



BACHELOROPPGAVE

Rekonstruksjon av holocene miljøendringer i en 3 meter lang sedimentkjerne fra Sogndalfjorden ved bruk av geokjemisk analyse (XRF og magnetisk susceptibilitet)

Reconstruction of Holocene environmental changes in a 3-meter-long sediment core from the Sogndalsfjord using geochemical analysis (XRF and magnetic susceptibility)

Michelle Skogeng (403) og Tuva Kristina Stelander (414)

Geologi og geofare

Fakultet for ingeniør- og naturvitenskap (FIN)

Veileder: Matthias Paetzel

03.06.2022

Vi bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 12-1.

Sammendrag

Det er hentet opp én sedimentkjerne (GS20-229-03GC) med en lengde på ca. 3 meter fra et fjordbasseng på 133 meters havdyp ved Fimreite i Sogndalsfjorden, en fjordarm på nordsiden av Sognefjorden, i Vest-Norge. I sedimentkjernen ble det funnet et muslingskjell på et sedimentdyp på ca. 281 cm, og er datert til 9630 ± 50 år BP. Kjernen dekker store deler av den holocene epoken.

Fra sedimentkjernen er det utført en elementanalyse ved røntgenfluorescens (XRF) ved hjelp av en ITRAX kjerneskaner, magnetisk susceptibilitet analyse ved hjelp av en Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL) og en Pearson-korrelasjonstest.

Det er blitt sett på endringer i sedimentkjernens geokjemiske sammensetning, som kan leses av fra grafer laget av data fra XRF-målingene og målingene av den magnetiske susceptibiliteten. Noen av disse grafene viser signifikante endringer i den geokjemiske sammensetningen, inkludert silisium (Si), kalium (K), titan (Ti), jern (Fe), mangan (Mn), strontium (Sr), rubidium (Rb), sink (Zn), zirkonium (Zr), magnetisk susceptibilitet, brom (Br) og inkohrens/koherens (inc/coh).

Elementene Si, K, Ti, Fe, Mn, Sr, Rb, Zn, Zr og magnetisk susceptibilitet er tolket som indikatorer for minerogent materiale. Brom og inc/coh er tolket som indikatorer for marint organisk materiale.

Sedimentkjernen har en generell økning av marint organisk materiale fra bunn til topp, sammen med en generell nedgang av minerogent materiale fra bunn til topp. Til tross for usikkerheter ved å koble de geokjemiske endringene til miljøendringer i Holocen, er det mulig å tolke miljø- og klimaendringer fra de geokjemiske signalene. Landheving, Holocen klimaoptimum, Finsehendelsen og skredaktivitet kan kobles til de geokjemiske endringene i sedimentkjernen.

Abstract

One sediment core (GS20-229-03GC) with a length of approx. 3 meters was taken from a fjord basin at a depth of 133 meters at Fimreite in the Sogndalsfjord, a fjord arm on the north side of the Sognefjord, in Western Norway. In the sediment core, a mussel shell was found at a sediment depth of approx. 281 cm, and is dated to 9630 ± 50 years BP. The core covers most of the Holocene era.

From the sediment core, an elemental analysis by X-ray fluorescence (XRF) has been performed using an ITRAX core scanner, magnetic susceptibility analysis was performed using a Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL) and a Pearson correlation test.

Changes in the geochemical composition of the sediment core have been observed, which can be read from graphs made from data from the XRF-measurements and the measurements of the magnetic susceptibility. Some of these graphs show significant changes in the geochemical composition, including silicon (Si), potassium (K), titanium (Ti), iron (Fe), manganese (Mn), strontium (Sr), rubidium (Rb), zinc (Zn), zirconium (Zr), magnetic susceptibility, bromine (Br) and incoherence/coherence (inc/coh).

The elements Si, K, Ti, Fe, Mn, Sr, Rb, Zn, Zr and magnetic susceptibility are interpreted as indicators of minerogenic matter. Bromine and inc/coh are interpreted as indicators of marine organic matter.

The sediment core has a general increase in marine organic matter from bottom to top, together with a general decrease in minerogenic matter from bottom to top. Despite uncertainties in linking the geochemical changes to environmental changes in the Holocene, it is possible to interpret environmental and climate changes from the geochemical signals. Land uplift, Holocene Climate Optimum, Finse event and landslide activity can be linked to the geochemical changes in the sediment core.

Forord

Etter en lærerik og utfordrende periode med skriving av bacheloroppgave vil vi takke vår herlige veileder Matthias Paetzel for alt støtten gjennom arbeidet. Takk for alle de engasjerende møtene, og all kunnskap du har delt med oss.

Takk til Haflidi Haflidason for innsamling av sedimentkjernen og de geokjemiske analysene utført ved Earthlab ved UiB, og for å ha hjulpet oss med spørsmål relatert til sedimentkjernen. Vi gleder oss til båttokt med G.O. Sars i sommer.

Takk til forskningsgruppen Fjord for inspirerende og motiverende møter. Takk til Stein Bondevik for en hyggelig samtale om sedimentkjernen.

Med denne bacheloroppgaven avslutter vi vår tid som bachelorstudenter ved HVL Sogndal. Takk til alle lærerne som har vært med på å gi oss 3 innholdsrike år med gode forelesninger og feltturer, til tross for korona-situasjonen. Og takk til medstudenter for å ha bidratt til å gjøre disse 3 årene i Sogndal så minneverdige.

Sogndal, 03.06.2022

Michelle Skogeng og Tuva Kristina Stelander

Innholdsfortegnelse

<i>Sammendrag</i>	<i>I</i>
<i>Abstract</i>	<i>II</i>
<i>Forord</i>	<i>III</i>
<i>Figurliste</i>	<i>V</i>
<i>Tabelliste</i>	<i>VIII</i>
1 Innledning	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Målsettinger	2
1.3 Forklaring av målsetting	3
2 Teoretisk bakgrunn	4
2.1 Områdebeskrivelse	4
2.2 Geologien i Sogndalsfjorden	5
2.3 Hydrografi og Batymetri	10
3 Metode	15
3.1 Prøvetakning	15
3.2 Datering	16
3.3 XRF-elementanalyse	16
3.4 Statistiske metoder	19
3.5 Magnetisk susceptibilitet	20
4 Resultater	21
4.1 Prøvetaking	21
4.2 Datering og sedimentasjonsrate	22
4.3 Røntgenbilde og optisk bilde	23
4.4 Korrelasjonstest	24
4.5 XRF-elementanalyse	27
4.5 Magnetisk susceptibilitet	32
5 Diskusjon	33
5.1 Geokjemiske indikatorer	33

5.2 De mest fremtredende endringene i den geokjemiske sammensetningen av den holocene sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden.....	38
5.3 Tolkningen av de mest fremtredende endringene i den geokjemiske sammensetningen av sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden	42
6 Konklusjon	52
7 Referanser	53
Appendiks.....	58

Figurliste

Figur 1: Oversiktskart over Sogndalsfjorden. Det blå punktet viser hvor sedimentkjernen ble tatt. Kart hentet fra Kartverket.	5
Figur 2: Berggrunnskart med målestokk 1:250 000 hentet fra NGU. Tegnforklaringen viser hovedbergartene og fargekodene til bergartene.	7
Figur 3: Oversiktskart over Sognefjorden. Den røde linjen ved munningen av fjorden er hvor terskelen omtrent ligger og det røde punktet markerer hvor fjorden er på sitt dypeste. Kart hentet fra kartverket.	11
Figur 4: Vannutveksling mellom ulike lag (overflatelag, mellomlag og bassengvann) i en terskelfjord. Figur modifisert fra rapport av Aksnes et al. (2019).	12
Figur 5: (a) Sørlige vinder fører til nedstrømning av vannmassene hvor kystvannet strømmer inn i fjorden mens atlantisk vann går ut av fjordsystemet. (b) Nordlige vinder fører til oppstrømning av vann hvor kystvann går ut av fjorden mens atlantisk vann kommer inn i fjorden. Denne prosessen er gunstig for utskifting av bassengvann. Figur av Svendsen H. (1983).	14
Figur 6: Hvor muslingskjellet ble hentet i kjernen på et sedimentdyp på 281 cm. Foto: Tuva K. Stelander.	16
Figur 7: ITRAX-kjerneksanner ved UiB. Foto: Tuva K. Stelander	17

Figur 8: Viser de ulike komponentene i en ITRAX-kjerneskaner. Komponent A er optisk kamera, komponent B er laser trianguleringssystem, komponent C er motorisert XRF-detektor, komponent D er røntgenkilde, komponent E er stråleinnetning og komponent F er røntgenkamera. Figur fra Croudace & Rindby (2006).....	18
Figur 9: Multi-Sensor-Core-Logger ved UiB. Foto: Tuva K. Stelander	21
Figur 10: (a) Oversiktsbilde fra kart hentet fra kartverket og (b) tverrsnitt av Sogndalsfjorden. Viser hvor sedimentkjernen ble hentet ut (blå sirkel). Tverrsnittet over Sogndalsfjorden er hentet fra Paetzel & Dale (2010).....	22
Figur 11: Røntgenbilde (venstre) og optisk bilde (høyre) av kjernen. Y-aksen viser dybden i cm.	24
Figur 12: Normerte grafer over elementene silisium (Si), titan (Ti) og Kalium (K). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.....	28
Figur 13: Normerte grafer over elementene mangan (Mn) og jern (Fe). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.....	29
Figur 14: Normerte grafer over elementene strontium (Sr) og zirkonium (Zr). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.....	30
Figur 15: Normerte grafer over elementene rubidium (Rb) og zink (Zn). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.....	31
Figur 16: Grafer over inc/coh (normert) og elementet brom (Br) (normert). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.....	32
Figur 17: Grafer over magnetisk susceptibilitet. Grafene viser det samme, men grafen til venstre er forstørret for å tydeligere vise variasjoner i grafen. Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser konsentrasjonen av magnetisk susceptibilitet.	33
Figur 18: Grafer av inc/coh (normert), Br og LOI. Den røde trendlinjen laget ved regresjonsanalyse viser en økende trend blant det organiske materiale.....	35
Figur 19: Grafer over magnetisk susceptibilitet til venstre og strontium til høyre.	36

Figur 20: Elementene Ce, Ta og Co viser relativt jevne variasjoner gjennom kjernen. Unntak av at det er en nedgang i mengde Co på bunnen av kjernen, en oppgang av Ta i bunnen av kjernen og en liten nedgang av Ce ved toppen av kjernen. De røde trendlinjene, laget ved regresjonsanalyse, gir en indikasjon på at mengden av disse elementene holder seg relativt stabilt gjennom kjernen.	39
Figur 21: Viser elementene Si og Br. Disse elementene viser tydelige variasjoner der mengden Si synker gradvis mot toppen av kjernen før den igjen øker. Br viser en gradvis økning hvor det skjer en brå nedgang av brom nær toppen av kjernen før den igjen stiger. De røde pilene viser endringene i grafene.	40
Figur 22: Viser grafene Sr, magnetisk susceptibilitet, inc/coh og Br. Blåfargen indikerer lavere verdier av minerogent materiale og økte verdier av marint organisk materiale. Rødfargen indikerer høyere verdier av minerogent materiale og lavere verdier av marint organisk materiale.	41
Figur 23: Elementer som viser en generell todeling av grafene. Del 1 viser høyere verdier av de minerogene elementer, og lavere verdier for brom. Del 2 viser lavere verdier av de minerogene elementer og høyere verdier av brom, sammenlignet med del 1	42
Figur 24: Figur a: fra Andersen et al. (2004). Viser rekonstruert havoverflatetemperatur for Vøringplatå plottet mot kalender år BP. Figur b: elementgraf til silisium.	45
Figur 25: Viser grafene for Si og K. Blåfargen viser hvor Finsehendelsen kan tolkes å være. .	46
Figur 26: Et tydelig sandlag på 1,5 cm på et sedimentdyp på ca. 272 cm. Foto: Michelle Skogeng.	48
Figur 27: Grafer over elementene Sr, Zr og Cl med høyere verdier ved sandlaget.	49
Figur 28: Grafer over de minerogene elementene Fe, Mn, Ti, K og Rb med lavere verdier ved sandlaget.	49
Figur 29: Grafer tolket med fargekode. Rødfarge: større verdier av minerogent materiale, lavere verdier av brom. Blå farge: lave verdier av minerogent materiale. Grønn farge: En veksling/ forandring i verdier. Rød strek: posisjon til det daterte skjellet. Brun strek:	

sandlaget.	51
-----------------	----

Tabelliste

Tabell 1: Vanlige bergarter rundt Sogndalsfjorden med bergartenes vanligste mineraler.	5
Tabell 2: Mineraler med kjemisk sammensetning.	6
Tabell 3: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom ulike elementer og inc/coh og sedimentdypet.	25
Tabell 4: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom silisium og andre elementer.	25
Tabell 5: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom kalium og andre elementer. .	25
Tabell 6: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom titan og andre elementer.	26
Tabell 7: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom mangan, jern og zink med andre elementer.....	26
Tabell 8: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom brom og strontium og barium.	26
Tabell 9: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom inc/coh og andre elementer.	27

1 Innledning

1.1 Bakgrunn

Etter den siste istid, Weichsel, deles tiden inn i en ny geologisk epoke, Holocen. Holocen er en interglasial periode og blir ofte omtalt til å ha startet for 11 700 år BP (Before Present), og fortsetter til dagen i dag (Delsett, 2018). Ifølge Sjøgren (2021) startet epoken med en temperaturøkning, og et maksimum i temperatur skjedde mellom 9.500 til 6.500 år siden, omtalt som Holocen klimaoptimum. Etter ca. 4000 år BP starter en tydeligere nedgang i temperatur og variasjoner i klimaet, som strekker seg til dagens klima (Sjøgren, 2021).

Etter den siste istiden trakk isbreene seg tilbake og frigjorde daler og fjorder på Vestlandet, med nye dybdenivåer. Isavsmeltingen i slutten av siste istid ga økt havnivå på omkring 100 til 120 meter (Ramberg et al. 2006, s. 538-539). Fjorder som før var dekket av is ble under isavsmeltingen gradvis dekket av hav (NGU, 2015). Siden den gangen har særlig terskelfjorder hatt en kontinuerlig tilførsel og avsetning av sedimenter, som gjør det mulig å tolke avsetningsprosesser og avsetningshendelser fra sedimenter som i beste fall når helt tilbake til tiden da isen trakk seg tilbake (Syvitski et al. 1986). Sogndalsfjorden er et eksempel på en slik terskelfjord.

Det ble i 2020 tatt opp en sedimentkjerne på ca. 3 meter i Sogndalsfjorden, en fjordarm på nordsiden av Sognefjorden. Kjernen ble hentet fra et basseng på 133 meter under havnivå rett innenfor terskelen mellom Sognefjorden og Sogndalsfjorden ved Fimreite (Figur 1). En datering gjort i nedre del av sedimentkjernen kan datere kjernen til Holocen alder. Kjernen dekker store deler av den holocene epoken.

Det foreliggende arbeidet undersøker de geokjemiske signalene i sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden. Parallelt undersøkes denne sedimentkjernen for sammensetningen av foraminiferer (Bollingberg, 2021), diatomeer (Kamm, upublisert) og partikulært materiale (Kind, upublisert) for å kunne tegne et helhetlig bilde av signaler fra miljø- og klimaendringer i Sogndalfjorden gjennom Holocen.

Allerede på 1930-tallet ble det brukt geokjemi for å studere marine sedimenter. Til å begynne med var det vanlig å se på sedimentkjernens tekstur og mineralogiske variasjoner

når en skulle dokumentere miljøendringer (Rothwell & Croudace, 2015). En instrumentell metode for analyse av den kjemiske elementsammensetningen i et sediment er røntgenfluorescens (X-Ray Fluorescence, XRF). På litt over 20 år gikk utviklingen av XRF-skannere fra å være en enkel prototype, til å bli et kommersielt produkt med høy oppløsning. XRF-kjerneskanteren kan analysere ulike kjemiske elementer og gjør det mulig å tolke endringer i sammensetningen i henhold til miljøendringer og prosessendringer (Rothwell & Croudace, 2015).

Sammen med XRF-kjerneskanteren kan det brukes en Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL) for geokjemiske og geofysiske målinger. Magnetisk susceptibilitet er en av de geokjemiske målingene som kan måles ved dette instrumentet (GEOTEK Ltd., 2016). Sammen kan XRF og MSCL gjøre det mulig å tolke en sedimentkjerne i henhold til for eksempel miljø- og klimaendringer (Rothwell & Croudace, 2015).

Ved å se på innholdet av ulike elementer i sedimentet er det mulig å tolke sedimentets opprinnelse og transport, som videre kan gi en antakelse for klima. Grønlund (2021) viser til hvordan XRF elementprofiler fra blant annet Indrefjorden kan relateres til historiske miljøendringer.

Denne bacheloroppgaven skal se nærmere på geokjemien til sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden og hvordan miljøendringer som har skjedd gjennom Holocen kan tolkes ved hjelp av elementsammensetningen.

1.2 Målsettinger

Målsetting 1: Finnes det endringer i den geokjemiske sammensetningen i den holocene sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden?

Målsetting 2: Kan de geokjemiske endringene relateres til holocene miljø- og klimaendringer?

1.3 Forklaring av målsetting

Målsetting 1: Finnes det endringer i den geokjemiske sammensetningen i den holocene sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden?

Endringer i den geokjemiske sammensetningen kan leses av fra grafer laget av data fra XRF-målinger og målinger av den magnetiske susceptibiliteten. Den geokjemiske sammensetningen i en sedimentkjerne bestemmes av hvilke relative mengder av grunnstoffer som er til stede i kjernen. Ved å studere grafene fra XRF- og magnetisk susceptibilitetsmålingene er det mulig å tolke mineralsammensetningen, kornstørrelser og den organiske sammensetningen til sedimentene (Rothwell & Croudace, 2015).

Som eksempel kan mineralsammensetning tolkes ved å blant annet se på kalium, silisium, kalsium og natrium som forekommer for eksempel i feltspater, eller den marinorganiske sammensetningen til sedimentkjernen som kan tolkes ut ifra bromkonsentrasjonen. Høye verdier av brom, kan tyde på økte mengder av marint organisk materiale. Synkende verdier av brom kan tyde på avtagende konsentrasjoner av marint organisk materiale (Rothwell & Croudace, 2015).

Magnetisk susceptibilitet viser graden av magnetisme et materiale har når det blir utsatt for et magnetfelt. Ulike mineraler har ulik magnetisk susceptibilitet, og vil gi ulikt utslag på målinger av den magnetiske susceptibiliteten (Rothwell & Croudace, 2015).

Målsetting 2: Kan de geokjemiske endringene relateres til holocene klima- og miljøendringer?

De geokjemiske endringene i sedimentkjernen kan gi informasjon om hvordan forholdene var i perioder innenfor Holocen. Noen av de mest kjente periodene er det holocene klimaoptimumet (Holocene Climate Optimum) (Sejrup et al. 2016), Finsehendelsen (Finse event) (Nesje et al. 2000), Den Middelalderiske Varmeperioden (Medieval Warm Period) eller Den Lille Istiden (Little Ice Age) (Ruddiman, 2014)

Endringer i fjordens oksygeninnhold kan påvirke nedbryting av marine organismer, som igjen kan påvirke innholdet av marint organisk materiale og dermed bromkonsentrasjonen i XRF. En slik endring vil kunne for eksempel gi variasjoner i grafen for brom.

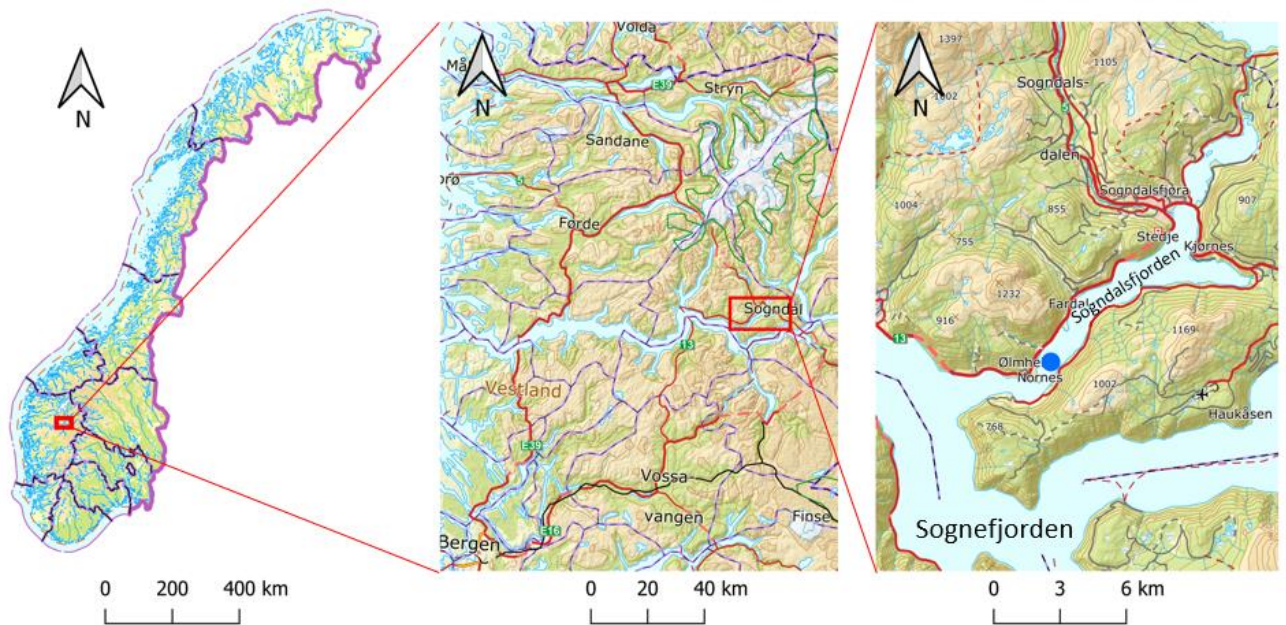
Varmere og våtere perioder med mye nedbør kan gi økt forvitring (Harstad, 2006), som kan gi økt mengde avsatt minerogent materiale. Variasjoner i avsatt minerogent materiale kan gjenspeiles i grafen for magnetisk susceptibilitet.

Skred ned i fjorden kan etterlate seg sedimentlag av ulik sedimentsammensetning sammenlignet med sedimentene under og over. Slike lag forventes å kunne observeres som en forstyrrelse i sedimentet. Massebevegelser utenfor fjordsystemet kan også gi forstyrrelser i sedimentet, for eksempel sedimenter avsatt fra en tsunami.

2 Teoretisk bakgrunn

2.1 Områdebeskrivelse

Sogndalsfjorden (Figur 1) er en fjordarm som ligger på nordøstsiden av Sognefjorden. Fjorden befinner seg i Sogndal kommune i Vestland fylke. Sogndalsfjorden er omtrent 20 km lang (Askheim, 2020) og er på sitt dypeste 260 meter. Fjorden kan deles inn i Barsnesfjorden, som er innerste del av Sogndalsfjorden, og Eidsfjorden som er en fjordarm av Sogndalsfjorden og befinner seg på østsiden av fjorden. Sogndalsfjorden er en terskelfjord og terskelområdet har en havdybde på ca. 25 m (Paetzel & Dale, 2010). Brekke et al. (2014) definerer Sogndalsfjorden som en oksygenfattig fjord og er en fjord sterkt påvirket av ferskvann. Sedimentkjernen (GS20-229-03GC) brukt i denne bacheloren ble tatt ved Nornes i Sogndalsfjorden, ca. 500 meter innenfor terskelen som skiller Sogndalsfjorden fra Sognefjorden.



Figur 1: Oversiktskart over Sogndalsfjorden. Det blå punktet viser hvor sedimentkjernen ble tatt. Kart hentet fra Kartverket.

2.2 Geologien i Sogndalsfjorden

2.2.1 Berggrunnsgeologi

Bergartene langs Sogndalsfjorden varierer, men er hovedsakelig bergarter av paleoproterozoisk (1800-1600 millioner år) og neoproterozoisk (1000-910 millioner år) alder som ble skjøvet på det baltiske kontinentet som en del av den midtre kaledonske dekkserien i Silur (425-405 millioner år siden). Figur 2 viser kart over de vanligste bergartene i området. Rundt Sogndalsfjorden er ortopyroksengneis, tonalittisk gneis og anortositt de vanligste bergartene. Tabell 1 viser bergartenes typiske mineraler, og Tabell 2 viser mineralenes elementsammensetning.

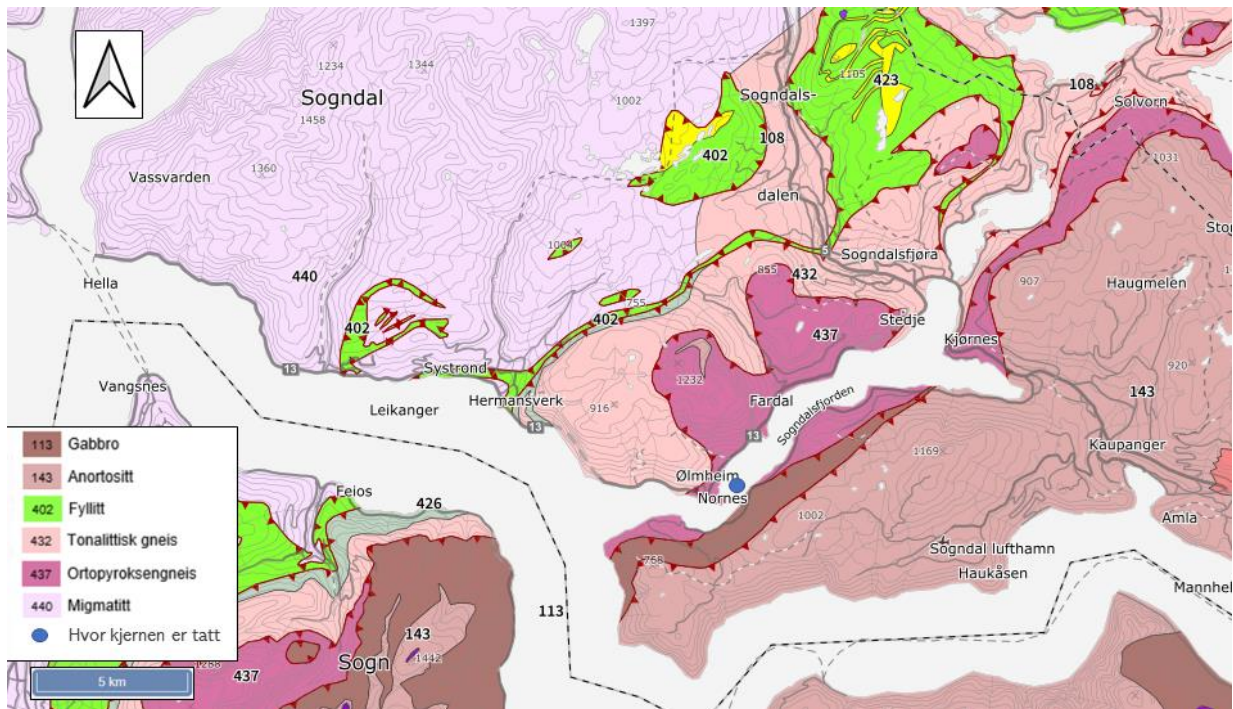
Tabell 1: Vanlige bergarter rundt Sogndalsfjorden med bergartenes vanligste mineraler.

Bergart	Vanligste mineraler
Gabbro	Plagioklas, pyroksen
Anortositt	Plagioklas
Fyllitt	Muskovitt, kloritt, kvarts

Tonalittisk gneis	Kalifeltspat, plagioklas, kvarts, biotitt, amfibol
Ortopyroksengneis	Kalifeltspat, plagioklas, kvarts, amfibol, pyroksen (Enstatitt, Ferrosilitt)
Migmatitt/Gneis	Kalifeltspat, plagioklas, kvarts, biotitt, amfibol

Tabell 2: Mineraler med kjemisk sammensetning.

Mineral	Formel
Kalifeltspat	KAlSi_3O_8
Plagioklas	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Kvarts	SiO_2
Pyroksen (Enstatitt)	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Pyroksen (Ferrosilitt)	$\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Muskovitt	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{F,OH})_2$
Biotitt	$\text{K}(\text{Mg, Fe})_3 \text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{F,OH})_2$
Kloritt	$((\text{Mg, Fe, Ni, Mn})_5 \text{Al}) (\text{AlSi}_3) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$
Amfibol (hornblende)	$\text{Ca}_2 (\text{Mg, Fe, Al})_5 (\text{Al,Si})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$



Figur 2: Berggrunnskart med målestokk 1:250 000 hentet fra NGU. Tegnforklaringen viser hovedbergartene og fargekodene til bergartene.

2.2.2 Fjorddannelse i Norge

Etter den kaledonske fjellkjededannelsen ble landskapet slitt ned gjennom de følgende 350 millioner år inntil den nådde havnivået som den paleiske overflaten i midten av Tertiær. For ca. 55 millioner år siden startet en havbunnsbredning mellom dagens Nord-Europa og Nord-Amerika, og en mantelpute oppsto i Nord-Atlanteren. Mantelputen førte til delvis oppsmelting av kontinentalskorpen og dannelse av vulkaner. Dette ga termisk stigning av jordskorpen som løftet landet opptil ca. 2000 meter over havet (NGU, 2015)

Samtidig med landhevingen i Tertiær, gravde elver seg ned i den hevede paleiske overflaten (NGU, 2015). Klimaet i Tertiær var varmt og fuktig, og ga gode forhold for kjemisk forvitring (Harstad, 2006). I den etterfølgende kvartærtiden vokste isbreer fram, og eroderte videre ut daler og fjorder der hvor elver før hadde erodert (Ramberg et al. 2006, s. 489).

Norge har over 1000 navngitte fjorder langs norskekysten. Den lengste og dypeste fjorden i Norge er Sognefjorden. Sognefjordens ytterste del heter Sognesjøen og er en overgang fra fjord til hav. Sognefjorden har en terskel som ligger relativt høyt ved munningen av fjorden, og har her en dybde på omtrent 165 meter (Svendsen, 2006, s. 4).

Noen fjorder er bestående av terskler og disse kan være endemorener som kommer fra frontene av en isbre eller de kan bestå av fast fjell.

Isbreer transporterer store mengder sediment og når breen beveger seg sakte eller smelter vekk vil disse avsetningene kunne avsettes ved fronten av breen (endemorene).

Sogndalsfjorden er bestående av en slik «morene-terstel».

I Sognefjordens utløp er det en fjellterstel og ikke en «morene-terstel». Terskelen ble dannet ved at isbreene eroderte og plukket med seg sedimenter fra fjorden. Når isbreen beveget seg forbi den ytre delen av fjorden var det ingen dalsider isbreen lenger kunne følge. Istedenfor var det et åpent område og isbreen spredde seg ut og ble tynnere. Dette gjorde at breene ikke lenger var like effektive til å grave i fjellet og det ble dannet fjellterskler (Nesje, 2015).

2.2.3 Holocen

Holocen er en epoke som startet etter siste istid, ca. 11.700 BP (Walker et al. 2018), og varer frem til i dag. Ifølge Sjøgren (2021) var det i tidlig og midt Holocen generelt et varmere klima. Ifølge den astronomiske teorien om klimaendringer, var midt-sommer insolasjonen i den nordlige halvkule størst for 11 000 år siden (Davis, 1984), og en topp i sommertemperatur skjedde rundt 9.500 til 6.500 år BP (Sjøgren, 2021). Denne varmere perioden omtales som Holocen klimaoptimum.

Ifølge Davis og Sellers (1984) var havoverflatetemperaturen i den nordlige halvkule 1,8 °C høyere i tidlig Holocen sammenlignet med temperaturen i 1984. I tillegg var det ved Vøringplatået, utenfor kysten i Nordland, ifølge Andersen et al. (2004) var det en august-havoverflatetemperatur i Holocen klimaoptimum (9.500 til 6.500 år BP) ca. 4-5 °C varmere enn august-havoverflatetemperaturen i 2004. Etter år 6500 BP skal det ha vært en gradvis nedkjøling av havoverflatetemperaturen ved Vøringplatået. Det er foreslått at den atmosfæriske temperaturen i Holocen i Nord-Europa er koblet til havoverflate-temperatur i Nord-atlanteren (Moros et al. 2004).

Det varmere klima i begynnelsen av Holocen førte til hurtig tilbaketrekking av de resterende isbreene i sluttfasen av deglasiasjonen etter Weichselistiden, der mest trolig Jostedalsbreen

var forsvunnet gjennom store deler av denne tidlige holocene epoken (Nesje et al. 1991).

Den endelige tilbaketrekningen av innlandsisen i Europa og på andre kontinent i begynnelsen av Holocen førte til at havnivået steg med omtrent 125 meter globalt (Romundset, 2021). Skandinavia var under den siste istiden dekket av innlandsis, som la press på jordskorpen (isostatisk nedpressing), og førte til en landssenkning. Når isen forsvant, lettet trykket på jordskorpen og førte til landheving. I dag er landhevingen i Sogndal omtrent 3,5mm per år (Romundset, 2021).

Etter isen forsvant startet primærsuksesjon på land (Universitetet i Oslo, 2019). Dette førte til vekst av terrestrisk vegetasjon. Marine organismer er avhengige av tilført minerogen næring fra land som eksempel nitrogen og fosfor, eller silisium (Spokes, 2005). Disse næringsstoffene frigjøres ved forvitring og utvasking fra jord, og tilføres fjorden ved avrenning fra land; alternativt, men trolig mindre effektivt, tilføres de med det innstrømmende dypvannet fra havet (Syvitski et al. 1986).

Massebevegelser kan ha hatt en innflytelse på avsetningene i fjorder. Under siste istid når daler og fjorder var fylt av is, hadde dalsidene et konstant press fra isen. Når isen smeltet forsvant dette presset, noe som resulterte i en spenning fra fjellsidene og ut. Dette førte til ustabile fjellparti og økt skredaktivitet nedover dalsidene, særlig i første fasen av Holocen (Cossart et al. 2021).

Det har også vært kaldere perioder innenfor Holocene. Rundt 9100 ± 200 ^{14}C år BP hadde flere isbreer et framrykk, inkludert Jostedalsbreen Platå. Hendelsen omtales som Erdalen event (Nesje et al. 2000). Ifølge Bakke et al. (2013) hadde isbreer på Vestlandet også et framrykk for 8.200 år siden, under det som kalles Finsehendelsen (Finse event).

Den Lille Istid, 1600-1800-tallet, er en nylig kaldere periode hvor isbreene hadde en betydelig vekst. Den lille istiden blir ofte satt til å være på sitt maksimum på 1740-tallet da Nigardsbreen, som er en brearm av Jostedalsbreen, var på sitt største (Harstveit, 2019).

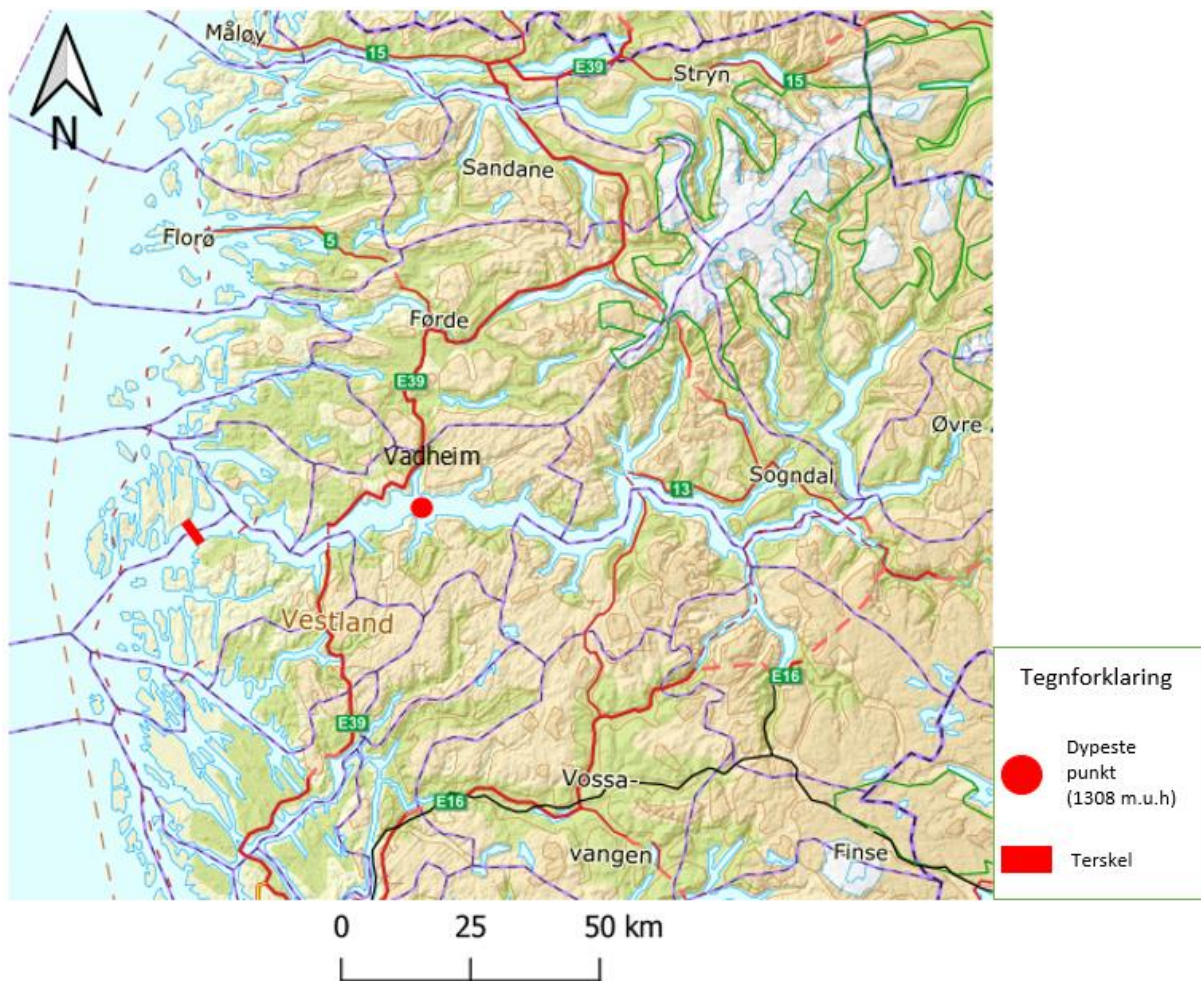
Middelalderen Varmeperiode var en periode innad i Holocen hvor klimaet ble varmere og var før den Lille Istid. Perioden var rundt 1000 til 1300 A.D. (Anno Domini).

Middeltemperaturen i perioden 1000-1200 A.D. var ifølge Crowley & Lowery (2000) ca. $0,2^{\circ}\text{C}$

varmere enn under Den Lille Istid.

2.3 Hydrografi og Batymetri

Det som ofte skiller en fjord fra hav, er at en fjord har det som kalles en terskel. Terskler er forhøyninger i terrenget, men under vann. Fjorder kan gå fra å være veldig dype lengre inn i fjorden for så å bli relativt grunne med terskelen. Et eksempel på dette er Sognefjorden, som har en maksimaldybde på 1308 m under havnivå utenfor Vadheim, mens ved fjordens munning er dybden 100-200 meter (Figur 3) (Svendsen, 2006). Tersklene skiller fjordbassengene fra hverandre. Bassengene er de dypeste delene av en fjord og det er ofte her sedimentkjerner ønskes å bli tatt. Årsaken til dette er at fjordbassengene er beskyttet for erosjon av tersklene og dermed bevarer sediment som er blitt kontinuerlig avsatt over tid. Dessuten er det alltid i midten av et basseng at de høyeste sedimentasjonsratene og dermed den høyeste tidsoppløsningen finnes (Syvitski et al. 1986).

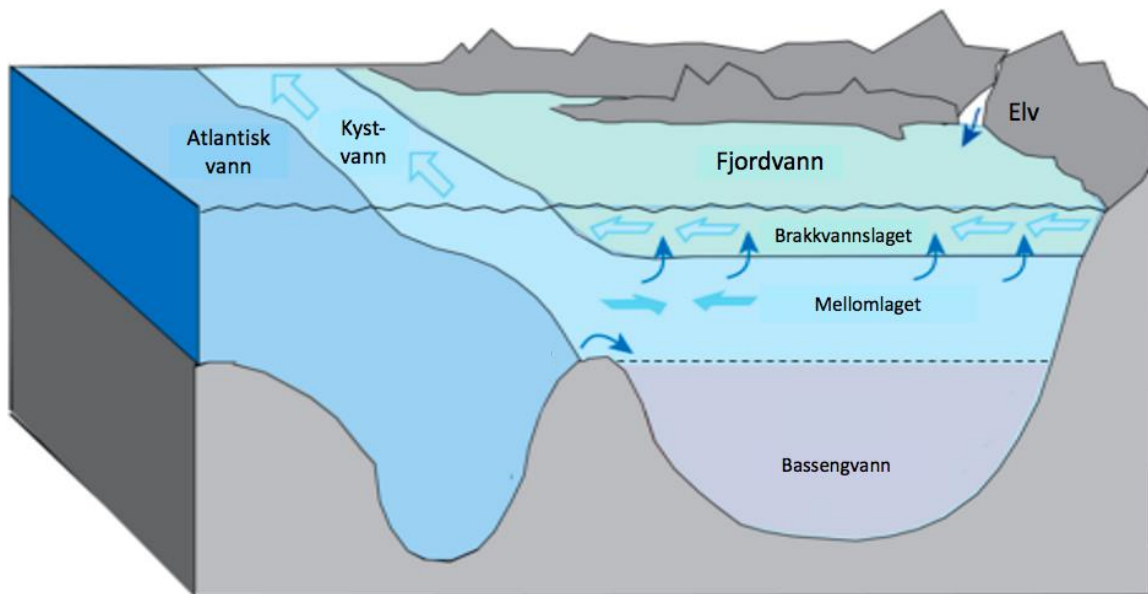


Figur 3: Oversiktskart over Sognefjorden. Den røde linjen ved munningen av fjorden er hvor terskelen omtrent ligger og det røde punktet markerer hvor fjorden er på sitt dypeste. Kart hentet fra kartverket.

2.3.1 Vannlag i en fjord

Ifølge Sætre et al. 2007 kan vannmassene i en fjord deles inn i tre lag, som vises i Figur 4. Den øverste delen av fjorden er brakkevannslaget, og er når ferskvann fra elver, nedbør eller snøsmelting blandes med saltere vann fra kysten. Det saltere vannet vil ligge som et lag under brakkevannet på grunn av saltvannets høyere tetthet. Brakkevannet har lavt saltinnhold, på mindre enn 30‰, og vil være lettere enn de andre vannmassene i fjorden. Under brakkevannslaget ligger mellomlaget og er bestående av en blanding av kystvann (Norwegian Coastal Water, NCW) og havvann (North Atlantic Water, NAW). Det atlantiske vannet kommer fra Atlanterhavet med havstrømmer (North Atlantic Current, NAC), og har høyere saltinnhold (>35 ‰) enn kystvannet (<34,5 ‰). Dette gjør at det atlantiske vannet ligger

under kystvannet da tettheten er høyere. Kystvannet har et lavere saltinnhold på grunn av tilført brakkevann fra elver og fjorder, og er en blanding av brakkevann og atlantisk vann. Det siste laget er bassengvannet som ligger under terskeldypet, og er bestående av atlantisk vann, kystvann eller en blanding av begge (Aksnes et al. 2019).



Figur 4: Vannutveksling mellom ulike lag (overflatelag, mellomlag og bassengvann) i en terskelfjord. Figur modifisert fra rapport av Aksnes et al. (2019).

2.3.2 Vannutveksling i en fjord

Vannutveksling i de ulike vannlagene i en fjord kan skje ved hjelp av forskjellige prosesser. Disse prosessene er tetthetsstrømmer, vinddrevne strømmer, tidevannsstrømmer og den estuarine sirkulasjonen (Svendsen H. 1983).

Sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden ble tatt i et basseng, som nevnt tidligere. Terskelen er en naturlig barriere om hindrer fri vannutveksling mellom bassengvannet og vannet på utsiden av terskelen (Svendsen H. 1983).

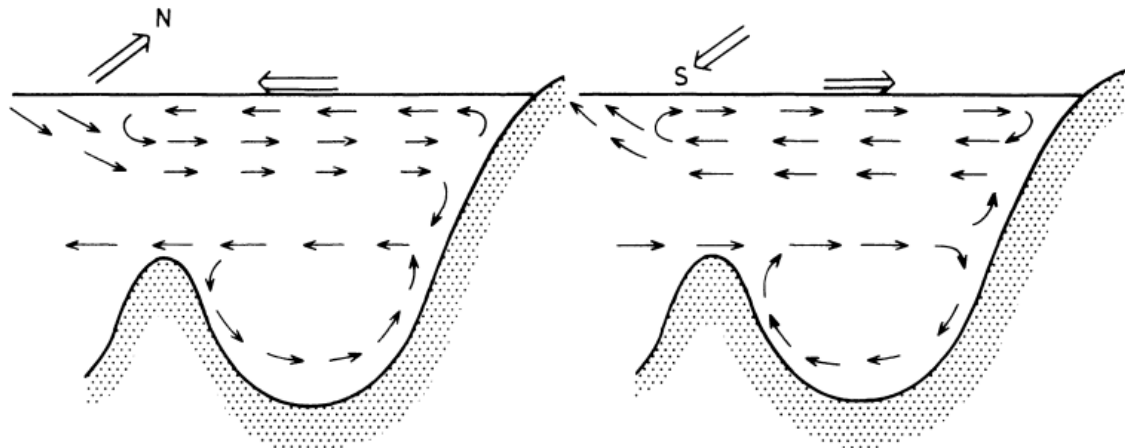
Fornyng av vann i et basseng avhenger av terskeldypet. Terskelen kan begrense eller forhindre utveksling av vann mellom bassengvannet og havvannet. Denne prosessen vil

påvirke mengden oppløst oksygen som tilføres til bassenget. Bassengvannet kan fornyes ved at vann med høyere tetthet trenger seg inn og presser opp vann med lavere tetthet. Det atlantiske vannet med denne høyere tettheten kommer fra et dyp utenfor fjorden og må passere terskedybden for å kunne trenge inn i fjordbassenget (Aksnes et al. 2019). Denne prosessen (tetthetsstrøm) skjer ved hjelp av vinddreven oppstrømning eller ved indre bølger i tilstøtende vannmasser (tidevann) (Svendsen H. , 1983). Det er ikke alltid det skjer en total fornyelse av bassengvannet. Svendsen H. (1983) nevner at vannutskifting av alt bassengvannet kan ta 5-10 år.

I perioder med liten til ingen vannfornyning vil det tilføres mindre mengder med oppløst oksygen og kan føre til en nedgang i oksygen i bassenger, som igjen kan føre til at bassenget blir anoksisk (Aksnes et al. 2019). Prosesser som kan føre til at det blir anoksiske forhold er en kombinasjon av manglende vannutskifting og nedbrytning av organisk materiale da det frie oksygenet i bassengvannet brukes opp. Saltvannet vil over tid miste oksygeninnholdet. Hvis det ikke byttes ut ofte nok kan vannet stagnere. Hvis tyngre vannmasser kommer inn i fjordsystemet vil det kunne bytte ut det stillestående bassengvannet og tilfører mer oksygen før også denne vannmassen til slutt mister oksygen. Når innholdet av fri oksygen tar slutt vil bakterier bryte ned det organiske materiale ved bruk av oksygen fra sulfationet (SO_4^{2-}) og da vil det begynne å dannes hydrogensulfid. Vann som inneholder hydrogensulfid holder godt på organisk materiale, og det kan dannes mørke, anoksiske avsetninger med høyt innhold av organisk materiale. Hvis vannutvekslingen går for sakte vil det ikke være nok oksygen til å bryte ned organisk materiale som er avsatt. I tillegg vil oksidasjon av organiske stoffer fremskynde uttynningen av oksygen i det stillestående vannet, og det dannes anoksis slam (Strøm, 1938).

Vinddrevne strømmer er også en viktig prosess som er involvert i utveksling av vannmasser i fjorder. På den nordlige halvkulen av jorden vil vannmassene styres mot høyre for vindretningen på grunn av corioliseffekten og den resulterende Ekmantransporten (Ekman, 1905). Den dominerende vindretningen langs norskekysten styrer oppstrømning og nedstrømning av vannmassene i en fjord. I en fjord vil nord og nordøstlig vinder langs kysten føre til at kystvannet flyttes ut mot havet og atlantisk vann inn i fjorden. Det gjør at brakkvannet strømmer mot kystvannet og øker utblandingen av brakkvannslaget og dermed vil denne prosessen styre den estuarine sirkulasjonen. Dette kalles oppvelling («*upwelling*»)

og er oppstrømning av vannmassene (Figur 5b), og er den typiske sommersituasjonen. Det omvendte vil skje ved sør og sørvestlige vinder. Her vil kystvannet strømme inn i fjorden og atlantisk vann ut av fjorden (Opdal, 2013). Sistnevnte vil kunne redusere hastigheten på utblandingen av brakkvann. Dette blir kalt for «*downwelling*» og er nedstrømning av vannmassene (Figur 5a), og er den typiske vintersituasjonen. Bassengvannet fornyes for det meste i vårmånedene når kysten domineres av nordlige vinder (Svendsen H. , 1983).



Figur 5: (a) Sørlege vinder fører til nedstrømning av vannmassene hvor kystvannet strømmer inn i fjorden mens atlantisk vann går ut av fjordsystemet. (b) Nordlige vinder fører til oppstrømning av vann hvor kystvann går ut av fjorden mens atlantisk vann kommer inn i fjorden. Denne prosessen er gunstig for utskifting av bassengvann. Figur av Svendsen H. (1983).

Lokale vinder kan også føre til vannutveksling, men da kun i overflatevannet. Den lokale vinden er en viktig prosess for blanding av brakkvann lengre inne i en fjord sammenlignet med lengre utover fjorden, og er en prosess som ofte ikke går dypere enn 20 m (Sætre et al. 2007).

Tidevannsstrømmer oppstår når det er en veksling mellom lavvann (fjære) og høyvann (flo). Tidevannsbølger er et resultat av månen og solens tyngdekraft, da tyngdekraften tiltrekker vannmassene (Sælen & Weber, 2020). Tidevann kan være en viktig prosess for den vertikale blandingen av bassengvannet da en økt amplitude øker den vertikale blandingen av vannmassene, som igjen fører til at tettheten til bassengvannet reduseres. Dette fører til en økt sjanse for fornying av bassengvannet og tilførsel av mer oksygen (Sætre et al. 2007).

Den estuarine sirkulasjonen er en prosess som foregår i de øvre vannmassene til ca. 50 m dyp (Gade, 1976). Prosessen skjer i fjordområdet når saltvann møter ferskvann, som er tilført

av elver. Ferskvannet, som har lavere tetthet enn saltvann, vil blande seg litt med saltvannet og ligge som et brakkvannslag over det saltere mellomlaget og bunnvannet fra fjorden. Brakkvannet som dannes blir presset med elvestrømmen ut fjorden mot kysten. Det utgående grunne brakkvannet kompenseres med inngående dypere og saltere kystvann i form av en kompensasjonsstrøm. Denne vannutvekslingsprosessen mellom disse lagene er det som betegnes som den estuarine sirkulasjonen (Opdal, 2013).

Brakkvannslaget påvirkes av den estuarine sirkulasjonen, vind og tidevann. I forhold til de andre prosessene som fører til vannutveksling i brakkvannslaget er tidevann av mindre betydning (Svendsen H. , 1983). For mellomlaget er de viktigste prosessene for vannutveksling tetthetsforskjeller som oppstår mellom vannmassene grunnet vinddrevne oppstrømninger og nedstrømninger. I tillegg kan tidevann være en viktig utvekslingsprosess for mellomlaget (Svendsen H. , 1983).

3 Metode

3.1 Prøvetakning

Sedimentkjernen ble hentet opp av forskningsfartøyet «G.O. Sars» i Sogndalsfjorden den 19. juni 2020. Fartøyet eies av Havforskningsinstituttet og Universitet i Bergen (Havforskningsinstituttet, 2022). Det ble under tokten brukt fallkjerneprøvetaker, med kjerneløpslengde på 320 cm og med en diameter på 110 mm, som ble presset ned i sedimentene ved hjelp av tyngdekraften og egenvekten til prøvetakeren (Haflidason, personlig kommunikasjon, 2021). Når sedimentene er blitt presset inn i røret holdes sedimentet på plass av en fjærlaget kjernefanger («core catcher») i bunnen av røret. Dette er for å hindre kjerneprøven fra å falle ut på vei opp fra havbunnen (Haflidason, personlig kommunikasjon, 2021). Fallkjerneprøvetakere har den ulempen at det ikke konsoliderte overflatelaget av sedimentet kan gå tapt når prøvetakeren treffer bunnen og sammenpresset vann skyver overflatesedimentene til side. Effekten er avhengig av i hvor stor grad overflatesedimentene er konsoliderte.

3.2 Datering

I sedimentkjernen ble det funnet et muslingskjell (*Acesta excavata*) på et sedimentdyp på 281 cm (Figur 6). Skjellet ble datert ved hjelp av radiokarbon datering. Bollingberg (2021) (Haflidason, Felt- og laboratoriefakta, 2021) skriver om prosessen som ble gjort for å datere skjellet som ble funnet i sedimentkjernen.

Dersom vi antar en jevn sedimenttilførsel kan vi estimere en sedimentasjonrate med å dele dybden som skjellet ble funnet på med alderen skjellet er datert til.

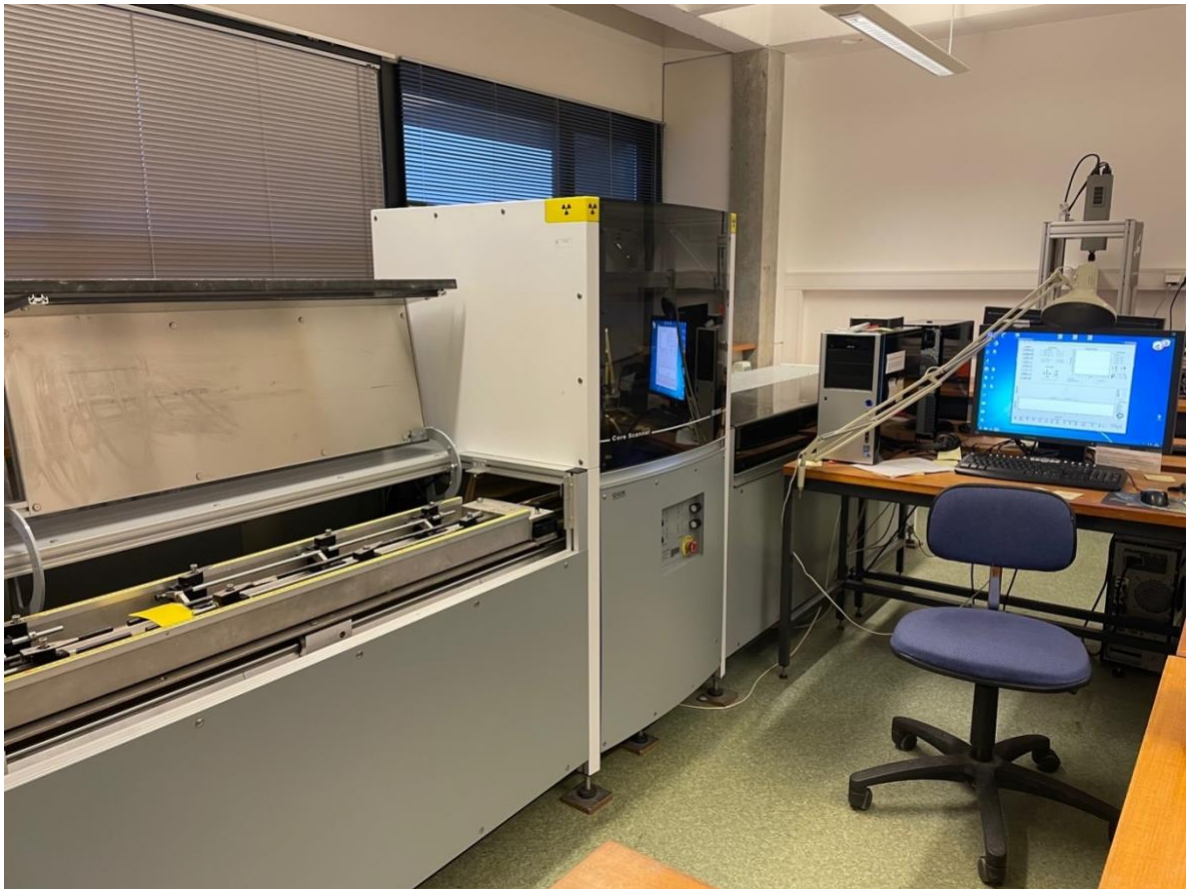


Figur 6: Hvor muslingskjellet ble hentet i kjernen på et sedimentdyp på 281 cm. Foto: Tuva K. Stelander.

3.3 XRF-elementanalyse

Det ble utført en X-ray fluorescens (XRF) analyse ved å bruke ITRAX kjerneskanteren på Earthlab ved Universitetet i Bergen. ITRAX kjerneskanteren er bestående av et måletårn som er plassert mellom to transportbånd (Figur 7). Den opererer på halve sedimentkjerner, der kjernene kan ha en maksimal lengde på 1,8 m og ha en diameter på maksimum 12 cm (Croudace & Rindby, 2006).

XRF kjerneskantere er en rask og ikke-destruktiv metode brukt til å bestemme hvilke elementer sedimentkjernen er sammensatt av. Skanneren opererer med en semikvantitativ metode (Croudace & Rindby, 2006) som gir et estimat av elementenes relative konsentrasjon i forhold til hverandre. Ved tradisjonelle metoder kan en for eksempel anslå nøyaktig absolutt mengde av et element, mens XRF-kjerneskanteren bare angir relative verdier av et element. Variasjon i vanninnhold, kornstørrelse, mineralogi og overflateruhet gjennom kjernen gjør det vanskelig å beregne den nøyaktige elementkonsentrasjon (Croudace & Rindby, 2006).



Figur 7: ITRAX-kjernerksanner ved UiB. Foto: Tuva K. Stelander

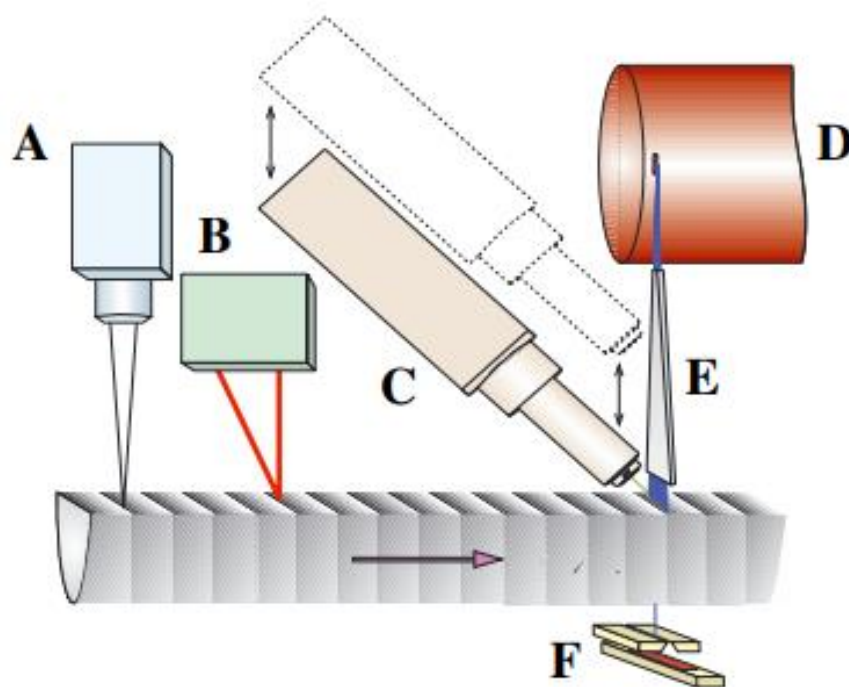
3.3.1 Komponenter i ITRAX

ITRAX kjerneskanteren er bestående av flere komponenter, som vises i Figur 8. Ved hjelp av komponentene A, D, E og F blir det tatt optiske bilder og røntgenbilder.

Komponent A er et optisk kamera som tar bilde av overflaten av den delte sedimentkjernen. De optiske bildene viser forskjell i farger og tekstur i sedimentkjernen. Når det er mørke farger, indikerer det en høyere konsentrasjon av organisk materiale og lysere farger vil indikere mer minerogent materiale. Det er også mulig å se i de optiske bildene om sedimentkjernen inneholder større makroskopiske partikler (Croudace & Rindby, 2006).

Komponent B er et lasertrianguleringssystem som gjør at avstanden til kjerneoverflaten holder seg konstant gjennom prosessen. I tillegg måler den topografien til prøveoverflaten. Komponent C er en motorisert XRF-detektor.

Komponent D er en røntgenkilde som sender ut røntgenstråling og ved hjelp av en stråleinnetning (komponent E) blir strålingen fokusert. Intensiteten av denne røntgenstrålingen vil bli tatt opp av et røntgenkamera (komponent F) og blir registrert. Tettheten av sedimentkjernen har noe å si for hvor mørkt eller lyst deler av kjernen vil se ut på røntgenbildet. Mørke lag har høyere tetthet, og lysere lag har lavere tetthet (Croudace & Rindby, 2006).



Figur 8: Viser de ulike komponentene i en ITRAX-kjerneskaner. Komponent A er optisk kamera, komponent B er laser trianguleringssystem, komponent C er motorisert XRF-detektor, komponent D er røntgenkilde, komponent E er stråleinnetning og komponent F er røntgenkamera. Figur fra Croudace & Rindby (2006).

3.3.2 Elementer som blir sett på under XRF elementanalyse

Opptil 60 elementer kan undersøkes med å bruke XRF kjerneskanteren (Rothwell & Croudace, 2015). XRF-analysen gjort på sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden ga 30 grafer med ulike elementer. Det er blitt sett nærmere på noen få av de 30 grafene som er blitt laget. Elementene som er blitt sett nærmere på er brom (Br), klor (Cl), strontium (Sr), rubidium (Rb), jern (Fe), mangan (Mn), titan (Ti), silisium (Si), kalium (K), sink (Zn) og Zirkonium (Zr). I tillegg er det sett nærmere på forholdet mellom inkohrens og koherens. Det ble valgt å se gjennom de elementene som har en sterk korrelasjon med hverandre, og de elementene som kan være indikatorer for organisk materiale, som for eksempel Br og inc/coh, og minerogent materiale, som for eksempel Si, K og Ti. I tillegg til de elementene som viser en tydelig endring i sedimentkjernen.

Forholdet mellom inkohrens og koherens (inc/coh) blir brukt som et anslag for innhold av organisk materiale i en sedimentkjerne. ITRAX-kjerneskanteren er instrumentet som brukes for å skaffe inkohrens (inc) og koherens (coh) rådata slik at det kan lages en inc/coh graf. Røntgenstrålingen som sedimentkjernen utsettes for under XRF-kjerneskanteren gir informasjon om inc/coh-forholdene innad i kjernen. Tettheten og sammensetningen av sedimentkjernen har noe å si for hvordan røntgenstrålingen blir spredt og reflektert tilbake. Tykkere materiale eller mer fast materiale vil føre til at strålingen blir mer spredt enn hvis materialet er tynnere eller mindre fast (Grønlund, 2021). Viser inc/coh-forholdet lave verdier vil dette kunne bety at det er større innhold av organisk materiale i sedimentet, som er mindre fast enn minerogent materiale.

3.4 Statistiske metoder

3.4.1 Korrelasjonstest

Det ble gjort en korrelasjonstest for å se hvor godt de ulike elementene, fått fra XRF-analysen, korrelerer med hverandre. Korrelasjon defineres som et statistisk mål for hvor mye to eller flere målbare enheter henger sammen med hverandre (Frøslie, 2022). En korrelasjonstest kan gi både negative og positive verdier, men kan også si om noen elementer ikke korrelerer i det hele tatt. Korrelasjonskoeffisienten kan kun være mellom 1

og -1 og sier om hvor mye to elementer samsvarer med hverandre. -1 er en negativ korrelasjon og 1 er en positiv korrelasjon. Når korrelasjonskoeffisienten er nær -1 eller 1 sier dette noe om hvor mye elementene henger sammen (Frøslie, 2022). Korrelasjonstesten ble gjort ved hjelp av Excel.

Det ble brukt Pearson korrelasjonstest for å bestemme korrelasjonskoeffisienten (r) mellom de ulike elementene, men også mellom elementene og sedimentdypet. Howarth & Sindring-Larsen (1983) har foreslått at en r -verdi på $\leq 0,444$ er kritisk, og en r -verdi på $\geq 0,444$ er signifikant i geologiske avsetninger. Dermed vil en verdi på mer enn 0,444 være en god korrelasjon og en verdi på mindre enn 0,444 er en dårlig verdi.

3.4.2 Regresjonsanalyse

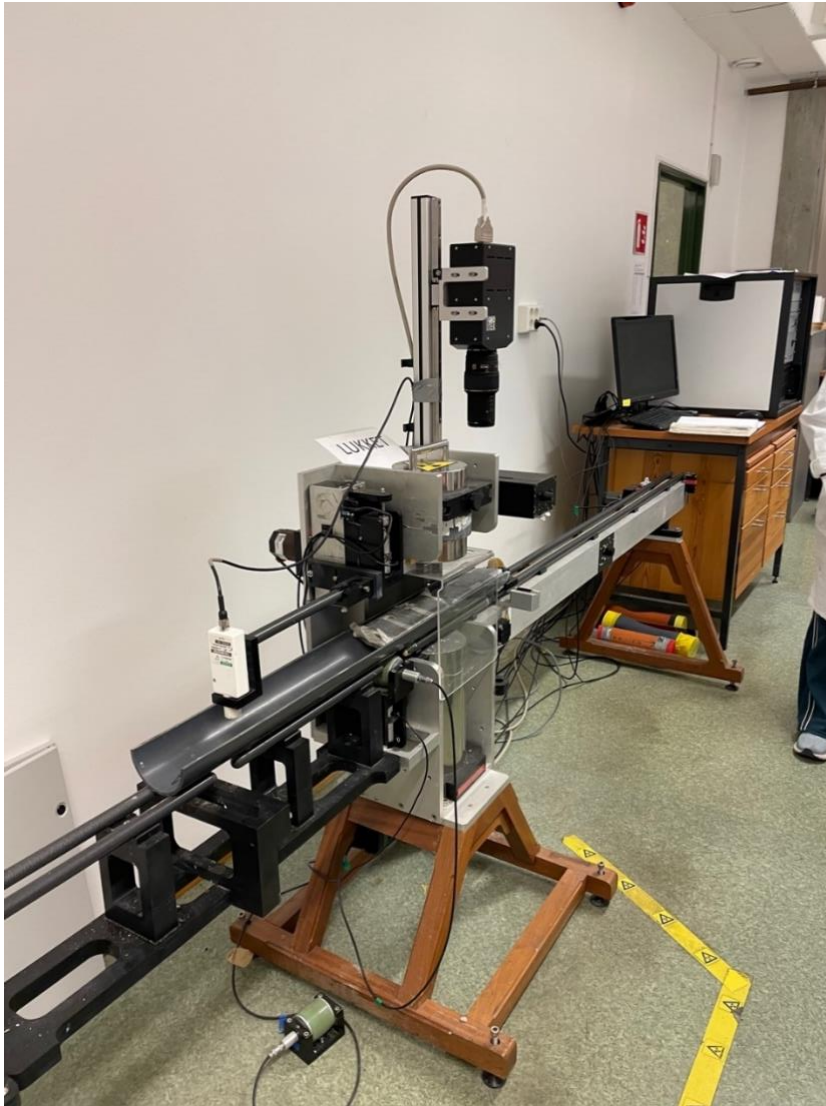
Det er blitt gjort en lineær regresjonsanalyse, som viser sammenhengen mellom en responsvariabel og en forklaringsvariabel. Regresjonsanalysen er utført på elementene Br, Ce, Ta og Co, i tillegg til inc/coh-forholdet mot sedimentdyp. Regresjon er en statistisk metode som brukes for å se om det er en sammenheng mellom én eller flere variabler (Braut & Dahlum, 2021). Det brukes én responsvariabel, som i dette tilfellet er elementkonsentrasjonen, og sedimentdypet er brukt som forklaringsvariabel.

3.5 Magnetisk susceptibilitet

Den magnetiske susceptibiliteten ble målt ved hjelp av en Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL, Figur 10). Dette er en ikke-destruktiv metode for analyse av de geofysiske egenskaper til en hel eller halv sedimentkjerne. Maskinen er bestående av et transportbånd med sensorer som er tilkoblet en mikroprosessor og en datamaskin (Gunn & Best, 1998). Også den magnetiske susceptibiliteten ble målt på Earthlab ved Universitetet i Bergen.

Magnetisk susceptibilitet er et dimensjonsløst mål som sier hvor magnetisk et materiale er når materialet utsettes for et magnetisk felt (GEOTEK Ltd., 2016). Ved hjelp av rådata fått fra en MSCL kan det lages en graf som vil vise endringer i den magnetiske susceptibiliteten i sedimentkjernen. Verdier av magnetisk susceptibilitet til kjernen kan gi informasjon om

forskjell i kornstørrelser, endringer i kildeområder og om forholdet mellom minerogent og organisk materiale som er i sedimentkjernen.



Figur 9: Multi-Sensor-Core-Logger ved UiB. Foto: Tuva K. Stelander

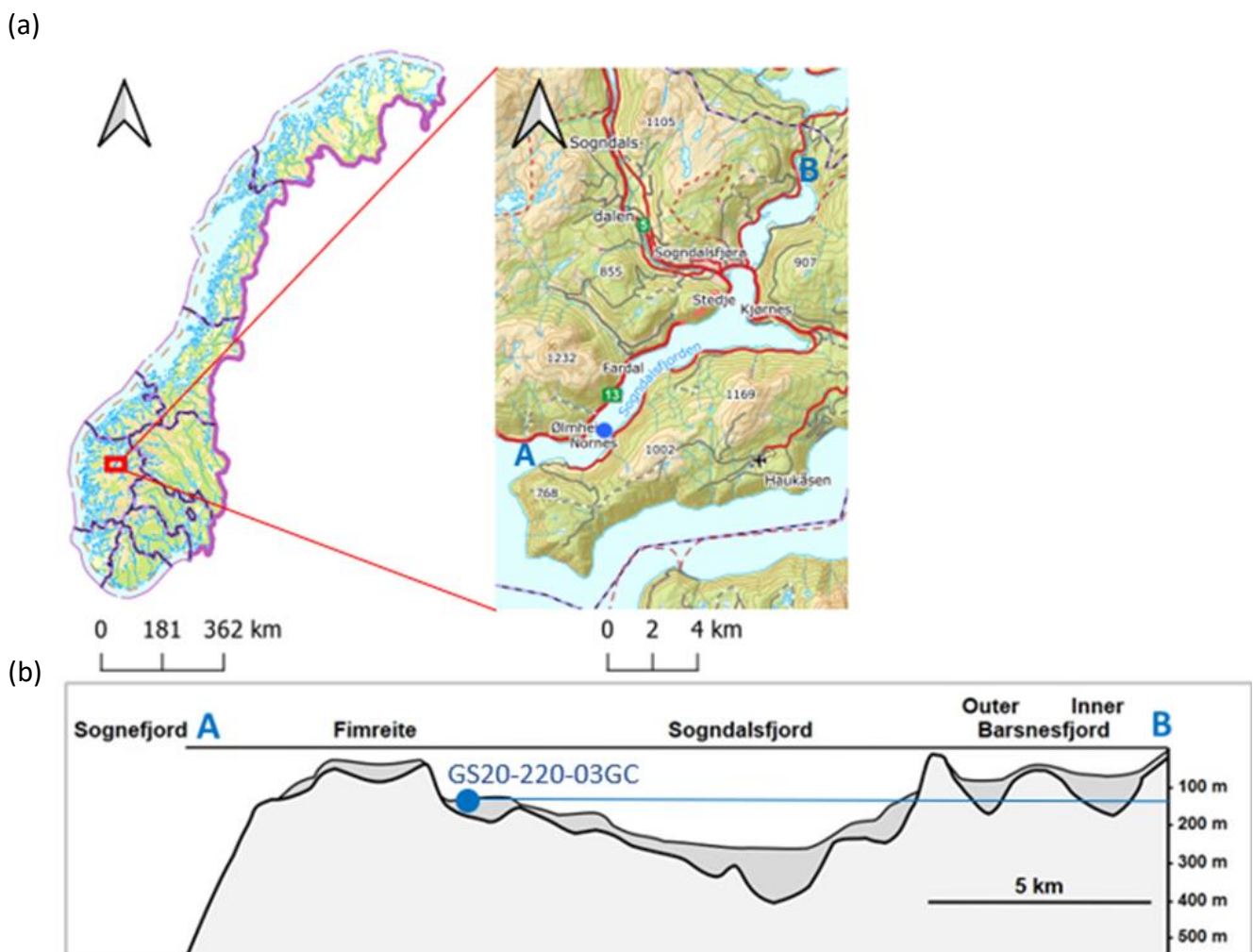
4 Resultater

4.1 Prøvetaking

Sedimentkjernen (GS20-229-03GC) ble tatt ut fra et basseng på 133 meters havdyp ved Fimreite (Figur 10). Koordinatene til hvor prøven ble tatt er breddegrad: $61^{\circ} 09,9133'$ N og lengdegrad: $07^{\circ} 00,3864'$ E. Sedimentkjernen ble delt inn i to seksjoner (seksjon 1: GS20-229-03GC SEC 1 og seksjon 2: GS20-229-03GC SEC 2). Med Oasis® Floral Foam, som brukes for å

fylle opp hulrommet mellom sedimentoverflaten og toppen eller bunnen av prøvetakningsrøret, er seksjon 1 på 150 cm lengde og seksjon 2 er på 149 cm lengde (Haflidason, Cruise Report, 2020). Den totale lengden på sedimentkjernen er 292 cm.

Ved kjerneprøvetakingen ble bunnen av sedimentkjernen noe forstyrret av sedimentfangeren, som har ført til at de nederste centimeterne i sedimentkjernen ikke er tatt XRF- analyse av.



Figur 10: (a) Oversiktsbilde fra kart hentet fra kartverket og (b) tverrsnitt av Sogndalsfjorden. Viser hvor sedimentkjernen ble hentet ut (blå sirkel). Tverrsnittet over Sogndalsfjorden er hentet fra Paetzel & Dale (2010).

4.2 Datering og sedimentasjonsrate

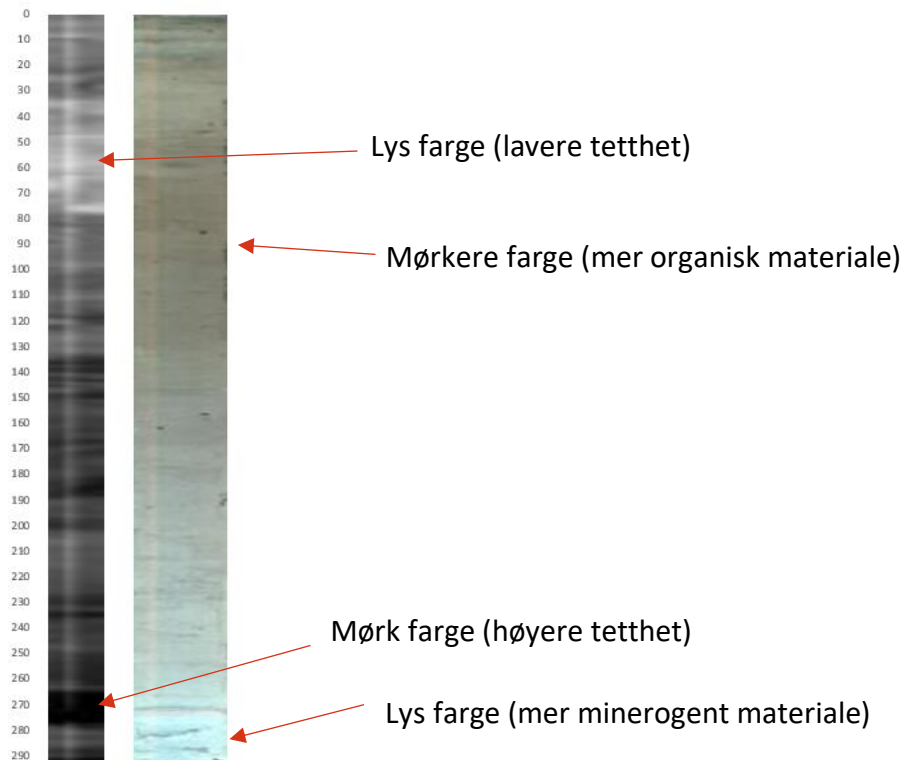
Ved hjelp av radiokarbon dateringen er muslingskjellet, funnet på et sedimentdyp på ca. 281 cm i sedimentkjernen, blitt datert til å være 9630 ± 50 år BP. Den lineære

sedimentasjonsraten ble på ca. 0,03 cm/år.

4.3 Røntgenbilde og optisk bilde

Figur 11 viser røntgenbilde og optisk bilde av sedimentkjernen. Nedre del av røntgenbildet fram til 135 cm dybde viser en generelt mørkere farge. Fra 135 cm dybde til 0 cm dybde er det generelt lysere farge. Et parti mellom ca. 277 og 265 cm dybde viser den mørkeste fargen gjennom kjernen. Fra ca. 78 cm til 35 cm dybde viser det lyeste partiet i kjernen. Som nevnt i metoden kan lyse og mørke farger i et røntgenbilde bety at sedimentene har lavere eller høyere tetthet.

Det optiske bilde er lysest ved bunnen, med en gråhvit til lysblå farge. Ved ca. 272 cm vises et tydelig lysgrått lag i kjernen. Oppover i kjernen viser det optiske bildet en gradvis mørkere trend, opp til ca. 50 cm sedimentdybde. Fra ca. 50 cm dybde til ca. 20 cm dybde viser bildet noe lysere farge igjen. Toppen av bilde, fra ca. 18 cm til 0 cm dybde, viser lagdeling. Som nevnt i metoden kan fargene i et optisk bilde si noe om det er minerogent eller organisk materiale i sedimentkjernen. Der lyse farger kan bety at kjernen inneholder minerogent materiale og mørke farger kan bety organisk materiale.



Figur 11: Røntgenbilde (venstre) og optisk bilde (høyre) av kjernen. Y-aksen viser dybden i cm.

4.4 Korrelasjonstest

Resultatene fått fra en Pearson-korrelasjonstest vises i Tabell 3, 4, 5, 6, 7, 8 og Tabell 9. Disse tabellene viser kun de elementene som har en korrelasjons verdi på $r > 0,5$. Det er ikke gjort korrelasjonstester med magnetisk susceptibilitet. I Appendiks A ligger resten av resultatene fått fra korrelasjonstesten som har en korrelasjonskoeffisient på $r \leq 0,5$.

De korrelasjonsverdiene som er over 0,5 sees på som gradvis sterkere korrelasjonsverdier og r -verdier på $\leq 0,5$ sees på som gradvis svakere korrelasjoner. Korrelasjonsverdier på $\geq 0,7$ sees på som sterke korrelasjoner. Korrelasjonskoeffisientene er rundet av til nærmeste desimal.

Tabellene viser kun de korrelasjonsverdiene som ligger over 0,5 da fokuset er på de elementene som korrelerer sterkt med hverandre. Tabell 3 viser korrelasjonskoeffisient mellom elementer og sedimentdyp. Tabellen viser at Si, K og Sr har høyest positiv korrelasjon med dypet. Korrelasjonen mellom Br og inc/coh og dypet er sterkt negativt med $r = -0,9$.

Tabell 3: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom ulike elementer og inc/coh og sedimentdypet.

Korrelasjon mot sedimentdyp	korrelasjonskoeffisient (r)
Si	0,8
K	0,8
Sr	0,7
Ti	0,6
Rb	0,6
Ba	0,6
Inc/coh	-0,9
Br	-0,9
Cl	-0,6

Tabell 4 viser hvordan det hovedsakelig minerogene elementet silisium (Si) korrelerer med andre elementer. Si korrelerer sterkt med K, Ti, Mn og Fe, men korrelerer best med K og Ti med r-verdier på 0,9 og 0,8. Br og Si korrelerer negativt med hverandre og har en r-verdi på -0,8.

Tabell 4: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom silisium og andre elementer.

Korrelasjon	korrelasjonskoeffisient (r)
Si:K	0,9
Si:Ti	0,8
Si: Mn	0,7
Si: Fe	0,7
Si:Rb	0,6
Si:Sr	0,6
Si:Ba	0,6
Si:Br	-0,8
Si:Cl	-0,6

Tabell 5 viser hvordan det hovedsakelig minerogene elementet kalium (K) korrelerer med andre elementer. De elementene som korrelerer sterkest med K er Ti, Mn, Fe og Rb som har r-verdier på 0,9 og 0,8. Br korrelerer negativt med K og har en r-verdi på -0,8.

Tabell 5: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom kalium og andre elementer.

Korrelasjon	korrelasjonskoeffisient (r)
K:Ti	0,9
K:Mn	0,8

K:Fe	0,8
K:Rb	0,8
K:Sr	0,6
K:Ba	0,6
K:Br	-0,8

Tabell 6 viser hvor mye det hovedsakelig minerogene elementet titan (Ti) korrelerer med andre elementer. Titan har en sterk korrelasjon med Mn og Fe med en r-verdi på 0,8. Br og Ti har en negativ korrelasjonsverdi på -0,7.

Tabell 6: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom titan og andre elementer.

Korrelasjon	korrelasjonskoeffesient (r)
Ti:Mn	0,8
Ti:Fe	0,8
Ti:Rb	0,7
Ti:Br	-0,7

Tabell 7 viser hvor mye mangan (Mn), jern (Fe) og zink (Zn) korrelerer med andre elementer. Mn har en sterk korrelasjon med jern og har en r-verdi på 0,9. Jern har en sterk korrelasjon med rubidium med en r-verdi på 0,7.

Tabell 7: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom mangan, jern og zink med andre elementer.

Korrelasjon	korrelasjonskoeffesient (r)
Mn:Fe	0,9
Mn:Rb	0,7
Mn:Zn	0,6
Fe:Rb	0,7
Fe:Zn	0,6
Zn:Rb	0,6

Tabell 8 viser hvor mye brom (Br), som indikerer marint organisk materiale, korrelerer med Sr og Ba. Hvor Br har negativ korrelasjon med begge elementene.

Tabell 8: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom brom og strontium og barium.

Korrelasjon	korrelasjonskoeffesient (r)
Br:Sr	-0,7
Br:Ba	-0,6

Tabell 9 viser hvor godt de ulike elementene korrelerer med inc/coh-forholdet. Inc/coh-forholder korrelerer positivt med brom og har en r-verdi på 0,9, som er en sterk korrelasjon.

Si, K, Ti og Sr er de elementene som korrelerer negativt med inc/coh, og har verdier på -0,8 og -0,7, som er en sterkt negativ korrelasjon.

Tabell 9: Viser korrelasjonskoeffisienten av forholdet mellom inc/coh og andre elementer.

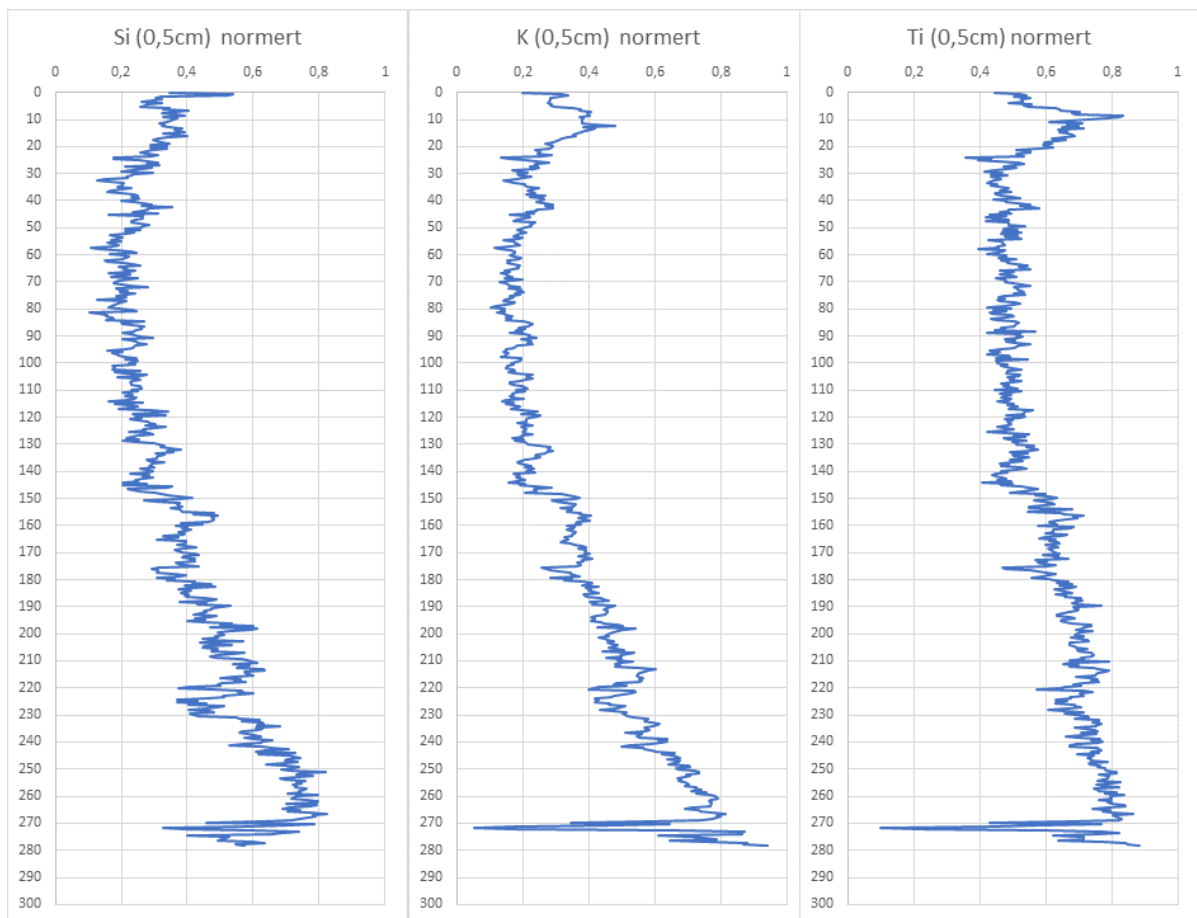
Korrelasjon	korrelasjonskoeffesient (r)
Br	0,9
Cl	0,6
Si	-0,8
K	-0,8
Sr	-0,8
Ti	-0,7
Rb	-0,6
Ba	-0,6

4.5 XRF-elementanalyse

Det er blitt laget 30 grafer basert på XRF-elementanalysen. Elementenes verdier er normerte. Verdiene normeres mellom 0 og 1. Høyeste verdi et element har vil få verdien 1. For elementene er det i tillegg tatt gjennomsnittsverdier kontinuerlig for hvert 0,5 cm intervall, noe som også fører til at de høyeste normerte verdiene er gjennomsnittsverdier (og dermed ikke når verdien 1). Av de 30 grafene laget er kun 10 valgt ut da disse viser variasjoner i sedimentkjernen som er mulige å bruke og tolke. Appendiks B viser de grafene som ikke er tatt med i resultatet. Disse er ikke tatt med da de ikke viser tydelige endringer gjennom sedimentkjernen.

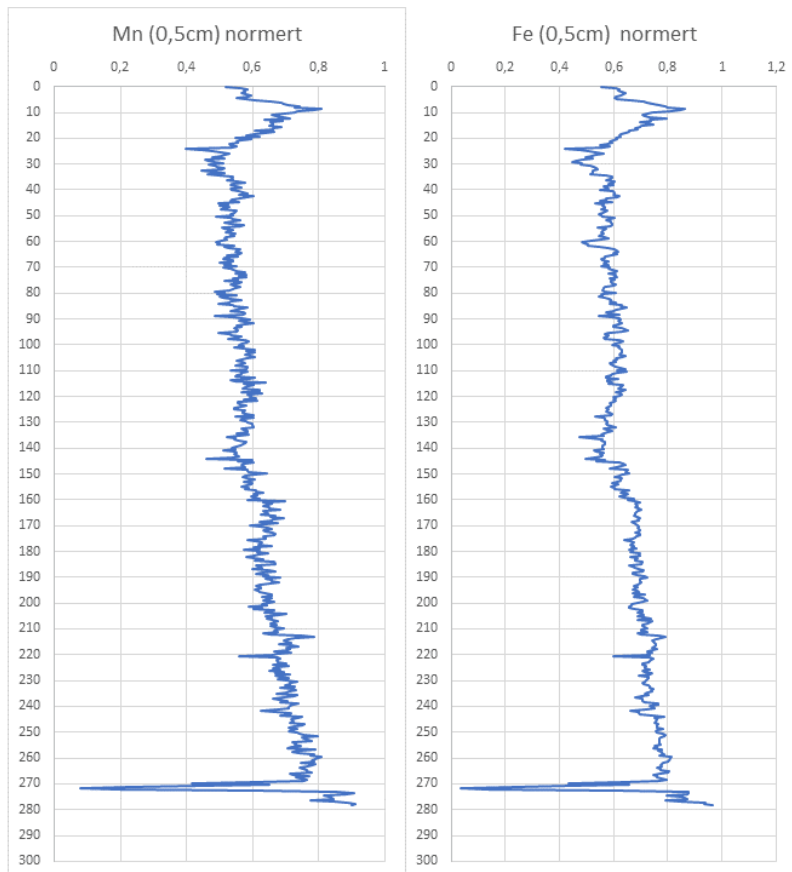
Silisium (Si), kalium (K) og titan (Ti) oppfører seg nokså likt, da disse elementene korrelerer sterkt med hverandre (Tabell 4). Si og K har en korrelasjonskoeffisient på 0,9. Si og Ti har en korrelasjon på 0,8. Ti og K har en korrelasjon på 0,9. Si, Ti og K har alle en brå nedgang av verdier ved ca. 271 cm dybde. Ved ca. 271 cm har Ti og K sine laveste verdier på ca. 0,1 og 0,05. Si har på 271 cm dybde en verdi på ca. 0,3, men er ikke den laveste verdien for Si. For Si skjer det en gradvis nedgang fra ca. 251 cm sedimentdyp. For Ti og K begynner nedgangen tidligere på et dyp på ca. 266 cm. På ca. 80 cm begynner det å skje en gradvis økning i grafene for K, Ti og Si. For Ti og K skjer det en større økning ved ca. 23 cm dyp, der Ti har en topp på et dyp på ca. 8,7 cm og K har en topp på ca. 12,2 cm. Deretter begynner verdiene igjen å synke gradvis mot toppen av sedimentkjernen. Si har ikke denne økningen ved 20 cm

sedimentdyp, men har en gradvis økning fra ca. 30 cm før den brått går ned ved toppen av sedimentkjernen. Se Figur 12.



Figur 12: Normerte grafer over elementene silisium (Si), titan (Ti) og Kalium (K). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.

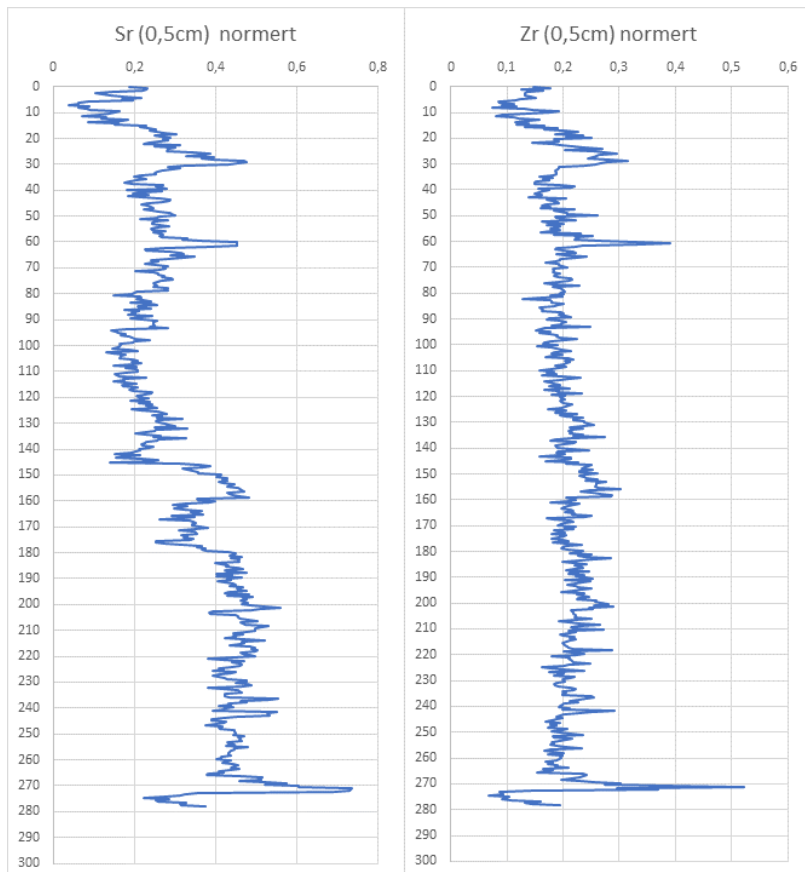
Mangan (Mn) og Jern (Fe) har en korrelasjonskoeffisient på 0,9. Begge har sine laveste verdier (0,07 og 0,04) hvor det er en brå nedgang på ca. 271 cm dybde. Etter denne brå endringen har Mn og Fe en svak gradvis nedgang fram til 150 cm dybde. Fra 150 cm dybde holder elementene seg relativt stabilt frem til ca. 23 cm dybde. Elementene har en økning fra ca. 23 cm til 9 cm dybde. Mn og Fe har sine største verdier ved ca. 9 cm dybde. Deretter synker verdiene igjen mot toppen av sedimentkjernen. Se Figur 13.



Figur 13: Normerte grafer over elementene mangan (Mn) og jern (Fe). Y-aksen viser sedimentdybde og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.

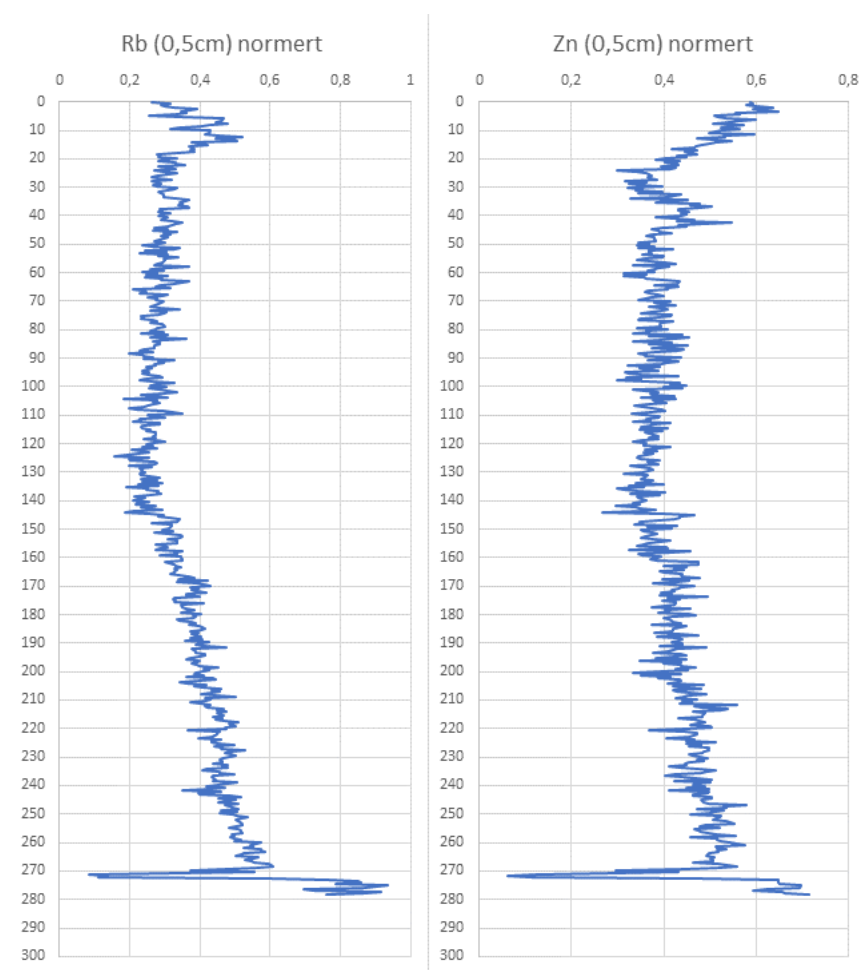
Figur 14 viser elementene Strontium (Sr) og Zirkonium (Zr). Sr og Zr har en korrelasjon koeffisient på 0,5. Både Sr og Zr har en brå økning i verdi ved ca. 270 cm dybde. For strontium er verdiene relativt konstant fra ca. 265 cm dybde til ca. 180 cm dybde. Ved ca. 180 cm har Sr en nedgang før det igjen skjer en økning ved ca. 160 cm dybde, etterfulgt av en gradvis nedgang, som igjen etterfølges av en brå nedgang. Fra ca. 140 cm dybde til ca. 40 cm dybde er Sr nokså stabil, med unntak av en brå økning ved ca. 60 cm dybde. Ved ca. 30 cm dybde har Sr igjen en positiv topp. Etter 30 cm dybde og opp til ca. 9 cm dybde er det en nedgang.

Etter den brå økningen ved ca. 270 cm dybde er Zr relativt stabil fram til ca. 180 cm hvor det skjer en svak nedgang i verdier frem til ca. 160 for så å få en svak stigning i verdi. Ved ca. 145 cm dybde begynner verdiene igjen å stabiliseres frem til ca. 30 cm, med unntak av en økt verdi ved ca. 60 cm dybde. Etter ca. 30 cm dybde er det en gradvis nedgang i Zr fram til ca. 9 cm dybde.



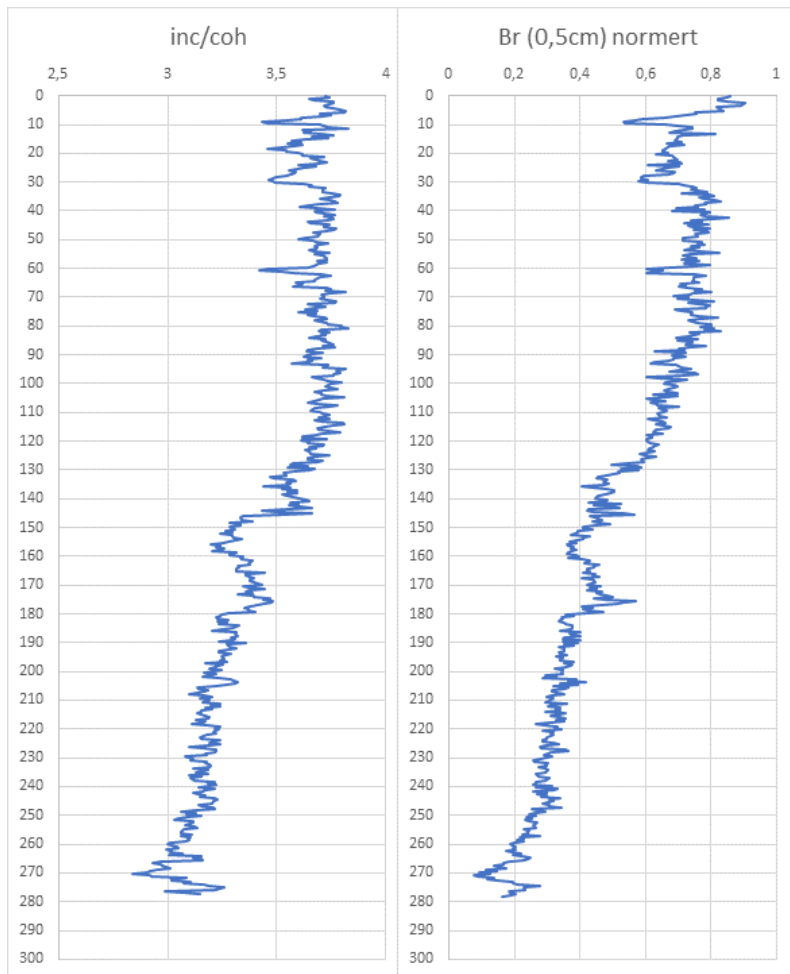
Figur 14: Normerte grafer over elementene strontium (Sr) og zirkonium (Zr). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.

Rubidium (Rb) og zink (Zn) har en korrelasjonsverdi på 0,6, og betyr at de korrelerer relativt godt med hverandre. Rb og Zn har en brå nedgang på et sedimentdyp på ca. 271 cm, og er den laveste verdien elementene har gjennom hele sedimentkjernen. Etter denne toppen begynner det å skje en svak og gradvis nedgang i verdier frem til ca. 140 cm dyp hvor det skjer en svak, gradvis økning i verdi. Nær toppen av sedimentkjernen begynner Rb og Zn å bevege seg i motsatt retning av hverandre. Rb får en større økning på ca. 19 cm dyp for så å få en økt nedgang fra ca. 7 cm til toppen av sedimentkjernen. Zn har derimot en relativt stor økning i verdi fra ca. 24,2 cm frem til toppen av sedimentkjernen. Se figur 15.



Figur 15: Normerte grafer over elementene rubidium (Rb) og zink (Zn). Y-aksen viser sedimentdyb og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.

Brom (Br) og inkoherens/koherens (inc/coh) grafene har en høy korrelasjonskoeffisient på $r=0,9$, og har dermed en sterk korrelasjon med hverandre. Fra et sedimentdyb på ca. 270 cm stiger verdien av brom og inc/coh gradvis oppover gjennom hele sedimentkjernen. Rundt ca. 180 cm skjer det en økning i begge grafene, og ved ca. 160 cm skjer det en nedgang i grafene før verdiene gradvis øker igjen mot toppen av sedimentkjernen. Ved ca. 60 cm skjer det en brå nedgang i verdi for både inc/coh- og Br-grafene før verdien igjen øker. På et sedimentdyb på ca. 30 cm begynner brom å synke i verdi for igjen å øke frem til 10 cm. Her får brom en brå nedgang med en verdi på ca. 0,53. Inc/coh har også en nedgang her, men ikke av like stor grad slik som ved brom. Inc/coh-grafen har også flere brå nedganger nær toppen av sedimentkjernen. En på ca. 30 cm, en på ca. 20 cm og ved ca. 10 cm. Se figur 16.



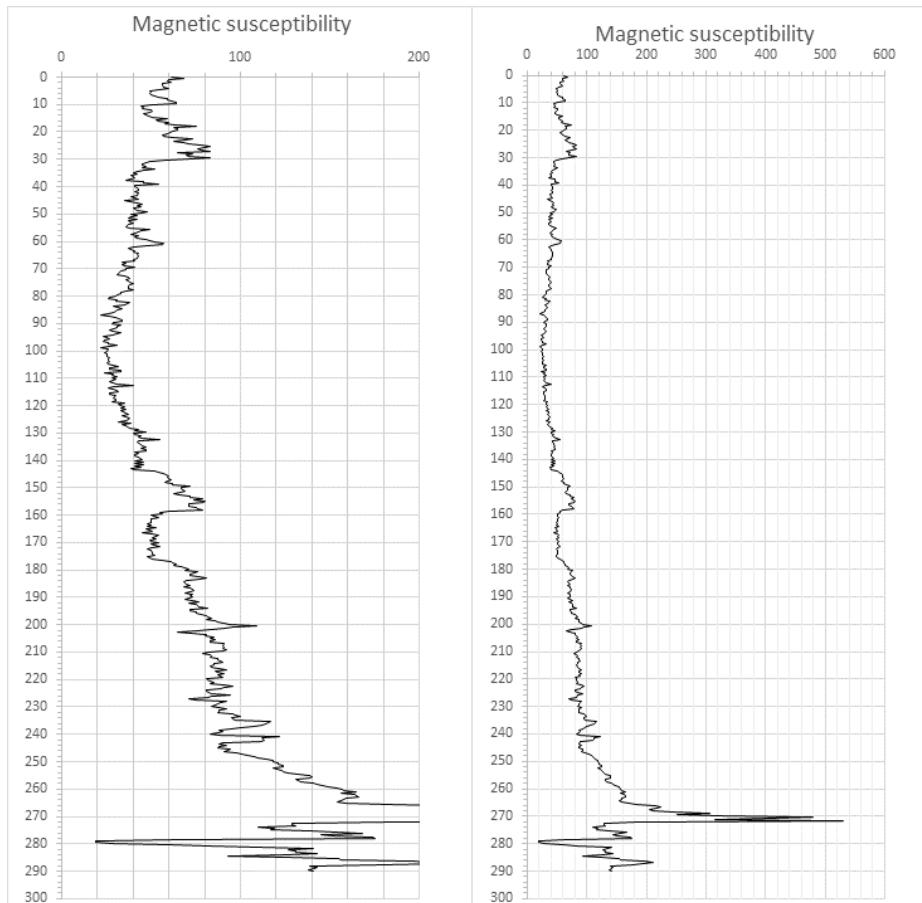
Figur 16: Grafer over inc/coh (normert) og elementet brom (Br) (normert). Y-aksen viser sedimentdyp og x-aksen viser normerte elementkonsentrasjoner.

4.5 Magnetisk susceptibilitet

Resultatet for magnetisk susceptibilitet for sedimentkjernen vises i Figur 17. Den magnetiske susceptibiliteten viser seg å være motsatt av inc/coh-grafen og Br-grafen (Figur 16). Økte verdier av organisk materiale vil gi lavere verdier av magnetisk susceptibilitet. Ved økt minerogent materiale vil det være større verdier av magnetisk susceptibilitet. Et eksempel som kan vise dette er ved ca. 271 cm hvor det er et høyere utslag på den magnetiske susceptibiliteten i sedimentkjernen, men i grafene for inc/coh og Br er det en nedgang.

Grafen for magnetisk susceptibilitet viser en brå nedgang i verdi ved 280 cm dybde, etterfulgt av en sterk økning i verdi ved ca. 271 cm dybde. Verdien ved ca. 271 cm dybde er den største verdien av magnetisk susceptibilitet igjennom kjernen. Fra ca. 271 cm dybde har magnetisk susceptibilitet en nedgang fram til ca. 250 cm dybde. Deretter en gradvis

nedgang, med noen variasjoner, fram til 160 cm dybde. Ved 160 cm dybde skjer det en økning av verdi, etterfulgt av en ny gradvis nedgang fram til ca. 100 cm dybde. Fra ca. 100 cm fra til ca. 30 cm dybde er en svak gradvis økning. Ved ca. 30 cm dybde er en økning, etterfulgt av en gradvis nedgang til 10 cm dybde. Se figur 17.



Figur 17: Grafer over magnetisk susceptibilitet. Grafene viser det samme, men grafen til venstre er forstørret for å tydeligere vise variasjoner i grafen. Y-aksen viser sedimentdyb og x-aksen viser konsentrasjonen av magnetisk susceptibilitet.

5 Diskusjon

5.1 Geokjemiske indikatorer

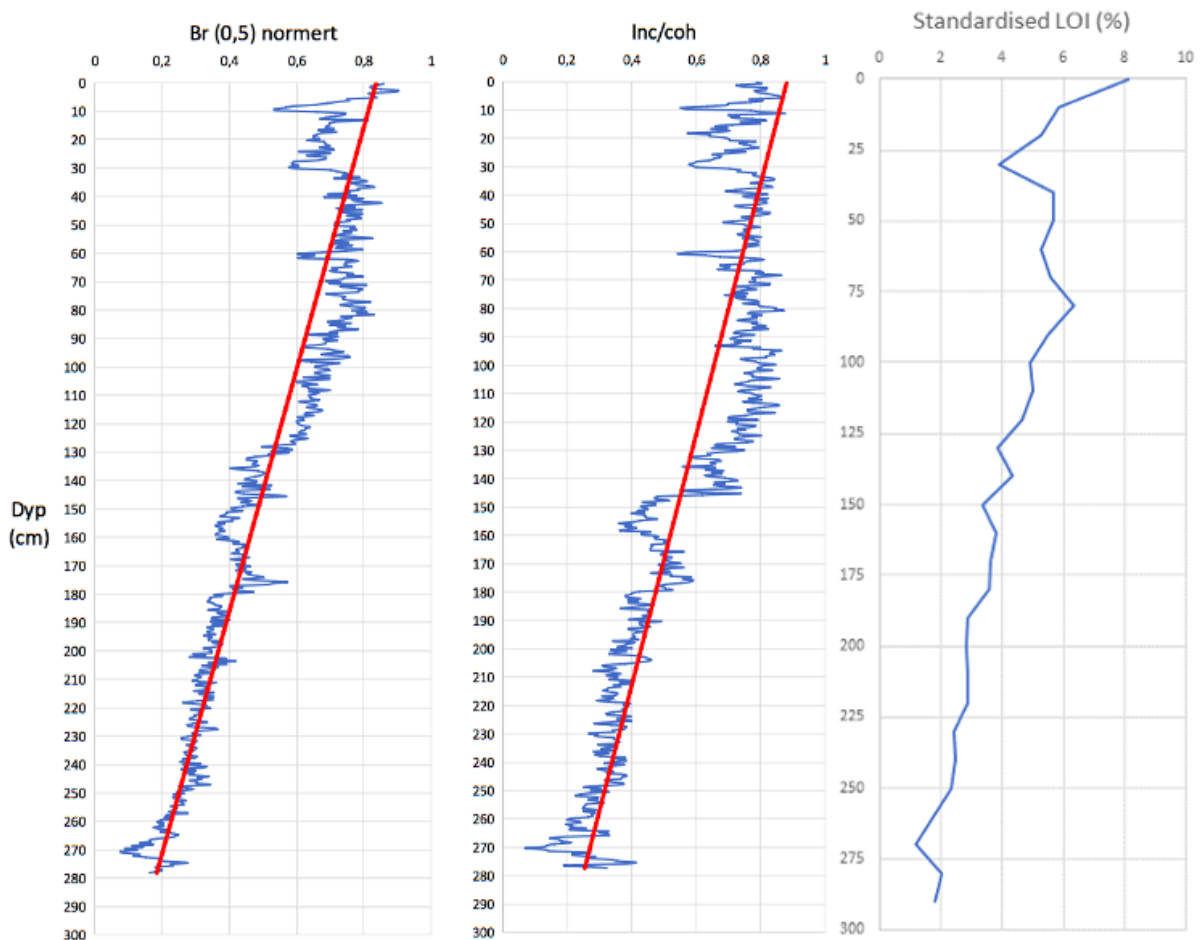
5.1.1 Organisk materiale

Brom kan være en indikator på marint organisk materiale da marine organismer produserer brom (Rothwell & Croudace, 2015). Terrestrisk organiske materiale inneholder ubetydelige mengder brom sammenlignet med marint organisk materiale (Rothwell & Croudace, 2015), og dermed kan brom tolkes som indikator på marint organisk materiale.

Inc/coh-forholdet kan si noe om innholdet av både organisk materiale og minerogent materiale. Økende verdier for inc/coh-forholdet kan tyde på at sedimentet er mindre fast, og kan dermed tolkes som en økning av organisk materiale i sedimentet i forhold til minerogent materiale. Dette er fordi organisk materiale er mindre koherent enn det minerogene materiale. Lavere verdier av inc/coh-forholdet vil si at sedimentet er fastere og kan tolkes som mer minerogent materiale (Grønlund, 2021).

LOI viser de totale mengdene av organisk materiale som er i sedimentkjernen, det vil si både marint organisk materiale og terrestrisk organisk materiale. LOI kan sammenlignes med brom, og dersom grafene for LOI og Br ligner kan dette bety at det organiske materiale i sedimentkjernen består i større grad av marint organisk materiale enn av terrestrisk organisk materiale.

Figur 18 viser hvordan Br, inc/coh og LOI endrer seg gjennom sedimentkjernen. De tre grafene ser relativt like ut og har den samme økende trenden. Ved hjelp av lineær regresjonsanalyse beviser denne metoden at Br og inc/coh har en lignende stigning. Da LOI er et resultat fra Bollingberg (2021) er det ikke utført en lineær regresjonsanalyse av LOI. LOI er relativt lik Br og inc/coh og tolkes dermed likt med disse. Verdiene av Br, inc/coh og LOI tolkes til å være for det meste påvirket av innholdet marint organisk materiale, og at det er lite tilførsel av terrestrisk organisk materiale. Dermed vil ikke det terrestriske organiske materiale påvirke verdiene til inc/coh og LOI like mye som det marint organiske materiale.



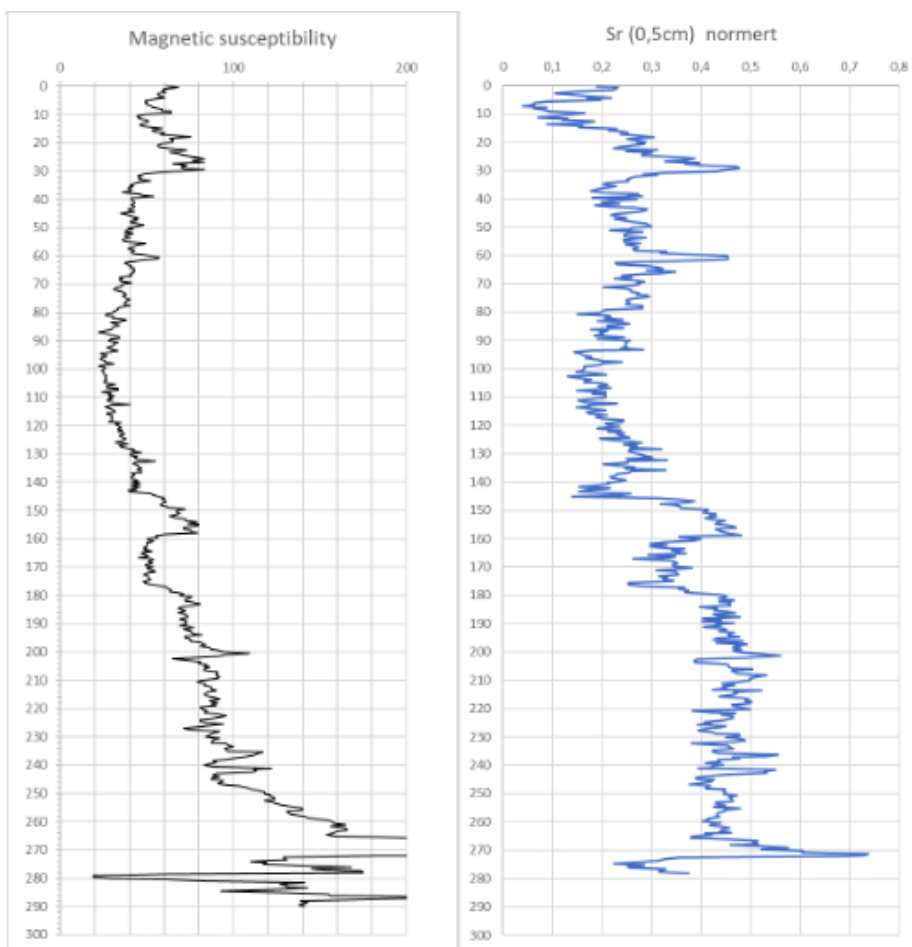
Figur 18: Grafer av inc/coh (normert), Br og LOI. Den røde trendlinjen laget ved regresjonsanalyse viser en økende trend blant det organiske materiale.

5.1.2 Minerogent materiale

Silisium (Si) er et vanlig grunnstoff, der jordskorpen inneholder ca. 28 % Si. Silisium er et vanlig element i de fleste mineraler, for eksempel kvarts og feltspater. Silisium kan derfor avsettes i fjorder fra forvitring. Kalium (K) er sammen med Si et element som kan være indikatorer på minerogent materiale. Disse to elementene opptrer ofte i samme mineral, siden silikatmineraler, som inneholder Si, er en av de viktigste og hyppigste mineraltypene i jordskorpa (Rothwell & Croudace, 2015). Eksempler på mineraler som er bestående av K og Si er kalifeltspater (ortoklas og mikroklin) og i glimmermineralet biotitt (Tabell 2). Disse mineralene opptrer i noen av bergartene, ortopyroksengneis og tonalittisk gneis, rundt området hvor sedimentkjernen ble tatt (Tabell 1 og Figur 2). Titan (Ti) brukes også som en indikator på minerogent materiale da Ti ikke er involvert i biologiske prosesser (Rothwell & Croudace, 2015).

Jern (Fe) og mangan (Mn) korrelerer sterkt med hverandre og med Ti, og tolkes til å være indikatorer på minerogent materiale. Jern er et vanlig grunnstoff i jordskorpen og kan brukes til å tolke variasjoner i terrigen sedimenttilførsel (Rothwell & Croudace, 2015). Mangan er også et vanlig grunnstoff som finnes i mineralgrupper som oksider, silikater og karbonater (Rothwell & Croudace, 2015). For eksempel forekommer Fe i mineraler som pyroksen, amfibol, biotitt og kloritt (Tabell 2).

Strontium (Sr), et jordalkalimetall, kan i likhet med kalsium (Ca) bli dannet av forkalkning fra marine organismer. Strontium (Sr) kan også ha terrestrisk minerogent opprinnelse (Rothwell & Croudace, 2015). I sedimentkjernen (GS20-229-03GC) fra Sogndalsfjorden har Sr sterk negativ korrelasjon på -0,7 med Br, en indikator for marint organisk materiale, og positiv korrelasjon på 0,6 med både Si og K. I tillegg er det sterke likheter mellom grafen til Sr og grafen til magnetisk susceptibilitet (Figur 19). Med dette tolkes Sr i dette tilfellet til å være en indikator for minerogent materiale.



Figur 19:: Grafer over magnetisk susceptibilitet til venstre og strontium til høyre.

Rubidium (Rb) er et vanlig element som finnes i flere bergartsdannende mineraler. Rubidium har flere like egenskaper med kalium (K). Dette gjør at Rb og K ofte opptrer sammen i mineraler, eksempelvis feltspat, muskovitt eller biotitt (Rothwell & Croudace, 2015). Korrelasjonstesten som er gjort viser at Rb og K har sterk korrelasjon på 0,8. Dette tyder på at Rb og K kan komme fra samme kilde, og at det er en indikator på minerogent materiale.

Sink (Zn) er ikke et vanlig element i marine miljø, og brukes ofte til å se antropogene forurensninger blant annet i fjorder. Økt Zn kan også bety betydelig høy tilførsel av terrestrisk minerogent materiale (Rothwell & Croudace, 2015). Det anses som mindre sannsynlig at det hersket antropogen forurensning gjennom hele Holocen. Sink tolkes dermed for å være en indikator på minerogent materiale.

Zirkonium (Zr) kommer hovedsakelig ifra det motstandsdyktige mineralet zirkon, et vanlig mineral i jordskorpen. Økt mengde Zr kan ofte tyde på økt mengde av grovere sediment. Høye mengder Zr kan også bety askelag (Rothwell & Croudace, 2015). Litologien i kjernen viser ikke antydning på askelag. Zirkonium blir dermed tolket som en indikator på minerogent materiale.

Magnetisk susceptibilitet indikerer innhold av minerogent materiale. Organisk materiale er ikke magnetisk og vil ikke kunne slå ut på magnetisk susceptibilitet. Hvis det da er lave verdier av magnetisk susceptibilitet kan dette bety lavere verdier av minerogent materiale og større verdier av organisk materiale (Croudace & Rindby, 2006).

Elementene Si, K, Ti, Fe, Mn, Sr, Rb, Zn, Zr og magnetisk susceptibilitet tolkes derfor som indikatorer for minerogent materiale i sedimentkjernen da mange av disse elementene korrelerer sterkt med hverandre, og korrelerer negativt med Br og inc/coh. Silisium (Si) korrelerer sterkt med K, Ti, Mn og Fe, og korrelerer relativt sterkt med Sr og Rb.

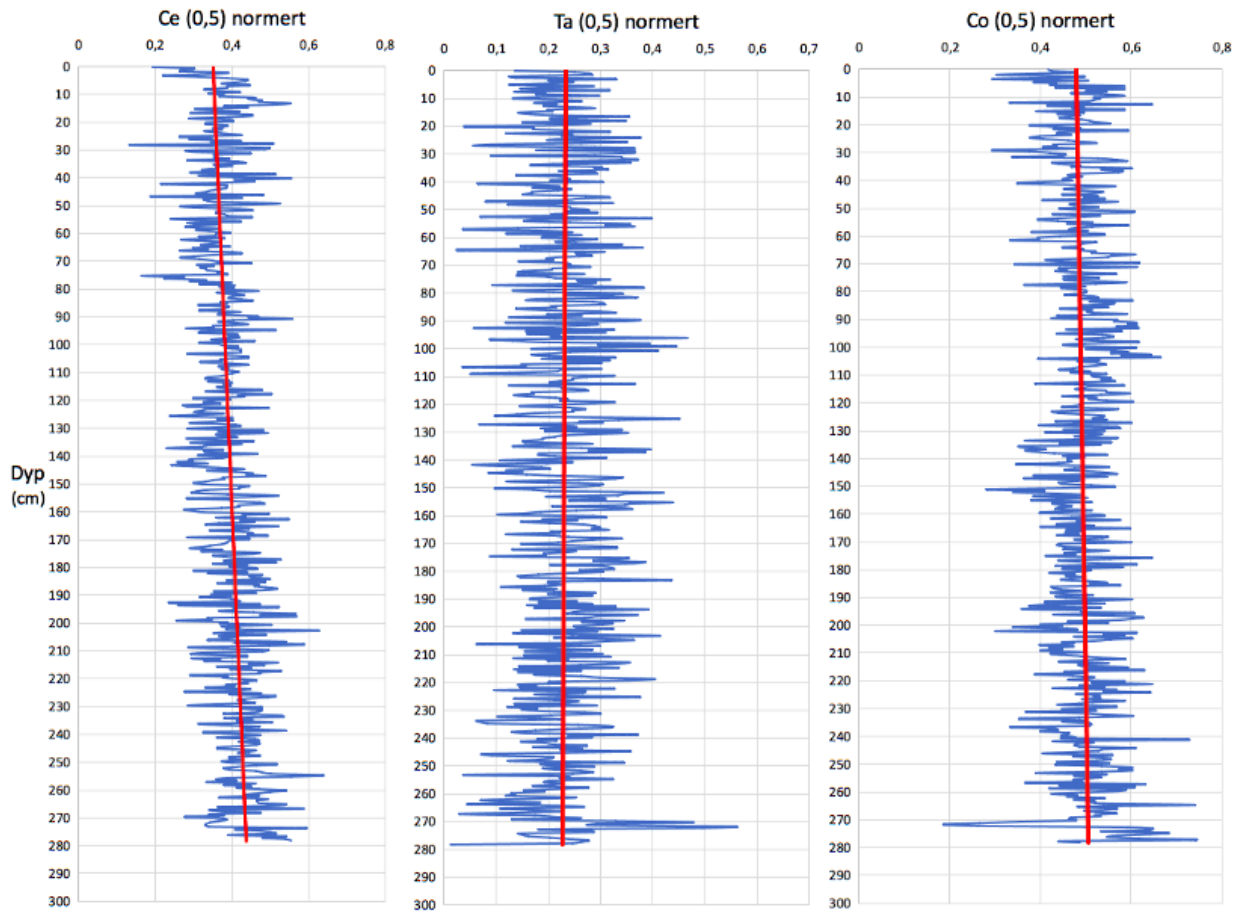
Korrelasjonskoeffisienten mellom Si og disse minerogene elementene ligger mellom 0,9 og 0,6 (Tabell 4). Sink (Zn) er et element som korrelerer relativt sterkt med Mn, Fe og Rb (Tabell 7), og kan dermed også tolkes som en indikator på minerogent materiale.

5.2 De mest fremtredende endringene i den geokjemiske sammensetningen av den holocene sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden

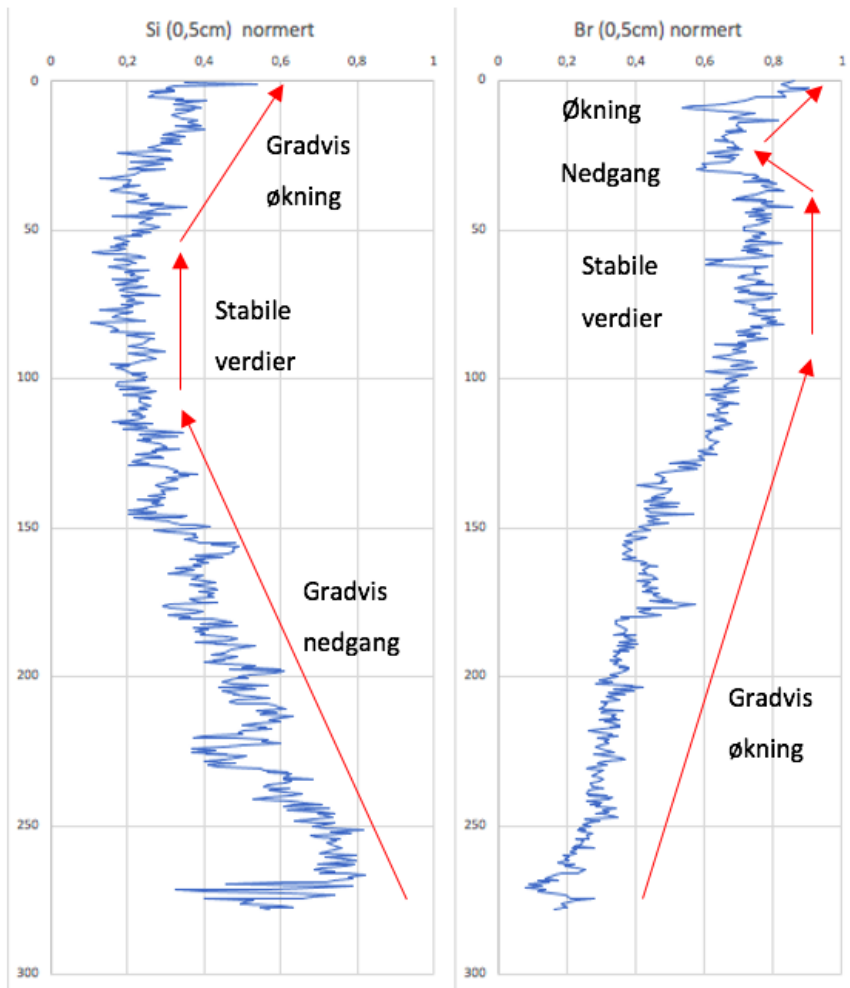
Den geokjemiske sammensetningen til sedimentkjernen endres gjennom kjernen for noen av elementene, men det er også elementer i sedimentkjernen som ikke har store variasjoner i verdier. I dette kapitlet sees det nærmere på hvilke elementer som har en betydelig endring i den geokjemiske sammensetningen. Elementene med betydelige endringer skal diskuteres videre i tolkningskapitlet 5.3.

Grafene viser alle endringer i elementenes verdi. Hvis det ikke hadde vært noen endringer i verdiene til et element ville grafene vært en vertikal linje. Selv om alle elementene har en endring i verdi, har noen av disse elementene en ubetydelig endring. Det vil si at verdiene til noen av elementene er stabile gjennom hele sedimentkjernen med ingen tydelige variasjoner eller topper. Elementene Ce, Ta og Co tolkes til å ha ubetydelige endringer, som vist ved hjelp av lineær regresjon (Figur 20). Regresjon gir en trendlinje som kan gi informasjon om et element har en betydelig endring eller ikke. Figur 20 viser at Ce, Ta og Co har relativt vertikale linjer og tolkes til å ha ubetydelige endringer i verdier. Elementer med en slik ubetydelig endring vil ikke bli tatt med videre i tolkningen.

Elementene som blir satt i fokus er de elementene som har betydelige variasjoner i verdiene. Det vil si der grafene har en plutselig økning eller nedgang av konsentrasjonen av elementet (topper) eller en tydelig gradvis økning eller nedgang i verdier. Figur 21 viser elementgrafene til Si og Br. De røde pilene i figur 21 viser hvordan elementenes verdier endrer seg gjennom grafen, der det tydelig vises hvordan både en økning og en nedgang i verdi opptrer. Disse endringene tolkes som betydelige endringer. Elementene som har slike økninger og nedganger i verdier diskuteres videre i tolkningskapitlet 5.3.



Figur 20: Elementene Ce, Ta og Co viser relativt jevne variasjoner gjennom kjernen. Unntak av at det er en nedgang i mengde Co på bunnen av kjernen, en oppgang av Ta i bunnen av kjernen og en liten nedgang av Ce ved toppen av kjernen. De røde trendlinjene, laget ved regresjonsanalyse, gir en indikasjon på at mengden av disse elementene holder seg relativt stabilt gjennom kjernen.

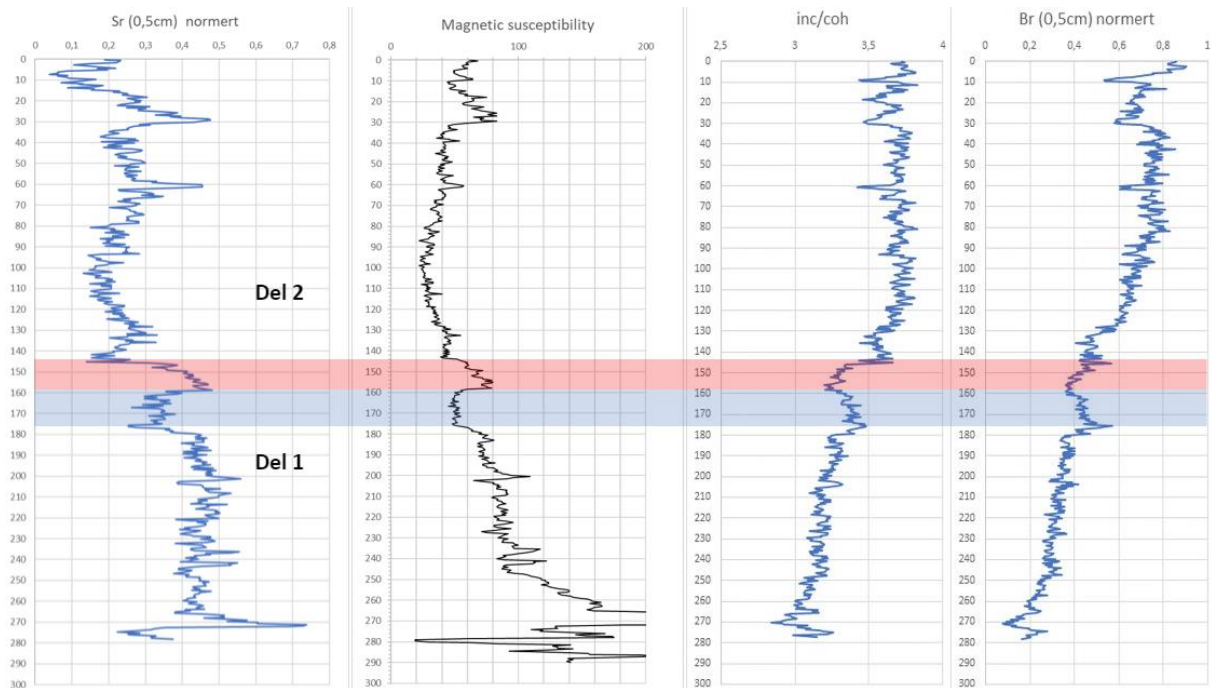


Figur 21: Viser elementene Si og Br. Disse elementene viser tydelige variasjoner der mengden Si synker gradvis mot toppen av kjernen før den igjen øker. Br viser en gradvis økning hvor det skjer en brå nedgang av brom nær toppen av kjernen før den igjen stiger. De røde pilene viser endringene i grafene.

Magnetisk susceptibilitet og Sr har en tydelig endring eller forstyrrelse på ca. 180 cm dybde, der det er en brå nedgang i verdi for så å få en brå økt verdi ved, ca. 160 cm dybde se figur 22. Br og inc/coh, viser det motsatte, hvor de starter med å ha en økning i verdi for så å ha en brå nedgang i verdi. Nedgangen i de minerogene indikatorene kan bety at det er lavere tilførsel av minerogent materiale, og/eller større mengder av marint organisk materiale (Figur 22, blå del). Den etterfølgende økningen av minerogent materiale på ca. 160 cm kan bety økt tilførsel av minerogent materiale og/eller mindre mengder marint organisk materiale (Figur 22, rød del).

Denne forstyrrelsen som starter ved ca. 180 cm dyp dateres til 6000 år BP fra å bruke den

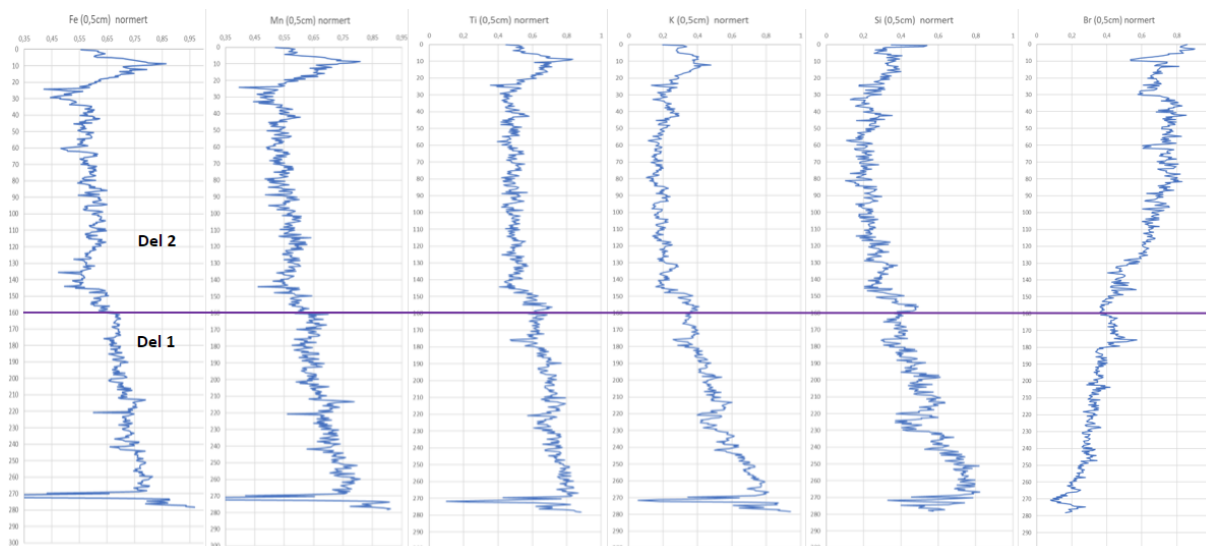
lineære sedimentasjonsraten av Bollingberg (2021). Sjögren (2021) bruker år 6500 BP som slutten av Holocen klimaoptimum. Forstyrrelsen mellom ca. 180 cm dyp og ca. 145 cm dyp kan tolkes til å være en overgangsperiode etter Holocene klimaoptimum, som senere beskrives i tolkningskapittelet 5.3.



Figur 22: Viser grafene Sr, magnetisk susceptibilitet, inc/coh og Br. Blåfargen indikerer lavere verdier av minerogent materiale og økte verdier av marint organisk materiale. Rødfargen indikerer høyere verdier av minerogent materiale og lavere verdier av marint organisk materiale.

Verdiene for Fe, Mn, K, Ti og Si viser til en todeling der det gradvis går fra høyere verdier til lavere verdier oppover i kjernen. Br viser også til denne todelingen, der Br går fra lavere til høyere verdier. Den gradvise endringen i grafene blir videre omtalt som en todeling, der nedre del av kjernen omtales som Del 1 og den øvre del av kjernen omtales som Del 2. Todelingen er vist i figur 23, der et skille er plassert ved 160 cm dypde. Før 160 cm dypde har Fe, Mn, K, Ti, Si generelt sett høyere verdier og Br har lavere verdier (Del 1). Ved ca. 160 cm dypde starter en nedgang i verdiene for de minerogene elementene og en økning i marint organisk materiale (Del 2). Todelingen i grafene diskuteres nærmere i tolkningskapittelet 5.3.

I toppen av Del 2 har Fe, Mn, Ti og K har en tydelig endring eller forstyrrelse i verdier fra ca. 25 cm dypde og oppover. Denne endringen i verdier for Fe, Mn, Ti, K og Si kan tyde på en endret trend i avsatt minerogent materiale.



Figur 23: Elementer som viser en generell todeling av grafene. Del 1 viser høyere verdier av de minerogene elementer, og lavere verdier for brom. Del 2 viser lavere verdier av de minerogene elementer og høyere verdier av brom, sammenlignet med del 1

5.3 Tolkningen av de mest fremtredende endringene i den geokjemiske sammensetningen av sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden

Grafene viser en signifikant endring i den geokjemiske sammensetningen midtveis i kjernedyp. Grafene har en todeling, der Del 1 er den nedre delen av grafene og Del 2 er den øvre delen av grafene (Figur 23). Del 1 har generelt mer minerogent materiale og/eller mindre marint organisk materiale. Del 2 har generelt mindre minerogent og/eller mer marint organisk materiale.

5.3.1 Tolkning 1: Landheving

De minerogene elementene viser en gradvis reduksjon i verdier fra bunn til topp (Figur 23), med to unntak. Det er varierende verdier mellom ca. 180 cm og 145 cm sedimentdyp for noen elementer, spesielt strontium (Figur 22), og fra ca. 25 cm dybde til toppen for de fleste minerogene elementer. For det marint organiske viser brom en gradvis økning fra bunn til topp, med unntak av en variasjon mellom ca. 180 cm og ca. 145 cm dybde (Figur 22) og fra 30 cm dybde til toppen.

Den gradvise økningen i brom fra bunn til topp (Figur 23) trenger ikke bety økt produksjon av

marine organismer, men kan skyldes en nedgang av oksygen i fjordbassenget og dermed en økt bevaring av det organiske materiale i sedimentene. En nedgang i oksygen kan skyldes en svakere vannutveksling i fjordbassenget. Mindre tilgjengelig oksygen reduserer nedbrytingen av marint organisk materiale (Strøm, 1938). Isostatisk nedpressing av jordskorpen under istiden som senere førte til landheving kan ha forsterket terskelen sin funksjon som en barriere mellom nytt vann og eldre bassengvann (Ramberg et al. 2006). Landhevingen kan dermed ha resultert i mindre vannutveksling og mindre tilført oksygen til bassenget. Når mindre marint organisk materiale brytes ned, vil det bli værende mer marint organisk materiale i sedimentet som vil gjenspeiles i en økt mengde brom, til tross for jevn produksjon av marine organismer.

Det er mulig at det gjennom Holocen var en stabil og jevn tilførsel av minerogent materiale. Den gradvise nedgangen i minerogent materiale kan være koblet til en gradvis økning i marint organisk materiale. Dersom det minerogene materiale har en konstant og jevn tilførsel samtidig som det marint organiske materiale øker, vil det minerogene materiale reduseres i forhold til det marine organiske materiale. Det er dermed mulig at både tilførselen av minerogent materiale og produksjonen av marine organismer var relativt jevnt gjennom Holocen. Endringen av verdier til minerogent materiale og marint organisk materiale som leses av grafene kan skyldes en gradvis reduksjon i tilgjengelig oksygen i fjordbassenget som et resultat av landhevningen etter siste istid (Ramberg et al. 2006).

5.3.2 Tolkning 2: Klimaendring

Todelingen i grafene kan også skyldes endring i klima. Ifølge Sjögren (2021) kan det holocene klimaoptimum plasseres mellom 9.500 år BP og 6.500 år BP, og videre skal en gradvis reduksjon i temperatur skal ha startet etter år 6.500 BP.

Større verdier av minerogent materiale i Del 1 av grafene til sedimentkjernen kan være et resultat av varmere klima i tidlig og midt Holocen. Ifølge Andersen et al. (2004) kan det varmere klimaet i Holocene klimaoptimum være en effekt av en sterkere atlantehavsstrøm og/eller generelt varmere havoverflatetemperatur i østlig del av De Nordiske hav.

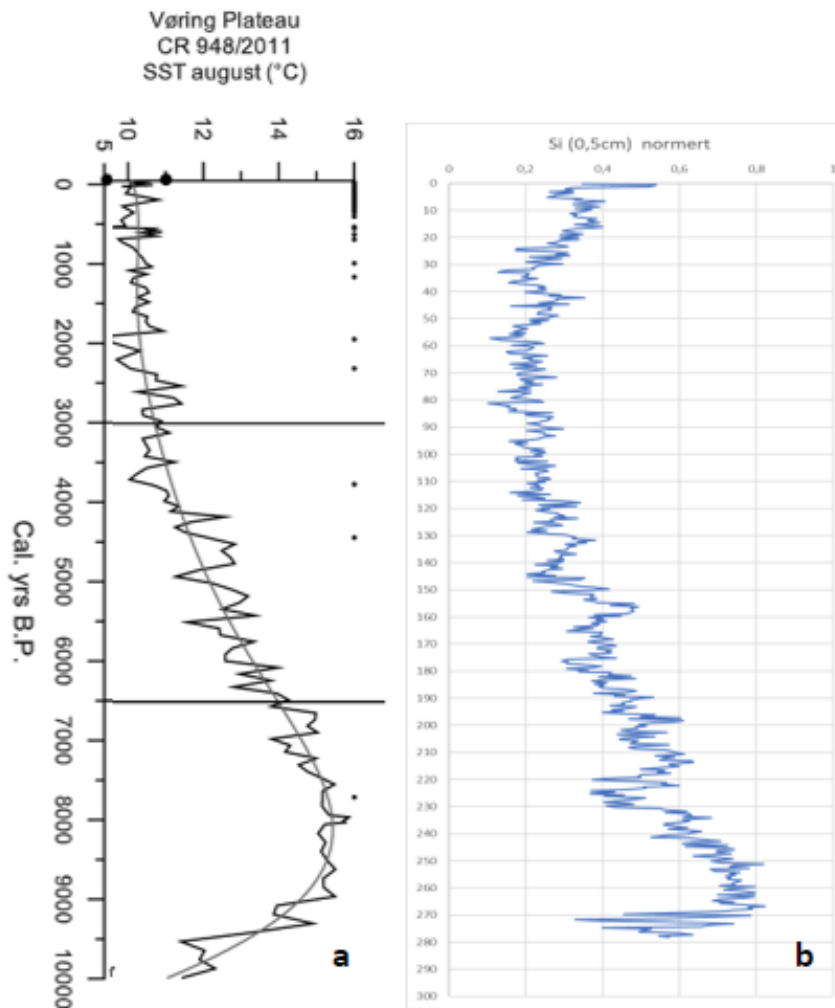
Havoverflatetemperatur i De Nordiske Hav er påvirket av havstrømmer fra Nordatlanten,

som igjen vil påvirke temperaturen på land (Moros et al. 2004). Et varmere klima kan ha ført til økt kjemisk forvitring som kan ha økt tilførselen av minerogent materiale til fjordbassenget. Figur 24 viser havoverflatetemperatur ved Vøringplatået mot det minerogene elementet silisium.

Nedbør og vannføring vil også påvirke det minerogene materiale i fjordbassenget. Kornstørrelsen til fluvial transporterte sedimenter er grovest i øvre delen av fjorden, lengre ned i fjorden avsettes finere kornpartikler ettersom vannhastigheten kan ha vært lavere (Syvitski et al. 1986). Ved større vannføring i elver fra perioder med økt nedbør, vil det kunne transporteres mer materiale og avsettes grovere og mer partikler lengre ut i fjorden. De større verdiene av minerogent materiale i Del 1 av kjernen kan dermed også skyldes et klima med mer nedbør.

Del 2 av grafen har generelt sett lavere verdier av de minerogene elementer og høyere verdier av marint organisk materiale. Et kaldere klima vil redusere minerogene sedimenter tilført fra kjemisk forvitring. Dette vil igjen kunne føre til mindre avsatt mengder minerogent materiale i fjordbassenget. I tillegg kan et tørrere klima føre til redusert vannføring i elver som gir mindre transportert og avsatt minerogent materiale i fjordbassenget. Med en lavere minerogen avsetningsrate vil det være høyere verdier av marint organisk materiale sammenlignet med det minerogene materiale.

Med en antatt lineær sedimentasjonsrate på 0,03cm/år (Bollingberg, 2021) vil todelingen på 160 cm dybde være ca. 6000 år BP, som tidligere nevnt. Dette kan stemme overens med hvordan Andersen et al. (2004) beskriver endringen i havoverflatetemperaturen i Holocen, med en skiftene trend fra varmere til gradvis kaldere temperaturer etter år 6.500 år BP. Det er derfor mulig at det Holocen Klimaoptimum kan sees i Del 1 av kjernen med varmere temperaturer og/eller med nedbør, med en gradvis klimaforandring mot kaldere temperaturer og/eller et tørrere klima i Del 2 av kjernen.



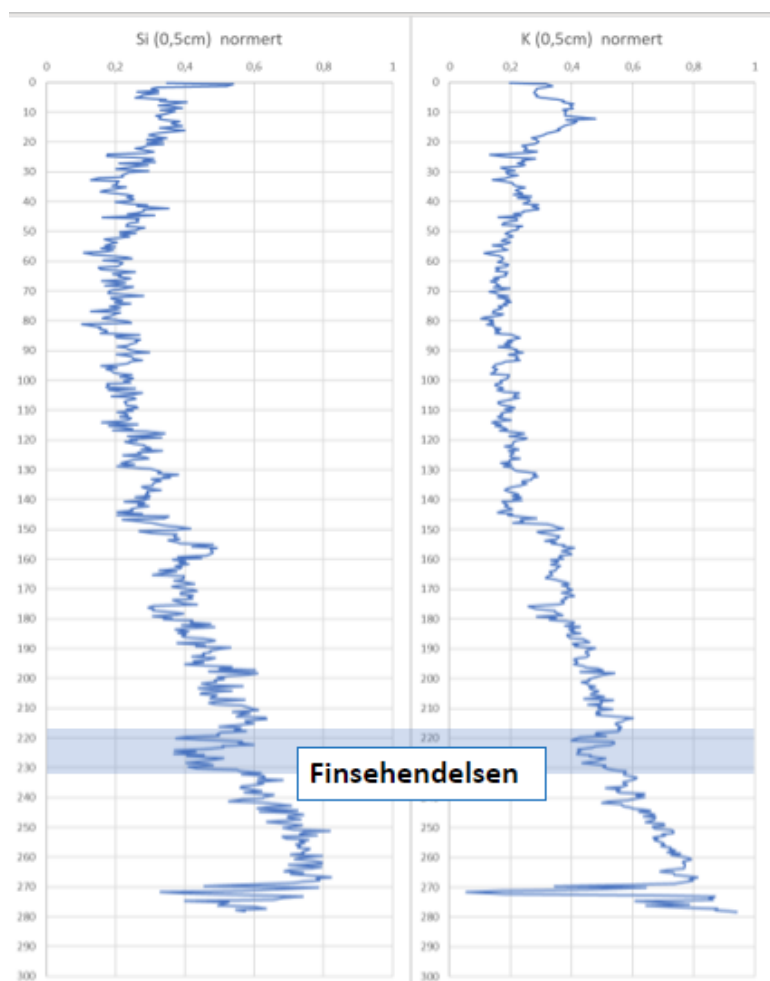
Figur 24: Figur a: fra Andersen et al. (2004). Viser rekonstruert havoverflatetemperatur for Vøringplatå plottet mot kalender år BP. Figur b: elementgraf til silisium.

Det er flere steder på Vestlandet dokumentert et framrykk av isbreer rundt år 8.200 BP (8.2ka event) (Nesje et al. 2005) og omtales som finsehendelsen. En akselererende smelting av innlandsisen i Nord-Amerika er tolket til å ha redusert den atlantiske havstrømmen mot Skandinavia, som har ført til en temperaturnedgang (Matero et al. 2017).

Innsjøer og vann som ligger nære isbreer kan ha blitt direkte påvirket av framrykk under finsehendelsen. I slike innsjøer og vann kan man se økte mengder minerogent materiale som resultat av at isbreene har produsert mere minerogent sediment grunnet erosjon. I fjordbassenget ved Sogndalsfjorden vil isbreene under Holocen ikke ha hatt like stor påvirkning på sedimentene, da isbreene var for lang unna.

Dersom varme temperaturer og kjemisk forvitring er en viktig faktor for det avsatte minerogent materiale i Del 1 av kjernen, kan en kuldeperiode med mindre regn ha minket mengden minerogent materiale transportert fra elver og ut i fjordbassenget.

Finsehendelsen ser ikke ut til å vises tydelig på noen av elementgrafene. Silisium, og noe svakere for kalium, kan mellom ca. 220 cm og 230 cm dybde tolkes som en endring i avsatt minerogent materiale. Silisium og kalium har mellom 220 cm og 230 cm dybde mindre verdier av minerogent materiale (Figur 25). Kaldere klima kan ha redusert den kjemiske forvitringen av silisium og kalium, og en kan derfor ikke utelukke at Finsehendelsen står bak nedgangen av silisium og kalium mellom ca. 220 og 230 cm dybde.



Figur 25: Viser grafene for Si og K. Blåfargen viser hvor Finsehendelsen kan tolkes å være.

Rundt samme tid som Finsehendelsen er det over flere steder langs Norges kyst, inkludert Vestlandet, dokumentert tsunamiavsetninger fra Storegaskredet (Bondevik et al. 1996).

Kreftene til en tsunami ville kunne forstyrret sedimentene i fjordbassenget og avsatt grovere korn med en videre oppoverfining, og gjerne avsatt rester av skjellfragmenter og terrestrisk organisk materiale (Bondevik et al. 1997). Sedimentkjernen fra Sogndalsfjorden har et sandlag, men sandlaget har ingen tydelig oppoverfining. Som nevnt tidligere, er LOI og Br begge indikatorer for marint organisk materiale. Dersom det skulle være en økning i terrestrisk organisk materiale ville det kunne vises i grafen for LOI. LOI viser ingen tydelig endring som er ulik endringene sett i Br.

Likevel kan det ikke utelukkes at Storeggatsunamien kan stå bak mindre endringer i den geokjemiske sammensetningen. Storeggatsunamiens styrke inn til Sogndalsfjorden er vanskelig å anslå. Det er altså mulig at Storeggatsunamien hadde en minimal påvirkning på sedimentene i Sogndalsfjorden, som ikke kan sees i den fysiske kjernen eller som en tydelig endring i den geokjemiske sammensetningen.

5.3.3 Sandlaget

En kan ikke se noen tydelige lag eller strukturer i sedimentkjernen, med unntak av et sandlag ved ca. 271,5 til 273 cm dypde (Figur 26). Utenom sandlaget ser det ikke ut til å være noen merkbare endringer i kornstørrelsene gjennom sedimentkjernen ved å se på den fysiske kjernen. Fra XRF-analysen viser flere elementer en endring i verdi med sandlaget.

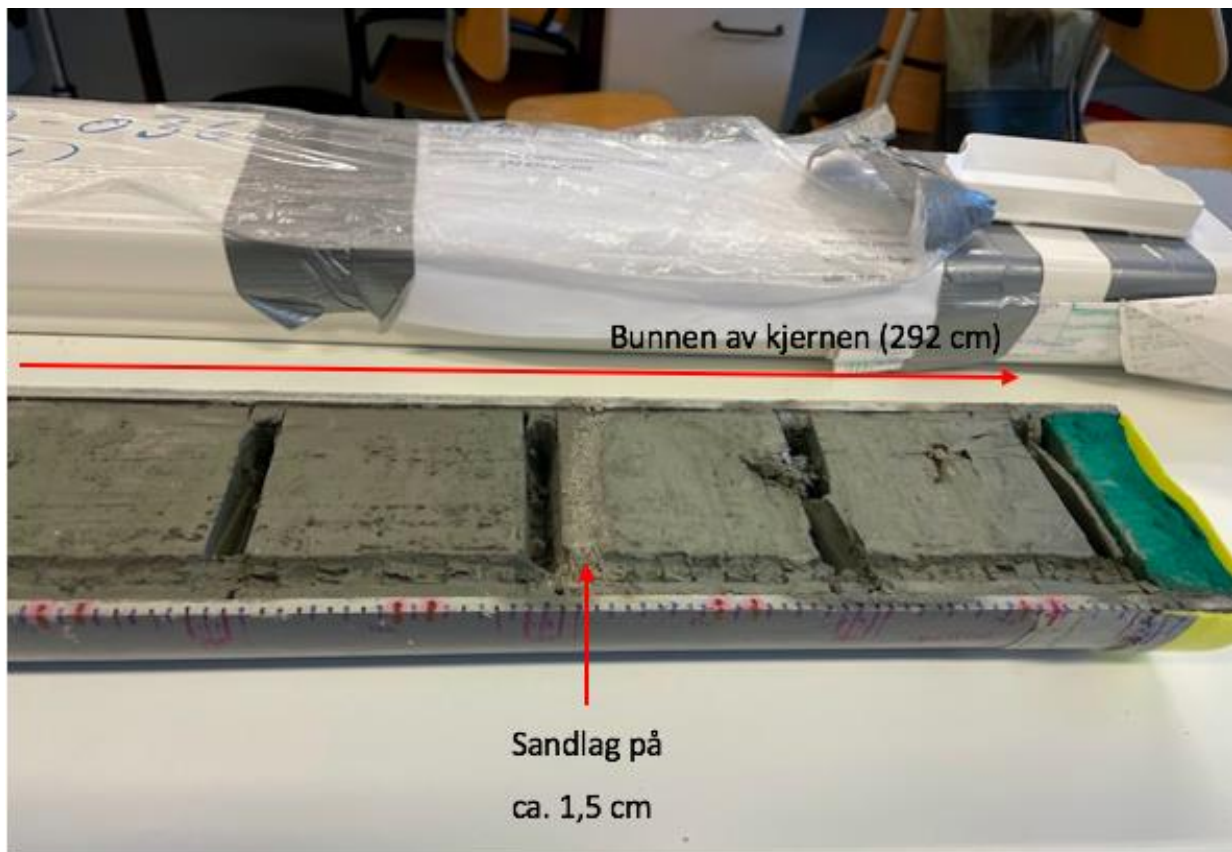
Elementene Zr, Sr og Cl har tydelig positiv topp i sine verdier ved sandlaget (Figur 27). På motsatt side har Fe, Mn, Ti, K og Rb en tydelig negativ topp i sine verdier ved sandlaget som er merket med en brun farge i Figur 28.

Sandlaget har ikke en noen tydelig oppovergroving eller oppoverfining i den fysiske kjernen, og vises nokså brått i elementgrafene, spesielt for jern (Figur 28). Satria et al. (2021) viser til en sammenheng mellom økt kornstørrelse og lavere verdier av jern. I elementgrafene for jern har jern en sterk nedgang av verdier der hvor sandlaget befinner seg. Sammenhengen Satria et al. (2021) viser til mellom jern og kornstørrelse er dermed til stede ved sandlaget i dette tilfellet. Det kan videre spekuleres om verdiene gjennom hele jerngrafene har en sammenheng med kornstørrelse, og ikke bare sandlaget.

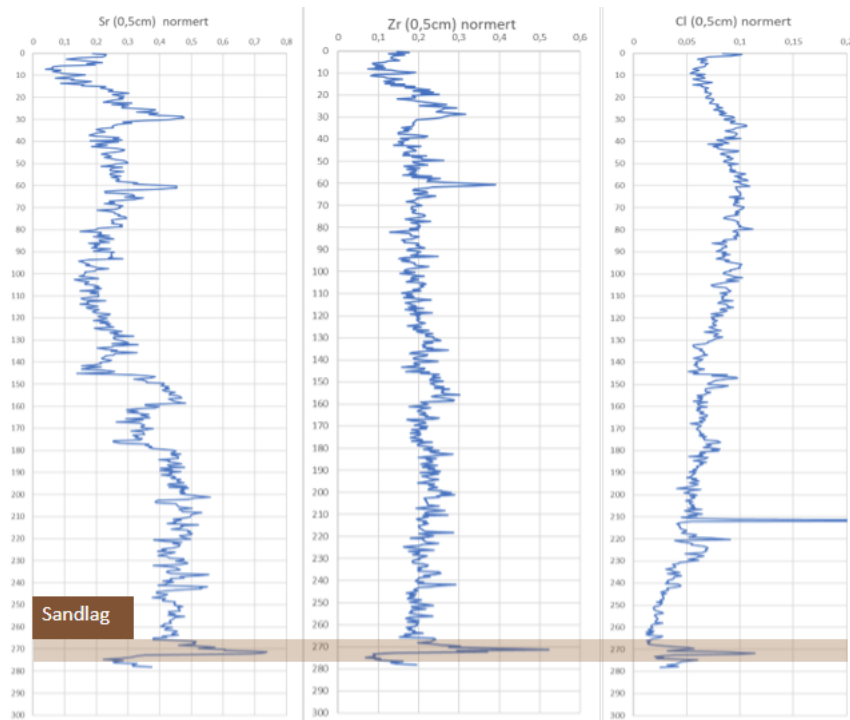
Det er tenkelig at det minerogene materialet i fjordbassenget er tilført fra vannløp ut til

fjorden. Sandlaget har en nokså plutselig framtrede i den fysiske sedimentkjernen og i elementgrafene, og det er derfor sannsynlig at sandlaget er avsatt av en annen prosess sammenlignet med resten av sedimentene i kjernen.

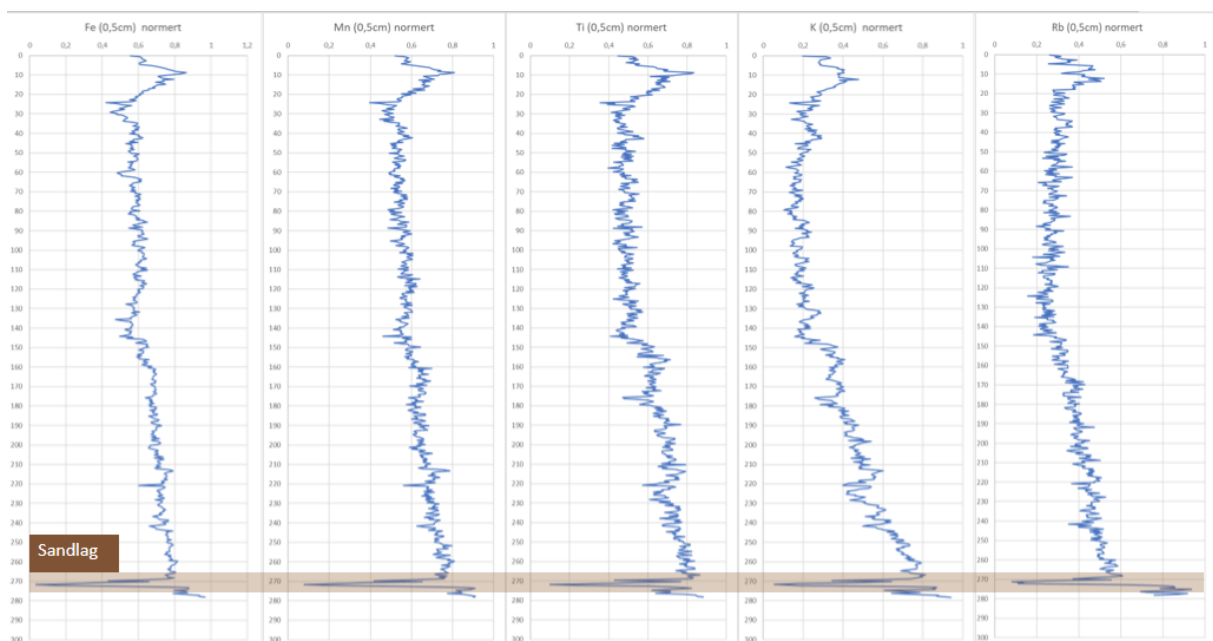
Under siste istid var daler og fjorder gjenfylt av isbreer. Isbreene gravde seg ned og inn i fjell, og presset på fjellsidene (Ramberg et al. 2006). Etter isbreenes tilbaketrekning var det ikke lengre en masse som presset på fjellsiden. En slik spenningsreduksjon i fjellsidene førte antakelig til økt ustabilitet i fjellsidene. Den økte ustabiliteten kan ha ført til hyppigere skred etter siste istid. Sandlaget i sedimentkjernen kan være avsetninger fra et slikt skred, i form av et undersjøisk skred eller skred nedover dalsidene.



Figur 26: Et tydelig sandlag på 1,5 cm på et sedimentdyp på ca. 272 cm. Foto: Michelle Skogeng.



Figur 27: Grafer over elementene Sr, Zr og Cl med høyere verdier ved sandlaget.



Figur 28: Grafer over de minerogene elementene Fe, Mn, Ti, K og Rb med lavere verdier ved sandlaget.

5.3.4 Usikkerheter

Det er kun én datering i sedimentkjernen, som kommer fra et skjell. Dette skjellet kan ha en annen alder enn sedimentet dersom skjellet i senere tid er blitt transportert fra et annet

området. Dette gir usikkerhet på om denne viser rett datering i forhold til sedimentet. Det er derfor mulig at skjellet er eldre enn sedimentene i sedimentkjernen, men med bare en datering er det vanskelig å vite. Dette gir også usikkerheter knyttet til den estimerte sedimentasjonsraten. Hadde det vært flere dateringer gjennom kjernen kunne det vært lettere å tolke miljø- og klimaendringer.

I tillegg er det usikkerheter angående hvor mye sediment fra toppen av sedimentkjernen som er mistet. Dette gir store usikkerheter ved å tolke toppen av kjernen, som gjør det vanskelig å plassere for eksempel Den Lille Istid og Middelalder Varmeperioden. Det er vanskelig å si om det er mistet noen tiår med data, noen hundre år med data, eller ingen data i det hele tatt.

For å redusere usikkerhetene knyttet til tolkningen kunne det vært en idé og sett på sedimentkjernen i et større bilde, der arbeidet med den geokjemiske sammensetningen av kjernen ble sett sammen med kjernens foraminiferer, kornstørrelse og diatomeer, som undersøkes samtidig med denne oppgaven, og er ikke ferdigstilt i skrivende stund.

5.3.5 Sammenlagt tolkning

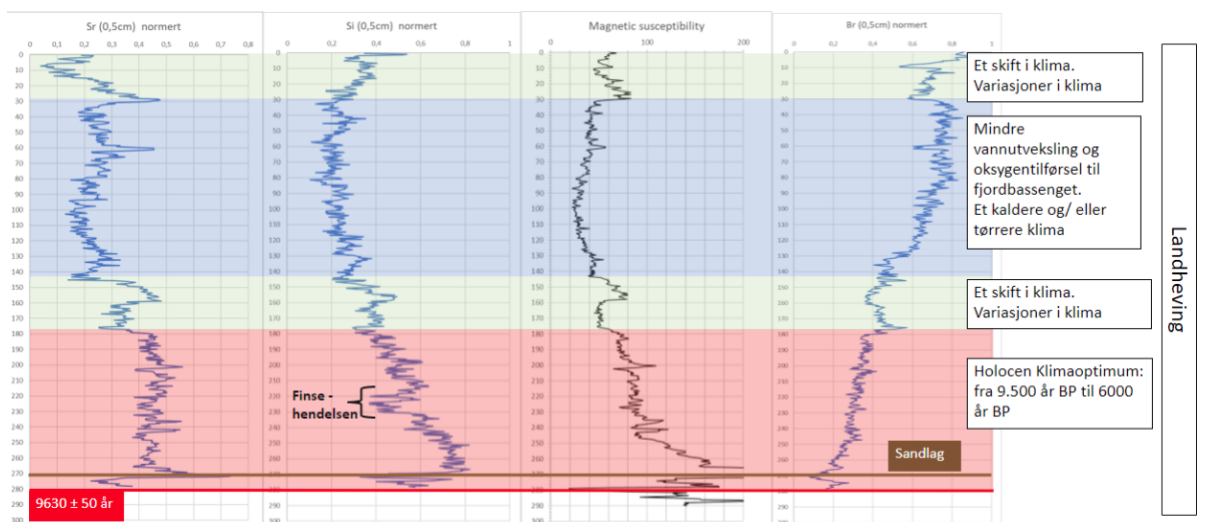
Det er store usikkerheter ved å koble de geokjemiske endringene til miljøendringer i Holocen. Likevel kan det foreslåes en mulig tolkning. Landhevning i Holocen kan ha ført til svakere vannutveksling og mindre oksygen i fjordbassenget, som resulterte i en generell økning av brom fra bunn til topp i sedimentkjernen. Samtidig som landhevning foregikk har klimaet endret seg, som igjen har kunne påvirket det avsatte materialet i sedimentkjernen.

Holocen klimaoptimum (9.500 til 6.500 år BP) har mulig kunne påvirket mengden minerogent materiale avsatt som kan sees i den nedre delen av kjernen (Figur 23 Del 1), ved større minerogent tilførsel sammenlignet med den øvre delen av kjernen. I Figur 29 er det antatte Holocen klimaoptimum markert med rød farge.

Innenfor Holocen klimaoptimum er det mulig at Finsehendelsen kan sees fra elementgrafen til silisium og kalium, der silisium og kalium har en reduksjon i verdi rundt ca. 225 cm dyp (Figur 25). Reduksjonen i silisium og kalium kan ha skyldes mindre kjemisk forvitring under kuldeperioden.

Etter Holocen klimaoptimum blir det noe kjøligere klima, samtidig som landhevningen mulig førte til redusert vannutveksling i fjordbassenget. Den øvre delen av kjernen (Figur 23 Del 2) har muligens mer brom fordi nedbrytingen av marine organismer skjer i mindre grad, samtidig som det muligens avsettes mindre mengder minerogent materiale i et noe kjøligere klima sammenlignet med Holocen klimaoptimum. Blå farge i Figur 29 er tolket som en kaldere og/eller tørrere periode med mindre minerogent tilførsel, samtidig har mindre vannutveksling ført til mer marint organisk materiale i sedimentet i fjordbassenget.

I to perioder markert med grønn farge i figur 29 er det større usikkerheter om hva som har forårsaket de geokjemiske endringene. Det er mulig at dette er to perioder med større variasjon i klima og viser en overgang eller endring i klima. Denne endringen er ikke tydelig for alle geokjemiske elementer, men kan sees nærmere hos elementene vist i Figur 22.



Figur 29: Grafer tolket med fargekode. Rødfarge: større verdier av minerogent materiale, lavere verdier av brom. Blå farge: lave verdier av minerogent materiale. Grønn farge: En veksling/forandring i verdier. Rød strek: posisjon til det daterte skjellet. Brun strek: sandlaget.

6 Konklusjon

Det er mulig å se endringer i den geokjemiske sammensetningen fra den holocene sedimentkjernen.

Endringen i den geokjemiske sammensetningen kan settes opp mot kjente holocene miljø- og klimaendringer, til tross for de omtalte usikkerhetene.

Endringer i den geokjemiske sammensetningen kan kobles til en generell reduksjon i oksygen til fjordbassenget som et resultat av landheving etter siste istid.

De identifiserte endringene viser at det er mulig å koble det holocene klimaoptimum mot nedre del av sedimentkjernen.

Det er avsatt et sandlag som kobles til skredaktivitet etter siste istid. Finsehendelsen er mulig identifisert i elementgrafen for silisium.

7 Referanser

- Aksnes, D. L., Aure, J., Johansen, P.-O., Johnsen, G., & Salvanes, A. V. (2019). *Multi-decadal warming of Atlantic water and associated decline of dissolved oxygen in a deep fjord*. Bergen: Elsevier.
- Andersen, C., Koc, N., Jennings, A., & Andrews, J. (2004). *Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability*. Norwegian Polar Institute and INSTAAR and Department of Geological Sciences. Advancing Earth and Space Science (AGU).
- Askheim, S. (2020, 06 8). *Sogndalsfjorden*. Hentet fra Store norske leksikon : <https://snl.no/Sogndalsfjorden>
- Bakke, J., Trachsel, M., Kvisvik, B. C., Nesje, A., & Lyså, A. (2013, Juni 21). *Numerical analyses of a multi-proxy data set from a distal glacier-fed lake, Sørsendalsvatn, western Norway*. Elsevier Ltd.
- Bollingberg, I. M. (2021). *Interpretation of environmental changes in a long sediment core from the Sogndalsfjord, Western Norway, using benthic foraminifera as the environmental proxy*. Sogndal: HVL.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., & Mangerud, J. (1997). *Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway*. Bergen: International Association of Sedimentologists.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., Johnsen, G., Mangerud, J., & Kaland, P. E. (1996). *The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup*. Oslo: Boreas.
- Braut, G., & Dahlum, S. (2021, 12 22). *Regresjonsanalyse*. Hentet fra Store Norske Leksikon: <https://snl.no/regresjonsanalyse>
- Brekke, E., Eilertsen, M., Haugsøen, H. E., Tverberg, J., & Tveranger, B. (2014). *Marinbiologisk undersøkelse i Sogndalsfjorden, Eidsfjorden og Amlabukta 2013 i Sogndal kommune*. Bergen: RÅDGIVENDE BIOLOGER AS.

- Cossart, E., Fort, M., Braucher, R., & Bourlès, D. (2021, februar 22). *Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas: (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and 10^{10} Be cosmic ray exposure ages*. Paris: Elsevier B.V.
- Croudace, I. W., & Rindby, A. (2006). *ITRAX: Description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner*. London: Researchgate.
- Crowley, T. J., & Lowery, T. S. (2000). *How Warm Was the Medieval Warm Period?* Svergie: Springer.
- Delsett, L. (2018, september 19). *Holocen*. Hentet fra Store Norske Leksikon (SNL): <https://snl.no/holocen>
- Ekman, V. W. (1905). *On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents*. Kristiania : Nyt Magazin for Naturvidenskab.
- Frøslie, K. F. (2022, 01 27). *Korrelasjon*. Hentet fra Store norske leksikon: <https://snl.no/korrelasjon>
- GEOTEK Ltd. (2016). *Multi-Sensor Core Logger*. Northamptonshire: Geotek Ltd. Hentet fra GEOTEK: <https://www.geotek.co.uk/sensors/magsusc/>
- Grønlund, A. (2021). *Rekonstruksjon av resente miljøendringer fra geokjemisk sedimentanalyse i Arnafjordsystemet, Vest-Norge*. Sogndal: FIN.
- Gunn, D. E., & Best, A. I. (1998). *A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores*. Southampton: Springer.
- Haflidason, H. (2020). *Cruise Report*. Bergen: Universitetet i Bergen (UiB).
- Haflidason, H. (2021, 11 22). Felt- og laboratoriefakta .
- Harstad, A. O. (2006). Kjemisk forvitring - Hva er det? s. 5.
- Harstveit, K. (2019, 01 26). *lille istid*. Hentet fra Store norske leksikon (SNL): https://snl.no/lille_istid

Havforskningsinstituttet. (2022, 03 24). *G.O. SARS*. Hentet fra hi.no:

<https://www.hi.no/hi/om-oss/fasiliteter/vare-fartoy/g.o.-sars>

Howarth, R., & Sindring-Larsen, R. (1983). Multivariate analysis. I R. J. Howarth, *Statistics and data analysis in geochemical prospecting*. (ss. 207-289). Amsterdam: Elsevier .

Kartverket. (u.d.). *Topografisk Norgeskart*. Hentet fra Norgeskart.no:

<https://www.norgeskart.no/#!?project=norgeskart&layers=1002&zoom=3&lat=7197864.00&lon=396722.00>

Matero, I., Ivanovic, G. R., Tindall, J., & Haywood, A. (2017). *The 8.2 ka cooling event caused by Laurentide ice saddle collapse*. University of Leeds, School of Earth and Environment. Leeds: Elsevier B.V.

Nesje, A. (2015, 06 10). *Fjordene på vestlandet*. Hentet fra geo365:

<https://geo365.no/geoturisme/fjordene-pa-vestlandet/>

Nesje, A., & Dahl, S. (2002). *The 'Little Ice Age' – only temperature?* Bergen: UiB.

Nesje, A., Bjune, A. E., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Birks, H. (2005). *Holocene palaeoclimate reconstructions at Vanndalsvatnet, western Norway, with particular reference to the 8200 cal. yr BP event*. Universitetet i Bergen, Bergen.

Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N., & Løvlie, R. (1991). *Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits*. Bergen: Elsevier Ltd.

Nesje, A., Matthews, J., Dahl, S., Berrisford, M., & Anderson, C. (2000, oktober 8). Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, Western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. s. 14.

Norges geologiske undersøkelse (NGU). (2015, februar 4). *NORGES PALEISKE LANDSKAP*.

Hentet fra NGU: <https://www.ngu.no/nyheter/norges-paleiske-landskap>

Norges Geologiske Undersøkelse. (u.d.). *Bergunn - Nasjonal berggrunnsdatabase*. Hentet fra

NGU: https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/

Opdal, A. F. (2013). *Sognefjorden – en oppsummering av litteratur og kunnskapsstatus om fjordøkologi og vannkraftutbygging*. Bergen: UniResearch.

Paetzel, M., & Dale, T. (2010). Climate Proxies for recent fjord sediments in the inner Sognefjord region, western Norway. I J. Howe, W. Austin, M. Forwick, & M. Paetzel, *Fjord Systems and Archives* (ss. 271-286). London: The Geological Society.

Ramberg, I. B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (2006). *Landet blir til*. Trondheim: Norsk Geologisk forening.

Romundset, A. (2021, november 30). *ngu.no*. Hentet fra LANDHEVING OG HAVNIVÅENDRINGER: <https://www.ngu.no/fagomrade/landheving-og-havniv%C3%A5endringer>

Rothwell, R. G., & Croudace, I. W. (2015). *Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us?* London: Springer, Dordrecht.
Hentet fra https://mail-attachment.googleusercontent.com/attachment/u/0/?ui=2&ik=1eca8b2cd7&attid=0.1&permmsgid=msg-f:1717140481701601886&th=17d4822b9944625e&view=att&disp=inline&sadbat=ANGjdJ-OQzS1WVVSbsEPIOxL7_RUhyFCuRheoNAoRr40-9_TMuF0pSBMILEUFcYPRgwwHvZMyXUwxKW

Ruddiman, W. F. (2014). Climate Changes During the Last 1,000 years. I W. F. Ruddiman, *Earth's Climate; Past and Future* (s. 445). New York: W.H Freeman and Company.

Satria, B., Masrurah, Z., & Fajar, S. J. (2021, desember 7). Magnetic susceptibility and grain size distribution as prospective tools for selective exploration and provenance study of iron sand deposits: A case study from Aceh, Indonesia. s. 8.

Sejrup, H., Seppä, H., & McKay, N. P. (2016, juni 28). North Atlantic-Fennoscandian Holocene climate trends and mechanisms. *North Atlantic-Fennoscandian Holocene climate trends and mechanisms*, s. 14.

- Sælen, O., & Weber, J. (2020, desember 7). *Tidevann*. Hentet fra Store norske leksikon:
<https://snl.no/tidevann>
- Sætre, R., Aure, J., & Asplin, L. (2007). Coast/fjord water exchange. I R. Sætre, *The Norwegian Coastal Current* (ss. 115-124). Trondheim: Tapir Academic Press.
- Sjögren, P. (2021, mars 15). An overview of Holocene climate reconstructions in northernmost Fennoscandia. *An overview of Holocene climate reconstructions in northernmost Fennoscandia*, s. 31.
- Spokes, L. (2005, januar 6). *ESPERE*. Hentet fra Planteplankton og næringsalter i havet:
http://klimat.czn.uj.edu.pl/enid/2__N_ringsalter_i_havet/_Planteplankton_og_n_ringsalter_3oh.html
- Strøm, K. M. (1938). *Land-locked waters and the deposition of black muds*. Oslo: University Geological Museum.
- Svendsen, H. (1983). *Hydrofysiske forhold i Skjomen etter vassdragreguleringene*. Bergen : Universitetet i Bergen.
- Svendsen, S. W. (2006). *Stratification and circulation in Sognefjorden*. Bergen: UIB.
- Syvitski, J. P., Burrell, D. C., & Skei, J. M. (1986, Juni 2). *Fjords: Processes and Products*. USA: Springer-Verlag.
- Universitetet i Oslo. (2019, september 23). *UiO.no*. Hentet fra Suksesjon:
<https://www.mn.uio.no/ibv/tjenester/kunnskap/plantefys/leksikon/s/suksesjon.html>
- Walker, M., Gibbard, P., Head, M., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., . . . Weiss, H. (2018, desember 26). Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. *Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary*, s. 7. Hentet fra
<https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/s12594-019-1141-9.pdf>

Appendiks

Appendiks A: Resultater fra Pearson korrelasjonstesten finnes i vedlagt Excel fil:

T.K.Stelander og M.Skogeng 03.06.2022 Appendiks A

Appendiks B: Rådata fra XRF-analysen og magnetisk susceptibilitet med tilhørende normerte grafer finnes i vedlagt Excel fil: T.K.Stelander og M.Skogeng 03.06.2022 Appendiks B