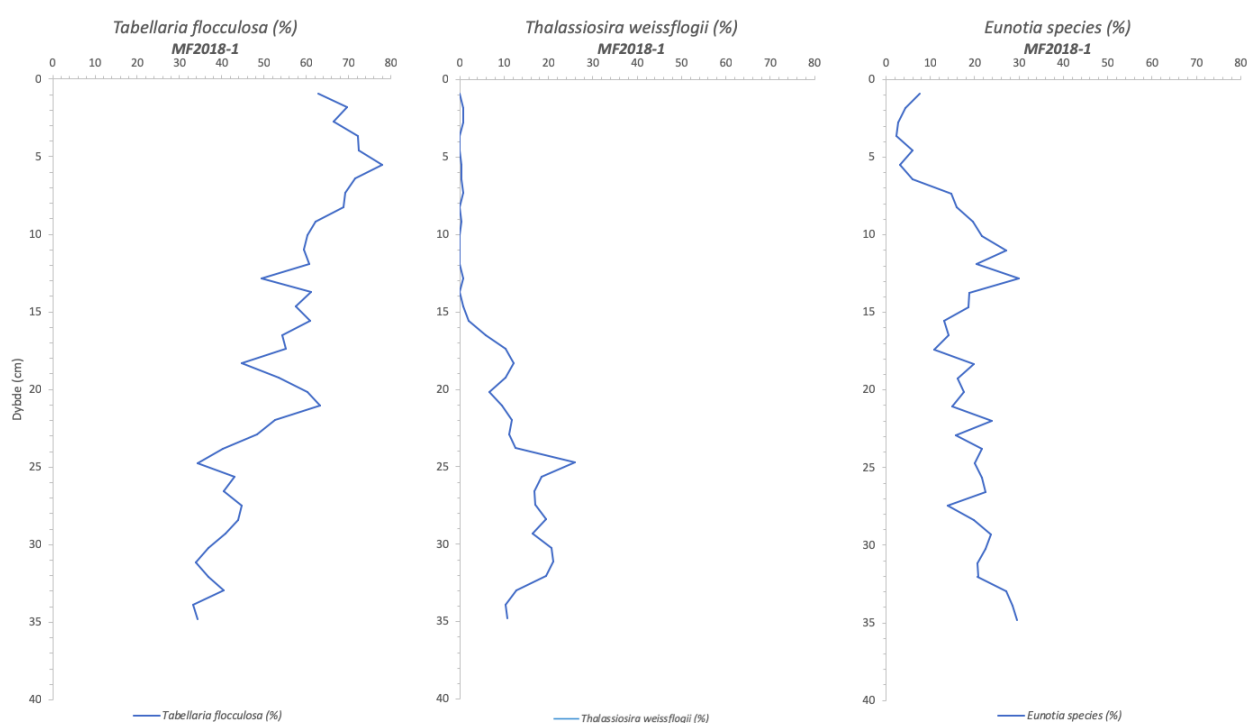
4.5 Smørepreparatanalyse

Det ble gjort et funn av aske i preparat 10-11 fra MF2018-5 som tilsvarer en dybde på 10 cm (Hassum & Patelis Røyrvik, 2019). Dette ble oppdaget ved en tilfeldighet under diatoméeanalysen. Det er ikke undersøkt/observert for aske i smørepreparat for kjerne MF2018-1 eller i kjerne MF2018-2. Se detaljer om datering lengre nede. All rådata for smørepreparatene er vedlagt i Appendiks I.

4.5.1 Diatoméeanalyse

Fra diatoméeanalysen har følgende diatoméer blitt valgt ut på grunnlag av mulighet for videre tolkning: *Tabellaria flocculosa*, *Eunotia species* og *Thalassiosira weissflogii*. De resterende diatoméer hadde for få eksemplarer for å kunne gi et pålitelig resultat for videre tolkning.

Fordelingen av diatoméene *Tabellaria flocculosa*, *Thalassiosira weissflogii* og *Eunotia species* i kjerne MF2018-1 er illustrert i Figur 33



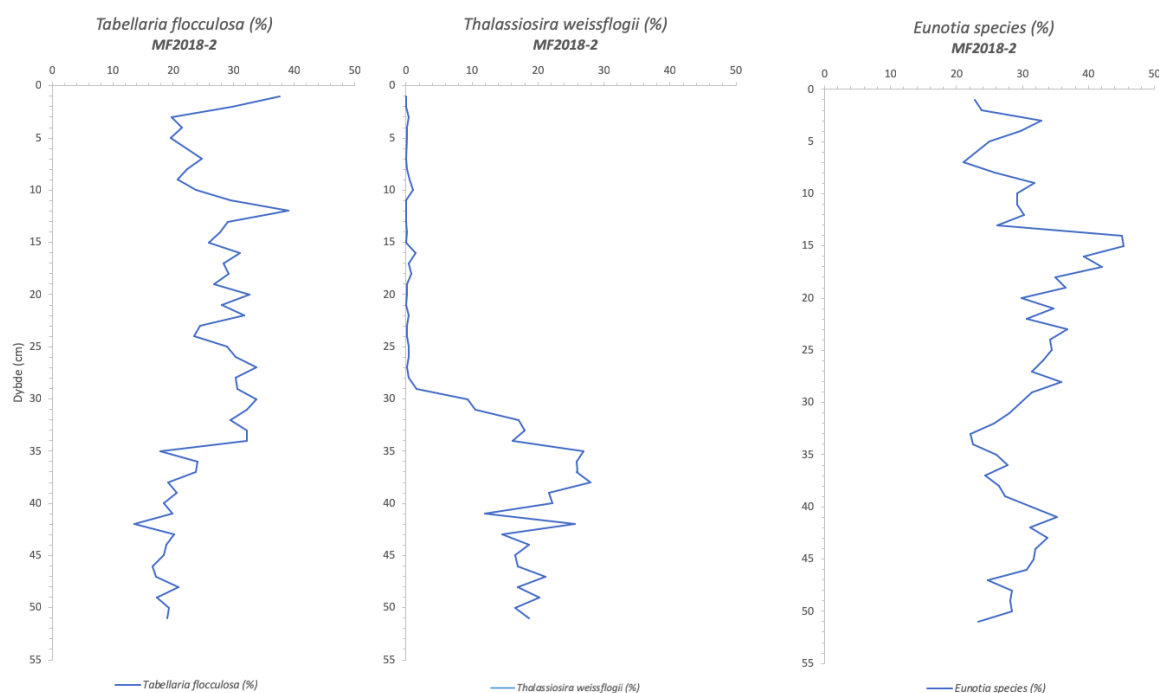
Figur 33: Grafene viser fordelingen av *Tabellaria flocculosa*, *Thalassiosira weissflogii* og *Eunotia species* i prosent (%) i kjerne MF2018-1.

Kjerne MF2018-1 har en økende trend i *Tabellaria flocculosa* fra bunnen til ca. 5 cm hvor det minker frem til toppen, 0 cm. Det er et større avvik ved 25-20 cm hvor det øker fra ca. 40% til 60%.

Thalassiosira weissflogii har en stigende trend fra bunn (10 %) til 25 cm (25 %). Fra 25 cm til 24 cm synker innholdet drastisk fra 25 % til 12 %. Fra 24 cm til 15 cm er det en gradvis synkende trend, og fra 15 cm og opp er det nesten ingen funn.

Det er en generelt synkende trend i *Eunotia* fra 30-10%. Det er en vekst mellom 15 og 10 cm på 8-10% fra trenden. Trenden synker igjen frem til ca. 3 cm hvor den øker fra 3 til 0 cm.

Fordelingen av diatoméene *Tabellaria flocculosa*, *Thalassiosira weissflogii* og *Eunotia species* i kjerne MF2018-2 er illustrert i Figur 34.



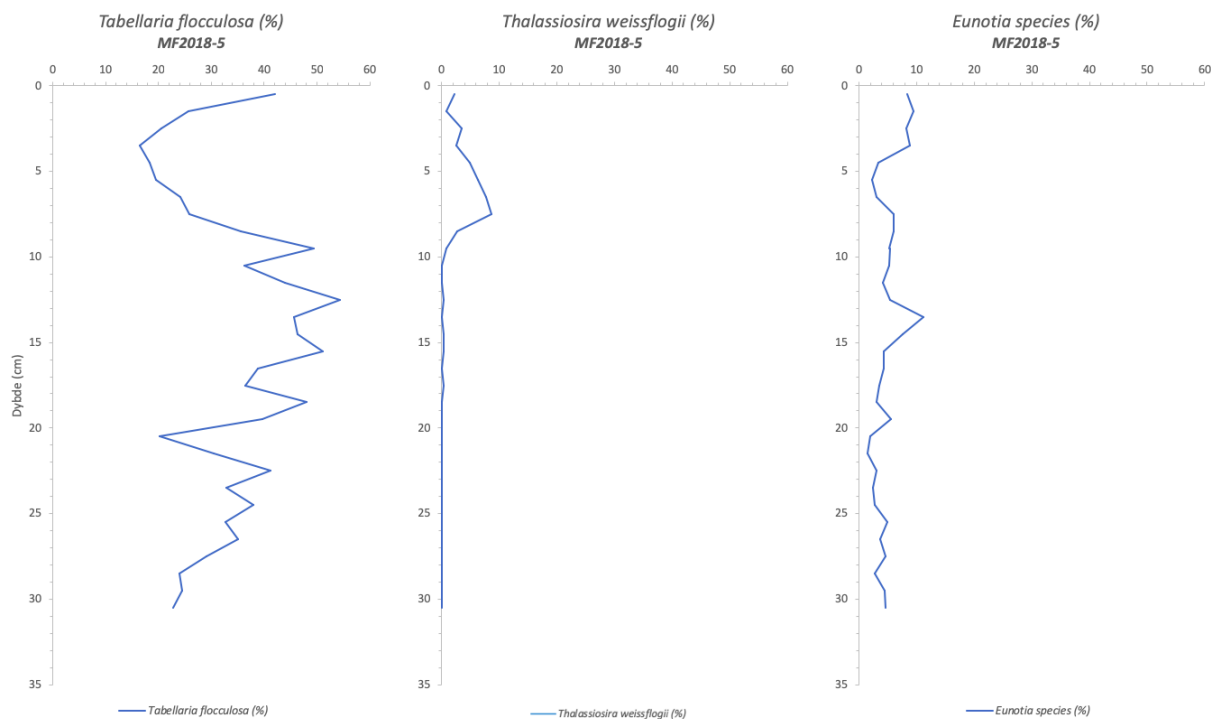
Figur 34: Grafene viser fordelingen av *Tabellaria flocculosa*, *Thalassiosira weissflogii* og *Eunotia species* i prosent (%) i kjerne MF2018-2

Kjerne MF2018-2 har jevnt distribuert *Tabellaria flocculosa* fra bunn til 35 cm. Ved 35 cm er det en økning på rundt 10% før det jevner seg ut igjen opp til ca. 12 cm. Ved 12 cm er det et avvik fra trenden hvor konsentrasjonen øker. Fra 12 cm er trenden synkende frem til ca. 3 cm hvor det øker til 38% opp til toppen.

Eunotia species ligger jevnt på rundt 25% fra bunn til rundt 33 cm. Fra 33 cm øker fordelingen opp mot 15 cm fra ca. 20% til 15 cm. Fra 13 cm og opp er variasjonen rundt 25% på samme nivå som fra 33 cm og ned til bunnen.

Thalassiosira weissflogii har en stigende trend fra 50 cm (18 %) til 35 cm (28 %). Fra 35 cm til rundt 30 cm synker fordelingen fra 25 % til 0 %. Fra 25 cm og opp er det nesten ingen registrerte eksemplarer.

Fordelingen av diatoméene *Tabellaria flocculosa*, *Thalassiosira weissflogii* og *Eunotia species* i kjerne MF2018-5 er illustrert i Figur 35.



Figur 35: Grafen viser fremstillingen av *Tabellaria flocculosa*, *Thalassiosira weissflogii* og *Eunotia species* i prosent (%) i kjerne MF2018-5.

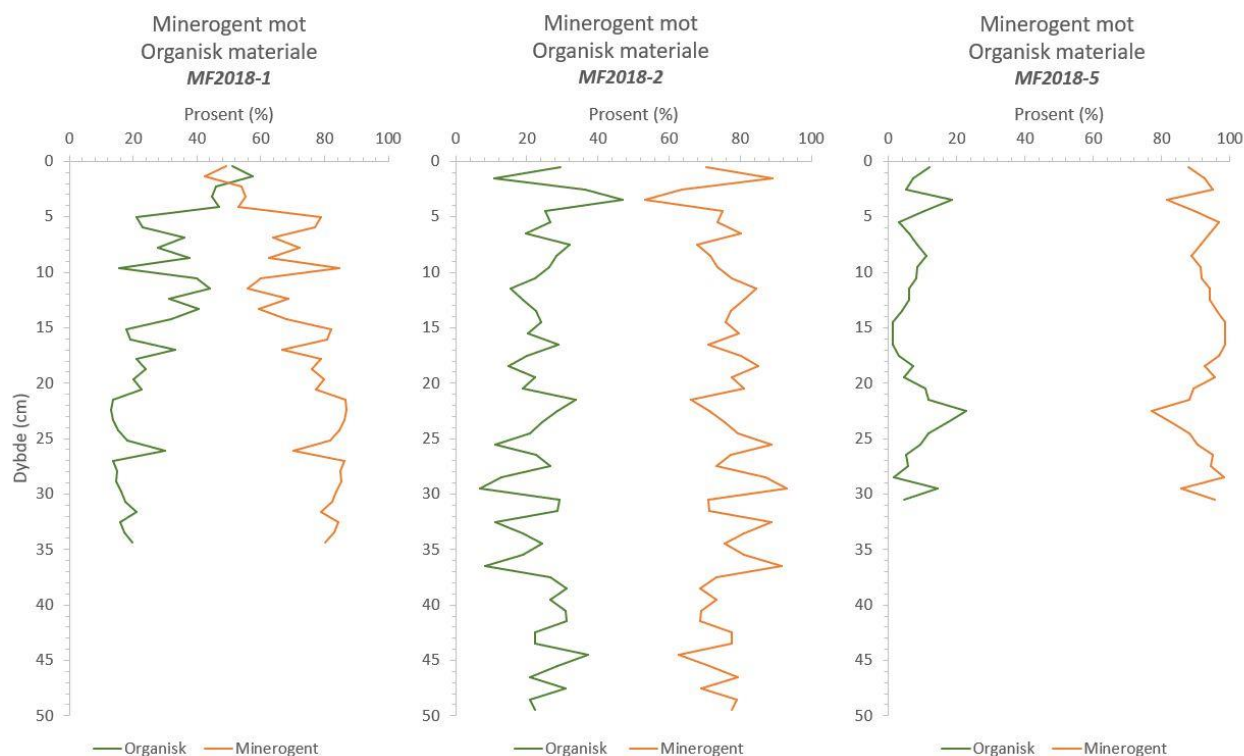
MF2018-5 har et stigende innhold av *Tabellaria flocculosa* fra bunnen (22%) til 10 cm (50%). Det er et avvik ved 20 cm hvor det synker til 20%. Fra 10 cm til 4 cm synker det fra 50% til 15%, før det øker fra 4 cm til toppen (40%).

Thalassiosira weissflogii ligger på 0% fra bunnen opp til 10 cm. Fra 10 cm øker det til 8% ved 7 cm før det begynner å synke mot toppen.

Eunotia sp. har en svakt økende trend mot toppen. Fra bunnen til ca. 15 cm ligger grafen rundt 5%. Fra 15 cm mot toppen øker grafen fra 5% til 10%.

4.5.2 Forhold mellom minerogent og organisk materiale

Forholdet mellom minerogent og organisk materiale er analysert i kjernene MF2018-1 og MF2018-2 fra Tverrbergvatnet og MF2018-5 fra Botn. Fordelingen av materialet er illustrert i Figur 36.



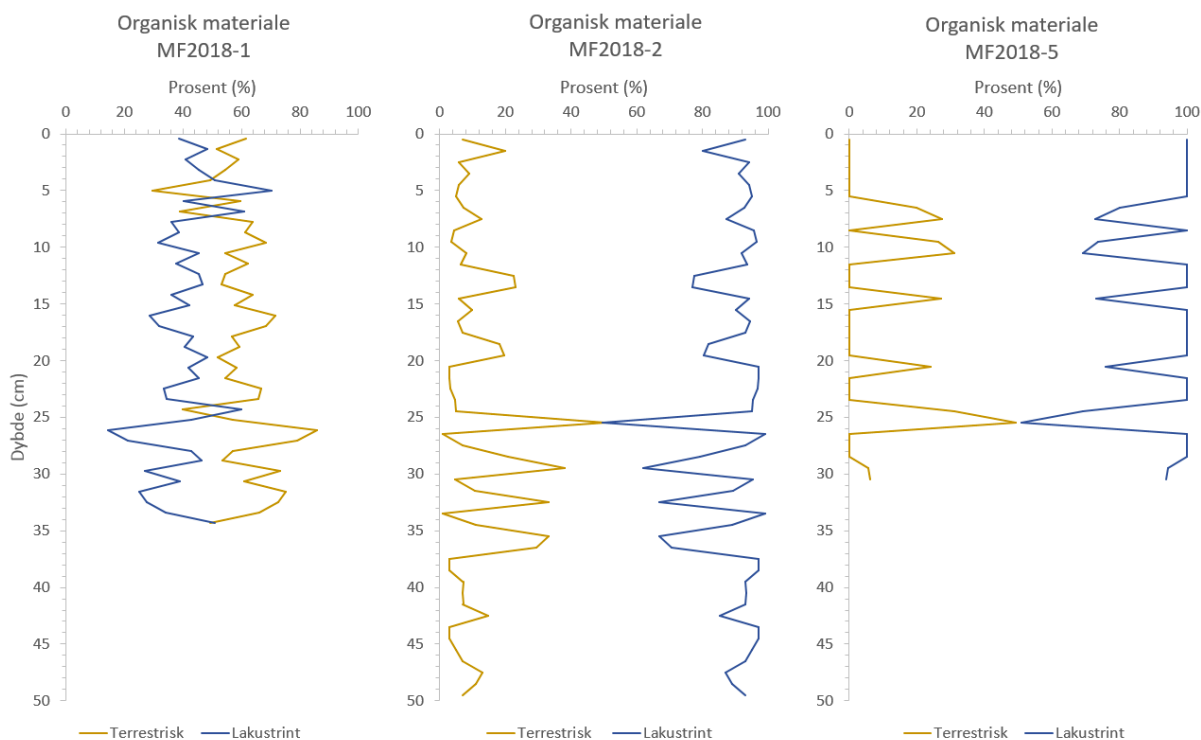
Figur 36: Grafene viser forholdet mellom minerogent og organisk materiale i prosent (%) i de tre kjernene MF2018-1, MF2018-2 og MF2018-5.

I MF2018-1 er det relative innholdet av organisk materiale svakt synkende fra bunnen (43 cm) og opp til 27 cm. Det er en topp i det organiske materialet på 30 % ved 26 cm dybde, hvor det rett etter går tilbake til samme verdier som før for så å begynne å stige opp mot toppen. Det er et område med relativt mindre innhold av organisk materiale mellom 10 og 5 cm dybde, og mellom 0 og 2 cm er det mer organisk materiale enn minerogent. Totalt sett øker det relative innholdet av organisk materiale fra 19,6 % til 50,9 %. I MF2018-2 holder forholdet mellom organisk og minerogent materiale seg jevnt fra bunnen (50 cm) og opp til ca. 37 cm, hvor det relative innholdet av organisk materiale synker med ca. 20 %. Fra 36 cm stiger det relative innholdet av organisk materiale svakt, med en topp av organisk materiale på 46,8 % ved 3,5 cm. Her går det relative innholdet av organisk materiale ned til 10,7 % ved 1,5 cm, før det øker mot toppen.

I MF2018-5 begynner man med en topp i det relative organiske innholdet på 14,3 % ved 29,5 cm dybde, før det går ned til 1,6 % ved 28-29 cm. Herfra øker innholdet av relativt organisk materiale til 22,9 % ved 22,5 cm, før det synker til 1,3 % ved 17 cm. Innholdet holder seg likt opp til 14 cm, hvor det øker svakt til 11,2 % ved 8,5 cm. Deretter synker det til 3,2 % ved 5,5 cm, har en liten topp på 18,5 % ved 3,5 cm, synker til 5 % ved 2,5 cm og øker til 12 % ved 0,5 cm. Totalt sett holder det relative innholdet av organisk materiale seg stabilt gjennom hele kjernen.

4.5.3 Forhold mellom lakustrint organisk og terrestrisk organisk materiale

Forholdet mellom lakustrint organisk og terrestrisk organisk materiale er analysert i kjernene MF2018-1 og MF2018-2 fra Tverrbergvatnet og MF2018-5 fra Botn. Fordelingen av organisk materialet er illustrert i Figur 37.



Figur 37: Grafene viser forholdet mellom terrestrisk organisk materiale og lakustrint organisk materiale i de tre kjerne MF2018-1, MF2018-2 og MF2018-5.

I MF2018-1 er det observert mer terrestrisk materiale enn lakustrint materiale i nesten hele kjernen, og forholdet ligger på rundt 60-40 de fleste steder. Ved 26 cm dybde ser man et toppunkt i det terrestriske materialet på 85,7 %, før det er et fall ned på 40 % ved 24 cm. Deretter øker det relative innholdet til 65 %, og det holder seg jevnt opp til 7 cm. Mellom 7 og 4 cm svinger innholdet mellom å være mest lakustrint og mest terrestrisk. Etter 4 cm er det mest terrestrisk materiale opp til 0 cm. Det er en svak minking av terrestrisk materiale fra bunn til topp.

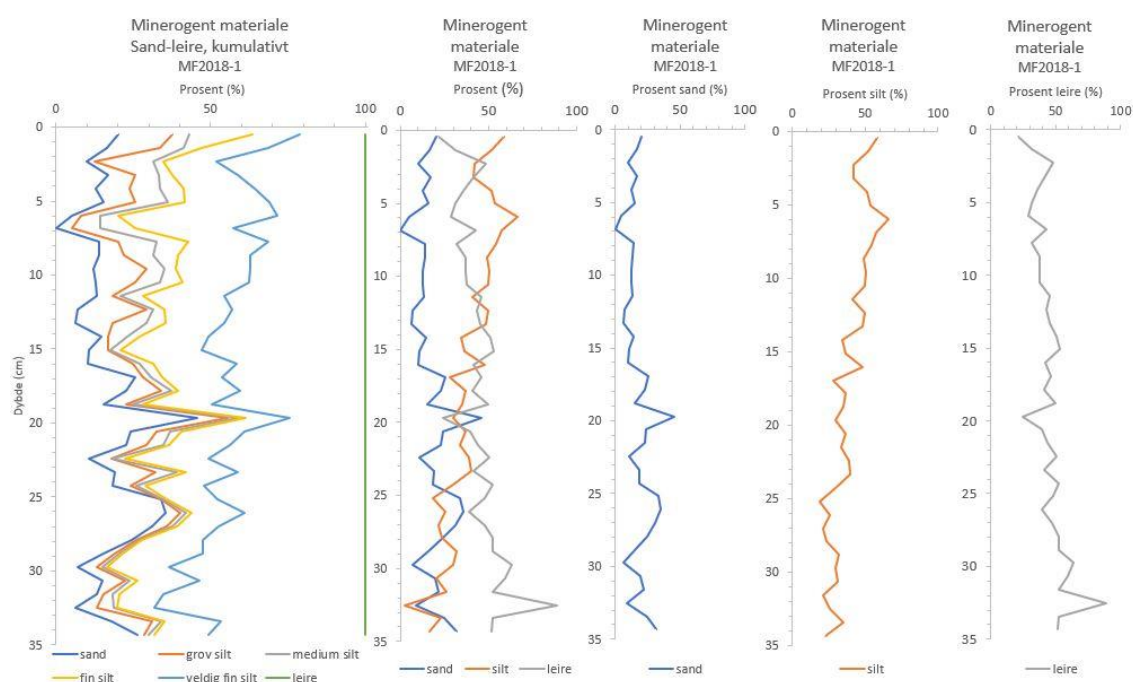
I MF2018-2 er det observert mindre terrestrisk materiale enn lakustrint materiale i tilnærmet hele kjernen, og forholdet ligger på rundt 10-90 de fleste steder. Det terrestriske innholdet svinger mye mellom 5 % og 20 % fra bunnen (50 cm) opp til 37 cm og fra 24 cm og opp til 0 cm. Fra 37 cm til 24 cm svinger det relative innholdet av terrestrisk materiale mellom 10 % og 40 %, med et toppunkt på 50,5 % ved 25,5 cm.

I MF2018-5 er det observert mindre terrestrisk enn lakustrint materiale i hele kjernen, med flere partier i kjernen med 0 % terrestrisk materiale. Mellom 26 til 24 cm går innholdet av terrestrisk materiale opp til 49 %, mellom 21 og 19 cm går innholdet opp til 24 %. Mellom 15 og 13 cm går innholdet opp til 27 %, og mellom 11 og 8 cm går innholdet opp til 30,9 %. Ved

8 cm er det et punkt hvor innholdet går til 0, før det går opp til 27,3 % mellom dette og 6 cm. Imellom disse toppene er det 0 % terrestrisk materiale.

4.5.4 Kornstørrelsesanalyse

Kornstørrelsesanalyse er utført i kjernene MF2018-1 og MF2018-2 fra Tverrbergvatnet og MF2018-5 fra Botn. Den relative fordelingen av materialet er illustrert i Figur 38, Figur 39 og Figur 40. Her har de fire gruppene av silt blitt slått sammen til én, og i teksten beskrives kornstørrelsene «sand», «silt» og «leire» hver for seg.

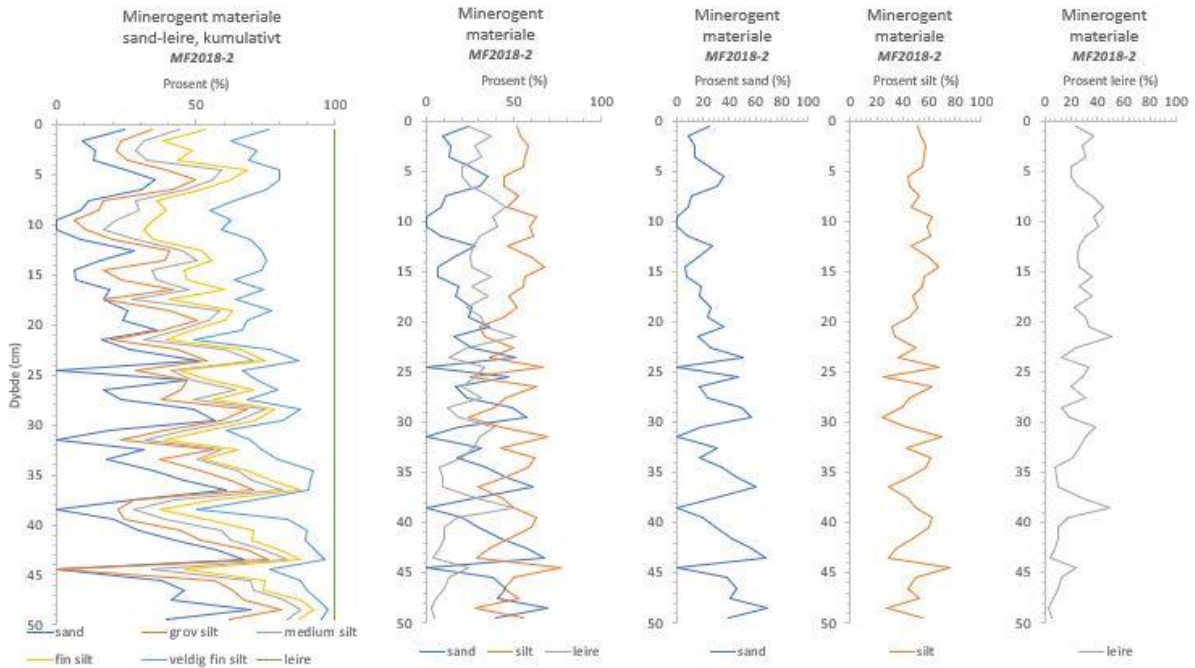


Figur 38: Grafene viser fordelingen av de minerogene kornstørrelser i kjerne MF2018-1. Den første grafen er en kumulativ fremvisning av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire. De forholdsmessige verdiene av sand, sammenlagt silt, og leire er fremstilt både som en samlet graf og hver for seg.

I MF2018-1 har innholdet av sandpartikler sunket svakt. Grafen synker fra bunnen (34 cm) til 7 cm, deretter er det en svak stigning til 0 cm. Store svingninger fra bunn til 20 cm.

Innholdet av silt har økt fra 16,5 % i bunnen av kjernen til 66,3 % ved 6 cm. Fra bunnen og opp til 25 cm er grafen jevn, og fra 25 cm til 6 cm øker grafen. Mellom 6 cm og 0 cm går innholdet ned til 41,6 % før det går opp til 58,5 % i toppen. Det er de finere siltkornene som har størst bestanddel.

Innholdet av leire er generelt synkende gjennom kjernen, og innholdet går fra 51,3 % i bunnen til 21,2 % i toppen. Det er to topppunkter i grafen, disse er på 88,7 % ved 32,5 cm og 48,2 % ved 2 cm. Det er et markant bunnpunkt på 24,3 % ved 19,5 cm.

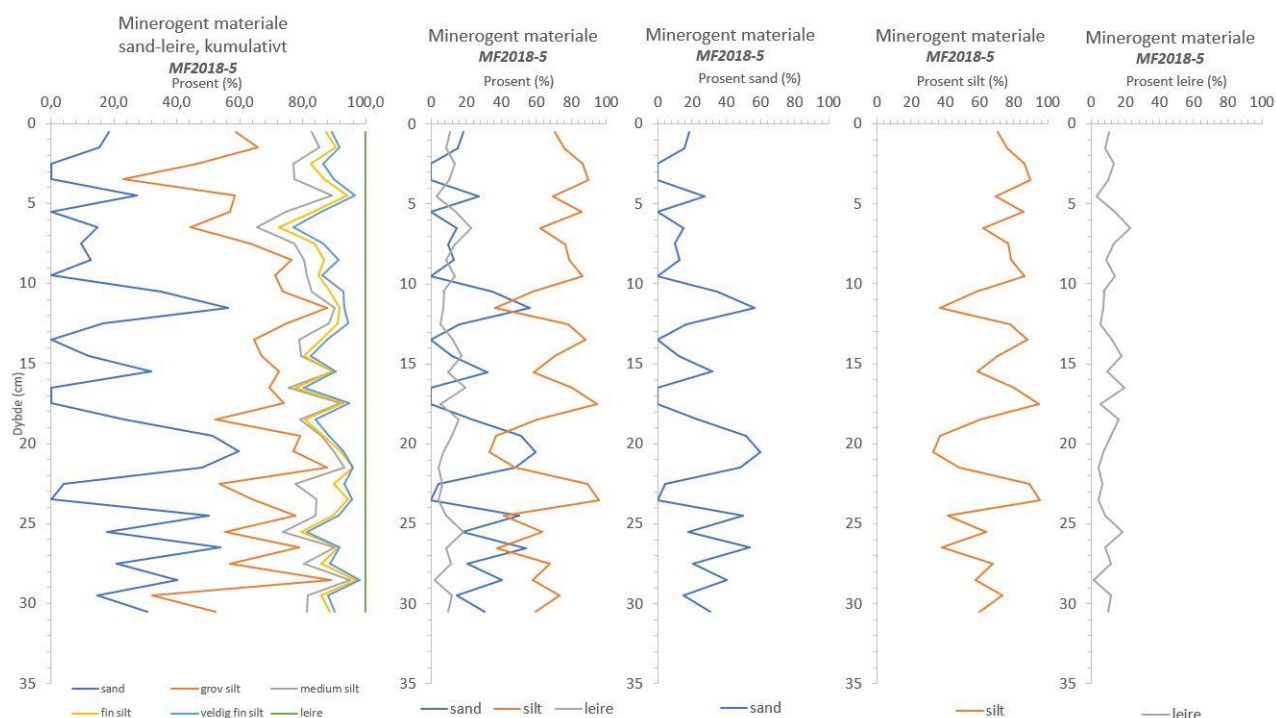


Figur 39: Grafene viser fordelingen av de minerogene kornstørrelser i kjerne MF2018-2. Den første grafen er en kumulativ fremvisning av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire. De forholdsmessige verdiene av sand, sammenlagt silt, og leire er fremstilt både som en samlet graf og hver for seg.

I MF2018-2 har innholdet av sandpartikler generelt sunket fra bunn til topp. Grafen er synkende fra bunnen og opp til 10 cm, og har store svingninger fra bunnen og opp til ca. 24 cm. Fra 10 cm til 0 cm er grafen svakt stigende.

Siltinnholdet har holdt seg stabilt gjennom kjernen, men svingningene endres fra å gå mellom 70 % og 25 % fra bunnen av kjernen og opp til 25 cm, til å gå mellom 60 % og 30 % fra 25 cm til toppen.

Leirinnholdet er stigende fra bunnen til rundt 8 cm og går fra 0% til 40%. Fra 8 cm til toppen synker grafen ned til ca. 20%. Svingningene er varierende gjennom hele grafen, og den mest markante svingningen er ved 38 cm dyp.



Figur 40: Grafene viser fordelingen av de minerogene kornstørrelser i kjerne MF2018-5. Den første grafen er en kumulativ fremvisning av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire. De forholdsmessige verdiene av sand, sammenlagt silt, og leire er fremstilt både som en samlet graf og hver for seg.

Kjerne MF2018-5 har en generelt synkende trend av sandpartikler. Fra bunnen til 25 cm er fordelingen relativt jevn, mens det er store svingninger fra 0% til 60% mellom 25 cm og 10 cm. Fra 10 cm og opp mot toppen er svingningene mindre og sandinnholdet varierer mellom 0% og 20%.

Innholdet av silt er jevnt til svakt stigende. Fra bunnen og opp til 25 cm ligger siltinnholdet på rundt 60% med noen svingninger mellom 40% og 80%. Fra 25 cm til 10 cm er det store svingninger mellom 25% og 100%, fra 10 cm til toppen ligger svingningene rundt 80%.

Leirinnholdet er relativt jevn gjennom hele kjernen. Svingningene varierer fra 0% til 20%.

4.5.5 Askepartikler

Det ble gjort et funn av aske i preparat 10-11 fra MF2018-5 som tilsvarer en dybde på 10 cm (Hassum & Patelis Røyrvik, 2019). Askepartiklene ble funnet ved å bruke tilnærmingen av Kievits (2011) og tolket tilsvarende å være avsatt etter utbruddet av vulkanen Eyjafjallajökull på Island i 2010 (Hassum & Patelis Røyrvik, 2019).

4.6 Røntgenfluorescens

De valgte elementene fra røntgenfluorescensanalysen er valgt på grunnlag av at de har utslag som gir rom for videre tolkning. Rådata til utvalgte og resterende elementer er lagt ved i Appendiks II.

Kalium og kalsium er viktige næringsstoffer for planter og dyr (Økland, 1998). I tillegg er det særlig diatoméene som har behov for silisium, fordi hovedbestanddelen av skallene består av fast kiselsyre ($\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Silisium utgjør dessuten 30% av berggrunnen (Økland, 1998).

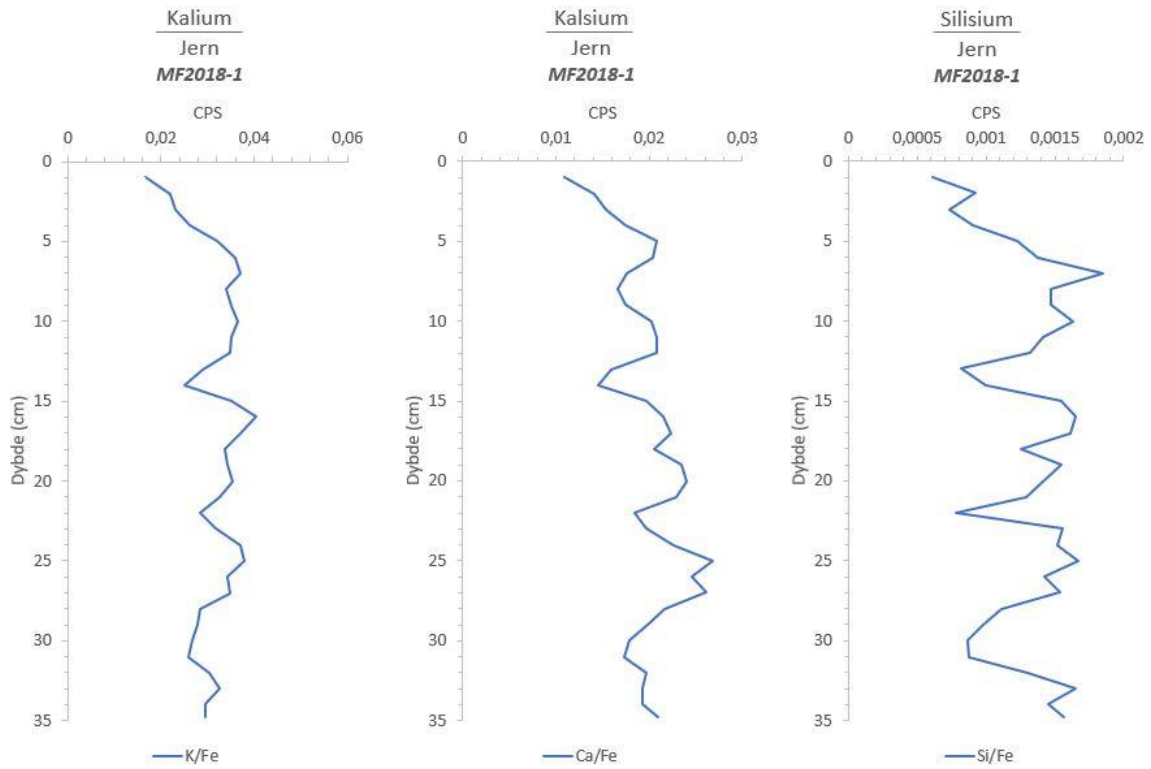
Bly og brom er elementer som følger klimaindikasjoner. Bly er et nedfallsstoff som ligger blant annet fryst fast i isbreene, mens brom, i form av bromidioner, fester seg til organisk materiale (UiO, 2018).

I fremstilling av grafene er det brukt forholdet av element mot jern (element/Fe) fordi verdiene til jern er dominerende i utfallet av testene. Utslaget for elementene kan derfor bli påvirket av jernverdiene, så for å redusere påvirkningsgraden og gjøre verdiene mer reelle blir hvert enkelt element satt opp mot jern.

Jern er også presentert ettersom det kan påvirke resultatene i andre tester. Jern er et av de vanligste ferromagnetiske materialene, og påvirker derfor målingene av magnetisk susceptibilitet (Limnological Research Center Core Facility, 2009).

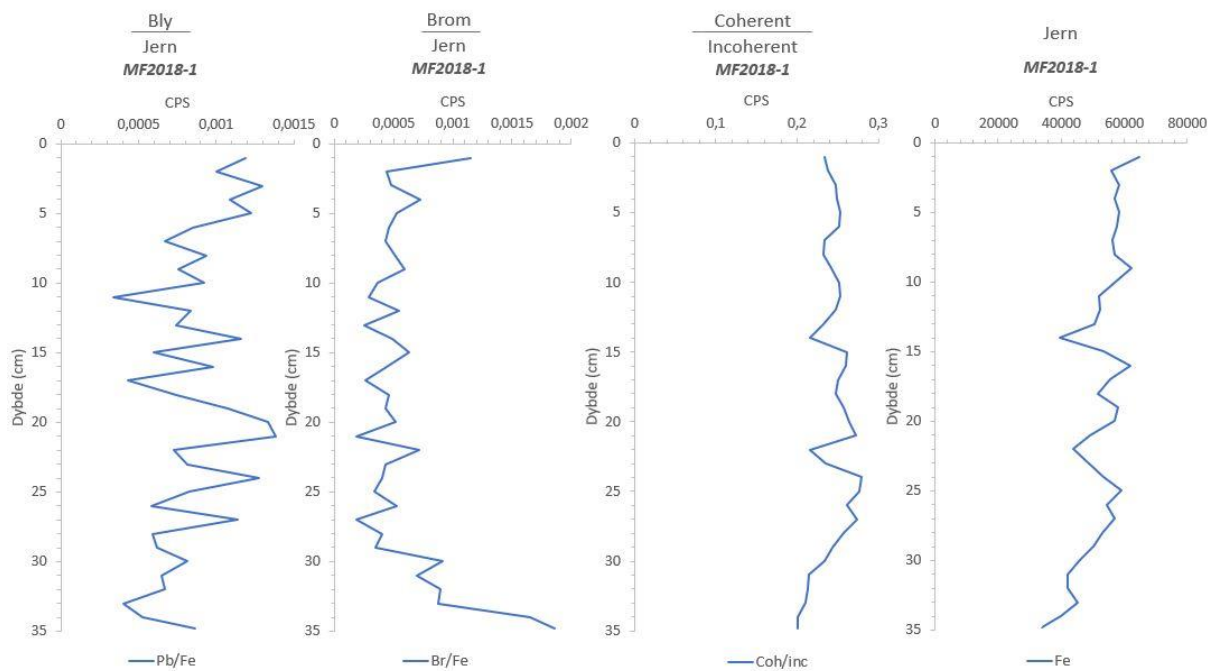
4.6.1 MF2018-1 (Tverrbergvatnet)

Elementanalysen av kjerne MF2018-1 er illustrert av grafene i Figur 41, Figur 42. Grafene viser kalium/jern (K/Fe), kalsium/jern (Ca/Fe), silisium/jern (Si/Fe), bly/jern (Pb/Fe), brom/jern (Br/Fe), og jern (Fe). I tillegg viser Figur 42 forholdet mellom koherent og ikke-koherent materiale (coherent/incoherent) som viser endring i fasene tetthet og/eller vanninnhold.



Figur 41: Grafene viser endringene for K/Fe, Ca/Fe og Si/Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-1

Verdiene av kalium (K/Fe), kalsium (Ca/Fe) og silisium (Si/Fe) viser alle samme svingninger og trender for elementene. Størrelsen på svingningene er derimot ulike for de tre elementene. De tre grafene viser en nedgang ved 35-30 cm, 22 cm, 12 cm og 5-0 cm. Økningen i elementene er ved 30-23cm, 21-15cm og 11-5cm.



Figur 42: Grafene viser endringene i Pb/Fe, Br/Fe, coherent/incoherent og Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-1

Blygrafen viser stigende verdier fra bunnen til 20 cm. Fra 20 cm til 10 cm synker verdiene, før de øker igjen fra 10 cm til toppen. Det er svingninger gjennom hele grafen.

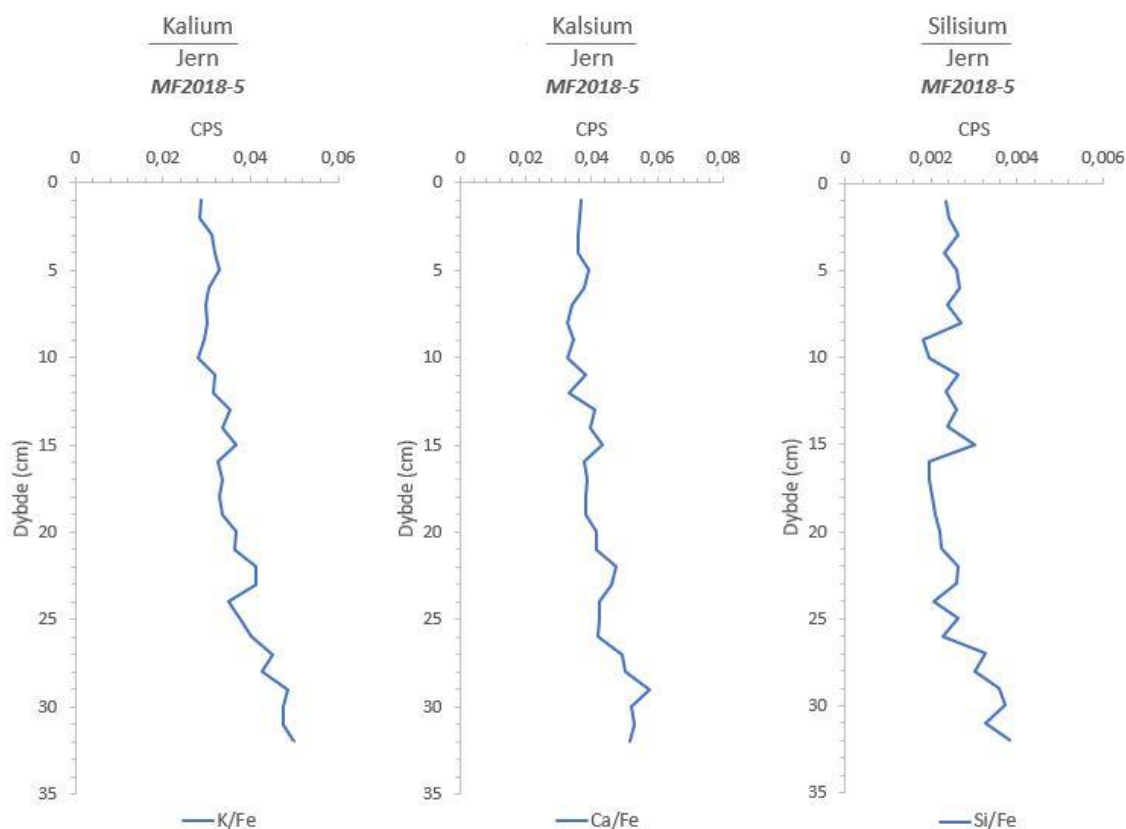
Grafen for brom (Br/Fe) viser synkende verdier fra 35 cm, ved 30 cm er det en jevn – svakt stigende trend til toppen.

Grafen for coherent/incoherent er relativt jevn. Den stiger litt fra bunn til 25 cm, før den avtar mot toppen. Det er to negative avvik ved 22 cm og 14 cm.

Grafen for jern er relativt jevn. Det er to negative avvik fra 25 cm til 20 cm og fra 16 cm til 14 cm.

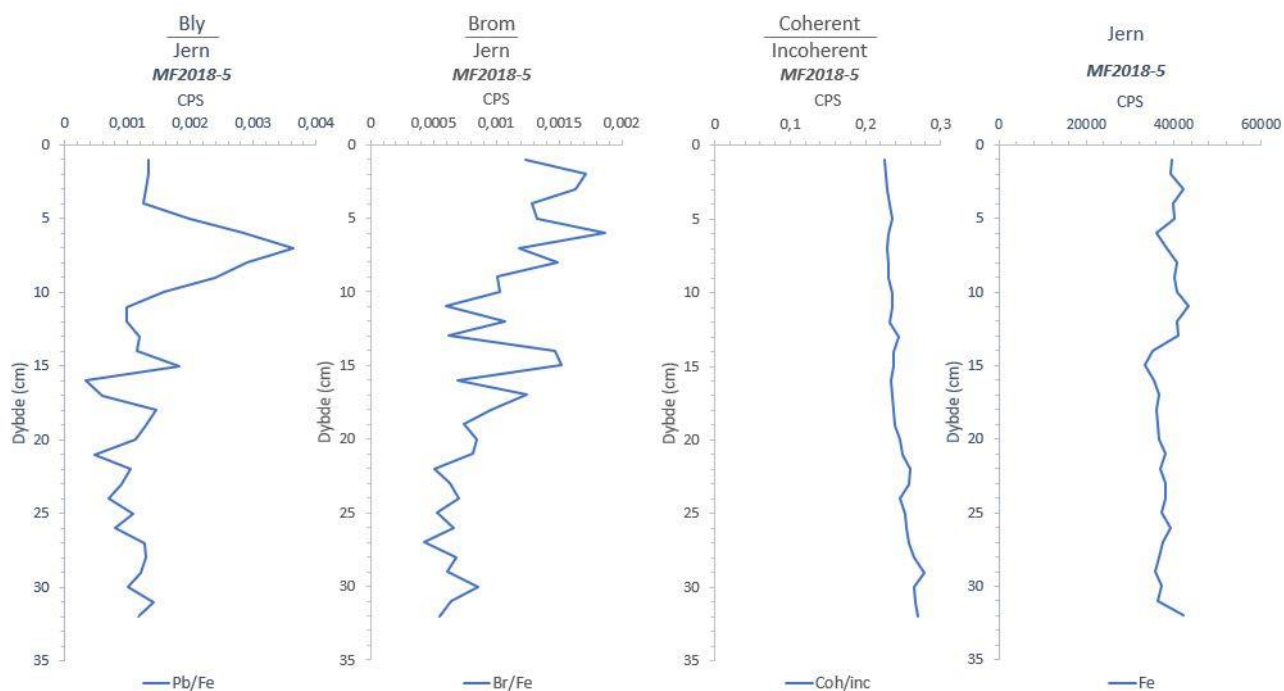
4.6.2 MF2018-5 (Botn)

Elementanalysen av kjerne MF2018-5 er illustrert av grafene i Figur 43 og Figur 44. Grafene viser kalium/jern (K/Fe), kalsium/jern (Ca/Fe), silisium/jern (Si/Fe), bly/jern (Pb/Fe), brom/jern (Br/Fe), coherent/incoherent og jern (Fe).



Figur 43: Grafene viser endringene for K/Fe, Ca/Fe og Si/Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-5

Grafene til kalium (K/Fe), kalsium (Ca/fe) og silisium (Si/Fe) viser relativt like variasjoner med en svakt negativ trend fra bunnen mot toppen. Nedgangen er størst fra 32 cm til 25 cm, med svak økning ved 22 cm og 15 til 10 cm.



Figur 44: Grafene viser endringene i Pb/Fe, Br/Fe, coherent/incoherent og Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-5

Blygrafen (Pb/Fe) viser synkende verdier fra bunnen til 19 cm. Fra 19 cm øker grafen mot toppen, hvor det er en markant svingning ved 7 cm.

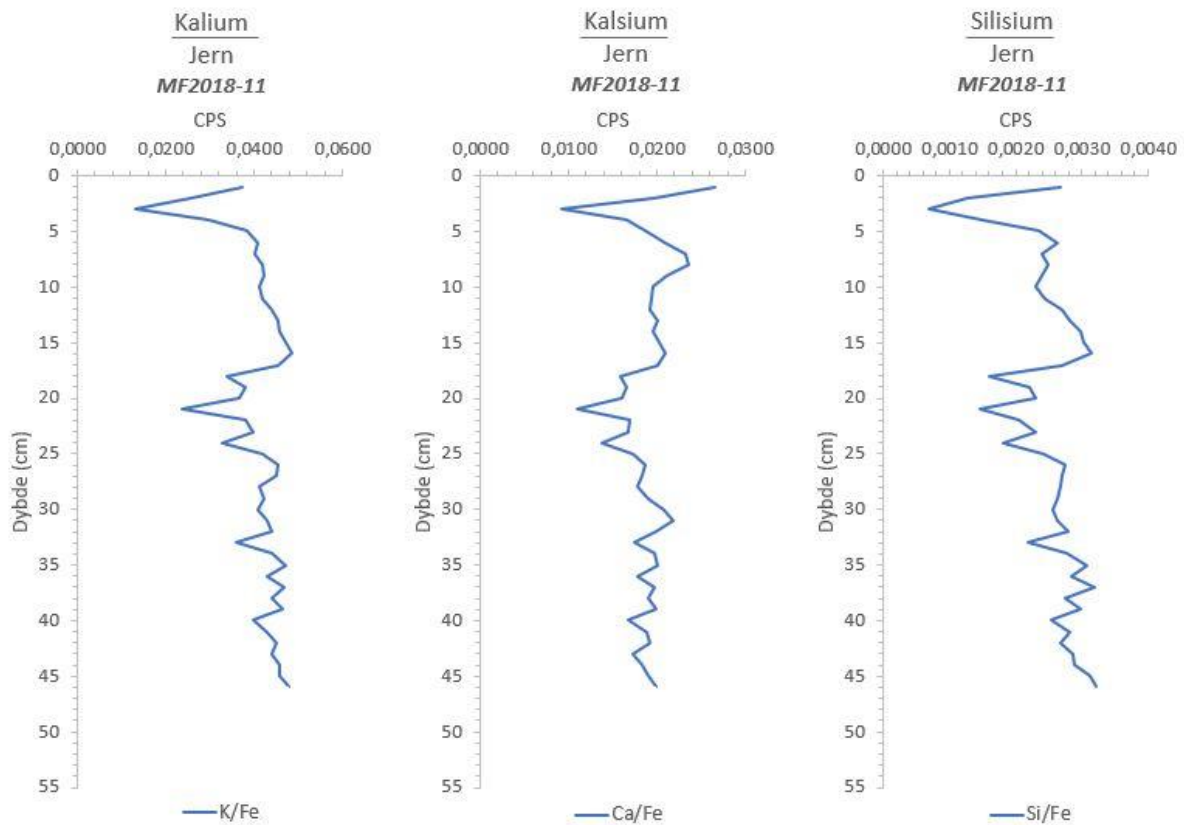
Verdiene til brom (Br/Fe) er generelt stigende, men med noen svingninger. Det er et økende avvik ved 15 cm, mens det synker fra 5 cm mot toppen.

Coherent/incoherent viser en jevnt synkende graf fra bunnen mot toppen.

Grafen for jern holder seg stabil gjennom kjernen, med unntak av en positiv forskyvning ved 14 cm.

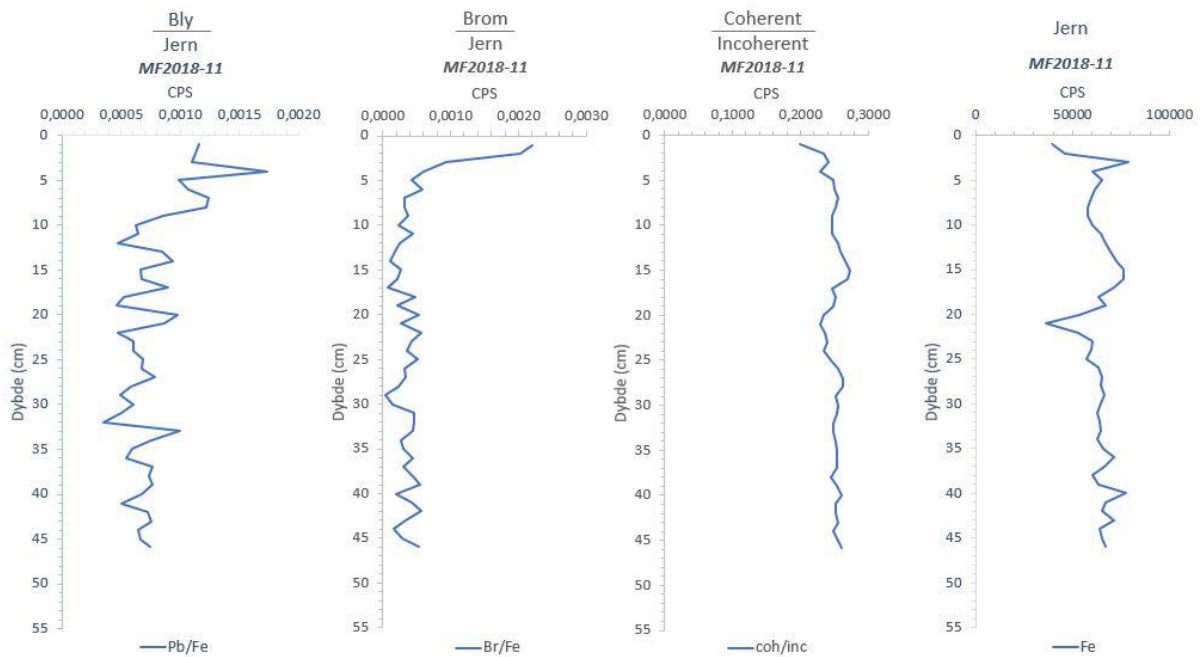
4.6.3 MF2018-11 (Tang)

Elementanalysen av kjerne MF2018-11 er illustrert av grafene i Figur 45 og Figur 46. Grafene viser kalium/jern (K/Fe), kalsium/jern (Ca/Fe), silisium/jern (Si/Fe), brom/jern (Br/Fe), coherent/incoherent og jern (Fe).



Figur 45: Grafene viser endringene for K/Fe, Ca/Fe og Si/Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-11

Svingningene for de tre grafene kalium (K/Fe), kalsium (Ca/Fe) og silisium (Si/Fe) viser samme trender; det er en negativ trend fra bunnen opp til 40 cm, før det blir en liten økning frem til 35 cm. Fra 35 cm opp til 25 cm er det noen ulikheter i de tre elementene, før de fra 25 cm til 15 cm har tre negative svingninger. Fra 15 cm opp til 5 cm er det veldig lite variasjoner før det kommer et hopp ved 2 cm. Alle tre har synkende trend fra ca. 33 cm og opp til ca. 3 cm.



Figur 46: Grafene viser endringene i Pb/Fe, Br/Fe, coherent/incoherent og Fe i CPS (counts per second) i kjerne MF2018-11

Blygrafen (Pb/Fe) viser en svak nedgang fra bunnen til 32 cm, fra 32 cm til 17 cm er grafen jevn, men med noen svingninger. Fra 17 cm til toppen stiger grafen.

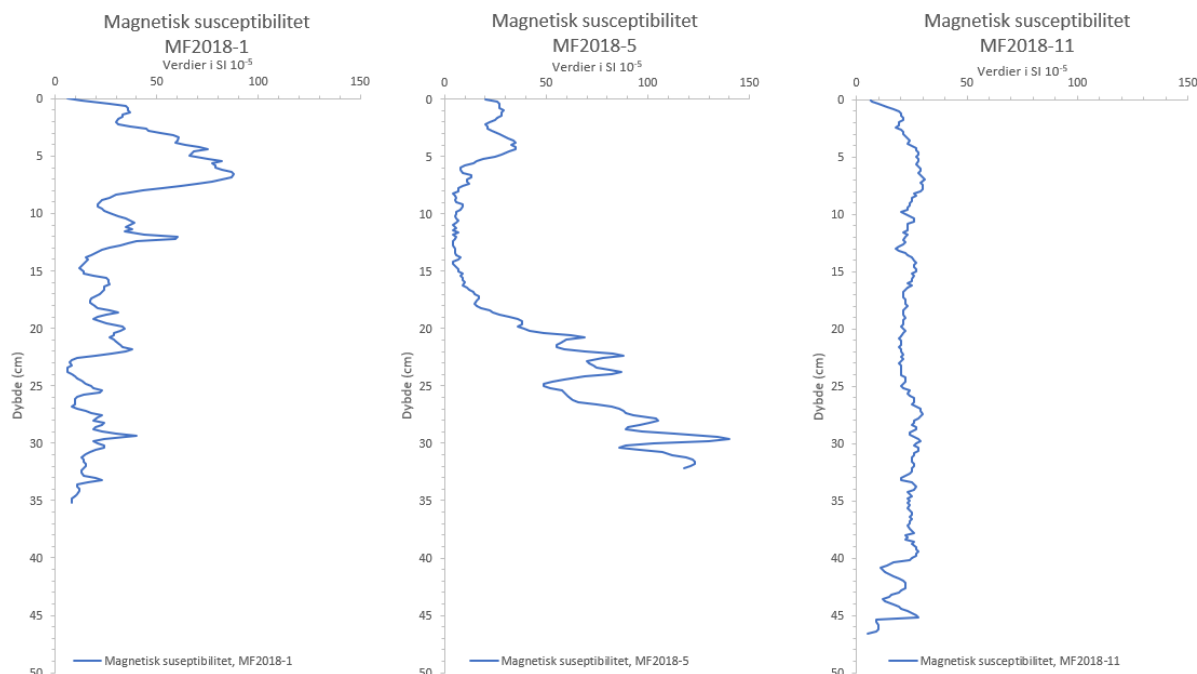
Grafen til brom (Br/Fe) er relativt jevn med små svingninger fra bunnen opp til 5 cm hvor det blir en økning mot toppen.

Coherent/incoherent viser en jevn trend fra bunnen og opp til 27 cm. Fra 27 cm til 15 cm er den svingning på grafen før den minker fra 15 cm mot toppen.

Grafen for jern er svakt synkende med noen svingninger fra bunnen til 23 cm. Fra 23 cm skjer en drastisk negativ svingning frem til 20 cm. Etter svingningen synker grafen frem til ca. 7 cm før den stiger frem til 4 cm. Fra 4 cm til toppen av kjernen synker grafen kraftig.

4.7 Magnetisk susceptibilitet

Resultatene fra magnetisk susceptibilitet for kjernene MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11 er presentert i Figur 47. Rådataene for magnetisk susceptibilitet er lagt ved i Appendiks II.



Figur 47: Grafene viser endringene i magnetisk susceptibilitet for kjernene MF2018-1, MF2018-5 og MF2018-11

I kerne MF2018-1, fra Tverrbergvatnet, er det en jevn trend fra bunnen og opp til ca. 25 cm. Ved 23 cm forekommer det en drastisk stigning fra omtrent 10 SI 10⁻⁵ til omtrent 38 SI 10⁻⁵ ved 22 cm. Etter stigningen er det svingninger som fører til at den magnetiske susceptibiliteten synker frem til en ny drastisk stigning starter ved 15 cm. Fra 15 cm stiger verdiene fra 15 SI 10⁻⁵ til 60 SI 10⁻⁵ ved 12,5 cm. Fra 12,5 cm synker verdiene drastisk fra 60 SI 10⁻⁵ til 20 SI 10⁻⁵ ved 9 cm. Ved 9 cm starter den kraftigste stigningen i kjernen hvor verdien går fra 20 SI 10⁻⁵ til toppunktet på 88 SI 10⁻⁵ ved 6 cm. Fra 6 cm synker verdiene jevnt ned til omtrent 10 SI 10⁻⁵ på toppen av kjernen.

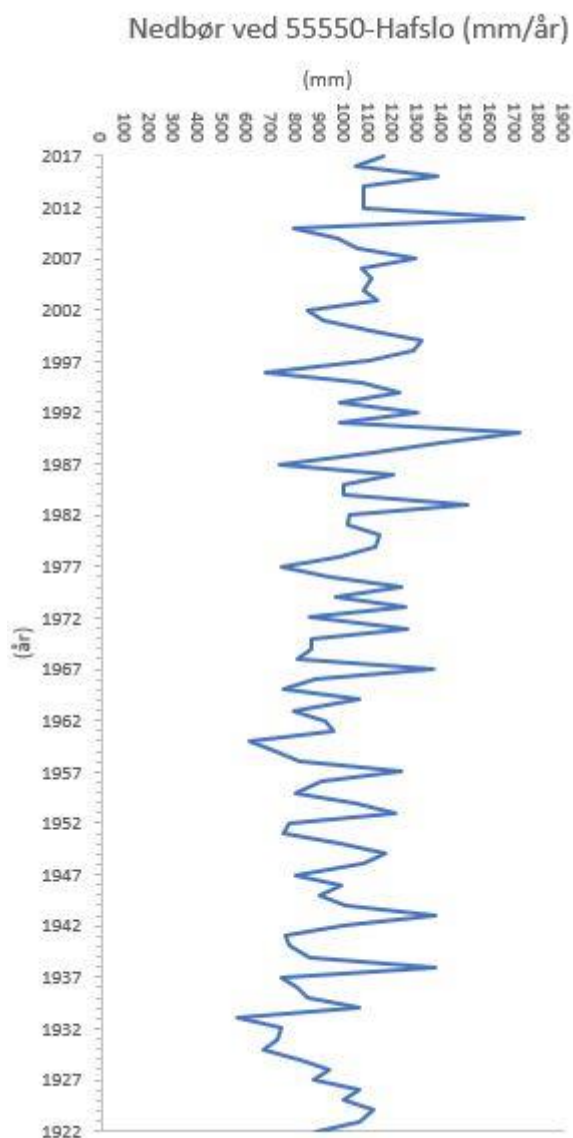
I kerne MF2018-5, fra Botn, er det en tydelig synkende trend fra bunnen mot toppen av kjernen. Fra bunnen til toppunktet på 140 SI 10⁻⁵ ved 29 cm er det en svingning. Fra toppunktet på 29 cm synker verdiene jevnt ned til 50 SI 10⁻⁵ ved 25 cm. Ved 25 cm stiger verdien opp til omtrent 90 SI 10⁻⁵ ved 24 cm, etterfulgt av en svingning frem til 22 cm. Fra 22 cm synker verdien jevnt fra omtrent 90 SI 10⁻⁵ til omtrent 10 SI 10⁻⁵ ved 15 cm. Fra 15 cm holder verdien seg på jevn og svinger mellom 5-15 SI 10⁻⁵ frem til 6 cm. Fra 6 cm stiger verdien til 35 SI 10⁻⁵ ved 4 cm. Fra 4 cm til toppen av kjernen svinger verdiene mellom 20 - 30 SI 10⁻⁵.

I kerne MF2018-11, fra Tang, er det en jevn trend gjennom hoveddelen av kjernen. Fra bunnen av kjernen til 40 cm er det bråe svingninger mellom 10- omtrent 30 SI 10⁻⁵. Fra 40 cm svinger verdien mellom 20-30 SI 10⁻⁵ frem til 5 cm. Fra 25-17 cm holder verdien seg

relativt stabilt rundt $20 \text{ SI } 10^{-5}$. Fra 5 cm til toppen av kjernen synker verdiene jevnt fra $30\text{-}10 \text{ SI } 10^{-5}$.

4.8 Nedbør

Nedbørsdata er hentet fra «eklima» for nedbørstasjon 55550-Hafslo, og rådataene ligger vedlagt i Appendiks IV. Årlig nedbørsmengde er en sum av alle månedlige nedbørsverdier det gjeldende året i millimeter, og vises i Figur 48.



Figur 48: Grafen viser endringen i nedbør for værstasjon 55550-Hafslo i tidsrommet 1960 til 2016. Data hentet fra eklima 2018.

Fra 1922 til 1954 lå nedbøren gjennomsnittlig på rundt 900 mm/år. Nedbøren økte fra ca. 900 mm/år i 1954 til 950 mm/år i 1985, tilsvarende en økning av gjennomsnittlig 1,56 mm/år.

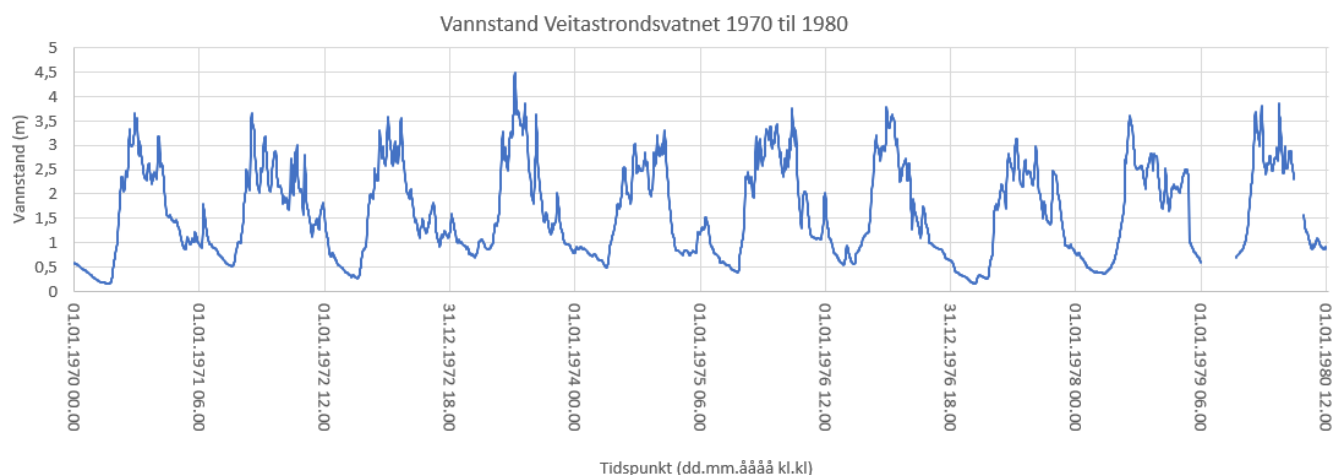
Økningen fra 1985 til 2017 var til 1100 mm/år, tilsvarende en økning av gjennomsnittlig 4,83 mm/år.

Nedbørsendringer er mer detaljert beskrevet i avsnitt 2.3 klima.

4.9 Vannstand

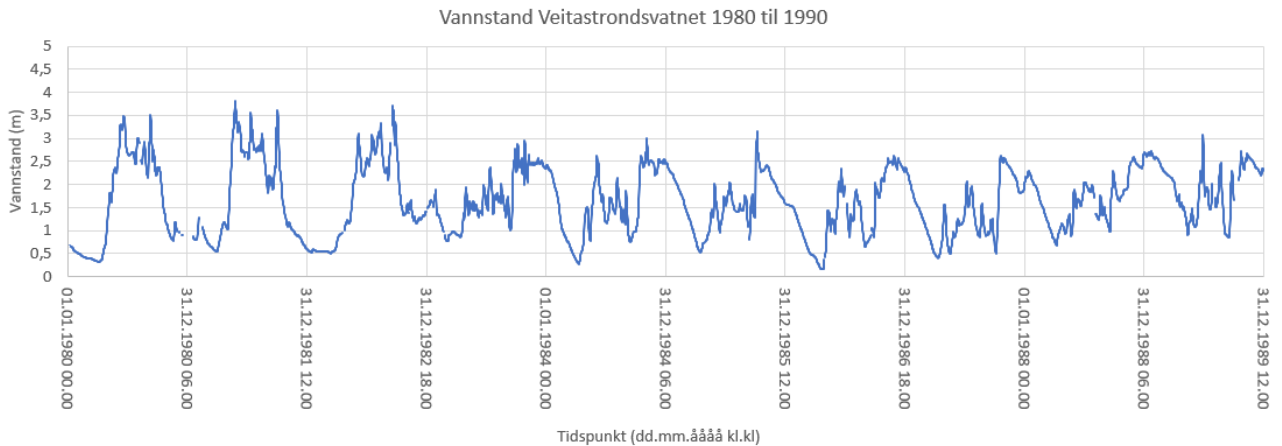
Vannstandsdata fra Veitastrondsvatnet er hentet fra målestasjon 77.2.0.1000.1 Veitastrondsvatn (i drift fra 1900 til 28.10.1982) og magasinastasjon 77.2.0.1000.2 Veitastrondsvatn (i drift fra 28.10.1982) (Videresendt av Torbjørn Dale i 2018, etter epost av Ronny Løland, NVE, i 2017). Vannstandsdataene ligger vedlagt i Appendiks IV.

Perioden fra 1970 – 2017 er presentert i tiårsperioder (Figur 49-Figur 53). Perioden 1990 til 2000 er oppdelt i to partier: 1990 til 1993 og 1997 til 2000. Årsaken for dette er at det ikke ble gjort vannstandsmålinger i årene 1993 til 1997. Perioden 2010 til 2017 er også kortere grunnet at datasettet ikke strekker lengre. Merk at fra 06.01.1900 til 01.01.1997 ble vannstanden målt i meter over et ukjent nullpunkt, mens fra 01.01.1997 er vannstanden målt i meter over havet (moh.).



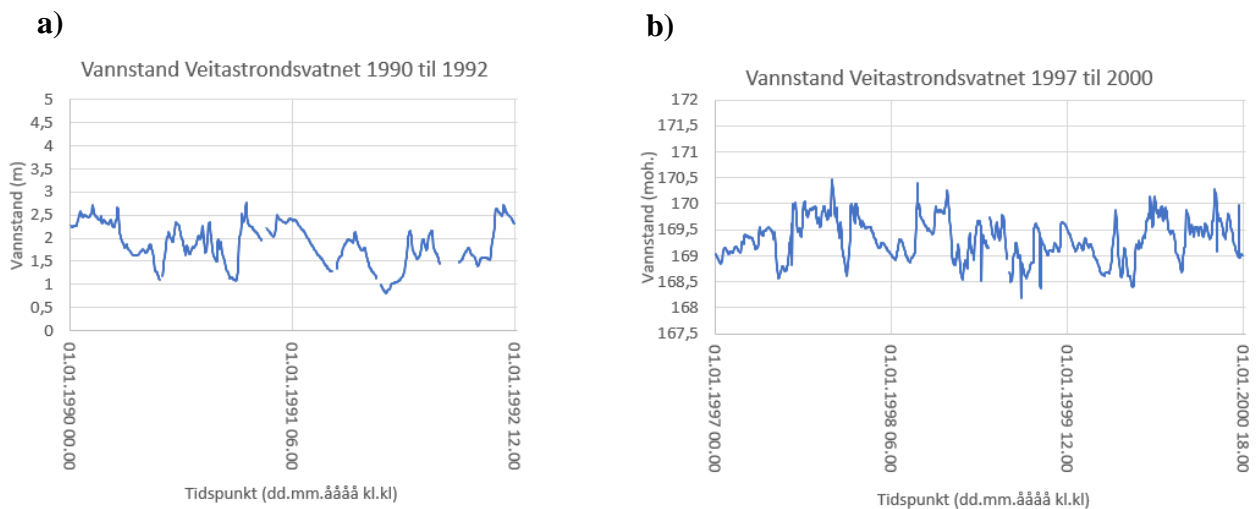
Figur 49: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1970 til 1980. Data hentet fra NVE 2017.

Perioden 1970 til 1980 (Figur 49) er preget av et mønster med tydelige sesongvariasjoner med lav vannstand på vinteren og høy vannstand på sommeren.



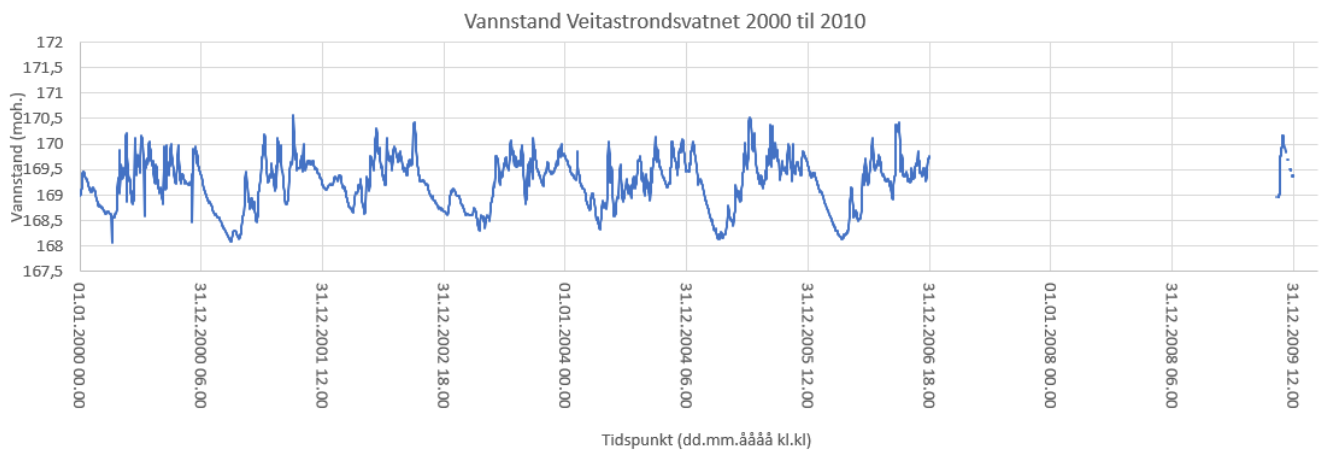
Figur 50: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1980 til 1990. Data hentet fra NVE 2017.

I perioden 1980 til 1983 (Figur 50) ses det samme mønsteret som i perioden 1970 til 1980 (Figur 49). Fra 1983 skjer det en endring der det tydelige mønsteret forsvinner og sesongvariasjonene blir mindre tydelige. Endringen er vedvarende i perioden 1983 til 1990 hvor vannstanden er lavere i sommermånedene og høyere i de siste månedene av årene i forhold til årene før 1983.



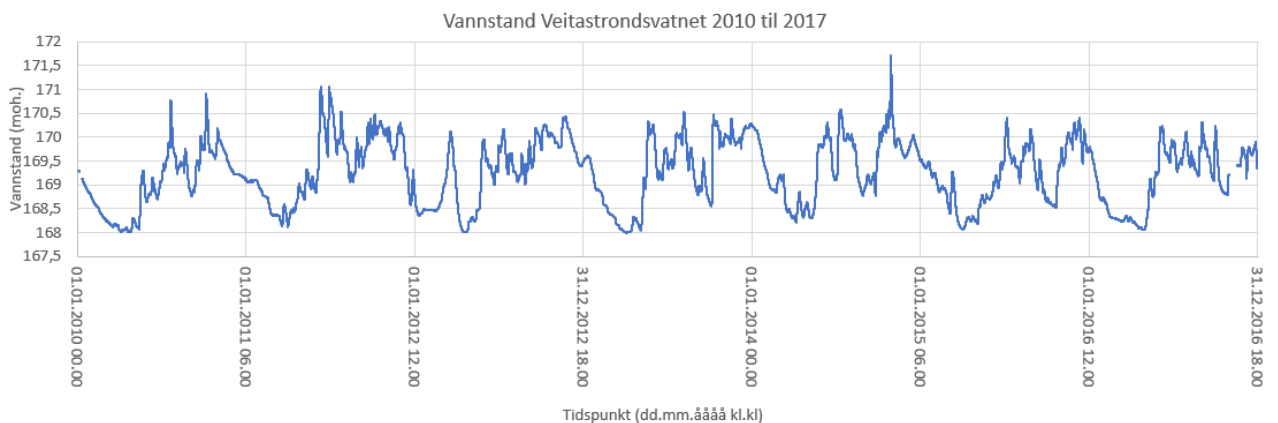
Figur 51a og b: a) Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1990 til 1992. b) Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1997 til 2000. Data hentet fra NVE 2017.

Perioden 1990 til 2000 (Figur 51) er delt i periodene 1990 til 1992 (Figur 51a) og 1997 til 2000 (Figur 51b) grunnet brudd i målingene. Mønsteret i 1990 til 1992 har en synkende vannstand i begynnelsen av året som øker i sommermånedene. Etter en senkning på sensommeren stiger vannstanden igjen frem til slutten av året. I perioden 1997 til 2000 er det ikke noe tydelig mønster fra år til år og vannstanden svinger oftere enn i 1990 til 1992.



Figur 52: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 2000 til 2010. Data hentet fra NVE 2017.

Perioden 2000 til 2010 (Figur 52) har et brudd i data fra 2007 til slutten av 2009. En kan i denne perioden se et nytt mønster med synkende vannstand fra begynnelsen av året. Vannstanden stiger på våren og holder seg på samme nivå resten av året med noen svingninger.



Figur 53: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 2010 til 2017. Data hentet fra NVE 2017.

I perioden 2010 til 2017 (Figur 53) ses et lignende mønster som i perioden 2000 til 2010 (Figur 52).

4.10 Erosjon

Under arbeidet til de Wolff (2017) ble det påvist erosjon under befaring ved Straumane og Tverrbergvatnet (Figur 2), men en kartlegging av områder påvirket av erosjon ble ikke gjort. For å få en bedre oversikt over erosjonen ble det utført befaringer 28.08.2018, 13.12.2018 og 08.05.2019. Det ble ved disse befaringene funnet flere spor etter erosjon (Figur 54a-d) som kan brukes til en grov kartlegging av erosjon i Tverrbergvatnet og Straumane.



Figur 54 a-d: a) Bilde viser undergraving langs den vestlige delen av Tverrbergvatnet. b) Bilde viser en frittstående gressstust hvor alt omkringliggende jordsmonn er erodert bort. c) Bilde viser gjenstående røtter og stammer etter at jordsmonnet har blitt erodert bort. d) Bilde viser undergraving fra sør-østsiden av Tverrbergvatnet. Foto: Thea M. Hansen Storsveen, 2019.

Langs den vestlige delen av Tverrbergvatnet kan en se tydelige spor etter erosjon i form av undergraving (Figur 54a). Ved undergravingen vasker vannet ut jordsmonn fra innsjøens bredder og fører til at bare tyngre kornstørrelser som grus og stein blir værende igjen sammen med et overhengende gresslag (Figur 54d). Langs den sør-østlige siden av Tverrbergvatnet er det funnet mindre spor etter erosjon. Sporene omfatter undergraving, gjenstående røtter hvor alt jordsmonn er erodert bort (Figur 54c) og små tuster som står alene igjen i vannet etter at omkringliggende jordsmonn har blitt erodert bort (Figur 54b). Her har en grunneier fått bygget en forsterkningsmur i forkant av huset sitt for å hindre ytterligere erosjon (Figur 2E). Områder hvor påvirkning av erosjon er påvist er vist i Figur 55.



Figur 55: Kartet viser en grov kartlegging av områder med spor av erosjon påvist ved befaring. Forsterkningsmuren oppført av en grunneier er også markert. Kart produsert i ArcMap i 2019.

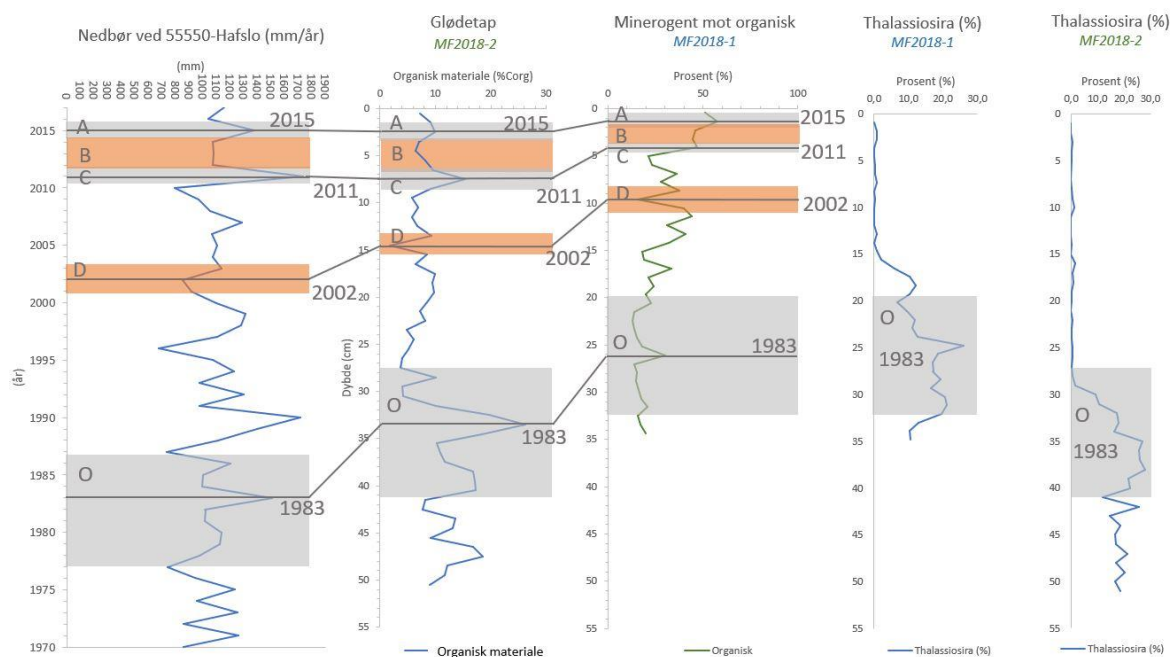
5. Datering av sedimentkjernene

Klimadata for Hafslo-området strekker seg tilbake til 1900, noe som gjør det mulig å relatere endringer i nedbørsdata til endringer i de ulike parametere i kjernene hentet i Tverrbergvatnet, Botn og Tang. Basert på askelaget funnet i kjerne MF2018-5 ved 10 cm (Hassum & Patelis Røyrvik, 2019) er det mulig å fastsette året 2010 og utbruddet fra Eyjafjallajökull på Island i sedimentene i Hafslovatnet. Denne tidfestingen gjør det mulig å bruke nedbørsdata til en relativ datering til kjernene som strekker seg ca. 40 år tilbake i tid.

Dateringen er en tolkning basert på resultatene fra de ulike datasettene.

5.1 MF2018-1 og MF2018-2

Datering av kjerne MF2018-1 og MF2018-2 er gjort på grunnlag av nedbørsdata, glødetap, minerogent materiale mot organisk materiale og diatoméen *Thalassiosira weissflogii*, og er illustrert i Figur 56.



Figur 56: Dateringen for kjerne MF2018-1 og MF2018-2. Minerogent mot organisk materiale og *Thalassiosira* fra MF2018-1 og glødetap og *Thalassiosira* fra MF2018-2 er satt opp mot nedbør ved Hafslo mellom 1970 og 2017. Grå linjer viser plasseringen av spesifikke år i de forskjellige kjernene og grått felt. «O» viser områdene før og etter 1983 i de forskjellige kjernene. De grå feltene A og C viser topper, mens de oransje feltene B og D viser bunner.

I perioder med økt nedbør følger økt tilførsel av organisk materiale. Nedbørsmønsteret i årene før og etter 1983 (1977-1987) har et veldig karakteristisk utseende. Dette mønsteret kan observeres i glødetapanalysen for MF2018-2 (42 cm til 27 cm), og et lignende tilsvarende mønster i kjerne MF2018-1 i minerogent mot organisk materiale (23,5 cm til 20 cm), selv om dette ikke er like markant. Disse korresponderende områdene kan dermed antas å være avsatt i perioden 1977-1987. Med det største avviket som 1983 ved henholdsvis 33,5 cm og 26 cm i de to kjerne.

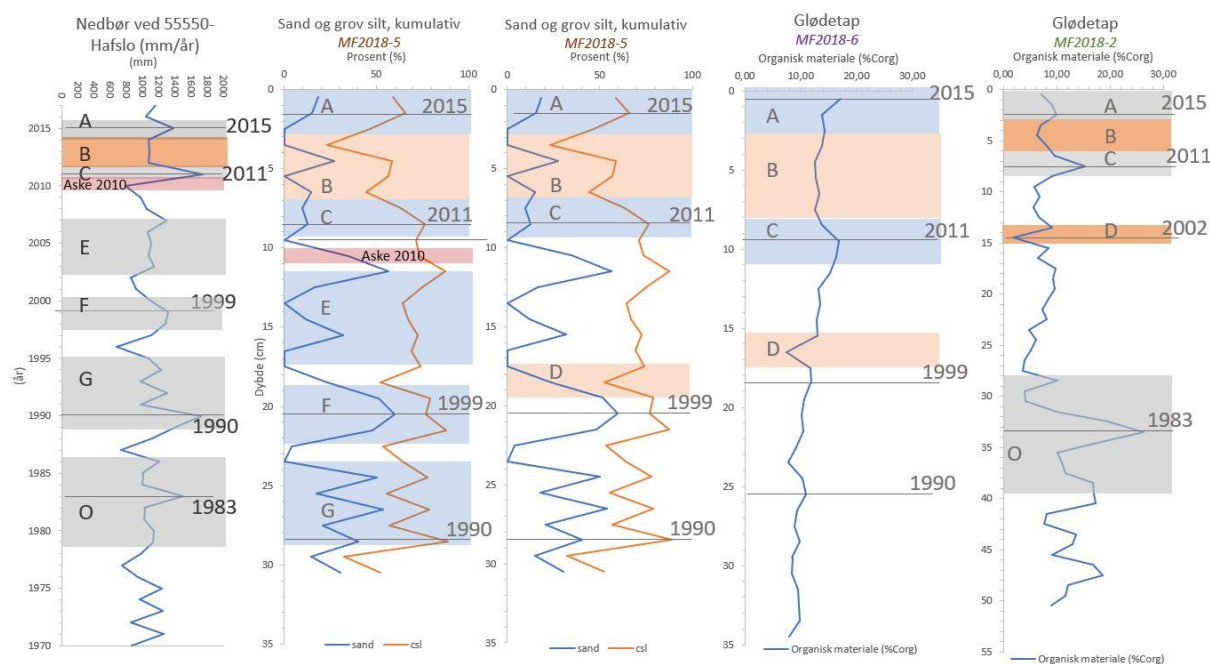
Året 2002 hadde ikke den minste mengden nedbør totalt, men lavest mengde organisk materiale. Dette kan skyldes en gradvis minkende nedbør siden 1999 noe som kan tenkes å påvirke tilførselen av organisk materiale mer enn kortvarige intervaller med lite nedbør. I tillegg er bevegelsermønsteret i etterfølgende år sammenfallende for de ulike grafene.

Nedbørstoppene 2011 og 2015 korresponderer med topper både på glødetap for MF2018-2 og minerogent mot organisk i MF2018-1.

Diatoméen *Thalassiosira weissflogii* sammenfaller med bevegelsermønsteret mellom 1977 og 1987, både for kjerne MF2018-1 og MF2018-2 selv om dette ikke er like tydelig.

5.2 MF2018-5 og MF2018-6

Datering av kjerne MF2018-5 og MF2018-6 er gjort på grunnlag av nedbørsdata, glødetap og kumulativ kurve av sand og grov silt. Det ble registrert et askelag i kjerne MF2018-5 ved 10 cm som indikerer utbruddet ved Eyjafjallajökull på Island i 2010. Grafene er illustrert i Figur 57. Horisonten med de spredte askepartiklene i kjerne MF2018-5 (Hassum & Patelis Røyrvik, 2019) bekrefter posisjonen av året 2010 i den relative dateringen basert på relasjoner til nedbør i samme kjerne.



Figur 57: Dateringen for kjerne MF2018-5 og MF2018-6 i henhold til årlig nedbør ved meteorologisk målestasjon ved Hafslø (55550). Det er brukt kumulativ mengde sand og silt i MF2018-5 og glødetap i MF2018-6. Glødetapgrafen til høyre viser en mulig overføring av dateringshorisontene mellom lokalitetene i Tverrbergvatn og ved Botn. Grå linjer viser plasseringen av spesifikke år i de forskjellige kjernene og grått felt. «O» viser områdene før og etter 1983 i de forskjellige kjernene. De grå feltene A og C viser toppe, mens de oransje feltene B og D viser bunner. Blå og Rosa felter er korrelert med Hassum & Patelis Røyrvik (2019) og samsvarer med henholdsvis grå og oransje felter.

Nedbørsavviket i 1990 passer med toppunktet på MF2018-5 ved 28,5 cm, dette kan også illustreres ved bevegelsesmønsteret i området rundt; årene 1989 til 1995 passer bevegelsesmønsteret til 29 cm til 24 cm (område E). Dette betyr at 1983 ikke er med i kjernene MF2018-5 og MF2018-6.

Den gradvise nedbørsøkningen fra 1996 til 1999 passer med veksten av mengden sand ved 22 til 20 cm på MF2018-5.

Området mellom 2003 og 2007 passer med området 17 til 12 cm (område C).

Aske som mest sannsynlig stammer fra det omtalte utbruddet av Eyjafjallajökull i 2010 ble funnet i smørepreparat tatt ved 10-11 cm sedimentdyp, noe som ligger tidsmessig like før året 2011 basert på nedbørsrelasjoner på ca. 9 cm sedimentdyp.

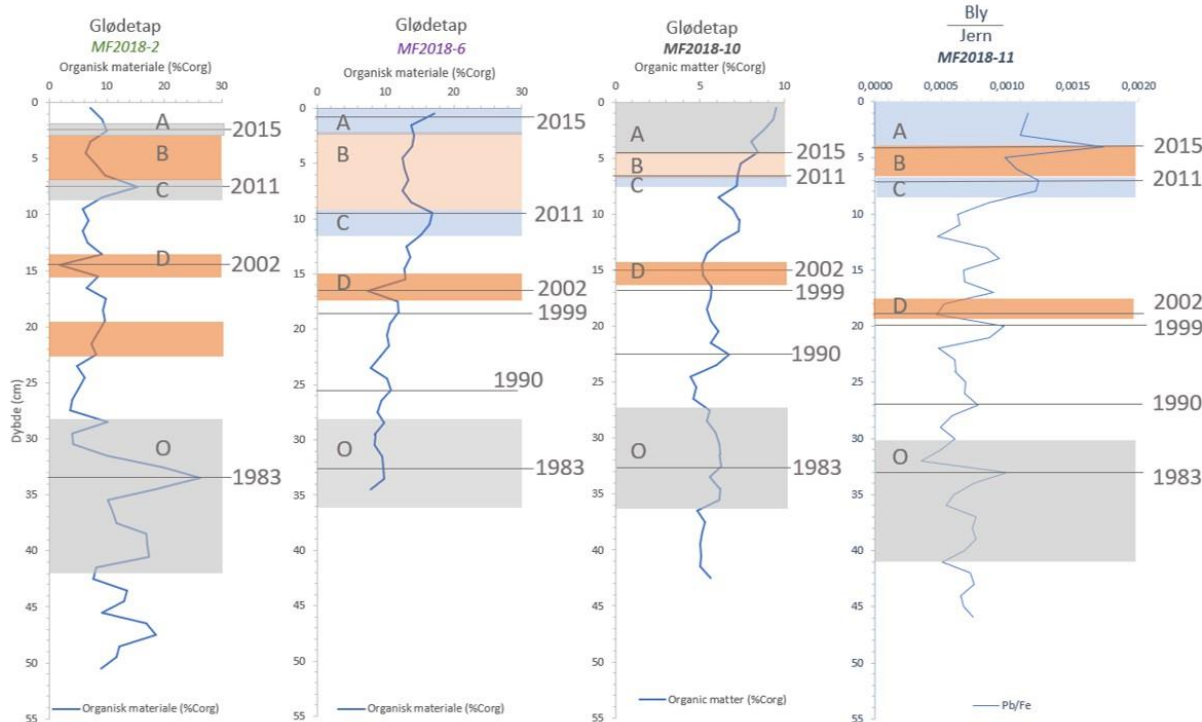
Nedbørstoppen i 2011 kan sees i en topp i sand og silt ved 8,5 cm i MF2018-5 og i en topp i organisk materiale i MF2018-6 (område B).

Nedbørstoppen i 2015 er satt til å være toppen i sand og silt ved 1,5 cm i MF2018-5 og en topp i organisk materiale i MF2018-6 (område A).

Dateringen anses å være rimelig også i forhold til lignende analyser og resultater gjort i Barsnesfjorden og Sogndalsfjorden ca. 5 km sør for Hafslovatnet i henhold til nedbørsrelasjoner (Dale & Paetzel, 2010) og funn av askepartikler relatert til utbruddet av Eyjafjallajökull i 2010 (Kievits, 2011)

5.3 MF2018-10 og MF2018-11

Glødetap i MF2018-10 ble korrelert mot glødetap i MF2018-2 og MF2018-6. I en studie ved Lake Nahu, i Wuhan i Kina (Yang, Xiong, & Yang, 2010), er det blitt påvist et forhold mellom mengden bly og organisk materiale. På bakgrunn av dette kan en se etter korrelasjon mellom organisk materiale (glødetap) i MF2018-10 og bly/jern i MF2018-11 og dermed få en datering av MF2018-11 (Figur 58). Det er også påvist at bly/jern forekommer naturlig og ikke på grunn av forurensing i disse kjernene (Hassum & Patelis Røyrvik, 2019).



Figur 58: Dateringen for kjerne MF2018-10 og MF2018-11 i henhold til glødetapgrafen i alle tre kjernelokaliteter som viser en mulig overføring av dateringshorisontene mellom lokalitetene i Tverrbergvatn, ved Botn og på Tang. Grå linjer viser plasseringen av spesifikke år i de forskjellige kjernene og grått felt. «O» viser områdene før og etter 1983 i de forskjellige kjernene. De grå feltene A og C viser topper, mens de oransje feltene B og D viser bunner. Blå og Rosa felter er korrelert med Hassum & Patelis Røyrvik (2019) og samsvarer med henholdsvis grå og oransje felter.

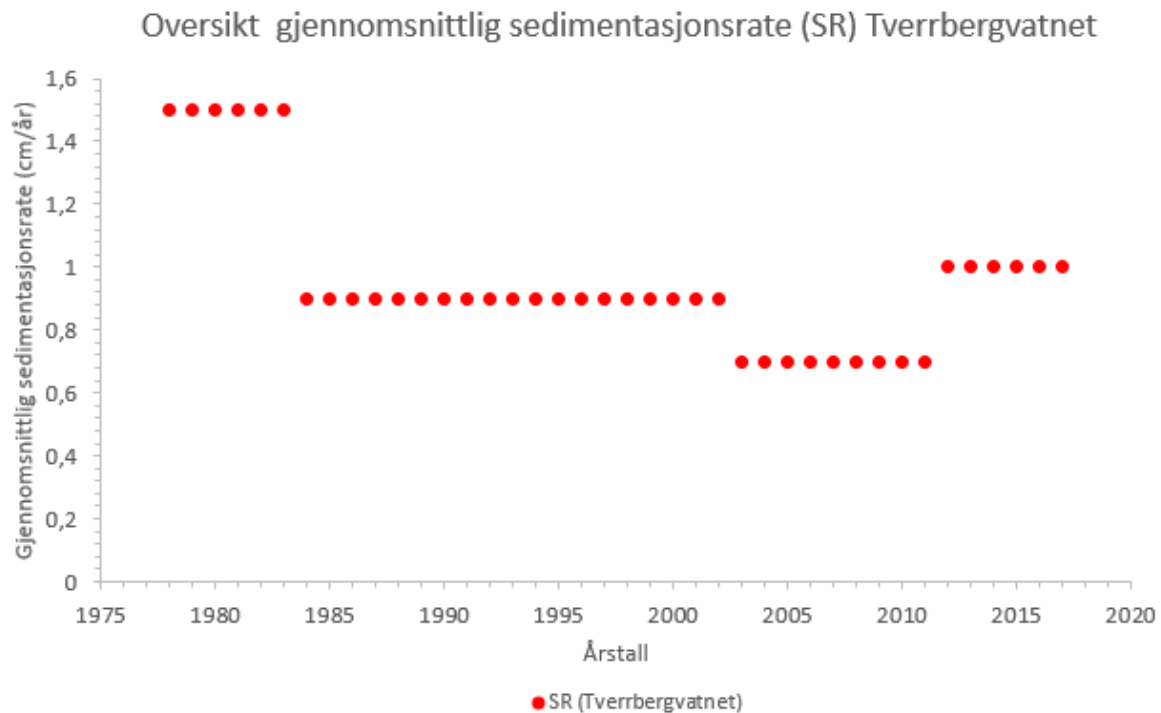
5.4 Sedimentasjonsrate basert på datering

Ut ifra dateringene til de ulike kjerne kan sedimentasjonsratene i de forskjellige kjernene fastsettes (Tabell 12). Merk at økningen i toppen av kjernene blant annet skyldes at materialet i toppen av kjernen er ukonsolidert.

Tabell 12: Sedimentasjonsraten til MF2018-1, MF2018-2, MF2018-5, MF2018-6, MF2018-10 og MF2018-11 fra 1978 til 2017. Merk at rosa årstall (2011-1999 og 1999-1990) er overlappende med andre dateringsperioder.

ÅR	Sedimentasjonsrate/år (cm/år)					
	MF2018-1	MF2018-2	MF2018-5	MF2018-6	MF2018-10	MF2018-11
2017-2011	0,69	1,25	1,25	1,25	1,37	1,44
2011-2002	0,61	0,78			0,77	1,09
2011-1999			1,09	0,77		
2002-1983	0,87	1,00			0,92	0,74
1999-1990			0,89			
1983-1978		1,50			0,70	1,60

I et gjennomsnitt av kjernene MF2018-1 og MF2018-2 har sedimentasjonsraten minket gradvis fra 0,9 cm/år mellom 1983 og 2002 til 0,7 cm/år mellom 2002 og 2011. Siden 2011 har sedimentasjonsraten økt igjen til ca. 1 cm/år (Tabell 13). Dette tilsier at sedimentasjonsraten i Tverrbergvatnet har gått ned etter 1983 (Figur 59; Tabell 13).



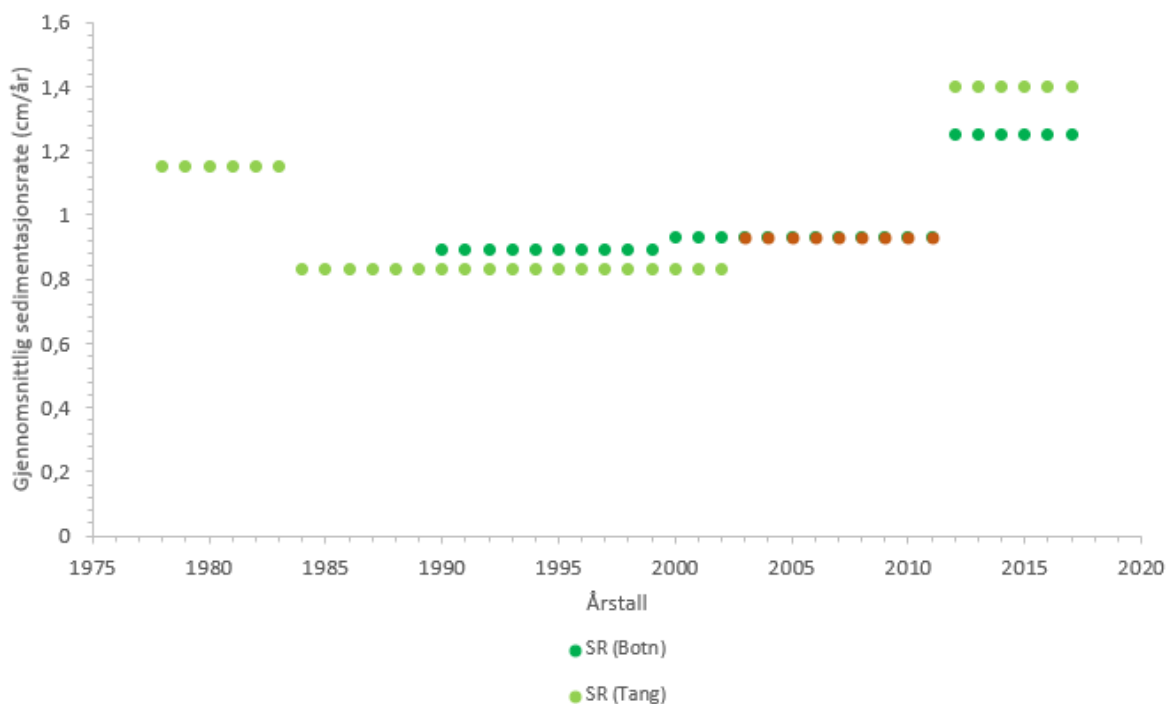
Figur 59: Oversikten for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i Tverrbergvatnet (MF2018-1 og MF2018-2) viser at det har vært en synkende sedimentasjonsrate fra 1983. Merk at en del av økningen fra 2011 kan skyldes ukonsolidert materiale i toppen av kjernen.

Sammenlignet med Botn har sedimentasjonsraten en motsatt trend; Fra 1990 frem til 2000-tallet hadde Botn en stigende sedimentasjonsrate til ca. 0,9 cm/år, mens fra 2000-tallet har den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten økt til ca. 1,2 cm/år (Tabell 13).

Sedimentasjonsraten til kjernene ved Tang, kjerne MF2018-10 og MF2018-11, følger samme mønster som kjernene fra Botn, med en økende gjennomsnittlig sedimentasjonsrate. Fra 1983 til starten av 2000-tallet økte sedimentasjonsraten fra 0,83 cm/år til 0,93 cm/år. Fra starten av 2000-tallet har den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten økt til 1,40 cm/år. Før 1983 var den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for de to kjernene 1,15 cm/år (Tabell 13).

Sedimentasjonsraten til kjernene fra Botn og Tang, viser en økt sedimentasjonsrate etter 1983 (Figur 60; Tabell 13).

Oversikt gjennomsnittlig sedimentasjonsrate (SR) Botn og Tang

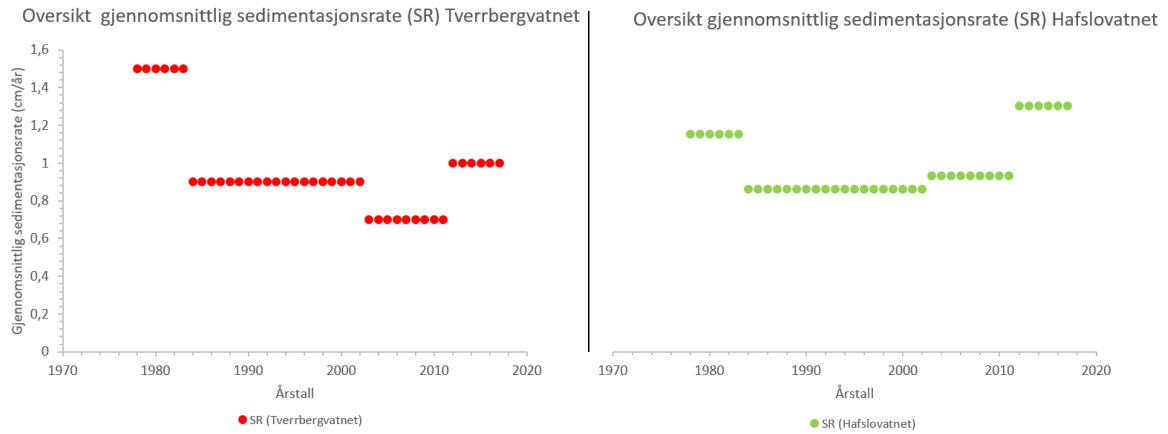


Figur 60: Oversikten for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for Botn (MF2018-5 og MF2018-6) og Tang (MF2018-10 og MF2018-11) viser at det har vært en økende sedimentasjonsrate fra 1983. Ved Tang kan en se en lignende forskyvning i 1983 som i Tverrbergvatnet. En del av den kraftige økningen fra 2011 kan skyldes ukonsolidert materiale i toppen av kjernen. Merk at sedimentasjonsraten er lik for Botn og Tang fra 2002 til 2011 og er derfor markert i brunt.

Tabell 13: Gjennomsnittlig sedimentasjonsrate for parallellkjernene i Tverrbergvatnet, Botn og Tang. Samt en samlet gjennomsnittlig sedimentasjonsrate for Botn og Tang som utgjør prøvene i Hafsløvatnet. Røde verdier indikerer en synkende sedimentasjonsrate, grønne verdier indikerer økt sedimentasjonsrate. Merk at årstall og verdier i kursiv er korresponderende. Årstallene i kursiv er lagt i raden med overlappende tidsrom.

År	MF2018-1 & MF2018-2 (Tverrbergvatnet)	MF2018-5 & MF2018-6 (Botn)	MF2018-10 & MF2018-11 (Tang)	Samlet sedimentasjonsrate Botn og Tang
2017-2011	1,0	1,2	1,4	1,3
2011-2002	0,7	0,93	0,93	0,93
(2011-1999)				
2002-1983	0,9	0,89	0,83	0,86
(1999-1990)				
1983-1978	1,5		1,15	1,15

I Figur 61 er sedimentasjonsratene i Tverrbergvatnet og Hafsløvatnet illustrert. Det viser at sedimentasjonsraten i Tverrbergvatnet har gått ned, samtidig som sedimentasjonsraten i Hafsløvatnet har gått opp etter 1983. De forskjellige avsetningsmønstrene indikerer to ulike miljøer; i Tverrbergvatnet blir mindre sediment avsatt sammenlignet med Hafsløvatnet.



Figur 61: Oversikten for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i Tverrbergvatnet (MF2018-1 og MF2018-2) og Hafsløvatnet (Botn (MF2018-5 og MF2018-6) og Tang (MF2018-10 og MF2018-11) viser at det har vært to ulike miljøendringer etter 1983. For Tverrbergvatnet har sedimentasjonsraten vært synkende, mens i Hafsløvatnet har sedimentasjonsraten økt. Merk at en del av økningen fra 2011 kan skyldes ukonsolidert materiale i toppen av kjernen.

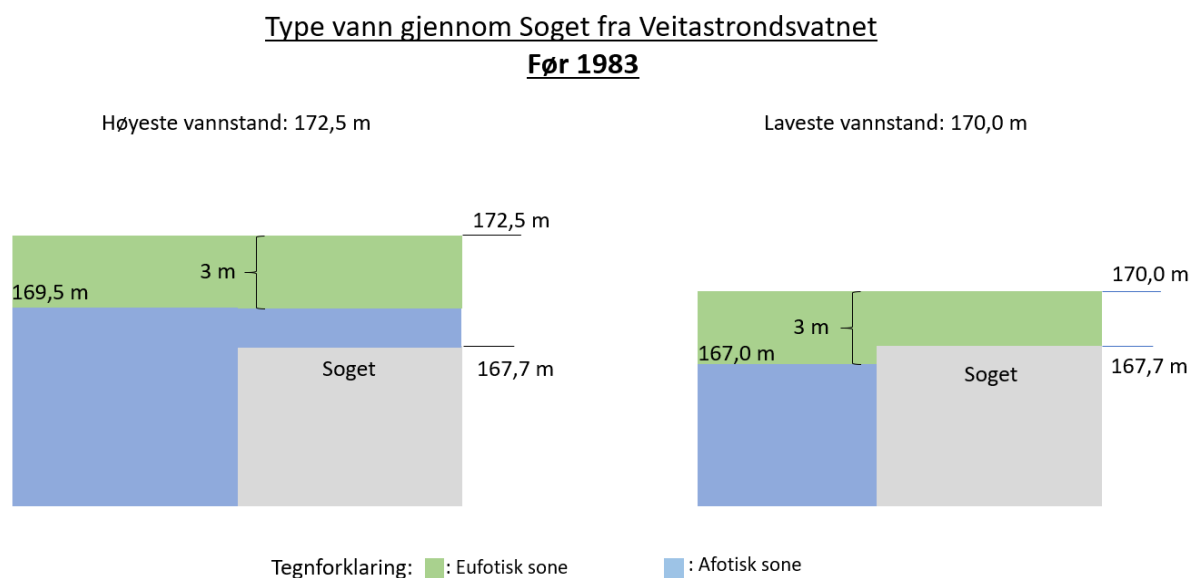
6. Diskusjon

Diskusjonen er basert på de presenterte resultatene, befaringer, informasjon om observerte miljøendringer og informasjon om kjente ytre faktorer. Diskusjonen har som mål å svare på følgende spørsmål:

1. Hvilke miljøendringer har blitt observert i og ved Hafslovatnet de siste 40 årene?
2. Finnes det endringer i de hydrografisk betingete miljøsignaler avsatt i sedimentkjernene fra Hafslovatnet over det samme tidsrommet?
3. Kan de sedimentære endringene knyttes til kjente (eller ukjente) ytre faktorer fra de siste 40 årene, der aktuelle kilder kan være klimaendringer og vannkraftutbygging?

6.1 Situasjon før 1983

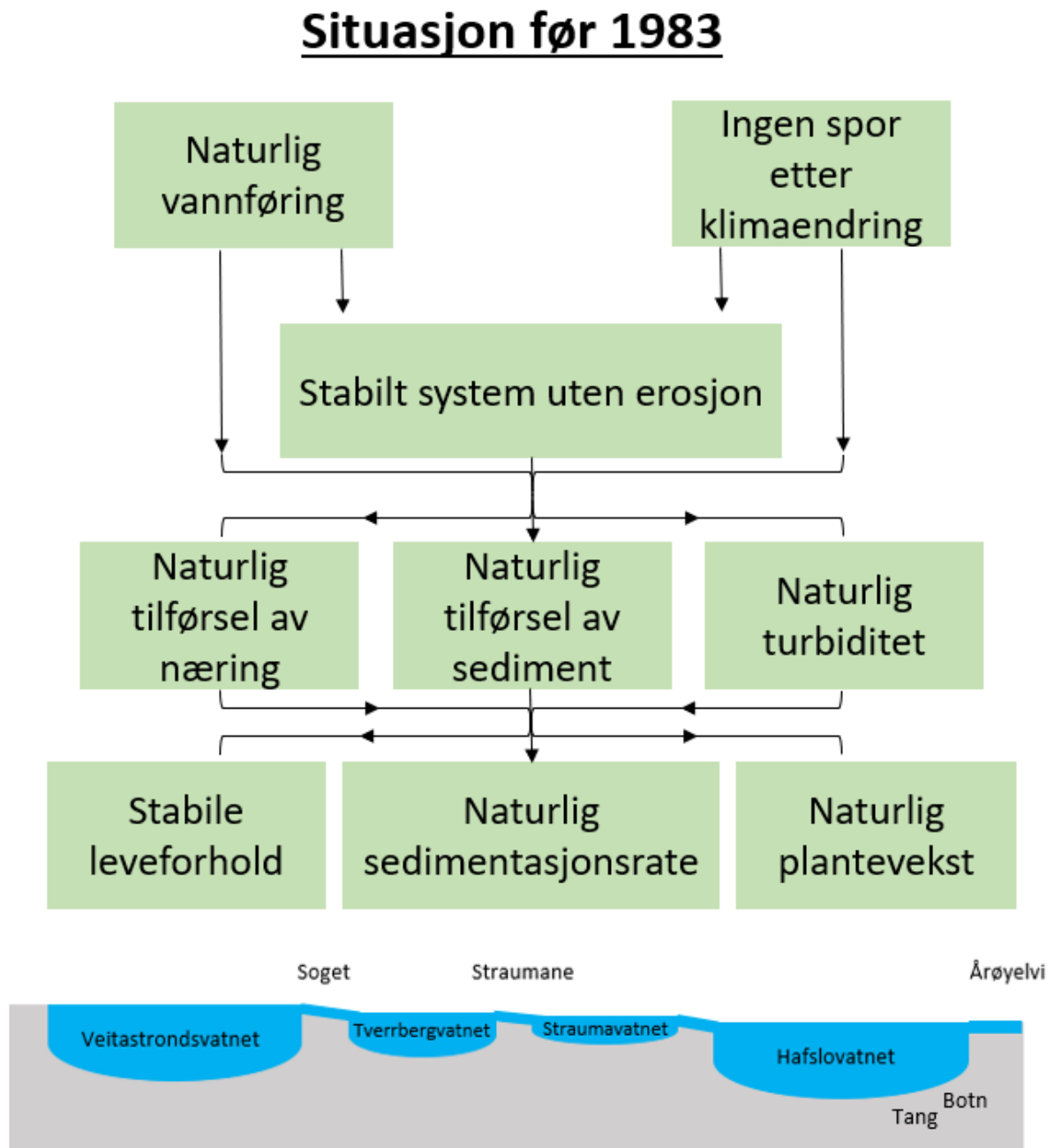
Før 1983 var Veitastrondsvatnet og Hafslovatnet uregulerte innsjøer med en naturlig vannføring som ble styrt av sesongvariasjoner i nedbør og brebevegelser. Vannet rant fra Veitastrondsvatnet til Tverrbergvatnet gjennom Soget og vannet kom hovedsakelig fra den eufotiske sonen (Figur 62).



Figur 62: Figuren viser hvilken type vann som rant gjennom Soget før 1983. Det var hovedsakelig vann fra den eufotiske sonen som gikk gjennom Soget, men ved høy vannstand kunne det også komme noe vann fra den afotiske sonen. Figuren er basert på innsamlede data om eufotisk sone i Veitastrondsvatnet og vannstanden oppgitt i skissen av omløpstunnelen (Figur 26/figur 16), det er lagt på 2 m på vannstanden grunnet senkningen av Veitastrondsvatnet etter reguleringen.

Det er ikke påvist tydelige endringer i klima før i 1985 (2.3.3 Tidlige klimaendringer i området) og klimaet har derfor ikke satt tydelige spor i miljøsignalene før 1983. Det naturlige

vannføringsmønsteret og stabile klimaet resulterte i at det var et stabilt system i Tverrbergvatnet og Hafslovatnet (Tang og Botn) før 1983. Det stabile systemet resulterer i lite til ingen erosjon, naturlig tilførsel av næring, naturlig tilførsel av sediment og naturlig turbiditet. Dette fører til stabile levetforhold, stabil sedimentasjonsrate og naturlig plantevekst (Figur 63).



Figur 63: Figuren er en oversiktsmodell av situasjonen i Hafslo før 1983. Modellen viser at statusen til ytre faktorer er naturlig styrt og effekten av disse er et stabilt system med stabile levetforhold, naturlig sedimentasjonsrate og naturlig plantevekst

6.2 Situasjon etter 1983

6.2.1 Tema Omløpstunnel

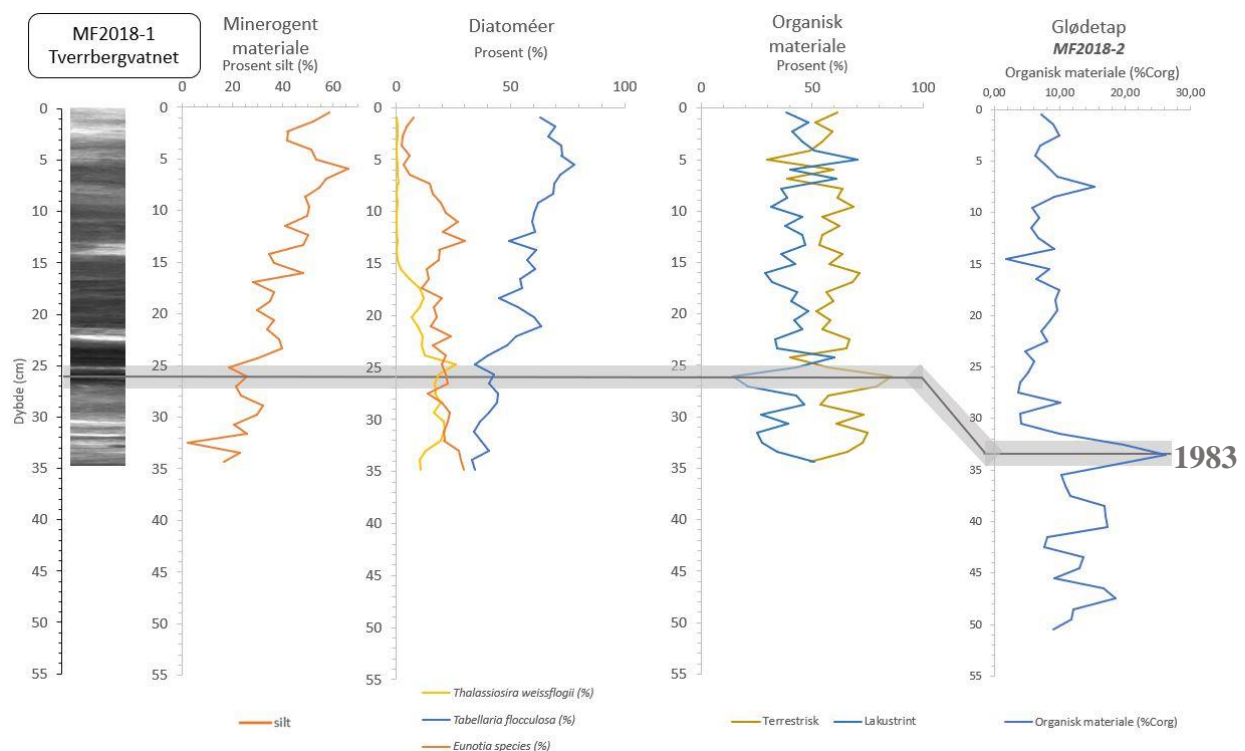
6.2.1.1 Tverrbergvatnet (MF2018-1 og MF2018-2)

Den minerogene kornstørrelsen silt viser en økende trend etter 1983. Diatoméene viser en antagonistisk utvikling av *Tabellaria flocculosa* (økende) og *Thalassiosira weissflogii* samt *Eunotia sp.* (begge minkende) etter 1983 (Figur 64).

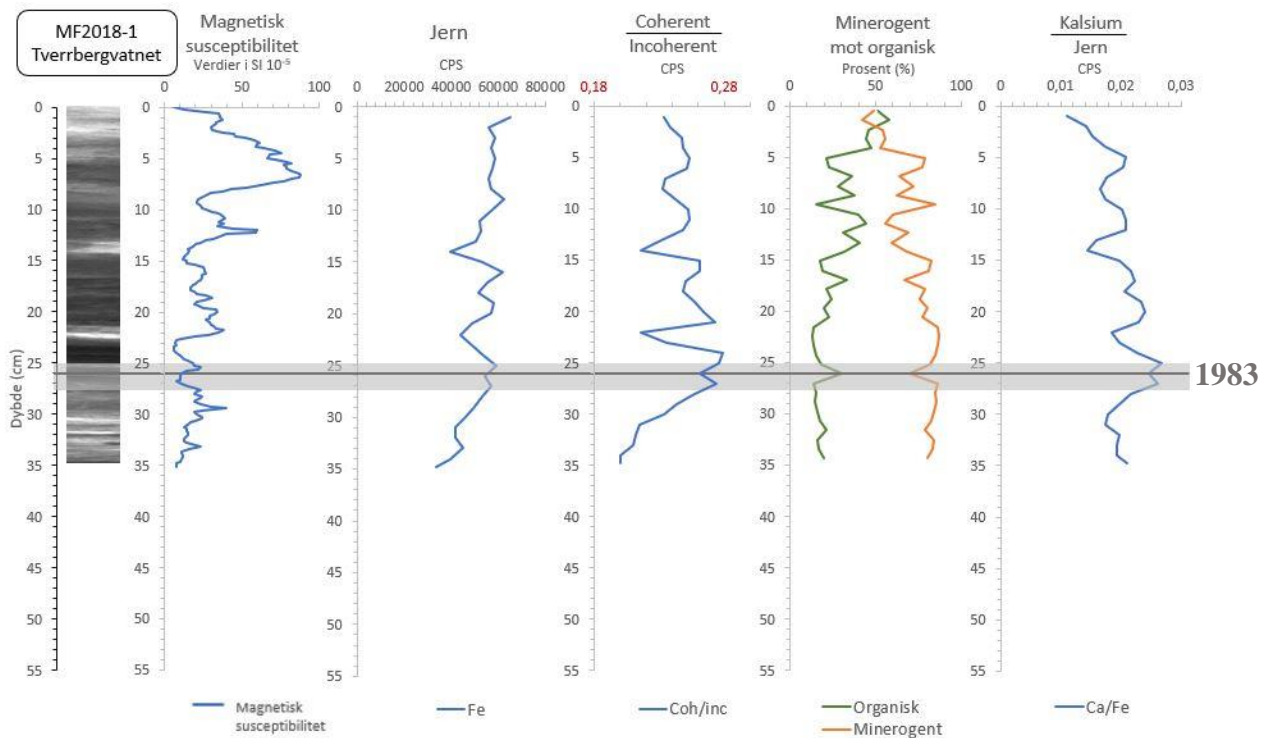
I grafene for lakustrint organisk og terrestrisk organisk materiale og glødetap er det en stabil trend før 1983 (Figur 64). I 1983 starter en kraftig negativ forskyvning i terrestrisk organisk materiale og glødetap før grafene fortsetter den samme stabile trenden som før 1983, men på et lavere nivå. Samtidig er det en kraftig positiv forskyvning i lakustrint organisk materiale før grafen fortsetter den samme stabile trenden som før 1983, men på et høyere nivå.

I 1983 starter det nye trender i parameterne magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, kalsium/jern og forholdet mellom organisk materiale og minerogent materiale (Figur 65). Grafene for magnetisk susceptibilitet og organisk materiale øker gradvis, mens coherent/incoherent og kalsium/jern gravis synker.

Mengden jern er gradvis stigende gjennom kjernen (Figur 65), og det er en synkende sedimentasjonsrate etter 1983 (Figur 59;Figur 61)



Figur 64: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet før og etter 1983 (markert i kjernene med mørk grå linje). Fra venstre: Røntgenbilde, minerogent materiale av størrelse «silt», diatoméer, forholdet mellom terrestrisk organisk materiale og lakustrint organisk materiale, og glødetap. Merk: glødetap er for kjerne MF2018-2, de øvrige er fra kjerne MF2018-1.

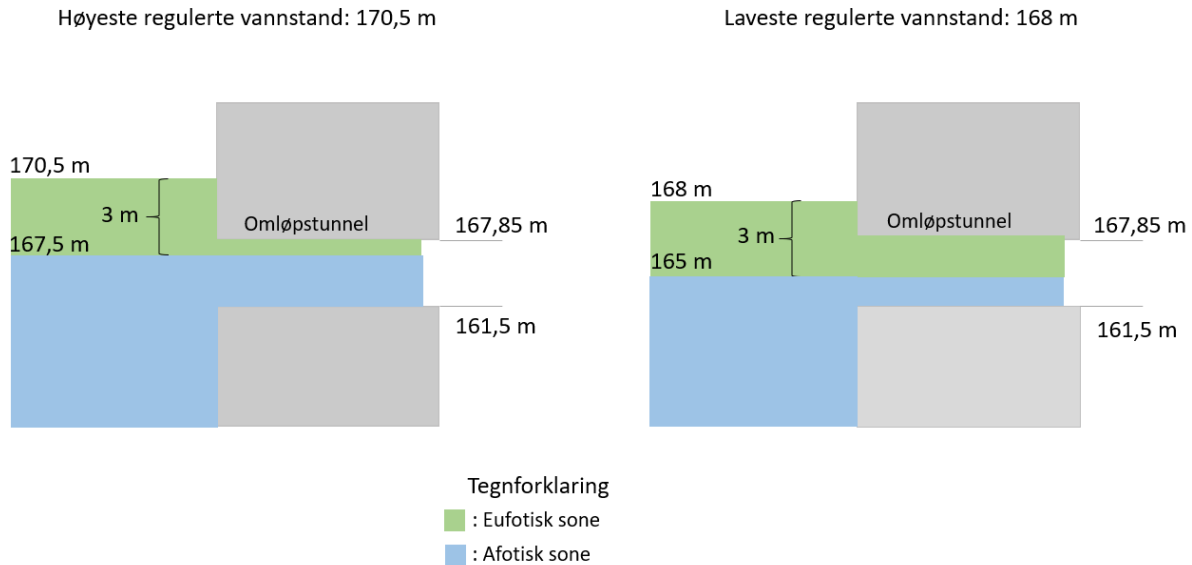


Figur 65: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet før og etter 1983 (markert i kjernene med mørk grå linje). Fra venstre: røntgenbilde, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, minerogent materiale mot organisk materiale og kalsium/jern. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.

Alle endringene i parametere i og like etter 1983 kan knyttes opp mot ferdigstillingen av vannkraftverket Årøy II. Ferdigstillingen inkluderte at det ble bygget en fleksibel vannport og en omløpstunnel ved Soget. Dette har ført til at innløpet til Tverrbergvatnet har blitt endret og at vann som kommer inn i Tverrbergvatnet er hentet fra to ulike dyp i Veitastrondsvatnet: (a) overflatevann som renner gjennom Soget og (b) vann som renner gjennom omløpstunnelen. Med utgangspunkt i skissen til omløpstunnelen er det blitt gitt tall for hvor høyt laveste og høyeste vannstand vil være i Veitastrondsvatnet (Figur 16). Settes dette opp mot dyppet til den eufotiske sonen i Veitastrondsvatnet (Figur 26) kan det fastsettes om vannmassene som går inn i Tverrbergvatnet kommer fra den eufotiske eller afotiske sonen (Figur 66). Dette er sentralt da ulike organismer trenger næringsstoffene som finnes i den eufotiske sonen, mens mangelen på lys i den afotiske sonen gir dårlige leveforhold og mindre oppbrukte næringsstoffer.

Type vann gjennom omløpstunnel fra Veitastrondsvatnet

Etter 1983



Figur 66: Figuren viser hvilken sone vannet som strømmer gjennom omløpstunnelen er fra. Figuren viser at uansett hvilken vannstand Veitastrondsvatnet er regulert til vil det bli transportert næringsrikt vann fra den afotiske sonen gjennom omløpstunnelen. Figuren er basert på innsamlede data om eufotisk sone i Veitastrondsvatnet og skissen av omløpstunnelen (Figur 26; Figur 16).

Vannet som strømmer gjennom omløpstunnelen (Figur 66) er en blanding av vann fra den eufotiske og den afotiske sonen. Sammenlignes dette med situasjonen før omløpstunnelen ble bygget (Figur 62), hvor det hovedsakelig var overflatevann fra den eufotiske sonen som ble transportert gjennom Soget, kommer det tydelig frem at vannet som strømmer inn i Tverrbergvatnet er mer næringsrikt etter omløpstunnelen ble bygget i 1983. Merk at det fortsatt renner vann fra eufotisk sone gjennom Soget, men mindre enn det gjorde før 1983 grunnet senkningen av Veitastrondsvatnet med 2 m.

Grunnen til at disse parameterne kan knyttes opp til omløpstunnelen er at ytre faktorer som klima og erosjon ville gitt en gradvis endring i miljøsignalene og derfor ikke kan forårsake de plutselige endringene som observeres rundt 1983. I årene etter 1983 endrer trendene seg derimot gradvis. Dette tyder på at disse endringene i tillegg også kan være påvirket av andre ytre faktorer.

Grafen for kalsium/jern synker gradvis og kalium/jern og silisium/jern holder seg stabile tross for at omløpstunnelen fører mer næringsstoffer inn i Tverrbergvatnet og at det ikke er en økning i organisk materiale. Dette skyldes at omløpstunnelen endrer avsetningsmiljøet i Tverrbergvatnet. En endring i avsetningsmiljøet kommer også frem i sedimentasjonsraten som synker etter 1983.

Den drastiske økningen i avsatt silt tyder på at omløpstunnelen transporterer mer suspendert silt inn i Tverrbergvatnet. En økning i suspendert materiale i vannsøylen vil føre til en økning i turbiditet og dermed føre til at den eufotiske sonen i Tverrbergvatnet blir mindre.

Endret eufotisk sone på grunn av økt suspendert materiale fører til endring i næringsstoffer og lysforhold, og endrer dermed diatomésammensetningen ved at *Tabellaria flocculosa* får

bedre leveforhold og dermed utkonkurrerer *Thalassiosira weissflogii*. Økte nedbørsmengder vil i tillegg føre til økt avrenning. Dette vil øke transporten av den epifyttiske/epiliptiske diatoméen *Tabellaria flocculosa* gjennom omløpstunnelen inn i systemet, og dermed øke hyppigheten i forhold til *Thalassiosira weissflogii*.

Magnetisk susceptibilitet viser en økende trend til tross for at mengden minerogent materiale gradvis synker. Dette forklares av to ting som begge gir positive utslag i målinger av magnetisk susceptibilitet: (1) at det er en økende mengde finere sedimenter (silt) i kjernene, i forhold til grovere sedimenter (sand) som raskt synker ned og avsettes, og (2) at det er en gradvis økende mengde jern i kjernen.

Grafen for coherent/incoherent synker selv om mengden silt, som er mer tettpakket, har økt. Grunnen er at den totale mengden minerogent materiale synker og det forholdsmessige innholdet av organisk materiale økt. Dette fører til mindre tetthet og dermed synkende coherent/incoherent.

På samme tid viser glødetapanalysen en kraftig negativ forskyvning som betyr at den totale mengden organisk materiale har blitt drastisk mindre. Dette kan settes opp mot endringen i forholdet mellom organisk materiale og minerogent materiale, hvor organisk materiale gradvis øker mens minerogent materiale synker fra 1983. Dette medfører at den totale mengden minerogent materiale har blitt gradvis mindre etter 1983, mens den totale mengden organisk materiale har holdt seg stabil etter den kraftige forskyvningen som ses i glødetap i 1983.

Ved deretter å sette glødetapet opp mot forholdet mellom lakustrint organisk materiale og terrestrisk organisk materiale kan det avgjøres hva som førte til forskyvningen i glødetap. Endringen i glødetap og totalt organisk materiale skyldes at den totale mengden terrestrisk organisk materiale har blitt mindre. Terrestrisk organisk materiale blir transportert videre ned i vassdraget istedenfor å bli avsatt. Den totale mengden lakustrint organisk materiale, det vil si primærprodusert organisk materiale har trolig blitt noe redusert som følge av økt turbiditet. Endringen i lakustrint organisk materiale blir sett i forhold til terrestrisk organisk materiale som synker mye mer og dermed kamuflerer en negativ endring i lakustrint organisk materiale.

Den negative forskyvningen i totalt organisk materiale og den gradvise senkningen i totalt minerogent materiale kommer frem i sedimentasjonsraten som gradvis synker. Dette skjer på grunn av at økt turbiditet fra suspendert silt, gir en mindre eufotisk sone og fører til at næringsstoffene ikke blir utnyttet i Tverrbergvatnet. Den synkende trenden i avsatt kalsium/jern og sedimentasjonsrate tyder på at det meste av næringsstoffene tilført fra omløpstunnelen ikke blir avsatt, men transporteres videre til Hafslovatnet på grunn av at området blir et dårligere avsetningsmiljø.

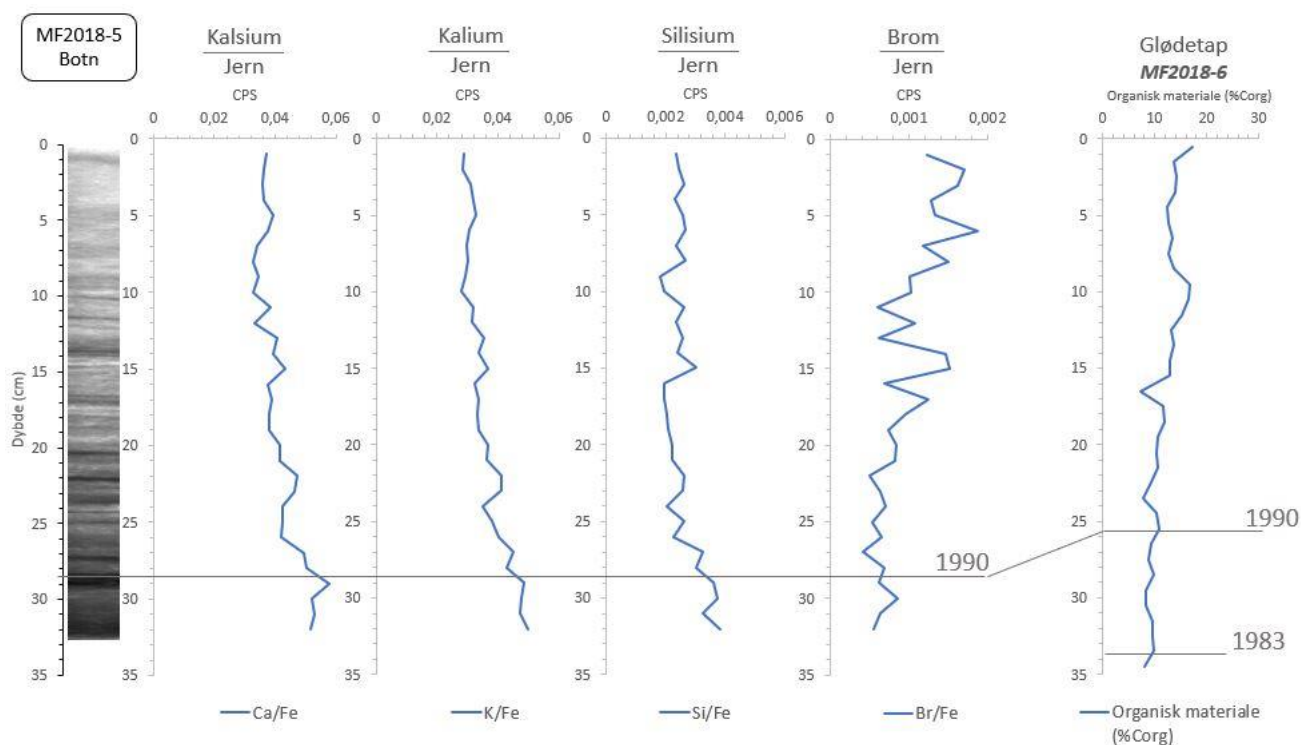
Omløpstunnelen fører dermed til en økt tilførsel av næringsstoffer og suspendert materiale til Tverrbergvatnet grunnet at vannet blir hentet fra den afotiske sonen. Omløpstunnelen endrer vannføringen som fører til at Tverrbergvatnet ikke fungerer som en avsetningszone i like stor grad som før 1983, men at det i større grad har blitt en transportsone med mindre organisk materiale og synkende sedimentasjonsrate. Denne endringen fører til at det blir transportert mer næringsstoffer og minerogent materiale videre ned i vassdraget til Hafslovatnet.

6.2.1.2 Botn (MF2018-5 og MF2018-6)

I dateringen for MF2018-6 har 1983 blitt plassert og gjør det mulig å se etter endringer i miljøsignaler som følge av omløpstunnelen. I kjerne MF2018-5 er eldste datering 1990 og endringene i miljøsignalene vil derfor bare kunne bygge opp under endringer i miljøsignalene fra 1990 i MF2018-6.

Grafen for glødetap viser en gradvis økning fra 1983 (Figur 67).

Elementene kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern har hatt en gradvis synkende trend siden 1990. For brom/jern har trenden vært gradvis økende i det samme tidsrommet (Figur 67) og det har vært en økt sedimentasjonsrate.



Figur 67: Endringer i ulike parametere ved Botn. Plasseringen av 1990 er markert med en mørk grå linje gjennom kjernene. Fra venstre: Røntgenbilde, kalsium/jern, kalium/jern, silisium/jern, brom/jern og glødetap. I glødetap er også 1983 markert med mørk grå linje. Merk: glødetap er fra kjerne MF2018-6, de øvrige er fra kjerne MF2018-5.

Effekten av omløpstunnelen kommer også frem i Botn, men som omvendt effekt enn observert i Tverrbergvatnet. Den gradvise økningen i glødetap skjer blant annet på grunn av en økt tilførsel av næring til Hafslovatnet grunnet omløpstunnelen. Ved å se på trenden til elementene kalium/jern (gradvis synkende), kalsium/jern (gradvis synkende), silisium/jern (gradvis synkende) og brom/jern (gradvis økende) fra 1990 (Figur 67) kan dette bekreftes. En senkning i næringsstoffene K, Ca og Si i sedimentene kan skyldes en økning i forbruk av blant annet disse næringsstoffene som følge av økt plantevekst. Brom avsettes ved at det fester seg til organisk materiale og ettersom trenden for brom/jern følger glødetapanalysen er dette en ytterligere bekreftelse på at mengden organisk materiale øker. Den gradvise økningen betyr imidlertid at også andre ytre faktorer som klima kan ha hatt en innvirkning.

En økt tilførsel av suspendert materiale fra Tverrbergvatnet, samtidig som mengden organisk materiale øker, vil også kunne forklare den gradvis økende sedimentasjonsraten i Botn. Dette skjer da Botn er et område med grunne bunnforhold og relativt stillestående vann og fungerer derfor som en avsetningsone.

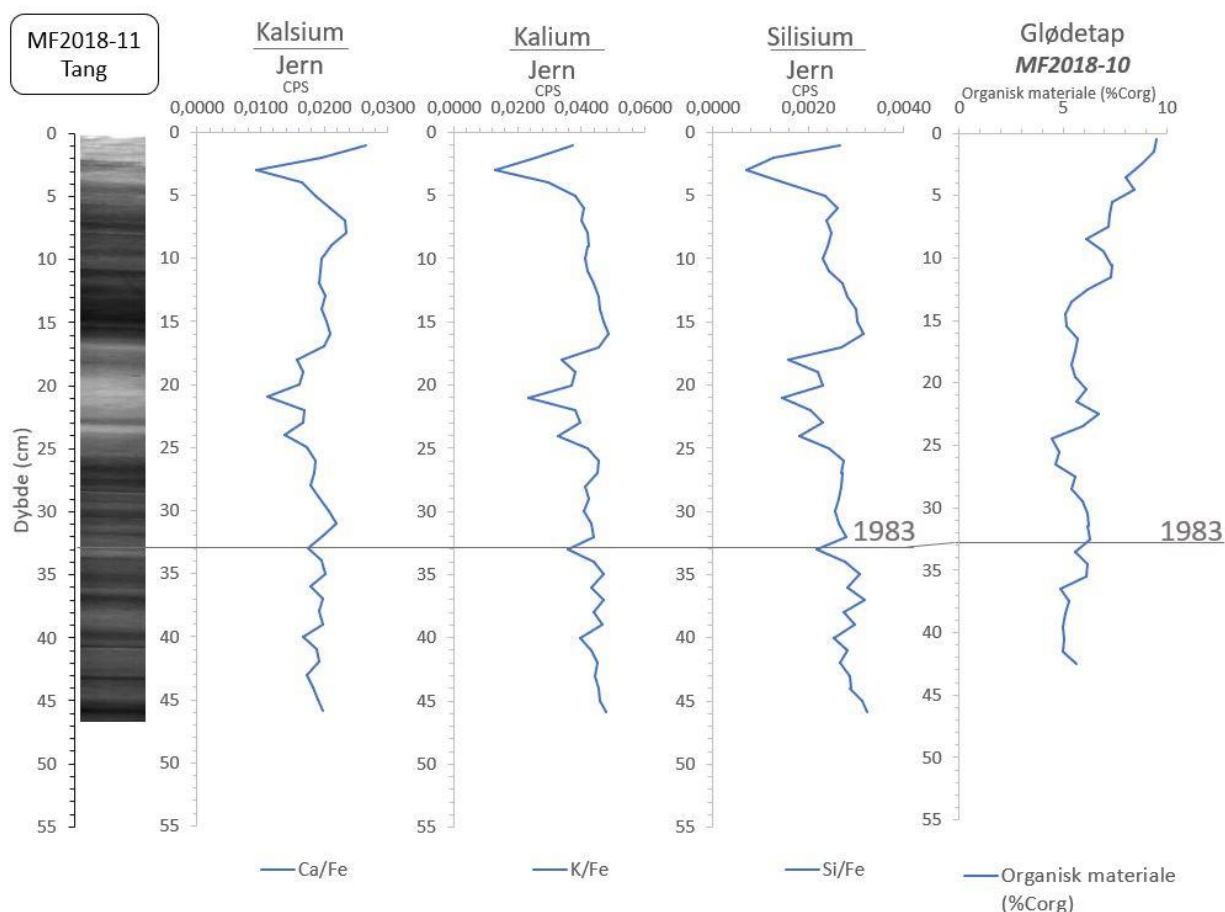
Omløpstunnelen fører til at det skjer en økning i tilførsel av næringsstoffer og suspendert materiale i Botn, som fører til at mengden organisk materiale går opp og sedimentasjonsraten øker.

6.2.1.3 Tang (MF2018-10 og MF2018-11)

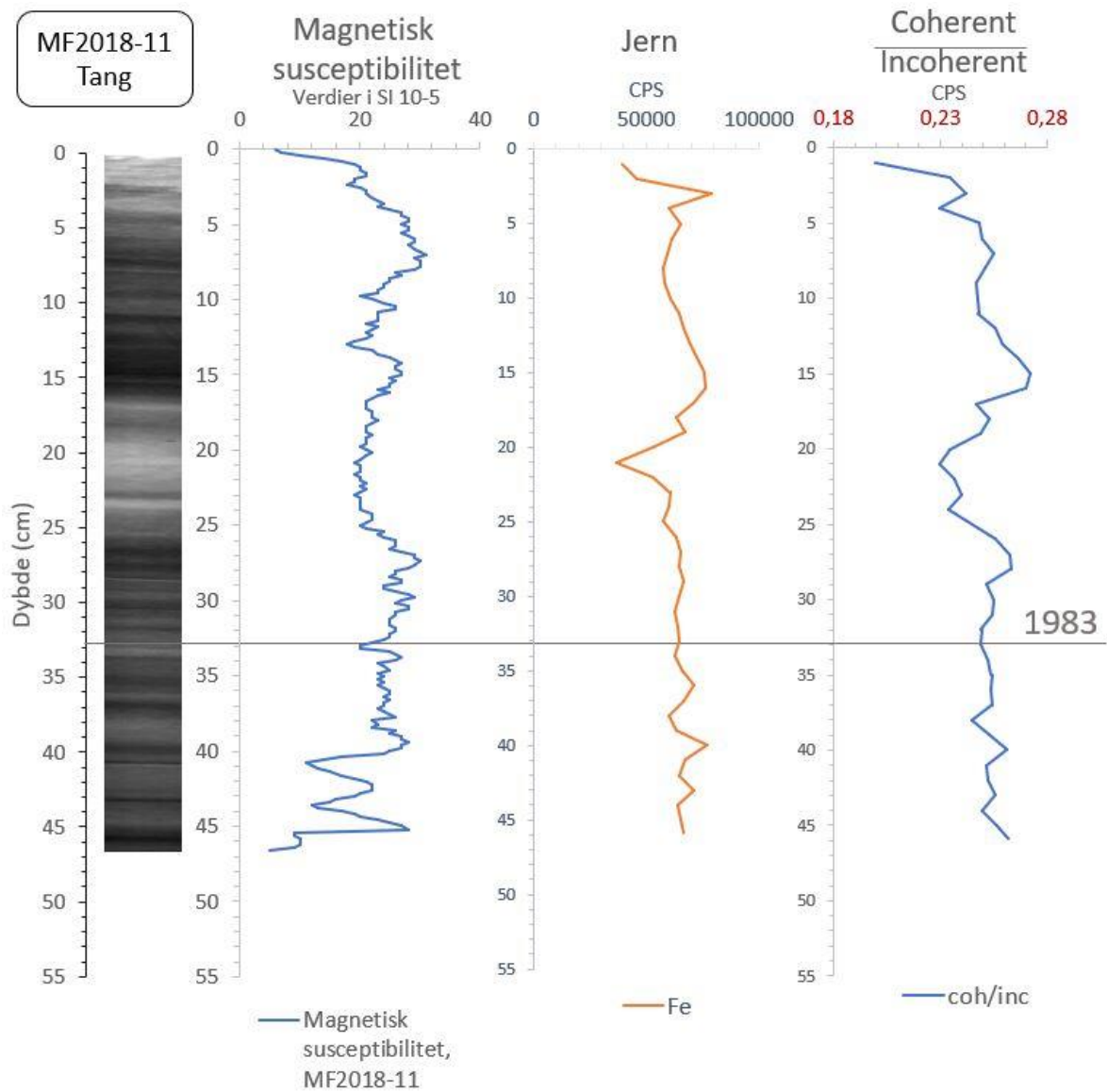
I grafene for kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern skjer det en drastisk positiv stigning i 1983 (Figur 68 og Figur 69) før trenden synker gradvis. I grafen for glødetap er det en stigende trend som starter etter 1983.

Magnetisk susceptibilitet, jern og coherent/incoherent har synkende grafer.

Sedimentasjonsraten synker før 1983, mens det er en økende sedimentasjonsrate etter 1983.



Figur 68: Endringer i ulike parametere ved Tang. Plasseringen av 1983 er markert med en mørk grå linje gjennom kjernene. Fra venstre: røntgenbilde, kalsium/jern, kalium/jern, silisium/jern og glødetap. Merk: glødetap er fra kjerne MF2018-10, de øvrige er fra kjerne MF2018-11



Figur 69: Endringer i ulike parametere ved Tang. Plasseringen av 1983 er markert med en mørk grå linje gjennom kjernene. Fra venstre: Magnetisk susceptibilitet, Jern, coherent/oncoherent. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.

Den drastisk positive stigningen som kan ses i kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern i 1983 kan kobles til byggingen av omløpstunnelen fordi næringsstoffene som blir fraktet via Tverrbergvatnet havner i Hafsløvatnet. Endringene er derimot ikke like drastiske som i Tverrbergvatnet, noe som skyldes at næringen enten har blitt avsatt eller blitt brukt av planter og organismer i løpet av transporten til Tang.

Den synkende trenden i kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern begynner omtrent samtidig som trenden i glødetap begynner å stige som indikerer økt organisk materiale. Magnetisk susceptibilitet er svakt synkende og kan korreleres med jern som har et lignende mønster. Den minkende magnetiske susceptibiliteten indikerer mindre minerogent materiale, mens økt glødetap indikerer økt organisk materiale. Mindre organisk materiale og mer minerogent materiale betyr lavere tetthet i kjernen, dermed en synkende coherent/incoherent graf.

Sedimentasjonsraten i Tang har samme trend som Tverrbergvatnet når en ser på årene før og like etter 1983. Mindre av det suspenderte materiale fra Tverrbergvatnet blir avsatt på grunn av økt bevegelse i vannmassene i forbindelse med senkningen av Veitastrondsvatnet, som trolig har endret vannmønsteret i Hafsløvatnet. Dette har skjedd da det måtte slippes ut mer vann fra Hafsløvatnet for å kunne ta imot vannmassene fra Veitastrondsvatnet. Vannmassene ved Tang har dermed blitt satt i bevegelse og ført til dårligere avsetningsmiljø.

Etter 1983 har sedimentasjonsraten i Tang fulgt den samme trenden som i Botn med en gradvis økende sedimentasjonsrate. Dette kommer av at vannmassene beveger seg mindre og det suspenderte materiale blir avsatt, samtidig som en gradvis økning i organisk materiale også spiller inn og fører til en gradvis økning i sedimentasjonsrate.

Omløpstunnelen har dermed ført til to ulike miljøendringer ved Tang. Først har omløpstunnelen og den tilhørende senkningen av Veitastrondsvatnet ført til et lignende system som i Tverrbergvatnet; sedimentasjonsraten har blitt mindre som følge av økt bevegelse i vannmassene. I denne perioden har avsetningene inneholdt mer næringsstoffer som kan ses ved de tydelige økningene i kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern. I årene etter 1983 har systemet blitt mer likt som ved Botn. Sedimentasjonsraten begynner å øke som følge av mindre bevegelse i vannmassene. De tilførte næringsstoffene fra omløpstunnelen har i denne perioden ført til en gradvis økning i organisk materiale som bidrar i den økte sedimentasjonsraten.

6.2.1.4 Hydrografiske endringer knyttet til bygging av omløpstunnelen

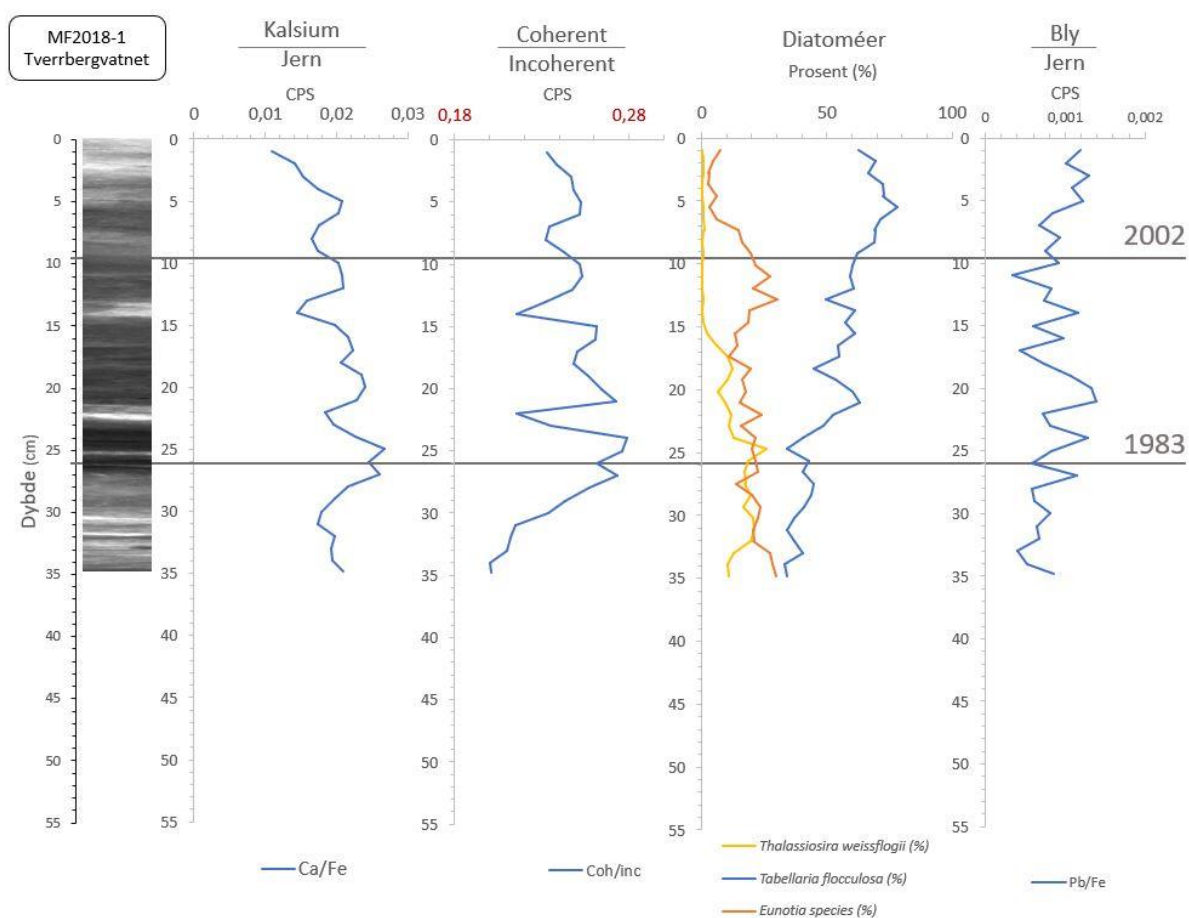
- I vestlige Tverrbergvatnet fører omløpstunnelen til endret strømningsmønster, vannføring og vannstand som gir økt tilførsel av næringsstoffer, suspendert materiale og turbiditet. Dette endrer levetilstandene til diatoméene, gir synkende sedimentasjonsrate og økt gjengroing i Tverrbergvatnet. Omløpstunnelen gjør Tverrbergvatnet til en transportsone som transporterer næring og sediment videre til Hafsløvatnet (Figur 80).
- I østlige Botn fører omløpstunnelen til økt tilførsel av næringsstoffer og suspendert materiale. Dette endrer levetilstandene til diatoméene, gir økende sedimentasjonsrate og økt gjengroing (Figur 80).
- Ved østlige Tang har omløpstunnelen ført til to ulike miljøendringer; først har omløpstunnelen og den tilhørende senkningen av Veitastrondsvatnet ført til et lignende system som i Tverrbergvatnet med mindre sedimentasjonsrate som følge av økt bevegelse i vannmassene. Deretter har den økte tilførselen av næringsstoffer og suspendert materiale gjort systemet mer likt som ved Botn, med gjengroing og økt sedimentasjonsrate (Figur 80).

6.2.2 Tema Klima

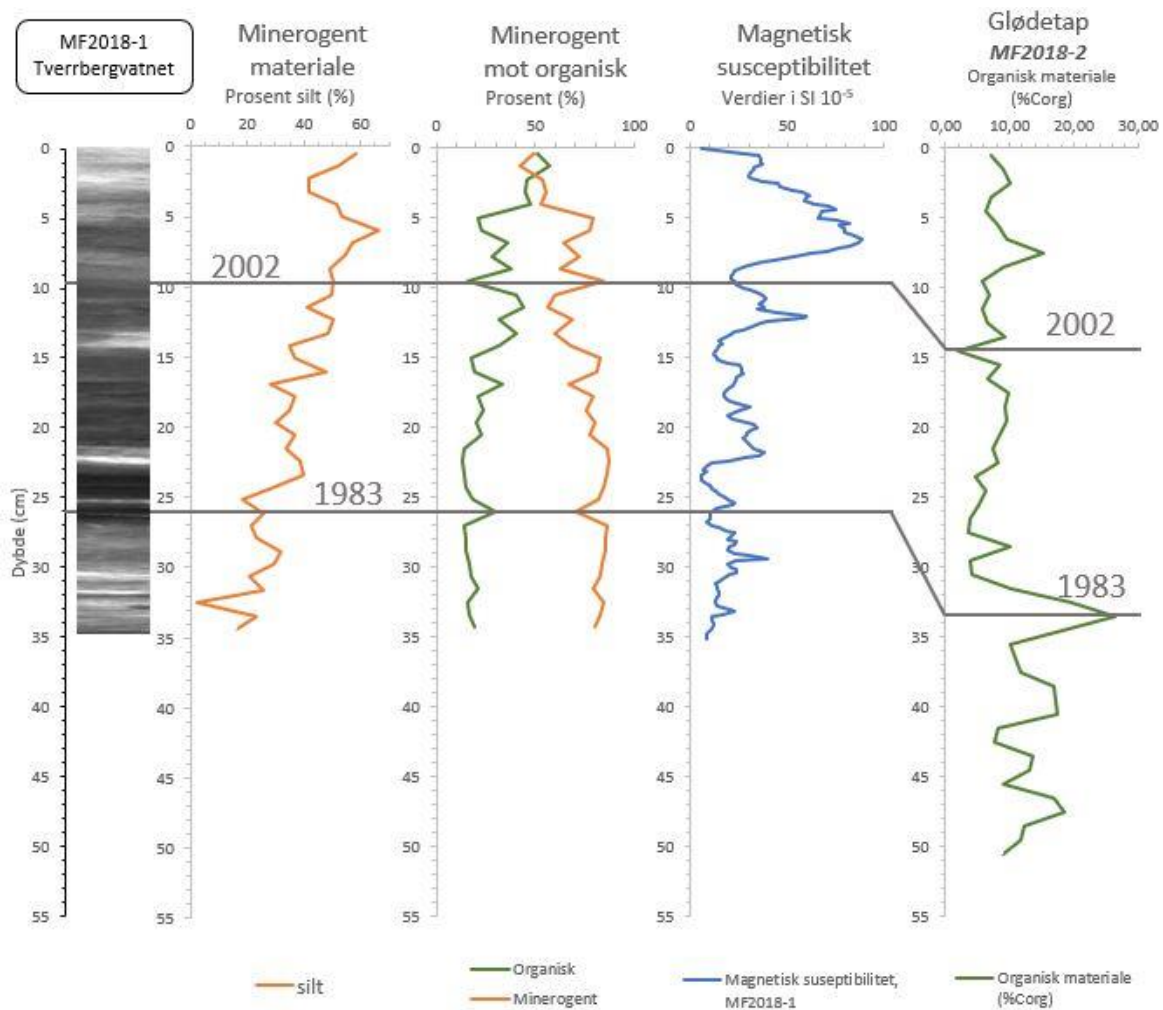
6.2.2.1 Tverrbergvatnet (MF2018-1 og MF2018-2)

Det er en nedgang i grafene for kalsium/jern og coherent/incoherent etter 1983. Det er økt mengde organisk materiale i forhold til minerogent materiale, samtidig øker silt og magnetisk susceptibilitet i samme tidsrom. Diatoméeanalysen viser økt mengde *Tabellaria flocculosa*, men en nedgang i *Thalassiosira weissflogii* etter 1983 (Figur 70 og Figur 71).

Endringene i bly/jern viser at konsentrasjonen øker frem til 1990 (ca. 20 cm), mens det er en nedgang frem 2002, hvor konsentrasjonen øker mot toppen.



Figur 70: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet. Fra venstre: røntgenbilde, kalsium/jern, coherent/incoherent, diatoméer og bly/jern. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.

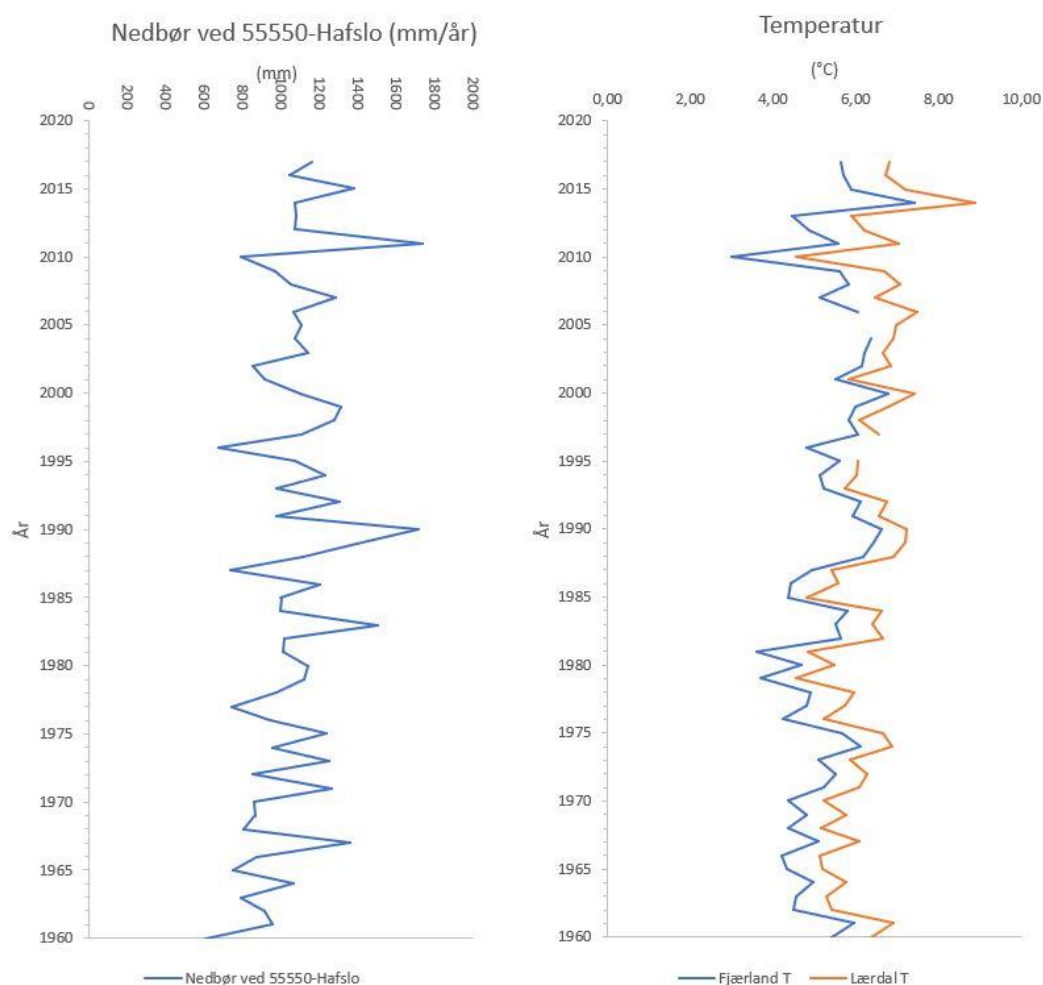


Figur 71: Endringer i ulike parametere ved Tverrbergvatnet. Fra venstre: røntgenbilde, minerogent kornstørrelse silt, minerogent mot organisk materiale, magnetisk susceptibilitet og glødetap. Merk: Glødetap er fra MF2018-2, de øvrige er fra MF2018-1.

Disse parameterne kan knyttes opp mot et varmere og våtere klima etter 1985 (Figur 72). Økte mengder nedbør i form av regn, i tillegg til økte temperaturer fører til at breene smelter (UiO, 2018). Dette gir mer tilførsel av silt fra Veitastronsvatnet ut i Tverrbergvatnet. Mer tilførsel av både smeltevann og nedbør gir økt sirkulasjon i vannmassene og økt tilførsel av næringsstoffer og minerogene og organiske partikler fra avrenning. Dette fører til økt turbiditet og en høyere konsentrasjon av næringsstoffer i vannmassene (UiO, 2018). Jern tilføres vassdragene fra sedimenter, berggrunn eller jordsmonn. Jern binder seg til organisk materiale i vannmassen, dermed vil en økt mengde organiske partikler føre til en økt mengde jern (Figur 65;FHI, 2018).

Endringene i bly etter 1983 kan sammenlignes med observerte endringer i brebevegelsene. Ved økt smelte vil bly renne ut i vassdragene. Blypartikler ligger fastfrosset i isen og ved økt smelte vil disse partiklene bli frigjort og ført ned i vassdraget (UiO, 2018). Breene trakk seg tilbake før de hadde et fremrykk mellom 1990 og 2000, noe som kan observeres i økningen av bly frem til ca. 1990, hvor konsentrasjonen går ned. Etter 2001 har breene trukket seg

tilbake, som korresponderer med økningen i blykonsentrasjonen fra år 2002 og oppover. (Nussbaumer et al. 2011).



Figur 72: Nedbør ved Hafslo og temperatur ved Fjærland og Lærdal i tidsperioden 1960 til 2017. Data hentet fra klima 2018.

En økt konsentrasjon av næringsstoffer i vannmassene i Veitastrondevatnet vil føre til økt tilførsel av næring til Tverrbergvatnet. Som nevnt tidligere vil økt turbiditet hindre næringsstoffene fra å ha en effekt på Tverrbergvatnet. Næringsstoffene tilført på grunn av klimaet vil derfor bli transportert videre ned i vassdraget til Hafslovatnet, som kan forklares med synkende kalium/jern verdier.

De gradvise endringene i forholdet mellom organisk materiale og minerogent materiale, magnetisk susceptibilitet, og coherent/incoherent henger sammen som beskrevet i forbindelse med omløpstunnelen (6.2.1.1 Tverrbergvatnet). Det endrede klimaet øker tilførselen av næringsstoffer, silt og organisk materiale som følge av mer nedbør og avsmelting. Klimaendringene amplifiserer dermed de gradvise endringene koblet til omløpstunnelen over tid.

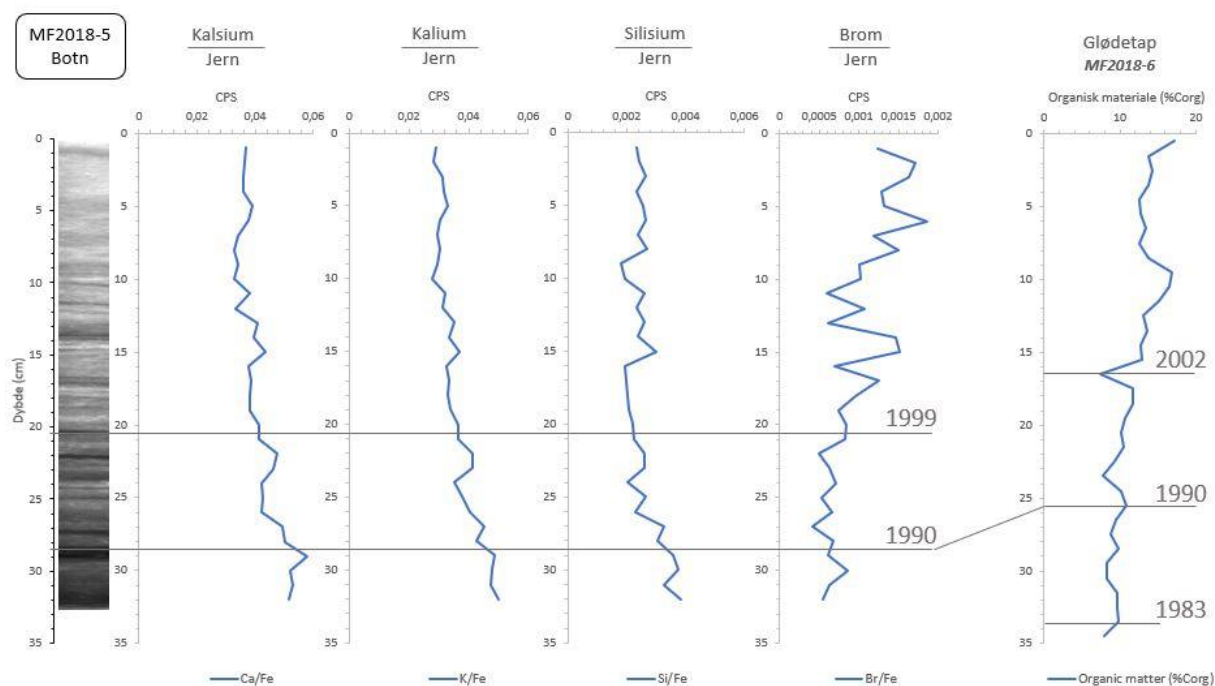
Forskyvningen i diatoméer og de gradvise endringene i årene etter 1983 skyldes en kombinasjon av klima og omløpstunnelen. Endringer i lufttemperaturen har påvirket temperaturen i vannmassene som fører til et lavere oksygeninnhold (O_2). Det endrede O_2 -innholdet påvirker sirkulasjonsmønsteret, og amplifiserer virkningen av turbiditeten som allerede er endret av økt mengde smeltevann og nedbør. Alt dette bidrar til å endre dybden på den eufotiske sonen og diatoméenes leveområde.

6.2.2.2 Botn (MF2018-5 og MF2018-6)

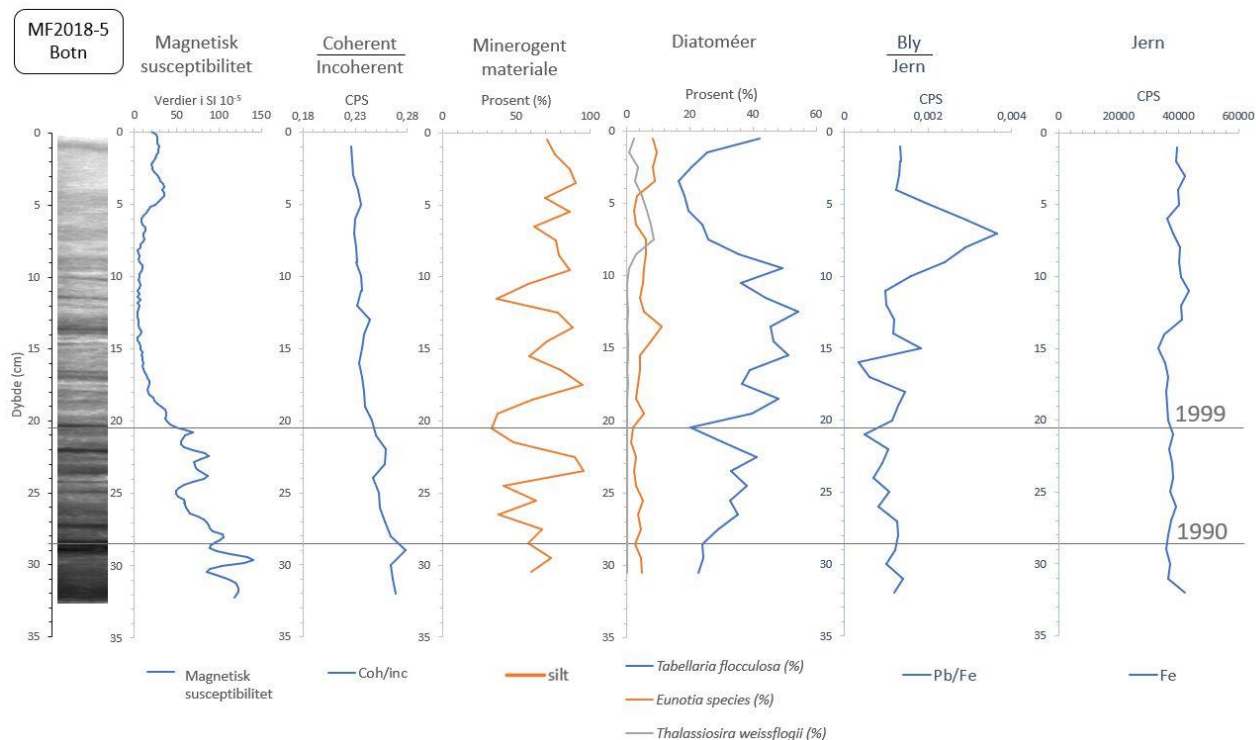
Grafene viser en gradvis økning i glødetap, brom/jern og silt. Magnetisk susceptibilitet, kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern har en gradvis nedgang gjennom kjernen (Figur 73 og Figur 74).

Det har også skjedd endringer i temperatur og den eufotiske sonen i Hafslovatnet i de senere årene. Endringene i bly viser endringer i takt med brebevegelsene og jern har holdt seg jevnt med en positiv forskyvning (Figur 73).

Økt sedimentasjonsrate etter 1990 og svingninger i diatoméen *Tabellaria flocculosa*.



Figur 73: Endringer i ulike parametere ved Botn. Fra venstre: røntgenbilde, kalsium/jern, kalium/jern, silisium/jern, brom/jern. Plasseringen av årstall er markert med en mørk grå linje gjennom kjernene. Plasseringen av årstall er markert med en lys grå linje gjennom grafene. Merk: glødetap er fra MF2018-6, de øvrige er fra MF2018-5.



Figur 74: Endringer i ulike parametre ved Botn. Fra venstre: røntgenbilde, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, minerogent kornstørrelse silt, diatoméer, bly/jern og jern. Plasseringen av årstall er markert med en mørk grå linje gjennom grafene. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.

Endringene i bly/jern viser de samme mønstrene som i Tverrbergvatnet med tanke på brebevegelse, det har vært en liten nedgang frem til år 1999 før det øker fra 1999 til toppen.

Den gradvise økningen i glødetap indikerer økt mengde organisk materiale ved Botn. Dette støttes opp av økningen i grafen for brom/jern, og nedgangen i magnetisk susceptibilitet. Økningen i organisk materiale kommer av økt primærproduksjon grunnet økt konsentrasjon av næringsstoffer i vannmassene. En økning i primærproduksjon fører til økt forbruk av næringsstoffer som kan ses i de gradvis synkende trendene i kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern.

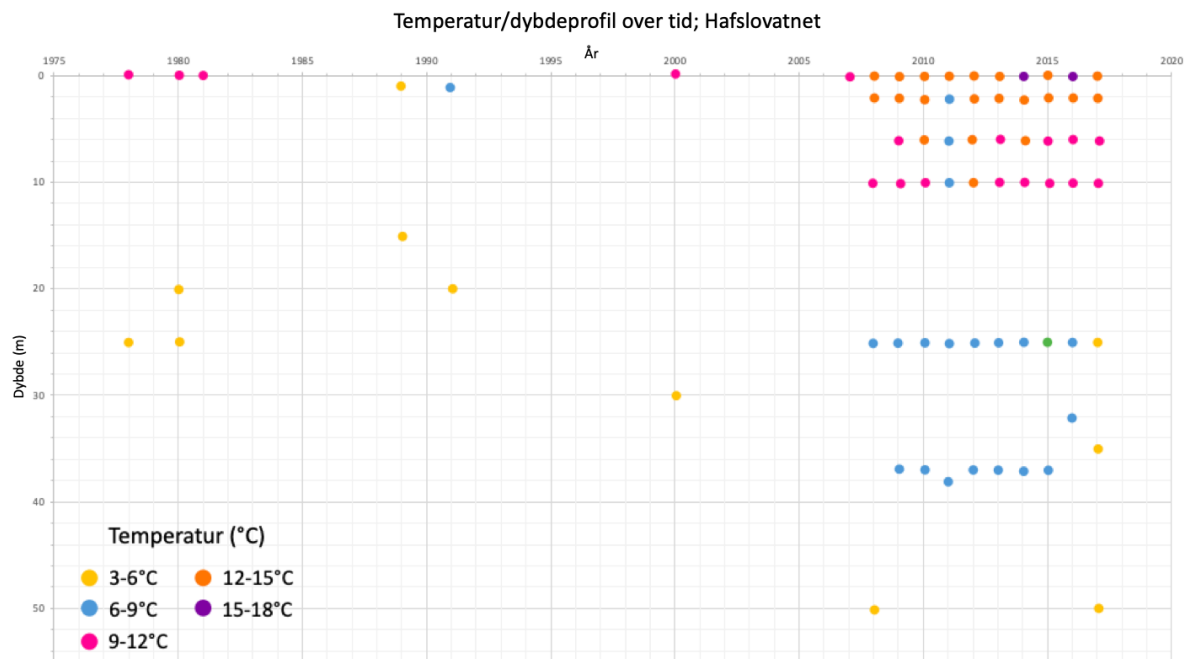
Selv om det er nedgang i magnetisk susceptibilitet er det en gradvis økning i minerogent materiale og en positiv forskyvning i jern. Økningen i minerogent materiale kan kobles til at breene smelter og dermed tilfører mer silt til Årøyvassdraget. Den suspenderte silten som kommer inn i Hafslovatnet fra Tverrbergvatnet blir transportert over de dype områdene i Hafslovatnet for så å bli avsatt i Botn. Nedgangen i magnetisk susceptibilitet skyldes økningen i organisk materiale er større enn økningen i minerogent materiale, og vil ha større effekt på utslaget i magnetisk susceptibilitet.

En gradvis økende sedimentasjonsrate kommer av økningen i organisk materiale og minerogent materiale i form av silt. Sedimentasjonsraten er derfor påvirket av endringene i klima.

Årsakene til de store svingningene av *Tabellaria flocculosa* kan skyldes nedbørsmengden i de ulike periodene og endringen av minerogent materiale. Endringene kan også komme av at mengden næringsstoffer øker. En endring i vanntemperaturen fører til en endring i

oksygeninnholdet (O₂), på samme måte som i Tverrbergvatnet og bidrar til å endre dybden på den eufotiske sonen og diatoméenes leveområde (Figur 75 og Figur 28).

En endring i klima, i form av økt nedbør, fører til en gradvis økende konsentrasjon av næringsstoffer og suspendert silt i vannmassene. I Botn har dette ført til at organisk materiale gradvis øker. Sammen med en økt mengde minerogent materiale, har sedimentasjonsraten økt.



Figur 75: Illustrasjon av endringer i temperaturen gjennom vannsøylen i Hafsløvatnet, i perioden 1968 til 2017. Verdiene er basert på Tabell 11 og Appendiks IV.

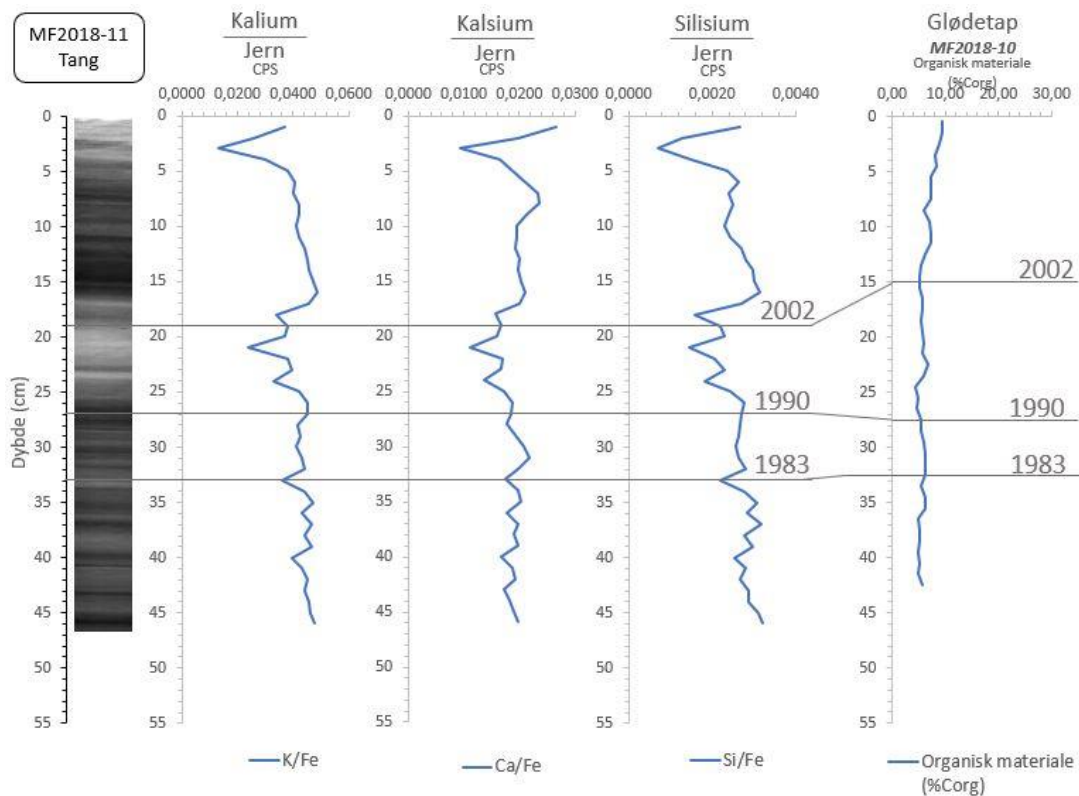
6.2.2.3 Tang (MF2018-10 og MF2018-11)

Grafene for kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern som har en gradvis synkende trend etter en drastisk stigning i 1983. Grafen for glødetap viser en gradvis stigende trend som starter noen år etter 1983 (Figur 76 og Figur 77).

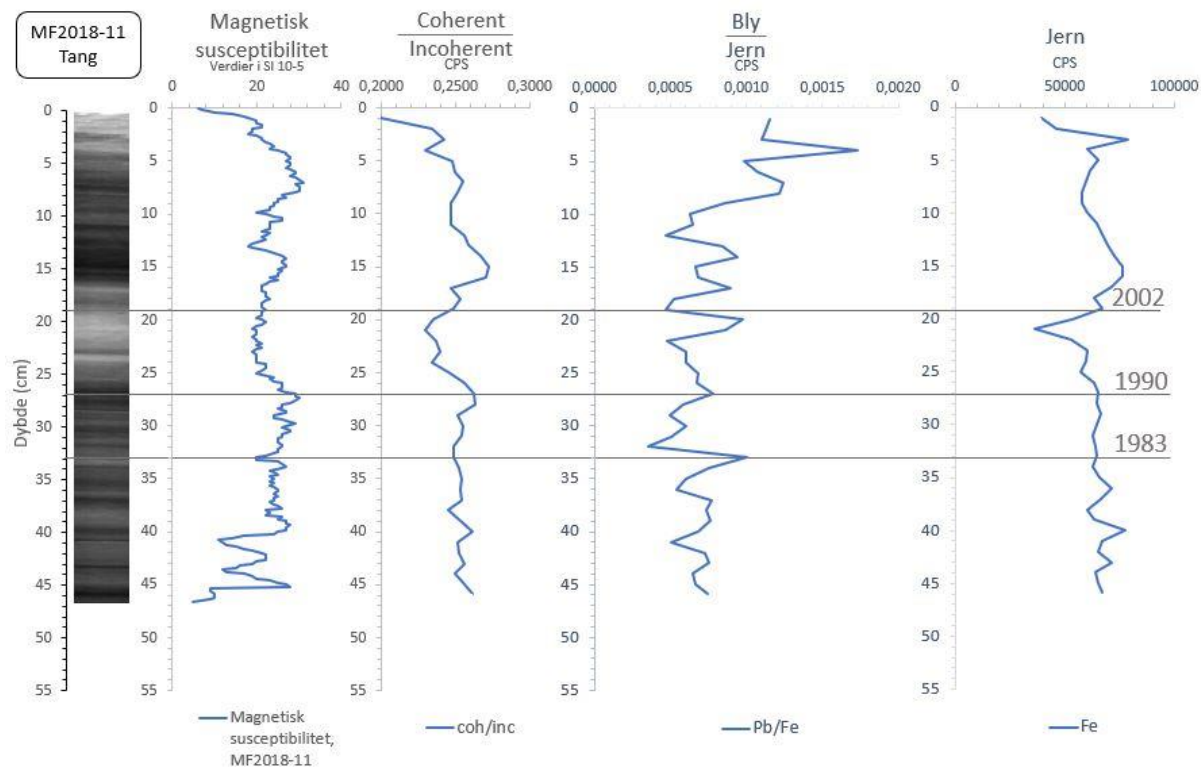
Magnetisk susceptibilitet, jern og coherent/incoherent er gradvis synkende.

Grafen for bly/jern viser variasjoner som samspiller med brebevegelsene i området.

Fra 1983 øker sedimentasjonsraten.



Figur 76: Endringer i ulike parametere ved Tang. Fra venstre: Røntgenbilde, kalium/jern, kalsium/jern, silisium/jern og glødetap. Plasseringen av årstall er markert med en mørk grå linje gjennom grafene. Merk: Glødetap er fra MF2018-10, de øvrige er fra MF2018-11.



Figur 77: Endringer i ulike parametere ved Tang. Fra venstre: Magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, bly/jern og jern. Merk: x-aksen på coherent/incoherent er manipulert for å få frem svingningene.

Endringene i bly/jern viser en jevn graf frem til 2002, og fra 2002 øker mengden bly i kjernen. I kjernene fra Tverrbergvatnet, Botn og Tang er endringene tydeligst etter 2002, som samsvarer med at tilbaketrekingen til breene er større nå enn det de har vært tidligere.

Økt avrenning vil gradvis øke konsentrasjonen av næringsstoffer. Den økende trenden i glødetap indikerer økt organisk materiale. De synkende næringsstoffene kalium/jern, kalsium/jern og silisium/jern indikerer at de blir brukt ved Tang og at det er en økning i primærprodusert organisk materiale. Magnetisk susceptibilitet er svakt synkende og kan korreleres med jern og coherent/incoherent. Det synkende mønsteret betyr at det har blitt lavere tetthet oppover i kjernen. Dette samsvarer med økende glødetap som indikerer økt organisk materiale, og bidrar til lavere magnetisk susceptibilitet og tetthet.

Klimaendringene fører til økt mengde silt i suspensjon i vannmassene og mer næring som gir økt mengde organisk materiale. Dette fører til økt avsetning av både minerogent og organisk materiale som gir en økt sedimentasjonsrate ved Tang.

En endring i klima, i form av økt nedbør, fører til en gradvis økende konsentrasjon av næringsstoffer og suspendert silt i vannmassene. Ved Tang kommer dette frem ved at organisk materiale gradvis øker som følge av økt mengde næring og avrenning. Sammen med en økt mengde avsatt minerogent materiale grunnet økt suspendert silt, har sedimentasjonsraten økt.

6.2.2.4 Hydrografiske endringer som kan tolkes som klimasignal

- Klimaendringer, i form av økt nedbør og avsmelting, fører til en gradvis økende konsentrasjon av næringsstoffer, turbiditet og mengde suspendert silt i vannmassene. I vestlige Tverrbergvatnet fører dette til endrede leveforhold og økt mengde gjengroing. Ved østlige Botn fører klima til at endrede leveforhold, mer gjengroing og økende sedimentasjonsrate. Ved østlige Tang fører klima til gjengroing og økende sedimentasjonsrate (Figur 63).
- Fremtidige klimaprognooser viser at klima vil ha en økende effekt i fremtiden.

6.2.3 Tema Erosjon

De tydelige tegnene på erosjon i Tverrbergvatnet og Straumane medfører at det blir tilført ytterligere materiale til vannmassene. Dette kan forsterke turbiditeten og endre vekstvilkårene i Hafslovatnet og føre til endringer i miljøsignaler i sedimentene.

6.2.3.1 Effekter av erosjon

Erosjon av breddene i Tverrbergvatnet og Straumane (Figur 55) fører til at jordsmonn og terrestrisk materiale vil bli tilført vannmassene. Erosjonen er knyttet til reguleringen av vannstanden og nye perioder med erosjon vil starte ved endringer i vannstandsmønster. I sedimentene vil derfor erosjon bli sett i sammenheng med endringer knyttet til reguleringen (omløpstunnel og fleksibel vannport) og klima.

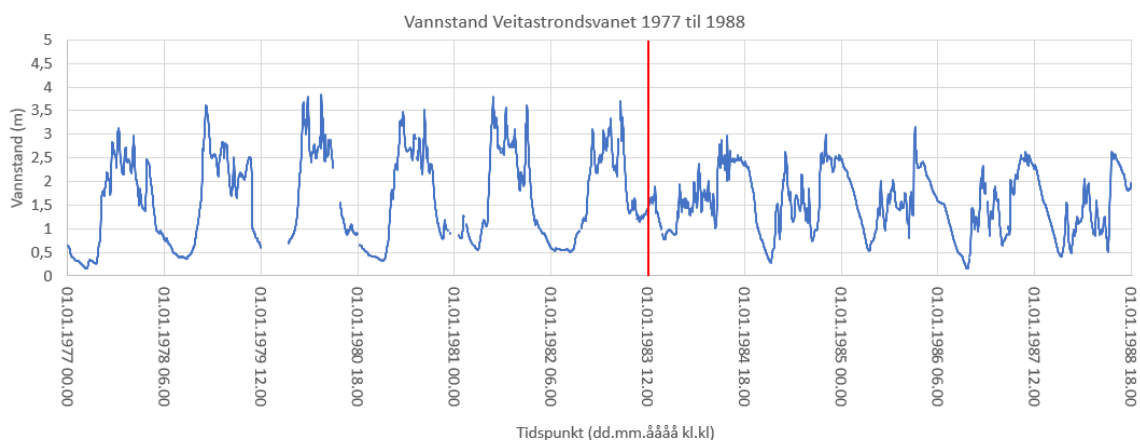
Erosjonen fører til økt turbiditet og tilfører mer næring til vestlige Tverrbergvatnet. Dette fører til at erosjon er en bidragsyter i de plutselige endringene knyttet til omløpstunnelen, om enn i mindre grad. Næringen tilført vannmassene fra erosjon blir transportert videre ned vassdraget grunnet strømningsmønsteret i Tverrbergvatnet.

I østlige Botn og Tang kan næringsstoffene tilført fra erosjon knyttes til de samme endringene som tidligere er knyttet til omløpstunnelen og klima. Erosjonen er også her bidragsyter, men i mindre grad enn omløpstunnelen og klima, og vil resultere i samme konklusjon.

Dette betyr at erosjonen vil amplifisere de plutselige endringene knyttet til omløpstunnelen og være en årsak til de gradvise endringene sammen med klima både i Tverrbergvatnet, Tang og Botn.

6.2.3.2 Mulige årsaker til erosjon

Vannstanden i Veitastrondsvatnet er en indikator på hvordan vannstanden og vannføringen er i Tverrbergvatnet. Ferdigstillingen av Årøy II i 1983 resulterte som tidligere nevnt i at Veitastrondsvatnet og Hafslovatnet ble regulerte vannmagasiner. Derfor vil det være hensiktsmessig å se etter endringer i vannstand før og etter 1983. Vannstanden i perioden 1977 til 1988 (Figur 78) viser en tydelig endring i vannstand og vannstandsmønsteret.

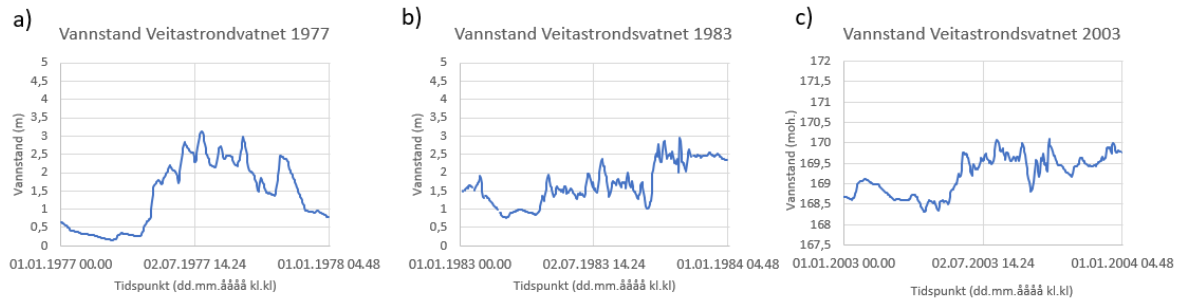


Figur 78: Vannstanden i Veitastrondsvatnet i perioden 1977 – 1988 og den røde streken viser 01.01.1983. Det er en tydelig endring i vannstandsmønsteret etter byggingen av Årøy II i 1983 i forhold til det uregulerte naturlige vannstandsmønsteret før byggingen. Data hentet fra NVE 2017.

Vannstanden fra 1977 til 1983 (Figur 78) viser et tydelig mønster i hvordan vannstanden varierer gjennom årene.

I 1983 skjer det en endring i vannstandsmønsteret som følge av etableringen av Veitastrondsvatnet som regulerbart magasin. Ved å se på vannstanden fra 1983 til 1988 (Figur 78) kan en se at det faste naturlige vannstandsmønsteret blir brutt og går over i et nytt mer kaotisk mønster. Ved å se på perioden 2000 til 2010 kan en se at det nye mønsteret etter 1983 ikke stabiliserer seg, men at vannstandssesongene jevner seg enda mer ut (Figur 52).

Ved å sette vannstanden i 1977 opp mot 1983 og 2003 (Figur 79) kan en se endringene i sesongvariasjonene gjennom et enkelt år. Vannstanden endrer seg fra et naturlig vannstandsmønster med tydelige sesongvariasjoner i 1977 (Figur 79a), til regulert vannstand uten noe stabilt mønster og uten tydelige sesongvariasjoner i 1983 og 2003 (Figur 79b og c). Dette viser at vannstandsmønsteret har endret seg minst to ganger og at det ikke er stabilt.



Figur 79a-c: a) Vannstanden i Veitstrondsvatnet i 1977 viser det naturlige vannstandsmønsteret. b) Vannstanden i Veitstrondsvatnet i 1983 viser en tydelig endring i forhold til 1977 med lavere vannstand på sommeren og høyere vannstand på slutten av året. c) Vannstanden i Veitstrondsvatnet i 2003 viser at det regulerte vannstandsmønsteret ikke er stabilt. Vannstanden på sommeren er lik som på slutten av året og sesongvariasjonen er nesten borte. Data hentet fra NVE 2017.

Den mest dramatiske endringen skjer i overgangen fra det naturlige vannstandsmønsteret før 1983 (Figur 78) til det ustabile mønsteret med mindre sesongvariasjoner etter 1983 (Figur 78). Dette har ført til den første perioden med erosjon, som trolig har vært den største på grunn av den drastiske endringen i vannstandsmønsteret. Effekten av erosjonen har vært sterkest i begynnelsen og avtatt med tid, men når erosjonen eventuelt har avtatt kommer ikke frem i miljøsignalene da effekten av klima gradvis øker og fortsetter påvirkningen. Den andre tydelige endringen i vannstandsmønster skjer rundt år 2000 (Figur 52). Dette mønsteret har enda mindre sesongvariasjoner, og startet trolig en ny erosjonsperiode. Dette betyr at erosjon har hatt en innvirkning på endringene i miljøsignaler gjennom store deler av perioden 1983 til 2018, men i ulik grad.

Erosjon har ført til økt turbiditet og dermed endret leveforholdene til organismer i Tverrbergvatnet. Erosjonen har også ført til en økt tilførsel av næringsstoffer og organisk materiale som har blitt transportert videre til Hafslovatnet, og økt sedimentasjonsraten ved Tang og Botn.

På grunn av endring i vannstandsmønster er det grunnlag til å fastslå minimum to erosjonsperioder. Den ene startet i 1983, og den andre rundt år 2000. Fremtidige endringer i vannstandsmønster vil føre til nye perioder med økt erosjon.

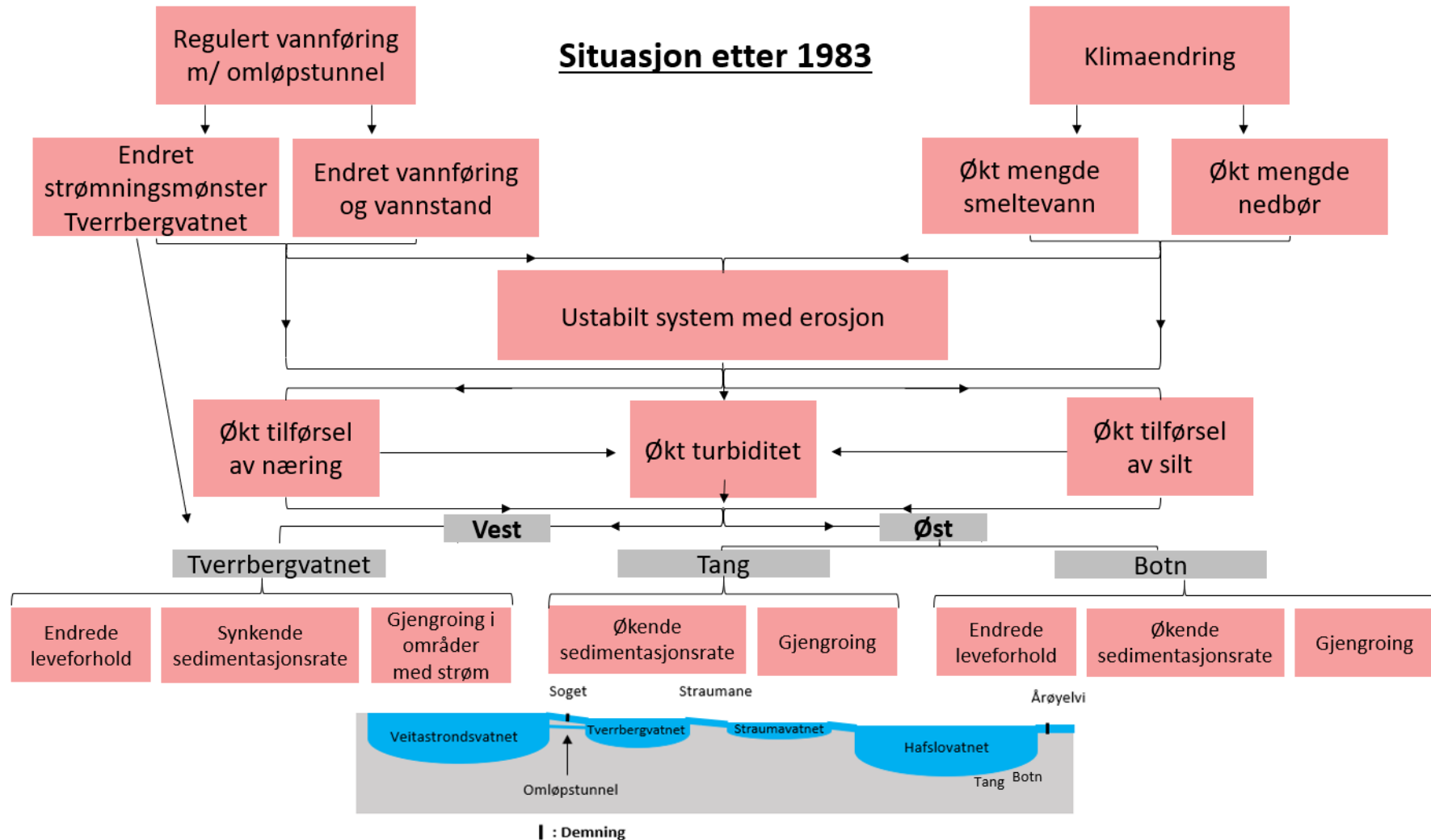
6.2.3.3 Hydrografiske endringer grunnet erosjon

- Erosjon, som følge av endringer i vannstandsmønster på grunn av vannkraftutbygging og klimaendringer, har ført til en økt tilførsel av næringsstoffer, økt turbiditet og organisk materiale. Dette fører til endrede leveforhold og gjengroing i vestlige

Tverrbergvatnet, endrede leveforhold, økende sedimentasjonsrate og gjengroing ved østlige Botn og økende sedimentasjonsrate og gjengroing ved østlige Tang (Figur 80).

- Det har vært minimum to erosjonsperioder som følge av endringer i vannstandsmønster, den ene startet i 1983 og den andre rundt år 2000. Fremtidige endringer i vannstandsmønster vil føre til nye perioder med erosjon.

6.2.4 Modell av situasjon etter 1983



Figur 80: Figuren er en oversiktsmodell over situasjonen i Hafslo etter 1983. Modellen viser at reguleringen av vassdraget og effekten av klimaendringer fører til erosjon. Reguleringen, klimaendringene og erosjon fører til økt tilførsel av næring, suspendert silt og turbiditet. Dette resulterer i endrede leveforhold for organismer, synkende sedimentasjonsrate og gjengroing i Tverrbergvatnet, økende sedimentasjonsrate og gjengroing ved Tang og endrede leveforhold for organismer, økende sedimentasjonsrate og gjengroing ved Botn.

7. Konklusjon

Oppgaven har studert sedimentære avsetninger fra Hafslovatnet, med den hensikt å finne ut om hydrografisk betingete miljøsignaler har blitt endret av klima- eller antropogene miljøendringer de siste 40 årene. Det konkluderes med at:

- Det er observert endringer i mengden nedbør, lufttemperaturen, mengden plantevekst i innsjøarealet og mengden erosjon langs breddene.
- Det finnes endringer i de hydrografisk betingete miljøsignalene i sediment. Det er registrert endringer i sedimentasjonsraten (avsetningsmiljø), sammensetningen og mengden av organisk materiale og minerogent materiale, turbiditeten (eufotisk sone) og vann-temperaturen.
- Endringene i miljøsignalene kan knyttes stort sett til utbyggingen av vannporten med omløpstunnel i 1983 og er delvis forsterket av endringer i klima etter 1985.

Klimaendringer ved og vannstandsregulering av Veitastronndvatnet og Hafslovatnet har ført til endringer i miljøsignalene i vestlige Tverrbergvatnet og østlige Hafslovatnet, og ført til erosjon langs breddene av Tverrbergvatnet og Straumavatnet. Disse endringene forekommer som en økning i tilført næring og en endring i transportmønster i Tverrbergvatnet, Straumavatnet og Hafslovatnet. Den mer næringsrike vannmassen er årsaken til gjengroingen i Tverrbergvatnet, Straumavatnet og Hafslovatnet som har blitt påvist av NIVA i 2015.

Til slutt konkluderes det med at effektene av vannkraftreguleringen og klima amplifiserer hverandre. Ytterligere endringer i klima vil derfor bli amplifisert av omløpstunnelen og øke mengden erosjon. Dette vil trolig akselerere gjengroingsprosessen i Hafslovatnet.

8. Videre arbeid

Etter utført arbeid har en kommet frem til følgende anbefalinger til videre arbeid i området:

Utføring av askeanalyse for å få en sikrere datering, gjennomføre en ^{210}Pb -datering eller få til en absolutt datering av for eksempel historiske radiometriske hendelser som involverer ^{137}Cs , med radioaktive horisonter i sediment fra Tsjernobyl i 1986 eller atomprøvesprengningene i 1963 (som for eksempel vist i Nordåsvatnet av Paetzel et al., 1994). Dette vil gjøre det mulig å tidfeste endringer mer nøyaktig og dermed lettere settes i sammenheng med ytre faktorer.

Undersøkelse av strømningsmønster i Tverrbergvatnet og Hafslovatnet for å kunne bekrefte hvordan vannmassene transporterer næring og suspendert sediment til de ulike vestlige og østlige deler av Hafslovatnet.

Lengre kjerner for å se om det er en reell endring før og etter 1983, da det nå er lite data som forklarer situasjonene før 1983.

Prøvetaking av sediment bør inkludere kjerner fra Kvamsbukta i Hafslovatnet. Dette bør gjøres siden det her er et område hvor det har blitt rapportert omfattende gjengroing og endring i bunnforhold.

Bibliografi

- Aa, A. R. (1982). Ice movements and deglaciation in the area between Sogndal and Jostedalbreen, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*(Vol. 62), pp. 179-190.
- Berdal, A. (1976). A/S Sognekraft Årøy Kraftverk, Veitastrondsvatnet flomtunnel (blueprint). Høvik.
- Brandrud, T., Mjelde, M., & Lindstrøm, E.-A. (1992). *Vannvegetasjonen i Hafsløvatnet, Luster kommune*. Norsk institutt for vannforskning. Oslo: NIVA.
- Bremer, K. (1952). Hafslø Ikring År 1860. (I. H. Prenteverk, Ed.) *Tidsskrift utgjeve av historielaget for Sogn*(15), pp. 17-151.
- Brunel Microscopes Ltd. (uten dato). *Naphrax Diatom Mountant*. Retrieved April 12, 2019, from Brunel Microscopes Ltd: <http://www.brunelmicroscopes.co.uk/naphrax.html>
- Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. New York: Oxford University Press, Inc.
- Dale, T. (2019). Personlig meddelelse.
- Dale, T., & Paetzel, M. (2010). Climate proxies for recent fjord sediments in the inner Sognefjord region, western Norway. *Geological Society, London, Special Publications*(v. 344), pp. 271-288.
- Danielsen, T., Vegge, E., & Grimsby, P. (2012). *Er det mulig å bli kvitt kryptosivproblemet på Sørlandet? Evaluering av gjennomførte tiltak*. Oslo: Norges Vassdrags- og energidirektorat.
- de Wolff, A. (2017). *Excessive plant growth in lake Hafsløvatnet, Western Norway*. Høgskulen på Vestlandet, Van Hall Larensten. Nederland: Van Hall Larensten University of Applied Sciences.
- DeColibus, D. (2013). *Tabellaria flocculosa*. Retrieved Mai 6, 2019, from Diatoms of North America: https://diatoms.org/species/tabellaria_flocculosa
- FHI. (2018, November 11). *Kjemiske og fysiske stoffer i drikkevann*. Retrieved Juni, 2 2019, from Folkehelseinstituttet: [https://www.fhi.no/nettpub/stoffer-i-drikkevann/kjemiske-og-fysiske-stoffer-i-drikkevann/](https://www.fhi.no/nettpub/stoffer-i-drikkevann/kjemiske-og-fysiske-stoffer-i-drikkevann/kjemiske-og-fysiske-stoffer-i-drikkevann/)
- Flotve, P. T., Lilleslett, S., & Rag, A. R. (2016). Landskapsanalyse av Hafslø.
- FN-sambandet. (2018, Oktober 5). *Klimaendringer*. Retrieved April 4, 2019, from FN-sambandet: <https://www.fn.no/Tema/Klima-og-miljoe/Klimaendringer>
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S., & Andersen, A. (2007). *Landet blir til - Norges Geologi, kapittel 6: En fjellkjede blir til*. (I. Ramberg, I. Bryhni, & A. Nøttvedt, Eds.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Furey, P. (2010). *Eunotia*. Retrieved Mai 6, 2019, from Diatoms of North America: <https://diatoms.org/genera/eunotia>

- Fylkesarkivet i Sogn og Fjordane. (2019a, Mars 21). *Veitastrondsvegen*. Retrieved April 3, 2019, from Kulturhistorisk Leksikon: <https://leksikon.fylkesarkivet.no/article/73348391-25b2-4036-91d6-a3a942c1a015/>
- Fylkesarkivet Sogn og Fjordane. (2019b, Mars 21). *Modvo - ein jernaldergard i Hafslø*. Retrieved April 5, 2019, from Kulturhistorisk Leksikon: <https://leksikon.fylkesarkivet.no/article/e3e49a7b-3439-4064-990c-29682afc36f1/>
- Geotek. (uten dato). *MSCL-S: MULTI-SENSOR CORE LOGGER*. Retrieved April 16, 2019, from Geotek: <https://www.geotek.co.uk/products/mscl-s/>
- Grøn, Ø. (2009, Februar 14). *Magnetisk Susceptibilitet*. Retrieved April 16, 2019, from Store Norske Leksikon: https://snl.no/magnetisk_susceptibilitet
- Hassum, M., & Patelis Røyrvik, M. (2019). Signaler fra avsetning av forurensende stoffer i og rundt Hafsløvatnet (Vest-Norge) over de siste 60 år. Upublisert Bacheloroppgave, Høgskulen på Vestlandet, Campus Sogndal, Institutt for miljø- og naturvitenskap.
- Jenkins, R. (1999). X-Ray fluorescence. In J. Winefordner, *Chemical Analysis - a series of monographs on analytical chemistry and its applications Volume 152*. John Wiley & Sons Inc.
- Juvkam, D. (1999). *Historisk oversikt over endringer i kommune- og fylkesinndelingen*. Oslo: Statistisk sentralbyrå. Retrieved Mai 3, 2019, from https://www.ssb.no/a/publikasjoner/pdf/rapp_9913/rapp_9913.pdf
- Kievits, L. (2011). Volcanic ash dating og recent Sogndalsfjor sediments, Western Norway. Bachelor thesis, Høgskulen i Sogn og Fjordane, Sogndal, Norge og Hogeschool van Hall Larenstein, Leeuwarden, Netherlands, 69s.
- Klakken, S. (2015). Endringer i sammensetning av ferskvannsdiaatoméer i sedimentene fra Barsnesfjorden, Vest-Norge, over de siste 50 år.
- Kociolek, P. (2011). *Thalassiosira weissflogii*. Retrieved Mai 6, 2019, from Diatoms of North America: https://diatoms.org/species/thalassiosira_weissflogii
- Limnological Research Center Core Facility. (2009, 12 29). *MAGNETIC SUSCEPTIBILITY LOGGING FOR CORES*. Limnological Research Center Core Facility . Retrieved Mai 28, 2019, from <http://lrc.geo.umn.edu/lacore/assets/pdf/sops/susceptibility.pdf>
- Lovdata. (1991). *Forskrift om fredning av Hafsløvatnet fuglefredningsområde, Luster kommune, Sogn og Fjordane*. Retrieved Mai 6, 2019, from Lovdata: <https://lovdata.no/dokument/LF/forskrift/1991-12-20-951>
- Luster Kommune. (2014). *Forvaltningsplan for Hafsløvatnet fuglefredningsområde*. Gaupne.
- Luster Kommune. (2016). Retrieved Mars 28, 2019, from Svar på interpellasjon attgroing av Hafsløvatnet: <http://www.luster.kommune.no/cpclass/run/cpesa62/file.php/def/16034134d16034134o444f24/svar-paa-interpellasjon-attgroing-av-hafsløvatnet.pdf>
- Mamen, J. (2017, 1 September). *Normalperiode*. Retrieved Mai 2, 2019, from Store Norske Leksikon: <https://snl.no/normalperiode>

- Mamen, J. (2018, August 29). *Klima*. Retrieved April 4, 2019, from Store Norske Leksikon: <https://snl.no/klima>
- Meteorologisk Institutt. (2018, November 19). *eKlima*.
- Meteorologisk Institutt. (2019a, Mars 7). *Klima siste 150 år*. Retrieved April 4, 2019, from Meteorologisk Institutt: <https://www.met.no/vaer-og-klima/klima-siste-150-ar>
- Meteorologisk Institutt. (2019b, Mars 7). *Vestlandet siden 1900*. Retrieved April 4, 2019, from Meteorologisk Institutt: <https://www.met.no/vaer-og-klima/klima-siste-150-ar/regionale-kurver/vestlandet-siden-1900>
- Montana State University; Carleton College. (2019a, April). *X-Ray Fluorescence (XRF)*. Retrieved April 16 2019, from Geochemical Instrumentation and Analysis: https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/XRF.html
- Montana State University; Carlton College. (2019, April). *Measuring Lake Turbidity Using a Secchi Disk*. Retrieved April 26, 2019, from Microbial Life: https://serc.carleton.edu/microbelife/research_methods/environ_sampling/turbidity.html
- Munsell. (2009). *Munsell Soil Color Book*.
- Naustvoll, L. J. (2014). Kiselalger - en nøkkelorganisme i marine økosystemer. *Havforskningsrapporten 2014, Ressurser, Miljø og Akvakultur på Kysten og i Havet*, pp. 57-59.
- Nesje, A. (2012). *Brelære - bre, landskap, klimaendringer og datering* (2 ed.). Kristiansand: Høyskoleforlaget AS - Norwegian Academic Press.
- Nesse, W. D. (2012). *Introduction to Mineralogy* (2 ed.). New York: Oxford University Press.
- NGU. (2015a). *Kvartærgeologi*. Retrieved April 1, 2019, from Norges Geologiske Undersøkelse: <https://www.ngu.no/emne/kvartærgeologi>
- NGU. (2015b). *Magnetisk Susceptibilitet*. Retrieved April 16, 2019, from Norges Geologiske Undersøkelse: <https://www.ngu.no/emne/magnetisk-susceptibilitet>
- NGU. (2016). *Glasiasjoner og havnivå*. Retrieved April 2019, from Norges Geologiske Undersøkelse: <https://www.ngu.no/emne/glasiasjoner-og-havniva>
- NGU. (2017a). *Berggrunnsgeologi*. Retrieved Mars 29, 2019, from Norges Geologiske Undersøkelse: <https://www.ngu.no/emne/berggrunnsgeologi>
- NGU. (2017b). *Regionalgeologi*. Retrieved Mars 28, 2019, from Norges Geologiske Undersøkelse: <https://www.ngu.no/emne/regionalgeologi>
- NGU. (2018a). *Berggrunn N250*. Retrieved Mars 29, 2019, from Norges Geologiske Undersøkelse: <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/?kommunenr=1426>
- NGU. (2018b). *Løsmasser*. Retrieved April 2, 2019, from Norges Geologiske Undersøkelse: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/?extent=70123,6820379,88487,6830880

- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*, 2. ed. West Sussex: Wiley-Blackwell.
- NIVA. (2015). *Kartlegging av tilgroing i Hafsløvatnet fuglefredningsområde*. Norsk institutt for vannforskning .
- NKSS. (2015). *Klima i Norge 2100*. Norsk klimaservicesenter. Retrieved from https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/rapporter-og-publikasjoner/_attachment/6617?_ts=14ff3d845d6
- NKSS. (2017). *Klimaprofil Sogn og Fjordane*. Norsk klimaservicesenter.
- Nordgulen, Ø., & Andersen, A. (2007). *Landet Blir Til - Norges Geologi, kapittel 3: Jordas Urtid*. (I. Ramberg, I. Bryhni, & A. Nøttvedt, Eds.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Norton, M. G. (1987). The Nordfjord-Sogn Detachment, W. Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*(67), pp. 93-196.
- Nussbaumer, S., Nesje, A., & Zumbühl, H. (2011). Historical glacier fluctuations of Jostedalbreen and Folgefonna (southern Norway) reassessed by new pictorial and written evidence. *The Holocene*, pp. 455-471.
- NVE. (1980, November 28). *Tillatelse for A/S Sognekraft*. Retrieved April 3, 2019, from <https://www.nve.no/kdb/sc196.pdf>
- NVE. (2014, Mai 28). *Museumsordningen*. Retrieved April 3, 2019, from Norges vassdrags- og energidirektorat: <https://museumsordningen.wordpress.com/2014/05/28/ukens-kulturminne-30/#more-5263>
- NVE. (2019). *NVE Innsjødatabase*. Retrieved April 1, 2019, from NVE Innsjødatabase: <https://temakart.nve.no/link/?link=innsjodatabase>
- NVE. (uten dato a). *Årøy I*. Retrieved Mai 3, 2019, from Vannkraftverk: <https://www.nve.no/energiforsyning/vannkraftpotensialet/vannkraftdatabase/vannkraftverk/?id=805>
- NVE. (uten dato b). *Årøy*. Retrieved Mai 3, 2019, from Vannkraftverk: <https://www.nve.no/energiforsyning/vannkraftpotensialet/vannkraftdatabase/vannkraftverk/?id=530>
- Nynorsk kultursentrum. (2011, April 4). *Årøy-kraft og Sognekraft*. Retrieved April 3, 2019, from Allkunne - levande leksikon: <https://www.allkunne.no/framside/fylkesleksikon-sogn-og-fjordane/historie-i-sogn-og-fjordane/historie/aroy-kraft-og-sognekraft/1901/79401/>
- Ocean Drilling Program. (1988). *Handbook for Shipboard Sedimentologist*. Texas A&M University.
- Olney, M. (2002). *MIRACLE*. Retrieved April 2019, from University College London: <https://www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/diatom.html>

- Osmundsen, P. T., & Andersen, T. (2001). The middle Devonian basins of western Norway: sedimentary response to large-scale transtensional tectonics? *Tectonophysics*(332), pp. 51-68. Retrieved from <http://folk.uio.no/torgeir/pdfpapers/PTO&TBA2000.pdf>
- Paetzel, M. (2019). Personlig meddelelse.
- Paetzel, M., & Schrader, H. (1991). Heavy metal (Zn, Cu, Pb) accumulation in the Barsnesfjord: Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* (Vol. 71), pp. 65-73.
- Paetzel, M., & Schrader, H. (1992). Recent environmental changes recorded in anoxic Barsnesfjord sediments: Western Norway. *Marine Geology*.
- Paetzel, M., Schrader, H., & Croudance, I. (1994). Sewage history in the anoxic sediments of the fjord Nordåsvannet, Western Norway: (I) Dating and trace metal accumulation. *The Holocene* 4, pp. 290-298.
- Puschmann, O. (2005). *Nasjonalt referansesystem for landskap - Beskrivelse av Norges 45 landskapsregioner*. Norsk institutt for jord- og skogkartlegging.
- Rothwell, R. G. (1989). In *Minerals and Mineraloids in Marine Sediments and Optical Identification Guide* (p. 279). London: Elsevier Science Publisher LTD.
- Santha, J. (1990). *Dybdekart over Tverrbergvatnet og Straumavatnet*. NVE Hydrologisk avd.
- Schumann, W. (1989). *Norsk Steinhåndbok* (Norsk ed.). (J. I. Tollefsrud, Trans.) Oslo: H. Aschehoug & Co.
- Sogn Avis. (2014, Oktober 14). Vatnet Trua Av Grøn Katastrofe. *Sogn Avis*(196), pp. 6-7.
- SSB. (2018, Desember 3). *Tettsteders befolkning og areal*. Retrieved April 5, 2019, from Statistisk Sentralbyrå: <https://www.ssb.no/befolkning/statistikker/befteft/aar>
- Starheim, O. (2009). *Fylkesleksikon for Sogn og Fjordane, bind 3*. NRK Sogn og Fjordane i samarbeid med NRK Aktivum.
- Thorsnæs, G., & Askheim, S. (2008, August 20). *Luster*. Retrieved Mars 28, 2019, from I Store Norske Leksikon: <https://snl.no/Luster>
- Udden, J. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin* 25, pp. 655-744.
- UiB. (2014, 10). *Itrax XRF Core Scanner*. Retrieved April 16, 2019, from Universitetet i Bergen: <https://www.uib.no/en/epos-n/81333/itrax-xrf-core-scanner>
- UiB. (2017, Oktober 26). *Scanner-lab*. Retrieved April 16, 2019, from Universitetet i Bergen; Institutt for Geovitenskap: <https://www.uib.no/geo/111535/scanner-lab>
- UiO. (2018). *Hva skjer med samfunnet vårt når isbreene smelter?* Retrieved Mai 27 2019, from forskning.no: <https://forskning.no/universitetet-i-oslo-partner-geofag/hva-skjer-med-samfunnet-vart-nar-isbreene-krymper/269684>
- Vegge, E., & Haraldstad, Ø. (2006). *Krypsiv i Sørlandsvassdrag*. Fylkesmannen i Vest-Agder. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

- Weddell Sea Expedition 2019. (uten dato). *OCEANOGRAPHY (CTD)*. Retrieved April 2019, from Weddell Sea Expedition 2019: <https://weddellseaexpedition.org/the-expedition/technology/oceanography-ctd>
- Wentworth, C. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology* 30(5), pp. 377-392.
- Yang, X., Xiong, B., & Yang, M. (2010). Relationships among heavy metals and organic matter in sediment cores from Lake Nanhu, an urban lake in Wuhan, China. *Journal of Freshwater Ecology*, pp. 243-249.
- Økland, J. (1983). *Miljø og prosesser i innsjø og elv: Ferskvannets verden 1*. Universitetsforlaget.
- Økland, J. (1998). *Vann og vassdrag. 3: Kjemi, fysikk og miljø*. Stabekk: Vett & Viten.

Appendikser

Appendiks I

Smørepreparater

Diatoméanalyse

Partikulær analyse

Appendiks II

Analyser fra Bergen

Røntgenfluorescens

Magnetisk susceptibilitet

Appendiks III

Analyser fra Sogndal

Glødetapanalyse

Redoksanalyse

Appendiks IV

Hydrografi

Secchi

CTD

Nedbør

Temperatur

Vannstand

Appendiks V

Litologi

Appendiks VI-VIII

Batymetriske kart i PDF

VI Veitastrondsvatnet

VII Tverrbergvatnet og Straumavatnet

VIII Hafsløvatnet