



**Høgskulen
på Vestlandet**

BACHELOROPPGAVE

**Avsetninger fra historiske hendelser i Indre
Aurlandsfjorden, Vest-Norge, over de siste 40 år – del I. De
sedimentologiske signaler**

-

**Deposits from historic events in the Aurlandsfjord, Western
Norway, over the last 40 years – part I. The
sedimentological records**

**Bacheloroppgåve i geologi
GE491**

**HØSKULEN PÅ VESTLANDET, SOGNDAL
01.06.2017**

Antall ord: 14984

MARTIN MIDTTØMME, ESPEN R. THIEM OG ODIN N. HAGA

Veileder: Matthias Paetzel

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jfr. *Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10.*

Forord

Dette er en bacheloroppgave skrevet av tre studenter ved Høgskulen på Vestlandet, Sogndal, på linjen geologi og geofarar.

Vi ønsker å rette en stor takk til Matthias Paetzel som har vært vår veileder og satt av store deler av sin private tid for å hjelpe oss. Denne oppgaven ville ikke vært mulig uten han.

Takk til Torbjørn Dale som har vært svært imøtekommende og engasjert. Han var med på både prøvetakning og laboratoriearbeid, samt hjalp oss med hvordan vi skulle tolke dataene.

Takk til Peter Hovgaard for lån av båten «Knut» som ble brukt for innhenting av prøvene.

Takk til den lokale guiden Harald Sjursen for godeskildringer av utviklingen i Flåm.

Takk til de internasjonale studentene som deltok i Aurlandsfjordprosjektet og var med å produsere resultatene som ble brukt.

Sist, men ikke minst, vil vi rette en takk til Universitetet i Bergen, og da spesielt Haflidi Haflidason, Christian Eide og Eivind Wilhelm Nagel Støren, for deres viktige innspill.

Abstract

The purpose of this investigation was to see what sedimentologic signals one could trace in sediment cores in Inner Aurlandsfjorden, Western Norway, and if it would be possible to date these signals and then trace them to their sources. In 2005, Nærøyfjorden was put on UNESCO's world heritage site list, and parts of Aurlandsfjorden was included in this. There has been a lot of focus on preserving the unique Norwegian fjord landscape that can be seen above the water, however it is also what lays beneath the surface that is to be preserved, and this investigation intend to shed some light on what happens there.

Sampling was done in September 2017 in the inner part of Aurlandsfjorden. Nine gravity cores were taken, three in each designated area of interest. For the sedimentologic signals this part focus on, two sediment cores from each designated area were investigated. The areas of interest were Kistadypet, Stampa and the Cruise ship harbour. Signals in the sediment cores were connected to historic events that are well known in Flåm, and that could have affected the sediments. To find these signals, this investigation looked at several key factors able to tell something about source of origin for the sediments. Analysis of composition of diatoms, forams, grain sizes, organic matter and mineral matter have been done, as well as measurements of redox values, density, porosity and amounts of organic matter.

The results show clear signals from the century flood in 2014, in the upper part of the sediments in Kistadypet. The cruise ship harbour has become a more isolated system since the construction on the river delta in 1985, however traces from the century flood can also be observed. Stampa bay shows partially weak signals from Flåmselvi, while deposits connected to the filling of tunnel masses are more dominant in that area.

It is concluded that traces from historic events can be observed in the sediments in Inner Aurlandsfjorden. Different areas within the fjord are affected differently depending on location and sources of deposits. It is possible to date and trace the signals when they show clear changes in the different parameters investigated.

Only the Cruise ship harbour showed signals from the construction on the river delta in 1985 and further research could be to investigate longer sediment cores in Kistadypet and Stampa, to observe possible changes experienced in these areas.

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	7
1.1	Generell bakgrunn	7
1.2	Målsetting	11
1.3	Områdebeskrivelse	12
1.3.1	Berggrunnsgeologi	12
1.3.2	Kvartærgeologi	14
1.3.3	Batymetri	15
1.3.4	Hydrografi	16
1.3.5	Nedbørsfelt	17
1.3.6	Historie	19
1.4	Tidligere relevante undersøkelser	23
2	Materialet	26
3	Metode	28
3.1	Tilegnelse av sedimentkjerner	28
3.2	Åpning av sedimentkjerner	30
3.3	Smørepreparat	33
3.3.1	Feilkilder til smørepreparat	35
3.4	Observasjoner i lab	36
3.4.1	Partikulære observasjoner	37
3.5	Biologiske observasjoner	38
3.5.1	Diatoméer	39
3.5.2	Foraminiferer	39
3.6	Tetthet, vanninnhold og porøsitet	41
3.7	Loss on ignition (LOI)	41
3.8	Redox	42
4	Resultater	43
4.1	Kistadypet	44
4.1.1	Kjerne MF2016-2	44
4.1.2	Kjerne MF2016-4	47
4.2	Havnebassenget	50
4.2.1	Kjerne MF2016-7	50
4.2.2	Kjerne MF2016-9	51
4.3	Stampa	54

4.3.1	Kjerne MF2016-11	54
4.3.2	Kjerne MF2016-12	55
5	Diskusjon.....	56
5.1	Tolkning av hendelser	56
5.1.1	Kistadypet.....	56
5.1.2	Havnebassenget.....	60
5.1.3	Stampa.....	65
5.1.4	Datering og sedimentasjonsrate	69
5.1.5	Omsetting	71
6	Konklusjon	73
	Kildeliste	74

Tabell liste

Tabell 1: Oversikt av resultater fra tidligere hydrografiske undersøkelser i Aurlandsfjorden. Datainnsamling har foregått i samme undersøkelsesområdet i fjorden. Tabell hentet fra Vassenden (2017).....	17
Tabell 2.1: Viser kjernes egenskaper og posisjon. Her formidles også hvilket dyp kjerne er tatt og hvilket undersøkelser som har blitt gjort.	26
Tabell 3.1: Oversikt over kornstørrelser klassifisert, fra Udden-Wentworth skalaen.....	37

Figur liste

Figur 1.1: A. Oversikt over Norge. Sognefjorden er markert i svart rute. B. Oversiktskart over Aurlandsfjorden. Indre Aurlandsfjorden er markert i den svarte ruten, og bygden Flåm ligger innerst i fjorden. © Kartverket.....	8
Figur 1.2 Oversiktskart over indre del av Aurlandsfjorden med de tre aktuelle områdene Kistadypet, havnebassenget og Stampa. © Kartverket	9
Figur 1.3: Illustrasjonen viser lukkingen av lapetushavet. A. Før lukkingen skilte lapetushavet Laurentia- og Baltikaplaten B. I Silur konvergente platene og havet lukket seg. Modifisert fra IATN, 2014.....	12
Figur 1.4: Berggrunnskart over Aurlandsfjorden. Hentet fra: NGU, 2017	13
Figur 1.5: Batymetrisk kart over indre del av Aurlandsfjorden. Modifisert fra Statens Kartverk: sjøkart (2017)	15
Figur 1.6: Kartet viser nedbørsfeltet til Flåmselvi, De svarte firkantene er lokasjonene til vannkraftverkene. De blå vannene i Flåmsvassdraget er de regulerte vannene, Reinungavatnet, Seltuftvatnet og Klevavatnet. Det er flere store og små breer rundt nedbørsfeltet, men ingen av disse dreneres av Flåmselvi.. Utsnitt hentet fra NVE Atlas (30.05.2017).....	18
Figur 1.7: Hendelseskart over indre Aurlandsfjord. Her illustreres orienteringen til Kistadypet, Havnebassenget og Stampa i forhold til hendelsene. Den grafiske utformingen av tunnelmassedumping er georeferert (se vedlegg: Oversikt over profiler, Statens Vegvesen). Modifisert i Esri ArcGIS med bakgrunnskart fra © Kartverket (2017)	20
Figur 1.8. A: Flybilde fra 1969 over deltaområdet til flåmselva før kaiutbygging i 1985. © Kartverket (1969) B: Flybildet fra 2014 over dagens Flåm etter utfylling og ferdigstilling av kaianlegget. © Kartverket (2017)	21
Figur 1.9: Vannføring med middelveier målt i Brekke bru, fra år 1910-2010. Figuren viser vannføringer målt i m ³ /s og påviser tre flomhendelser fra 1973, 1985 og 2014. Grafen er laget av Hafliidasjon og Eide (2016) og modifisert av Paetzel (2016).	22
Figur 2.1: Kartet viser indre Aurlandsfjorden og lokasjonen kjerneprøvene. © Kartverket 20.....	27
Figur 3.1: Båten "Knut" som ble brukt ved innhenting av sedimentkjerner	29
Figur 3.2: Stativ for kjerneprøve. Rørene ble plassert på stativet og senket ned i sedimentene	29
Figur 3.3: En hevert fjerner vannet i øverste del av prøverøret	31
Figur 3.4: Oasis presses ned i prøverøret for å holde sedimentene på plass	32
Figur 3.5: åpningskjerneprøve MF2016-9. Tommestokk til venstre for prøve for målestokk	33
Figur 3.6: Prøven åpnes med blikksaks modell JS 1660.....	33
Figur 3.7: Seks merkete dekkglass ligger klare på kokeplaten for å limes sammen til smørepreparatene	34
Figur 3.8: Tilsetting av materiale på glassflate m/ tannpirker.....	35
Figur 3.9: Prøven tilsettes én dråpe Kodak photo-flo 200 løsning for å fjerne overflatespenningen	35
Figur 3.10: Smørepreparat for kjerne MF2016-12, dybde 11,5 cm-12,0 cm, under lupen i mikroskop. Brukt til partikulære observasjoner	36
Figur 3.11: Et bilde av det som ble observert i mikroskop (40x forstørrelse) på smørepreparat. Midt i bildet kan en se en diatomé med klare strukturer, omgitt av minerale og organiske materialer. Den sorte massen nederst i bildet er terrestrisk materiale	38

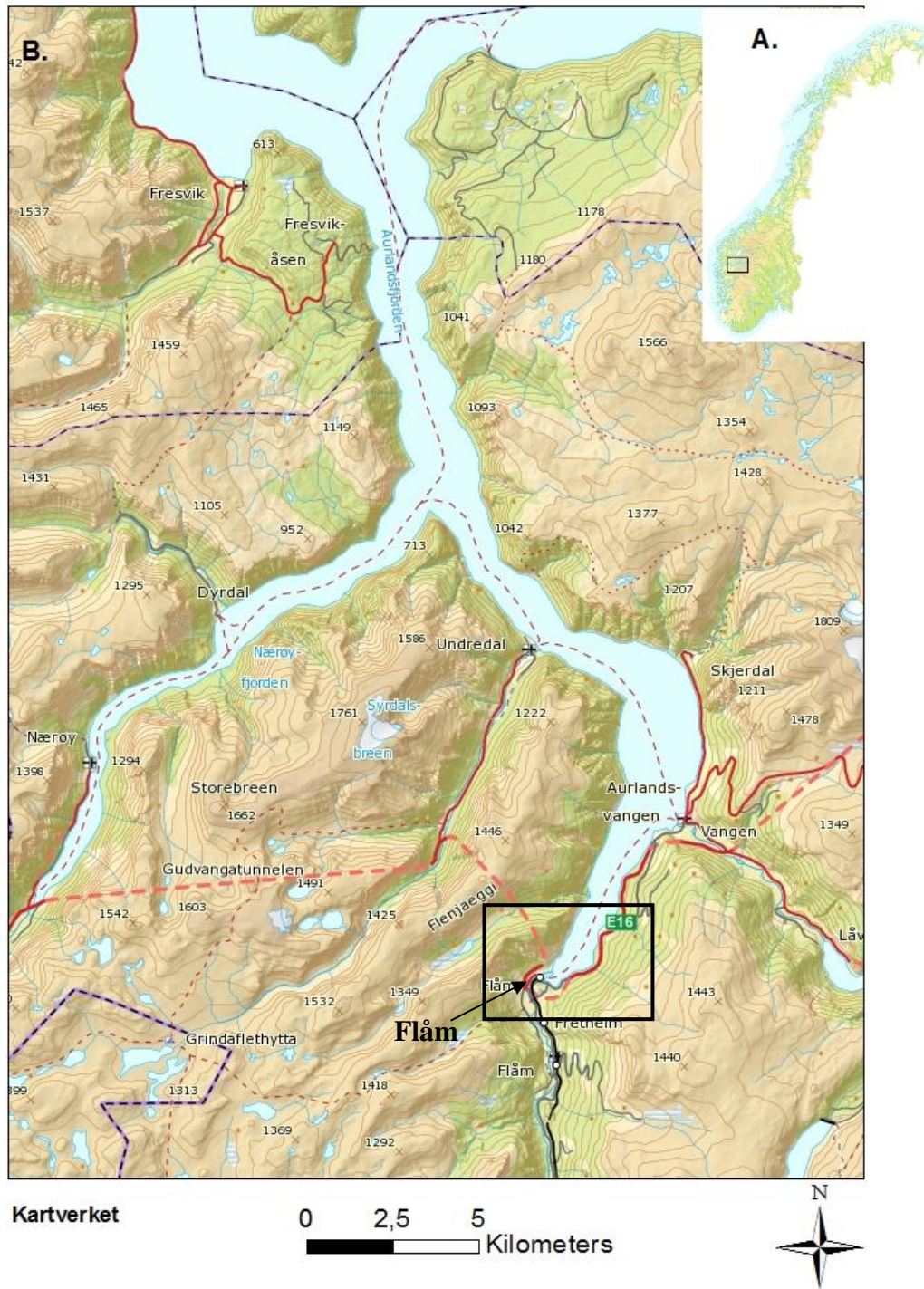
Figur 3.12: Siling av sedimenter. FOTO: INA BASSLER og ACHIM BUCHER (2016).....	39
Figur 3.13: De fire ulike silene som ble brukt. FOTO: INA BASSLER og ACHIM BUCHER (2016).....	40
Figur 3.14: Forbrenningsovn brukt for å finne LOI. FOTO: A. KOT (2016)	41
Figur 3.15: Oppsett for redox-målinger. En anode og en katode kan sees plassert i øvre sedimentlag i en kjerneprøve. PH-meter kan sees til høyre foran i bildet	42
Figur 4.1: Resultater fra diatoméundersøkelsen i kjerne MF2016-2. A. Marine planktoniske B. Ferskvann planktoniske C. Ferskvann bentiske D. Ukjente diatoméer	44
Figur 4.2: Kornstørrelsesgraf med sammenslåtte verdier fra veldig fin silt og leire	45
Figur 4.3: Graf over det marine organiske materialet relativt til det terrestrisk organiske materialet	45
Figur 4.4: Mineralt materiale målt relativt til det organiske materialet	46
Figur 4.5: Oksygen-reduksjonspotensial målt i mV.	46
Figur 4.6: Grafen viser andel marine planktoniske diatoméer av totalt antall diatoméer	47
Figur 4.7: Grafen viser fordelingen av kornstørrelsen sand	47
Figur 4.8: Grafen formidler utviklingen i det marine organiske materialet i forhold til terrestrisk organisk materiale	48
Figur 4.9: Oksygen-reduksjonspotensialet målt i mV	48
Figur 4.10 Utviklingen i antall foraminiferer per 10 ml	49
Figur 4.11: Fremstilling av marine planktoniske diatoméer	50
Figur 4.12: Fremstilling av diatoméer i kjerne MF2016-9. A. marine planktoniske diatoméer B. ferskvannsdiaatoméer	51
Figur 4.13: Grafisk fremstilling av kornstørrelsen sand	51
Figur 4.14: Redox-resultater	52
Figur 4.15: A. viser totale foraminiferer per 10 ml. B. Fremstilling av individuelle foraminiferer arter observert i MF2016-9	52
Figur 4.16: Grafisk fremstilling av årsnedbør over Aurland som strekker seg tilbake til 1980. Data er hentet fra senorge.no	53
Figur 4.17: Grafisk fremstilling av marine planktoniske diatoméer.....	54
Figur 4.18: Grafisk fremstilling av kornstørrelsen leire	54
Figur 4.19: Grafisk fremstilling av marine planktoniske diatoméer.....	55
Figur 4.20: Grafen fremstiller fordelingen av antall foraminiferer	55
Figur 5.1: Resultater fra kjerne MF2016-2. A. Fordeling av marine planktoniske diatoméer oppgitt i prosent, viser reduksjon fra 7,5-3,5 cm. B. Sammenslåing av de finere avsetningene leire og veldig fin sil. Grafen viser en gradvis nedgang fra 10 cm og opp. C. Forhold mellom marint og terrestrisk materiale, oppgitt kumulativt. Tendenser til gradvis oppgang av marint materiale etter 8 cm. D. Forhold mellom mineralt og organisk, oppgitt kumulativt. Redox resultater fremstilt i millivolts. Forstyrrelser oppstår fra 8-5,5 cm.	57
Figur 5.2: Resultater fra kjernen MF2016-4 som er brukt i diskusjon. A. Viser de marine planktoniske diatoméer. Det observeres en reduksjon fra 5,5-2,5 cm. B. Viser sandinnhold, med høyt innhold fra 8-4 cm og avtagende tendenser fra 4 cm til kjernetopp. C. Viser forhold mellom marint og terrestrisk materiale, oppgitt kumulativt. Generelt stigende marint materiale fra 7 cm. D. Totale foraminiferer oppgitt i per 10 ml. Grafen viser en periode med reduksjon fra 8-2 cm.....	59
Figur 5.3: Hensikt å vise forskjell i nedbørsfelt og turbiditet mellom Jostedølen og Flåmelven. A. Flyfoto over Gaupnefjorden, som er preget av turbiditet. B. Flyfoto over indre Aurlandsfjorden, her er det ikke store spor av turbiditet. C. Nedbørsfelt Jostedølen som drenerer østlig deler av Jostedalsbreen. D. Nedbørsfelt over Flåmelven. Dette feltet er mindre og drenerer ikke fra bre....A. og B. modifisert fra © Kartverket. C. og D. hentet fra NVE skredatlas	61
Figur 5.4: Grafisk fremstilling av marine planktoniske diatomé fra havnebassenget. Både A. og B. viser stabile verdier i hele kjernen.	62
Figur 5.5: Resultater fra Havnebassenget. A. Viser totale foraminiferer oppgitt i per 10ml. En periode med høyere verdier oppstår fra 9,5-8 cm før den antallet synker gradvis frem til 3,5 cm. Ser videre ut til å ha stigende tendenser. B. Viser ferskvannsdiaatomé og i perioden 9,5-7,5 cm er andelen høyere. C. Grafen viser fordelingen av sand oppgitt i prosent. Etter 8,25 cm oppstår en periode med mindre sand frem til 5 cm. D. Rekalkulerte verdier for redox-målinger.....	63

Figur 5.6: Denne grafen viser tre av de mest innholdsrike foraminiferer funnet i Havnebassenget. Merk at <i>Bulimina marginata</i> er voksende når <i>Leptohalysis gracilis</i> og <i>Aldercotryma glomerata</i> er minkende	63
Figur 5.7: illustrerer at årsnedbør kan korreleres med sand i Havnebassenget Den røde streken viser at 1985 blir gjenspeilet på 9,2 cm dyp. Korrelasjonen baserer seg ovenfor denne streken. A. En graf som viser årsnedbør fra 2015 til 1980. B. Grafisk fremstilling av kornfordeling i størrelse sand, angitt i prosent. Y-aksen viser dybde (cm).....	65
Figur 5.8: Grafisk fremstilling av resultater fra Stampa	66
Figur 5.9: Figuren viser to scenario: A. Kloakk bli tilført i øvre del av vannsøylen. Her vil den flyte over pyknokline og avsette lite materiale på fjordbunnen. B. Kloakk tilført submarint, hvor det organiske materiale ikke vil penetrere pyknoklinen og dermed avsette mer på fjordbunnen	67
Figur 5.10: Grafisk fremstilling av hvor signaler fra de ulike hendelsene kan observeres i sedimentene.	70
Figur 5.11: I denne figuren kan man se nøkkel-observasjoner som gjenspeiler de ulike hendelsene.	71
Figur 5.12: Endringer i fjorden fra før og etter modifiseringen av elvedeltaet	72

1 Introduksjon

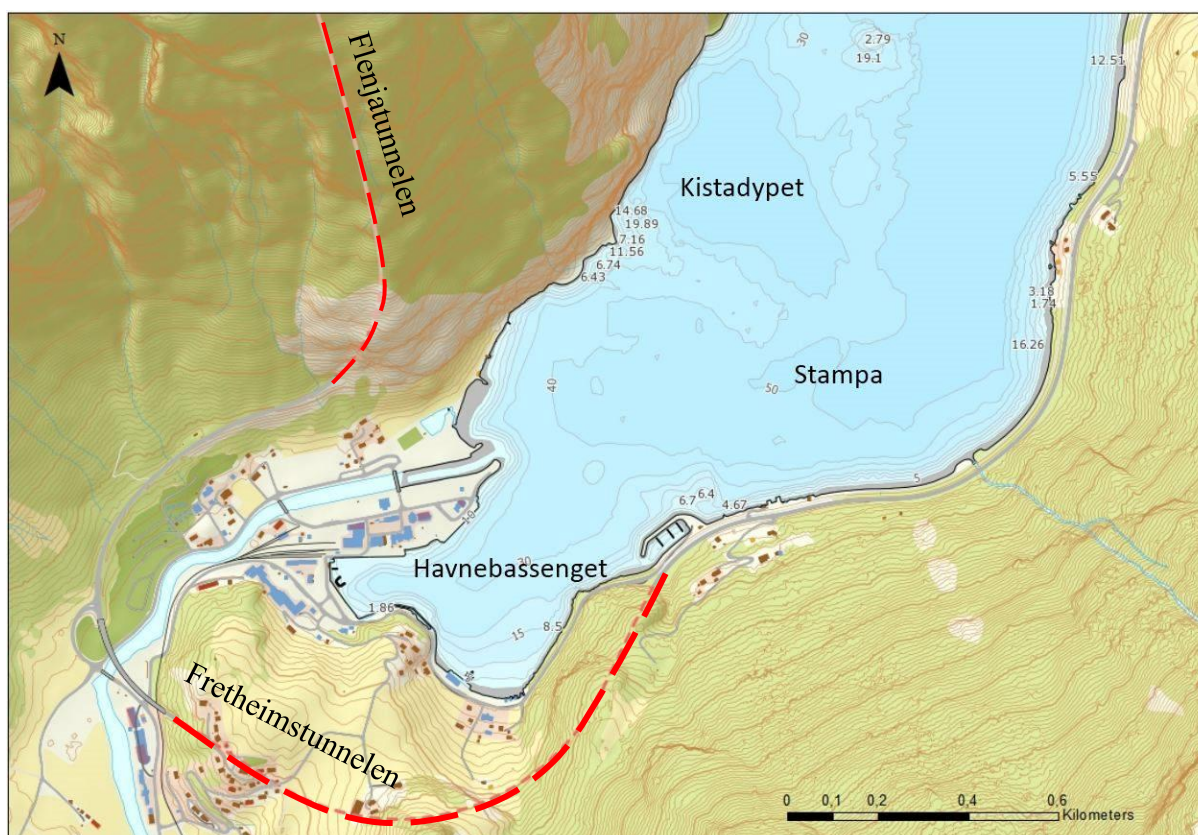
1.1 Generell bakgrunn

Aurlandsfjorden ligger i Sogn og Fjordane fylke, vest i Norge. Aurlandsfjorden er en fjordarm fra Sognefjorden. Fjordarmen strekker seg 29 km sørover fra Sognefjorden og ligger hovedsakelig i Aurland kommune. Fjorden deler seg 11 km sør fra Sognefjorden, hvor Nærøyfjorden går mot sørvest og Aurlandsfjorden fortsetter mot sørøst. Innerst i Aurlandsfjorden ligger Flåm, en bygd med en befolkning på 400 personer (Indrelid 2003) (Figur 1.1).



Figur 1.1: A. Oversikt over Norge. Sognefjorden er markert i svart rute. B. Oversiktskart over Aurlandsfjorden. Indre Aurlandsfjorden er markert i den svarte ruten, og bygden Flåm ligger innerst i fjorden. © Kartverket

I 2005 ble Nærøyfjorden en av to fjorder i Norge som er registrert i UNESCOs liste over verdens natur- og kulturarv av fremstående universell verdi og deler av Aurlandsfjorden inngår i denne naturarven. Aurlandsfjorden har gjennomgått mye de siste 40-årene, noe som kan ha belastet fjordsystemet. Eksempler på antropogene (menneskeskapte) hendelser er utbygging av deltautfylling som endret hele utløpsmønsteret til Flåmselvi (Paetzel, personlig samtale, 1. september 2016) og dumping av minerogene materialer fra drivingen av Lærdalstunnelen (Karl Arvid Hauge, tidligere ansatt i Statens Vegvesen (SVV), personlig samtale, 11. mai 2017). I 1999 ble også kloakkutløpet senket til større dyp (Eide, foredrag, 21. april 2017). Nøkkeltall fra innovasjon Norge viser til at 203.874 mennesker besøkte fjorden med cruiseskip i 2014, en stigning på 30% siden 2009 (Innovasjon Norge 2015). Denne økende turismen får blant annet giftstoffet TBT (tributyltin) til å akkumulert ved kaien (Venneman 2017). I tillegg til dette har Aurland opplevd tre flomhendelser de siste 45-årene og i oktober 2014 ble Flåm rammet av en storflom (Holmqvist 2015). Denne høstflommen gjorde skade på 13 hus, deriblant fem hus som ble totalskadd. (Hamre et al. 2014). Vanmassene påvirket elvebreddene med mye erosjon og det ble observert avsetninger på opptil 10 cm med sand og silt på havneanlegget (Eide, foredrag, 21. april 2017).



Figur 1.2 Oversiktskart over indre del av Aurlandsfjorden med de tre aktuelle områdene Kistadypet, havnebassenget og Stampa. © Kartverket

I september 2016 ble det tatt ni kjerneprøver i indre del av Aurlandsfjorden, som en del av Aurlandsfjordprosjektet. De utvalgte områdene Havnebassenget, Stampa og Kistadypet er ment å gi et bredt og representativt bilde av sedimentasjonsforholdene i indre Aurlandsfjord (Figur 1.2).

For hvert område ble det tatt tre kjerneprøver. Disse kjerneprøvene er grunnlaget for denne undersøkelsen, hvor to av kjernene i hvert område ble brukt til sedimentologiske tolkninger. De resterende kjernene ble brukt til geokjemiske undersøkelser (Mulelid et al. 2017) og undersøkelser av forurensning fra cruisebåttrafikken (Venneman 2017). Et annet forskningsprosjekt fra Universitetet i Bergen (UiB) har tidligere tatt sedimentkjerner i indre del av Aurlandsfjorden. Det ble rådført med de ansvarlige ved UiB og kjerneprøvene ble bestemt tatt i Stampa, Kistadypet og Havnebassenget.

Dette arbeidet har som hensikt å undersøke om de naturlige og de antropogene påvirkningene på fjorden kan spores i sedimentene og om disse kan dateres. Ved å samle inn informasjon fra bunnsedimentene gjennom kjerneprøver, vil det gi ny kunnskap og mulighet til å sammenligne med fremtidig forskning i fjorden. I tillegg skal resultatene kunne bli brukt som basis for vurdering av den videre planleggingen og utbyggingen av Flåm. Da spesielt med tanke på å bevare Aurlandsfjorden under havoverflaten, siden det også er en del av UNESCOs liste over verdens natur- og kulturarv.

Denne undersøkelsen baserer seg på å analysere sedimentkjerner som dekker ca. 40 års avsetning av sedimenter. Dette er en måte å få oversikt over historien til fjorden på. I sedimentene er data fra historiske avsetninger bevart kronologisk. Fremgangsmåten er å spore endringer i bunnsedimenter tilbake til mulige kilder ved å sammenlikne kjerneprøvene med kjente hendelser, og tidfeste dem. Ved å ta flere kjerner i strategiske lokasjoner gir det mulighet for å få bredere forståelse av fjordbunnen.

1.2 Målsetting

Målsetting 1 - Er det mulig å se endringer i avsetningene i Aurlandsfjorden?

Målsetting 2 - Kan disse endringene tidfestes?

Målsetting 3 - Hva er årsakene og kildene til disse endringene?

Forklaring målsetting 1

Å undersøke endringer i avsetninger er første steg før man kan begynne med tidfesting og kilder. I avsetningene ligger det mye informasjon fra da sedimentet ble avsatt. For å påvise endringer i disse avsetningene vil det bli analysert ulike parametere av kjernene.

Forklaring målsetting 2

En viktig del av undersøkelsen er å tidfeste observasjoner i avsetningene. Ettersom det ikke har vært mulig å bruke radiometriske dateringsmetoder, vil denne undersøkelsen basere seg på å bruke hendelsesdateringer. Eventuelle hendelsesdateringer av sedimentene vil gi mulighet til å beregne sedimentasjonsrater. Hendelsene som antas å kunne se spor av i sedimentene er utbygging av delta, lagring av tunnelmasse i fjorden og flomhendelser. Kloakkutslipp kan også være en mulig

Forklaring målsetting 3

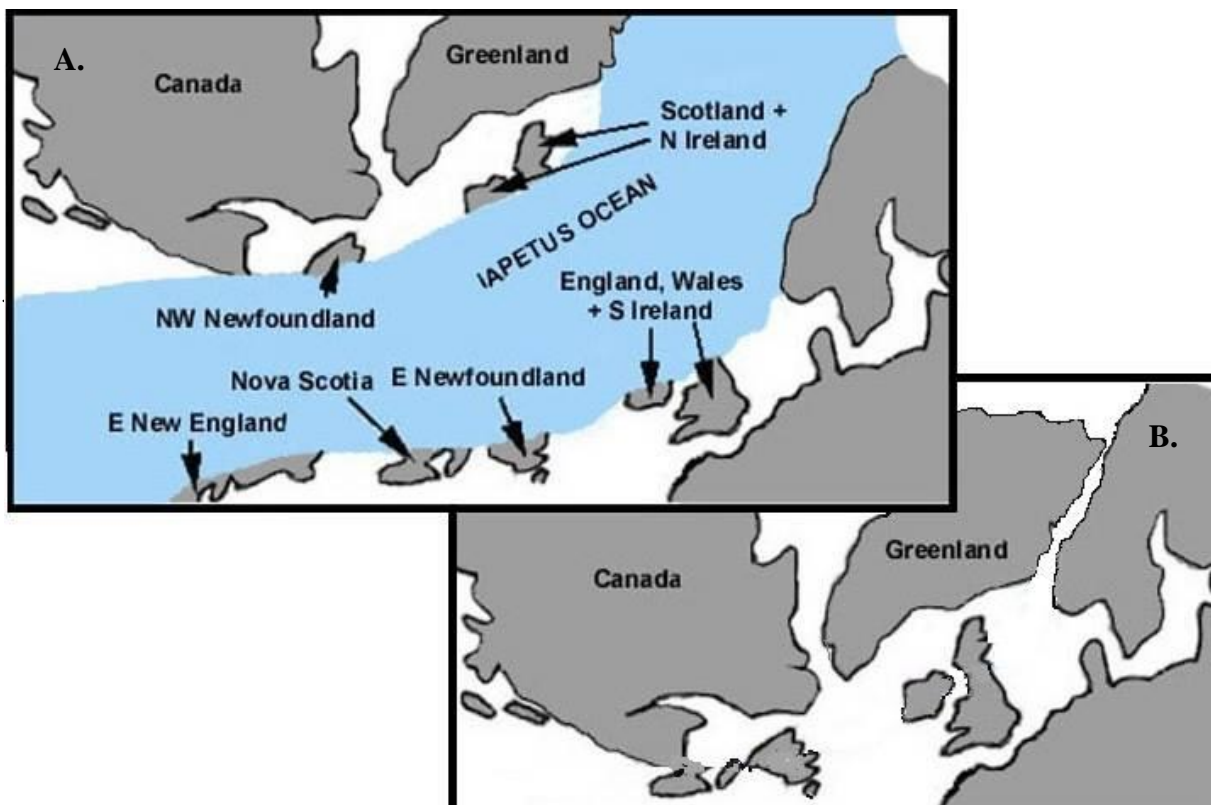
Ved påvisning av endringer i sedimentene skal det forsøkes å finne årsakene til disse observasjonene og knytte disse opp til kilder. Fremgangsmåten blir å studere en grafisk fremstilling av innsamlede data og knyttet observasjoner til historiske hendelser.

1.3 Områdebeskrivelse

For å forklare det aktuelle området vil det her bli gitt en utfyllende beskrivelse av det nærliggende området. oppbygging av området. Det starter med berggrunnsgeologien og ender med en beskrivelse av forholdene i fjorden

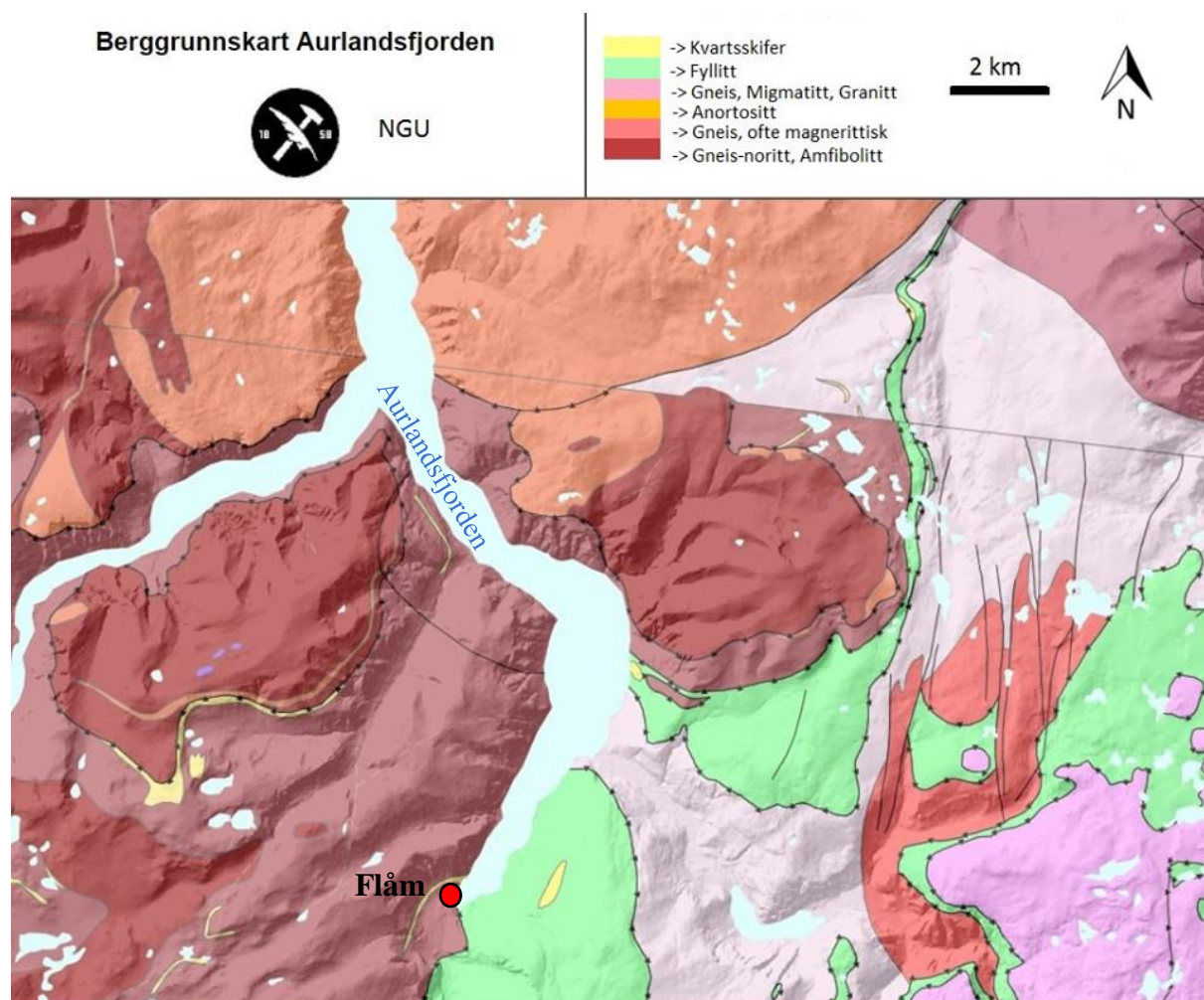
1.3.1 Berggrunnsgeologi

Indre Aurlandsfjorden ligger midt mellom to skyvedekker som er et resultat av den kaledonske fjellkjedefoldingen. Den kaledonske fjellkjedefoldingen startet i devontiden da Iapetushavet som den gang lå omtrent der Nord-atlanteren ligger i dag, ble lukket (Figur 1.3). Laurentia, som tilsvarende den Nordamerikanske platen i vest, begynte å bevege seg mot Baltika-platen i øst, som den gang inkluderte dagens skandinavia og baltikum. Samtidig ble bergartene i jordskorpen og havbunnskorpen presset sammen noe som førte til oppsprekking i berggrunnen. Det konstante presset gjorde at sprekke utviklet seg til forkastninger med glideplan mellom laggrensene. Dette lagde flere skyvedekker som ble stablet skrått oppå hverandre. Yngre bergarter fra Iapetushavet ble så skjøvet over det eldre prekambriske grunnfjellet (Ramberg et al. 2006).



Figur 1.3: Illustrasjonen viser lukkingen av Iapetushavet. A. Før lukkingen skilte Iapetushavet Laurentia- og Baltikaplatene B. I Silur konvergere platene og havet lukket seg. Modifisert fra IATN, 2014

Østsiden av fjorden består av fyllitt med mindre innslag av kvartsskifer (**Feil! Fant ikke referanse-kilden.**). Fyllitten er en omdannet sedimentær bergart som har blitt utsatt for metamorfose grunnet presset av overliggende masse (Aa og Sønstergaard 2005). Under den kaledonske fjellkjedefoldingen ble fyllitten skjøvet opp på land og samtidig ble Jotundekket skjøvet over fyllitten igjen. Fyllitt er lagdelt og består av glimmeret serisitt som er et sjiktsilikat, og danner dermed tynne flak. Fyllitten fungerte som et glideplan for Jotundekket. Dette gjorde at østlige deler av jotundekket kan ha flyttet seg mer enn 100 km horisontalt østover. Nå har erosjon og forvitring slitt ned overliggende bergmasser, og fyllitten har nådd dagen (Ramberg et al. 2006). I svakhetssoner, slik som mellom ulike skyvedekker, langs forkastninger og sprekker har elvene, og senere breene, erodert ut dype daler og fjorder (Nesje og Whillans 1994). Aurlandsfjorden representerer et sånt skille mellom skyvedekker.



Figur 1.4: Berggrunnskart over Aurlandsfjorden. Hentet fra: NGU, 2017

1.3.2 Kvartærgeologi

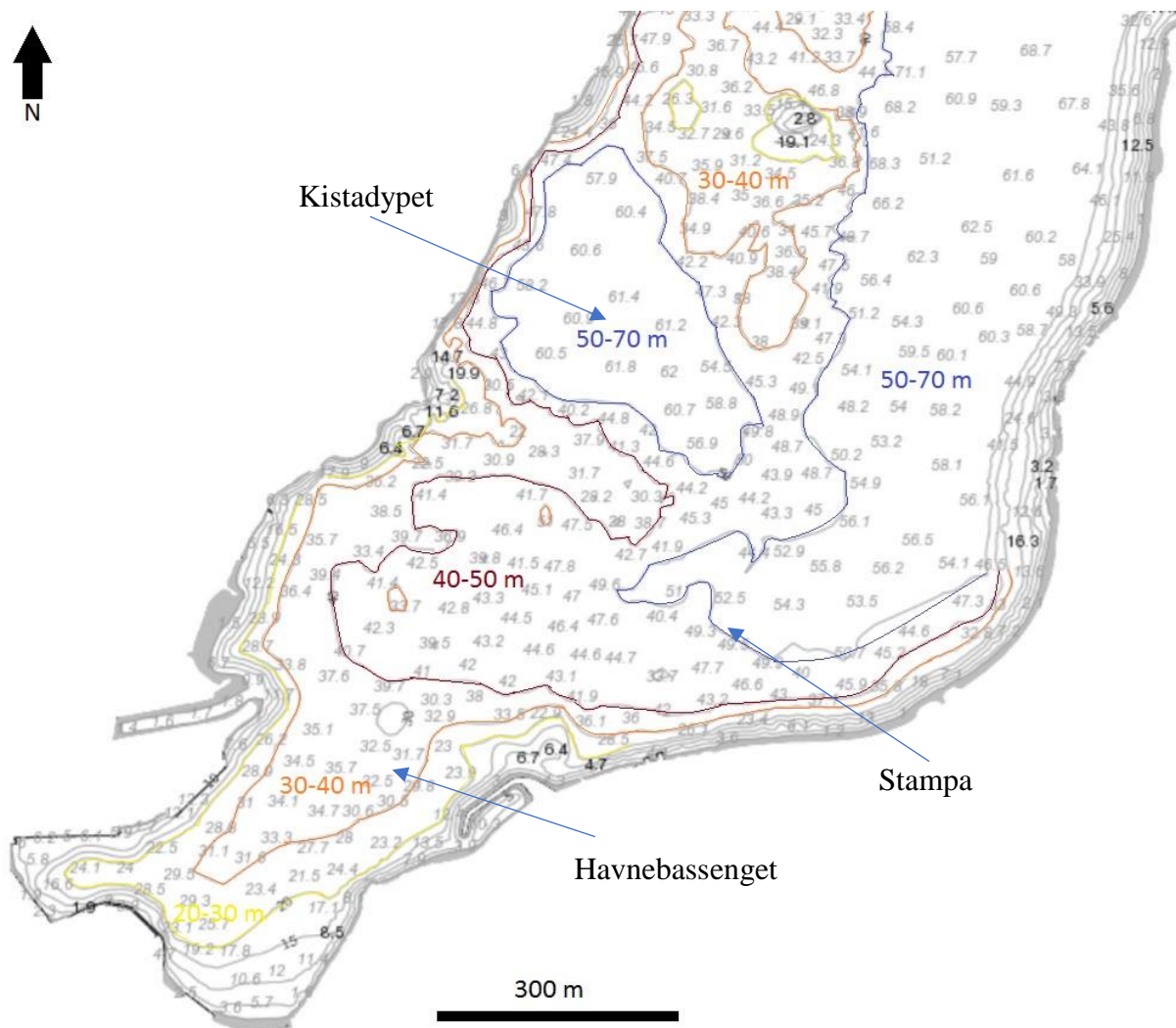
Kvartærtiden er den yngste geologiske perioden som omfatter hendelser som foregikk de siste 2,6 millioner år og som jorden fortsatt befinner seg i. Mange av landformene som karakteriserer Norge som daler, fjorder og fjellandskap ble formet under kvartærgeologiske prosesser (NGU 2014, 17.12). Disse kvartærgeologiske prosessene dannet også jordlag og løsmasser i dagens landskap (Bryhni 2009, 14.02). Kvartærgeologi er nært knyttet til glacialgeologi, sedimentologi og geomorfologi.

Hva som har vært den dominerende faktoren til utviklingen av fjorder er et klassisk problem i geomorfologien. Debatten dreier seg om den relative viktigheten til glacial aktivitet, sprekker assosiert med tektonikk og fluvial nedkutting (Nesje og Whillans 1994). Et syn på hvordan fjorder er dannet er omtalt av Gregory (1913) og går ut på at fjorder er observert å følge et rettlinjert mønster. Ved denne observasjonen argumenterte han at opprinnelsen av fjorder i stor grad forekommer av berggrunnssprekker, og at glisiale og fluviale prosesser modifiserte landformen. Gjessing (1978) har argumentert at subglasialt smeltevann har vært den dominerende erosjonskraften for dannelsen av disse landformene siden fjorder vanligvis har terskel og traue. Fra hans syn er dermed isbreer nødvendig for utgraving av fjorder.

Hvordan Sognefjorden er blitt dannet er av den grunn ikke fullt forstått da det er vanskelig å forstå samspillet mellom erosjon, svakhetssoner, glacial påvirkning og massebevegelse. Fjordveggene i Sognefjorden er dissekert av små v-former og juv og basert på dette har Nesje og Whillans (1994) argumentert at fluviale nedstrømninger og skredutløsninger fra Holocen, og tidligere interglasiale perioder, har dannet disse formene. Siden interglasialen Holocen begynte, har massebevegelser som snøskred, steinsprang, fjellskred og løsmasseskred vært sentrale. Disse prosessene har etterlatt seg alluviale vifter i fjellsidene og på havbunnen. Mye av materialet har i etterkant blitt transportert vekk fra isbreer og isstrømmer. Nesje og Whillans (1994) foreslo at utviklingen av fjorden i kvartærperioden er resultatet av to faktorer. Den ene er suksessive isbreer som har fordypet fjorden og fjernet avsetningsmateriale. Den andre faktoren er overflateprosesser under interglasiale og interstadiale perioder som har formet landskapet over havnivå.

1.3.3 Batymetri

Topografien i de indre delene av Aurlandsfjorden deler fjorden inn i ulike miljø. Indre Aurlandsfjorden har variert topografi og er relativt grunn med dybder ned mot 70 meter, men ligger generelt mellom 25 og 60 meters vanddyb (Feil! Fant ikke referansekilden.). Det batymetriske kartet viser dybder mellom 50 og 70 meter store deler øst i fjorden, hvor Stampa befinner seg. Den vestlige delen av fjorden er variert, med et avgrenset basseng kalt Kistadypet med bunnflate rundt 61 mu.h. Øst for kaien ligger Havnebassenget med dybder ned mot 40 meter. Nord for Kistadypet ligger Fretheimsgrunnen, en grunne som stikker opp til 2 m under havoverflaten (Feil! Fant ikke referansekilden.).



Kartlegging fra batymetriske og seismiske undersøkelser viser at store deler av dybdeforskjellene på fjordbunnen skyldes skredhendelser og rygger i fast fjell. Geologisk kartlegging viser at mange steinskred og berggrunns-sprekker forårsaket av gravitasjon har forekommet i en 11 km lang sone øst i fjorden og i fylittbergarter, jf. kapittel 1.3.1 Berggrunnsgeologi. (Blikra et al. 2006, s. 484-485). Det ser ut til at bevegelsene i fjellsiden er en selvstyrende prosess drevet av nedbør, gravitasjon, løsmassenes oppbygning, permeabilitet og helning. Mye av skredmassene i fjordbassenget har sine kilder herfra (Domaas et al. 2002).

Yngre skredhendelser har blitt datert til å være 3000 år gamle. Disse har trolig utløpt fra fjellsiden øst i fjorden, ved Stampa (Domaas et al. 2002). Batymetriske undersøkelser samlet inn fra NGU's forskningsskip *Seisma* viser at det er mye kaotiske avsetninger fra skred utenfor Otterneset, ca 3,5 km nordøst for Flåm, øst i fjorden. Kjerner tatt i sedimentene over disse skredavsetningene viser til sedimentmektigheter mellom 2-4 m bestående av finkornet, lagdelt leire og siltavsetninger. Dateringer fra bunnen av kjernen ga en alder mellom 2720 og 2840 år gamle. Denne dateringen kan bety at skred i dette området gikk tett på skredet som gikk ved Stampa (Domaas et al. 2002). I den vestlige delen av fjordbassenget, som avgrenses av de store ryggene, er sedimentmektigheten større med sedimentavsetninger på over 12 m, noe som kan tyde på aldersforskjell på skredmateriale vest og øst i fjorden.

1.3.4 Hydrografi

I 1988 ble det publisert en rapport om hydrografi, sediment, bunndyr-undersøkelser og strandbefaring (Johannesen & Lønning, 1988). I 1991 ble tunnelmateriale lagret ved Aurlandsfjorden i forbindelse med utbyggingen av Fretheimtunnelen (Figur 1.2) (Brude, personlig samtale 04.05 2017). IFM (Institutt for Fiskeri- og Marinbiologi) gjennomførte som følge av dette en undersøkelse som tok for seg konsekvensvurdering (Tvedten et al. 1996). I dette prosjektet ble det blant annet foretatt målinger av hydrografiske forhold i fjorden som kan sammenlignes med tidligere og senere undersøkelser. Vassenden et al. (2007) publiserte en marinbiologisk- og miljøundersøkelse i Sognefjorden som også tok for seg noen fjordarmer som Aurlandsfjorden. En del av undersøkelsen tok for seg de hydrografiske forholdene i fjorden.

Alle disse undersøkelsene nevnt over har gitt tilstandsbeskrivelser av hydrografiske forhold i utvalgte steder i Aurlandsfjorden som er lokalisert nær hverandre og som gir mulighet til å sammenligne over tid for å kartlegge historiske endringer i vannsøylen.

De hydrografiske forholdene i Aurlandsfjorden påvirkes av flere ytre forhold som topografi, nedbør avrenning og vind, og får innflytelse av Sognefjorden da den er nært koplest (Johannesen og Lønning, 1988). De hydrografiske undersøkelsene som er tatt i Aurlandsfjorden er vest for Skjerdal på vanddyp ned mot over 400 m og gir resultater om temperatur, saltholdighet, tetthet, oksygen og oksygenmetning i hele vannsøylen. Temperaturen i hele vannsøylen i fjorden har ligget mellom 7,1 og 14,6 grader celsius og har sannsynligvis variert på grunn av innflytelse fra forskjellig vær og dybde. Målingene har også

blitt tatt i ulike måneder på året, så årstidsvariasjoner vil spille inn. Oksygeninnholdet i fjorden har historisk vært i tilstandsklasse god (Johannesen og Lønning, 1988). Dette har vært viktig for livsformer i fjorden. På fjordbunnen har oksygeninnholdet variert lite i forhold når sammenlignes med tidligere undersøkelser. I fjordoverflaten har oksygeninnholdet vært stabilt med høyt oksygeninnhold og en metning vekslende rundt 100% (Tabell 1).

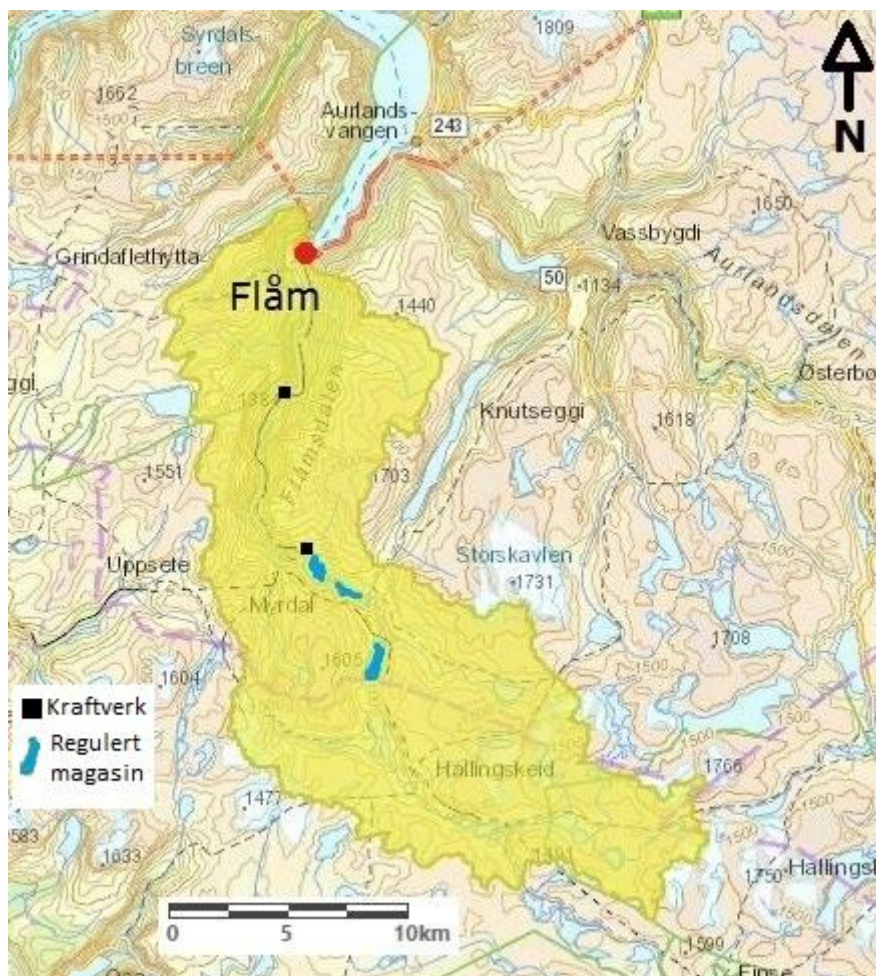
Tabell 1: Oversikt av resultater fra tidligere hydrografiske undersøkelser i Aurlandsfjorden. Datainnsamling har foregått i samme undersøkelsesområdet i fjorden. Tabell hentet fra Vassenden (2017)

Dato	Dyp (m)	Temperatur (C°)	Salth (psu)	Tetthet (σ^t)	Oksygen (ml/l)	Oks, met, (%)	Sikt (m)	Kilde
11.aug.1987	0	9,91	12,47	9,49	8,19	112,1		IMB Rapport 71-1988
11.aug.1987	400	6,80	35,03	27,49	5,31	78,2		IMB Rapport 71-1988
16.nov.1993	0	7,09	28,62	22,43	6,71	95,4		IFM-Rapport 26-1994
16.nov.1993	400	7,07	35,10	27,51	4,47	66,2		IFM-Rapport 26-1994
03.sept.2006	0	14,59	7,20	4,79	7,90	116,2	10	Sam-Unifob 7-2007
03.sept.2006	400	7,47	34,99	27,36	4,83	72,2		Sam-Unifob 7-2007

1.3.5 Nedbørsfelt

Den viktigste naturlige sedimentasjonskilden for Indre Aurlandsfjorden er Flåmselvi.

Elva har vært sentral i utgravingen av de trange gjelene oppover Flåmsdalen og strekker seg 50 km oppover (NVE 2017). Elva er regulert ved Kjosfossen og Leinafossen (Figur 1.6). Ved Kjosfossen er det tre vannmagasin, Reinungavatnet, Seltuftvatnet og Klevavatnet. Disse har en samlet magasinkapasitet tilsvarende 1,8 % av det totale tilsiget til Flåmselvi (NVE 2017). Det er derfor begrenset hvor mye vann som kan lagres under flommer og hvor stor påvirkning reguleringen har hatt å si for sedimentasjonen. Det er relativt mye nedbør i Flåm, og spesielt i fjellene rundt kan det komme flere ganger så mye nedbør som faller nede i dalen. Nedbørsfeltet til Flåmselvi er på 282 km². Det er ikke observert noen breer med betydelig volum innenfor nedbørsfeltet til Flåmselvi (Figur 1.6).



Figur 1.6: Kartet viser nedbørsfeltet til Flåmselvi, De svarte firkantene er lokasjonene til vannkraftverkene. De blå vannene i Flåmsvassdraget er de regulerte vannene, Reinungavatnet, Seltuftvatnet og Klevavatnet. Det er flere store og små breer rundt nedbørsfeltet, men ingen av disse dreneres av Flåmselvi.. Utsnitt hentet fra NVE Atlas (30.05.2017).

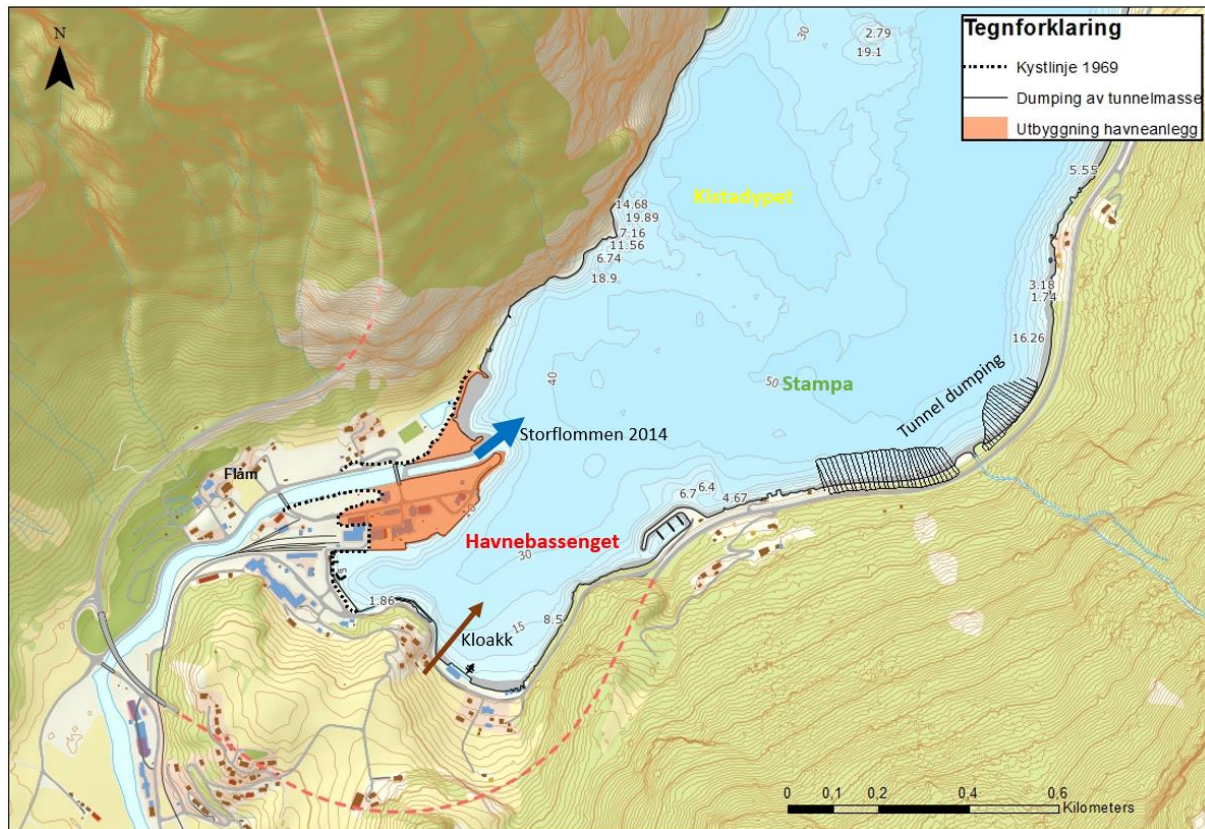
1.3.6 Historie

1.3.6.1 Flåms historie

Dype daler og fjorder ble eksponert når isbreene fra Weichsel glisialen trakk seg tilbake. Mennesker emigrerte nordover fra fastlands-Europa og bosatte seg opp mot iskanten. Siden isbreene lå og sperret i indre deler av landet har bosetningen av Norge fulgt den isfrie kysten vestover og siden nordover. Nøyaktig når den første bosetningen kom til Flåm er noe usikkert (Semningsen et al. 1979). De tidligste spor etter mennesker er fra yngre steinalder, 4000 år siden. Etter vikingtiden, som sluttet rundt 1050 e.Kr., ble det mer og mer vanlig å skrive journaler og dokumenter. Innførelsen av kristendommen i Norge medførte at nye skriftlige kilder ble innført, nemlig; kirkebøker, og kilder nevner en kirke i Flåm fra 1340 e.Kr. I det siste århundret finnes mer informasjon, bilder, og kilder om Flåm og den utbyggingen som har foregått. Det er kjent at det har vært spredt landbruksbebyggelse i Flåm siden vikingtiden (Indrelid, 2003), men lite tyder på at det har vært gjort inngrep på elvedeltaet før utbyggingen av Flåmsbanen. Bygging av Flåmsbanen ble påbegynt i 1924 og sto ferdig i 1940 (Indrelid 2003). Den er sammen med cruiseskipstrafikken blitt en økonomisk drivkraft for bygden. Jernbanehavnen ble bygget som en forlengelse av togbanen på elvedeltaet og sto ferdig i 1985. Satsing på cruiseskip og turisme gjorde at Aurland kommune bygget en cruiseskipshavn i Flåm 1999 (Bender, Bordne, seminar, 15. desember 2016). Elveløpet har foruten dette vært ganske uforandret fram til 2014 da en hundreårsflom rammet Flåm (Holmqvist 2015).

1.3.6.2 Relevante hendelser for denne oppgaven

I dette delkapittelet beskrives hendelser som kan ha påvirket sedimentavsetningene i fjorden og som derfor kan være relevante for tolkning og datering. Disse hendelsene er stedfestet i Figur 1.7.



Figur 1.7: Hendelseskart over indre Aurlandsfjord. Her illustreres orienteringen til Kistadypet, Havnebassenget og Stampa i forhold til hendelsene. Den grafiske utformingen av tunnelmassedumpingen er georeferert (se vedlegg: Oversikt over profiler, Statens Vegvesen). Modifisert i Esri ArcGIS med bakgrunnskart fra © Kartverket (2017)

1.3.6.3 Deltautfylling og utbygging av kaianlegget

Fra 1981 til 1985 ble materiale fra Flenjatunnelen (Figur 1.2) brukt til utfylling av flåmsdeltaet (Sveinung Brude, ansatt i SVV, personlig samtale 04.05 2017), for å ha kapasitet for den økende turismen jf. kapittel 1.1 Generell bakgrunn. I 1999 ble det etablert en cruiseskipskai på det utbygde deltaet (Bender, Bordne, seminar, 15. desember 2016). Før utfyllingen var deltaet større og utløpet bredere (Figur 1.8.A). Som Figur 1.8 B. viser, er en konsekvens av denne utbyggingen endring av utløpsonen til Flåmselvi, som ble sentrert mot Kistadypet. Utløpet er blitt snevret inn og deltaet bygger seg nå utover i nordøstlig retning, samtidig som vannet ikke lenger kan strømme fritt til Havnebassenget slik som tidligere.



Figur 1.8. A: Flybilde fra 1969 over deltaområdet til flåmselva før kaiutbygging i 1985. © Kartverket (1969) B: Flybildet fra 2014 over dagens Flåm etter utfylling og ferdigstilling av kaianlegget. © Kartverket (2017)

1.3.6.4 Massedeponiet i Stampa

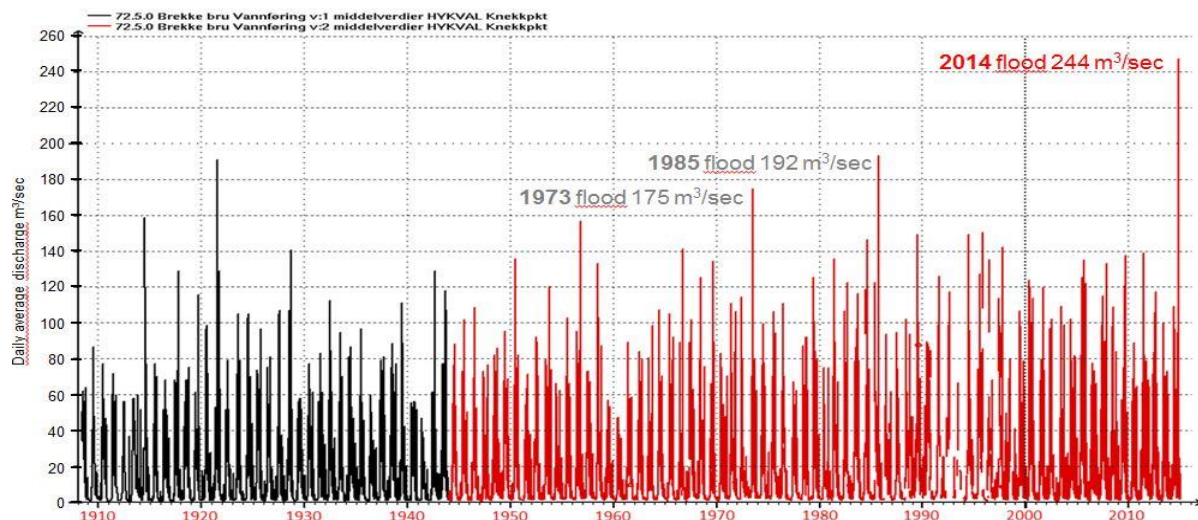
I perioden fra 1996 til 2000 ble det bygget ny riksvei mellom Lærdal (Håbakken) og Flåm. Tunnelmassen fra drivingen av Lærdalstunnelen ble brukt til å utvide veien langs fjorden på strekninga mellom Onstadtunnelen og Fretheimstunnelen (Figur 1.2). Noe masse ble brukt i Aurland sentrum for å lage plataet til Lagunen og utforming av denne. Under byggingen av plataet gikk det et større undersjøisk skred. Derfor ble det tatt i bruk andre metoder for utfyllingen av masse i sjøen langs veistrekningen mot Flåm. Den ene metoden går ut på å bruke en “Baileybru”, som er en flytekonstruksjon med en bruforbindelse forankret i land. To nedgravde betongklosser utgjør forankringen og flytekonstruksjonen har en bukt hvor lasten tømmes ned. Dette gjør at tømmingen blir mer stabil og at ikke konstruksjonen blir vridd, tilter rundt eller gir en helning mot kanten som gjør at maskinen kan trille utfor. Fra Baileybroen ble det helt ned masse et stykke ut fra land i ett punkt. Baileybroa ble flyttet 20 m av gangen og prosessen gjentatt langs sjølinjen der det var bratt ned mot fjordbassenget. Dette dannet små kjegler langs fjordbunnen som skulle holde tilbake massene som de senere skulle dumpe fra land. Uten denne barrieren ville de løst dumpede massene kunne gli ut og avsettes lengre ute på fjordbunnen enn planlagt. Da ville de trenge mye mer masse for å oppnå samme bredde på planeringen langs sjøkanten. Den andre metoden har fått navnet sitt fra nettopp denne plassen

og heter “Aurlandsmetoden”, og er utviklet av Karl Arvid Hauge som jobbet med prosjektet. For å stabilisere massene er det vanlig at man legger en sprengladning over massene og detonerer den slik at massen får tilført ny energi og legger seg tettere. For å påvirke de nedre delene av den dumpede tunnelmassen ville man trengt veldig mye dynamitt. Dette ville i sin tur skapt en trykkbølge som ville tatt livet av alt levende i sjøen i en viss omkrets. For å minske skadene på omgivelsene ble det lagt ned 2” plastrør av polyeten under massene fra vannoverflaten ved sjølinja og ned til bunnen av massene. Disse ble så ladet med dynamitt etter at dumpingen var ferdig. (Karl Arvid Hauge, tidligere ansatt i SVV, personlig samtale 04.05 2017).

1.3.6.5 Storflommen i 2014

Vestlandet ble preget av en storflom i perioden 27-29. oktober 2014. Flommen var spesielt kraftig i Sunnhordaland, Voss-vassdraget, Hardanger, Gaularvassdraget og i indre Sogn (Langsholt et al. 2015). Årsaken til de store vannføringene i denne perioden var kraftig nedbør. Vannføringen i Flåmselva var på ca. 250 m³/s. Middelflommen i elva, som er en flom som oppstår ca. annethvert år, er på ca. 140 m³/s til sammenlikning. Flere steder ble det registrert nedbør mellom 200-300 mm (Holmqvist 2015). Områdene var også preget av nedbør i perioden før dette kraftige regnskyellet. Nedbøren under flommen skyldtes mildt og fuktig vær, transportert med jetstrømmer fra subtropiske områder. Dette fenomenet kalles for en atmosfærisk elv og oppstår nord langs vestkystene på den nordlige halvkule når luftmasser akkumulerer mye energi og fuktighet. Denne innførselen av fuktighet fra disse luftmassene kan vare i flere måneder og gjør områder sårbare for flom (Langsholt et al. 2015).

Flåm har også hatt tidligere store flomhendelser i henholdsvis 1956 (156 m³/s), 1973 (174 m³/s) og 1985 (193 m³/s). (Holmqvist 2015, s. 8)



Figur 1.9: Vannføring med middelverdier målt i Brekke bru, fra år 1910-2010. Figuren viser vannføringer målt i m³/s og påviser tre flomhendelser fra 1973, 1985 og 2014. Grafen er laget av Haflidasjon og Eide (2016) og modifisert av Paetzel (2016).

1.4 Tidligere relevante undersøkelser

Dette delkapittelet gir et kort sammendrag av tidligere undersøkelser gjort i Aurlandsfjorden.

Johannesen og Lønning (1988) *Resipientundersøkelser i Aurland kommune*

Høsten 1987 ble det gjort en resipientundersøkelse av Aurlandsfjorden som innebærer hydrografi, sediment og bunnfauna, samt en enkel strandbefaring. Rapporten fant at sediment og bunnfauna viste ingen tegn på belastning, med unntak av et lite område nær jernbanekaien (cruiseskipshavnen). Kloakken så ikke ut til å gi noen problemer for fjorden annet enn det estetiske

Tvedten et al. (1994) *Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser i Aurlandsfjorden*

Det er utført en konsekvensanalyse av dumpingen av materialer i området utenfor Otterneset – Kolakaia, samt en mer utfyllende resipientundersøkelse for Aurlandsfjorden og Nærøyfjorden, enn den som ble gjort tidligere (Johannesen & Lønning 1988). Rapporten konkluderte med at utfyllingen av masser fra tunneldrift ville medføre skader ved det måtte etableres et nytt plante- og dyresamfunn. Resipientundersøkelsene viste at miljøforholdene var gode i Aurlandsfjorden.

Tvedten et al. (1996) *Aurlandsfjorden – Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser*

Dette er en undersøkelse gjort av miljøforholdene i området rundt Otterneset – Kolakaia (Stampa). Statens vegvesen bestilte en rapport for effektene av dumpingen av tunnelmasser hadde på det marinbiologiske livet i nærheten. Den så på laksesmolt satt ut i bur i nærheten av dumpingen, kornstørrelsesanalyser før og etter, og artsmangfold. Det ble konkludert at det var en liten økning på 7-9% av kornstørrelsen silt som resultat av dumpingen, men at miljøforholdene var gode.

Domaas (2002) *Studie av fjellskred og dalsidestabilitet i fyllitområder*

Dette er et forskningsprosjekt utført for å bedre forstå sigebevegelser i fjellmasser og kunne forutse framtidige fjellskred. Det nevnes at det i Flåmsdalen og Aurlandsfjorden er observert flere skredavsetninger, noen modifiserte av isbreer, mens andre har kommet etter slutten på forrige istid for rundt 11000 år siden. Det konkluderes at det ser ut til å være klare sammenhenger mellom nedbør og smeltevann og bevegelser i løse fjellpartier. Modeller kan dermed lages, men hvert enkelt område trenger grundige feltundersøkelser for å få nøyaktige data. Tverrfaglig kompetanse viste seg å være kritisk under jobbingen med prosjektet.

Blikra et al. (2006) *Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern*

En vitenskapelig skrift om fjellskred og avsetninger fra fjellskred i norske fjorder. Kapitlet om Aurlandsfjorden og Flåmsdalen viser til flere skredsår i terrenget og en kan se spor etter skredavsetninger i bunnen av fjorden på et par meters dyp og lenger ned. Området, spesielt på østsiden av fjorden, regnes som å fortsatt være aktivt hvor det kan komme flere fjellskred i senere tid.

Vassenden et al. (2007) *Marinbiologisk miljøundersøkelse i Aurlandsfjorden og Nærøyfjorden i 2006*

Rapporten ser på resultater fra arbeid utført i 2006. Undersøkelsen tar for seg biologiske og kjemiske forhold, og sedimentanalyser. Resultatene viste til gode oksygenforhold og en rik fauna i sedimentene innerst i Aurlandsfjorden.

Mulelid et al. (2017) *Avsetninger fra historiske hendelser i Indre Aurlandsfjorden, Vest-Norge, over de siste 40 år – II. De geokjemiske signaler*

En undersøkelse av de geokjemiske signaler fra kjerneprøver tatt høsten 2016 i Indre Aurlandsfjord. Oppgaven baserer seg på resultater fra XRF (X-ray fluorescence), magnetisk susceptibilitet, coherence/incoherence og visuell analyse av kjerneprøver. Det blir konkludert med at Havnebassenget er blitt et mer marint miljø etter utbyggelsen av kaianlegget. I tillegg blir det mindre påvirket fra flømhendelser. Avsetningsmiljøet i Kistadypet er blitt mer

påvirket av elvedimentene, hvor en kan se tydelige spor etter storflommen fra 2014. Stampaområdet ser mest ut til å være påvirket av hendelsene som har foregått på den siden av fjorden, hovedsakelig dumpingen av materiale fra tunnelsprenging.

Venneman (2017) *Deposits from historic events in the Aurlandsfjord, Western Norway, over the last 40 years – part III. The pollution record*

Dette er en oppgave som tar for seg forurensningen i sedimenter i Indre Aurlandsfjord. Det ble spesielt sett på giftstoffet TBT, som viste seg å være i kategorien «kraftig forurenset» i Havnebassenget. TBT ble ikke observert i de andre områdene i fjorden. Venneman sammenlignet med sedimentologiske signaler for å finne en mulig sedimentasjonsrate og kom fram til at den måtte være mellom 0,27 cm/år og 0,75 cm/år

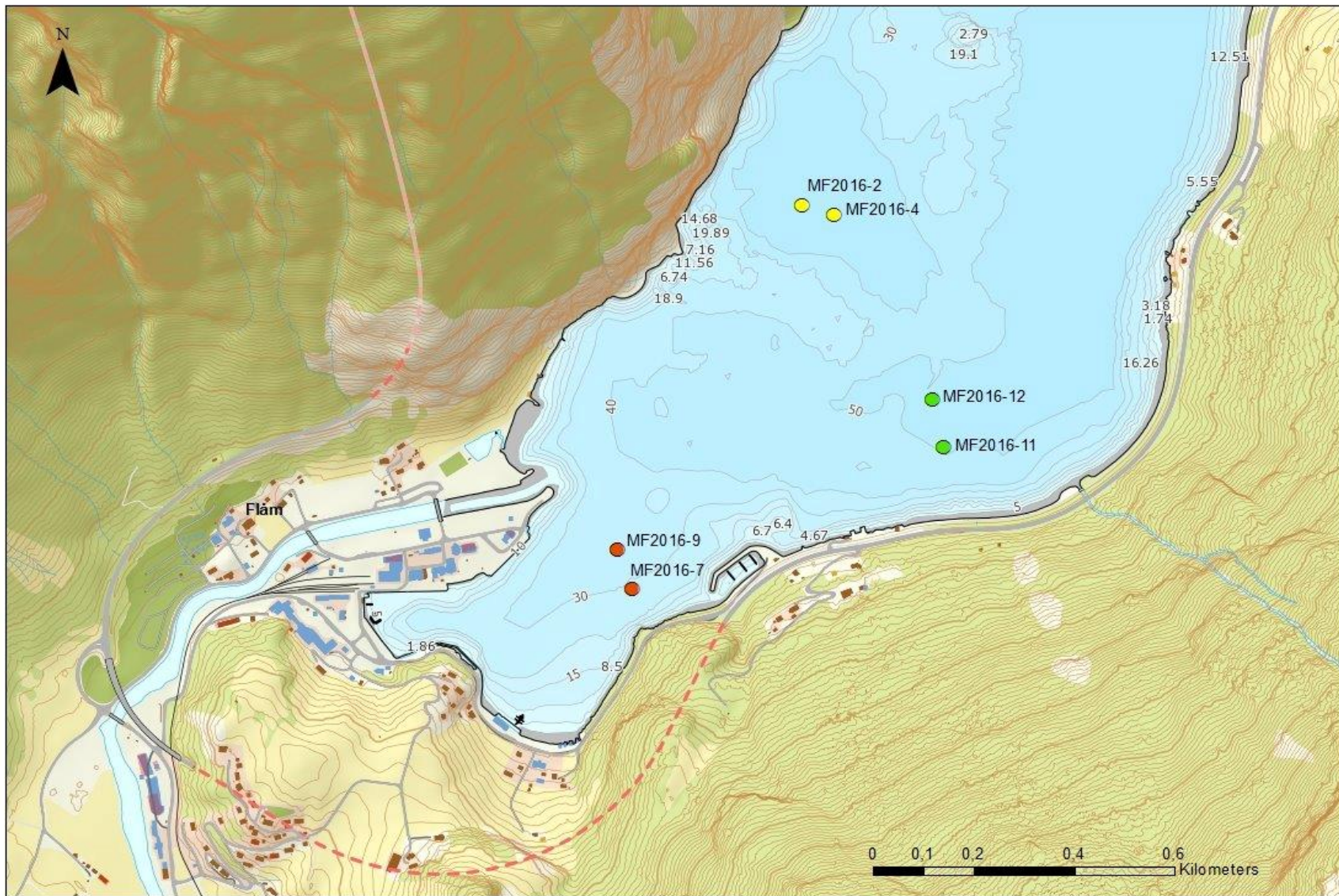
2 Materialet

Koordinatene og egenskaper til kjerneprøvene ble loggført og kan ses i tabell 2.1. Kjernelelengden varierer fra 7,9 til 21 cm.

Kjernelokasjonene kan ses i Figur 2.1.

Tabell 2.1: Viser kjernenes egenskaper og posisjon. Her formidles også hvilket dyp kjerne er tatt og hvilket undersøkelser som har blitt gjort.

Lokasjon	Sjasjon nr	Analyse	Lengdegrad E		Breddegrad N		Vanndyp (m)	Kjerne-lengde (cm)
			Grader	Minutter	Grader	Minutter		
Kistadypet	2	LOI, dens, smear, diatom, TBT/PAH/PCB	7	7,717	60	52,246	63,3	13,0
	4	LOI, dens, smear, diatom, forams	7	7,787	60	52,242	64,1	7,9
Cruiseship harbour	7	LOI, dens, smear, diatom	7	7,415	60	51,699	35,6	16,0
	9	LOI, smear, diatom, forams	7	7,379	60	51,850	37,2	13,5
Stampa	11	LOI, dens, smear, diatom	7	8,070	60	52,001	51,9	21,0
	12	LOI, dens, forams, diatom	7	8,032	60	52,054	55,4	12,5



Figur 2.1: Kartet viser indre Aurlandsfjorden og lokasjonen kjerneprøvene. © Kartverket 20

3 Metode

I dette kapitlet beskrives fremgangsmåter for de undersøkelser som er gjennomført på kjerneprøvene.

3.1 Tilegnelse av sedimentkjerner

Innsamling av materiale ble gjort fra båten “Knut”. Sedimentkjernene ble hentet fra fjordbunnen i områdene Kistadypet, Stampa og Havnebassenget. Lokasjonene var forhåndsbestemt på grunnlag av faglige vurderinger og anbefalinger fra UiB. Redskapet som ble brukt for å hente opp kjernene var et gravitasjonsbasert kjerneør (engelsk: «gravity corer»). Det ble tilsatt ekstra lodd øverst på røret for å øke penetrasjonsevnen ned i sedimentet. En hydraulisk vinsj ble brukt for å heise prøvene til overflaten igjen. Etter uthenting av sedimentene ble røret forseglet med plastlokk som ble tapet fast til røret. Dette gjorde at det naturlige vannet i prøvene ikke kunne renne ut og at diffusjonen fra omgivelsene ble minimert. I toppen ble rørene beskyttet med et plastlokk og vannet i røret ble beholdt som en forsegling. Prøvene ble så markert med nummer, og koordinater ble notert. Under transport og lagring ble sedimentkjernene oppbevart stående og kjølig.



Figur 3.1: Båten "Knut" som ble brukt ved innhenting av sedimentkjerner



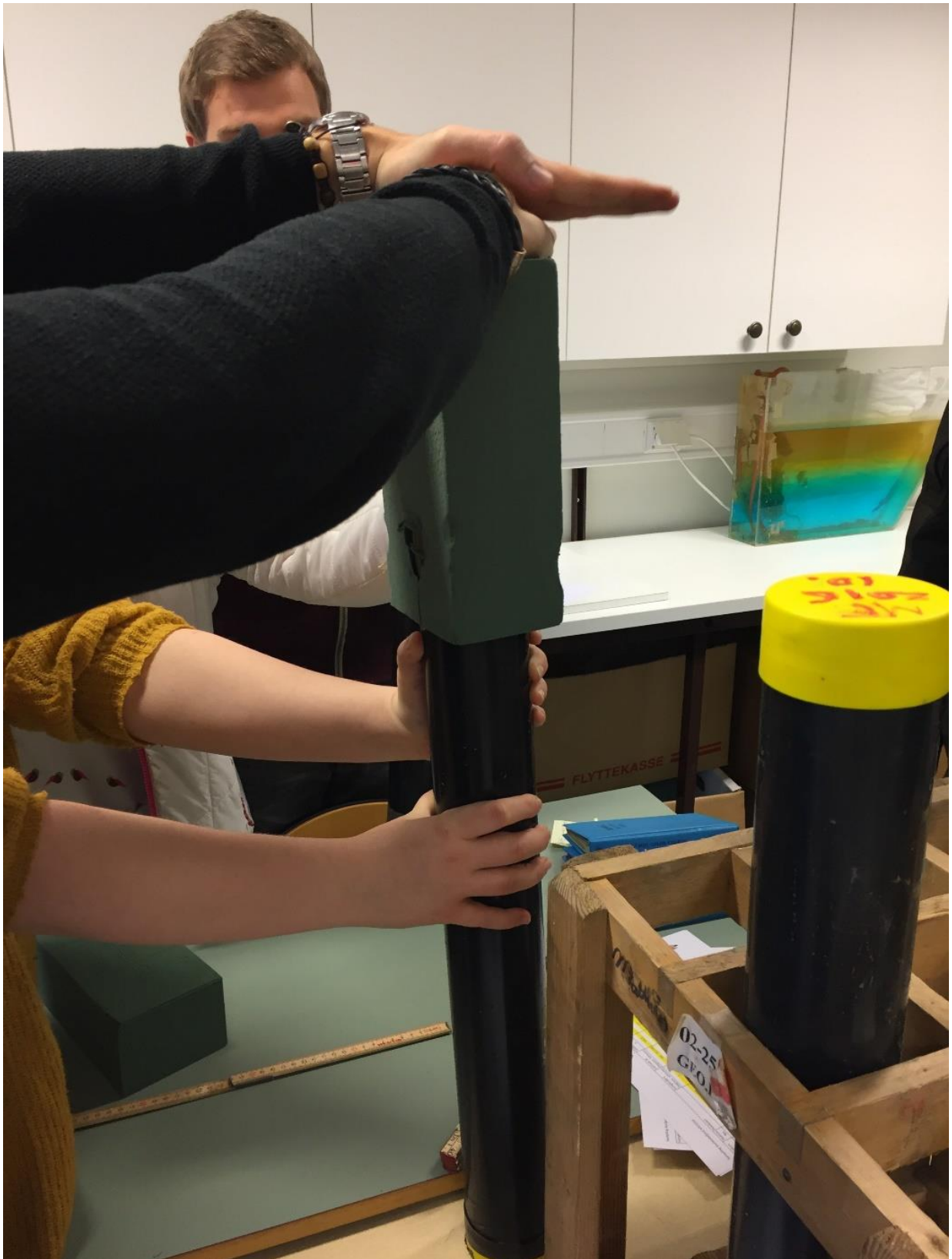
Figur 3.2: Stativ for kjerneør. Rørene ble plassert på stativet og senket ned i sedimentene

3.2 Åpning av sedimentkjerner

Det første som ble gjort var å fjerne forseglingen i toppen, mens rørene hele tiden ble holdt stående. Vannet ble fjernet manuelt med hevert uten pumpe (Figur 3.3). Prosessen ble startet ved å lage undertrykk med munnen slik at vann ble sugd gjennom hele røret. Utsugingen av vannet ble stoppet rundt 1 cm over sedimentene for å ikke dra med partikler fra sedimentprøven. Resten av vannet ble tørket ut ved å dytte standard tørkepapir ned i røret med press på hele flaten så ikke sedimentprøven ble forskjøvet. Deretter ble papiret låst fast ved å presse ned Oasis (Figur 3.4). Dette ga støtte til sedimentet slik at det ikke kunne forflytte seg ved åpning. Plastrørene ble lagt horisontalt på en arbeidsbenk og holdt fast av to personer, mens en tredje person åpnet dem med en blikksaks (modell JS1660). Etter å ha kuttet en stripe på langs ble røret rullet 180 grader rundt og kuttet en tilsvarende stripe på motsatt side. En tynn stålvaier ble dratt gjennom sedimentene for å kutte sedimentmassen i to. Med prøven kuttet i to var det klart for å separere de helt. Dette ble gjort med en sparkel for å holde sedimentene på plass mens rørene ble lagt ned med den åpne sedimentsiden vendt opp.



Figur 3.3: En hevert fjerner vannet i øverste del av prøverøret



Figur 3.4: Oasis presses ned i prøverøret for å holde sedimentene på plass



Figur 3.6: Prøven åpnes med blikksaks modell JS 1660



Figur 3.5: åpent kjerneprøve MF2016-9. Tommestokk til venstre for prøve for målestokk

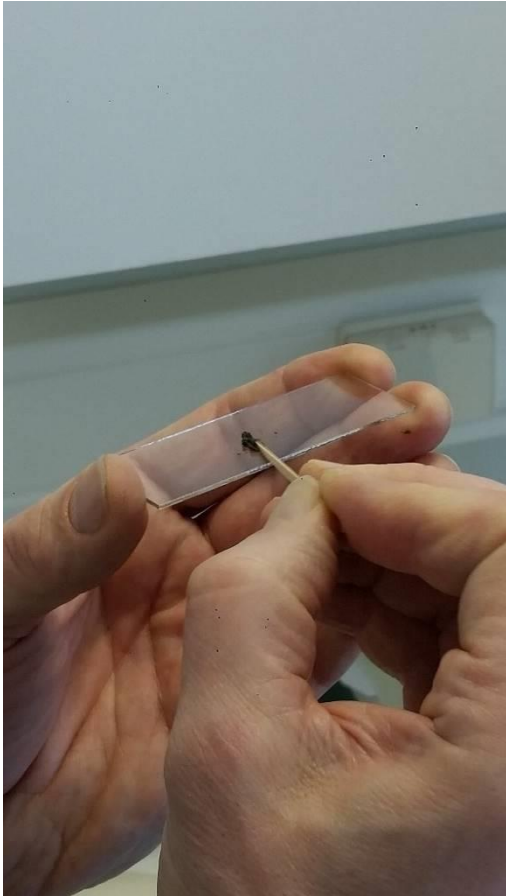
3.3 Smørepreparat

For å lage smørepreparat ble det tatt ut materiale fra kjernen med et intervall på 0,5 cm. Materialet fra sedimentkjernen ble plassert på en glassplate hvor den ble homogenisert ved å tilsette destillert vann og røre med en tannpirker. En liten del av denne massen, omtrent på størrelse med et knappenålshode, ble overført til en ny glassplate ved hjelp av en tannpirker. En dråpe Kodak photo-flo 200 løsning ble brukt for å bryte overflatespenningen til vannet slik at materialet fordelte seg i et tynt lag over hele platen, istedenfor å forme adskilte dråper. Ved fjerning av vann ble glassplatene plassert på en kokeplate. Temperaturen ble justert opp med en effekt på 2000 watt på kokeplaten helt til det kokte. Når vannet var fordampet, måtte prøvene forsegles med et tynt dekkglass. Dette måtte limes på, samtidig som limet må fylle alle tomrom mellom glassplatene for å sikre at prøven er transparent, så en ikke fikk forstyrrelser i

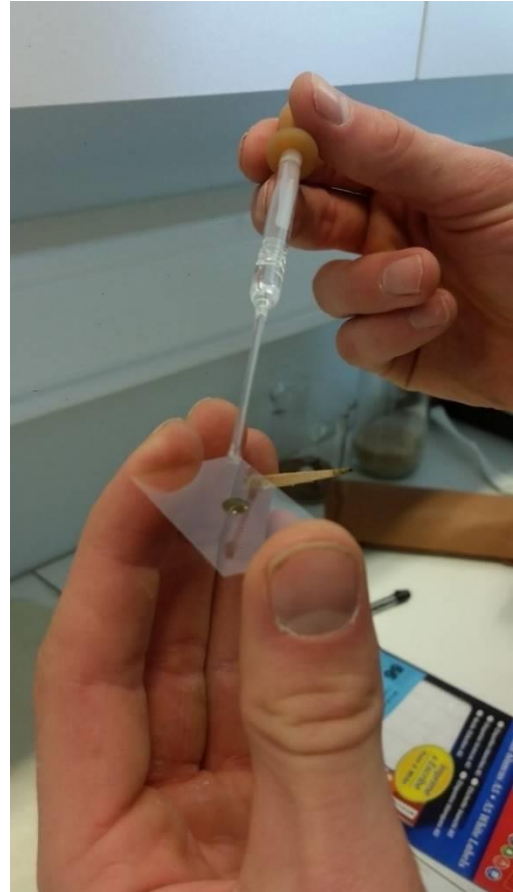
mikroskopet. Limet, en væske kalt Naphrax, bestod av lim løst med løsemiddelet Toluen, bedre kjent som Lynol. På grunn av toluen sine toksiske egenskaper måtte den videre prosessen gjennomføres i et avtrekksskap. Det ble bekreftet at det var effektivt avtrekk fra skapet før flasken med lim ble åpnet. Limet ble helt over ved hjelp av en pipette og prøven ble straks forseglet med et dekkglass. Kokeplaten ble satt på og ble slått av igjen når løsemiddelet i limet begynte å koke. Når alt løsningsmiddelet var dampet bort, stivnet limet og prøvene var ferdig. Alt løsningsmiddelet var fordampet når det ikke lenger dannet hurtige bobler under oppvarming. Dersom ikke limet dekket hele prøven, eller det oppstod bobler i prøven, ble det tilsatt mer lim på kanten av glassplatene som trakk inn i smørepreparatet ved oppvarming. For å forhindre Toluendamp i innelufta fikk prøvene ligge i avtrekksskapet over natta.



Figur 3.7: Seks merkete dekkglass ligger klare på kokeplaten for å limes sammen til smørepreparatene



Figur 3.8: Tilsetting av materiale på glassflate m/ tannpirker



Figur 3.9: Prøven tilsettes én dråpe Kodak photo-flo 200 løsning for å fjerne overflatespenningen

3.3.1 Feilkilder til smørepreparat

Det ble ikke målt nøyaktig mengde materiale som ble flyttet over fra kjerneprøven til smørepreparatet. Materialet ble flyttet over med en tannpirker. Dette vil kunne gi varierende tall fra forskjellige dybder innad i samme prøve. Endringer i antall vil derfor ikke nødvendigvis gjenspeile de faktiske forhold. Løsningen på dette ble å gjøre analyser basert på relative forholdstall.

3.4 Observasjoner i lab

De klargjorte smørepreparatene ble analysert i mikroskop (Figur 3.10). Alle observasjonene ble produsert grafisk i Microsoft Excel.



Figur 3.10: Smørepreparat for kjerne MF2016-12, dybde 11,5 cm-12,0 cm, under lupen i mikroskop. Brukt til partikulære observasjoner

3.4.1 Partikulære observasjoner

Det ble gjort observasjoner for partikulært materiale som omfatter kornstørrelse, om materialet var organisk eller mineral, og om det var terrestrielt organisk eller marint organisk. Undersøkelsene ble gjort med mikroskop i laboratorium ved Høgskolen på Vestlandet, Sogndal, hvor det ble sett på smørepreparat.

3.4.1.1 Kornfordeling

En kornfordelingsanalyse vil kunne si noe om sammensetningen til sedimentene, og er viktig i en geologisk tolkning for å forstå avsetningsprosesser.

Under denne analysen ble det laget kornfordelingskurver for de geologiske kornstørrelsene sand, silt og leire. Kategorien silt ble delt inn i underkategoriene grov silt, medium silt, fin silt og veldig fin silt (Tabell 3.1). Tre tilfeldige områder ble undersøkt på alle smørepreparat. For å få et mer helhetlig inntrykk ble brukt gjennomsnittet av de tre områdene.

Tabell 3.1: Oversikt over kornstørrelser klassifisert, fra Udden-Wentworth skalaen

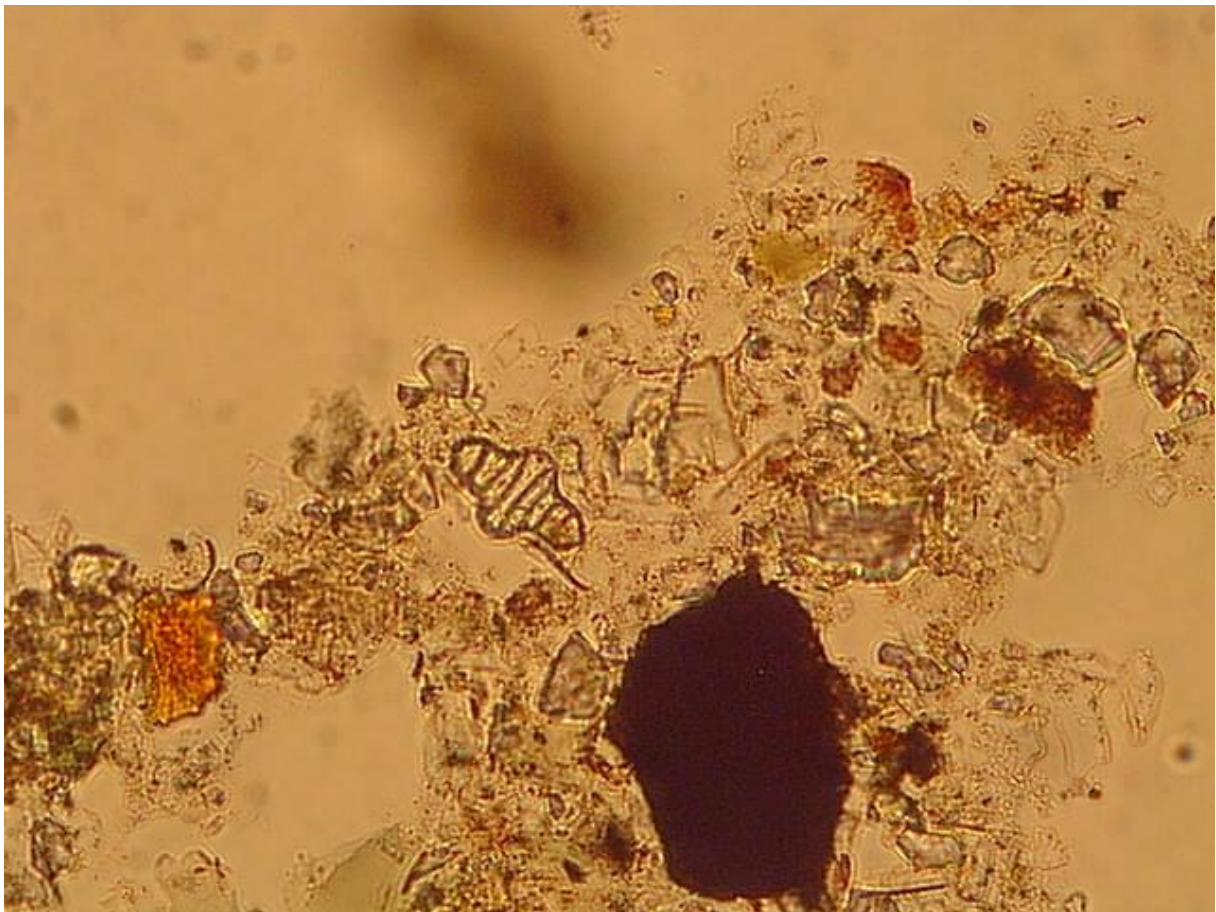
Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class
2.00	2000	-1.0	Sand
1/16	0.0625	4.0	Silt
1/32	0.031	5.0	
1/64	0.0156	6.0	
1/128	0.0078	7.0	
1/256	0.0039	8.0	
0.00006	0.06	14.0	Mud

3.4.1.2 Forhold mineral/organisk og marint organisk/terrestrielt organisk materiale

Undersøkelsene av organisk materiale ble gjort fordi økninger i enkelte faktorer kan si noe om kildene til sedimentene.

I hver kjerneprøve ble det for hver halve cm nedover i sedimentene undersøkt forholdet mellom mineral og organisk materiale, og marint organisk mot terrestrisk organisk materiale. Tre tilfeldige områder på hvert smørepreparat ble analysert. Det er gjennomsnittet av de observerte forholdene, i de tre områdene, som er presentert i resultater, jf kapittel 4.1 Kistadypet. De

minerale kornene hadde tydelig avgrensede kanter som kunne sees ved å justere fokus slik at kantene kom frem. Det organisk, marine materialet er mer diffust enn de minerale kornene, og hadde ikke definerte kanter. Det flyter mer utover som en heterogen væske og legger seg gjerne mellom eller over sedimentkorn. Observeres som oftest som en brun masse. Det terrestrisk-organiske materialet kan skilles fra det marin-organiske ved at det har en mørkere farge, ofte svart, og har en tydelig definert avgrensing.



Figur 3.11: Et bilde av det som ble observert i mikroskop (40x forstørrelse) på smørepreparat. Midt i bildet kan en se en diatomé med klare strukturer, omgitt av minerale og organiske materialer. Den sorte massen nederst i bildet er terrestrisk materiale

3.5 Biologiske observasjoner

De biologiske observasjonene omfatter diatoméer og foraminiferer, og er gjennomført med mikroskop i laboratorium ved Høgskolen på Vestlandet, Sogndal. Diatoméer, også kjent som kiselalger, er mikroorganismer som lever i hav eller sjø, men kan også forekomme i fuktige

miljø på land (Naustvoll 2013). Foraminiferer, også kjent som poredyr, er en gruppe encellede organismer

3.5.1 Diatoméer

Diatoméene ble undersøkt i mikroskop med 40x forstørrelse på smørepreparatene. For hver halve cm ble det forsøkt å observere 300 diatoméer for å få et representativt utvalg i den dybden. Diatoméene ble klassifisert i to hovedgrupper etter opprinnelsesmiljø: marine eller ferskvannsdiatoméer. Det ble også skilt mellom de som var planktoniske (holdt til i vannsøylen) eller bentiske (holdt til på havbunnen). Brakkvannsdiatoméene ble klassifisert med de bentiske ferskvannsdiatoméene.

3.5.2 Foraminiferer

Foraminiferer ble også undersøkt i mikroskop, men til forskjell fra diatoméer var det ikke nødvendig å lage smørepreparat for å identifisere dem. Prøvematerialet ble plukket ut fra kjernen for hver cm nedover i prøven. Materialet ble silt ut i fire forskjellige siler. Åpningene i sil-nettingene var på henholdsvis 2 mm, 250 μm , 125 μm og 63 μm . De forskjellige sorteringene ble så lagt i en petriskål som ble gransket under mikroskop på tre forskjellige forstøringsnivå: 12x, 25x og 50x.



Figur 3.12: Siling av sedimenter. FOTO: INA BASSLER og ACHIM BUCHER (2016)



Figur 3.13: De fire ulike silene som ble brukt. FOTO: INA BASSLER og ACHIM BUCHER (2016)

3.5.2.1 Feilkilder observasjoner i lab

Det finnes rundt 700 forskjellige diatoméer i norske farvann (Naustvoll, 2013) og å klassifisere de ulike artene kan være vanskelig for et utrent øye. Enkelte diatoméer kan ha blitt feil klassifisert. Det er også fra 10%-30% ukjente arter i prøvene som ikke er blitt klassifisert da det ville vært for tidkrevende. Dette tallet vil kunne utgjøre betraktelige forskjeller i resultatene om de skulle bli identifisert og kategorisert i riktig gruppe. Tellingen av diatoméer er også gjort av to forskjellige personer vekselvis og siden flere arter kan være meget like i utseendet, kan det være rom for tolkningsforskjeller.

De partikulære observasjonene er gjennomført av en person, men siden det er forholdstall ut ifra øyemål så kan det også her være unøyaktige fordelinger i forholdstallene. Det betyr at disse observasjonene må betraktes som en grov oversikt, men nøyaktigheten regnes likevel til å være god nok til å gi et representativt bilde

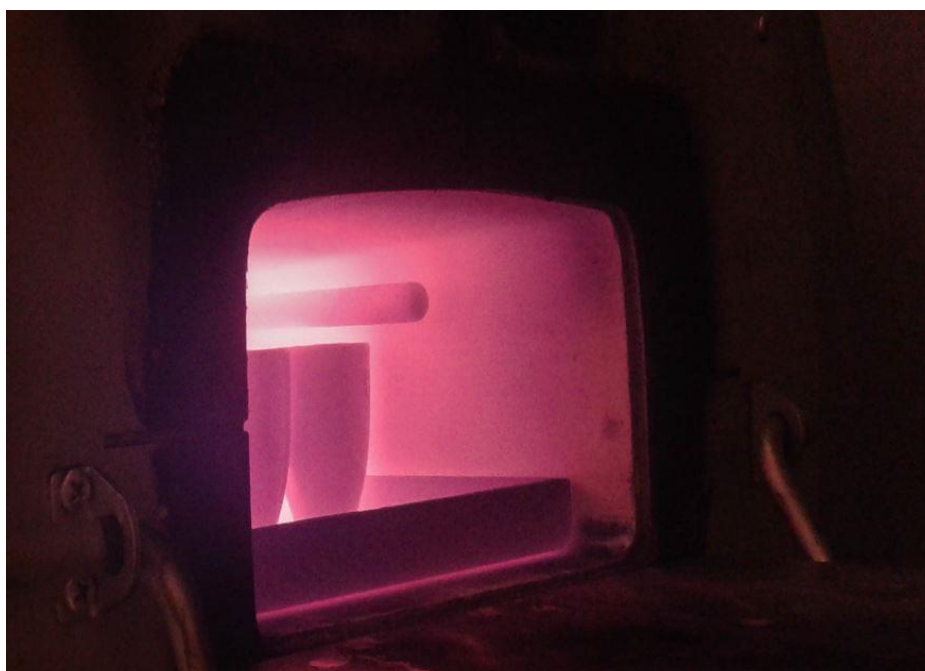
Foraminiferene er telt av studenter fra forskningsprosjektet From Mountain to Fjord (FMF) som denne oppgaven er en del av.

3.6 Tetthet, vanninnhold og porøsitet

For å finne tettheten og porøsiteten til sedimentene i kjerneprøven er det målt vekt to ganger for hver 1,8 cm dybde. Det ble plukket ut en målt mengde fra kjerneprøven og lagt i en pose. Første gangen det ble målt vekt var da prøven fortsatt var fuktig og uforandret i posen. Etter en fordamping av vanninnholdet ble posens vekt veid på nytt. Posen ble så veid og dens vekt ble trukket fra målingene. Dermed fant man innholdets tetthet, vannmengde og kunne regne ut porøsiteten.

3.7 Loss on ignition (LOI)

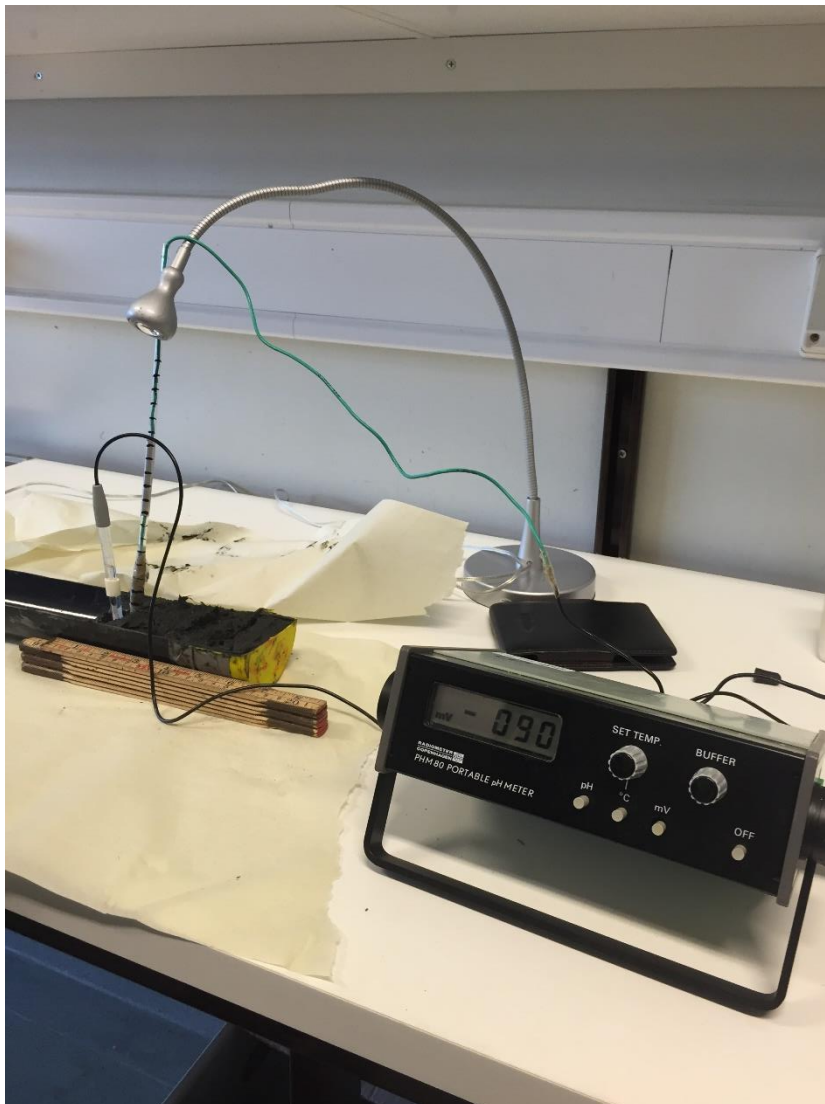
I LOI undersøkelsen var hensikten å finne mengden av organisk karbon og kalsiumkarbonat (CaCO_3) i kjernene. Det ble tatt prøver med en sprøyte som tok opp 5 ml. Prøvene ble tørket i én time med en temperatur på 110 grader. For å finne mengden av organisk karbon og karbonat ble prøvene brent på ulike temperaturer og veid underveis. For å finne organisk karbon ble det brent på 550 grader i 3 timer. For å finne kalsiumkarbonat ble prøvene brent på 900 grader i 3 timer. Etter brenningen av organisk karbon og kalsiumkarbonat ble prøvene ytterligere veid for å finne vektforskjellen.



Figur 3.14: Forbrenningsovnen brukt for å finne LOI. FOTO: A. KOT (2016)

3.8 Redox

Hensikten med reduksjon-oksidasjonspotensialet (redox) var å undersøke oksygeninnholdet i kjernene. Redoxanalysen var målt med 1 cm intervall gjennom kjernen. En halvdel fra en åpnet kjerne ble brukt. En optimalisert pH måler ble brukt og det ble målt strømnings gjennom sedimentene fra et elektron til et annet. Oksidasjon gir energi mens reduksjon utveksler elektroner. Måleren viser positive og negative verdier. De positive verdiene er assosiert med okside sedimenter og negative målinger med anoxide. Når verdiene går under 100 mV i sedimentene er det regnet som lave oksygenforhold.



Figur 3.15: Oppsett for redox-målinger. En anode og en katode kan sees plassert i øvre sedimentlag i en kjerneprøve. PH-meter kan sees til høyre foran i bildet

4 Resultater

I denne delen blir resultatene fra kjernene MF2016-2, MF2016-4, MF2016-7, MF2016-9, MF2016-11 og MF2016-12 presentert (Figur 2.1). Her blir resultater fremstilt grafisk og interessante observasjoner påpekt. Det bør nevnes at redox undersøkelsene har en grovere oppløsning, med målinger gjort for hver cm, enn de resterende resultater som er presentert med målinger tatt hver 0,5 cm. Kjernene blir beskrevet fra bunnen og opp. Det gjøres oppmerksom på at kjerneprøvene har ulike lengder grunnet særskilte forhold under prøvetaking. Resultatene for diatoméer og partikulært materiale er relative og blir derfor fremstilt i prosent. Uklassifiserte diatoméer er en egen kategori, men vil bestå av enten ferskvanns eller marine diatoméer.

Resultatene av foraminiferer har blitt regnet om til antall per 10 ml. Dette ble utført av Ina Baßler, Thomas Klamer, Lucas Grohs og Achim Bucher som også har stått for fremstillingen av disse resultatene.

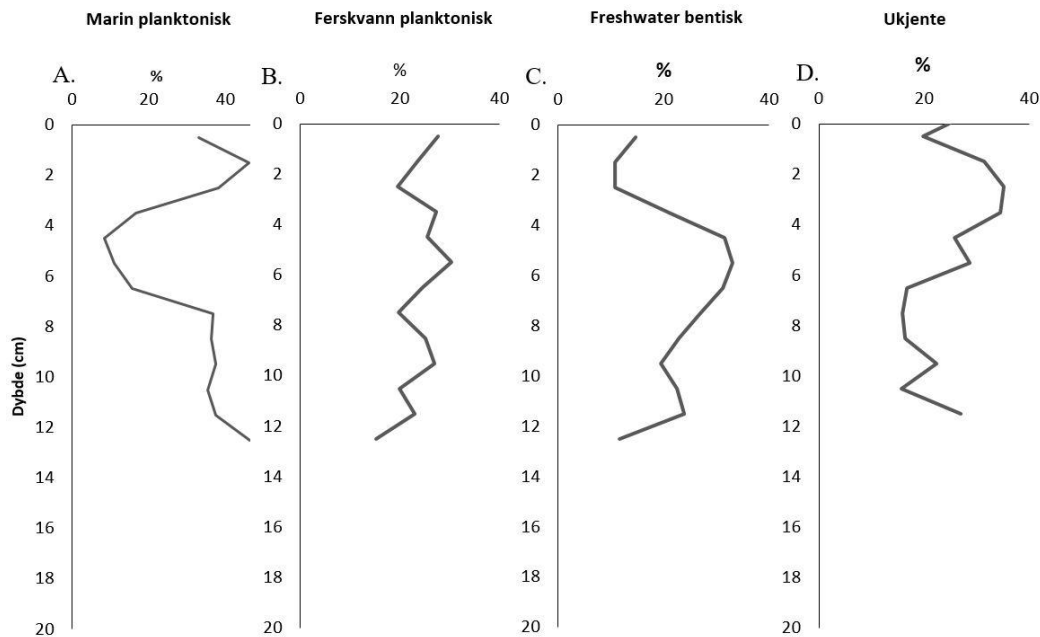
Det er ikke tatt med LOI da dette ikke viste interessante signaler. Det er heller ikke brukt resultater fra vanninnhold, porøsitet og tetthet.

All rådata og grafiske fremstillinger er tilgjengelig i *vedlegg-01* og *vedlegg-02*.

4.1 Kistadypet

4.1.1 Kjerne MF2016-2

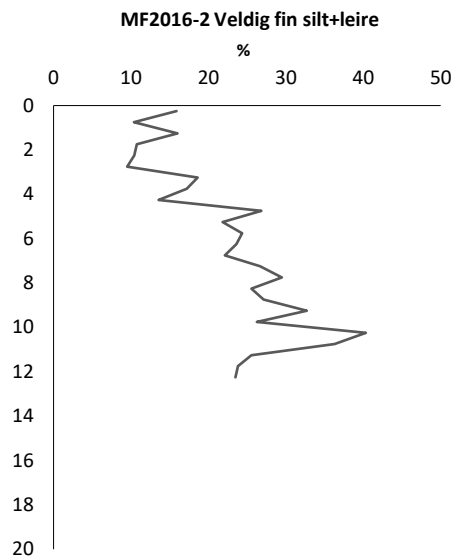
4.1.1.1 Diatoméer



Figur 4.1: Resultater fra diatoméundersøkelsen i kjerne MF2016-2. A. Marine planktoniske B. Ferskvann planktoniske C. Ferskvann bentiske D. Ukjente diatoméer

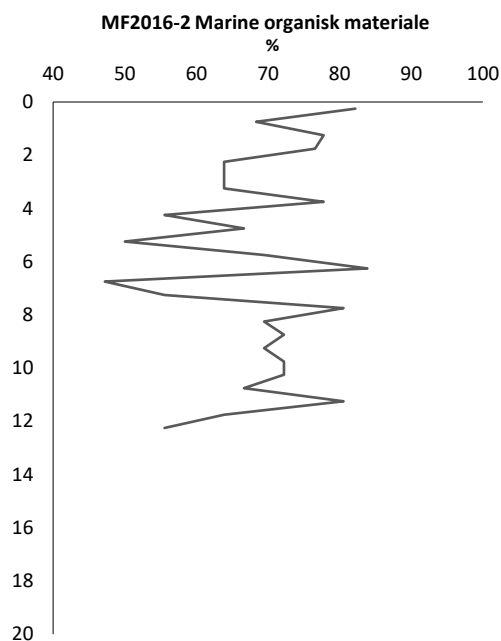
Figur 4.1.A. viser stabile verdier mellom 35-45 % fra 12,5, til 7,5 cm i de marine planktoniske diatoméene. Fra 7,5 cm påvises en markant reduksjon i andelen frem til bunnpunktet på 4,5 cm. I nærliggende dybde viser samtidig andelen av bentiske ferskvanns diatoméer en oppgang (Figur 4.1.C.). Planktoniske ferskvann har en generell vekst i konsentrasjon gjennom hele kjernen. De viser midlertidig liten respons på reduksjonen fra 7,5-4,5 i de planktoniske marine diatoméene (Figur 4.1.B.). 25 % av observerte diatoméer i analysen ble ikke klassifisert (Figur 4.1) Det ble ikke observert bentiske marine diatoméer i denne undersøkelsen.

4.1.1.2 Partikulært materiale



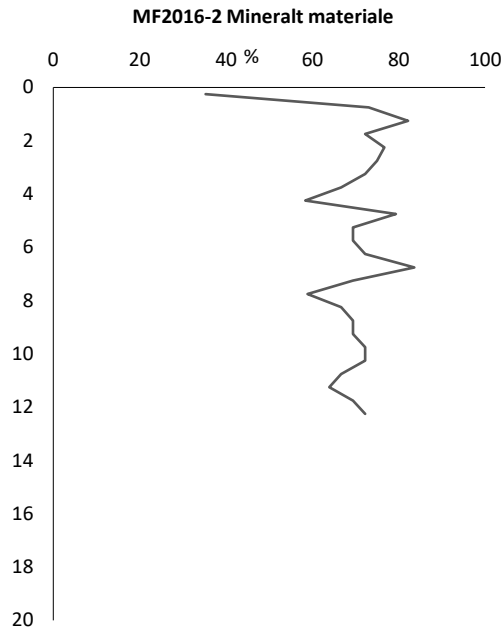
Figur 4.2: Kornstørrelsesgraf med sammenslåtte verdier fra veldig fin silt og leire

Fra kornstørrelseanalysen viste veldig fin silt (vfsl) og leire lik utvikling. Verdiene fra begge ble slått sammen og fremstilles grafisk i Figur 4.2. Fra 10 cm til 4 cm viser kornstørrelsene gradvis reduksjon fra 40-25 %. Etter 4 cm oppstår en brattere reduksjon med lavere verdier til toppen.



Figur 4.3: Graf over det marine organiske materialet relativt til det terrestrisk organiske materialet

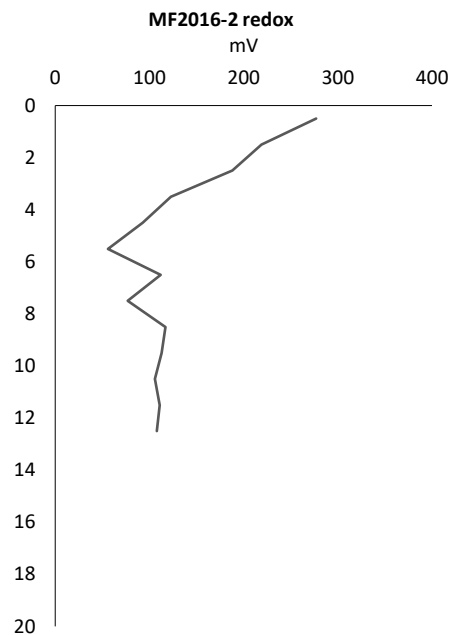
Det marine organiske materialet har, gjennomsnittlig, stigende andel fra 7 cm helt til toppen av kjernen. Det observeres, til tross for dette, tre intervaller som skiller seg ut med lavere andel. Dette påvises i periodene 7,5-6,5 cm, 5,5-4 cm og 3,5-2 cm (Figur 4.3)



Figur 4.4: Mineralt materiale målt relativt til det organiske materialet

Mineralt materiale er sammenlignet med organisk materiale. Intervallet fra 7-5 cm viser høyere andel av det minerale materiale enn lenger nede i kjernen (Figur 4.4).

4.1.1.3 Redox

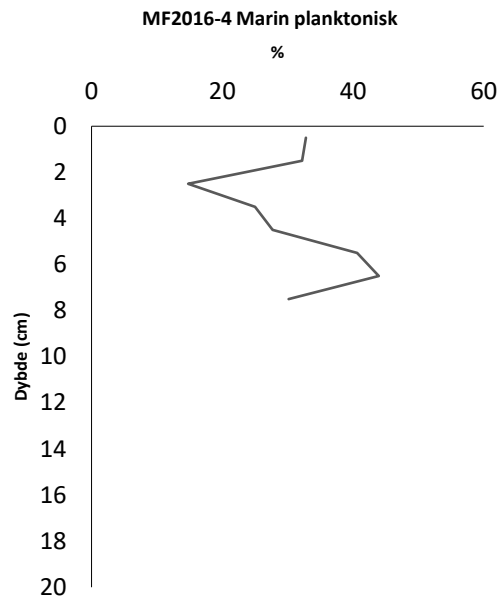


Figur 4.5: Oksygen-reduksjonspotensial målt i mV.

Redox undersøkelsen viser stabile verdier fra bunn til 8,5 cm. Herfra observeres forstyrrelser med vekslende stigning og reduksjon i oksygenet til 5,5 cm. Mot topp er oksygenverdiene gradvis stigende (Figur 4.5).

4.1.2 Kjerne MF2016-4

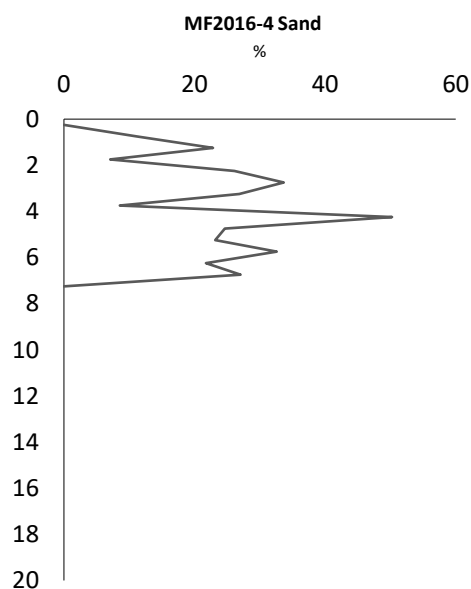
4.1.2.1 Diatomé



Figur 4.6: Grafen viser andel marine planktoniske diatoméer av totalt antall diatoméer

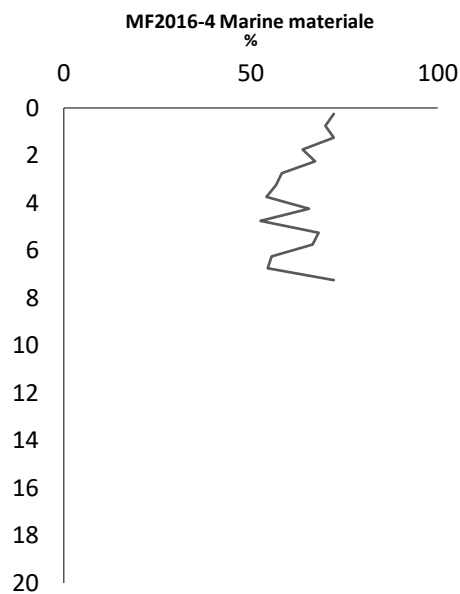
Tilsvarende Figur 4.1A, viser Figur 4.6 en reduksjon i andelen til de planktoniske marine diatoméene. Dette oppstår i en periode fra 6-2 cm, grunnere enn det som var observert i MF2016-2.

4.1.2.2 Partikulært materiale



Figur 4.7: Grafen viser fordelingen av kornstørrelsen sand

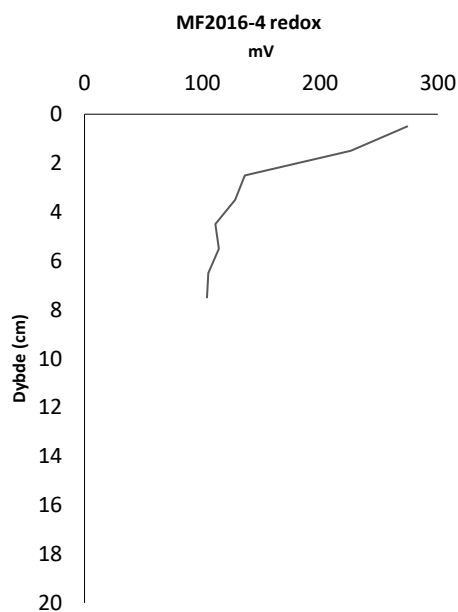
Fra analysen ble det påvist at sand er den dominerende kornstørrelsen i denne kjernen. Fra fremstilling i graf, har sandinnhold høyere konsentrasjon i intervallet 7-2 cm da sandinnholdet er voksende før intervallet og avtagende etter (Figur 4.7)



Figur 4.8: Grafen formidler utviklingen i det marine organiske materialet i forhold til terrestrisk organisk materiale

Det marine materiale ser ut til å ha samme tendenser som i kjerne MF2016-2; tre intervaller med ekstra lave verdier og en generell økning i materialet (Figur 4.8)

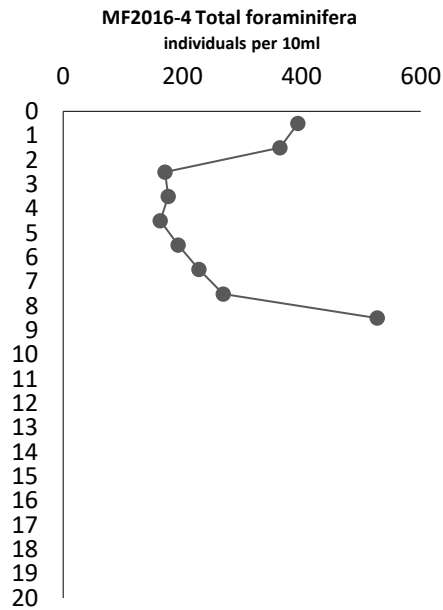
4.1.2.3 Redox



Figur 4.9: Oksygen-reduksjonspotensialet målt i mV

Redox analysen fra denne kjernen viser noen små variasjoner fra 7,5-2,5 cm, hvor den generelt stiger (Figur 4.9) Variasjonene er mindre enn det som ble observert i kjerne MF2016-2.

4.1.2.4 Foraminiferer



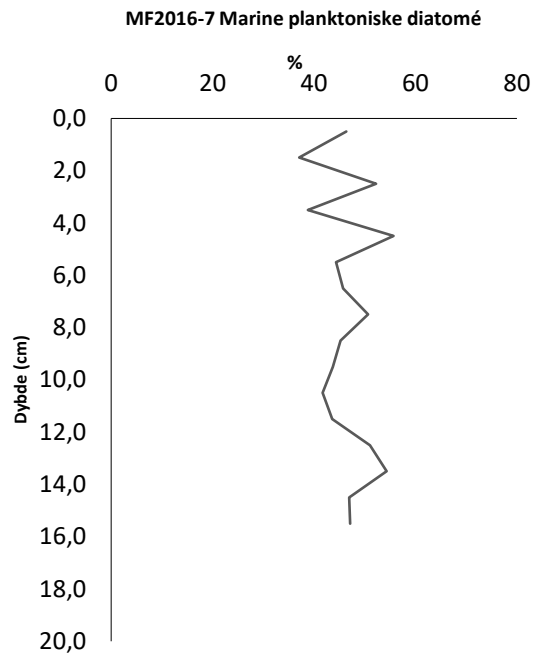
Figur 4.10 Utviklingen i antall foraminiferer per 10 ml

Kjerne MF2016-4 var den eneste kjernen i Kistadypet som ble undersøkt av foraminiferer. Resultatene fra analysen viser en markant reduksjon på over 100% etter 8 cm dyp og vedvarer til 2 cm. Etter reduksjonen øker antall foraminiferer mot toppen.

4.2 Havnebassenget

4.2.1 Kjerne MF2016-7

4.2.1.1 Diatomé

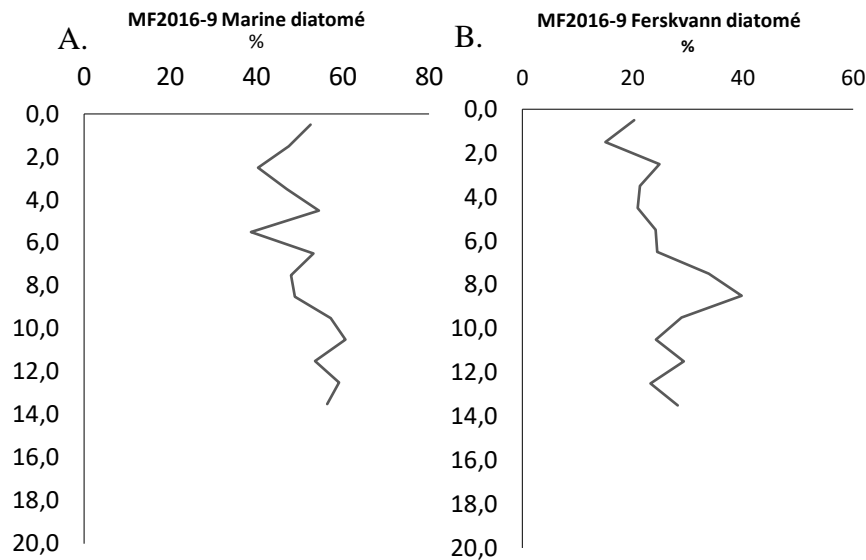


Figur 4.11: Fremstilling av marine planktoniske diatoméer

Det observeres ingen store endringer i de marine planktoniske diatoméene og de holder seg stabilt mellom 35 og 50 %. Det observeres midlertidig mindre brå variasjoner i nedre del av kjernen enn de øvre (Figur 4.11)

4.2.2 Kjerne MF2016-9

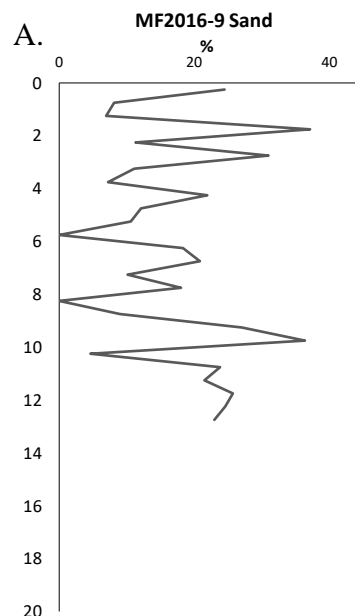
4.2.2.1 Diatomé



Figur 4.12: Fremstilling av diatoméer i kjerne MF2016-9. A. marine planktoniske diatoméer
B. ferskvannsdiamoméer

De marine planktoniske diatoméene viser ingen store endringer i konsentrasjonen. Generelt har de minkende tendenser fra bunn til topp (Figur 4.12.A). Ferskvannsdiamoméene viser en økning i andelen fra 10-8,6 cm. (Figur 4.12.B)

4.2.2.2 Partikulært materiale

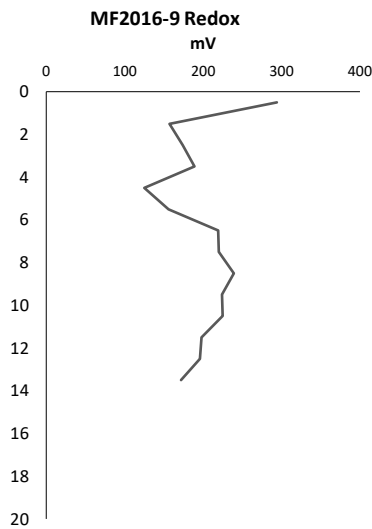


Figur 4.13: Grafisk fremstilling av kornstørrelsen sand

Figur 4.13 viser mye variasjon i kornstørrelsen sand. Det observeres fortsatt høyere sandinnhold fra bunn til 9 cm og lavere innhold i midtre del av kjernen mellom 9-3,5 cm. De

øvre 3,5 cm har igjen høyere sandinnhold, tilsvarende verdier som ble observert i nedre del av kjernen.

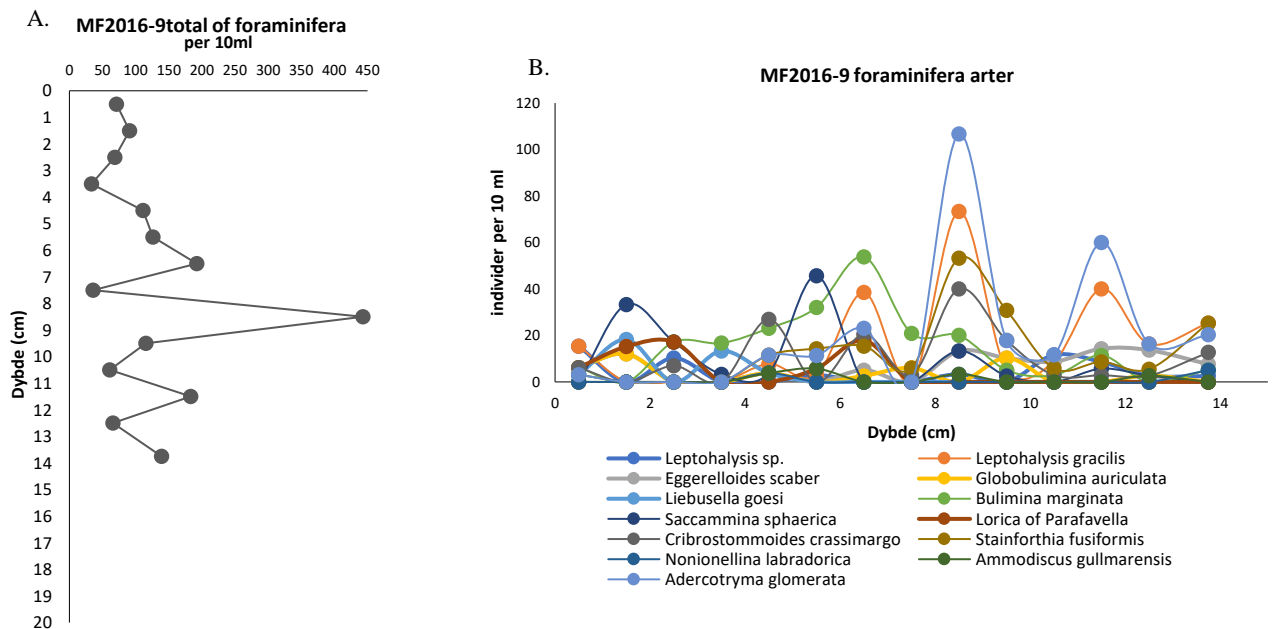
4.2.2.3 Redox



Figur 4.14: Redox-resultater

Resultatene viser fra bunn til 8,5 cm en økning i oksygen. Herfra opplever kjernen en reduksjon ned til bunnpunktet 4,5 cm ned i kjernen. Fra 4-2 cm oppstår økning og minking. (Figur 4.14)

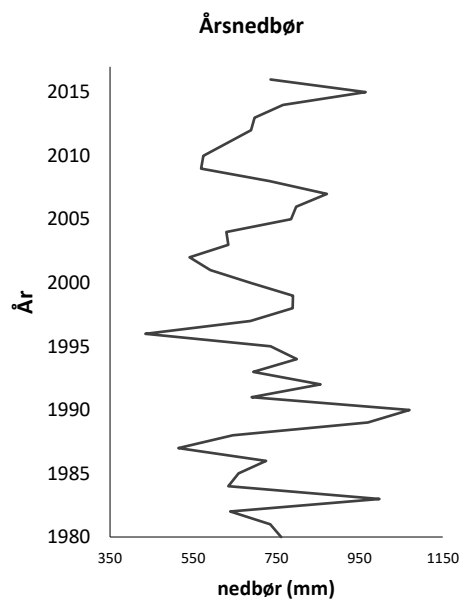
4.2.2.4 Foraminifer



Figur 4.15: A. viser totale foraminiferer per 10 ml. B. Fremstilling av individuelle foraminiferer arter observert i MF2016-9

Kjernen har et toppunkt i antall foraminifer på 8,5 cm. Foraminiferbestanden opplever videre en reduksjon opptil 3,5 cm. Under reduksjonen opplever alle individuelle arter også reduksjon, men *Bulimina marginata* er den arten som holder seg mest stabil og har generelt høyere verdier enn resten av artene. Det ser ut til at de øvre 3,5 cm får tendenser til økning.

4.2.2.5 Nedbør



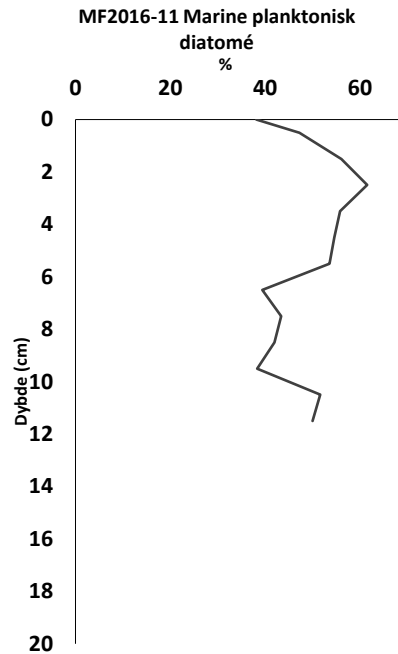
Figur 4.16: Grafisk fremstilling av årsnedbør over Aurland som strekker seg tilbake til 1980. Data er hentet fra senorge.no

Data fra historisk nedbør viser flere perioder med ekstra mye årsnedbør. Det ser ut til at de tydeligste toppene i grafen fra figur 4.16 kan ligne på topper observert i kornstørrelsen sand (Figur 4.16)

4.3 Stampa

4.3.1 Kjerne MF2016-11

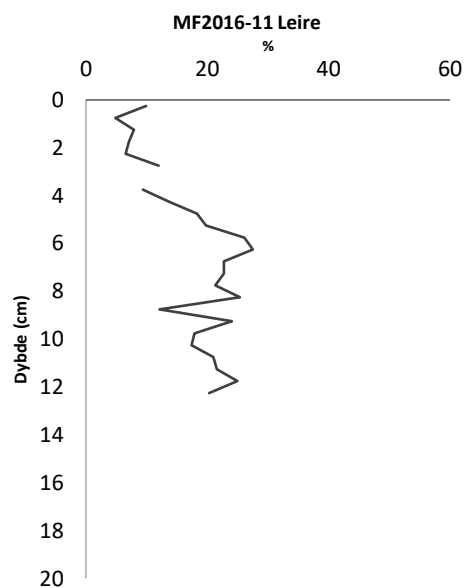
4.3.1.1 Diatomé



Figur 4.17: Grafisk fremstilling av marine planktoniske diatoméer

Det er et intervall mellom 10,5-6,5 cm med en reduksjon i de planktoniske marine diatoméene. Videre opp til 2,5 cm er verdiene stigende før en redusering til topp observeres.

4.3.1.2 Partikulært materiale

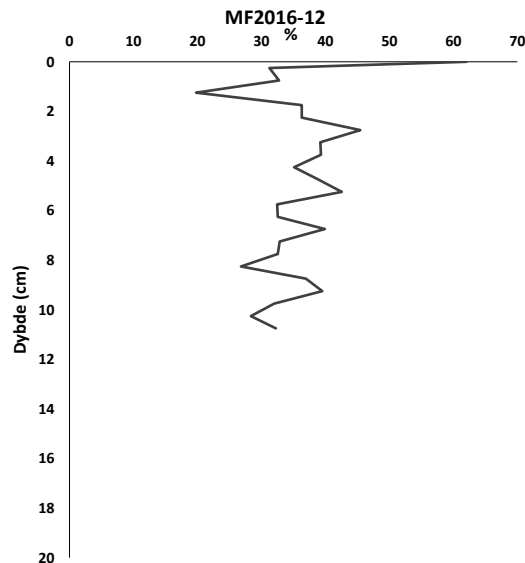


Figur 4.18: Grafisk fremstilling av kornstørrelsen leire

Fremstillingen av leire i denne kjernen viser at fra 12,5-6 cm er innholdet av leire stabilt rundt 20 %. Mot toppen reduseres innholdet gradvis ned mot <5%.

4.3.2 Kjerne MF2016-12

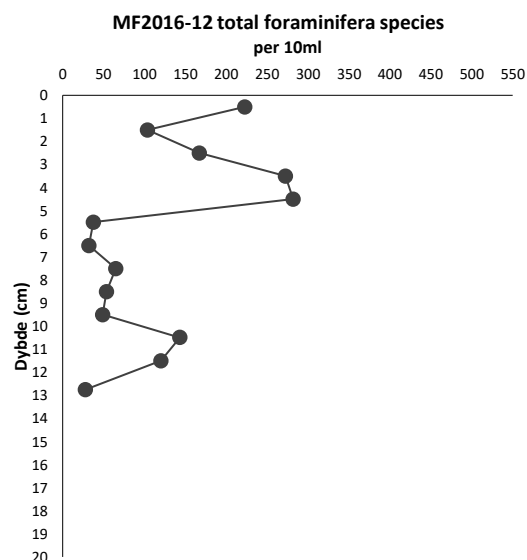
4.3.2.1 Diatomé



Figur 4.19: Grafisk fremstilling av marine planktoniske diatoméer

Sammenlignet med MF2016-11, viser ikke resultatene av denne marine planktoniske diatoméanalysen et like tydelig intervall med reduksjon, men det observeres fortsatt tendenser til reduksjon fra 8,5-5,5 cm. Fra 2,5 -0,5 viser fremstillingen en markant nedgang (Figur 4.19). Denne nedgangen er ikke synlig i kjerne MF2016-11.

4.3.2.2 Foraminiferer



Figur 4.20: Grafen fremstiller fordelingen av antall foraminiferer

Figur 4.20 viser lave antall med foraminiferer fra 10-5 cm. Etter dette oppstår en stigning i bestanden til de høyeste verdiene i kjernen. I toppen oppstår en ny reduksjon før det stiger igjen helt i toppen.

5 Diskusjon

5.1 Tolkning av hendelser

De største hendelsene er de antropogene hendelsene som omfatter utbyggingen av kaianlegget i 1985, dumpingen av masser fra tunnelsprenging i 1996-1999, samt naturlige hendelser, da spesielt storflommen i 2014. Prøvene er antatt å ha innflytelse fra disse hendelsene i større eller mindre grad avhengig av hvilket område de har sin opprinnelse. Hendelsene vil være viktig ved datering av kjernene da hendelsesdatering er hva denne oppgaven baserer seg på.

5.1.1 Kistadypet

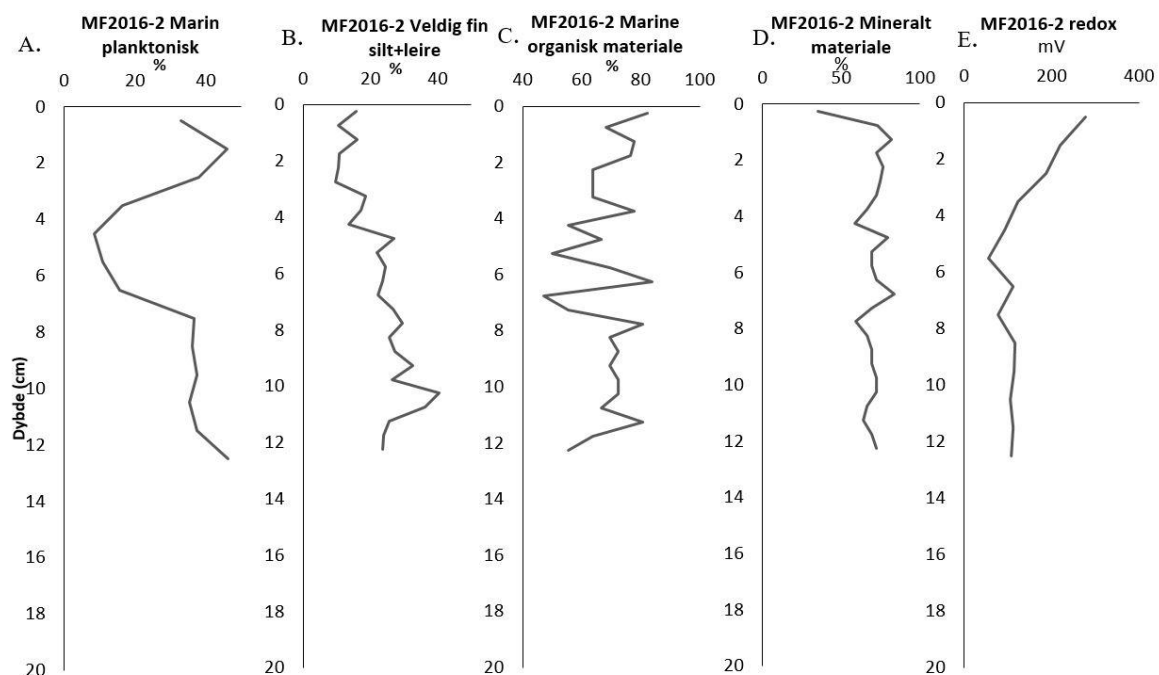
Kistadypet er antatt å være det området med størst påvirkning fra storflommen i 2014. Som nevnt i introduksjonen, før utbyggingen av kaien i 1985 drenerte elveutløpet fra Flåm i en østlig retning (Figur 1.8 A.). Dette endret seg etter konstruksjonen og utløpet har blitt sentrert i nordlig retning (Figur 1.8 B.). Resultatene fra diatoméer, kornstørrelse, marint organisk materiale, foraminiferer og redox-analysen er tatt med og korrelert for å forsøke å påvise hvor dypt i avsetningene innflytelse fra storflommen forekommer.

5.1.1.1 Storflommen 2014

Siden diatoméene er målt i forholdstall, så vil en reduksjon i de marine planktoniske diatoméene kunne bety at det er en økning av ferskvannsdiatoméene eller kategorien ukjente diatoméer. Ukjente diatoméer er enten ferskvanns eller marine diatoméer, men er ikke klassifisert, og utgjør i snitt 25% av observerte diatoméer i kjerne MF2016-2 (Figur 4.1D.). Om de skulle bli klassifisert kan de i teorien utgjøre variasjoner i resultatene. Derfor kan dette være en mulig feilkilde i tolkningen. I denne kjernen vil ikke marine bentiske diatoméer spille inn da det ikke ble identifisert noen. De planktoniske ferskvannsdiatoméene har en viss økning i MF2016-2 (Figur 4.1B.) og årsaken til dette er nok sannsynligvis som følge av økt influens fra ferskvann. De bentiske ferskvannsdiatoméene har et intervall mellom 8,5-3,5 cm som skiller seg ut fra resten av kjernen med høyere verdier (Figur 4.1C.). Denne observasjonen tyder på sterke strømminger som har klart å løsrive disse diatoméene fra elvebunnen (Dale, personlig samtale, 26. april 2017). Det at en ser størst økning i bentiske ferskvannsdiatoméene og ikke i de planktoniske ferskvannsdiatoméene, kan tyde på at denne anomalien er fra storflommen i 2014. Resultatene av totale marine planktoniske diatoméer viser stabile verdier opptil 7,5 cm. En påfallende bratt reduksjon oppstår etter dette fra 7,5 cm til bunnpunktet på 4,5 cm dybde (Figur 5.1.A.), før den igjen ser ut til å gå tilbake til normalen. Denne endringen som observeres i de marine diatoméene underbygger forslaget om at storflommen er knyttet mot disse dybder da økt tilførsel av ferskvann skal gi mindre andel av marine diatoméer. Konsentrasjonen av leire og veldig fin silt er minkende fra 10 cm

dybde og opp (Figur 5.1B.) Økt bevegelse i vannmassene forårsaket av storflommen kan være årsaken til denne trenden. Resultater fra marint materiale viser en trend med oppgang av det marine materialet etter 8 cm, men intervallene 7,75-6,5 cm, 5,5-4,5 cm og 3,5-2,5 viser til raske endringer med lavere verdier (Figur 5.1C.) og betyr mere avsetninger av terrestrisk materiale. Resultatene fra reduksjon-oksidasjons potensialet viser lokale variasjoner i oksygenkonsentrasjonen mellom 8-5,5 cm dyp (Figur 5.1E.). Det er flere årsaker som kan ha ført til disse variasjonene. Endringer i kornstørrelse påvirker gjennomstrømming av oksygen og kan være en faktor for dette (Hausam et al. 1997). Det ble også opplyst av Dale (personlig veiledning, 4. mai 2017) at nedbrytning av organisk materiale forbruger oksygen. Figur 5.1 D som tar for seg forholdet mellom mineral og organisk materiale, viser i intervallet 8,5-5,5 cm en økning i det organiske når oksygenverdier går ned og en minskning når oksygenet går opp (Figur 5.1 D. og E.), og kan også være en medvirkende faktor til endringene i redoxverdiene.

Som nevnt opplever de marine planktoniske diatoméene en tydelig reduksjon etter 7,5 cm. Det er spesielt på bakgrunn av denne endringen at avsetningene fra storflommen tolkes til å starte ved 7,5 cm. Tolkningen underbygges av kornstørrelsesanalysen, marine materialet og redox-analysen som alle opplever endringer i nærliggende dybde, som også kan kobles opp til storflommen.

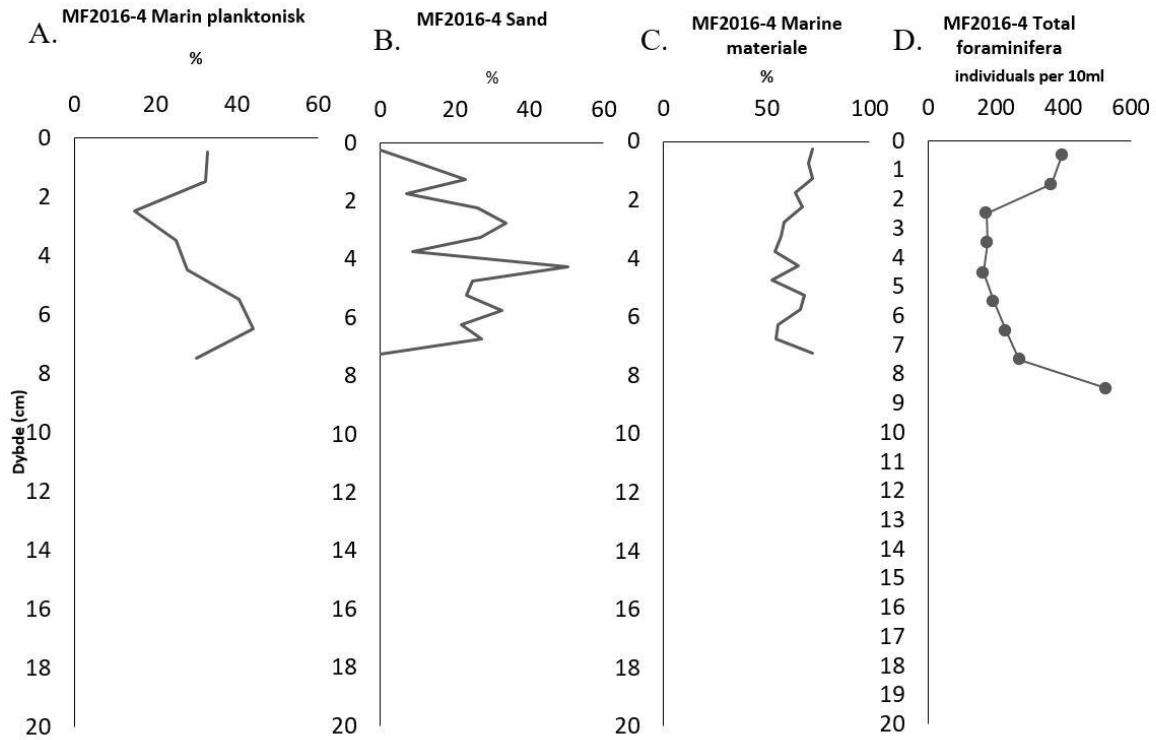


Figur 5.1: Resultater fra kjerne MF2016-2. A. Fordeling av marine planktoniske diatoméer oppgitt i prosent, viser reduksjon fra 7,5-3,5 cm. B. Sammenslåing av de finere avsetningene leire og veldig fin sil. Grafen viser en gradvis nedgang fra 10 cm og opp. C. Forhold mellom marint og terrestrisk materiale, oppgitt kumulativt. Tendenser til gradvis oppgang av marint materiale etter 8 cm. D. Forhold mellom mineralt og organisk, oppgitt kumulativt. Redox resultater fremstilt i millivolts. Forstyrrelser oppstår fra 8-5,5 cm.

Det ble opplyst av Dale (2017) at foraminiferer presentert i antall, kan oppleve en fortyningseffekt under økt sedimentasjonsrate. Denne effekten observeres trolig i MF2016-4 mellom 8-2 cm (Figur 5.2D.) og kan ha blitt forårsaket av raske avsetninger fra storflommen. En annen årsak, også med

tilknytting til storflommen, kan være utvasking av organisk materiale. Nedbrytningsprosessen av dette materiale krever oksygen, noe som bidrar til lavere verdier av oppløst oksygen i vannet. Det bør også nevnes at økte vannføringer kan påvirke fjorden med mer terrestrisk materiale i suspensjon. Materiale absorberer sollys noe som hever temperaturen og etter hvert senker nivået av oppløst oksygen (CSU 2001). Disse prosessene som påvirker oksygenverdiene i fjorden vil sannsynligvis også ha en påvirkning på foraminiferer, da disse trives best under visse oksygenkonsentrasjoner. Siden redox analysen fra MF2016-4 ikke viser noen tydelige endringer mellom 8-2 cm (Figur 5.2) antas det dermed at det er fortykningseffekt som er hovedårsaken til reduksjonen i foraminiferer. Fra nevnte observasjoner i de marine planktoniske diatoméene fra kjerne MF2016-2, ser det ut til at disse kan relateres med foraminiferene. Begge viser reduksjon i nærliggende dybder som er tolket som flompåvirket. De marine planktoniske diatoméene fra kjerne MF2016-4, viser også en reduksjon, men forekommer fra 5,5-2,5 cm (Figur 5.2A.). Her relateres endringene ikke like bra med reduksjonen i foraminiferer, som i kjerne MF2016-2. En forklaring på dette kan være fordi bentiske foraminiferer ikke er begrenset til de øverste sedimentlagene på havbunnen (Bolotovskog et al. 1966). Spor etter foraminiferene i sedimentene er vanligvis sett på som selvstendig og aktiv migrasjon som en respons direkte fra fysiske/kjemiske gradienter i sedimentene (Corliss et al. 1985). Dette betyr at intervallet med reduksjon i foraminiferne ikke nødvendigvis er helt presis.

Fra kjerne MF2016-4 viser også det marine materiale lignende signaler som i parallellkjernen med økende marint materiale, men med tre intervaller som viser reduksjon fra henholdsvis 7,25-6,25 cm, 5,25-4,75 cm og 4,75-2,75 cm. Disse intervallene er mindre tydelige enn i kjerne MF2016-2, men tendensen ser ut til å korrelere. Basert på den økende tendensen i det marine materialet etter 2,75 cm i kjernen MF2016-4, ser det ut til at materialet begynne å normaliseres (Figur 5.2C.). Denne tendensen observeres også i kornstørrelsesanalysen hvor kjernen er preget av mye sand etter 7,25 cm, men etter 4 cm blir andelen av sand mindre og ser også ut til å normalisere seg (Figur 5.2B.). Disse reaksjonene er forventet å se ved mindre vannføring fra Flåmselven og kan dermed tyde på at flomhendelsen i 2014 avtar i disse perioder. Det er imidlertid vanskelig å fastslå nøyaktig dybde når dette skjer, men siden tolkningen har basert seg på to kjerner er det regnet med noe slingringsmonn..



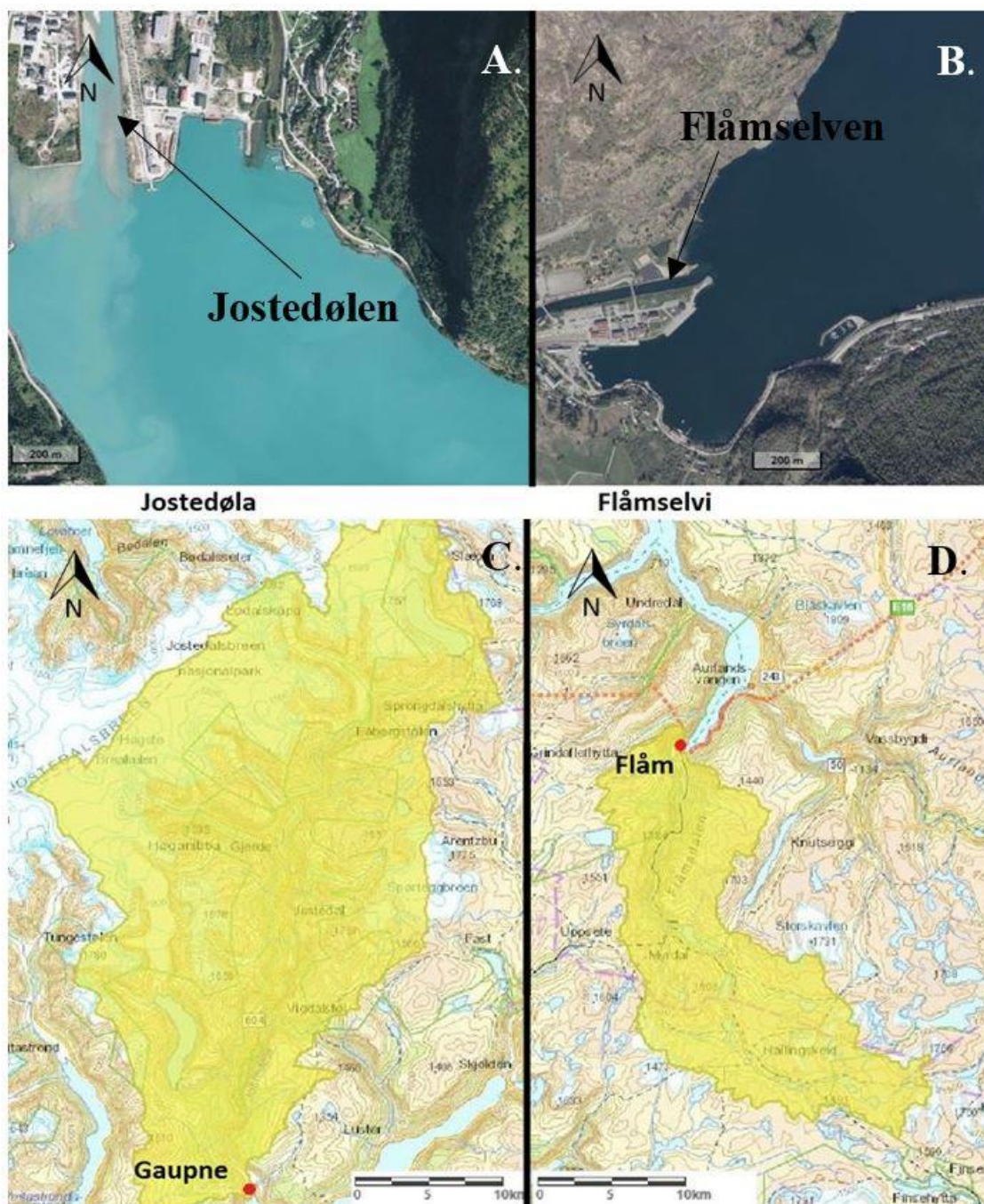
Figur 5.2: Resultater fra kjernen MF2016-4 som er brukt i diskusjon. **A.** Viser de marine planktoniske diatoméer. Det observeres en reduksjon fra 5,5-2,5 cm. **B.** Viser sandinnhold, med høyt innhold fra 8-4 cm og avtagende tendenser fra 4 cm til kjermetopp. **C.** Viser forhold mellom marint og terrestrisk materiale, oppgitt kumulativt. Generelt stigende marint materiale fra 7 cm. **D.** Totale foraminiferer oppgitt i per 10 ml. Grafen viser en periode med reduksjon fra 8-2 cm.

5.1.2 Havnebassenget

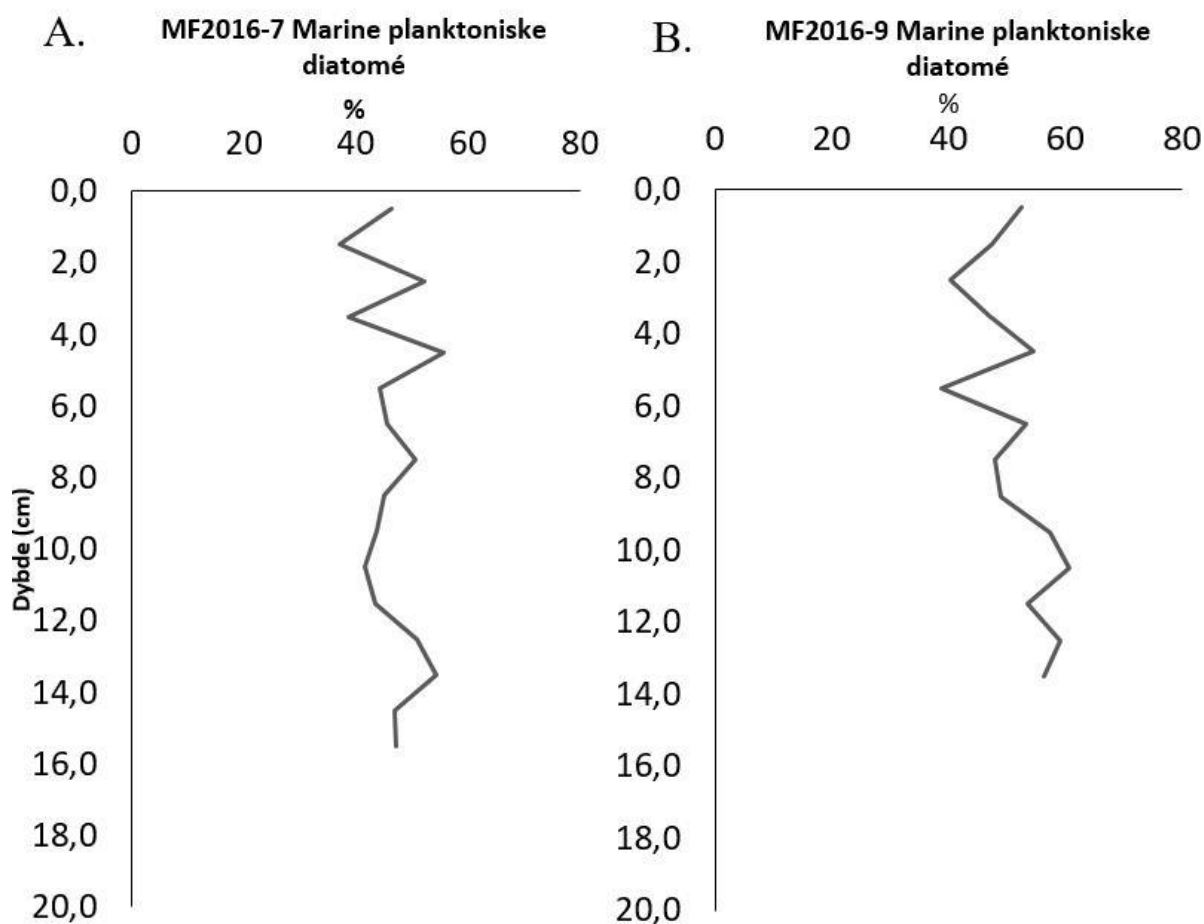
Det er antatt at før deltautfyllingen var Havnebassenget i mye større grad påvirket av Flåmselven. En mindre andel av næringen var primær da elven også tilførte næring. Det er også sannsynlig at elven sørget for mer turbiditet i vannsøylen og at tilførselen av ferskvann påvirket gradienten i salinitet. Etter utbygningen av havnen har området sannsynligvis blitt et relativt isolert system. Dette har medført at næringen er blitt mer primær og kommer hovedsakelig av gjennomstrømning fra fjorden (Dale, 2017). I tillegg antas det å være mindre turbiditet i vannsøylen og saliniteten mer stabil. Disse kontrastene, fra før og etter utbygningen i 1985, er trodd til å gi utslag i avsetningene fra Havnebassenget slik denne hendelsen kan bli plassert i avsetningene. I 1999 ble det endret kloakkutløp i nærheten av Havnebassenget, og kan muligens ha satt spor i bunnsedimentene. Det undersøkes også om det sees spor fra storflommen i 2014 i avsetningen

5.1.2.1 Deltautfylling 1985

Venneman (2016) foreslo en sedimentasjonsrate på 0,27 cm/år. Med denne avsetningshastigheten ble det anslått at deltautfyllingen avsluttet på 8,4 cm dyp. Som nevnt var det antatt kontraster i forholdene fra før og etter deltautfyllingen. Det var basert på dette, forventet å se en økning i de marine planktoniske diatoméer på dette dypet, men denne observasjonen er foreløpig manglende. Både MF2016-7 og 9 viser ingen klar endring i konsentrasjonen gjennom hele kjernen (Figur 5.4A. og B.). Det er midlertidig grunn til å tro at forholdene før utbygningen skapte osmotisk stress for den marine planktoniske diatomébestanden, grunnet endringer i salinitet fra økt påvirkning av Flåmselven. Vanligvis skaper ikke en endring i salinitet umiddelbar utrydning blant diatoméer, men kan skape en minskning i vekst (Rijstenbil et al.1989). Antakelsen av mindre diatoméer var hovedsakelig basert på grunn av turbiditet. Fordi økt turbiditet vil gi mindre tilgjengelig sollys. Siden verdiene til de marine planktoniske diatoméene er stabile i begge kjernene, kan det derfor tolkes at Havnebassenget ikke har opplevd noe nevneverdig forskjell i turbiditet, før og etter deltautfyllingen. Det vil være økt turbiditet under flomhendelser, men disse er midlertidig og varer trolig ikke lenge nok til å påvirke den planktoniske diatomé bestanden. Observasjoner ved munningen fra Jostedølen viser at denne fjorden i større grad er påvirket av turbiditet (Figur 5.3 A og B). Dette er trolig fordi Jostedølen drenerer mesteparten av østsiden til Jostedalsbreen (Figur 5.3C). Ved breerosjon, da spesielt med tanke på skuring, transporterer Jostedølen mye av dette materiale til fjorden og skaper dermed mer turbiditet. Det ser ut som at Flåmselven ikke drenerer materiale fra breer med nok erosjonskraft til å skape tilsvarende forhold (Figur 5.3D). Basert på denne observasjonen er det grunn til å tro at Flåmselven generelt sett, ikke har opplevd større endringer i turbiditet selv på grunn av deltautfyllingen, og dette underbygges av lite endringer i de marine planktoniske diatoméene.



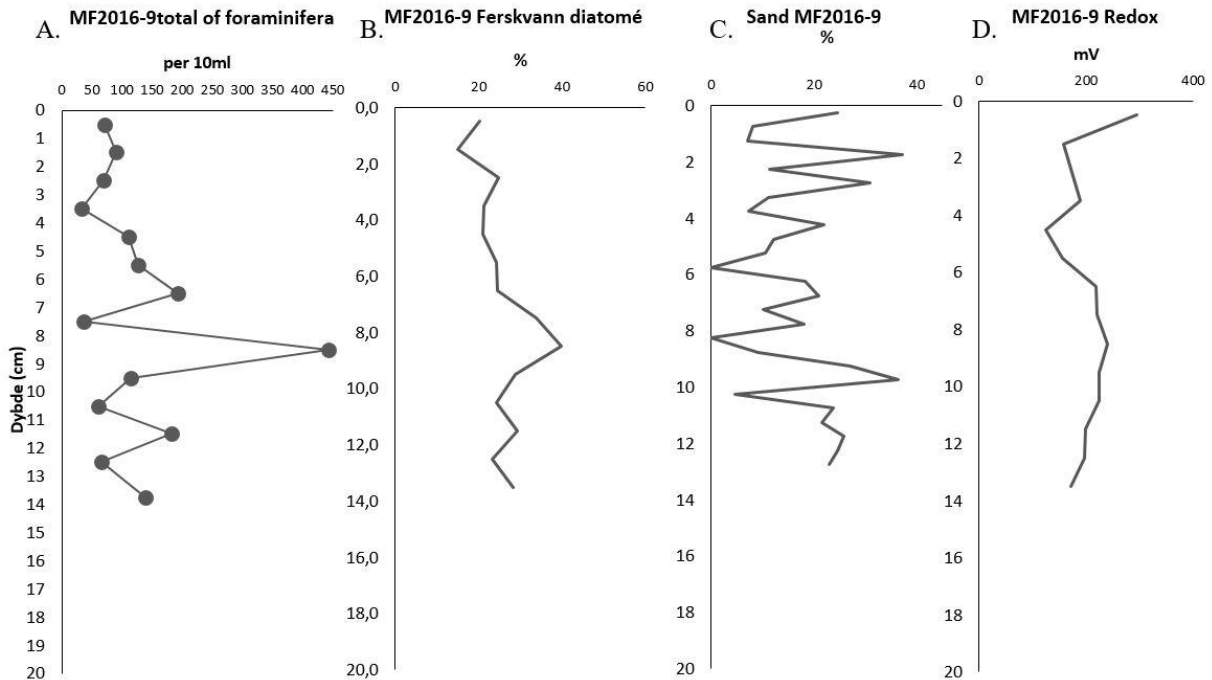
Figur 5.3: Hensikt å vise forskjell i nedbørsfelt og turbiditet mellom Jostedølen og Flåmselven. **A.** Flyfoto over Gaupnefjorden, som er preget av turbiditet. **B.** Flyfoto over indre Aurlandsfjorden, her er det ikke store spor av turbiditet. **C.** Nedbørsfelt Jostedølen som drenerer østlig deler av Jostedalsbreen. **D.** Nedbørsfelt over Flåmselven. Dette feltet er mindre og drenerer ikke fra bre. **A.** og **B.** modifisert fra © Kartverket. **C.** og **D.** hentet fra NVE skredatlas



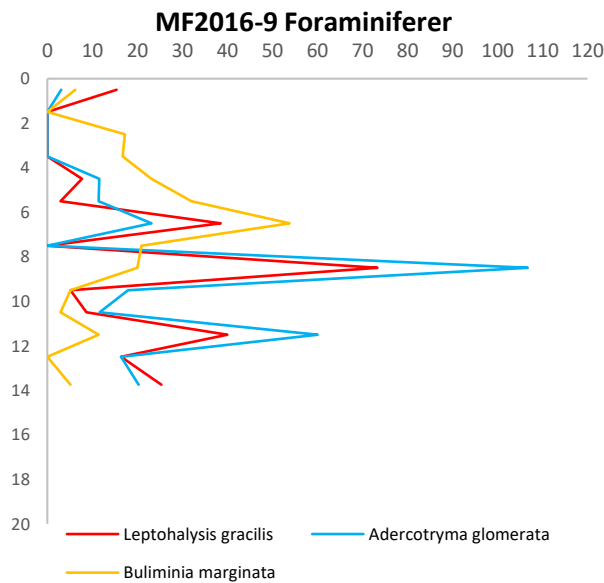
Figur 5.4: Grafisk fremstilling av marine planktoniske diatomé fra havnebassenget. Både A. og B. viser stabile verdier i hele kjernen.

Ferskvannsdiatoméene i MF2016-9, viser forhøyede verdier fra 9,5-7,5 cm (Figur 5.5B.). Dette gjelder også for bentiske foraminiferer som har høyere verdier fra 9 cm til 8 cm (Figur 5.5A.). Det er logisk å anta at økningene i grafene kan skyldes deltautbyggingen, fordi aktiviteten i elvedeltaet vil sannsynligvis vaske ut mer ferskvannsdiatomeer enn normalt. Aktiviteten vil også kunne grave opp organisk materiale avsatt på deltaet som vil komme i suspensjon og bli næring for foraminiferer. Denne næringen vil i sin tur øke populasjonen. Totalt antall bentiske foraminiferer har en reduksjon etter toppen på 8,5 cm. I redox analysen kan man se en sammenheng fordi samme kjerne viser lavere oksygenverdier fra og med 8,4 cm etter tidligere stigende oksygenverdier. Endringen som ble gjort på elveløpet kan ha skapt dårligere vannutveksling inne ved havna som da vil bety mindre oppløst oksygen. Samtidig observeres det at sammensetningen av de ulike foraminiferer endrer seg fra å være dominert av oksygenkrevende foraminifera som *Adercotryma glomeratum* og *Leptohalysis gracilis*, til å bli dominert av *Bulimina marginata* som kan klare seg med lavere oksygenkonsentrasjoner (Figur 5.6). Fordi flertallet av foraminiferer trives bedre i høyere oksygenkonsentrasjoner oppstår en liten reduksjon i antallet bentiske

foraminiferer når oksygenverdiene minker. Kornstørrelseanalysen, også fra kjerne MF2016-9, viser til mindre sandige sedimenter fra 8,25 cm (Figur 5.5C.). Dette stemmer bra fordi det er antatt at avsetningene fra sand ble mer fraværende etter utfyllingen, som følge av mindre innflytelse fra Flåmsleiven.



Figur 5.5: Resultater fra Havnebassenget. **A.** Viser totale foraminiferer oppgitt i per 10ml. En periode med høyere verdier oppstår fra 9,5-8 cm før den antallet synker gradvis frem til 3,5 cm. Ser videre ut til å ha stigende tendenser. **B.** Viser ferskvannsdiatomé og i perioden 9,5-7,5 cm er andelen høyere. **C.** Grafen viser fordelingen av sand oppgitt i prosent. Etter 8,25 cm oppstår en periode med mindre sand frem til 5 cm. **D.** Rekalkulerte verdier for redox-målinger



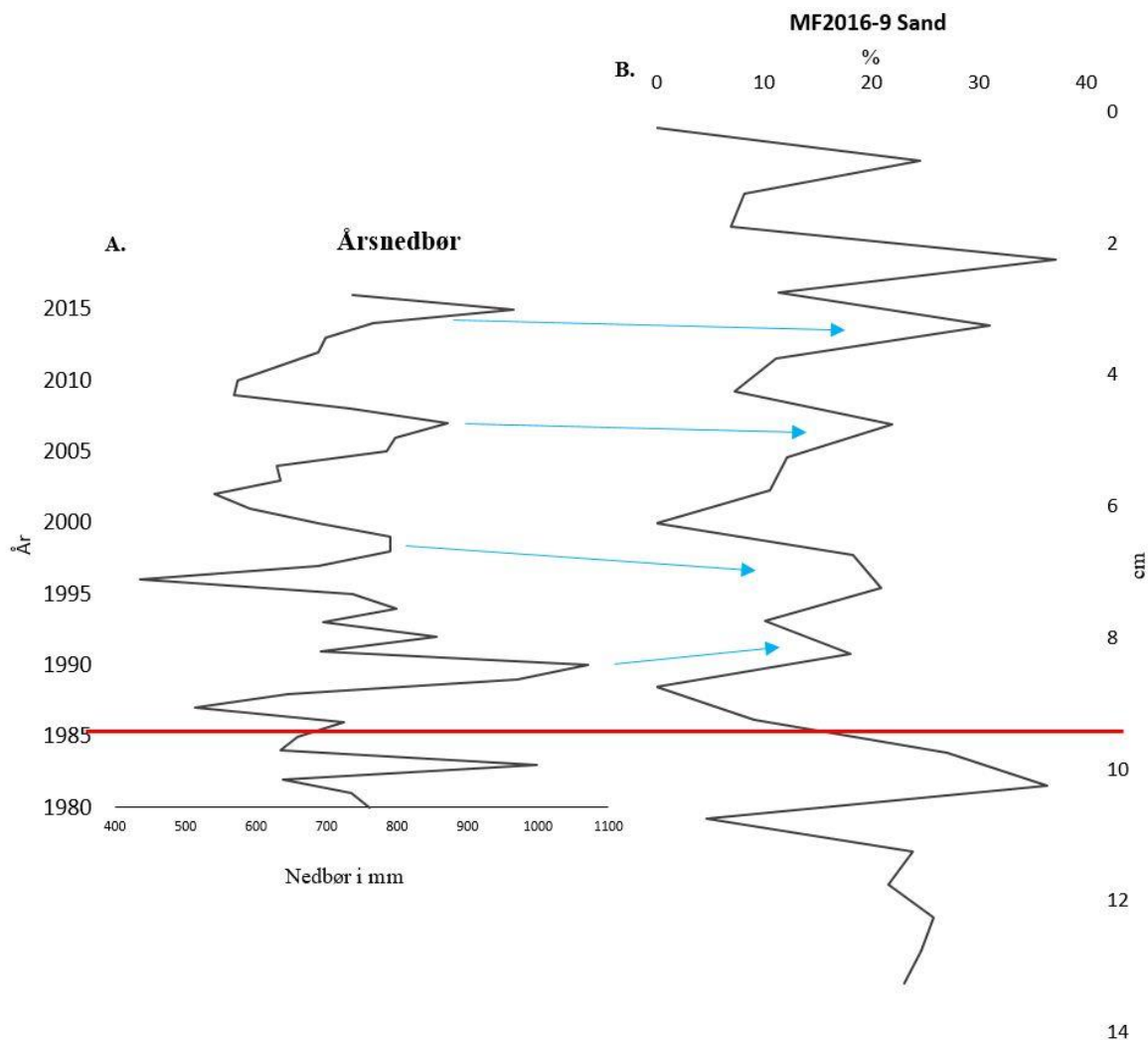
Figur 5.6: Denne grafen viser tre av de mest innholdsrike foraminiferer funnet i Havnebassenget. Merk at *Buliminia marginata* er voksende når *Leptohalysis gracilis* og *Adercotryma glomerata* er minkende

5.1.2.2 Storflommen 2014

Det er observert i de øvre 4 cm at resultatene i bentiske foraminiferer, ferskvannsdiatoméer, kornstørrelse opplever og redox endring. De bentiske foraminiferer er på sitt laveste på 3,5 cm før de øker igjen (Figur 5.5 A.). Sandinnholdet i sedimentene viser økende konsentrasjon fra 3 cm (Figur 5.5C.), og ved 4,5 cm viser også redox målingene endringer (Figur 5.5D.), som kan ha tilknytning med mer sandige sedimenter som øker gjennomstrømning av oksygen. Alle disse observasjonene kan knyttes mot en flomhendelse. Under storflommen i 2014, ble det avsatt 10 cm med sand og silt på kaiområdet (Eide, muntlig kilde, 2017). Observasjonen gir grunnlag for antagelse at spor etter storflommen vil observeres i sedimentene i Havnebassenget, som ellers er skjermet fra elvens utløp. Som nevnt i 5.1.1 kan foraminiferer oppleve en fortykning i avsetningene ved raskere sedimentasjon, som vil forventes fra storflommen og kan forklare observasjonen i dybde 3,5 cm. Sandinnholdet som øker i samme periode underbygger tolkningen om at det ses spor etter denne hendelsen i disse dybder.

Det bør nevnes at sedimentene i øvre del av kjerne MF2016-9 kan også forklares av endringen av kloakkutløpet i 1999. Dette vil være en kunstig sedimentasjonskilde for området og kan under større nedbørsperioder samle opp grovere materiale som dreneres ned i kloakkanlegget. Denne kilden vil også kunne gi ekstern næring til submarine organismer som blant annet bentiske foraminiferer og kan dermed, sammen med bedre tilgang av oksygen, være en mulig tolkning til tendensen om oppgang i bestanden. Dette forslaget vil da gi problemer med tolkningen knyttet til storflommen som en forventer å se tydelige spor etter. Kloakktilførselen fra 1999 er ikke forventet å gi like store signaler i sedimentene som storflommen. Siden Havnebassenget sannsynligvis er blitt et mer isolert miljø etter modifiseringen av elvedeltaet i 1985, er det blitt gjort korrelasjoner mellom årsnedbør og kornstørrelse i kjerne MF2016-9, og baserer seg på etter 1985. Observasjoner gjort i denne undersøkelsen, som vises i Figur 5.7, viser en forståelse av at det sannsynligvis er flomsedimenter som observeres ved dybde 3,5 cm. Det ble observert en korrelasjon med kornstørrelsen sand etter plassering av 1985 på 9,2 cm dyp, hvor økt årsnedbør gir økt sandinnhold i kjernen, som pilene vises i Figur 5.7. Dette utelukker at sedimentene i øvre del av kjerne MF2016-9 viser spor etter 1999, fra endringen av kloakkutløpet. Det viser også noe avvik sammenlignet med observasjonene fra foraminiferer, diatoméene og redox undersøkelsen, hvor det da ble tolket at 1985 befant seg på 8,5 cm dyp. Det bør understrekes at flomhendelser vil ikke

gjenspeiles i årsnedbøren, og ettersom Flåmselven har opplevd flom i 1985 og i 2014, kan dette være årsaken til forskjellene som observeres.



Figur 5.7: illustrerer at årsnedbør kan korreleres med sand i Havnebassenget Den røde streken viser at 1985 blir gjenspeilet på 9,2 cm dyp. Korrelasjonen baserer seg ovenfor denne streken. A. En graf som viser årsnedbør fra 2015 til 1980. B. Grafisk fremstilling av kornfordeling i størrelse sand, angitt i prosent. Y-aksen viser dybde (cm).

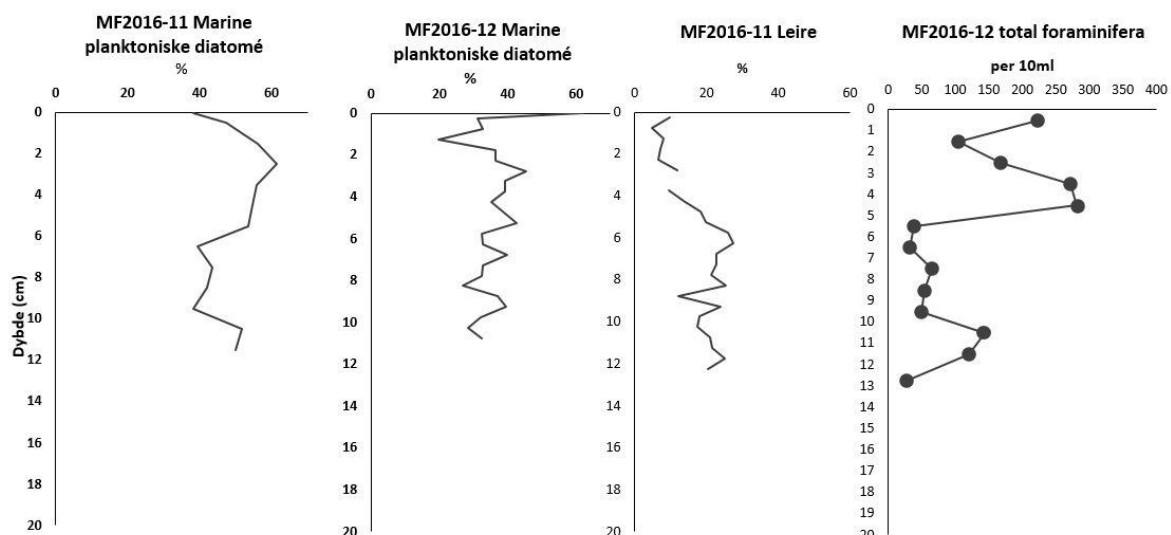
5.1.3 Stampa

I perioden 1996-1999 ble tunnelmasser dumpet i Stampa. Denne prosessen varte trolig lenge nok til at dette har satt spor i sedimentene. Det diskuteres og om det ses spor fra kloakkinnflytelse. Dette ble ikke midlertidig påvist i Havnebassenget. Det er også antatt at Stampa har hatt innflytelse fra storflommen i 2014.

5.1.3.1 Tunnelmassedumping

De marine planktoniske diatoméene gir et inntrykk av forholdene i øvre del av vannsøylen i fjorden, da de trenger sollys og næring for å drive fotosyntese (Paetzell, personlig samtale, 18.mai 2017). De er direkte påvirket av turbiditet fordi dette påvirker penetrasjonen av sollys. Under perioden med tømningen av tunnelmasse i fjorden (Figur 1.7) er det sannsynlig at bunnslam ofte var i suspensjon i

vannsøylen. I Kjerne MF2016-11, som ligger nærmest land av kjerneprøvene, er det påvist en nedgang i marine planktoniske diatoméer fra 9,5-6,5 cm (Figur 5.8A.). Parallellkjernen MF2016-12 er ikke like tydelig grunnet ulik oppløsning, men her observeres også lavere verdier i et intervall mellom 8,75 -5,75 cm (Figur 5.8B.). Disse observasjonene er tolket som spor fra denne aktiviteten på grunn av økningen i turbiditet det skapte. Sedimentenes kornfordeling kan også påvise bevegelse i vannsøylen (Tvedten et al. 1996). I Figur 5.8 C fra 12-6 cm, er leireandelen stabilt høy. Dette kan gjenspeile bevegelse i vannsøylen som har ført vekk det finere materiale og avsatt det til stedet denne prøvekjernen er tatt, mens det grovere har blitt satt igjen et annet sted. Det observeres også en periode med lavere verdier av antall bentiske foraminiferer per 10 ml fra 10-5 cm (Figur 5.8D.). I motsetning til diatoméer, er ikke bentiske foraminiferer avhengig av sollys, og derfor forklarer ikke økningen i turbiditet reduksjonen i foraminiferanalysen. Årsaken er nok derimot at i under tømingsperioden var sedimentasjonsraten høyere noe som skapte en fortynningseffekt.

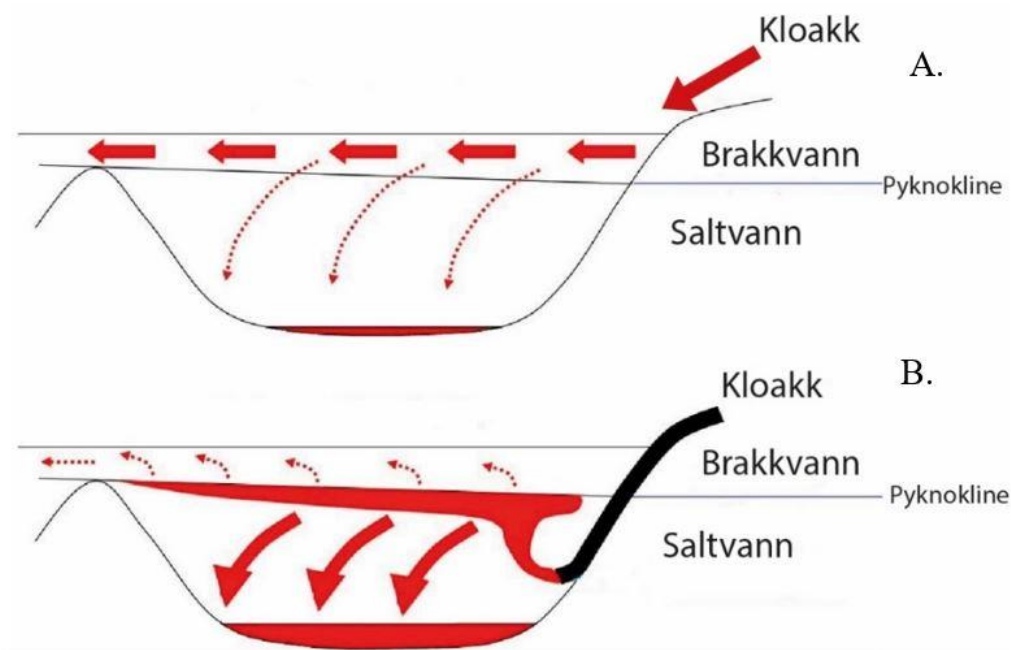


Figur 5.8: Grafisk fremstilling av resultater fra Stampa

5.1.3.2 Kloakkinnflytelse

Etter perioden med lavere verdier i foraminiferer viser grafen en vekst etter 5 cm (Figur 5.8 D.). Denne veksten skyldes trolig at tunnelmassedumping ble avsluttet, men siden foraminifer-verdiene viser tilnærmet det dobbelte sammenlignet med perioden før 10 cm, er det grunn til å tro at også en annen faktor har påvirket miljøet etter dumping. Tunnel dumping var avsluttet i 1999, samme året som kloakkanlegget ble ferdigstilt. Det er en mulighet at forflyttingen av dette kloakkutløpet til større dyp har bidratt til den høye veksten av de bentiske foraminiferer, sammen med avslutningen av tunneldumping. I en fjord vil ferskvann fra elver blande seg med saltvann og danne brakkvann i de øvre 5 meterne (Paetzel 2017). Her vil det danne seg en barriere kalt pyknoklinlinjen som vil lage et

skille mellom saltvannet og brakkvannet og vil hindre penetrasjon av kloakk dersom kloakken blir sluppet ut under denne linjen. Dette vil gi større avsetning av organisk materiale enn tidligere, enn hvis kloakken fløt ut med brakkvannet (Figur 5.9). Undersøkelser av hvordan bentiske foraminiferer reagerer i områder plassert nær antropogene utslipp som kloakkutløp er gjort av Watkins (1961). I denne analysen ble 120 prøver tatt fordelt på 24 stasjoner lokalisert rundt Orange County kloakkutslipp i California. Komponenter av fosfor, silikon og nitrogen er viktige tilsetninger for økt metabolsk aktivitet for planter og dyr (Watkins 1961) og målinger av disse viste seg å være langt høyere nær utslippsområdet. Innenfor en radius på 1 km viste det seg i undersøkelsen at antallet foraminiferer var opptil det tredoble av antall foraminiferer per 10ml. Denne informasjonen viser at innførsel av kloakk har en effekt på bentiske foraminiferer. Dale (2017) tilgav også informasjon at vannutveksling fra havstrøm i indre Aurlandsfjorden beveger seg fra nordvest og snur i nordøstlig retning. Dette vil da være en stabil tilførsel av næring, blant annet av materiale fra kloakk. Det ser ut at økningen i foraminiferer etter 5 cm oppstår etter avslutning av tunneltømming og delvis på grunn av kloakkinnflytelse.



Figur 5.9: Figuren viser to scenario: **A.** Kloakk bli tilført i øvre del av vannsøylen. Her vil den flyte over pyknokline og avsette lite materiale på fjordbunnen. **B.** Kloakk tilført submarint, hvor det organiske materiale ikke vil penetrere pyknoklinen og dermed avsette mer på fjordbunnen

5.1.3.3 Storflommen

I den øvre delen av kjerne MF2016-12, observeres en reduksjon i de marine diatoméene etter 2,75 cm og de bentiske foraminiferer etter 3,5 cm Figur 5.8 Basert på de samme argumentene fra Kistadypet i 5.1.1, tolkes disse observasjonene som avsetninger knyttet mot storflommen i 2014. En sannsynlig årsak til dette er at toppen av kjerne MF2016-11 er blitt påvirket av erosjon slik hele flomhendelsen ikke er synlig i denne kjernen. De største crusiskipbåtene som ankommer Flåm kan påvirke finmateriale i bunnsedimenter på dyp ned mot 45 meter og dette kan være en forklaring på erosjonen (Johnsen et al. 2013).

5.1.4 Datering og sedimentasjonsrate

Basert på tolkningene, nevnt tidligere i diskusjonskapittelet, kan man si at Kistadypet, Havnebassenget og Stampa er alle påvirket av en eller flere av de forventede hendelsene. Noen av dem kunne bli fastslått relativt nøyaktig, fra start til slutt, mens andre var vanskeligere å fastslå markante endringer. Da spesielt hvis det er større forskjell i parallellkjernene. Det ble også klargjort, at hendelsene har blitt fastslått i forskjellige dybder i de ulike områdene. I tillegg, sedimentavsetningene koplet mot hendelser, variere også i tykkelse. Spesielt storflommen i 2014 viser forskjell på dette.

Nedenfor kommer forslag til datering og sedimentasjonsrate i områdene Kistadypet, Havnebassenget og Stampa, basert på tolkningen som er gjort av kjernene.

5.1.4.1 Kistadypet

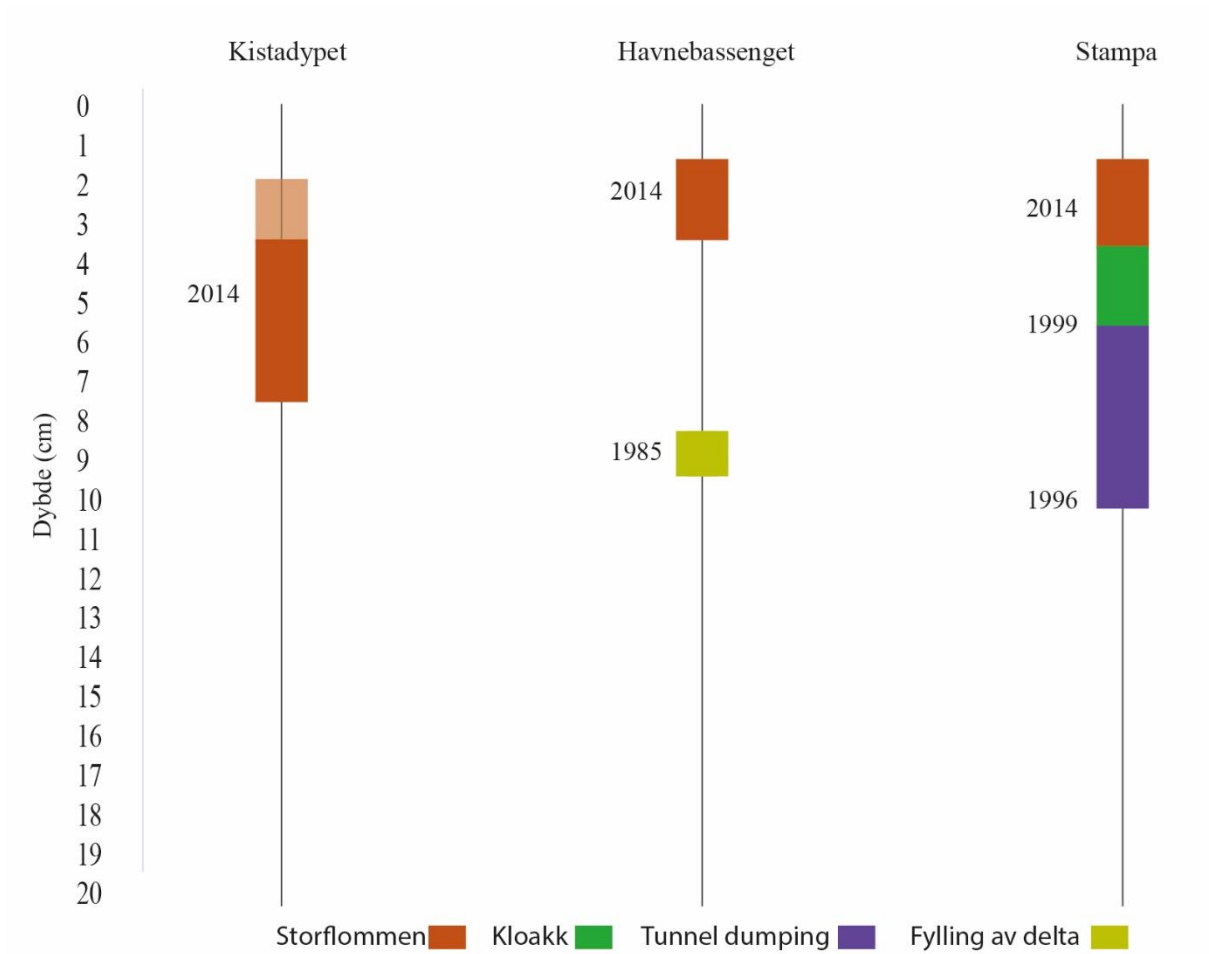
I Kistadypet ble bare én hendelse observert, storflommen i 2014. Fra kjernene i Kistadypet, ble denne hendelsen fastslått å begynne på 7,5 cm dyp. Dette er dypere enn hvor storflommen ble observert i Havnebassenget eller Stampa, noe som tyder på at Kistadypet har en raskeste sedimentasjonsrate. Det var mer uvisst å fastslå når flomhendelsen tok slutt. Her var det noe ulike signaler fra parallellkjernene som kunne tolkes ulikt, da spesielt de marine planktoniske diatomé resultatene, som viste ikke reduksjon i samme intervall. Som figur 5.9 viser ble det antatt at flommen sluttet på 3,5 cm dyp, med muligheter til å vare til 2 cm. Ut ifra tolkningen har det blir fastslått en sedimentasjonsrate på 1,75 cm/år basert på at flommen sluttet på 3,5 cm dyp. Sedimentasjonsraten blir på 1 cm/år hvis man velger å basere seg at flommen sluttet på 2 cm dyp. Fra sammenligning med Venneman (2016) sitt forsalg på sedimentasjonsrate i Kistadypet, som var på 2 cm/år, er det antatt at 1,75 cm/år er den mest pålitelige kalkulasjonen.

5.1.4.2 Havnebassenget

Det ble påvist to hendelser i Havnebassenget, deltautfyllingen i 1985 og storflommen i 2014. Observasjonene som påviste deltautfyllingen, ga bare mulighet å påvise slutten av hendelsen. Figur 5.9 viser at slutten av denne hendelsen ble fastslått fra 9,5-8 cm, men den viser ikke hvor langt intervall denne prosessen fra utfyllingen påvirket kjernen. Fra figur 5.9 ser man at storflommen fra 2014 er påvist vesentlig høyere opp i kjernen og med mindre avsetninger enn Kistadypet, med et intervall fra 3,5-1,5 cm. Etter flommen har havnebassenget hatt en sedimentasjonsrate på 0,75 cm/år mellom 2014-2016. Siden denne hendelsen avsatte mye sedimenter over kort tid, vil denne delen av kjernen ikke være representativ for sedimentasjonsraten for resten av kjernen. Kalkuleringene baserer seg derfor på perioden mellom deltautfyllingen i 1985 og storflommen i 2014. Her er sedimentasjonsraten 0,19 cm/år. Venneman (2016) anslo 0,27 cm/år, men her var det ikke tatt høyde for flommen i 2014.

5.1.4.3 Stampa

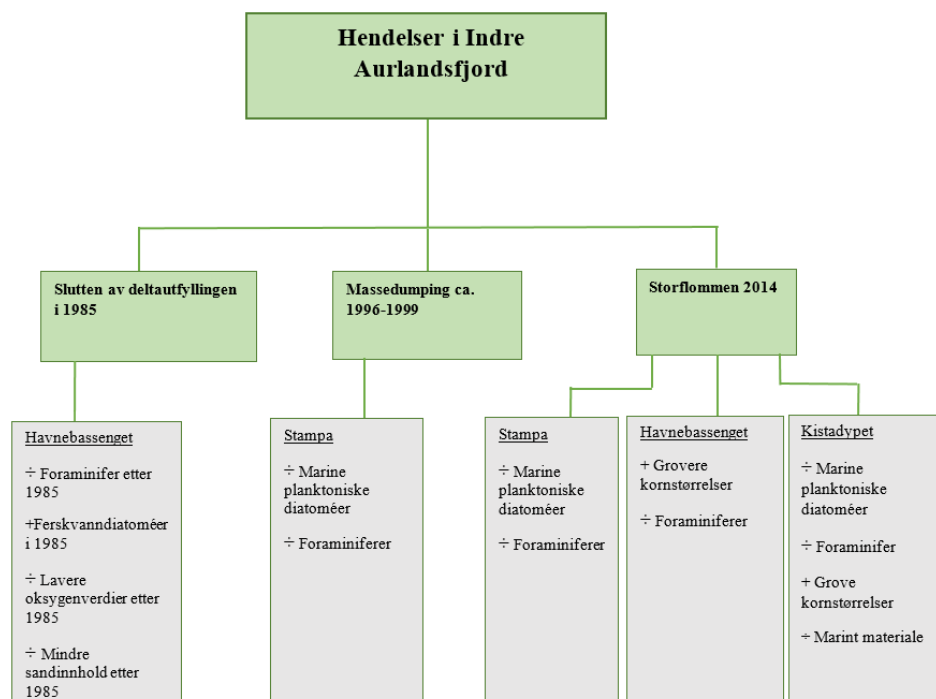
I Stampa har det blitt tolket tre hendelser, dumping av tunnelmasse fra 1996-1999, endringen av kloakkutløp i 1999 og storflommen fra 2014 (figur 5.9). Innflytelse av tunnelmassene har blitt observert fra 10,5-6 cm og flommen ble påvist å starte fra 2,5 cm. Fra dette, har det blitt foreslått en sedimentasjonsrate på 0,23 cm/år fra 1999-2014. Denne informasjonen viser at det ikke er mye forskjell i sedimentasjonsrate mellom Stampa og Havnebassenget (Figur 5.10).



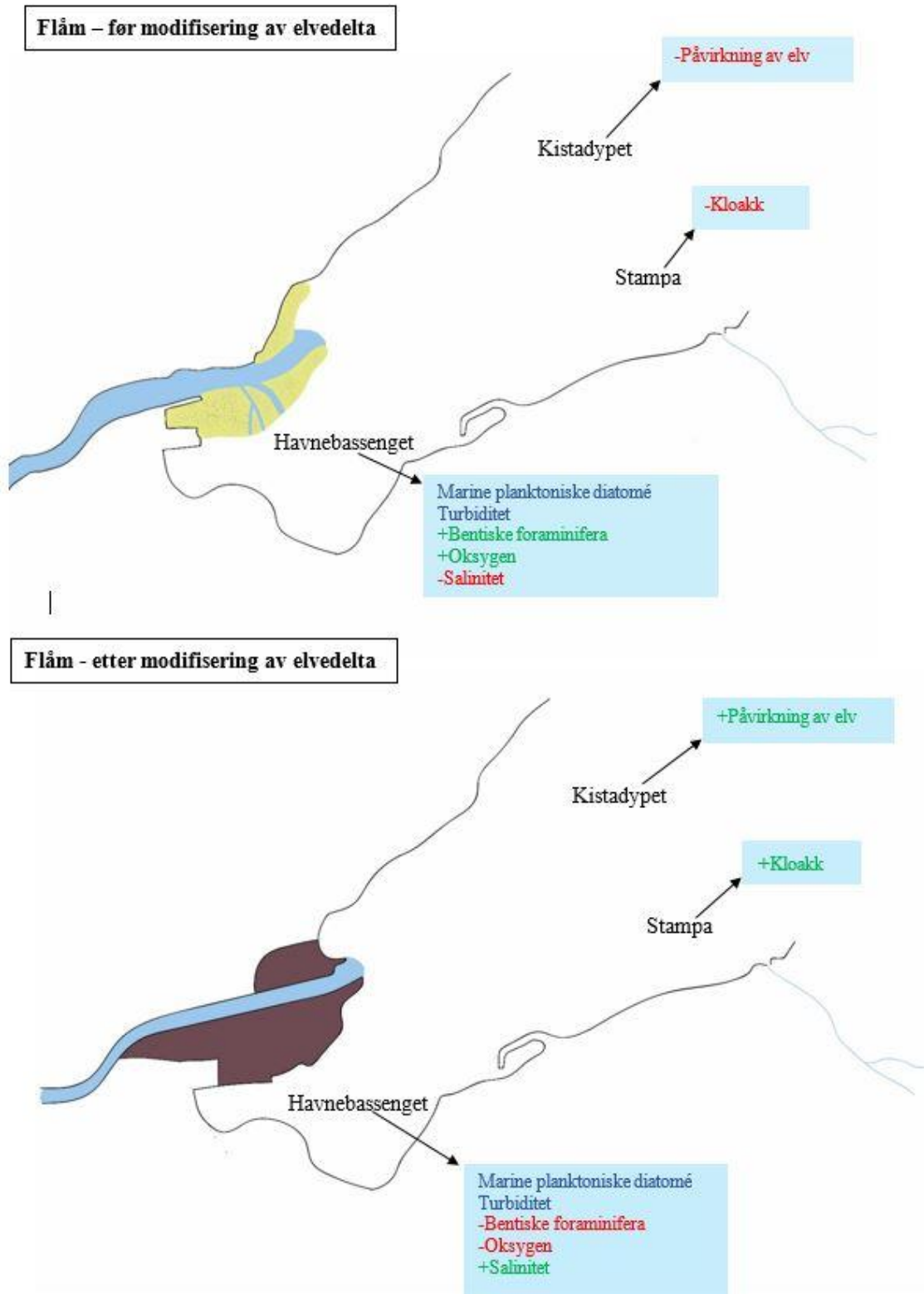
Figur 5.10: Grafisk fremstilling av hvor signaler fra de ulike hendelsene kan observeres i sedimentene.

5.1.5 Omsetting

Fra kjerneprøvene, tatt i indre Aurlandsfjorden, har det blitt påvist historiske hendelser i alle kjerner basert på observasjonene vist i Figur 5.11. Dumpingen av tunnelmasse fra 1996-1999, og spesielt storflommen i 2014, har vært midlertidige prosesser og eventuelle påvirkninger på fjordsystemet vil sannsynligvis ikke ha vært permanente, i motsetning til deltautfyllingen fra 1985. Hvis denne modifiseringen av elvedeltaet har medført påvirkninger på fjordsystemet, kan det ha gitt permanente endringer i visse miljø. Denne hendelsen ble ikke påvist fra kjernene tatt i Kistadypet og Stampa. Det blir dermed vanskelig å fastslå om disse miljøene har opplevd endringer knyttet mot deltautfyllingen. Den ble derimot observert fra kjernene tatt i Havnebassenget. Basert på tidligere nevnte observasjoner, ser det ut til at dette området har fått endringer ved sammenligning fra før og etter utfyllingen av deltaet. Figur 5.10 viser indre Aurlandsfjorden før og etter utbygningen av Flåmsdeltaet og tar for seg observerte endringer. I etterkant av utbygningen har Havnebassenget blitt et mer isolert miljø med mindre påvirkning fra Flåmselven noe som også sannsynligvis resulterte en økning i salinitet. Det var først antatt at utbygningen skulle resultere i mindre turbiditet og at dette skulle gi en økning i de marine pelagiske diatomé bestanden. Ved nærmere observasjoner (se kapittel 5.1.2) ble det heller tolket at turbiditeten er den samme (unntatt under flom), noe som har resultert at også de marine planktonisk diatoméene ikke har opplevd nevneverdig endringer. Det har derimot skjedd endringer i det submarine miljø, hvor mindre innflytelse fra elven har gitt mindre oksygen og en nedgang i foraminiferer. I Kistadypet og Stampa kan endringer bare spekuleres da prøvekjernene ikke var dype nok til å påvise 1985. Det er antatt at konstruksjonen av kaianlegget, som innsnevret elven og sentrerte munningen, har gitt økt påvirkning fra Flåmselven i Kistadypet.



Figur 5.11: I denne figuren kan man se nøkkel-observasjoner som gjenspeiler de ulike hendelsene.



Figur 5.12: Endringer i fjorden fra før og etter modifiseringen av elvedeltaet

6 Konklusjon

- Det er gjort sedimentologiske undersøkelser av seks sedimentkjerner i Indre Aurlandsfjord

Kistadypet

- Kistadypet er det området med størst innflytelse fra Flåmselven. Her ble bare storflommen i 2014 påvist i sedimentene. Siden kjernen ikke viste spor fra før denne hendelsen, gjenspeiler sedimentasjonsraten ikke normale forhold.

Havnebassenget

- Havnebassenget har blitt et mer isolert miljø etter deltautfylling og konstruksjon av kaianlegg. Det ser ut til at kornstørrelser av den grunn kan gjenspeiles med klimatisk historie.
- Dette området hadde minst sedimentasjonsrate og viste de eldste avsetningene. Det ble påvist spor etter deltautfyllingen. Kjernene tyder på at Havnebassenget har fått mindre oksygen og bentiske foraminiferer etter dette. Tolkningene tyder også på uendret påvirkning fra turbiditet og det derfor ikke ble observert endringer i de marine planktoniske diatoméer.
- Spor etter storflommen i 2014 ble påvist i øvre del av kjernen.

Stampa

- Stampa viste tydelige spor etter tunnelmassedumpingene.
- Det ble tolket at dette området også har hatt innflytelse etter endringen av kloakkutløpet i 1999.
- Det var liten forskjell i sedimentasjonsraten mellom Stampa og Havnebassenget.

Videre undersøkelse

- Siden bare Havnebassenget viste spor deltautfyllingen, kan videre undersøkelse være å analysere dypere kjerner i Kistadypet og Stampa, for å observere eventuelle endringer disse områdene også har erfart.

Kildeliste

- Aa, A.R. og Sønstergaard, E. (2005) *Breheimen: Geologi og landformer*. (HSF: AIN Rapport nr. 6-2005)
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. F. og Stahlsberg, K. (2006) *ROCK SLOPE FAILURES IN NORWEGIAN FJORD AREAS: EXAMPLES, SPATIAL DISTRIBUTION AND TEMPORAL PATTERN*. Nederland: Springer forlag
- Boltovskoy, E. (1996). *Depth at which foraminifera can survive in sediments. Contrib. Cushman Foundation Foraminiferal Res.*, 17: 43-45
- Bryhni, I. (2009, 14.02) Kwartærgeologi. Hentet fra: <https://snl.no/kvart%C3%A6rgeologi>
- Corliss, B.H. (1985). *Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments*. Nature, 314 (1985), pp. 435–438
- CSU. (2001). *Cuyahoga River Water Quality Monitoring Program*. Cleveland State University. Hentet fra <https://www.grc.nasa.gov/www/k-12/fenlewis/Waterquality.html>
- Domaas, U., Rosenvold, B. S., Blikra, L. H., Johansen, H., Grimstad, E., Sørli, J. E., Gunleiksrud, O., Engen, A. og Lægroid, O. (2002) Studie av fjellskred og dalsdestabilitet i fyllitområder (NFR rapport 2002)
- Ese, K. (2006). *Lærdalstunnelen - verdens lengste vegtunnel* Sogn og Fjordane fylkesarkiv (hentet fra <http://www.fylkesarkiv.no/kl/detalj/?id=1326> 15/5 2017)
- Gjessing, J. (1978) *Norges landformer*. Oslo: Universitetsforlag
- Gregory, J.W. (1913) *The nature and Origin of Fjords*. John Murray, London
- Hamre, A. K., Distad, N., Heggstad, K., Lien, T. (2014) *Flaumen i Flåm*. Hentet fra <http://www.sognavis.no/article/20141031/VIDEO/310319992> (Sogn Avis)
- Hausam, S., May, E.S., Nielsen, P., Strayer, L.D., Wollheim, W. (1997). *Oxygen, organic matter, and sediment granulometry as controls on hypohelical animal communities*. (Arch. Hydrobiol. 140, pp 131-144). Stuttgart
- Holmqvist, E. (2015) Flomberegning for Flåmselvi ved Brekke bru (NVE rapport nr.27-2015)
- Indrelid, Svein (2003). *Aurland Bygdebok, Soga om Flåm: Band 1: Bygdi*. Aurland: Aurland sogelag
- Innovasjonen Norge. (2015). *Nøkkeltall for Norsk turisme, 2014*. Hentet fra <http://www.innovasjon norge.no>

- Johannesen, P. J. og Lønning, T. M. (1988) *Resipientundersøkelser i Aurland kommune* (Rapp. Nr. 71-1988)
- Johansen, P.O., Heggøy, E., Johannessen, P. (2007). *Marinbiologisk undersøkelse av Sognefjorden 2006* (Sam-Unifob rapport nr. 7-2007). Bergen: Universitetsforskning Bergen
- Johnsen, G., H., Hellen, B. A., Sægrov, H. (2013) *Flytekai i Flåm, Aurland kommune. Konsekvensutredning for laks og sjøaure*. (Rådgivende Biologer AS, rapport nr. 1815)
- Langsholt, E., Roald, L.A., Holmqvist, E., Fleig, A. (2015) *Flommen på Vestlandet oktober 2014* (NVE rapport nr11-2015)
- Mulelid, O., Olaisen, V. og Strømme, K (2017) *Avsetninger fra historiske hendelser i Indre Aurlandsfjorden, Vest-Norge, over de siste 40 år – II. De geokjemiske signaler* (HVL bacheloroppgave)
- Naustvoll, L. J. (2013) Havforskningsrapporten: Kiselalger - en nøkkelorganisme i marine økosystemer. (s. 57-59) Hentet fra: https://www.imr.no/filarkiv/2014/03/kiselalger_en_nokkelorganisme_i_marine_okosystemer.pdf/nb-no
- Nesje, A., Whillans, M., I. (1994) Erosion of Sognefjord, Norway. (Volume 9, Issue 1, February 1994, pages 33,45)
- Norges Geologiske Undersøkelse (2014, 17.12) Kvartærgeologi. Hentet fra: <https://www.ngu.no/emne/kvart%C3%A6rgeologi>
- NVE Atlas (Publisert 07.12.2015 (hentet 30.05.2017) *Kartportal* <https://atlas.nve.no/html5Viewer/?viewer=nveatlas>
- Ramberg, I.B., Bryhni, I. og Nøttvedt, A. (2006) *Norges geologi: landet blir til*. Trondheim: Norges Geologiske Forening
- Rijstenbil, J.W., Wijnholds, J.A. & Sinke, J.J. (1989). *Implications of salinity fluctuations for growth and nitrogenmetabolism of the marine diatom Ditylum-brightwellii in comparison with Skeletonema costatum*. Mar. Biol., 101: 131–141
- Semmingsen, Monsen, Tschudi-Madsen, Ustvedt (1979) *Norges Kulturhistorie Bind 1: Vår fjerne fortid* Oslo: H. Aschehoug & co
- Statens vegvesen: Sogn og Fjordane (1998) *Ev. 16: Aurland – Flåm. Parsell: Bøen – Kolakaien. Tegn nr W3* (Tegn 13 02 98. GRL)

- Syvitski, J., Burrell, D., Skei, J. (1987) *Fjords: processes and Products*. New York: Springer Verlag
- Tvedten Ø., Johannessen P., Hjøhlman S., Botnen H. (1994). *Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser i Aurlandsfjorden. IFM-Rapport nr. 26-1994.* (S. 82)
- Tvedten, Ø. F., Hagen, H., Botnen, H. B. og Johannesen, P. (1996) Aurlandsfjorden – Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser (IFM rapport nr. 6-1996)
- Tvedten, Ø. F., Johannesen, P., Hjøhlman, S. og Botnen, H. B. (1994) Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser i Aurlandsfjorden (IFM rapport nr. 26-1994)
- UNESCO. *Verdensarv i Norge*. Hentet fra <http://unesco.no/kultur/verdensarven/verdensarv-i-norge/>
- Vassenden, G., Johansen, P.O., Heggøy, E., Johannesen, P. (2007) Marinbiologisk miljøundersøkelse i Aurlandsfjorden og Nærøyfjorden i 2006 (SAM-Unifob rapport nr. 4-2007)
- Venneman (2017) *Deposits from historic events in the Aurlandsfjord, Western Norway, over the last 40 years – part III. The pollution record* (HVL bacheloroppgave)
- Watkins, G. J. (1961). *Foraminiferal Ecology around the Orange County, California, Ocean Sewer Outfall* (Micropaleontology 1961 Vol. 7, No.2, pp 199-206). The Micropaleontology Project., Inc.

Tabell

Wentworth CK 1922: *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. The Journal of Geology 30, 377-392

Vedlegg

Vedlegg-01: Rådata

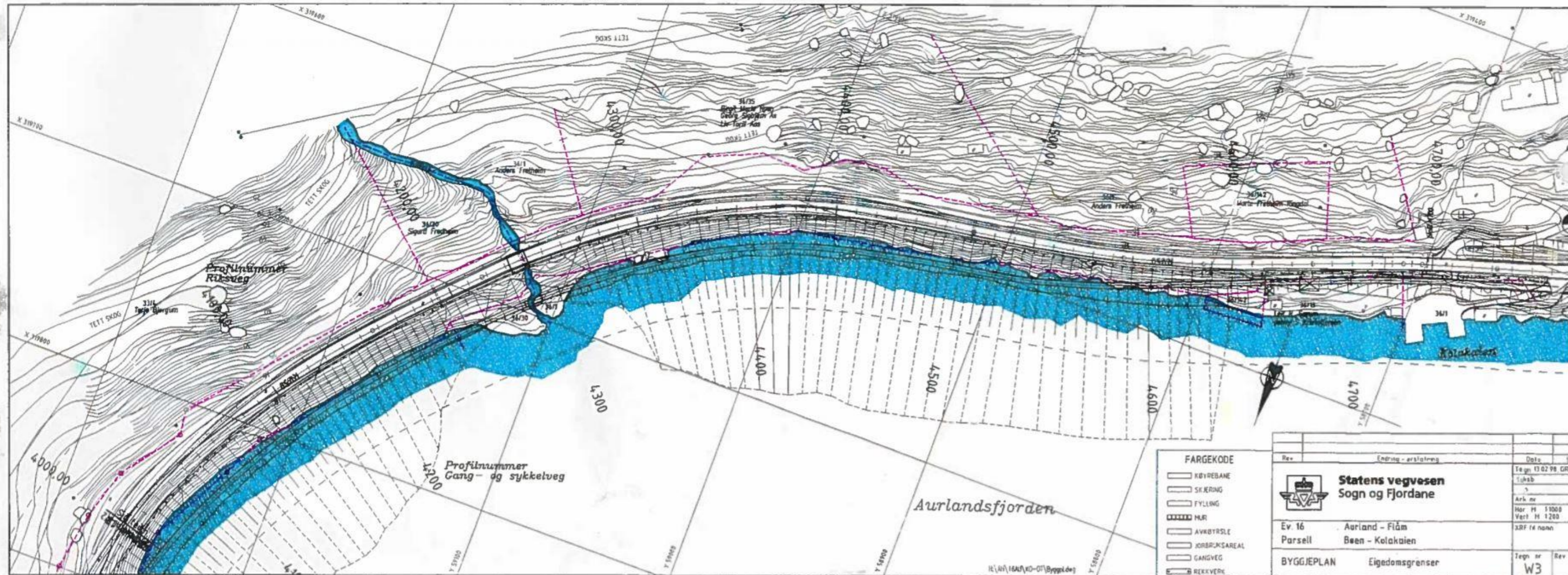
Vedlagt Excel-fil:

Vedlegg-02: Grafer

Vedlagt Excel-fil:

Vedlegg-03

Statens Vegvesen oversiktskart over profiler Otterneset - Kolakaia



Rev	Endring - årsstating	Date
 Statens vegvesen Sogn og Fjordane		
Ev. 16	Aurland - Flåm	13.02.98 GR
Parsell	Been - Kolakaia	Sukab
BYGGJEPLAN	Eigdomsgrenser	Ark. nr
		Verf. H. 1200
		XRF te navn
		Tegn nr
		Rev
		W3