

# Maringeologisk undersøkelse av Utsira Nord havvindområdet

Av

Simen Austgulen Grinde

**Masteroppgave i geovitenskap**



**Institutt for geovitenskap**

**Universitetet i Bergen**

**Mars 2024**



---

# Forord

Det har vært en svært utfordrende, spennende og lærerik opplevelse å jobbe med denne masteroppgaven. Jeg vil si en stor takk til mine veiledere, Christian Haug Eide, Jo Brendryen, Hafliði Hafliðason og Hanna Petrie fra Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen, for stor hjelp under arbeidet med oppgaven. Jeg vil rette en ekstra stor takk til Jo Brendryen og Hafliði Hafliðason for grundig gjennomgang av oppgaven, gode tilbakemeldinger og innspill.

Denne masteroppgaven er en del av 4SWIND ved Institutt for geovitenskap. Som en del av dette prosjektet har jeg fått muligheten til å være med på tokt med G. O. Sars, sommeren 2022, hvor Topas akustisk datasett og sedimentkjerner brukt i oppgaven ble samlet inn. Jeg har også hatt et 5 dagers opphold på den geotekniske laben til NTNU. Jeg vil derfor rette en takk til 4SWIND og deres samarbeidspartnere for disse erfaringene og tilgang til datagrunnlaget for prosjektet. Jeg vil også rette en takk til mine medstudenter Håvard Kolstø Jensen, Michelle Skogeng og Tuva Kristine Stelander for godt selskap til sjøs, og Azim Uddin og Saad Ullah for godt selskap i Trondheim.

Jeg vil også rette en stor takk til Jan Magne Cederstrøm for god opplæring og hjelp med skanning av kjerneprøver med CT-skanner og Mastersizer 3000. Jeg vil her også rette en takk til Gudmund Reidar Eiksund og Lee Thomas Champe for opplæring og hjelp med geotekniske testing ved NTNU.

Til slutt vil jeg takke min familie og venner for støtte og godt selskap under studietiden.

Bergen 3. Mars

Simen Austgulen Grinde



---

# Sammendrag

I denne oppgaven har formålet vært å kartlegge de geologiske enhetene i de øverste 50 meterne av havvindområdet Utsira Nord, 30 km vest for øyen Utsira. Det blir også undersøkt hvordan dynamikken til Norskerenna-isstrømmen (NCIS) har påvirket enhetenes utbredelse. NCIS har utformet Norskerenna gjennom gjentatte isfremstøt som har etterlatt seg en svært hetrogen øvre lagrekke. Grunnlaget for studiet er et Topas akustisk datasett og tre sedimentkjerner fra Utsira Nord samlet inn ved tokt GS22-241 i 2022. Gjennom seismisk tolkning er den seismiske stratigrafien delt inn i fire seismiske enheter, SE1, SE2a, SE2 og SE3. Enhetene er korrelert med litostratigrafien i sedimentkjernene, hvor SE1 består av litosone 1a og 1b, SE2a består av litosone 1c og SE2 består av litosone 2. Litosone 1a består av normalmarin sedimenter avsatt i Holocen, mens litosone 1b består av deglasiasjonssedimenter, glasiale og normalmarine sedimenter. Litosone 2 er, basert på de fysiske egenskapene og den seismiske karakteren, tolket til å være en deformasjonsmorene avsatt under LGM. SE3 er ikke funnet i litostratigrafien, men basert på dens seismiske karakter er det trodd at det er en stivere bunnmorene.

Basert på funn i seismo- og litostratigrafien er det tolket at det har vært to fremrykk av NCIS. Først har det vært et fremrykk hvor litosone 2 har blitt avsatt frem til 20 ka BP. NCIS har så blitt oppløst før den har hatt et siste fremrykk ved ca. 19 ka BP. Isstrømningsaktivitet i Norskerenna har delt litosone 2 i UN inn i to morfologiske soner. I sør-øst er det en sone preget av erosjon, mens i resten av UN har NCIS hovedsakelig transportert sedimenter. Sonene er skilt ved forskjell i observerte geomorfologiske spor, som Mega skala glasiale lineasjoner, og den sedimentære karakteristikken i SE1 og SE2 ved ulike kjernelokasjoner.



---

# Innholdsfortegnelse

<b>1. Introduksjon</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1 Bakgrunn</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2 Formål</b> .....	<b>3</b>
<b>2. Geologisk bakgrunn</b> .....	<b>5</b>
<b>2.1 Norskerenna</b> .....	<b>5</b>
2.1.2 Glasiasjonshistorie i Norskerenna .....	5
2.1.1 – Stratigrafien i Norskerenna .....	8
<b>2.2 Isstrømmer</b> .....	<b>12</b>
2.2.1 Studier av tidligere paleo-isstrøm .....	12
2.2.2 – Karakteristikk sedimenter under isstrømmer.....	16
<b>2.3 Utsira nord</b> .....	<b>21</b>
<b>3. Metoder</b> .....	<b>25</b>
<b>3.1 Felt innsamling av data</b> .....	<b>25</b>
3.1.1 F/F G. O Sars .....	25
3.1.2 Akustisk data .....	25
3.1.3 Sedimentkjerner .....	26
<b>3.2 Desktop og laboratorium metoder for analyse av innsamlet data</b> .....	<b>28</b>
3.2.1 Tolkning av akustisk data .....	28
3.2.2 XRF kjerneskaner .....	32
3.2.3 Multi-sensor-kjerne-logger (MSKL) .....	32
3.2.4 CT-skanning av kjerneprøver .....	32
3.2.4 Måling av kornstørrelse.....	33
3.2.5 Ødometertest .....	34
3.2.6 Treaksial test .....	35
3.2.7 Fallkjegle test.....	38
<b>4. Resultater</b> .....	<b>41</b>
<b>4.1 Seismisk stratigrafi</b> .....	<b>42</b>
4.1.1 Havbunn .....	42
4.1.2 R1.....	43
4.1.2 Seismiske enheter .....	47
4.1.3 Punktdiffraksjoner .....	53
<b>4.2 Kjernestratigrafi</b> .....	<b>55</b>
4.2.1 Sedimentære facies .....	56
4.2.2 GS22-241-14PC.....	58
4.2.3 GS22-241-17GC .....	62
4.2.4 GS22-241-18GC .....	64
4.2.5 Geotekniske resultater fra NTNU .....	68
<b>5. Tolkning og diskusjon</b> .....	<b>71</b>
5.1 Sammenstilling kjerne – og seismisk stratigrafi .....	71
<b>5.2 Tolkning av stratigrafien i Utsira Nord</b> .....	<b>75</b>
5.2.1 Seismisk enhet 3 (SE3).....	75
5.2.2 Seismisk enhet SE2/Litosone 2 .....	76

5.2.3 Seismisk enhet 1/Litosone 1.....	80
5.3 Strømningsdynamikken til NCIS ved Utsira Nord Havvindområdet .....	83
<b>5.4 Lateral utbredelse av sedimentære enheter.....</b>	<b>86</b>
<b>6. Konklusjon .....</b>	<b>91</b>
Videre arbeid.....	93
<b>Referanser .....</b>	<b>94</b>
<b>Vedlegg I .....</b>	<b>98</b>
Ødometer test.....	98
Treaksial test.....	98





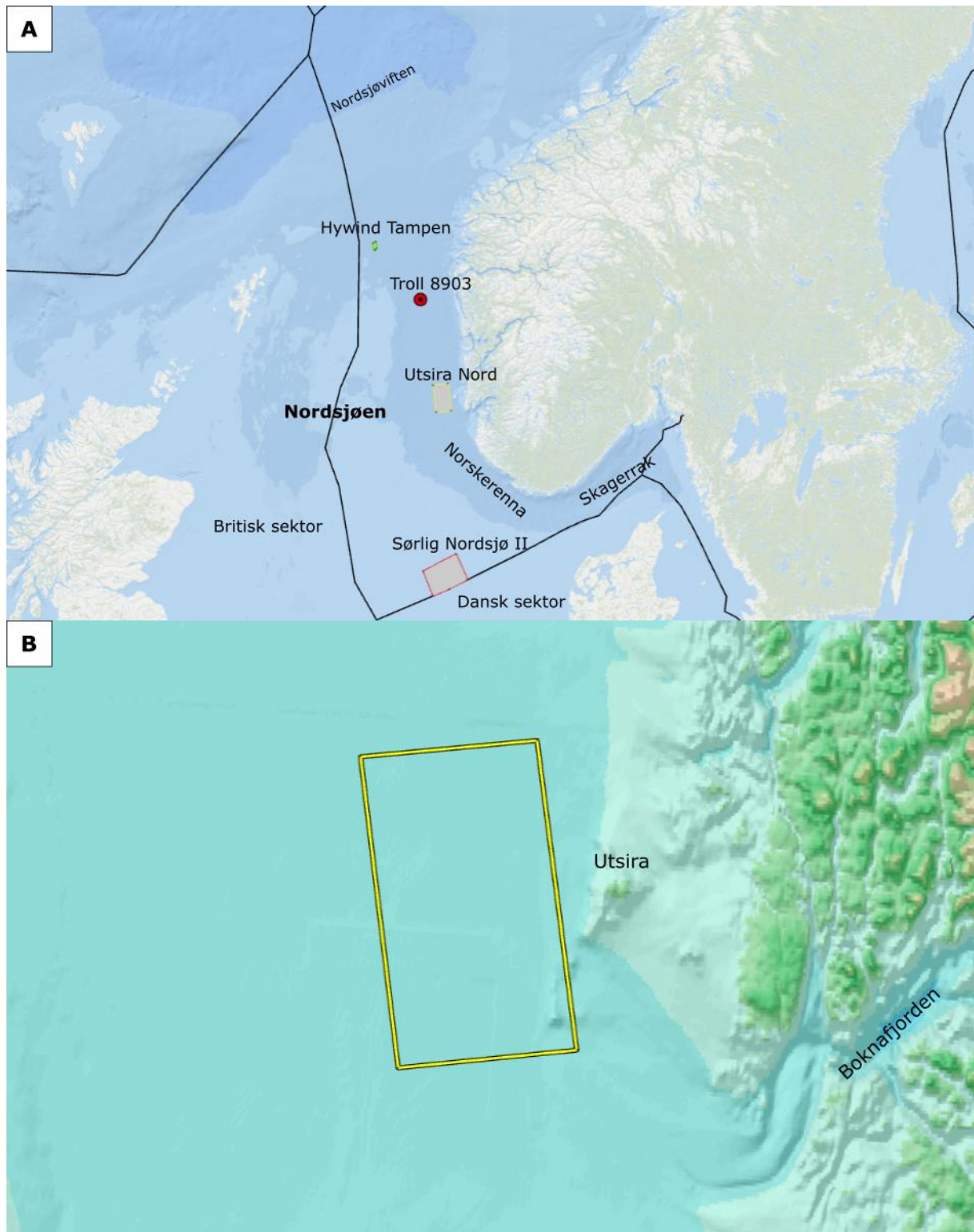
# 1. Introduksjon

## 1.1 Bakgrunn

Dagens og fremtidens energipolitikk går mot en større satsning på «grønn», fornybar energi og en gradvis utfasing av ikke-fornybar energi slik som olje, gass og kull. Dette har ført til økt bruk og kompetanse om fornybare energikilder utenom vannkraft som sol- og vindkraft på land med etablering av flere vindparker og større bruk av solceller i privat og offentlig bruk. De siste ca. 5 år har norske myndigheter lansert planer om storstilt utbygging av vindkraft på norsk sokkel. Utbygging av vindkraft er ikke et nytt fenomen. Den første bunnfaste vindparken ble utbygd i 1991 i Danmark (Jiang 2021). Siden har det vært stor satsing på utbygging av bunnmontert offshore vindparker i bl.a. britisk sektor (44 utbygde vindparker) («Offshore Wind farms in The United Kingdom» 2023) og Dansk sektor (15 utbygde vindparker) («Offshore Wind farms in Denmark» 2023).

Arbeidet på norsk sokkel har allerede påbegynt av Equinor ASA med utbyggingen av havvindparken Hywind Tampen. Parken bygges ut knyttet til oljefeltene Snorre og Gullfaks hvor hovedformålet er å levere strøm til oljefeltene («Veikart: Grønt industriløft» 2022). Hywind Tampen er det første feltet med flytende havvindturbiner på norsk sokkel.

I 2010 ble det publisert en rapport med forslag til hvor det kan være egne seg med utbygging av havvindparker (Drivenes mfl. 2010). De områdene som først ble pekt ut for storstilt utbygging er Utsira Nord (UN) og Sørlege Nordsjø II (SNII) (Figur 1), hvor det ved SNII-feltet er grunnt nok til å bygges ut med bunnfaste havvindmøller, mens UN-feltet skal bygges ut med flytende havvindmøller grunnet stort vanddyb (ca. 270 m). Formålet med utbyggingen av disse havvindparkene er å levere strøm til fastlandet.



Figur 1. A. Kart over havvindområdene Hywind Tampen, UN og SNII i Nordsjøen. I tillegg er relevante stedsnavn tatt med og lokasjon til Troll 8903 kjernen. B. Nærbilde av batymetri i Utsira Nord havvindområdet som er markert med gult rektangel.

Gjennom flere tiår med kartlegging av den norske sokkelen med offentlige tilgjengelige 2D- og 3D-datasett og sedimentkjerner har det blitt opparbeidet god kunnskap om dens geologiske historie med særlig vekt på petroleumsforekomster dypt under havbunnen. Det er også god kompetanse og ekspertise på de geotekniske utfordringene ved utbygning av olje og gass plattformer på norsk sokkel, men det er hittil vesentlig mindre kunnskap om de geotekniske utfordringene ved utbygging av flytende havvindmøller. En havvindpark dekker et mye større areal som vil føre til utfordringer ved kartlegging av et dynamisk og miljøsensitivt område med større variasjon i bunnforhold (Velenturf mfl. 2021). Norsk sokkel har vært utsatt for gjentatte isfremstøt og konsekvent avsmelting som har gjort den øverste lagrekken svært hetrogen (Sejrup mfl. 2003). Geologien og de geotekniske egenskaper til den øverste lagrekken vil variere fra et sted til et annet. Innsamling av geofysisk-, geologisk- og geoteknisk data er beregnet til å stå for oppimot tre fjerdedeler av kostnadene ved områdekartlegging av havvindsprosjekter («Geotechnical Studies for Offshore Applications | Wind Systems Magazine» 2012).

På Utsira Nord havvindområdet er det viktig med grundig geofysisk- og geologisk undersøkelse som gir informasjon om havbunn-topografi og batymetri, eventuelle farer og stratigrafien. Dette er grunnlaget for designet av den geotekniske undersøkelsen av området hvor representative områder skal undersøkes. Ved å ha god kunnskap om området på forhånd kan det med større sikkerhet bestemmes hvor det er behov for geoteknisk undersøkelse for å skape et bilde av egenskapene til sedimentene ved Utsira Nord og antall prøvelokasjoner kan potensielt redusert («Geotechnical Studies for Offshore Applications | Wind Systems Magazine» 2012). Hvis det blir boret og blokker eller sorterte sedimenter ødelegger prøven vil det føre til store ekstra kostnader og tap av tid.

## 1.2 Formål

Denne masteroppgaven er en del av et større prosjekt ved Universitetet i Bergen, "4SWIND", som jobber med å samle inn dataen og forstå de utlyste områdene Sørlig Nordsjø II og Utsira Nord. Dette masterprosjektet undersøker geologien og de geotekniske egenskapene til Utsira Nord og vil svare på de følgende forskningsspørsmålene:

- Hvordan ser den seismiske stratigrafien i Utsira Nord ut?

- Hvilke egenskaper (sedimentologiske og geotekniske) har de geologiske enhetene ved Utsira Nord?
- Hvordan har isstrømdynamikken påvirket de sedimentære avsetningene?

Nye TOPAS seismiske data og kjerneprøver samlet inn i 2022 av F/F G. O. Sars gjennom tokt nummer GS22-241 skal undersøkes ved hjelp av seismisk tolkning av innsamlet Topas-data i Petrel, skildring og analysering av relevante kjerner fra Utsira Nord. Kjerneprøvene skildres og analyseres ved CT-skanning, måling av kornstørrelse med Mastersizer 3000 og analysere av fysiske og kjemiske egenskaper med Geotek Multi Sensor Core logger og XRF skanner ved Universitetet i Bergen. I tillegg vil det også gjøres geotekniske undersøkelser på utvalgte kjerner ved den geotekniske labben på NTNU.

## 2. Geologisk bakgrunn

I dette kapitlet vil det fokuseres nærmere på den geologiske historien av Norskerenna fra Skagerrak til Nordsjøviften (Figur 1). Det vil bli sett på studier av isstrømmer, de morfologiske sporene og sedimentære avsetningene de etter later seg. Til slutt vil det settes søkelys på studieområdet, Utsira Nord.

### 2.1 Norskerenna

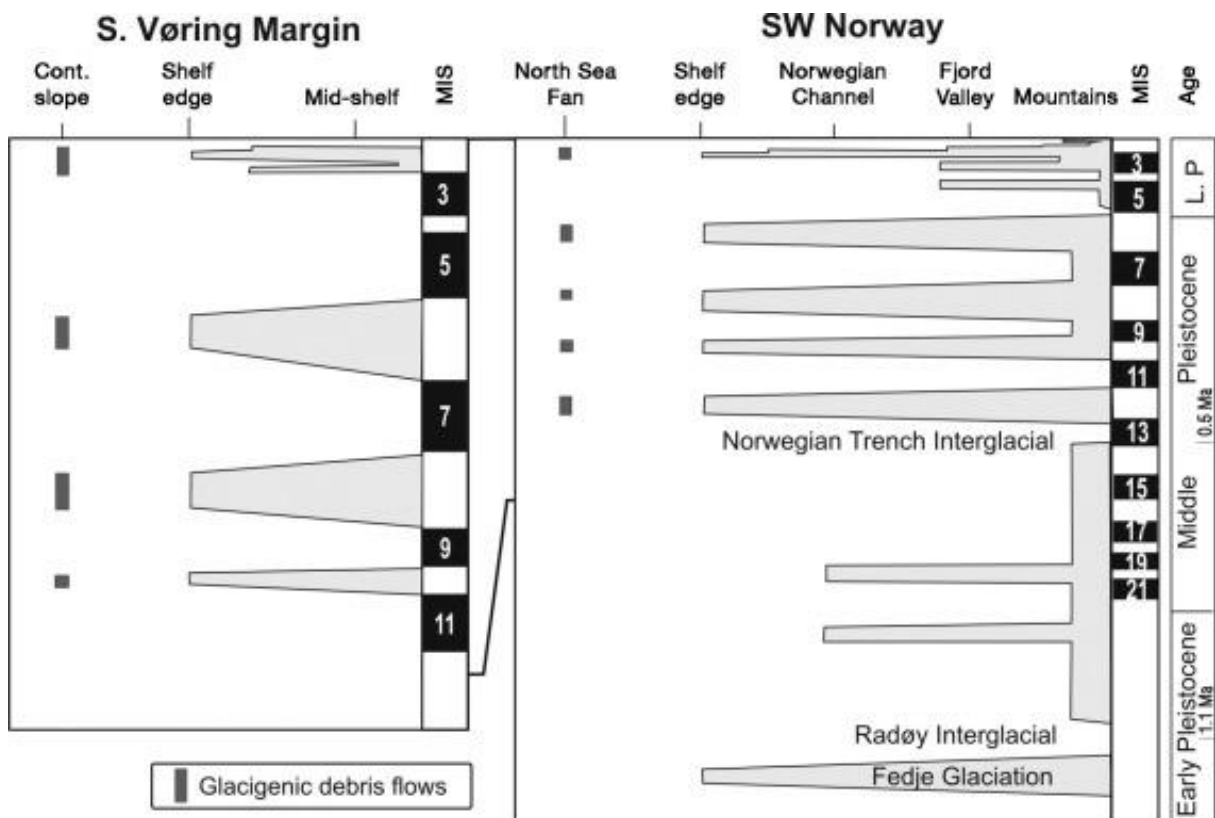
Norskerenna strekker seg rundt 800 km langs den sørlige- og vestlige delen av den norske kysten og er en 50-100 km bred glacial erodert kanal dannet ved hjelp av en aktiv isstrøm under flere generasjoner av istider (Sejrup mfl. 1995; 2000; 2003). Dybden til kanalen varierer fra maksimal dybde på 700 meter i Skagerrak, ca. 200 meter dyp utenfor Jæren før dybden øker gradvis igjen til ca. 400 meter ved overgangen til Nordsjøviften (Figur 1). Utsira Nord havvindfeltet ligger ca. 30 km utenfor øyen Utsira på ca. 270 meter dybde. Norskerenna området er et komplekst geologisk område som har vært utsatt for repeterende dannelse av store isstrømmer som følge av veksten og avtagelsen til det Skandinaviske isdekket gjennom de siste 1.1 millioner år (f. eks. Sejrup mfl. 1995; 2000; 2003). En isstrøm er definert som den dynamiske delen av et isflak som beveger seg flere ganger raskere enn den omkringende isen (Stokes 2001). Isstrømmer kan være svært sterke erosjonsagenter og transportere store mengder sedimenter ut til eggakanten. I Norskerenna har store mengder eroderte sedimenter blitt fraktet med isstrømmen fra Skagerrak frem til Nordsjøviften hvor de er blitt avsatt som massive glasigene debrisstrømmer (GDS).

#### 2.1.2 Glasiasjonshistorie i Norskerenna

Norskerenna har blitt utsatt for flere glasiasjoner gjennom kvartær. Fedje glasiasjonen i MIS 22 (ca. 1.1 millioner år siden) er den eldste indentifiserte morenen funnet i borehull i Norskerenna, og er det første bevis på at det skandinaviske isdekket strakk seg ut til kontinentalhyllen i kvartær (Sejrup mfl. 2003). Etter Fedje glasiasjonen og de neste 500 tusen år var det to påfølgende stadium hvor isdekke strakk seg ut til kontinentalhyllen, men denne perioden var mest preget av begrensede glasiasjoner. Det var ikke før MIS 12 og frem til Weichsel at perioder med mer intense glasiasjoner begynte (Mangerud mfl. 2011). Isstrømmen som utformet Norskerenna er kalt «The Norwegian Channel Ice Stream» (NCIS). Det er antatt at NCIS først var aktiv i MIS 22, men dokumenterte glasiiale debrisstrømmer

avsatt i Nordsjøviften er datert til å bli avsatt under MIS 12, 10, 8, 6 og 2 (Figur 2) (King mfl. 1998; Mangerud mfl. 2011).

Den siste istiden som dekke hele Norges landmasser var Weichsel. Det er vanskelig å finne bevis for tidligere istider siden Weichsel har fjernet mesteparten av de gamle avsetningene fra kvartær. Det må brukes andre geologiske arkiv slik som is-droppet materiale, gitt at det bare er noen få steder hvor pre-Weichsel glasiøle avsetninger er funnet (Mangerud mfl. 2011). Under Weichsel ble det Skandinaviske isdekket så stort at det nådde ut til kysten flere ganger med vekselvis varme og kalde perioder (Hughes mfl. 2016). I stratigrafien er de varme periodene observert ved avsatt hemipaleogisk/marin leire, og de kalde periodene observert ved avsatt morene-enheter (Sejrup mfl. 2005).



Figur 2. Oversikt over fremrykk av isdekket fra tidlig pleistocen for ca. 1.1 millioner år siden til slutten siste istid, Weichsel. x-akse viser hvor langt ut isdekket har beveget seg og y-aksen viser tid oppgitt i marint isotopt stadium og geologisk periode. Figur hentet fra (Mangerud mfl. 2011)

### *Den siste glasiasjonsperioden*

Weichsel er den siste istiden på jorden, og startet på slutten Eem, ved grensen mellom MIS 5d og 5e og varte frem til MIS 2 (Figur 2). Siden dette er den siste istiden er den også den best kjente, og sporene av den ikke har blitt fullstendig visket vekk av nye istider. Allikevel er det en mangel på kunnskap om tidlig Weichsel da isdekket hadde sitt fremrykk og var på sitt største under sen Weichsel. Det har gjort det vanskelig å vite når isdekket gjorde fremrykk og hvor store områder det dekket (Mangerud mfl. 2011).

### *Tidlig og middel Weichsel*

Tidlig og middel Weichsel startet ved slutten av Eem. Fra MIS 5e til 4 er det funnet bevis for at det skandinaviske isdekket har gjort tre fremrykk, i henholdsvis MIS 5d, 5b og 4/3 (Figur 2) (Mangerud 2004; Mangerud mfl. 2011). Det er trodd at isdekket under MIS 4/3 sammensvarer med funn av avsetninger i Norskerenna som indikerer to aktiveringer av NCIS i Saale/tidlig Weichsel (Larsen mfl. 2000). Variasjoner i det skandinaviske isdekkets størrelse under middel og sen MIS 3 er blitt godt dokumentert ved funn i huler langs kysten ved Ålesund. Funnene er korrelert med iskjerne fra Grønland og viser at vestkysten var isfri (Mangerud mfl. 2011).

### *LGM og deglasiasjon av Norskerenna*

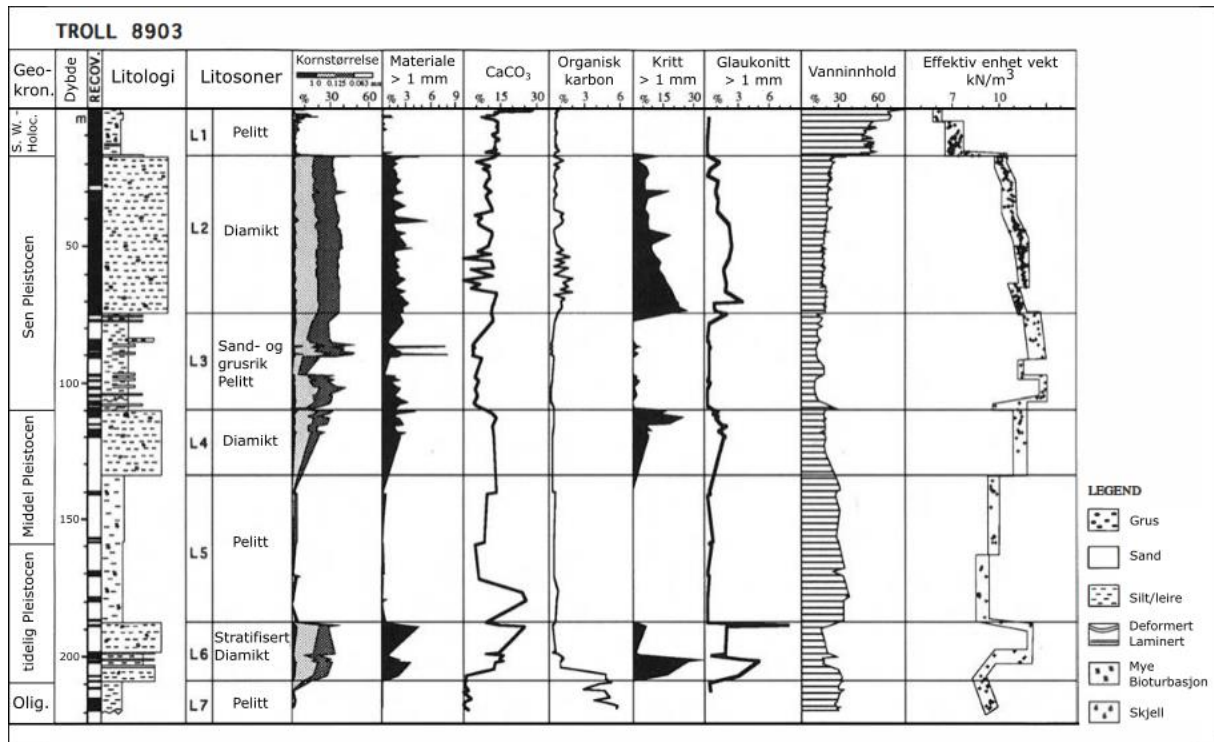
Slutten av Weichsel er siste gang hvor det skandinaviske isdekket rakk utenfor hyllekanten langs kysten av Norge og aktiverte isstrømmen i Norskerenna. Dette tok plass under MIS 2, hvor isdekket var på sitt største under fra ca. 28-20 ka. Det har vært flere variasjoner i isdekkets omfang under siste del av Weichsel etter Ålesund interstadial. Det er funnet bevis for et første, stort fremrykk, hvor isdekket strakk seg mot Danmark, hendte rundt 29 ka (Houmark-Nielsen og Henrik Kjaer 2003; H. Sejrup mfl. 2009). Hughes mfl. (2015) sin rekonstruksjon viser at det Skandinaviske- og Britiske isdekket vokste sammen ved 27 ka, mens det Skandinaviske og Svalbard-Barents-Kara isdekket vokste sammen ved 24 ka. Det er også funnet bevis for et nytt fremrykk fra 23-21 ka, hvor isdekket bevegde seg fra Norge mot Danmark igjen (Houmark-Nielsen og Henrik Kjaer 2003). Den maksimale utstrekningen til ismarginen er ikke datert langs Vest-Norge, med unntak av Egga II morenen som ligger utenfor Andøya. Den er datert til 19 ka BP (Mangerud mfl. 2011). Det var Vorren og Plassen (2002) som kartla Egga I og II morenene utenfor Andøya, og <sup>14</sup>C datering plasserer Egga I til å være over 25 ka BP. Egga I fremrykket er trodd til å ha nådd ut til kontinentalhyllen (Vorren og Plassen 2008).



Ved bruk av Høy oppløselig batymetri, TOPAS akustisk data og marine kjerner har Sejrup mfl. (2016) undersøkt hvor stort det Skandinaviske isdekket var under siste istids maksimum. Det er trodd at de skandinaviske og britiske isdekkene har vært knyttet sammen under sist istids maksimum før Nordsjøisen ble oppløst for 18 500 år siden. Denne oppløsningen var på grunn av en retrett av isstrømmen i Norskerenna (Sejrup, Clark, and Hjelstuen 2016). Det er observert at deposisjon av glasimarine sedimenter ved munnen av isstrømmen stoppet ved  $19.0 \pm 0.2$  ka BP (A. Nygård mfl. 2007; Mangerud mfl. 2011). Det er funnet bevis som indikerer at Isstrømmen utviklet seg på ny under Tampen fremrykket fra ca. 18 ka før den forsvant under Allerød interstadial. Under dette fremrykket vokste ikke det britiske- og skandinaviske isdekket sammen igjen (Sejrup mfl. 2000). Det siste fremrykket til det skandinaviske isdekket fant sted under Yngre Dryas, ca. 12.7-11.5 tusen år siden (Lohne, Mangerud, og Birks 2014). Dette fremrykket er godt dokumentert ved en lang sammenhengende endemorene som strekker seg langs kysten av Norge. Fremrykket av isen skjedde i rykk og napp langs ismarginen, og størrelsen på fremrykket varierte (Mangerud, Gulliksen, and Larsen 2010).

#### 2.1.1 – Stratigrafien i Norskerenna

En av de beste kildene til å finne informasjon om stratigrafien i Norskerenna er kjerne 89/03 fra Troll feltet (Figur 2). Denne kjernen er tatt på 300 meters dyp og er 219m lang og penetrerer 205 meter med kvartære sedimenter (Sejrup mfl. 2003; 1995). Denne kjernen har vært svært viktig for å forstå de glasiøse avsetningene i Norskerenna og for å kunne datere ulike sekvenser for å lage et bilde over tidligere glasiøse perioder som har nådd ut til Norskerenna. De 210 meterne med sedimenter har blitt delt inn i syv litosoner betegnet L1-L7, hvor L7 er den eldste og L1 er den yngste (Figur 3). I tillegg til kjerne 89/03 ble det tatt en 3 meter lang gravitasjons kjerne på samme lokasjon (Sejrup mfl. 1994; 1995).



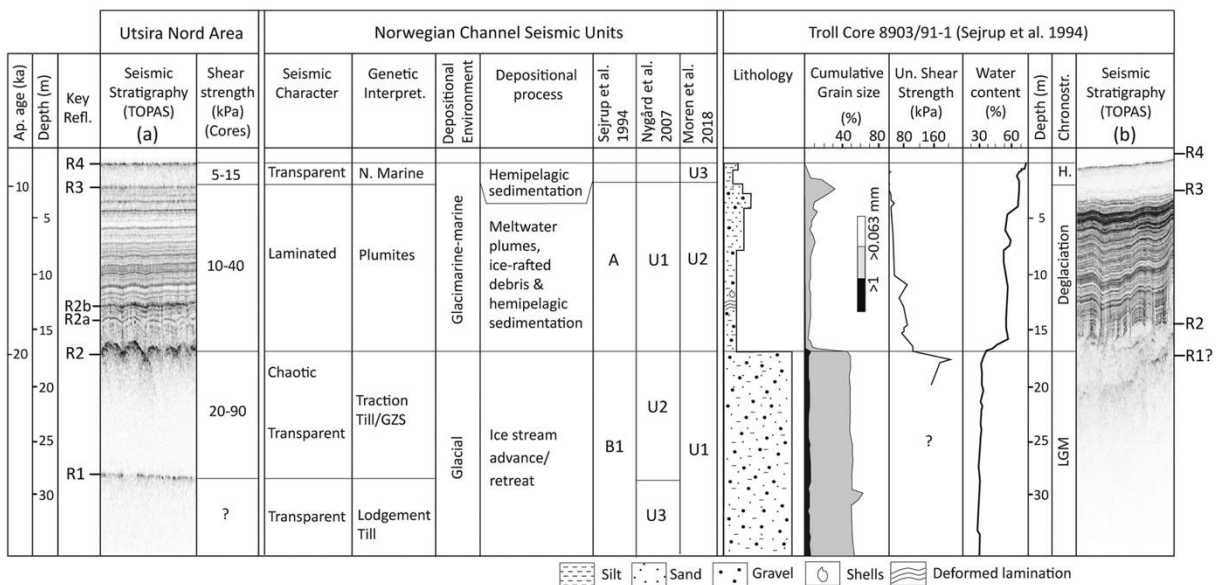
Figur 3. Troll kjerne 89/03. Viser en oversikt over tolket litologi og litosoner og diverse geofysiske og geokjemiske egenskaper. Modifisert fra Sejrups mfl. (1995).

Litologien i Troll-kjernen er vekslende mellom pelitt (L7, L5, L3 og L1) og diamikt (L6, L4 og L2). Litosonen med pelitt er generelt karakterisert med finkornede sedimenter med høyt innhold av vann og organisk materiale. Det er også observert innslag av linser av sand og grus (L3), men det er generelt lavt innhold av materiale > 1 mm. Litosonene med diamikt er massive, inneholder lite organisk materiale, glaukonitt og mer materiale > 1 mm enn pelitt, spesielt kalk > 1 mm. Vanninnholdet er lavere, og skjærstyrken og egenvekt er markant høyere enn i litosonene med pelitt. Her er L6 Fedje morenen og L2 morenen avsatt under Weichsel (Sejrups mfl. 1995).

Litosone L2 er en 57 meter tykk diamikt (16.9-74 m). L2 har høyere skjærstyrke og effektiv vekt enn L1, og er svært lik L4 og L6. Det er observert noen stegvise endringer i vanninnhold med dybde som kan representere to eller tre ulike avsetningshendelser (Sejrups mfl. 1994). Lunne mfl. (2006) har delt enheten inn i tre underenheter basert på endringer i geotekniske egenskaper som vanninnhold, skjærstyrke og konsolidering (Lunne, Long, og Uzielli 2006). Litosone L1 (0-16.9 m) består av pelitt og representerer deglasiasjonen av det Skandinaviske

isdekket og avsetningene under Holocen. Det er en klar økning i vanninnhold fra L2, enheten er veldig finkornet og det er ikke kalk > 1 mm (Sejrup mfl. 1994). Det er også observert en tydelig endring i de geotekniske egenskapene fra L2 til L1 (Lunne, Long, og Uzielli 2006).

Petrie mfl. (2022) har sett nærmere på de øverste ca. 35 meterne av Troll kjerne 8903/91-1 og sammenlignet stratigrafien og litologien funnet i kjernen med den seismiske stratigrafien i Norskerenna vest for Utsira Nord. Korrelasjonen mellom den seismiske- og kjerne stratigrafien er vist i Figur 4. Her er også skjærstyrke og vanninnhold målt i gravitasjons kjerner tatt 50 km sør for Utsira Nord i Norskerenna. Sammenlignet med skjærstyrken i kjerne 8903/91-1 er den målt sør for Utsira Nord i figur 7 høyere enn hva som Sejrup mfl. (1994) målte for litosone 2. Skjærstyrken for L2 er gitt til å være 90-100 kPa i borehull 8903/91-1 (Sejrup mfl. 1994), mens Petrie mfl. (2022) oppgir skjærstyrker opp mot 160-170 kPa for den antatte morenen i L2.

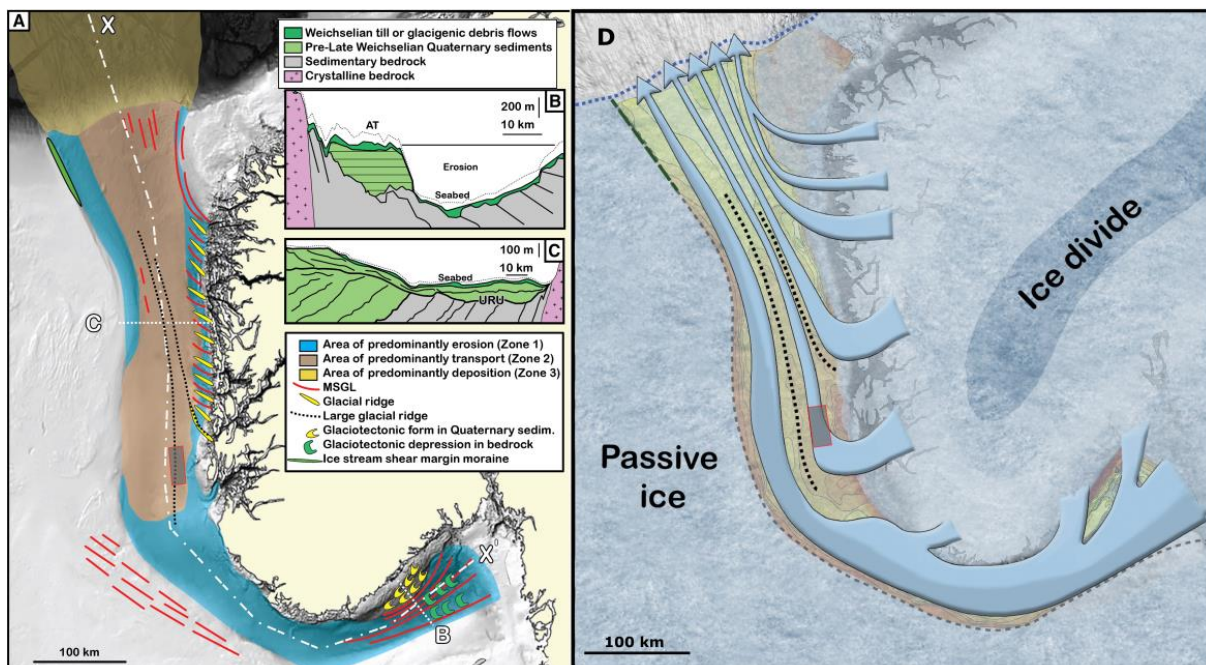


Figur 4. De øverste 35 meter av Troll-kjernen vist mot TOPAS akustisk data fra Norskerenna sammen med litologisk tolkning, kronostratigrafi, kornstørrelse, skjærstyrke og vanninnhold. Litostratigrafien i Norskerenna er sammenlignet mellom tolkninger fra Sejrup mfl. (1994), Nygård mfl. (2007) og Møren mfl. (2018). Figur er hentet fra Petrie mfl. (2022)

King mfl. (1998) har også sett på avsetningene fra Nordsjøviften. I kjerne 89-03 GC er det en homogen grå diamikt avsatt av en glacial debrisstrøm. Fra ca. 260 – 160 cm dybde har det vært en aktiv debrisstrøm fra 37 760 ± 770 BP – 17 880 ± 100 BP, produsert av erosjon langs havbunnen i Norskerenna da NCIS var aktiv. Videre er det ved 85 – 105 cm dybde observert et

intervall med større kornstørrelse og større klaster som kan være isdroppet materiale. Det er også en markant økning i Mesozoiske klaster og fra 105 cm frem til 50 cm dybde er det en gradvis økning i magnetisk susceptibilitet. Datoene over laget er Vedde akse ved ca. 42 cm dybde datert til 10 310 BP og under ved ca. 115 cm dybde er det datert til 14 985 ± 95 BP (King mfl. 1998). Samme respons i Magnetisk susceptibilitet er observert i kjerne 101-06 og 79-08. Dette intervallet vil da sammensvare med fremrykket av det skandinaviske isdekket under Yngre Dryas.

Ottesen mfl. (2016) har delt Norskerenna inn i tre morfologiske soner hvor isstrømmen har vist ulik karakteristikk under LGM. I Figur 5-A er distribusjonen av de ulike morfologiske sonene vist med ulik farge, hvor NCIS i sone 1 har hovedsakelig erodert, i sone 2 har NCIS transportert sedimenter, og i sone 3 er sedimentene avsatt som GDS observert i Nordsjøviften. Troll 8903 kjernen ligger i sone 2 hvor NCIS hovedsakelig har transportert sedimenter. Figur 5-D vise hvordan isstrømmer fra vestlandsfjordene kom ut i Norskerenna og ble en del av NCIS. Strømningsdynamikken har ført til dannelsen av to distinkte ryggformer i morenen avsatt under LGM langs Norskerenna (Ottesen mfl. 2016).



Figur 5. A. Viser utbredelsen til de 3 morfologiske sonene Ottesen mfl. (2016) har definert i Norskerenna i tillegg til glasiiale landformer. B. Nord-Sør profil over Norskerenna ved Skagerrak. C. Vest-øst-profil over Norskerenna ved Øygarden. D. Illustrasjon over strømningsmønsteret til NCIS som viser at avsetninger fra ulike nedslags-områder drenerer inn i NCIS og er skilt langs kanalen. Sort stiplet linje

*illustrerer rygger langs Norskerenna, blå stiplet linje er hyllekanten og grønn stiplet linje er laterale skjær-morener. Rødt rektangel viser ca. posisjon til Utsira Nord havvindfeltet. Figur modifisert fra (Ottesen mfl. 2016).*

## 2.2 Isstrømmer

Isstrømmer er deler av et isdekke hvor isen strømmer raskere enn det omkringende isdekket. Hastigheten til en isstrøm varierer fra ca. 0.1-0.8 km/år, målt fra Siple isstrømmene, i motsetning til isen rundt isstrømmen hvor hastigheten er ca. 5 m/år (Bennett 2003). For NCIS er det beregnet en hastighet rundt 1.3-2.7 km/år (A. Nygård mfl. 2007). Bennett (2003) beskriver isstrømmen til å være som arteriene i et isdekke som distribuerer og avsetter størsteparten av isen og sedimentene. Det finnes flere måter å klassifisere en isstrøm på avhengig om de er avgrenset av topografi eller av saktebevegende is (Bennett 2003). De to typene skilles og klassifiseres som topografisk isstrøm og «rein» isstrøm, og det er argumenter for at en ekte isstrøm må være avgrenset av is (Stokes og Clark 1999). Det skilles også mellom en isstrøm og en utløps-bre med økt strømningshastighet (Bennett 2003). Når en isstrøm er avgrenset av saktebevegende is vil det oppstå en smal skjærsone som er et av kjennetegnene ved en isstrøm. Andre kjennetegn som nesten bare er observert ved isstrømmer er deformert morene, som muligens reduserer friksjonen under isen, og akkumulasjon av «morene-delta» avsetninger på kontinentalhyllen (Stokes og Clark 1999). Dette er tilfellet for NCIS som har drenert store deler av det sørlige skandinaviske isdekket (A. Nygård mfl. 2007). Topografien spiller en stor rolle i å avgjøre hvor fort isstrømmen beveger seg. Ved lave punkter vil isens tykkelse øke som igjen øker stresset på underlaget. Dette øker den interne deformasjonen gitt ved Glens lov som betyr økt strømningshastighet. Tykkere is betyr også at isolasjonen blir større, basal temperaturen vil stige som øker den interne deformasjonen. Dette kan også øke basal smelting og smøring og det hele blir en stor «feedback-loop» hvor faktorene forsterker hverandre (Bennett 2003).

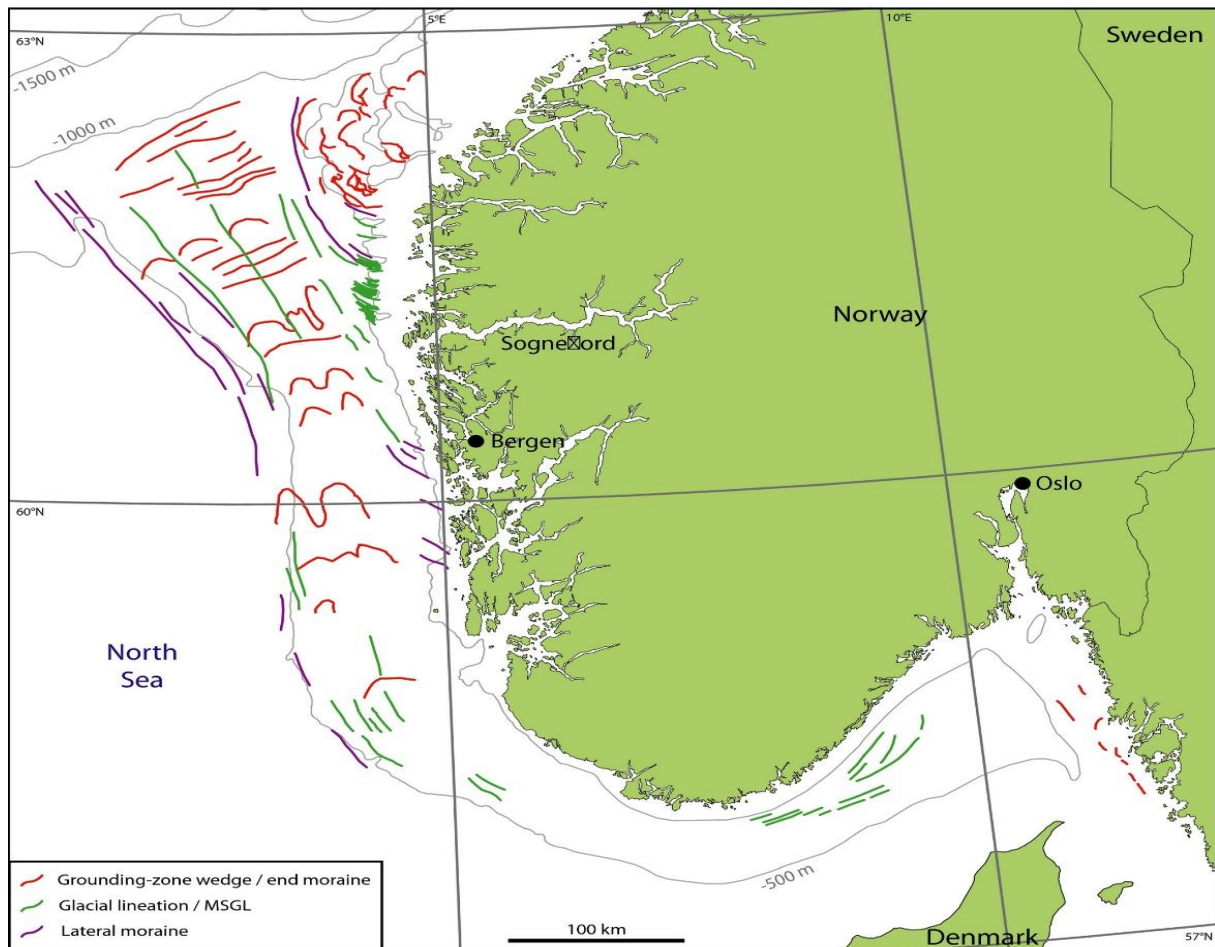
### 2.2.1 Studier av tidligere paleo-isstrøm

Det finnes i dag få «reine» isstrømmer, hvor Siple isstrømmene på Antarktisk i tillegg til en korridor på Grønland er de eneste observerte. Ellers er alle større isbreer med raskflytende is topografisk begrenset og de blir klassifisert som enten topografisk isstrøm eller utløpsbreer. De vil likevel ha stor betydning for isdekkets geometri, erosjons- og sedimentasjonsmønster.

Siple isstrømmene er delt inn fra A til F og de er typisk 50 km brede, 300-500 km lange og har en gjennomsnittlig tykkelse på minst 1 km (Bennett 2003). Fra observasjoner i borehull er det beregnet at deformasjonen av sedimenter under isstrømmen står for 80-90% av strømmens bevegelse fremover (Boulton og Hindmarsh 1987; Ó Cofaigh mfl. 2007). Deformasjonen oppstår ved at sedimentene deformeres ved lavere skjærspenning enn den overliggende isen. Denne oppdagelsen ble først gjort under Whillans isstrømmen, hvor det ved hjelp av seismiske bilder ble oppdaget et 5-6 meter tykt lag med porøse sedimenter som var saturert med vann. Disse sedimentene er tolket som subglasial morene og er en diamikt rik på leire (Bennett 2003).

Det finnes geomorfologiske bevis som kan indikere hvor en isstrøm har vært aktiv før. Stokes og Clark (2001) har samlet sammen bevis for isstrøm-aktivitet fra en rekke områder presentert i ulike publikasjoner. Blant de mange ulike bevisene som er gitt er det noen som går igjen ved ulike lokasjoner; Megaskala glasiale lineasjoner, deformasjon av bunnmorene, Laterale skjærmorener, Boothia-type blokk spredning, topografisk trau og submarine morene-delta (grunnsonekiler) eller sedimentvifter (Stokes og Clark 1999; Stokes 2001). Funn av disse geomorfologiske kjennetegnene kan brukes som støtende bevis for andre funn som indikerer tilstedeværelsen av en aktiv isstrøm. Megaskala glasiale lineasjoner (MSGL) kan sees på som et av de mest relevante bevisene. De opptrer som høyt attenuert terreng på havbunnen hvor høyde til bredde forholdet er stort, >10:1. Større høyde til bredde forhold blir sett på som en indikasjon på at isen har strømmet raskere (Stokes og Clark 1999). Dimensjonene til MSGL kan variere, med lengde på 6-100 km, bredde på 200-1300 meter og det er typisk 200 m – 5 km avstand mellom hver lineasjon. MSGL kan bli sett på som den største landformen i en rekke av strømlinjeformede glasiale landformer som viser strømningsretningen til isen. Oppstandelsen til disse landformene skjer i myk bunnmorene som blir deformert, men det finnes flere teorier for hvilke type mekanismer i isen som danner de (Fowler 2010). En teori er at landformene dannes ved spiralformede strømmer som eroderer sedimenter i trau og avsetter sedimentene på kammen. En slik mekanisme er kun mulig hvis isstrømmen kan produsere stress tverrgående strømningsretningen til isen (Schoof og Clarke 2008; Fowler 2010). En annen teori er at større humper på undersiden av isdekket oppfører seg som ploger

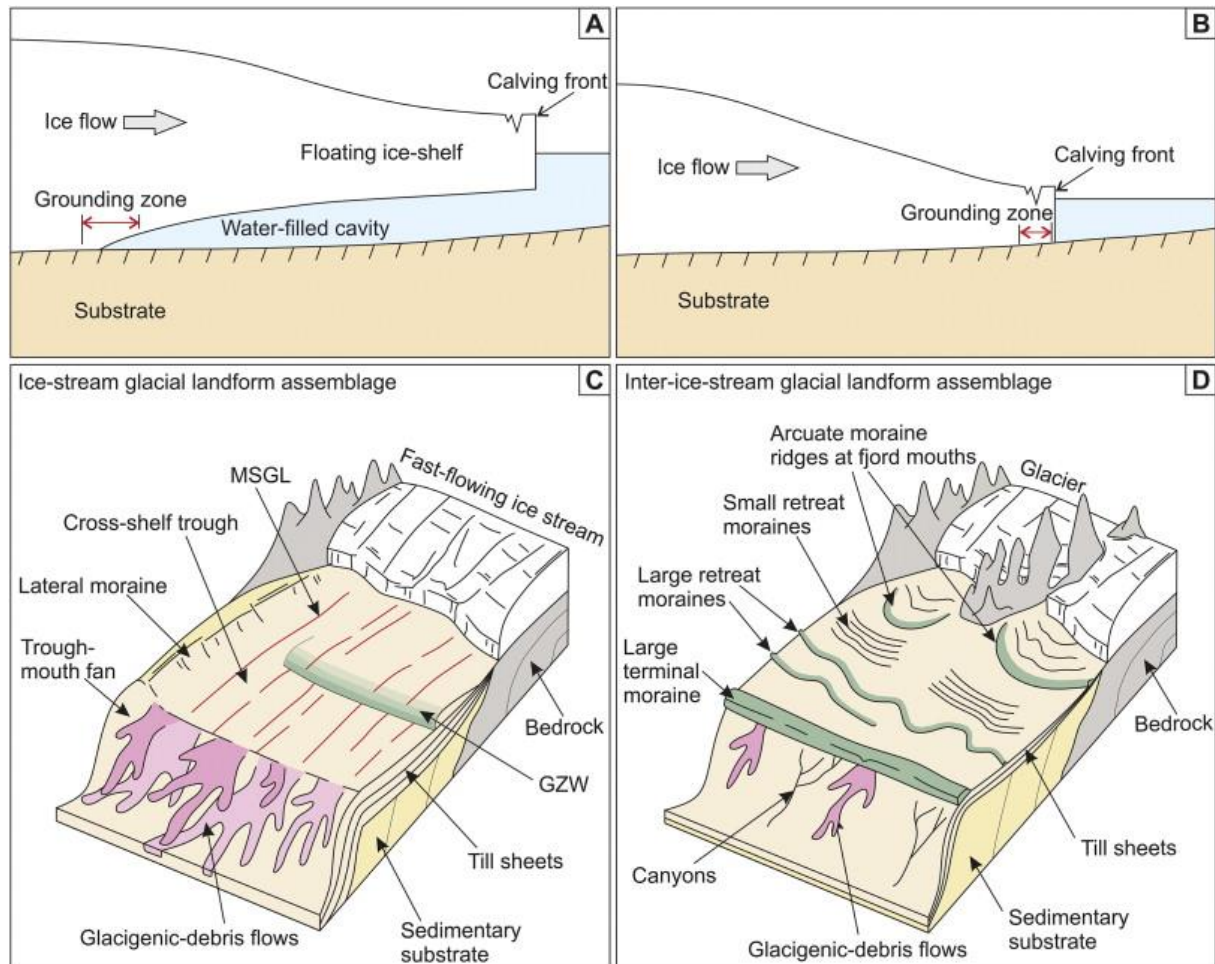
som graver avlange riller og presser sedimenter opp i rygger (Clark mfl. 2003). Tolkede MSGL og andre bevis for isstrømning i Norskerenna kan sees i Figur 6.



Figur 6. Distribusjon av observerte grunnsonekiler (rød), mega-skala glasiiale linesjoner (grønn) og laterale morener (lilla) i Norskerenna. Figur hentet fra Morén mfl. (2018).

Grunnsonkiler (GSK) er en annen glacial landform brukt til å identifisere tidligere paleo-istrømmer og lokasjonen til tidligere isdekker. GSK er asymmetriske sedimentære deponenter dannet ved rask akkumulering av deformert morenemateriale fra en grunningssonen som er marint terminert (Dowdeswell og Fugelli 2012; Batchelor og Dowdeswell 2015). Grunningssonen til et isdekke eller isstrøm er hvor den termineres eller ikke lengre er i kontakt med bakken. Ved marin terminasjon av isen kan grunningssonen beskrives som det punktet hvor isen mister kontakt med bakken og begynner å flyte i havet. Dette er illustrert i Figur 7-A hvor isen fortsetter lang forbi grunningssonen og ut i havet. Den flytende isen blir gjerne kalt en istunge (Dowdeswell og Fugelli 2012). Dowdeswell og Fugelli (2012) argumenterer for at det er størst sannsynlighet å finne GSK ved ismarginer hvor det er istunge. Formen på istungen

skaper et vannfylt hull med is-tak som hindrer sedimentene å akkumulere vertikalt. Ved ismarginen uten en istunge vil det bli avsatt endemorener og morenerygger (Dowdeswell og Fugelli 2012).



Figur 7. A. ismarginen med en flytende istunge som strekker seg forbi ismarginen. Det er isbergkalving i fronten av istungen. B. Grunningszone ved tidevanns-ismargin. Isdekket har ikke istunge, men isfronten kalves. C. Landformer skapt av isstrøm. D. Landformer skapt ved lav-hastighets is. Figur er hentet fra (Batchelor og Dowdeswell 2015).

GSK har også blitt omtalt som morene deltaer. Dette er fordi sedimentene som blir avsatt ved som GSK ofte har tydelige toppsett, forsett og bunnsett som et delta. Sedimenter blir avsatt ved grunningssonen som vil progradere når sedimenter akkumulerer. Toppsettet vil vanligvis bestå av bunnmorene som blir aktivt deformert ved danning av GSK og har gjerne en svak stigende helning ved utbygging. Forsettet og bunnsettet vil bestå av sedimenter fra gravitasjonsstrømmer og smeltevann-plummer (Alley mfl. 1989; O Cofaigh 2001).



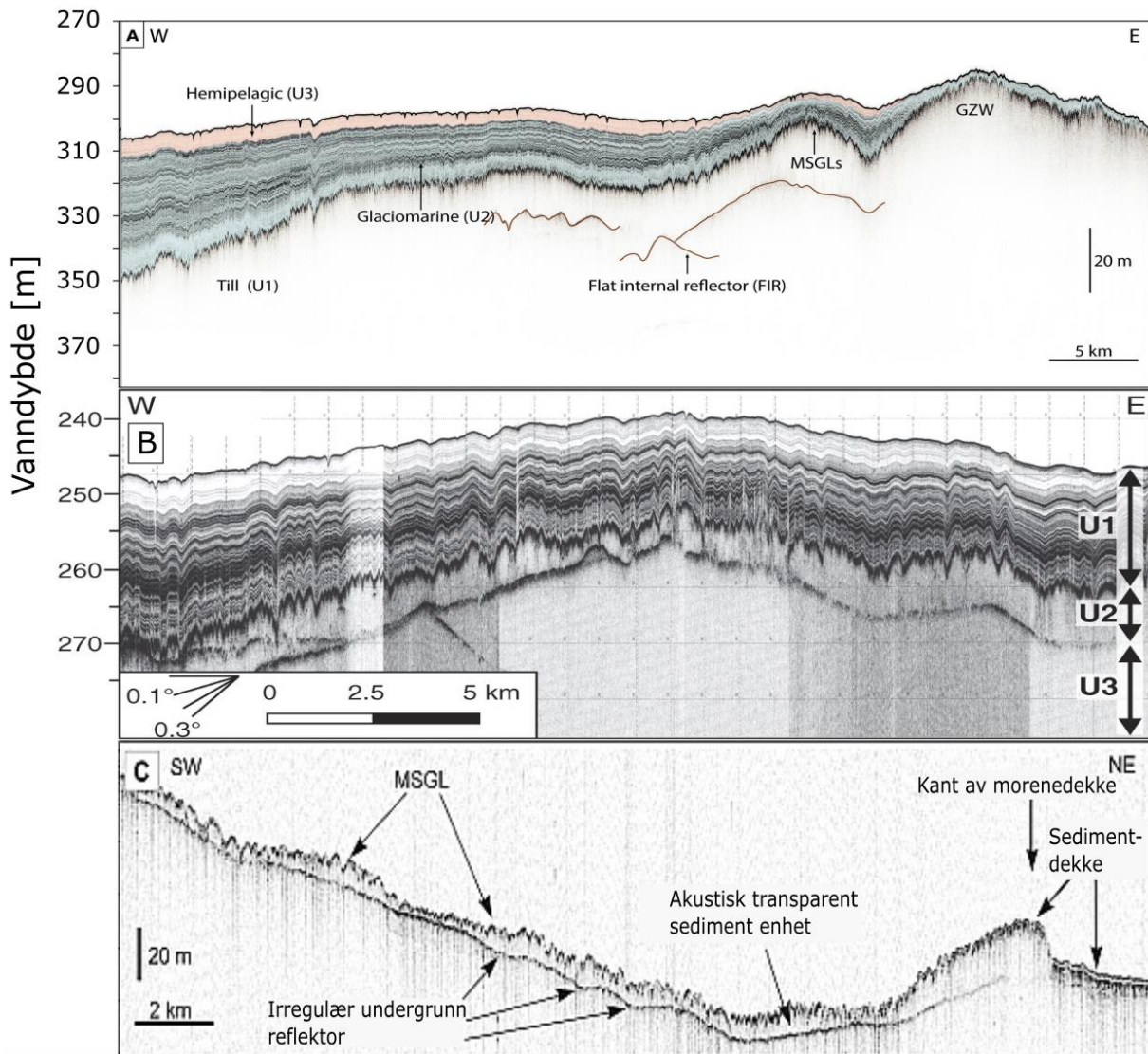
Ved stor isstrømnings-aktivitet forventes det også å finne glasigene debrisstrømmer (GDS). Dette er en type gravitasjonsstrøm hvor ukonsolidert materiale flyter ned en helning som en semi-likvid masse med partikler suspendert i vann. En annen form for debrisstrøm som finnes ved stor isstrømnings-aktivitet er glasial-foret debrisstrømmer (GFDS). En slik debris strøm består av materiale rett fra ismarginen og blir avsatt som linser når ismarginen når hyllekanten (Wilken og Mienert 2006).

Smeltevann-plumitter i is-proksimale lokasjoner kan føre til rask sedimentasjon og avsetning av tykke sedimentpakker. Hendelser etter avsetning kan så føre til en kollaps av pakkene og resedimentasjon ned helninger (O Cofaigh 2001). Utløsende hendelser kan være oscillering av ismarginen, jordskjelv, isbergkalving, bølger, glasioisostatisk rebound og for bratt helning (Dott 1963; O Cofaigh 2001; Pisarska-Jamroży mfl. 2019). Det kan føre til turbiditetsstrømmer. Dette er en rask, kortvarig til langvarig, mer eller mindre sammenhengende strøm (Middleton 1993). Turbiditetsstrømmen blir avsatt når det blir tilført tilstrekkelig mengder sedimenter eller når strømmeningshastigheten avtar. Avsetningene følger gjerne Bouma-sekvensen, men det er normalt å ikke finne alle lagene og det finnes mange ulike kombinasjoner. Avstanden fra kilden har stor betydning for hvilke sekvenser som blir avsatt. I bunnen av turbiditter kan det også finnes «load» strukturer. Det underliggende sedimentet har blitt likvifisert ved økt poretrykk slik at vann begynner å migrere. Det oppstår da strukturer hvor det overliggende sedimentet trekker ned i det underliggende sedimentet i ulik grad. Dette er en form for soft sediment deformasjon funnet ved gravitasjonsstrøm-avsetninger (Eyles, Clark, og Clague 1987).

### 2.2.2 – Karakteristikk sedimenter under isstrømmer

TOPAS akustiske profiler og kjernedata fra både Norskerenna og ytre Marguerite Bay i Antarktisk gir et bilde på hvordan morfologien til havbunnen ser ut der isstrømmer har vært aktive. Profilene fra Norskerenna (Figur 8-A og B) har en transparent enhet i toppen etterfulgt av en enhet med laminerte sedimenter. Under de laminerte sedimentene er grensen til neste enhet en irregulær, undulerende reflektor, tolket som MSGL. Under den irregulære reflektoren er en transparent enhet med en flat intern reflektor. Bare Moren mfl. (2018) deler enheten under de laminerte sedimentene inn i to ulike enheter (A. Nygård mfl. 2007; Morén mfl. 2018). Profilet fra Marguerite Bay (Figur 8-C) viser en akustisk transparent enhet øverst.

Denne enheten varierer i tykkelse og enkelte steder er det et tynt lag med sedimenter drapert over. Toppen av den akustisk transparente enheten er svært ujevn og undulerende, som er tolket som MSGL dannet av isstrømmen (Ó Cofaigh mfl. 2005; 2007). Bunnen av enheten er markert med en irregulær «sub-bottom» reflektor. Kjernene tatt fra Antarktisk viser at den transparente enheten er en massiv matriks-støttet diamikt bestående av dårlig sorterte subangulær til subrundet klaster i grus-størrelse (Figur 9-A). Matriksen består av leire/siltig gjørme. Skjærstyrken til diamikten er generelt under 20 kPa, men oppimot 40 kPa enkelte steder, hvor det kan skje en abrupt økning i skjærstyrke mot toppen av enheten. Det er observert skjær plan og orienterte klaster på et mikromorfologisk skala. Dette er tolket som et produkt av rotering av klastene. Diamikten i den transparente enheten blir omtalt som en «myk diamikt» eller deformasjonsmorene. Generelt er distribusjonen av deformasjonsmorene sammensvarer med områder med MSGL, med noen få unntak hvor MSGL er observert i en hardere bunnmorene (Wellner mfl. 2001).



Figur 8. Seismsike profiler fra Norskerenna og Antarktisk innsamlet med TOPAS-systemet. Profilene er blitt tolket til å inneholde flere spor av tidligere isstrømaktivitet ved observasjoner av MSGL, grunnsonekiler, akustisk transparent sedimentdekke. A. TOPAS akustisk profil fra den sentrale delen av Norskerenna. Viser MSGL, grunnsonekil (GZW) og tre identifiserte sedimentære enheter (U1, U2 og U3) (Morén mfl. 2018). B. TOPAS akustisk profil fra Norskerenna ved 250 meter vanndybde. Profilet er delt inn i tre enheter (U3, U2 og U1) (A. Nygård mfl. 2007). C. Akustisk profil fra Marguerite Bay. Viser MSGL i en transparent sedimentær enhet og en irregulær undergrunn reflektor (Ó Cofaigh mfl. 2005).

Under den transparente enheten er det en reflektor som markerer bunnen av den myke diamikten. Enheten under er det en stivere, massiv diamikt som er matriks-støttet. Denne diamikten har mye høyere skjærstyrke, >98 kPa. Generelt ligger skjærstyrken på 20-98 kPa, med mindre enn 19% vanninnhold og 23-29% porøsitet. Ved å studere opprinnelsen til klastene i den myke diamikten er det observert at litologien til klastene i Robertson Trough er lik den som finnes i den stive diamikten på den indre middelhyllen. Ó Cofaigh (2007) antyder

at den mykere diamikten har opprinnelse fra den stivere diamikten. I enkelte kjerner beskrevet av Ó Cofaigh (2007) er det et tydelig skille mellom den myke diamikten og den stivere diamikten under som gir stort utslag på skjærstyrkemålingene (Figur 9-A). Overgangen fra marine avsetninger til den myke diamikten er ikke alltid like lett å observere på skjærstyrkemålingene i kjernene fra Robertson trauet, men den er generelt høyere i den myke diamikten sammenlignet med den marine leiren. I kjernene fra Norskerenna (Figur 9-B og C) er bare en myk diamikt penetrert, men det er observert en lignende økning i skjærstyrke fra litosone U2 til U1.



*Norskerenna utenfor Lista. Kjernen er litologisk beskrevet og viser kumulativ kornfordeling, gamma tetthet, skjærstyrke og magnetisk susceptibilitet. Kjernen er også korrelert med akustisk data. Figur hentet fra Morén mfl. 2018. C. Kjerne GS14-191-01CC (tatt med calypso kjernetaker) hentet fra Skagen 3 området. Kjernen er litologisk beskrevet og viser kumulativ kornfordeling, gamma tetthet, skjærstyrke og magnetisk susceptibilitet. Kjernen er også korrelert med akustisk data. Figur hentet fra Morén mfl. 2018.*

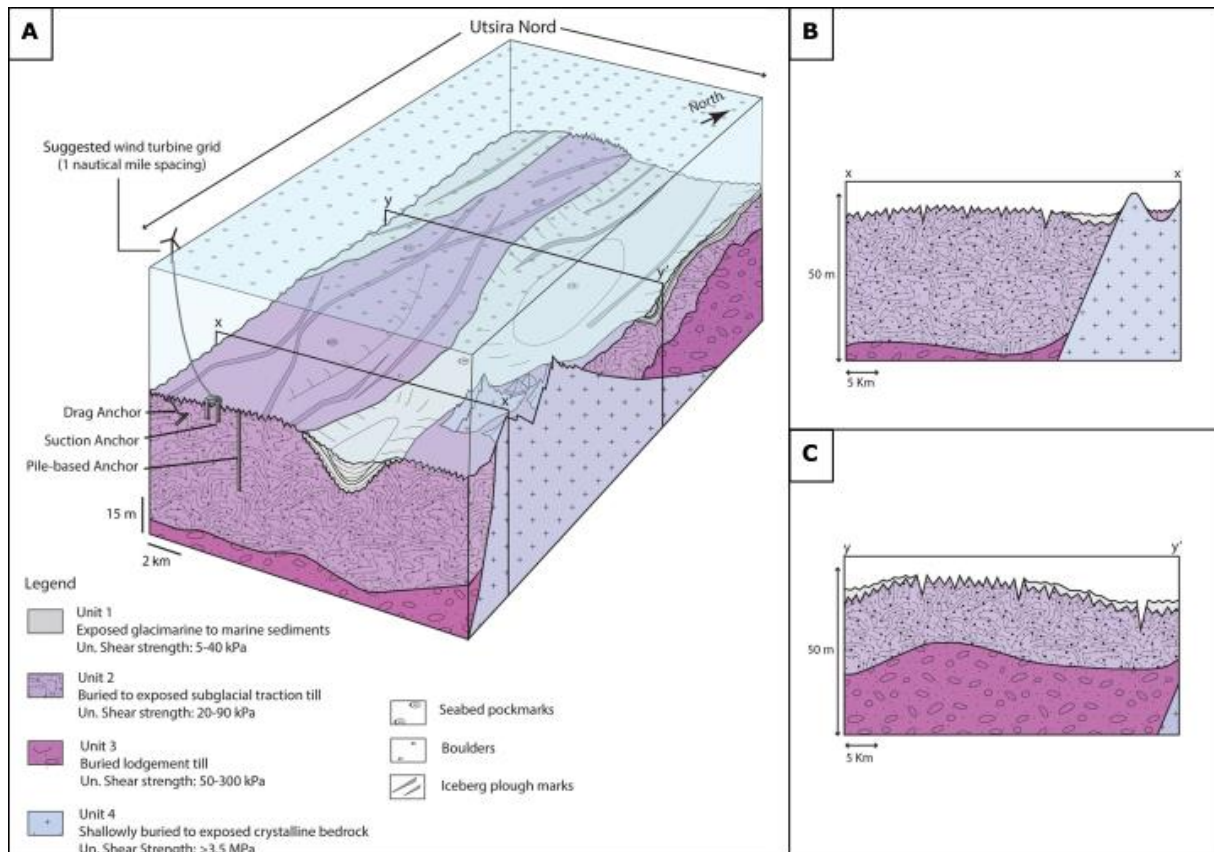
Ó Cofaigh (2007) foreslår tre hypoteser om hvordan den myke morenen er dannet og hvorfor det er en overgang fra myk til stiv morenen. Den første hypotesen er at de to ulike morenene er avsatt ved to ulike glisiale fremrykk. En mulighet er at den stive morenen er avsatt under et fremrykk av isdekket før LGM, før det senere ble dannet en isstrøm som avsatte den myke morenen (Ó Cofaigh mfl. 2007). Den andre hypotesen er at det har skjedd en endring i prosessen som avsetter morenen, fra bunnmorenen (stiv morene) til deformasjonsmorenen (myk morenen). Isdekket har først hatt fremrykk over kontinentalhyllen og avsatt en bunnmorene, før isen har begynt å strømme i traue og omgjort/deformert bunnmorenen slik at den har blitt mykere (Ó Cofaigh mfl. 2007).

Den tredje hypotesen skiller de to enhetene i A- og B-horisonter. Hvor deformasjonen av en dilettant A-horizont (myk morene) fører til en porøs massiv morene med en ikke-dilettant morene under (Ó Cofaigh mfl. 2007). En morene er dilettant hvis viskositeten øker ved større skjærkraft (Rapp 2017). Denne hypotesen er støttet av TOPAS dataen hvor stiv morene/myk morene sekvensen er sammenlignbar med lignende strukturer i moderne isbreer på Island (se Boulton og Hindmarsh 1987) (Ó Cofaigh mfl. 2007)

### 2.3 Utsira nord

Utsira Nord havvindområdet er 23x43 km stort og ligger 30 km vest for øyen Utsira (Figur 1). UN har blitt undersøkt nærmere ved bruk av all tilgjengelig data som seismiske (2D/3D) profiler, batymetri og nærliggende kjerner, tilgjengelig før 2022, av Petrie mfl. (2022). Med den begrensede dataen Petrie mfl. (2022) utviklet en konseptuell geologisk modell av UN (Figur 10). Fra denne dataen har en geologisk modell (Figur 10) blitt konstruert. Denne modellen viser at området består av fire ulike geologiske enheter; i de dypere områdene er øverste enhet bestående av glisimarin til marine sedimenter, i det sør-østlige hjørne er det

grunnfjell, det er en deformasjonsmorene av varierende tykkelse som enten er eksponert eller begravet, og nederst i stratigrafien er det en begravet bunnmorene. Deformasjons- og bunnmorenen er skilt ved en noe svak «sub-bottom» reflektor i Topas profilene og en økning i skjærstyrke i litostratigrafien. Deformasjonsmorenen har en skjærstyrke på 20-90 kPa mens bunnmorenen har en skjærstyrke på 50-300 kPa.



Figur 10. A. Konseptuell geologisk modell av det utlyste området for flytende havvind, Utsira Nord. Området er delt opp i fire geologiske enheter, Enhet 1 er glasimarin til marine sedimenter, enhet 2 består av subglacial deformasjonsmorene, enhet 3 består av begravet bunnmorene, og enhet 4 er begravet til eksponert grunnfjell. B. En vest-østprofil fra sørlige UN. C. Et øst-vest profil lengre nord i UN. Figur hentet fra (Petrie mfl. 2022).

<sup>10</sup>Be aldre samlet fra glacial fraktete steiner avsatt på Utsira, Karmøy og Boknafjorden gir et innblikk i når isstrømmen trakk seg tilbake fra Utsira under LGM. Utsira har blitt datert til å være isfri rundt 20 ka BP. Tilsvarende viser datering fra Karmøy også at isen trakk seg tilbake ved 20-18 ka BP (Svendsen mfl. 2015; Vasskog mfl. 2019). Datoer samlet fra Tananger og Våg viser at isdekket trakk seg vekk fra Boknafjorden rundt 16 ka BP (Svendsen mfl. 2015).

Boknafjorden er den nærmeste fjorden som bli en del av NCIS. Isdekket kom ut fra fjorden og slo seg sammen med isstrømmen i Norskerenna (Figur 5-D).





## 3. Metoder

### 3.1 Felt innsamling av data

Akustisk- og kjerne data brukt i denne oppgaven ble samlet inn under tokt GS22-241 på forskningsfartøyet F/F G.O. Sars, 10-20 juni 2022 til feltene SNII og UN. Kun data fra Utsira Nord havvindfeltet ble benyttet i denne oppgaven. Fra UN ble det samlet inn totalt 700 km med TOPAS akustiske profiler, 10 fallkjerner og 3 Calypso stempelkjerner.

#### 3.1.1 F/F G. O Sars

Forskningsfartøyet G. O. Sars er eid av Havforskningsinstituttet og driftet i samarbeid med Universitetet i Bergen. Fartøyet er 77.4 meter langt, 16.4 meter bredt og har en total tonnasje på 4067 BRT (brutto registrert tonnasje). Den er drevet to diesel-elektriske TECO Westinghouse DC motorer designet til å produsere 99% mindre lyd under havoverflaten enn vanlige fiskefartøy («G.O. Sars'» 2024).

#### 3.1.2 Akustisk data

Den akustiske dataen ble samlet inn ved bruk av TOPAS PS18 systemet om bord F/F G. O Sars, utviklet av Kongsberg gruppen. Dette er et parametrisk underbunnsprofil system bestående av en transduser med 8x16 kanaler, en utsender og en operasjonskonsoll med egen programvare. Transduseren er delen av systemet som sender ut det akustiske signalet og den er montert i skroget til båten. Dette gjør at systemet er svært effektivt i operasjon da det ikke er noen tapt tid ved utplassering og innhenting av utstyr, mer nøyaktig posisjons data og bedre manøvrering av fartøyet. Systemet har elektronisk stabilisering av duving, rulling og stamping. Signalet som transduseren sender ut kan penetrere opptil 130 m inn i sedimenter, avhengig av signalstyrken.

TOPAS systemet kan operere med ulike signaltyper for å oppnå best mulig resultat ved ulike forhold. Ved undersøkelsen av Utsira Nord ble «chirp» puls benyttet. Dette er en enkel puls sentrert rundt 4.5 kHz som er skapt av to høye frekvenser som trekker i motsatt retning. Grunnen til at denne type signal ble brukt er at det er svært sterkt med god signal-til-støy forhold og penetrasjonsdybde samtidig med en stratigrafisk oppløsning på 0.30-0.40 meter (Haflidason mfl. 2022).

### 3.1.3 Sedimentkjerner

På tokt GS22-241 ved Utsira Nord var det benyttet både fallkjernetaker og Calypso kjernetaker. Det ble hentet opp 13 sedimentkjerner, hvor tre kjerner ble benyttet i denne oppgaven (Tabell 1).

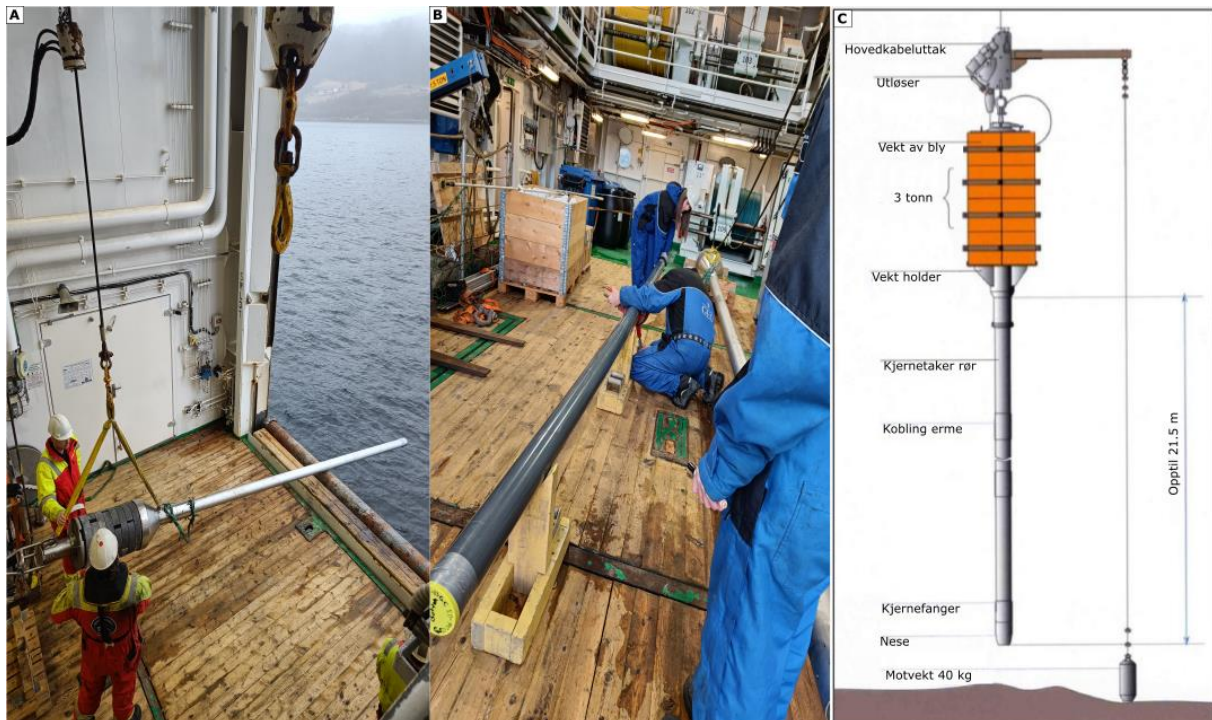
*Tabell 1. Sedimentkjerner tatt fra Utsira Nord under tokt GS22-241. Alle kjerner er hentet opp innenfor UN-området. PC står for «Piston core» og er hentet opp med Calypso stempel-kjernetaker, mens GC står for «gravity core» og er hentet opp med kjernetaker.*

Kjerne ID	Dybde [m]	Lengde [cm]	Lokasjon (WGS 84; sone 32)
GS22-241-14PC	282	1567	59° 13,082' N; 04° 43,367' E
GS22-241-17GC	265	220	59° 22,450' N; 04° 21,158' E
GS22-241-18GC	260	407	59° 15,675' N; 04° 22,252' E

#### 3.1.3.1 Fallkjernetaker

10 kjerner tatt fra Utsira Nord med G. O Sars ble tatt ved bruk av fallkjernetaker. Denne typen kjernetaker kan hente kjerner opptil 5-6 meter lange under gunstige forhold, mens ved dårligere operasjonsforhold, f.eks. harde sedimenter, kan kjernene bli kortere.

Prøvetakeren består av et ytre rør i metall hvor det er festet en stor vekt i den ene enden (Figur 11-A). Et tynnere plastikkør blir plassert inni det ytre røret, og det er plastikkørret som vil bli fylt med sedimenter. På motsatt ende av hvor vekten er plassert er det festet en kjernefanger. Det er en fjær-ladet lukkemekanisme som åpner seg når kjernetakeren treffer havbunnen og går ned i sedimenter, mens den lukker seg når kjernetakeren blir heist opp mot båten igjen. Når en kjerneprøve skal tas blir kjernetakeren senket ned fra side av båten og så stoppet 20-30 meter over havbunnen for å stabilisere den. Dette gjøres for å sikre at prøvetakeren står vertikalt når den treffer havbunnen, som fører til bedre penetrasjon i sedimentene.



Figur 11. A. Gravitasjon kjernetaker klar til å bli heist ut av G. O. Saars for å ta en prøve. B. Kjernetakeren er blitt tatt ombord i båten etter prøvetaking. Det innvendige plastrøret er hentet ut og blir delt opp i mindre seksjoner og merket med kerne-ID. Bilder tatt av Simen A. Grinde. C. Illustrasjon av Calypso stempel-kjernetaker benyttet på F/F G. O. Sars med beskrivelse av de ulike delene den består av. Kjernetakeren er produsert av Kley France (Monsen 2018). Illustrasjon modifisert fra Monsen (2016).

Når kjernen har blitt tatt blir den løftet tilbake inn i båten hvor det indre plastikkørret blir fjernet fra kjernetakeren (Figur 11-B). Røret blir så målt for å finne ut hvor mye som er fylt med sedimenter. Røret blir så kuttet opp i flere mindre seksjoner, vanligvis 1-1.5 meter lange avhengig av kjernens totale lengde.

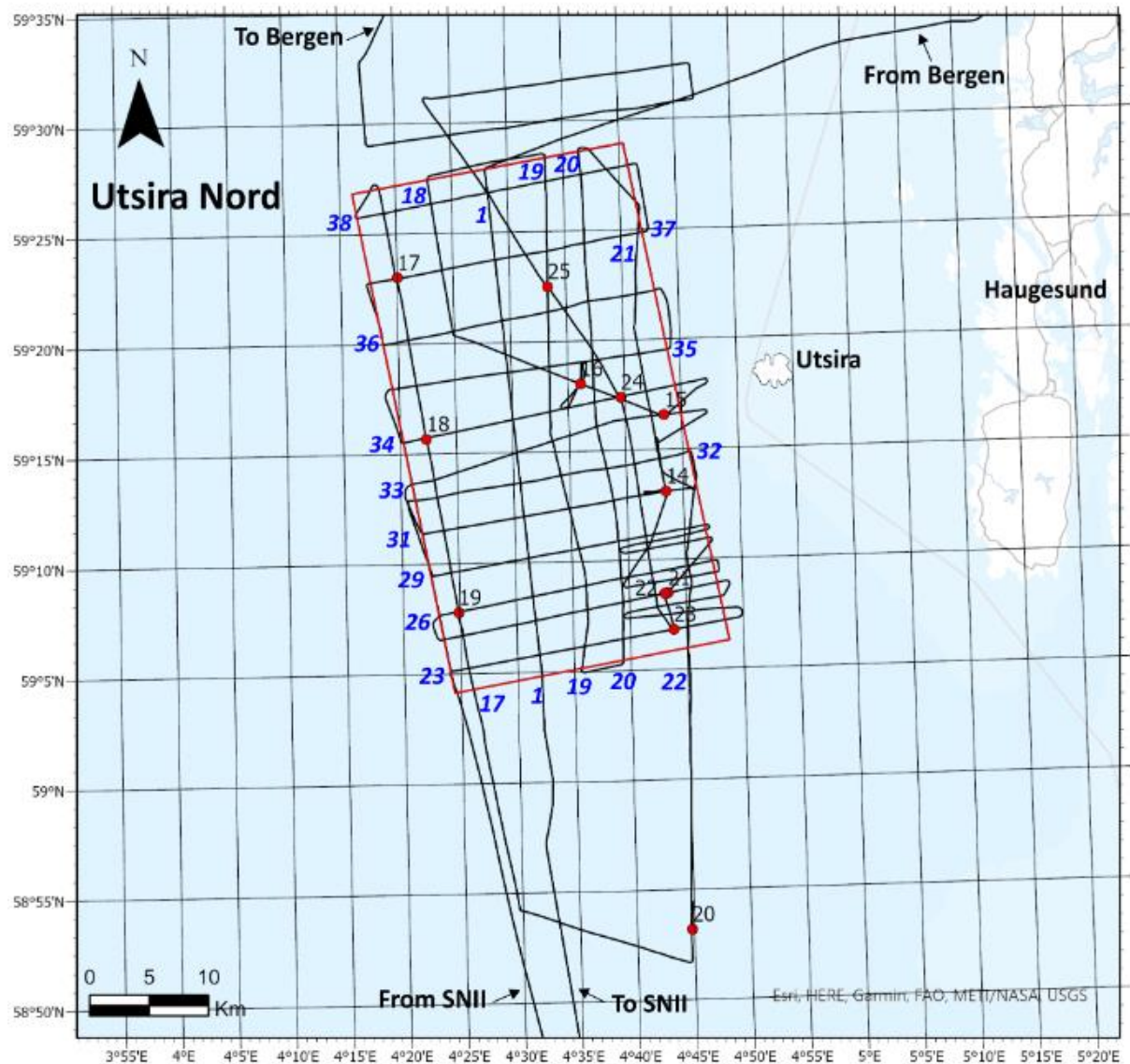
### 3.1.3.2 Calypso stempel-kjernetaker

Calypso-kjernetaker er den andre type sediment kjernetaker som er designet for bruk ombord F/F G. O. Sars. Fra Utsira Nord ble det hentet opp tre stempel-kjerner. Calypso kjernetakeren er en stempelkjernetaker som kan hente sedimentkjerner som er opptil 21.5 meter lang. Som vist i Figur 11-C, består kjernetakeren av et opptil 21.5 meter langt stålrør med en kjernefanger i enden pekenes mot havbunnen og en 3 tonn blyvekt på toppen. Den er festet til en 24 mm tykk, 4800 meter lang kabel med en utløser. Denne utløseren har en 40 kg motvekt som låser utløseren, men når vekten treffer havbunnen vil den bli utløst og kjernetakeren begynner å penetrere havbunnen. Inni stålrøret til kjernetakeren er det plastrør slik som i fallkjernetakeren, bare litt tykkere (Monsen 2016).

## 3.2 Desktop og laboratorium metoder for analyse av innsamlet data

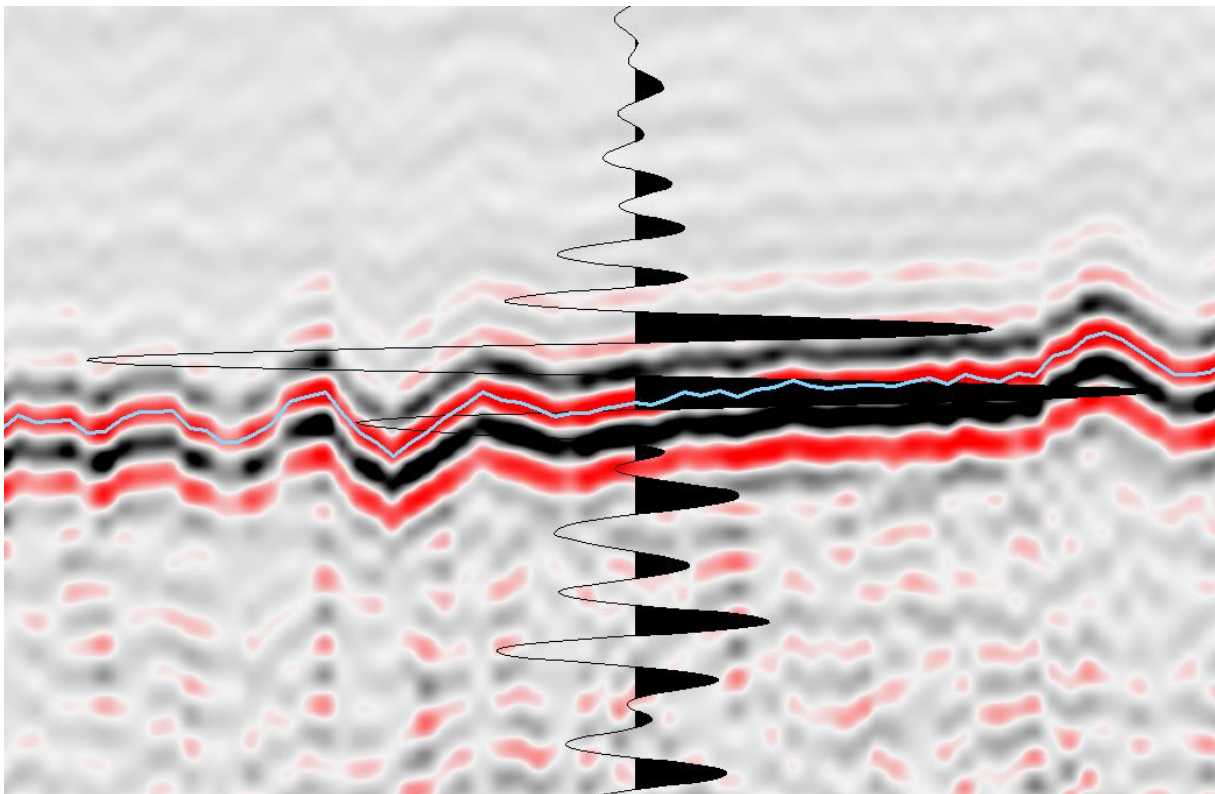
### 3.2.1 Tolkning av akustisk data

Den seismiske dataen innsamlet med TOPAS PS18 systemet på G. O. Sars er lastet inn i Schlumberger dataprogrammet Petrel som brukes til å tolke akustiske data (Figur 12). Programmet har en rekke verktøy og nyttige funksjoner som gjør det mulig å lage kart, seismiske overflater, skille ulike sedimenter fra hverandre, tolke forkastninger, forekomster av hydrokarboner og mye mer. Fra tolkede reflektorer kan seismiske horisonter og mektighetskart lages.



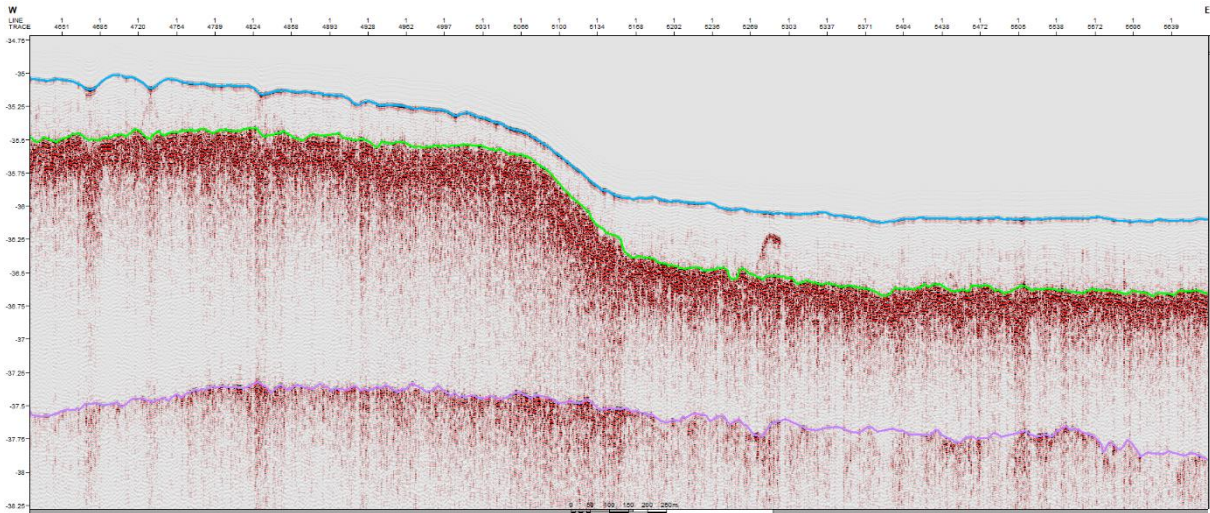
Figur 12. Oversiktsbilde av konsesjonsområdet (markert med rødt rektangel) for Utsira Nord og den innsamlede dataen tilgjengelig fra området. Den akustiske dataen som ble samlet inn på cruise GS22-241 er vist med de sorte linjene på kartet, mens kjernene samlet inn er markert med et rødt prikk og kjerne nr. Figur hentet fra (Haflidason mfl. 2022).

Tolkningen starter med å definere hvilken reflektor som er havbunnen, definert som reflektor R0 (farget blå). Dette er en seismisk horisont som er til stede i alle akustiske profiler i datasettet og den har en svært tydelig seismisk signatur (Figur 13). Reflektorene skifter farge fra svart til rød på grunn av endring i impedans, som er en funksjon av et materiale sin tetthet og hastighet. Når den seismiske bølgen blir sendt fra TOPAS-systemet reiser den først gjennom vann med lav tetthet og hastighet for å så treffe havbunnen hvor sedimentene har høyere tetthet og hastighet. Dette gir et kraftige utslaget (Figur 13), hvor rød reflektor representerer positiv impedans, mens svart reflektor representerer negativ impedans. Den positive reflektoren som gir høyest utslag har blitt tolket som havbunnen på tvers av datasettet ved hjelp av 2D-autotracking og manuell tolkning i Petrel. Hastighet brukt for sedimentene tolket i Petrel er 1560 m/s. Denne hastigheten blir brukt til å beregne mektigheten til de tolkede seismiske enhetene.



*Figur 13. Et utklipp av hvordan havbunnen ser ut i Petrel. Havbunnen blir tolket som den sterkeste «toppen» (de utfylte positive utslagene) av pakken med reflektorer som representerer havbunnen. Denne reflektoren har så blitt tolket ved bruk av 2D autotracking og manuell tolkning. Tolkningen av havbunnen blir representert ved den blå linjen i figuren. Bilde hentet fra Petrel.*

Figur 14 illustrere et karakteristisk vest-øst profil for UN området hvor de tre hoved seismiske grensene, definert med havbunnsreflektoren, R1 og R2 er tydelige. Dette er grensene hvor det går fra hvitt (ingen endring i impedans) til kraftig utslag med sterkere røde og svarte reflektorer. R1 (grønn) markerer overgangen fra Seismisk enhet 1 til 2 og R2 (lilla) markerer overgangen fra Seismisk enhet 2 til 3.


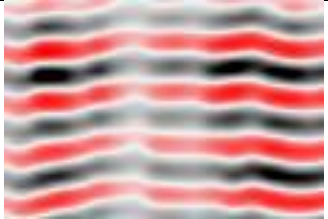
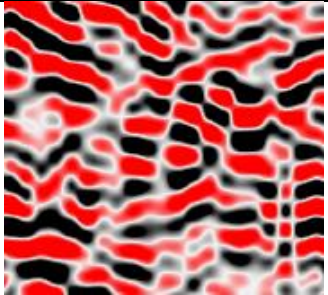
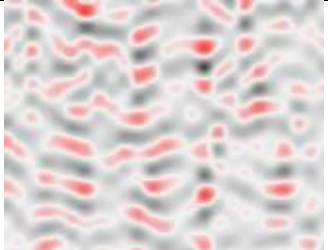
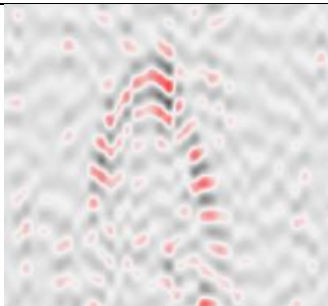


Figur 14. Tolket versjon av et vest-øst-profil. Havbunnen er tolket som den første sterke røde reflektoren og er blå, neste tolkede reflektor markerer toppen på en ny seismisk enhet med et tykkere lag med sterke kaotiske reflektorer og er farget grønn, og den nederste tolkede reflektoren er farget lilla og markerer overgangen fra enheten over til den nederste enheten. Bilde hentet fra Petrel.

### 3.2.1.1 Seismiske facies

I det seismiske datasettet finnes det flere ulike enheter avgrenset av seismiske reflektorer. Disse enhetene har ulik karakter som skiller de fra hverandre og som endrer seg utover studieområdet. Innholdet i enhetene kan deles inn i ulike seismiske facies som beskriver hvordan reflektorene i enheten oppfører seg. Reflektorene kan være transparent, bestå av parallelle reflektorer eller være kaotisk, og amplituden til reflektorene kan variere fra svak til sterk. En endring i seismisk facies antyder at det har vært en endring i hvilke prosess som avsetter sedimenter og endring i avsetningsmiljøet. I datasettet fra Utsira Nord har 4 ulike facies blitt tolket, oppgitt i Tabell 2.

Tabell 2. Inndeling av seismiske facies med beskrivelse og illustrasjon

Facies ID	Seismisk utsnitt	Beskrivelse
<b>SF1</b>		Transparent, homogen enhet uten tydelige sterke reflektorer og ingen antydning til strukturer.
<b>SF2</b>		Parallele, kontinuerlige reflektorer med lav til høy amplitude.
<b>SF3</b>		Høy-amplitude kaotiske reflektorer som er usammenhengende og uten tydelig struktur.
<b>SF4</b>		Lav-amplitude kaotiske reflektorer som er usammenhengende og uten tydelige strukturer.
<b>SF5</b>		Punktdiffraksjoner. Er hyperboler som ofte har høy amplitude. De finnes ofte inni både kaotiske og transparente seismiske enheter hvor deres høye amplitude gjør de lett synlig og mulig å differensiere fra resten av de seismiske reflektorene rundt.



### 3.2.2 XRF kjerneskaner

XRF står for X-ray fluorescence og er en automatisk multifunksjon kjerneskaner med kapasitet til å samle radiografisk-, optisk- og elementvariasjon-data fra splittede kjerner som er opptil 1.8 meter lange. Dette er en ikke destruktiv metode som samler data svært raskt. Dette er en svært effektiv metode sammenlignet med eldre maskiner og oppløsning er opp mot 200  $\mu\text{m}$ . Målingene er tatt med røntgenstråle som blir reflektert av kjerne og registrert med en XRF-detektor. Under kjernen finnes det et røntgenkamera som absorberer strålingen som penetrerer kjernen på et spesifikt punkt. Det blir totalt tatt måling av 31 ulike elementer (Croudace, Rindby, og Rothwell 2006). Ved å se på forholdet mellom ulike elementer kan avsetningsmiljø indikeres og brukt til korrelering mellom kjerner (Croudace og Rothwell 2015).

### 3.2.3 Multi-sensor-kjerne-logger (MSKL)

Multi-sensor-kjerne-logger er en ikke destruktiv metode brukt på komplette eller splittede kjerner opptil 150 cm lange for å måle geofysiske egenskaper. Dette er et automatisk system som har muligheten til å måle P-bølge hastighet, Gamma Tetthet og Magnetisk Susceptibilitet som en funksjon av kjernedybde. Maskinen består av et bånd som kjernen blir lagt på hvor den blir dyttet fra høyre til venstre mens sensorer utfører målinger («Multi-sensor core logger (MSCL)» 2024).

I dette prosjektet er Gamma tetthet og Magnetisk susceptibilitet brukt. Gamma tetthet er et mål på tettheten til sedimentene i kjerne og er oppgitt i  $\text{g/cm}^3$ . Magnetisk susceptibilitet er en dimensjonsløst parameter som måler et elements evne til å bli magnetisert. Målet er brukt til å finne hvilke mineraler kjernen består av siden ferro- eller paramagnetiske mineraler gir høy måling mens biogent materiale gir lav måling (Dearing 1994).

### 3.2.4 CT-skanning av kjerneprøver

Institutt for geovitenskap ved UiB har en egen CT-skanner designet for å ta bilde av sedimentkjerner. CT står for computertomografi som er en teknologi først oppfunnet til bruk i medisin-industrien. En CT-skanner tar en mengde røntgenbilder fra ulike vinkler for å kunne lage et tredimensjonalt bilde av et objekt. UiB har en ProCon X-Ray CT-ALPHA CT-skanner spesiallaget for å ta bilder av sedimentkjerner.

Skanneren er utstyrt med en 240 kV mikro-fokus rør som sender ut røntgenstråling, og en 3000x3000 piksel detektor. Med dette utstyret er det mulig å skanne sedimentkjerner som er opptil 150cm lange og 125mm. Utstyret kan ta bilder med ulik oppløsning avhengig av prøvens diameter. CT-skanneren har to ulike måter å ta bilde på, aksial- eller helix-skann. Ved en aksial-skann er prøven som skal skannes liten nok til at hele prøven kan avbildes uten å justere posisjonen til kilde eller detektor langs z-aksen under prøvetaking. Prøven blir rotert rundt 360 grader mens bilder blir tatt ved et fast vinkel-intervall. Ved en helix-skann blir kilde og detektor beveget langs z-aksen i tillegg til at prøven roteres 360 grader. Denne metoden blir brukt på lengre prøver som er opptil 150cm lang. Apparatet skanner ca. 10cm av kjernen i timen, slik at en kjerneseksjon kan ta opptil 15 timer.

Tolkning av CT-dataen gjøres i «Avizo Fire 3D analysis» programmet. I programmet importeres den rekonstruerte filen. Kjernen er rund når den importeres, så for å enklere visualisere dataen beskjæres kjernen til et prisme. Videre blir utvalgte verktøy brukt for å analysere kjernen. På kjerne 14PC, 17GC og 18GC ble «Interactive thresholding», «Volume rendering», «label analysis» og «Sieve analysis» brukt. Ved disse verktøyene får blir steiner med høyere tetthet enn matriksen til kjernen fremhevet og antall partikler av ulik størrelse kan måles. Fra programmet hentes det ut høy-oppløselig bilder som kan brukes til videre tolkning.

#### 3.2.4 Måling av kornstørrelse

Mastersizer 3000 er et instrument som måler partikkelstørrelsen til en prøve og gir kornstørrelsefordelingen. Instrumentet kan måle partikkelstørrelser fra 10 nm til 3.5 mm og er svært kompakt, dekker et areal på 69x30 cm. Dette er mulig fordi det bruker laser diffraksjon til å måle partiklene. Laser diffraksjon fungerer ved at en laserstråle blir sendt ut og passerer en prøve som er spredt ut i vann. Når strålen treffer partikler, vil lyset bli spredt og målt. Større partikler sprer lys ved lavere vinkler i forhold til laserstrålen, mens små partikler sprer lys ved større vinkler. Angulær spredningsintensitets data blir samlet inn under en måling og denne dataen blir omgjort til partikkelstørrelse ved å bruke Mie teorien om lys spredning. Resultatet bli gitt som volum ekvivalent sfærisk diameter («MASTERSIZER 3000 Smarter Particle Sizing» 2019).

Utførelse av målinger på en prøve følger stegene oppgitt i instrumentets programvare. En liten mengde sediment blir plukket fra sedimentkjernen og blandet med enten calgon eller vann for å skille partiklene fra hverandre. Når prøven er rørt godt om med en liten håndholdt mikser kan den tilføres instrumentet. Når prøven er tilsatt apparatet blir den utsatt for 60 sekunder med ultralyd før det blir tatt fem målinger av partikkelstørrelse. Dette gir data fra alle fem målinger og et gjennomsnitt for prøven. Ved å overføre data samlet fra mastersizeren kan prøvene klassifisere ved å bruke Gradistat Excel-regneark og lage kontur-kart som viser frekvensen av ulike kornstørrelser med dybde (Blott 2020).

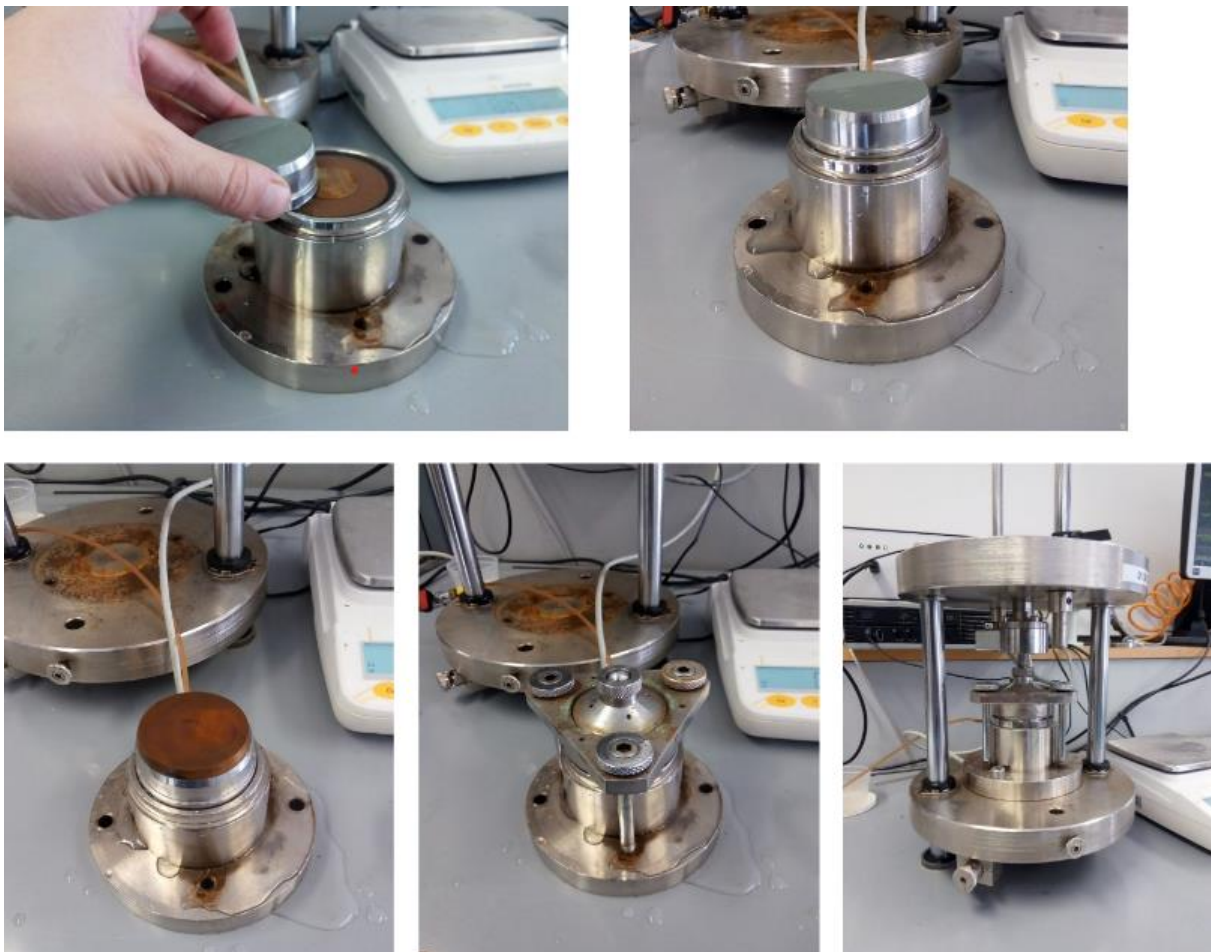
Kornstørrelse kan også måles manuelt ved å hente ut større prøver fra en sedimentkjerne ved ulike dyp som siktes. Prøvene tas opp fra kjernen med sprøyter for å måle volum av prøven tatt opp. Etter prøven er tatt blir den veiet våt for så å tørke i varmeskap i 1-2 dager og veie tørr. Prøvene blir så puttet i glass hvor de oppløses i en blanding av vann og hydrogenperoksid på en «shaker» i to dager. Dette skiller kornene fra hverandre slik at sikting av prøven blir enklere. Når prøven er tilstrekkelig omrørt kan den siktes. Dette gjøres med tre sikter av ulik størrelse. For prøvene i dette prosjektet er 1000  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$  og 63  $\mu\text{m}$  sikter brukt. Prøvene fra hver sikt blir satt på glass og veid og en kumulativ kornfordeling blir laget for hver dybde. Ved å bruke våt vekt, tørr vekt og volum kan vanninnhold, tetthet og porøsitet beregnes for prøvene.

### 3.2.5 Ødometertest

En ødometertest er laget for å måle et sediments kompressibilitet under belastning og er en av de mest brukte testene for å måle jord-kompressibilitet. Dette er en viktig geoteknisk egenskap å måle da feil beregninger eller mangel på kunnskap om kompressibiliteten til jorden kan føre til at fundamenter og bygninger kan begynne å tippe eller sprekke («Geotechnical Investigation and Testing» 2023).

Før testen kan utføres på en prøve må den klargjøres. Prøven skal presses inn i en ødometerring og den tomme ringen veies først. Til å begynne med er prøven ca. 6 cm høy med 100 mm diameter som trimmes ned til 54 mm diameter. Så presses en metallring ned til midten av prøven slik at ringen er helt full av sedimenter, før sedimentene utenfor ringen

trimmes vekk. Prøven er nå klar for test og sammen med en filterstein i bunn og en på toppen av prøven settes den inn i test-instrumentet som vist i Figur 15. Her er det viktig at filtersteinen på toppen sitter perfekt sentrert slik at den ikke tar borti ødometerringen når prøven presses sammen. Når alt er klart følges instruksene i programvaren og en CRS-test startes. Den kjøres i ca. 24 timer. Etter testen er ferdig veies ringen med prøven i før den tørkes og så veies neste dag. Resultatene eksporteres til Excel-regneark som kalkulerer ønskede verdier. Mer teori og formler kan sees i Vedlegg I



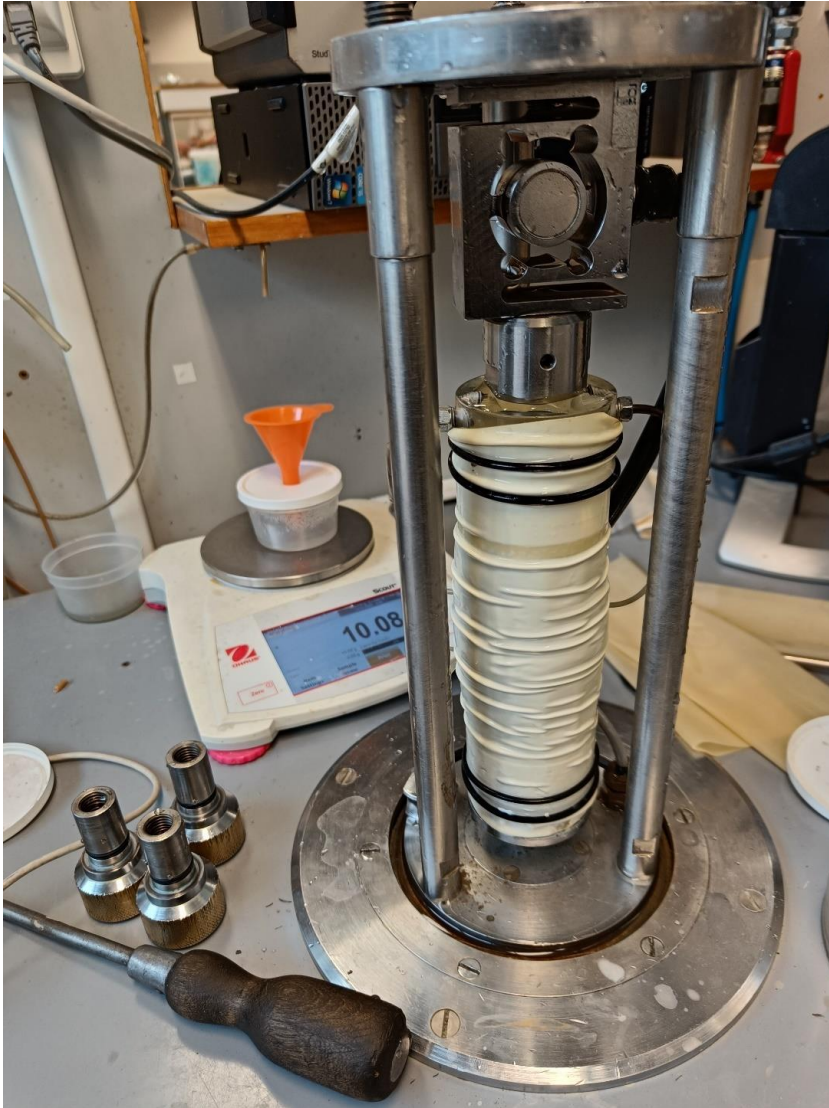
*Figur 15. Demonstrasjon av trinnene for å klargjøre ødometer test-apparatet for test. Prøven i ødometerring plasseres i apparatet. Den øvre filtersteinen plasseres så på toppen av prøven før resten av apparatet sikres på toppen av prøven med bolter. Figur er hentet fra (Morawska 2024).*

### 3.2.6 Treaksial test

Treaksial test er en geoteknisk undersøkelse som brukes til å måle skjærstyrken til en prøve. Formålet til testen er å gjenskape in-situ kreftene som påvirker sedimentene og beregne ulike styrkeparametere til en sedimentprøve. Testen kan utføres på ulike måter avhengig av

sedimentene og formålet med prøven. For prøvene fra Utsira Nord ble konsolidert-udrenert test brukt.

Før testen kan utføres må prøven forberedes og utstyret gjøres klart. Kjernene fra Utsira Nord kommer i plastikkrør med 100 mm diameter, og for å klargjøre prøven til treaksial-test må det kuttes ut et ca. 12 cm langt intervall av kjernen som videre trimmes til 10 cm og 54 mm diameter. Så må utstyret gjøres klart. Det blir brukt to filtersteiner som har ligget i avluftet vann og to filter papir. En filterstein med filter papir er brukt i bunnen av prøven og et filter papir med filterstein på toppen. Så tres en gummihylse rundt prøven og test-apparatet som sikres med O-ringer for å holde alt på plass (se Figur 16). Ett plastikk lokk tres så over prøven som lukker systemet og gjør det tett. Prøven er nå klar til å utføre testen og siste trinn før testen utføres er å stille inn ventiler og celletrykk etter instruksjoner fra det tilhørende programvaren.



*Figur 16. Treaksial test-apparatet med prøven plassert inne etter endt test. Før en test kan starte vil en plastikk beholder bli plassert over prøven og sikret med tre bolter. Bak prøven er en beholder på en vekt som måler utpresset porevann fra prøven. Bilde tatt av Simen A. Grinde.*

Den utførte testen består av to faser, den første er konsolideringsfasen hvor celletrykket økes mens baktrykket holdes stabilt. Dette gjøres helt til volumet av prøven ikke endrer seg lengre og det ekstra poretrykket har forsvunnet. Lengden til dette trinnet kan variere, men tar gjerne mellom 30-120 min avhengig av prøvemateriale. Etter konsolideringsfasen kommer skjærfasen som er den mest tidkrevende delen av testen hvor prøven utsettes for aksial deformasjon. Prøven blir komprimert ved konstant hastighet ved at bunnplaten heves. Testen utføres til et satt feil-kriteria er møtt, enten ved en gitt maks deviator stress, maks effektiv hovedspenningsforhold,  $dV$  verdi eller aksial deformasjon (Rees, u.å.).

Parametere som kan regnes ut fra en treaksial-test er arealkorreksjon ( $A_a$ ), volumetrisk og aksial tøyning ( $\epsilon$ ), maksimal skjærstyrke ( $\tau$ ), mindre skjærspenning ( $\sigma'_3$ ) og deviatorspenning ( $q$ ). Med disse parameterne kan ulike plots som beskriver de geotekniske egenskapene til prøven lages. Arealkorreksjon er nødvendig å beregne da porevann blir presset ut av prøven under konsolideringsfasen av testen. Dette fører til en endring i volum og areal som må korrigeres da de brukes til å regne ut andre egenskaper til prøven. Formel for utregning av parameterne er gitt i Vedlegg I.

### 3.2.7 Fallkjegle test

Formålet med fallkjegle testen er å måle skjærstyrken til sedimenter. Dette måles ved at en kjegle med gitt vekt og vinkel blir sluppet ned i en prøve og penetrasjonsdybden blir målt. Testen utføres på en sedimentprøve som er 2,5-5 cm tykt. Den plasseres under fallkjegle instrumentet. Dette instrumentet holder kjeglen oppe, har en utløsermekanisme som slipper kjeglen og millimetermåling av penetrasjonen. Testen utføres ved at kjeglen blir plassert over en sedimentprøve slik at den akkurat er borti overflaten. Kjeglen slippes så ned i prøven og en måling av penetrasjonsdybde blir tatt innen 2 sekunder fra kjeglen penetrerte prøven. Det er viktig å ta målingen hurtig da kjeglen kan synke lengre ned i prøven etter det innledende fallet.

Testen blir utført i tre trinn. Først utføres tre målinger på den uforstyrrede prøven. Disse målingene skal være innen 0.5 mm fra hverandre. Hvis de har større avvik enn 0.5 mm blir en ekstra måling utført og den mest avvikende målingen fjernes. Kjeglen skal penetrere mellom 4 og 20 mm ned i prøven, så hvis den penetrerer mindre enn 4 mm må en tyngre kjegle benyttes, og hvis den penetrerer mer enn 20 mm må en lettere kjegle benyttes. Det neste steget er å omforme prøven og ta nye målinger. Dette gjøres for å beregne sensitiviteten til prøven.

Fallkjegle test er også utført på kjerner som er blitt åpnet. Kjernene er delt i to, og to til fire målinger blir tatt ved faste intervall nedover kjernen og gjennomsnittsmåling for hver dybde blir brukt. Dette gir verdier som blir brukt til å beregne skjærstyrken til sedimentene i kjernen.

Ved overganger mellom observerte litologiske enheter tas målinger ved kortere intervall, mens intervallet økes hvis enheten er homogen.

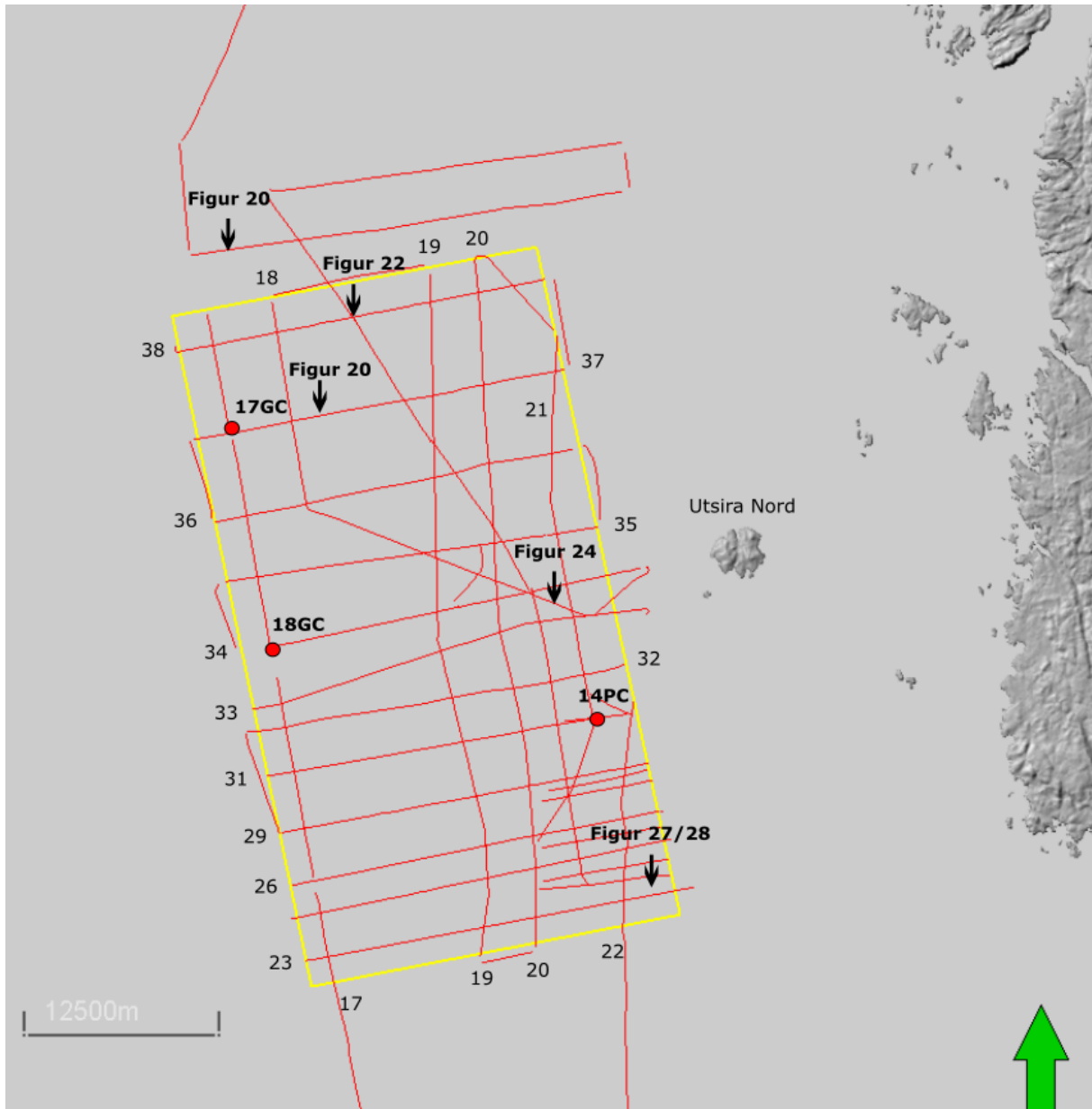
Konvertering av penetrasjonsdybde fra fallkjegle test til skjærstyrke gjøres ved hjelp av «A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test» utgitt av Sven Hansbo i 1957. I tabellene oppgitt er penetrasjonsdybde konvertert til tonn per kvadratmeter, som videre kan konverteres til kPa ved å multiplisere med gravitasjonsakselerasjonen.





## 4. Resultater

Resultatene produsert i denne oppgaven kan deles inn i to deler; resultater produsert fra tolkning av seismisk data samlet inn fra Utsira Nord, og analyse og tolkning av sedimentkjerner hentet opp fra Utsira Nord. Fra disse dataene er det laget en seismisk stratigrafi og en kjernestratigrafi. I Figur 17 er en oversikt over studieområdet med TOPAS data og kjernelokasjoner gitt. Lokasjonen til figurer brukt i resultatkapittelet er vist på kartet.



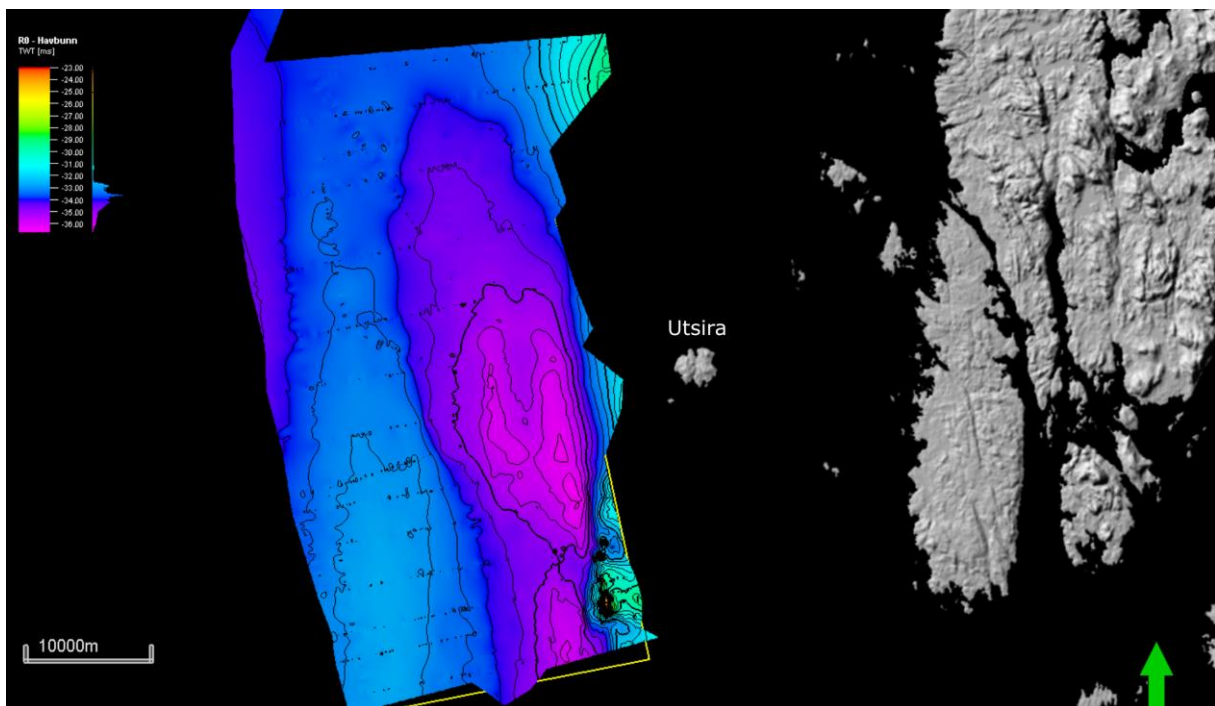
Figur 17. Kart over Utsira Nord (gult rektangel) med nummererte seismiske linjer, kjernelokasjoner og lokasjon til figurer.

## 4.1 Seismisk stratigrafi

I den tolkningen av det akustiske datasettet ved Utsira Nord er blitt tolket 4 reflektorer, Havbunnen (R0), R1, R1a og R2. Fra reflektorene er det laget tre seismiske enheter, Seismisk enhet 1 (SE1), seismisk enhet 2 (SE2) og seismisk enhet 3 (SE3). Fra de tolkede reflektorene er det laget seismiske horisonter som tilsvarer havbunnen, R1 og R2. Det er laget mektighetskart for de seismiske enhetene SE1 og SE2.

### 4.1.1 Havbunn

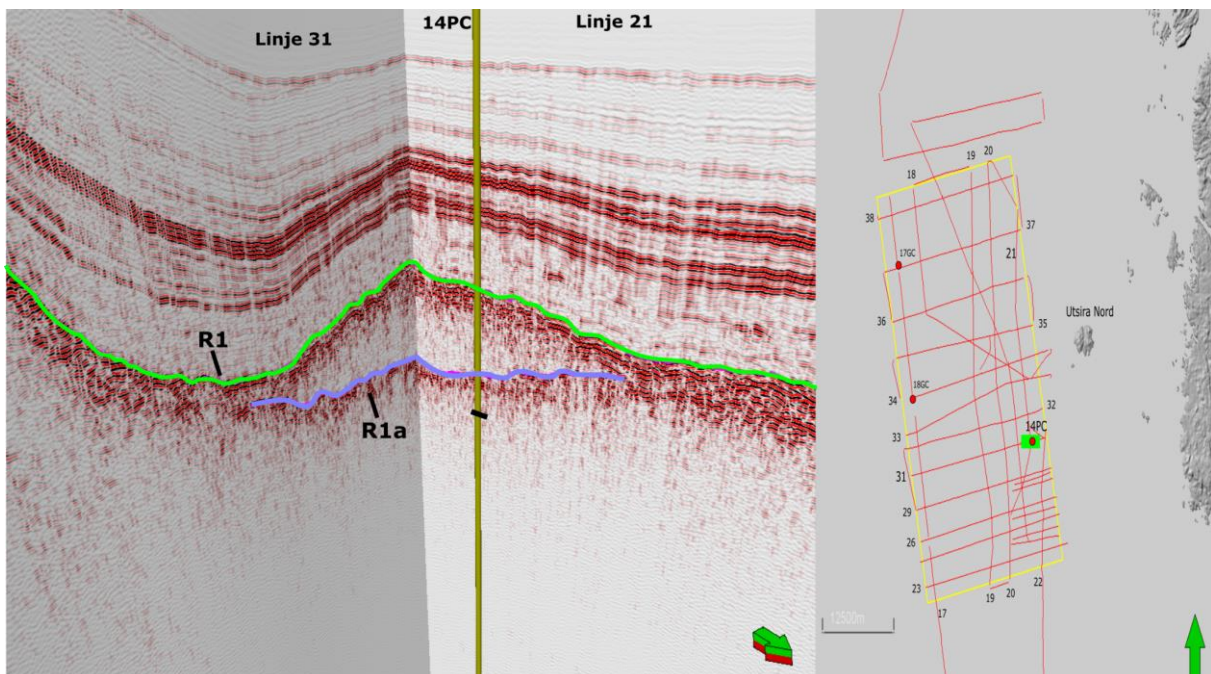
Den første seismiske horisonten som er tolket i Petrel er havbunnen. Fra denne tolkningen er det laget en overflate som interpolerer data mellom de seismiske linjene for å danne et bilde av topografien til havbunnen over hele Utsira Nord (Figur 18). Midt i overflaten er det en rygg som strekker seg NNV. Her er vanndybden 250-260 meter. Øst for denne ryggen er det to dypere traue. Det er dypest i den sørøstlige delen av UN med en vanndybde opp mot 282 meter, mens det i den nordlige delen er vanndybde mellom 260-270 meter. Helt sør-øst i overflaten er det observert flere opphøyninger. I den nord-vestlige delen av overflaten, vest for ryggen, øker vanndybden igjen til rundt 270 meter.



Figur 18. Overflatekart laget fra tolkning av den seismiske reflektoren til havbunnen. Topografien til overflaten er representert med farger tilsvarende toveis-tiden den seismiske kilden har brukt ned til havbunnen og opp optakervinduet. Bilde hentet fra Petrel.

## 4.1.2 R1

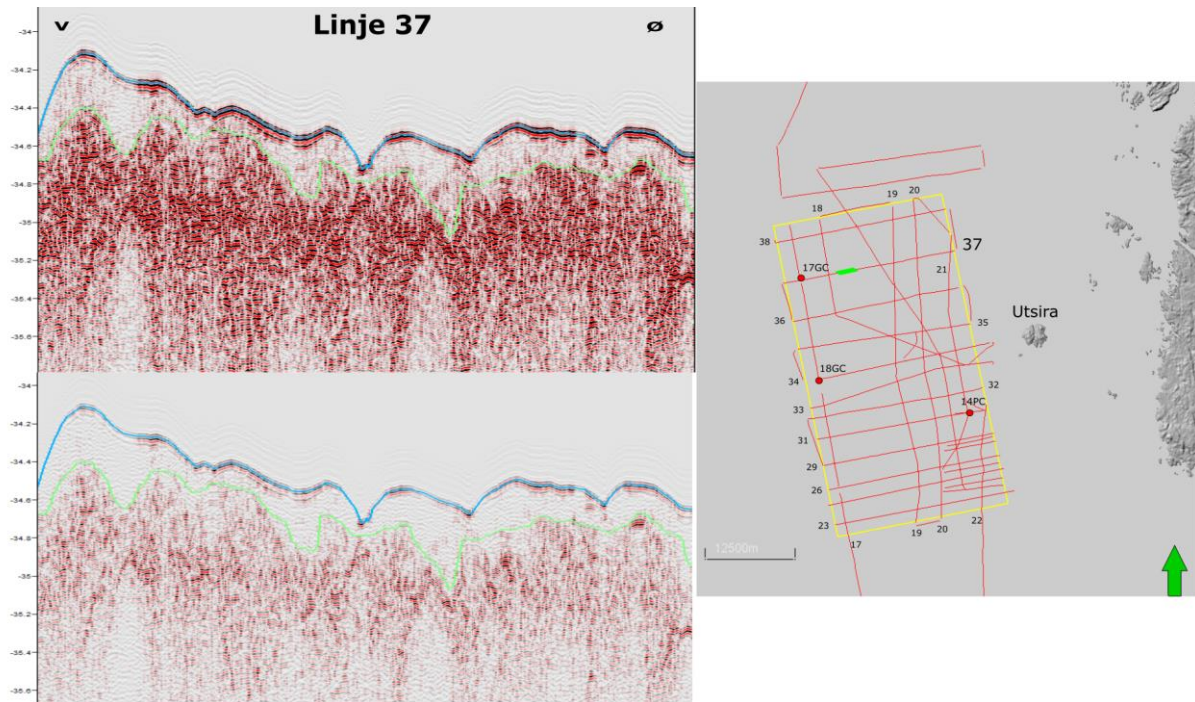
R1 er tolket hvor det er et tydelig skille i seismisk facies og er en ikke-sammenhengende reflektor. R1 er i de fleste områder i datasettet plassert i overgangen fra SF1 og SF4 til SF3 (Tabell 2). R1 er definert til å være toppen av seismisk enhet SE2. Det finnes også områder i datasettet hvor det er observert en mer kompakt, sammenhengende reflektorpakke, hvor den seismiske faciesen er på grensen mellom SF2 og SF4 (Figur 19). Toppen av reflektorpakken er tolket som R1. Det er observert under sedimentbassenget i sør-øst. Her skifter reflektorene karakter fra en høy amplitude kaotisk pakke til å splittes i to. R1 forsetter horisontalt vest- og nordover, mens en ny intern reflektor, R1a, er tolket som toppen på en reflektorpakke med SF3. R1a markerer toppen på en intern seismisk enhet i SE2, kalt SE2a.



Figur 19. 3D vindu av to kryssende seismiske profiler ved sedimentbassenget i den sør-østlige delen av Utsira Nord. Består av to profiler, et øst-vest (linje 31) og et sør-nord (linje 21). Pakken med kaotiske reflektorer splittes til to pakker hvor den øvre pakken består av mer sammenhengende reflektorer mens den nedre pakken er mer kaotisk. Kjerne 14PC er illustrert ved en gul sylinder som penetrerer sedimentene. Sort strek markerer omtrent nedre grense til den virkelige kjernen. På kart til høyre i figuren er lokasjon markert med grønt rektangel.

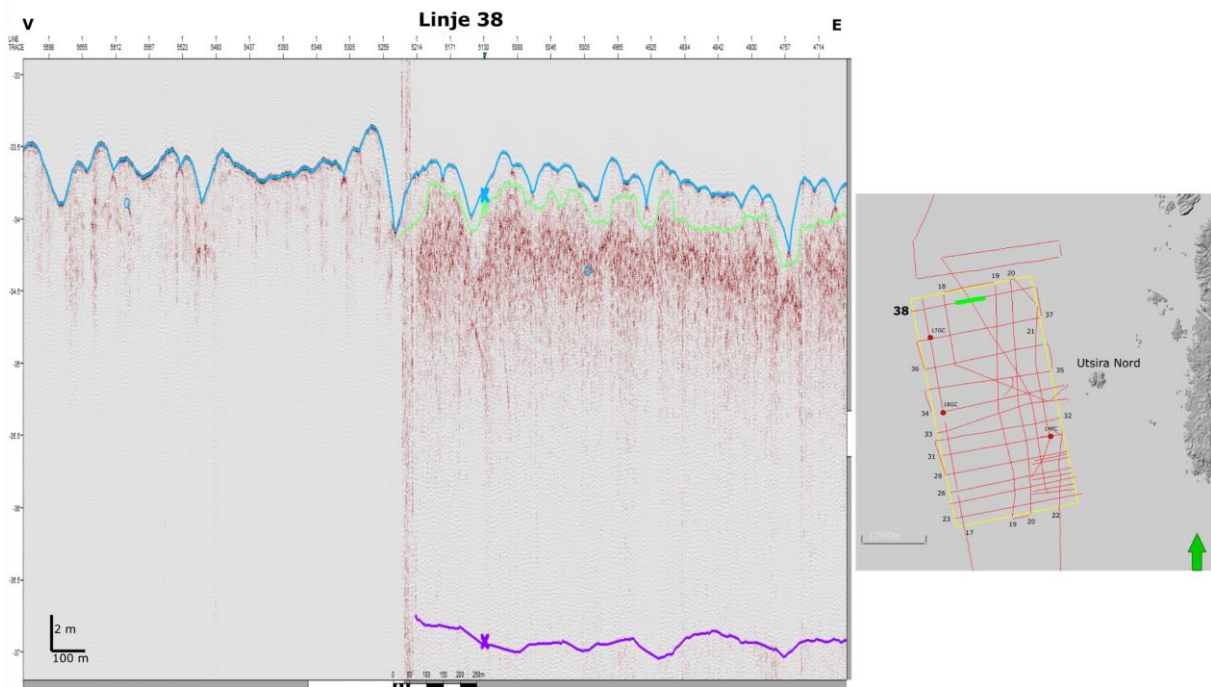
Seismisk reflektor R1 er tolket over mesteparten av datasettet, men den seismiske karakteren til ved overgangen mellom SE1 Og SE2 endrer seg i datasettet. Vest i UN er overgangen mellom de seismiske enhetene mer diffus/gradvis. For kunne tolke R1 der overgangen er mer gradvis, har fargegraderingen til reflektorene blitt justert for å eliminere svakere reflektorer. R1 har så

blitt satt der sterkere reflektorer er observert (Figur 20). Denne metoden har blitt gjort på tvers av datasettet for å få en konsekvent tolkning av R1.



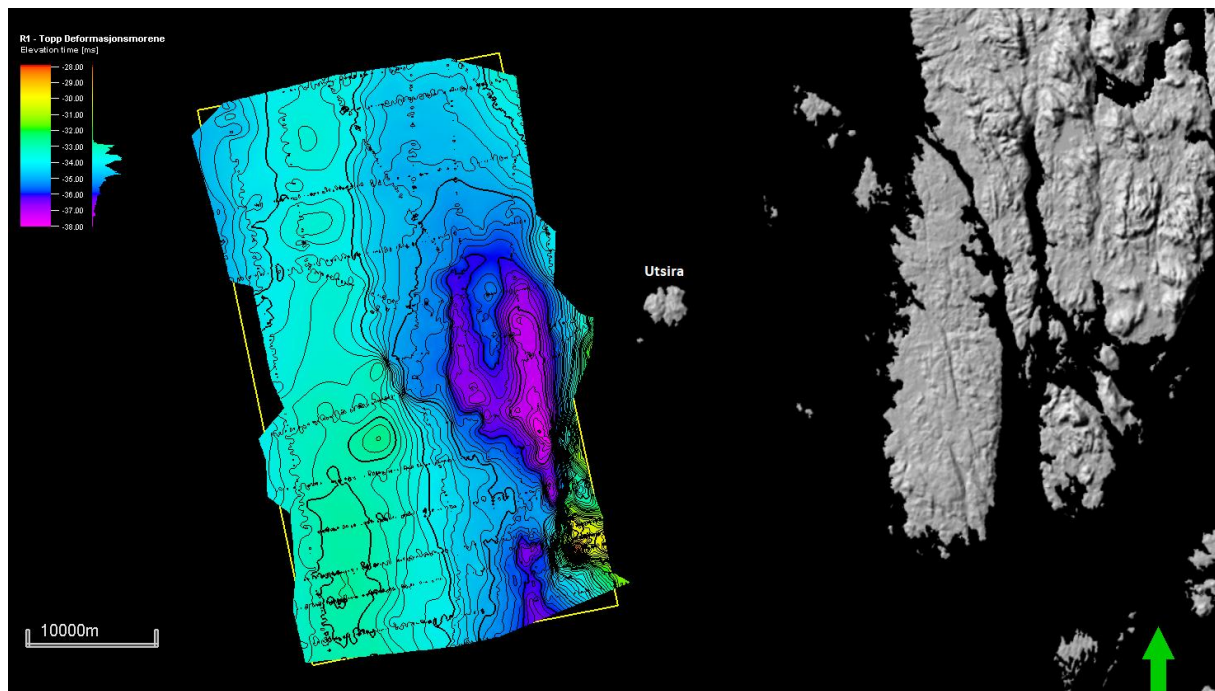
Figur 20. Tolkning av R1 vist på profil før (øverste profil) og etter (nederste profil) korrigerings av farger i Petrel. Bildet er hentet fra linje 37 og lokasjon til utsnittet er markert med grønt rektangel på kartet.

I datasettet finnes det også forskjeller i kvaliteten på den innsamlede dataen. Enkelte profiler eller deler av profiler viser ikke like klart, eller i det heletatt, reflektor R1. I Figur 21 vises ett tverrprofil fra vest til øst hvor det seismiske signalet skifter karakter og reflektorene hvor R1 er tolket forsvinner (Figur 21). I den vestlige delen av UN er det svært undulerende terreng. Dette gjør det mer komplisert å tolke R1 under bratte nedsynkninger i havbunnen hvor det oppstår hyperboler. Dette er en seismisk artefakt som oppstår på grunn av den bratte gradienten til sidene av nedsenkningen som fører til at det seismiske signalet blir reflektert fra begge sider og treffer mottakersystemet ved ulik tid. Det er observert som en hyperbol, SF5 (Tabell 2). Slike artefakter gjør det vanskeligere å beregne avstanden fra R0 til R1.



Figur 21. Et seismisk profil fra vests til øst hvor den seismiske karakteren brått skiftes. Det er ikke lengre mulig å følge R1 og R2 vestover og de kan ikke tolkes videre. I kartet til høyre er lokasjonen til linjen markert med grønt rektangel. Bilde hentet fra Petrel.

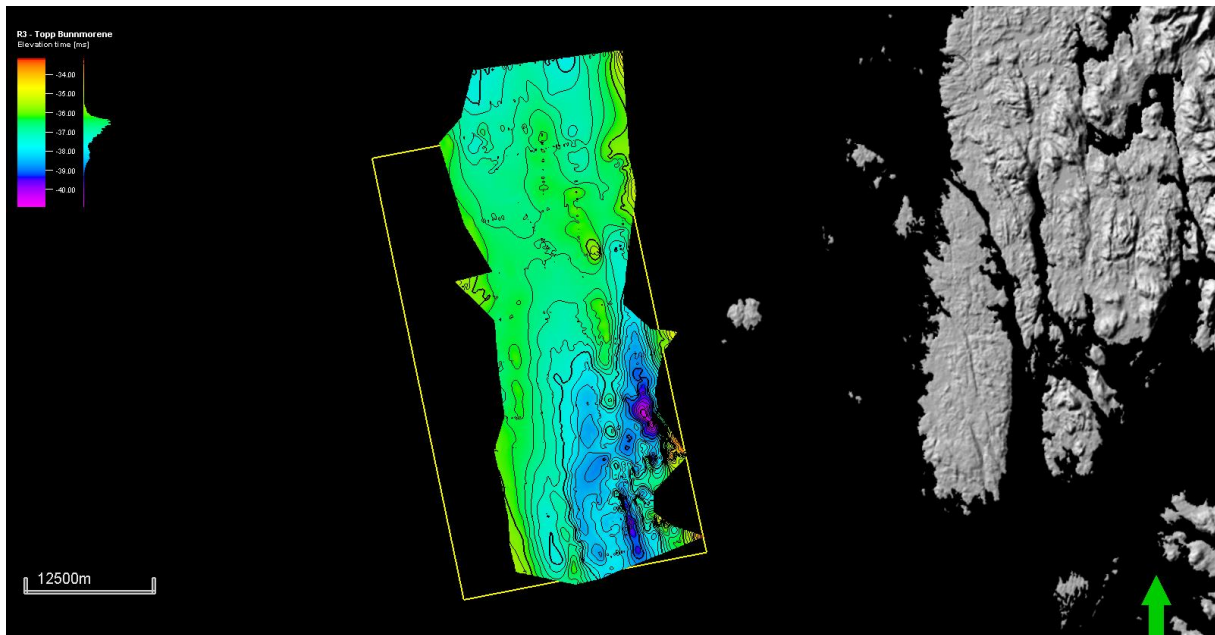
Overflaten generert av R1 (Figur 22) har veldig lik geometri som havbunnen med et trau i sør-øst og en stigning vestover mot midten av UN som danner en rygg. Videre heller overflaten nedover vest, hvor det er mest tydelig i det nord-vestlige hjørnet av UN.



Figur 22. Overflatekart generert fra den tolkede horisonten R1. Gul rektangel markerer det utlyste området Utsira Nord og reflektoren dekker nesten hele området. Fargegraderingen viser grunne områder ved rød farge og mot lilla farge blir horisonten dypere

#### 4.1.1.3 R2

R2 markerer overgangen til den dypeste seismiske enheten observert i den akustiske dataen og er den dypeste reflektoren i datasettet. Den seismiske karakteren til reflektoren varierer, hvor den noen steder har høy amplitude og opptrer noe sammenhengende, mens den andre steder er svært svak, usammenhengende og undulerende. Reflektoren er heller ikke observert over hele datasettet. Ved å sammenligne overflatekartene skapt fra R1 (Figur 22) og R2 (Figur 23) er R2 sin mangel på utbredelse i den vestlige delen av datasettet tydelig. Reflektorens utstrekning østover er også noe begrenset, spesielt hvor havbunnen stiger helt øst i UN.

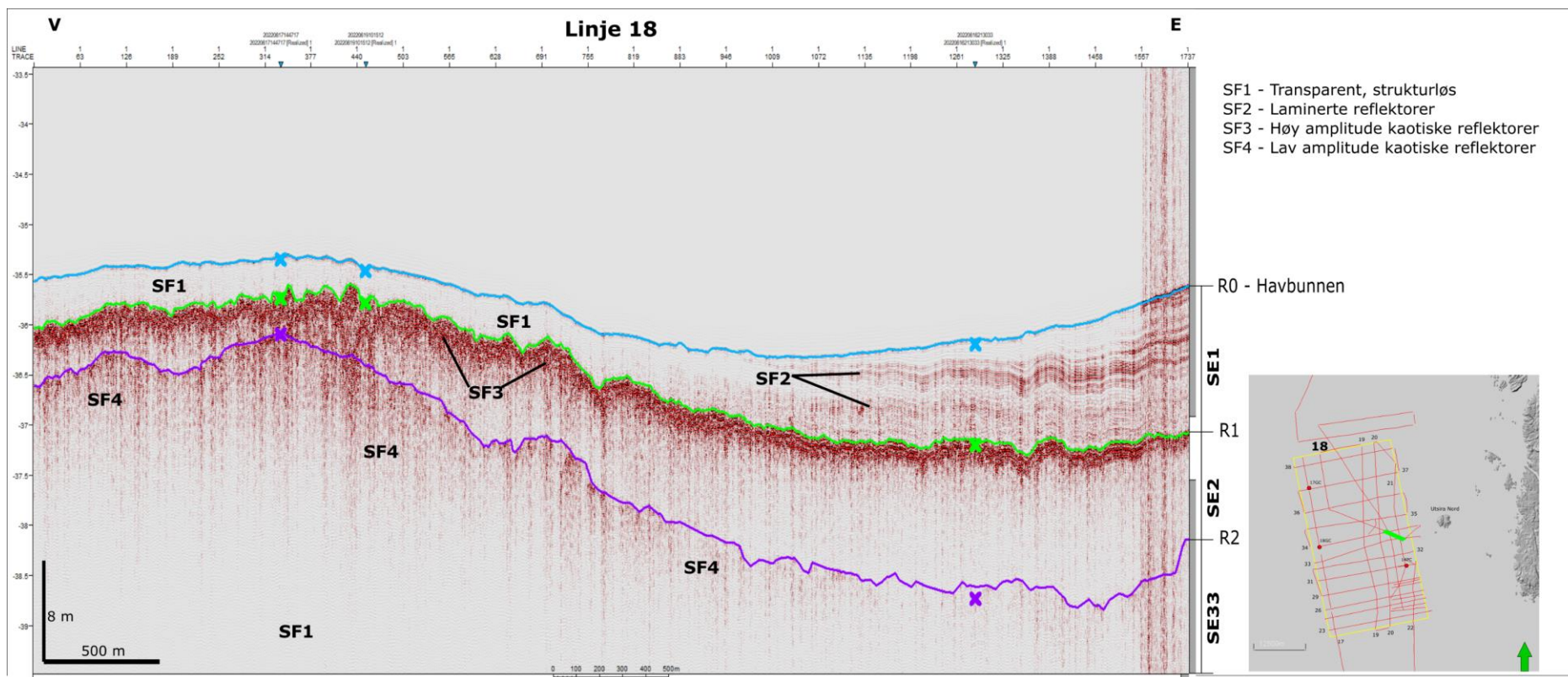


Figur 23. Overflatekart skapt av reflektor R2. Viser variasjoner i topografien til den seismiske horisonten.

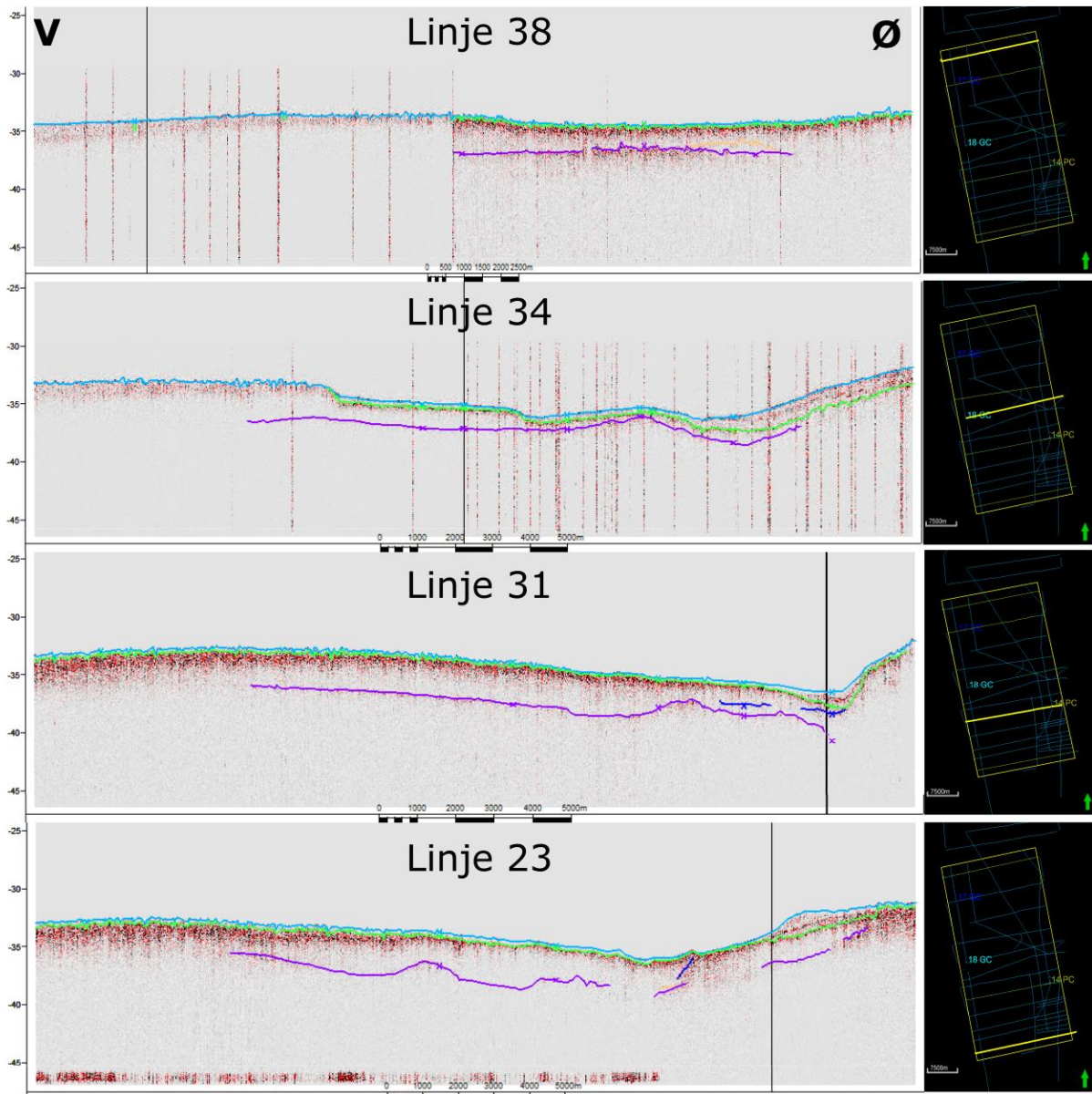
#### 4.1.2 Seismiske enheter

Den seismiske stratigrafien i UN er delt inn i tre hovedenheter, Seismisk enhet 1 (SE1), seismisk enhet 2 (SE2) og seismisk enhet 3 (SE3). De ulike enhetene inneholder ulike seismiske facies (Figur 24) og deres mektighet varierer betydelig fra øst til vest og fra sør til nord (Figur 25).





Figur 24. Profil fra vest til øst som viser oversikt over de ulike seismiske facies og seismiske enhetene i datasettet. SF = Seismisk facies og oversikt finnes i Tabell 1. Lokasjon til linjen er gitt ved grønt rektangel på kartet til høyre. Gult rektangel markerer Utsira Nord havvindområdet.

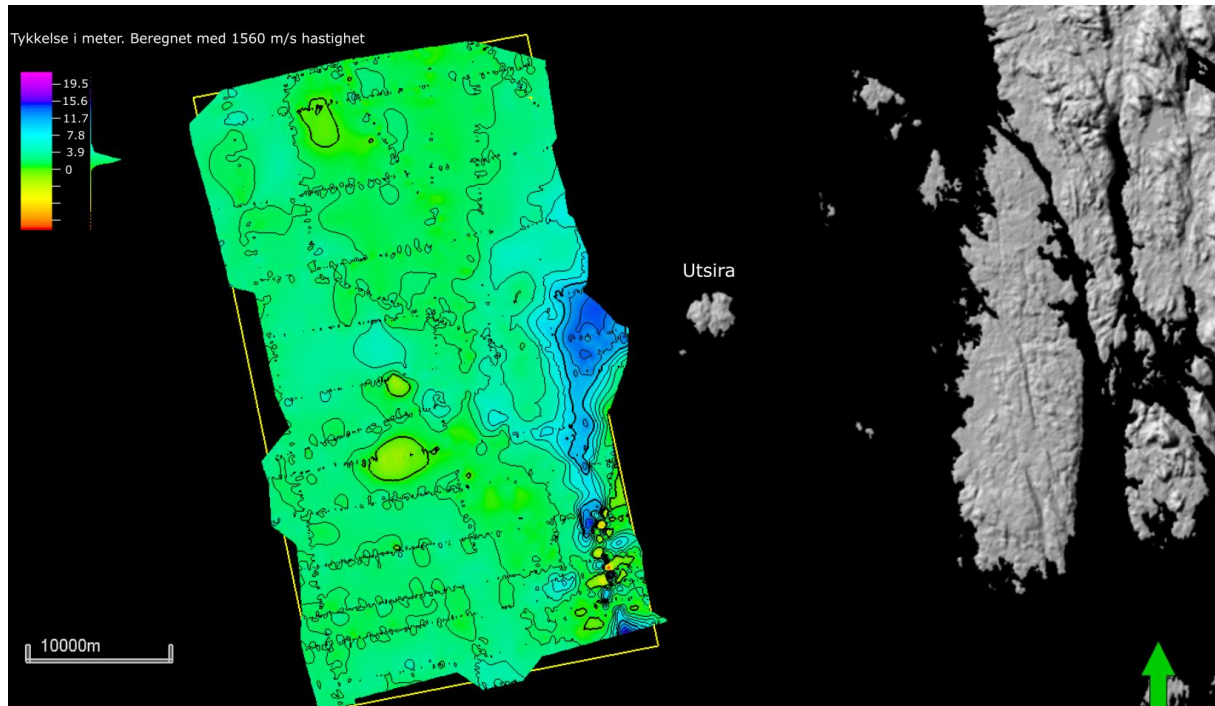


Figur 25. Seismisk linjer fra vest til øst med lokasjon for hver linje vist til høyre. Viser tolkede overflater Havbunn (lys blå), R1 (grønn), R1a (mørk blå) og R2 (lilla) i Petrel. Viser variasjonene fra nord til sør i Utsira Nord havindområdet.

#### 4.1.2.1 Seismisk enhet 1 (SE1)

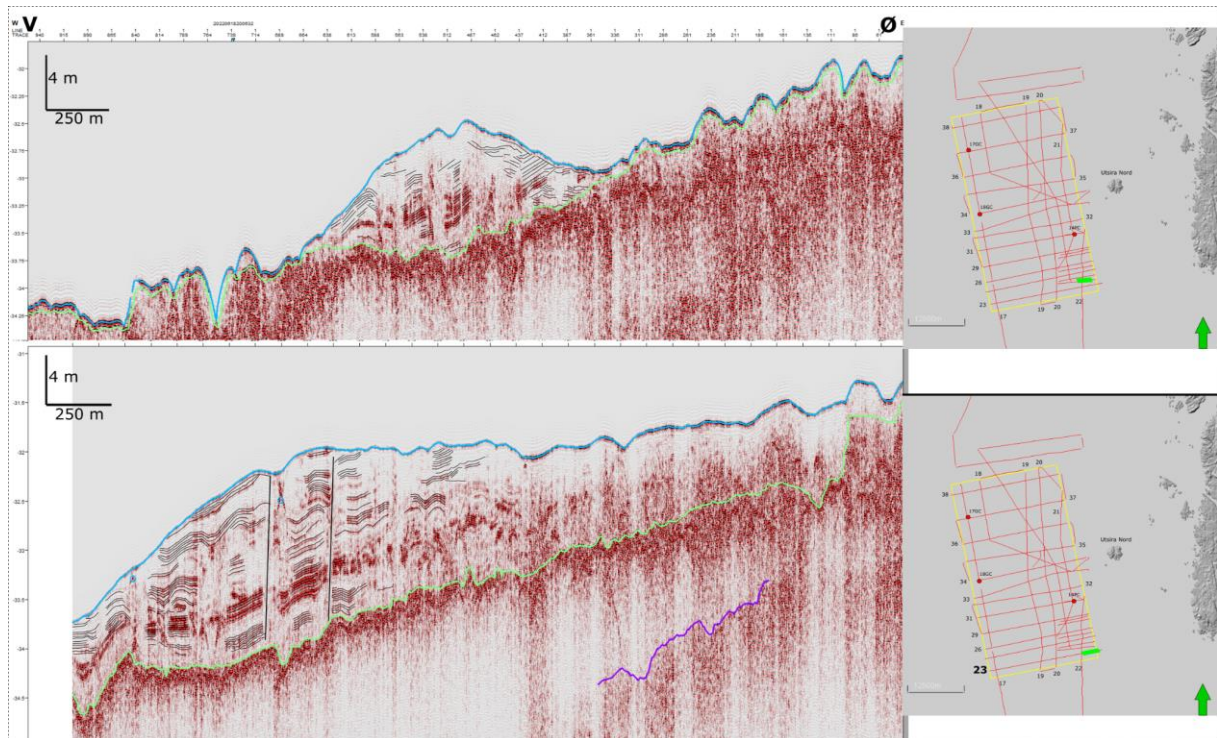
SE1 er avgrenset av havbunnsreflektoren, R0, på toppen og R1 i bunnen. Den seismiske faciesen varierer fra øst til vest. Vest UN er reflektorene transparent til svak kaotisk (SF1 og SF4), mens øst/sør-øst blir enheten tykkere og består av SF2 (Figur 24). SF4 forsvinner i nord-øst hvor havbunnen stiger, og enheten består av SF1 og SF3. Lengre vestover hvor enheten blir tynnere blir havbunnen og R1 svært undulerende som fører til at enhetens tykkelse varierer noe (Figur 25). Enheten har en mektighet på rundt 16 meter på det tykkeste punktet i det sør-øst. Der er det flere mindre og et større sedimentbasseng. Vestover er enheten

tynnere med en variasjon fra 0-8 meter tykkelse. Enheten er tynnast ved toppen av ryggen som er observert ved midten av Utsira Nord fra sør mot nord.

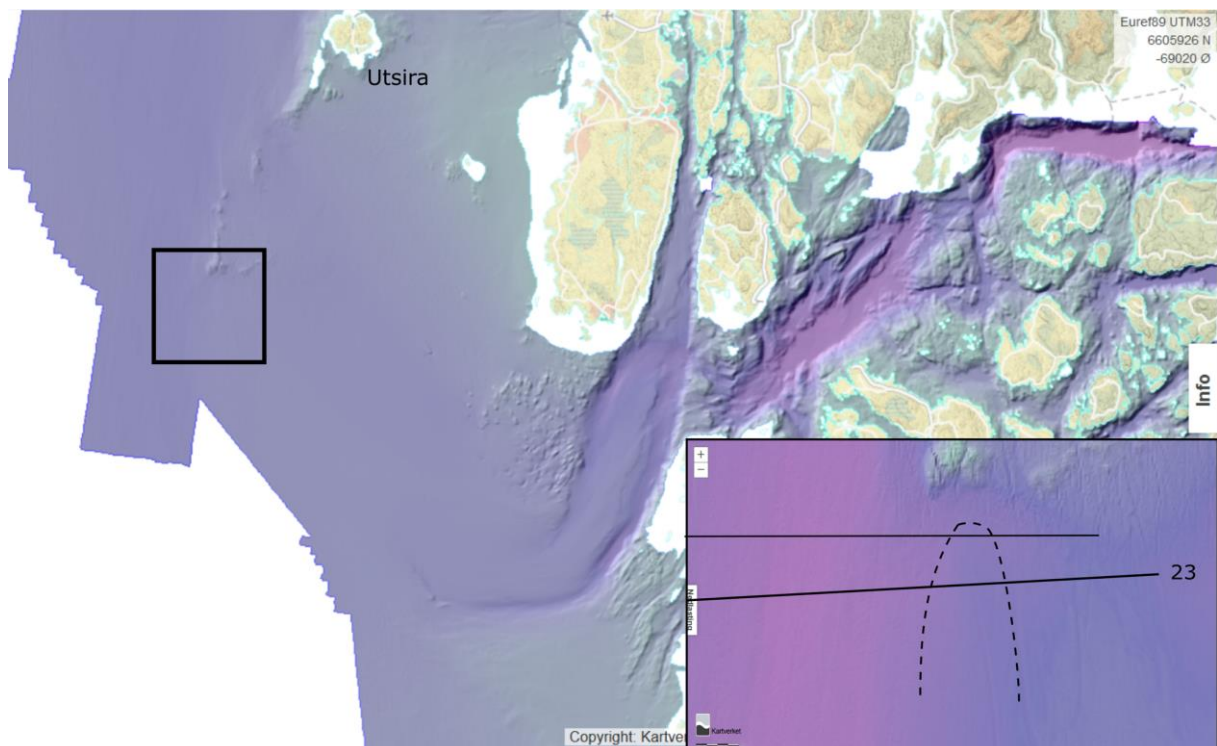


Figur 26. Mektighetskart over enhet 1. Fargeskala viser dybde i meter og gult rektangel markerer UN havvindområdet.

I den sør østlige delen av Utsira Nord er det en isolert sedimentavsetning avsatt over R1 med interne parallelle, hellende reflektorer (SF2). Den seismiske karakteren til avsetningen er svært lik stratigrafien som er sett i sedimentbassenget lengre nord. Denne avsetningen som er tolket til å korrelere med SE1 som blir trunkert av havbunnsreflektoren, R0, i både øst og vest. Sedimentene har en mektighet opp mot 15 meter og er ca. 2.2 km bred på linje 23. Avsetningen er observert på to seismiske linjer fra vest-øst (Figur 27), men strekker seg også lengre sør hvor det ikke er mer tilgjengelig data (se Figur 28). Det nordlige profilet har en ryggform (Figur 27) mens den i det sørlige profilet har en terrasseform. I det sørlige profilet (Figur 27) fortsetter enheten vestover og er ikke helt isolert som i det nordlige profilet, men den seismisk faciesen skifter karakter fra SF2 til SF1 vestover.



Figur 27. To vest-øst-profiler som viser en del av seismisk enhet 1 som er utbredt på et avgrenset område. I det øverste profilet (lengst nord) er enhet 1 avgrenset til et lite område, med enhet 2 på hver side, mens lengre sør blir enhet 1 tynnere, men fortsetter kontinuerlig vestover. Grønt rektangel på kartet markerer lokasjonen til profilene.

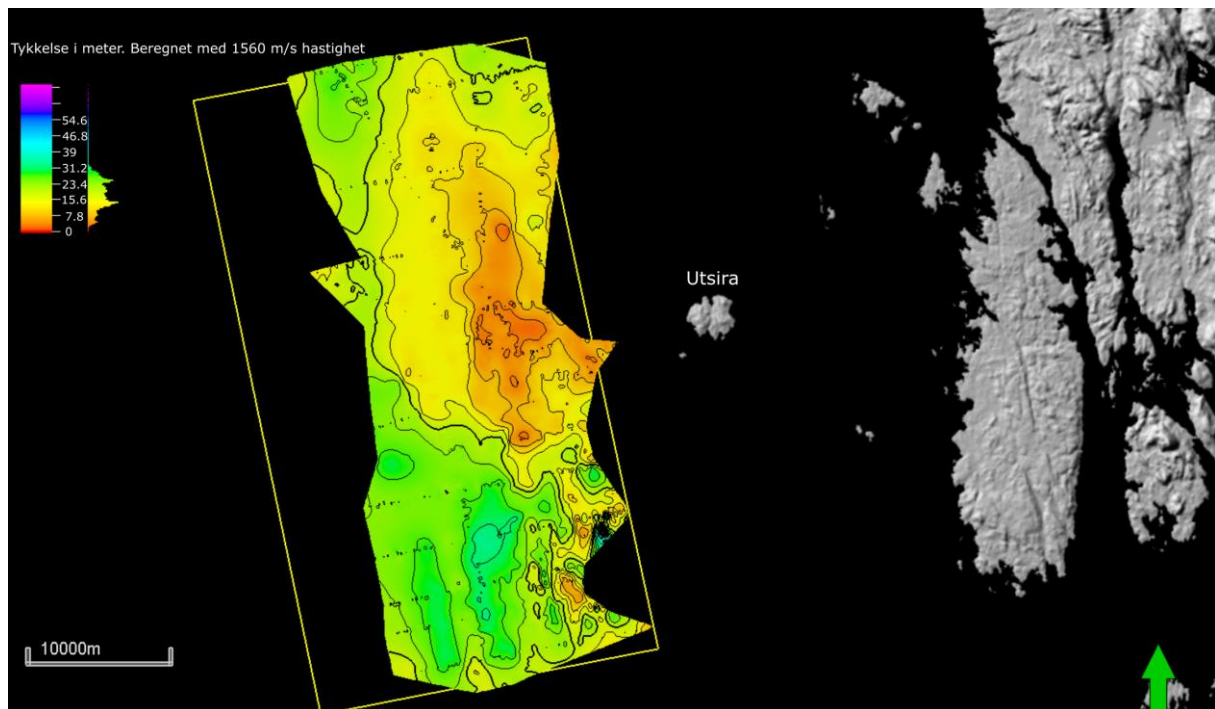


Figur 28. Viser hvor de isolerte sedimentene befinner seg. På det inn-zoomede området er lokasjonen til de seismiske linjene illustrert med heltrukket linje, og den stiplede linjen viser hvor sedimentene

*befinner seg. Det er uvisst hvordan sedimentene strekker seg ut lengre sørover siden det ikke er akustisk data lengre sør. Det er tenkt at utbredelsen av sedimentene følger den stiplede linjen sør basert på tolkning av batymetrien. Kart er hentet fra dybdedata.no*

#### 4.1.2.2 Seismisk enhet 2 (SE2)

SE2 er avgrenset av R1 på toppen og R2 i bunn. Den seismiske faciesen varierer fra øst til vest og med dybde. I den nedre delen av enheten er den for det meste transparent. I toppen av enheten varierer den seismiske faciesen fra SF4 til SF3, mens nedover enheten blir reflektorene svakere og det er observert SF3 og SF1 (Figur 24). SE2 er observert til å ha en større mektighet enn SE1 (Figur 29), og mesteparten av enheten er mellom 8 og 30 meter tykk. SE2 er tykkest i sør-vest og nord-vest. I den vestlige delen av UN er enhetens nedre grense, R2, og hindrer muligheten til å lage kart over hele UN.



*Figur 29. Mektighetskart av enhet 2 som er avgrenset av R1 og R2. Fargeskala viser tykkelse i meter og gult rektangel viser UN havindområdet.*

SE2 inneholder også en distinkt intern reflektor som går igjen i flere seismiske profiler og dekker et større område i sedimentbassenger i sør-øst. Reflektorene er kalt R1a. R1a er en intern reflektor som blir trunkert av R1 øst- og sørover, mens den vestover heller nedover før den forsvinner.

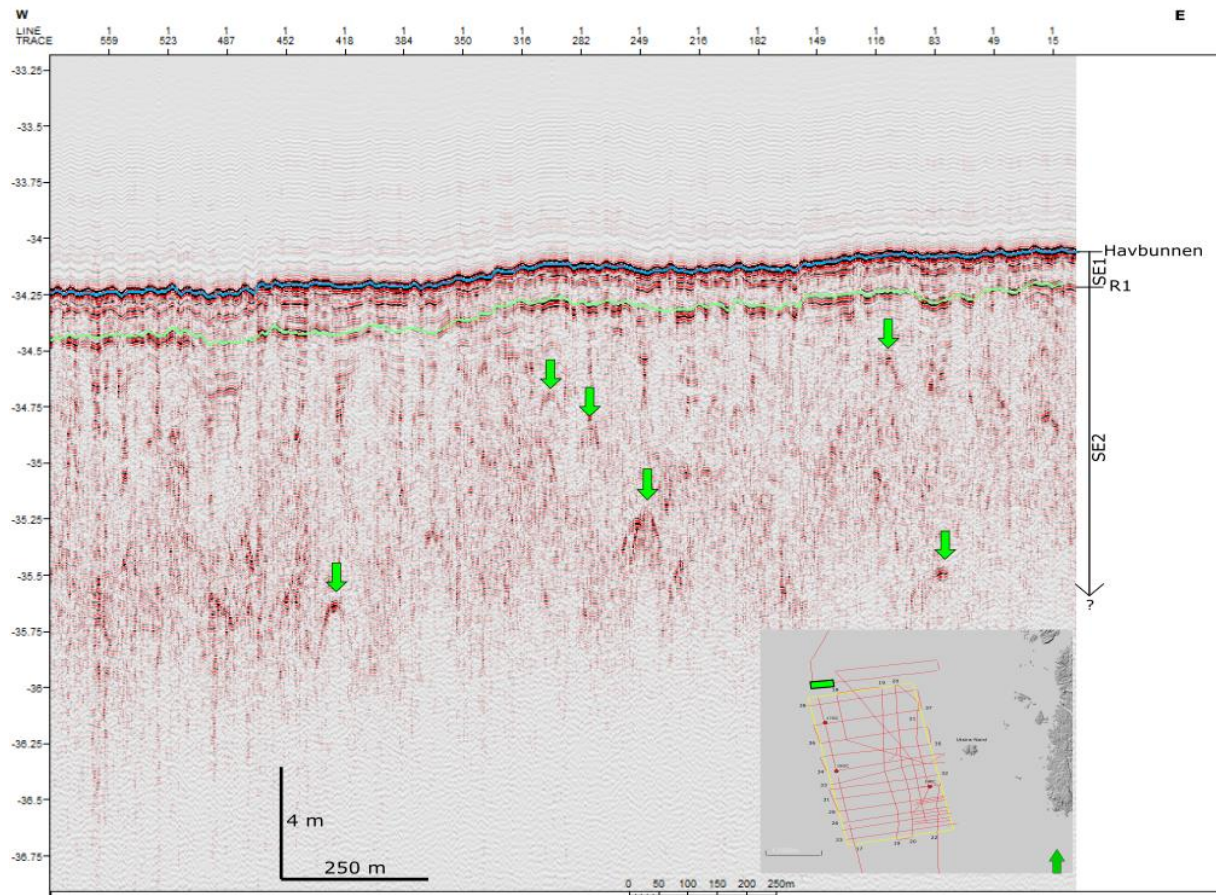
#### 4.1.2.3 Seismisk enhet 3 (SE3)

SE3 er avgrenset av R2 øverst og ingen reflektor i bunnen da TOPAS systemet ikke klarer å fange opp seismisk signal som går dypere under havbunnen. Enheten er for det meste kaotisk i øverste del under R2 og mer transparent lengre nede. Den er utbredt mest i den østlige delen av datasettet, mens enheten forsvinner vestover. Det er uvisst hvor tykk denne enheten er da den høy-oppløselige seismikken ikke klarer å samle data dypere en 40-50 meter.

#### 4.1.3 Punktdiffraksjoner

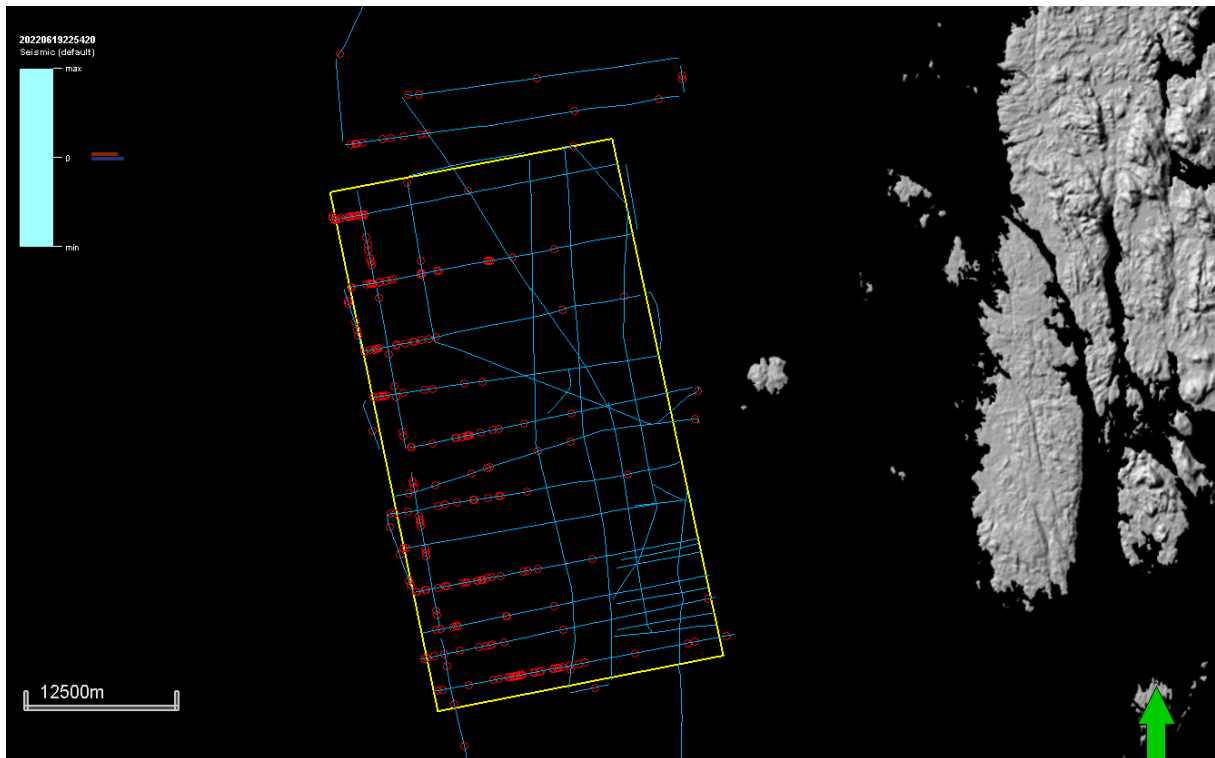
En fordel med profiler hvor det kan virke som det er svakere seismisk signal er at punktdiffraksjoner blir mer tydelig. I Figur 30 er et eksempel på et profil hvor flere punkt diffraksjoner er tydelige. Diffraksjonene kan oppstå fordi det finnes noe i undergrunnen som skiller seg fra de omkringende sedimentene og det seismiske signalet blir sendt i flere retninger når den seismiske kilden beveger seg over. Da vil den seismiske signaturen til objektet se ut som en hyperbel. Det kan videre bli tolket til for eksempel å være større steiner eller blokker eller depresjoner i terrenget. Slike punkt diffraksjoner er blitt kartlagt over hele datasettet for å få lage en oversikt over hvor det mulig kan finnes steiner/blokker under havbunnen geografisk og ved hvilke dybder.

Diffraksjonene er ikke alltid like tydelige da den seismiske enheten under R1 kan være svært kaotisk, så for å fjerne «støy», har fargegraderingen blitt justert til 1.6, -1.6 her også. For å kartlegge diffraksjonene har verktøyet «fault contact» i Petrel blitt brukt for å markere punktene. Når diffraksjonene skal kartlegges er det viktig å skille de som mulig er steiner/blokker fra diffraksjonene som oppstår under nedsenkningene i havbunnen. Ved nedsenkninger med stor helning vil det i mange tilfeller oppstå punktdiffraksjoner under bunnpunktet til nedsenkningen. Ved å se på topografien til de seismiske reflektorene avgjøres det om diffraksjonen skyldes terrenget. Punkt diffraksjonene som markeres må være en hyperbel og ha høy amplitude som skiller den fra de omkringende reflektorene.



Figur 30. Profil med svakt seismisk signal hvor R2 ikke kan tolkes. Punktdiffraksjoner er svært tydelig og er markert med piler. Diffraksjonene vil bli markert og en oversikt over alle diffraksjoner er laget i Petrel. SE1 = seismisk enhet 1, SE2 = seismisk enhet 2. Grønt rektangel på kart i hjørne viser posisjon til den seismiske linjen. Bilde hentet fra Petrel.

Figur 31 viser de tolkede punktdiffraksjonen fra det akustiske datasettet for Utsira Nord. Totalt er det markert 256 punktdiffraksjoner på de akustiske profilene, hvor noen også befinner seg utenfor havindområdet. Det er størst forekomst av punktdiffraksjonen i den vestlige delen av UN og mesteparten befinner seg i seismisk enhet SE2.

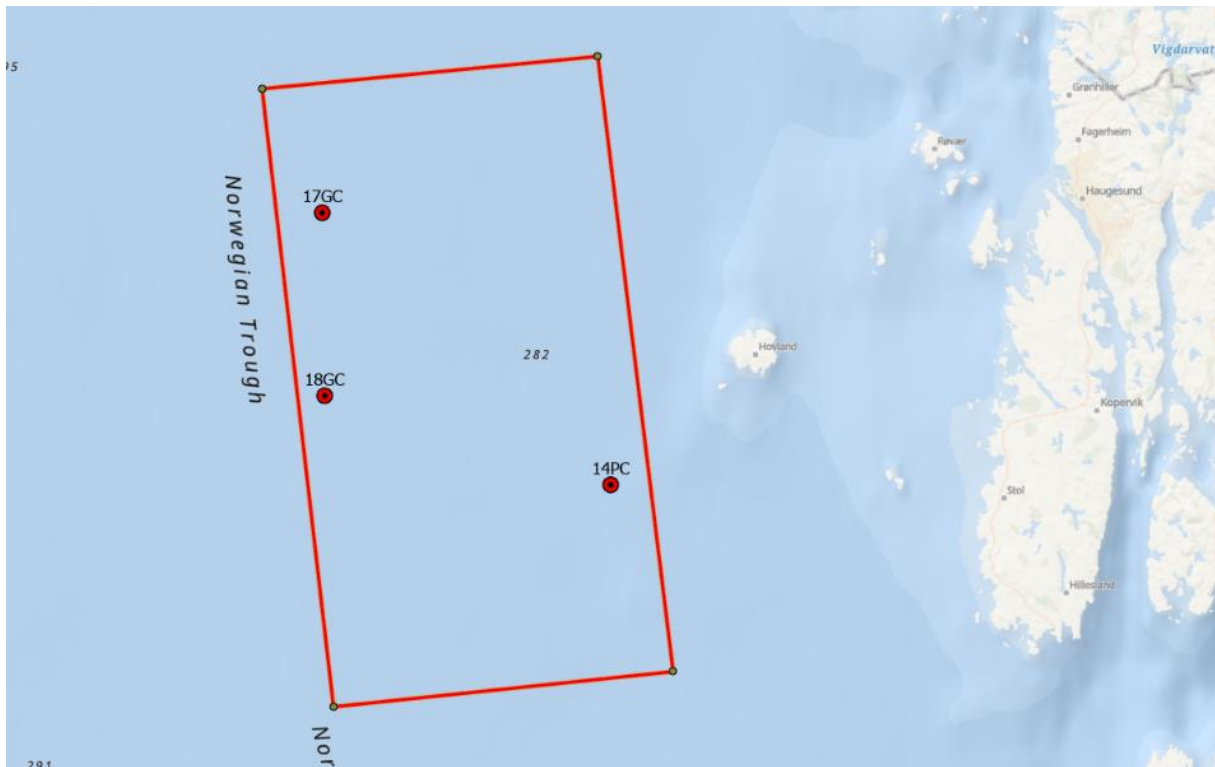


Figur 31. Markerte punktdiffraksjoner (rød) fordelt utover Utsira Nord havvindområdet. Hver sirkel representerer en punktdiffraksjon, og hvor det er flere på et avgrenset område blir fargen kraftigere. Gult rektangel markerer Utsira Nord havvindområdet.

## 4.2 Kjernerstratigrafi

I denne oppgaven er tre sedimentkjerner fra Utsira Nord blitt sett nærmere på. Dette er GS22-241-14PC, 17GC og 18GC. Deres lokasjon innenfor Utsira Nord området er vist i Figur 32.






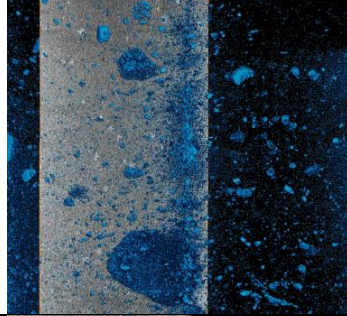

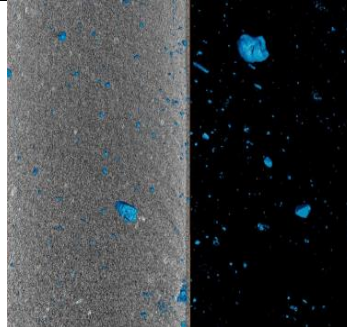

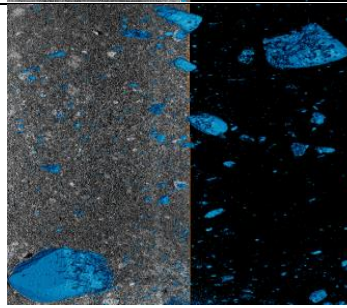
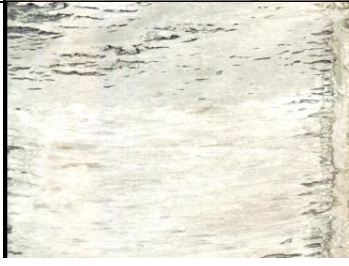
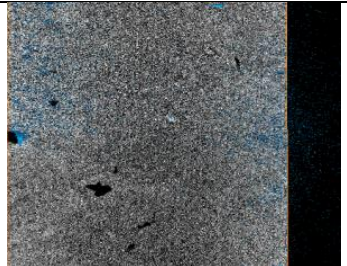
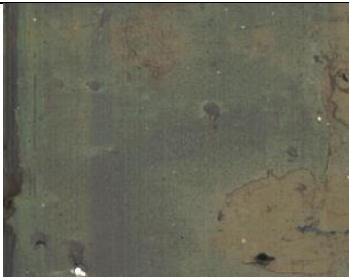


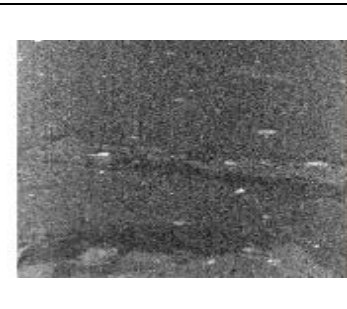
Figur 32. Kart over Utsira Nord havvindområdet (Rød rektangel) som viser hvor de tre kjernene som brukes i denne oppgaven er tatt.







#### 4.2.1 Sedimentære facies

Sedimentene i kjernene er blitt delt opp i facies som beskriver ulike sedimentære karakteristikker. Disse facisene går igjen på tvers av sedimentkjernene som er analysert og brukes til å kartlegge avsetningsmiljøet i de ulike områdene ved Utsira Nord. Litologiske facies er beskrevet i Tabell 3. Kjernene deles opp i litosoner basert på de overordnede typer facies som finnes i kjernene.

Tabell 3. Facies inndeling med beskrivelse av observasjoner og bilder tatt med XFR- og CT-skanner. I CT-bildeen er hvit farge høyere tetthet, og blå uthevelser er volumgjennngivelse som viser klaster og gravganger med høyere tetthet enn matrixen til sedimentet.

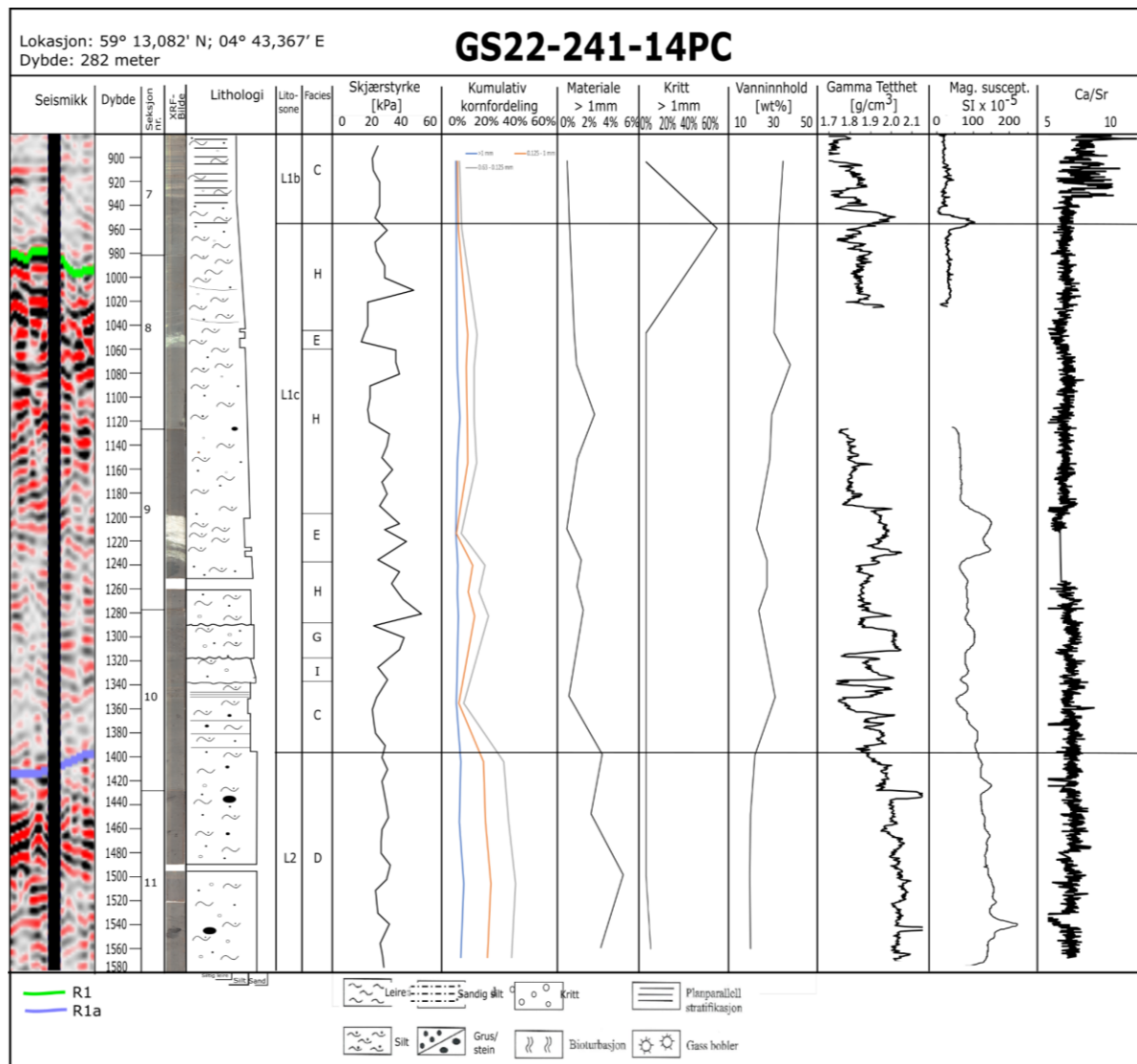
ID	Beskrivelse	XRF-bilde	CT-bilde
A	Består av siltig leire men kan inneholde noen små steiner, lys farge. Er preget av mye bioturbasjon representert ved vertikale graveganger. Ingen tydelige strukturer. Lav skjærstyrke på rundt 5 kPa.		

<b>B</b>	Matriks av silt med innhold av flere steiner av forskjellig størrelse, mørkere farge. Klastene er angulære. Ingen observert bioturbasjon eller strukturer. Lav skjærstyrke på 5-10 kPa.		
<b>C</b>	Matriks av silt med innhold av små steiner og kritt-fragmenter. Tydelig laminasjon som er hellende til horisontal. Høy skjærstyrke på 20-50 kPa.		
<b>D</b>	Matriks av silt med angulære til sub-runde steiner av ulik størrelse og kritt-fragmenter. Massiv, strukturløs og uten bioturbasjon. Høy skjærstyrke på 20-55 kPa.		
<b>E</b>	Godt sortert silt uten klaster. Lys farge, ingen strukturer eller bioturbasjon. Høy skjærstyrke på 17-30 kPa.		
<b>F</b>	En blanding av lys og mørkere sedimenter med ulikt vanninnhold og tetthet. Bioturbert og inneholder enkelte større klaster. Klastene er angulære.		
<b>G</b>	Enhet med erosiv nedre grense og tetthet rundt 1.85 g/cm <sup>3</sup> . Det er ingen indre strukturer eller bioturbasjon. Jevn kornstørrelse med noen større klaster.		

H	Matrix av fin silt med mindre, angulære klaster. Ingen struktur eller bioturbasjon. Enheten har en tetthet rundt $1.8 - 1.9 \text{ g/cm}^3$ og en skjærstyrke rundt 20-40 kPa.		
I	Matrix av fin silt med noen angulære klaster. Tetthet, mag. suscept. og kornstørrelse avtar oppover. Erosiv nedre grense. Ingen interne strukturer eller bioturbasjon. Skjærstyrke rund 25 kPa.		
J	Matrise av leire med observert laminasjon hvor kornstørrelsen er sand. Det er lav skjærstyrke, rundt 7 kPa, og lav tetthet, rundt $1.75 \text{ g/cm}^3$ . Det er observert noe mindre, sub-rundet klaster.		

#### 4.2.2 GS22-241-14PC

Kjerne GS22-241-14PC er 15.8 m lang og penetrerer flere av de seismiske enhetene. I denne oppgaven er det fokusert på den nederste halvdelen av kjernen, fra 880 cm til 1580 cm dyp i kjernen, der kjernen penetrerer seismisk reflektor R1 og R1a. Logg av kjernen og data fra sedimentanalyse er vist i Figur 33 - Figur 35.

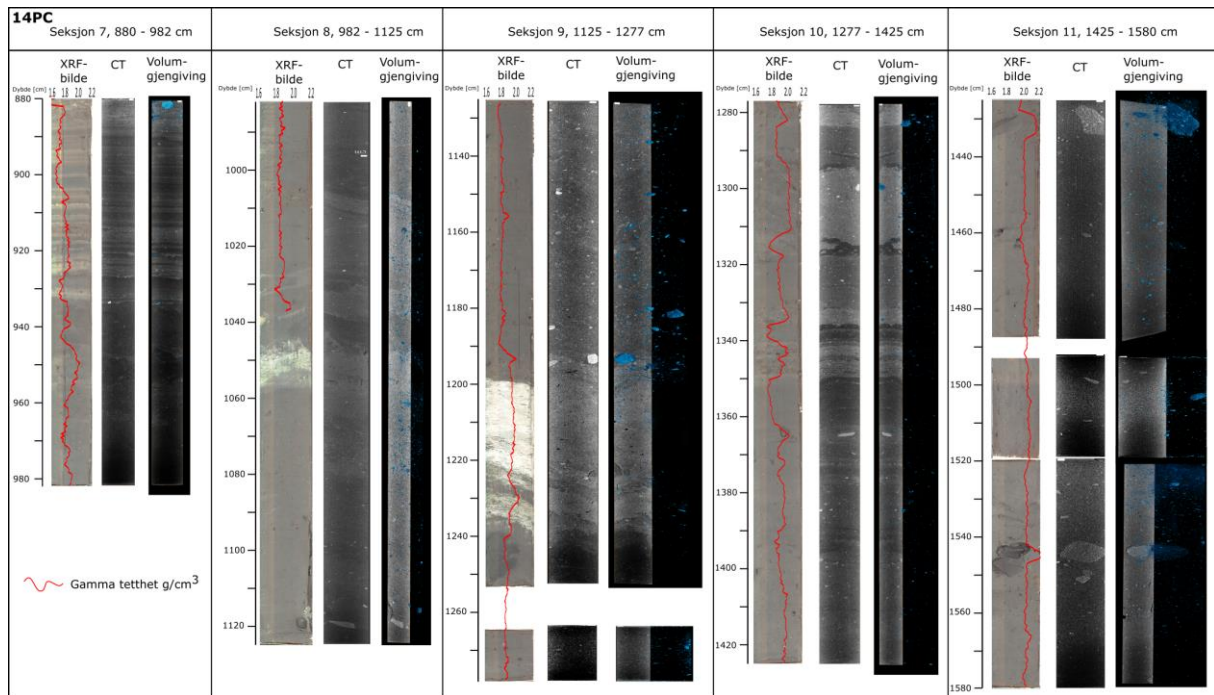


Figur 33. Logg av kjerne GS22-241-14PC. Viser fargebilde fra XRF og oversikt over litologien og facies inndeling av kjernen. Videre vises resultater av data samlet fra kjernen.

#### 4.2.2.1 Litosone 2 (L2)

Litosone 2 har en øvre og nedre avgrensning på respektive 1397 cm og 1580 cm. Denne sonen er karakterisert av bare en facies, D. I overgangen fra L1c til L2 blir sedimentene grovere, L2 er mer homogen og skiller seg fra resten av kjernen (Figur 33). Dette er også reflektert ved en utjevning av skjærstyrken som er mer homogen sammenlignet med L1c. L2 består av en matrix av silt med innslag av større klaster, hvor to klaster er av betydelig størrelse. De er observert ved henholdsvis 1415 cm og 1545 cm dyp (Figur 34). Klastene har en diameter opp mot 10 cm. Skjærstyrken i L2 er målt til å være 23-33 kPa, som er noe lavere enn de høyeste målingene i

L1c observert (Figur 33 og Figur 35). Sensitiviteten til enheten er ca. 1.2, og det er en nedgang i porøsitet og vanninnhold i forhold til sedimentene i L1c og L1b.

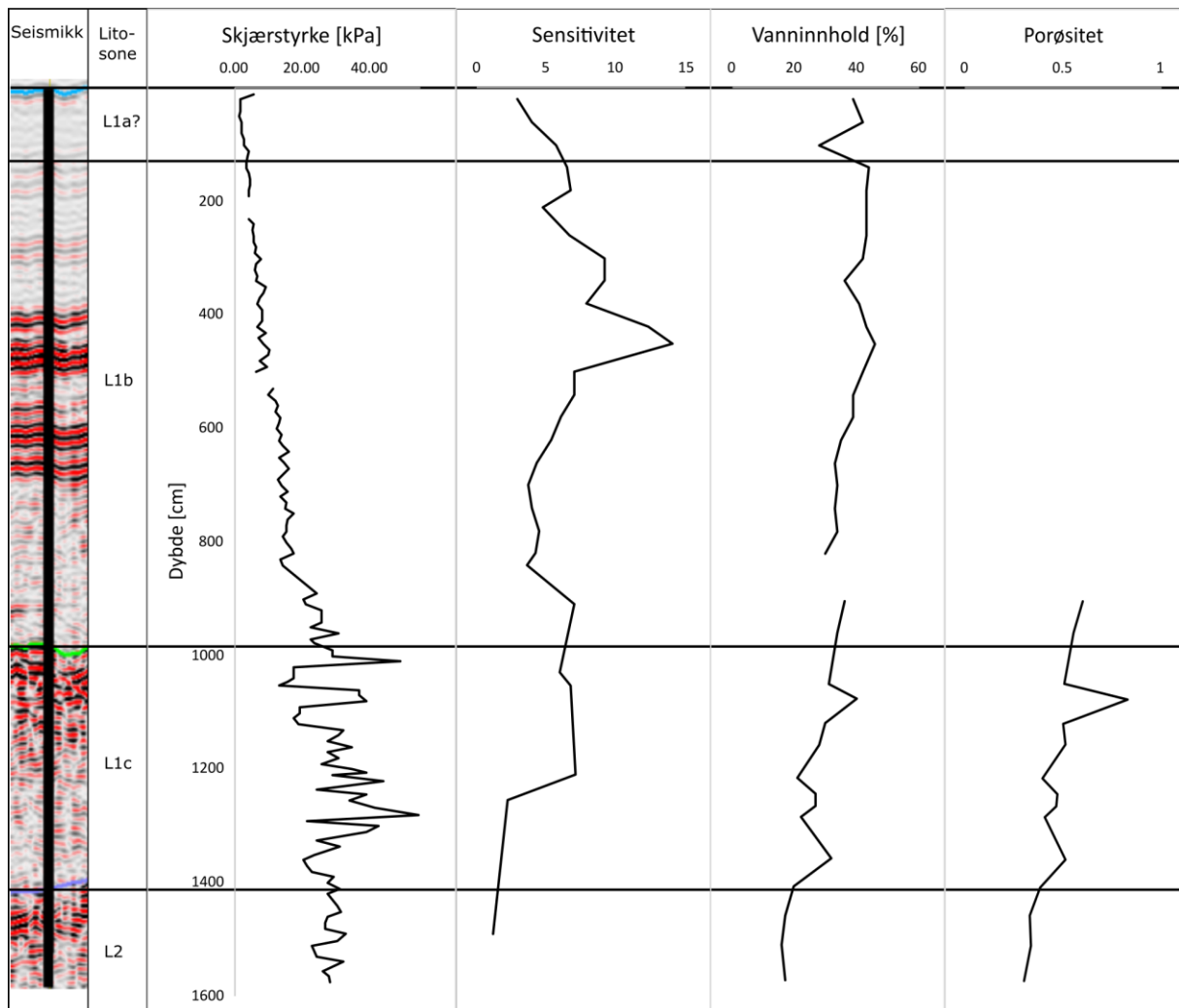


Figur 34. Sammenstilling av fargebilde fra XRF-skann med gamma tetthet overlatt og resultater fra CT-skanning. Det er bilde av en skive fra CT-skann og en skive med volumgjengiving overlatt.

#### 4.2.2.2 Litosone 1c (L1c)

Litosone 1c (L1c) har en øvre grense ved 955 cm og nedre grense ved 1396 cm. L1c er en hetrogen enhet med store variasjoner i målte egenskaper som tetthet, skjærstyrke, vanninnhold, porøsitet og sensitivitet (Figur 33 og Figur 35). Fra 955 – 1038 cm er det facies H som er en relativ homogen siltig leire, men i CT-bildet (Figur 34) er det observert noe svært svak tangentiell laminasjon mot bunnen av intervallet. Skjærstyrken er mer varierende, 20-50 kPa, og vanninnholdet og porøsitet synker gradvis (Figur 35). Fra 1038 – 1058 cm dybde er det observert to intervall med svært godt sortert silt, facies E, som i XRF-bildet skiller seg svært fra de omkringliggende sedimentene med en lysere farge. Skjærstyrken er relativt lav på 15-18 kPa. Fra 1058 – 1198 cm er det facies H med en varierende skjærstyrke, men en relativ jevn gamma tetthet på ca. 1.8 g/cm<sup>3</sup>. Det er observert noen større klaster i CT-bildene ved 1120 cm og 1180-1198 cm. Fra 1198 – 1234 cm er det et nytt intervall med sortert silt, facies E. Det er også observert en økning i gamma tetthet fra 1.8 g/cm<sup>3</sup> til rundt 1.95 g/cm<sup>3</sup>. I volumgjengivingen (Figur 34) er også endringen observert ved at fargen blir lysere (høyere tetthet) i dette intervallet og klastene i intervallet over brått forsvinner. Fra 1234 cm til

litosonens nedre grense ved 1397 cm er det svært varierende sedimenter som har gitt variasjon i gamma tetthet. I intervallet 1234 – 1290 cm er det facies H og intervallet 1290–1318 cm er facies G. Facies G er karakterisert ved en erosive grenser og høyere tetthet enn facies H. Det er innslag av noen mindre klaster i et ellers homogent intervall. Ved 1318 – 1338 cm dyp er det et intervall med facies I. Det er en erosiv nedre grense og intervallet får lavere tetthet og kornstørrelse oppover. Det er få innslag av mindre klaster. Skjærstyrken er økende nedover kjernen fra 24 kPa ved 1325 cm til 31 kPa ved 1335 cm dybde. Fra 1338 - 1397 cm er det facies C. Det er svak horisontal laminasjon nedover intervallet som er mest intens fra 1338 – 1350 cm. Det er noen få mindre klaster med en større klast ved 1367 cm og noe variasjon i gamma tetthet,  $1.8 - 1.9 \text{ g/cm}^3$ . Det er en økning i vanninnhold og porøsitet.



Figur 35. Geotekniske målinger for hele kjerne GS22-241-14PC. Viser endring i skjærstyrke, sensitivitet og vanninnhold ned hele kjernen, og porøsitet for seksjon 7-11. Data fra seksjon 1-6 hentet fra Jensen (2024).

#### 4.2.2.3 Litosone 1b (L1b)

Litosone 1b har en øvre og nedre grense ved henholdsvis 880 cm og 933 cm. L1b har facies C som er karakterisert av tydelig horisontal laminasjon og fin kornstørrelse. Det er noen større klaster i toppen av enheten, med klaster i grus størrelse ned mot nedre grense (Figur 34). Skjærstyrken er stabil rundt 20 - 25 kPa i hele intervallet.

#### 4.2.3 GS22-241-17GC

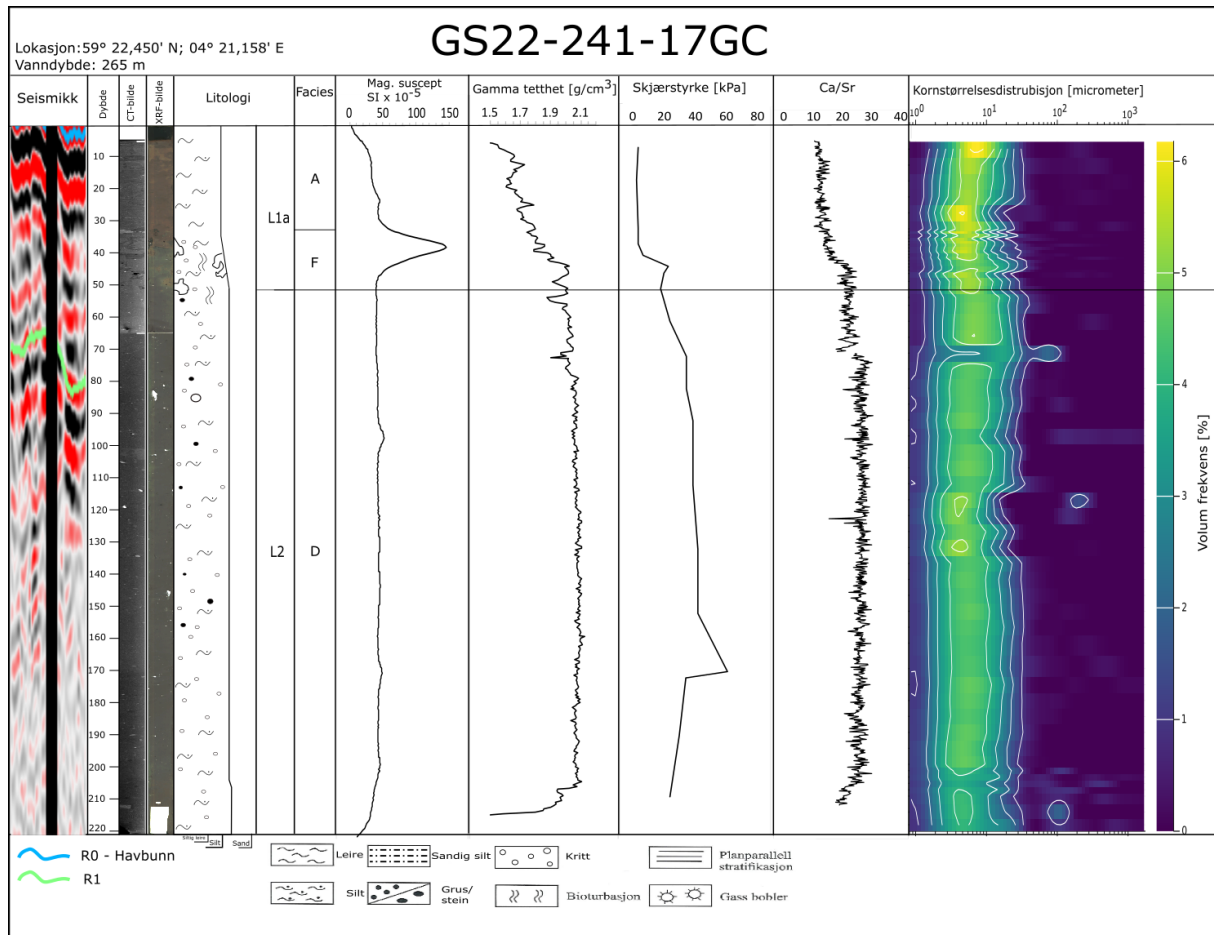
Kjerne 17GC penetrerer 220 cm ned i sedimentene gjennom to seismiske enheter, SE1 og SE2. Kjerne er delt inn i to litosoner, L1a og L2, og er innsamlet logg og sedimentanalyse er gitt i Figur 36 og Figur 37.

##### 4.2.3.1 Litosone 2 (L2)

L2 har øvre grense ved 52 cm og nedre grense ved bunn av kjernen, 222 cm. I denne kjernen er L2 karakterisert av facies D. Det er funn av kritt nedover hele L2, med det er en liten avtaking i mengde mot bunnen av kjernen ved de nederste 15 cm. I de nederste 15 cm er det en svak endring i farge, matrisen får en økning i sand og skjærstyrken avtar mot bunnen. Ved kornstørrelsesanalyse med «Gradistat Excel-arket» er det en økning i mengde sand og sedimentet er dårligere sortert i bunnen. Dette reflekteres også i kornstørrelsesdistribusjonen (Figur 36).

##### 4.2.3.2 Litosone 1a (L1a)

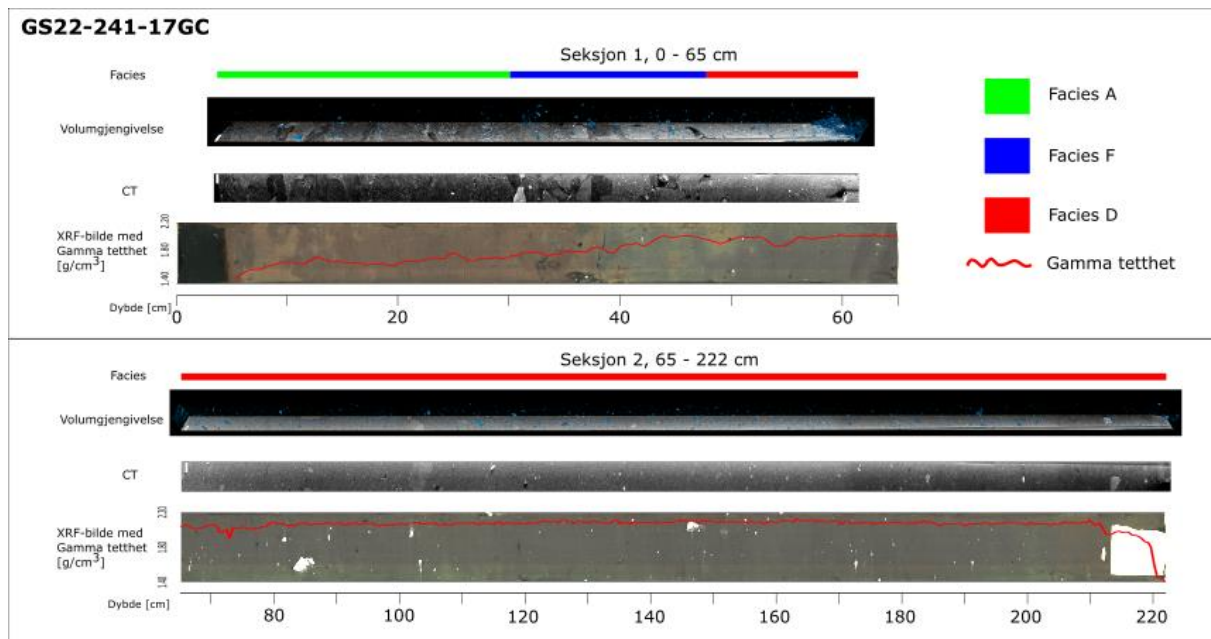
L1a går fra toppen av kjernen ved 0 cm til nedre grense ved 52 cm. Den består av to facies, hvor de øverste 35 cm er facies A og fra 35-52 cm er facies F. Overgangen kan enkelt observeres ved et stort hopp i magnetisk susceptibilitet (Figur 36). L1a har en gradvis økning i tetthet og en jevn lav skjærstyrke frem til facies F hvor skjærstyrken øker markant fra 7 kPa til 24 kPa. Det er også observert klaster av kritt fra 40 cm dyp. Dette kan også observeres i en tydelig økning i Ca/Sr forholdet som reflekterer en økning i karbonat i kjernen.



Figur 36. Logg av kjerne GS22-241-17GC. Viser seismikken ved kjerne lokasjon, CT- og XRF-bilde av kjernen og resultat av målinger utført på kjernen.

Ved å studere CT-bildene og resultatet av volumgjengivelsen av kjerne 17GC (Figur 37) lages det et godt bilde på skille mellom litosone L1a og L2. I den øverste litosonen, L1a, er det svært få større klaster og den mørkere fargen viser at tettheten er lavere i den øvre delen. Ved overgangen fra L1a til L2 er det en markant økning i antall større klaster. Det er ikke alle steinene som blir fremhevet av volumgjengivelsen av CT-skann, som f.eks. ved ca. 33 og 212 cm dybde hvor det er større steiner som ikke er blitt gjengitt. CT-bildet av seksjon 2 (Figur 37) viser at tettheten til sedimentet minsker mot bunnen av kjernen samtidig som kornstørrelsen øker.





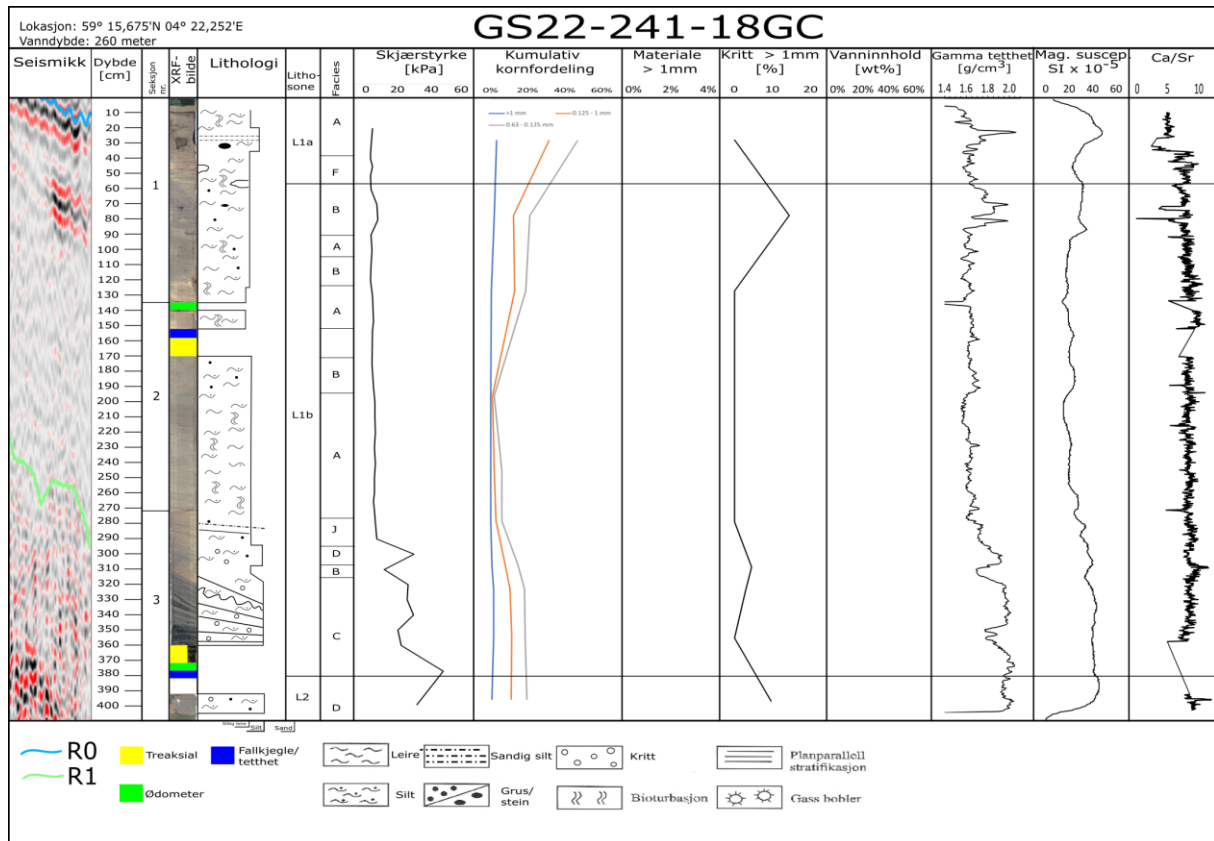
Figur 37. Sammenstilling av bilder tatt av seksjon 1 og 2 av kjerne GS22-241-17GC. Bildet inneholder fargebilde tatt med XRF-skanner, en skive av CT-skann av kjernen og en skive av CT-skann med volumgjengivelse lagt over. Seksjonene er delt inn i facies med fargekode.

#### 4.2.4 GS22-241-18GC

Kjerne 18GC er 408 cm lang og penetrerer seismisk reflektor R1. Kjernene er delt opp i tre litosoner, L1a, L1b og L2. Logg, sedimentær analyse og geotekniske resultater for kjernen er gitt i Figur 38 - Figur 40.

##### 4.2.4.1 Litosone 2 (L2)

L2 strekker seg fra 384 cm ned til bunnen av kjernen ved 408 cm. Den består utelukkende av facies D (Figur 38). Her er det observert et større kritt-fragment ved 396 cm og flere mindre andre klaster er observert i CT-bildet (Figur 39). Gamma tettheten er sammenlignbart med L1b, men det er en økning i skjærstyrke til 30 – 50 kPa. Ca/Sr forholdet kan også tolkes til å være litt høyere i L2 enn L1b.



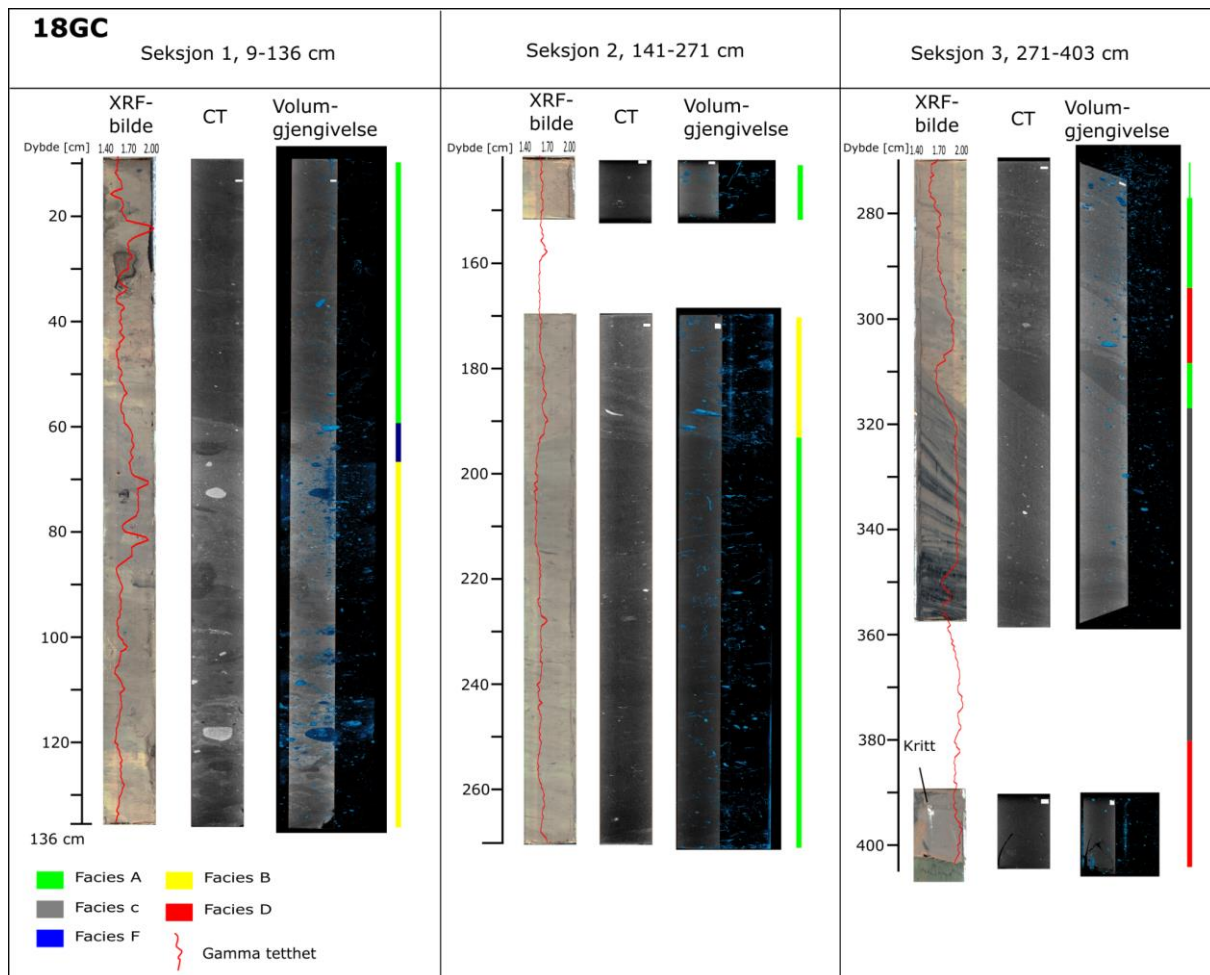
Figur 38. Logg av kjerne GS22-241-18GC. Viser fargebilde fra XRF og oversikt over litologien og facies inndeling av kjernen. Videre vises resultater av data samlet fra kjernen. Lokasjon til kjernen kan sees i Figur 12.

#### 4.2.4.2 Litosone 1b (L1b)

L1b er avgrenset mellom 56 cm og 380 cm. Nedover L1b er det en alternerende rekke med facies hvor det veksler mellom klastrike avsetninger og bioturberte avsetninger. Bioturbasjonen er observert som tynne, avlange vertikale graveganger i volumgjengivelsen av CT-bildet (Figur 39). Fra 56 – 90 cm er det et tydelig skille i farge hvor kjernen er blitt mørkere. Dette intervallet består av facies B som er rik på klaster. Ved prøve fra 72 cm dybde er det observert kritt (> 1 mm) og glaukonitt (125-1000 µm) og det er også en økning i gamma tetthet fra 1.6 til 1.8-2.0 g/cm<sup>3</sup>. Fra 90 – 100 cm dyp er det facies A gitt ved en avtaking i antall klaster og tetthet, og det er observert bioturbasjon i CT-bildet (Figur 39). Fra 100 – 123 cm er det et nytt intervall med facies B med tydelige klaster og bioturbasjonen har avtatt. Gamma tettheten minker til 1.6-1.7 g/cm<sup>3</sup> og ligger på denne verdien ned til 280 cm dyp (Figur 38). Fra 123 – 170 cm er det igjen observert bioturbasjon i sedimentene, det er færre klaster og de er av mindre størrelse. Fra 170 – 193 cm er det et kort intervall med facies B før det er et større intervall med facies A fra 193 – 277 cm. Fra 277 – 294 er det et intervall med facies J, hvor

laminasjonen er mer sandig enn observert i facies C. Facies J har også lavere skjærstyrke og tetthet enn facies C.

Fra 294 – 307 cm er det et intervall med facies D. Denne endringen er observert ved en overgang til mørkere sedimenter og et stort hopp i skjærstyrke, fra 5- 10 kPa til 30 kPa. Gamma tettheten er også merkbart høyere ved dette korte intervallet. Dette er etterfulgt av et tynt lag med facies A før ett større intervall med facies C fra 320 – 384 cm. Her er det observert laminering som starter hellende før de blir mer horisontale nedover. Det dukker også opp flere krittpartikler, tettheten er 1.9 – 2.0 g/cm<sup>3</sup> og skjærstyrken har økt til 20 - 30 kPa.

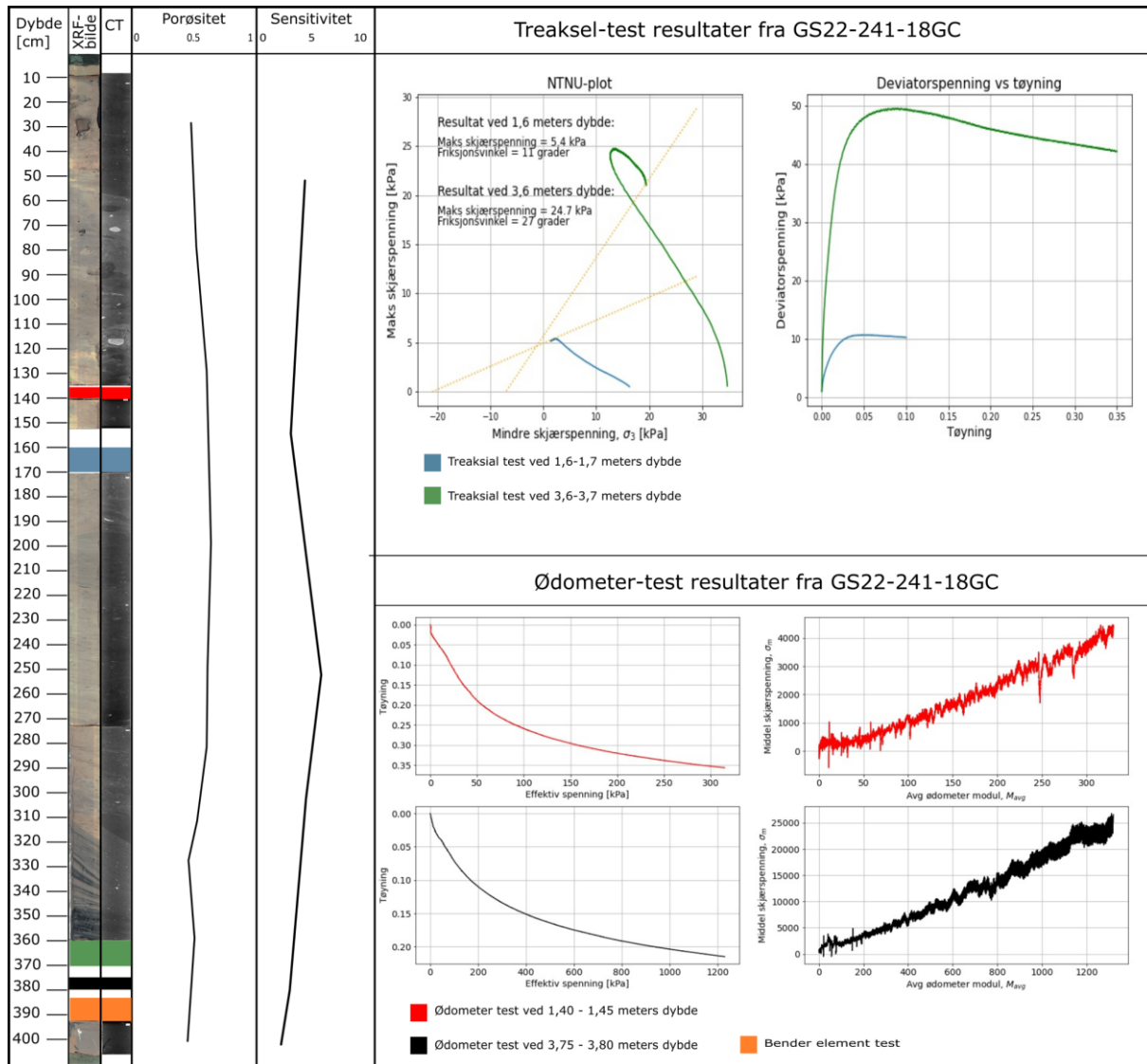


Figur 39. Sammenligning av XRF-bilde med CT-bilde og volumgjengiving av CT-skann for kjerne GS22-241-18GC. Gamma tetthet er lagt over XRF-bildet med rød linje og hver seksjon er delt inn i facies som er fargekodet.

#### 4.2.4.3 Litosone 1a (L1a)

Litosone 1a består av facies A og F og strekker seg fra toppen av kjernen til den nedre grensen ved 56 cm dyp. Fra 0-38 cm er det siltig leire som blir litt sandigere nedover med en større klast observert ved 30 cm dybde. Fra 38-56 cm er det facies F, som er en overgangsenhet hvor bioturbasjon har forårsaket en blanding av sedimenter med ulik farge og tetthet. Ved overgangen til dette intervallet er det også en økning i Ca/Sr forholdet fra ca. 5 til ca. 7.5. Dette forholdet holder seg ganske stabilt gjennom L1a

4.2.5 Geotekniske resultater fra NTNU



Figur 40. Resultat av geotekniske tester på utvalgte intervall i kjerne GS22-241-18GC. CT- og fargebilde av kjerne er vist sammen med skjærstyrke for å sette de geotekniske resultatene i kontekst til de omkringliggende sedimentene.

4.2.5.1 Treaksial test

Treakseltesten ble utført på NTNU ved hjelp av instrumenter fra geoteknisk avdeling. Testen ble utført på to ulike dybder ved gravitasjonskjerne 18GC fra Utsira Nord (se lokasjon i Figur 12). Fra den seismiske tolkningen er de to dybdene valg fordi de representerer to ulike seismiske facies. Fra treaksial testen er det målt en rekke verdier; Last celle [mV], celle sensitivitet [mV], deformasjon [mm], Kraft [N], Celle trykk [kPa], poretrykk [kPa] og vekt [g]. Disse målte verdiene er så blitt brukt til å beregne visse egenskaper med formler oppgitt i vedlegg I.

Den første testen ble tatt på en 10 cm lang prøve fra 160-170 cm dybde (se Figur 40), mens den andre testen ble tatt fra 360-370 cm dybde (se fig. Figur 40). Resultatene fra trekseltesten er gitt i Figur 40. Grafen viser at sedimentene når en maks skjærstyrke på ca. 5,4 kPa. Sedimentet har en friksjonsvinkel på 11 grader beregnet fra bruddlinjen når den krysser maks skjærspenning.

NTNU-plottet (Figur 40) for testen ved 3.6 meters dybde viser at prøven når en maksimal skjærspenning på ca. 24.7 kPa før den synker ned til 21.1 kPa. Tolkingslinjen blir satt til å gå gjennom endepunktet til testen og dette gir prøven en friksjonsvinkel på 27 grader. Grafen for deviatorspenning mot justert tøyning viser at deviatorspenningen øker til ca. 49.5 kPa ved 9% justert tøyning. Etter toppen er nådd synker deviatorspenningen ned til 42.4 kPa. Dette gir kurven en tydelig profil som sammensvarer med et overkonsolidert sediment.

Deviatorspenning plottet mot tøyning i Figur 40 kan fortelle om hvor konsolidert sedimentet er. Grafen produsert for prøven tatt ved 160-170 cm dybde viser at sedimentet er normal konsolidert leire. Dette er gitt av at grafen når toppen ved 5% tøyning og holder seg jevn frem til 10% tøyning er nådd. For at sedimentet skal klassifiseres som tydelig overkonsolidert må det være en tydelig avtagelse i deviatorspenning etter toppen av kurven er nådd. Dette er observert for prøven tatt ved 3.6 meters dybde. Grafen viser om sedimentet er overkonsolidert.

#### 4.2.5.2 Ødometer test

Effektiv spenning målt mot hvor mange prosent tøyning sedimentet er utsatt for under testen (Figur 40). I starten av testen er det en rask økning i tøyning til 2.5% uten økning i effektiv spenning. Dette er ikke en naturlig respons og kan skyldes at den øverste filtersteinen har vært i kontakt med ødometerringen. Videre er grafen relativt lineær frem til ca. 15% tøyning og 35 kPa effektiv spenning. Fra 15% tøyning frem til testen avsluttes er det en avtaging i tøyning ved økt effektiv spenning frem til testen avsluttes ved 35.5% tøyning ved 307 kPa effektiv spenning.



## 5. Tolkning og diskusjon

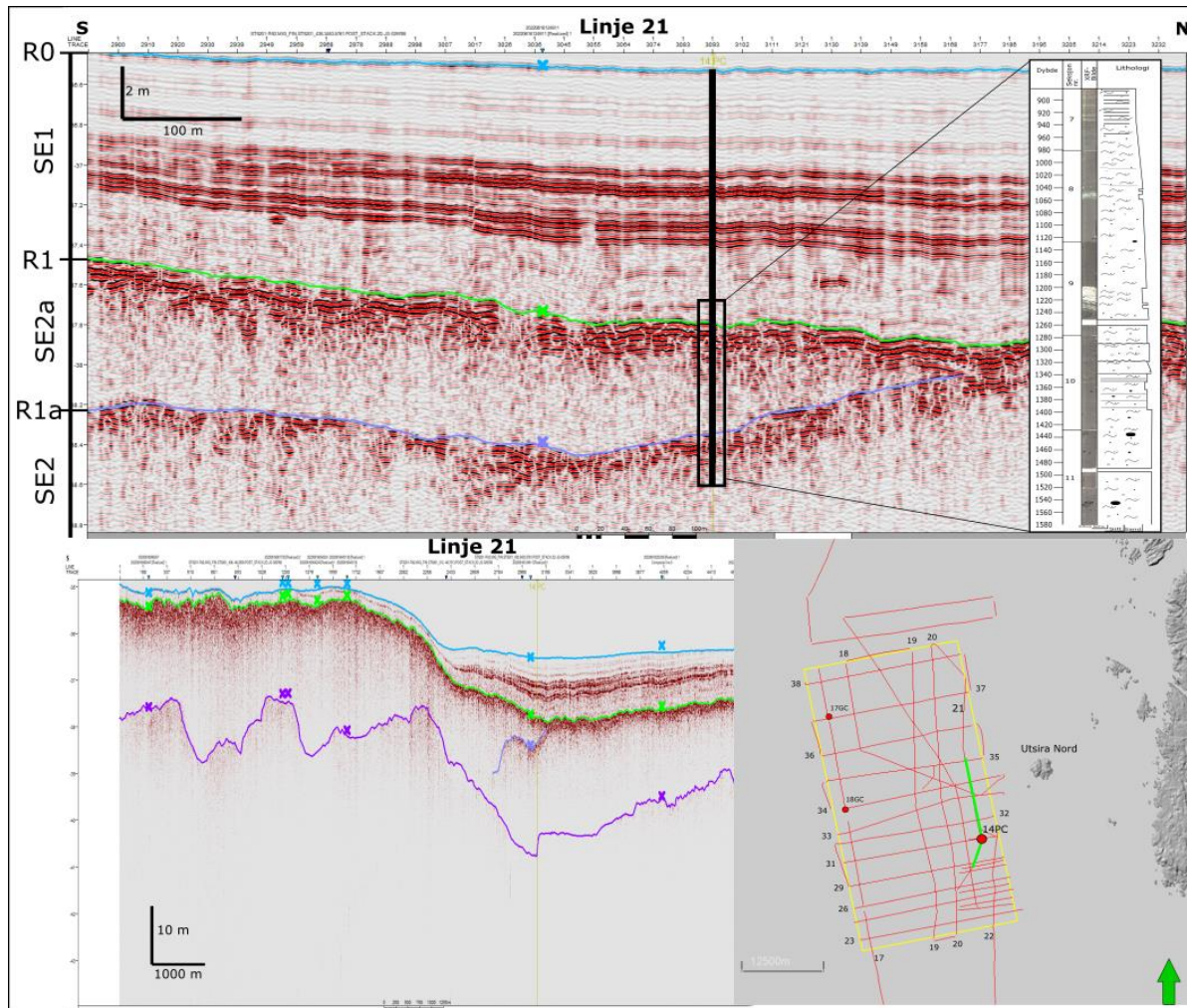
I dette kapittelet vil det bli diskutert og tolket hva de ulike seismiske enhetene representerer, hva de litologiske enhetene i sedimentkjernene representerer. Så vil de seismiske og litologiske enhetene sammenlignes og settes i sammenheng med hverandre. Videre vil resultatene fra seismikk og sedimentkjerner brukes til å forstå utbredelsen til tolkede enheter og dynamikken til Norskerenna-isstrømmen.

### 5.1 Sammenstilling kjerne – og seismisk stratigrafi

#### 5.1.1 GS22-241-14PC

Kjerne GS22-241-14PC befinner seg i sedimentbassenget sør-øst i UN hvor seismisk enhet SE1 har en mektighet opp mot 16 meter. I kjernestratigrafien er den øverste delen av 14PC bestående av laminert facies, og i seismikken er det observert svak akustisk laminasjon i bunnen av SE1. Pakken med reflektorer under R1 består av sterke delvis sammenhengende reflektorer som sammensvarer overgangen fra L1b til L1c i kjernestratigrafien (Figur 41). L1c sammensvarer godt med den interne enheten SE2a. Overgangen til L2 skjer ved ca. 1395 cm dybde, og L2 fortsetter ned til kjernens bunn ved 1580 cm dybde. Denne overgangen i litosone i kjernen sammensvarer med R1a i seismikken og en overgang fra SE2a til SE2. Det er brukt en hastighet på 1560 m/s til å beregne penetrasjonen til kjernen. Det er noe usikkerhet rundt den nøyaktige plasseringen til kjernen, da noe unøyaktighet vil påvirke tykkelsen mellom reflektor R1 og R1a gitt dens hellende karakteristikk, men korrelasjonen stemmer godt.





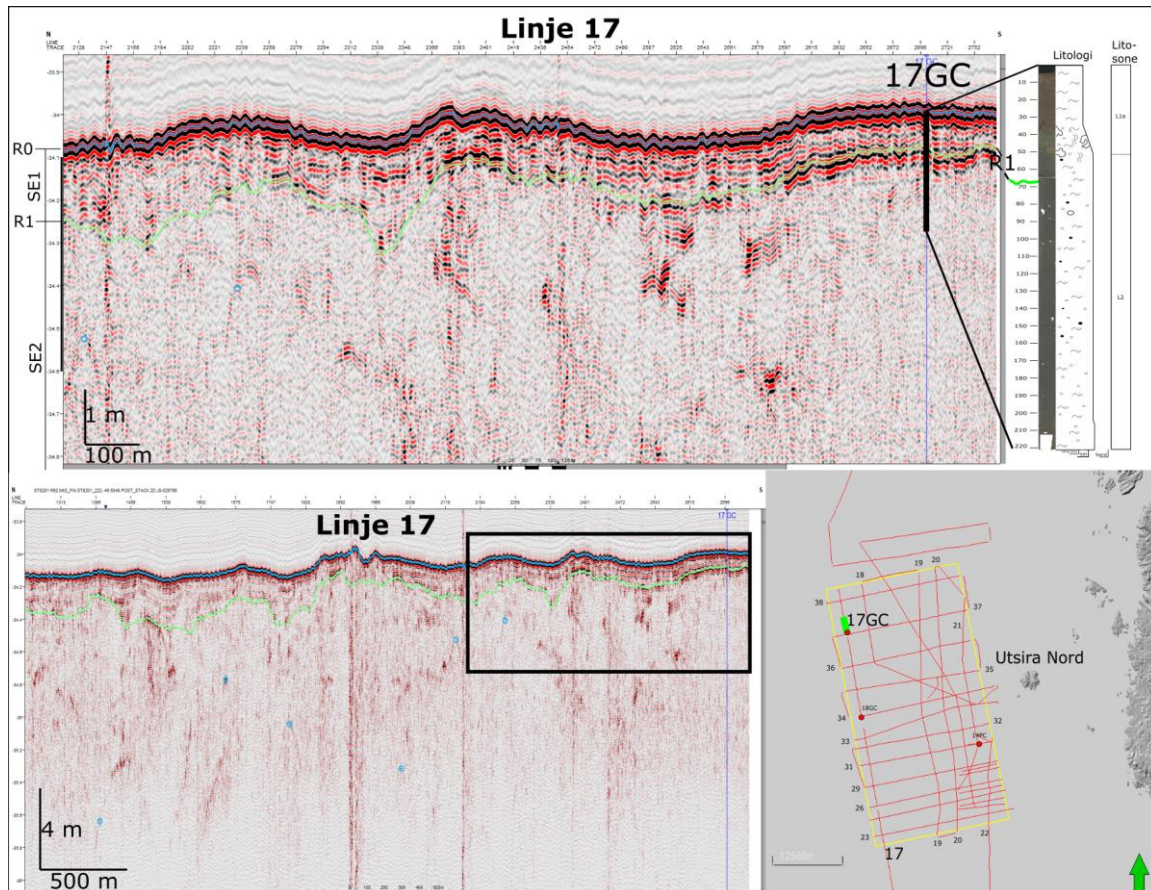
Figur 41. Akustisk profil fra sør til nord over lokasjonen til kjerne GS22-241-14PC. Dybden til kjernen er markert med tykk, vertikal, sort strek. Sort rektangel markerer seksjon 7-11 som er beskrevet i denne oppgaven. En hastighet på 1560 m/s er brukt til å konvertere TWT til dybde.

### 5.1.2 GS22-241-17GC

Kjerne GS22-241-17GC er funnet i et område i det akustiske datasettet hvor det seismiske signalet er svakt, som beskrevet i Figur 30. I Figur 42 vises kjerne 17GC sin posisjon på det akustiske profilet som går gjennom kjernelokasjonen. Seismikken på dette området er preget av multipler av havbunnsreflektoren både under og over R0. Det er derfor utfordrende å vite hvor reelle reflektorene er, men en sammenhengende refleksor hvor amplituden har økt i forhold til havbunnsmultiplene er tolket som R1.

Tolkningen av R1 krysser kjerne 17GC ca. 15-20 cm under toppen av L2 (Figur 42). Mellom R0 og R1 er det kontinuerlige parallelle reflektorer som er antatt å være multipler av havbunnen,

og dette støttes av at det ikke er funnet noe tegn til sedimenter med laminasjon i kjerne 17GC. Forskjellen mellom overgangen fra SE1 til SE2 og fra L1a til L2 i kjernestratigrafien kan skyldes oppløsningen til det akustiske profilet. Det kan være et resultat av multiplene av havbunnen som gjør det krevende å finne en troverdig grense som skiller de to seismiske enhetene. SE1 er ca. 67 cm på det akustiske profilet ved 17GC, mens SE2 fortsetter ned forbi bunnen av kjerne 17GC og har ingen reflektor som markerer bunnen til enheten.

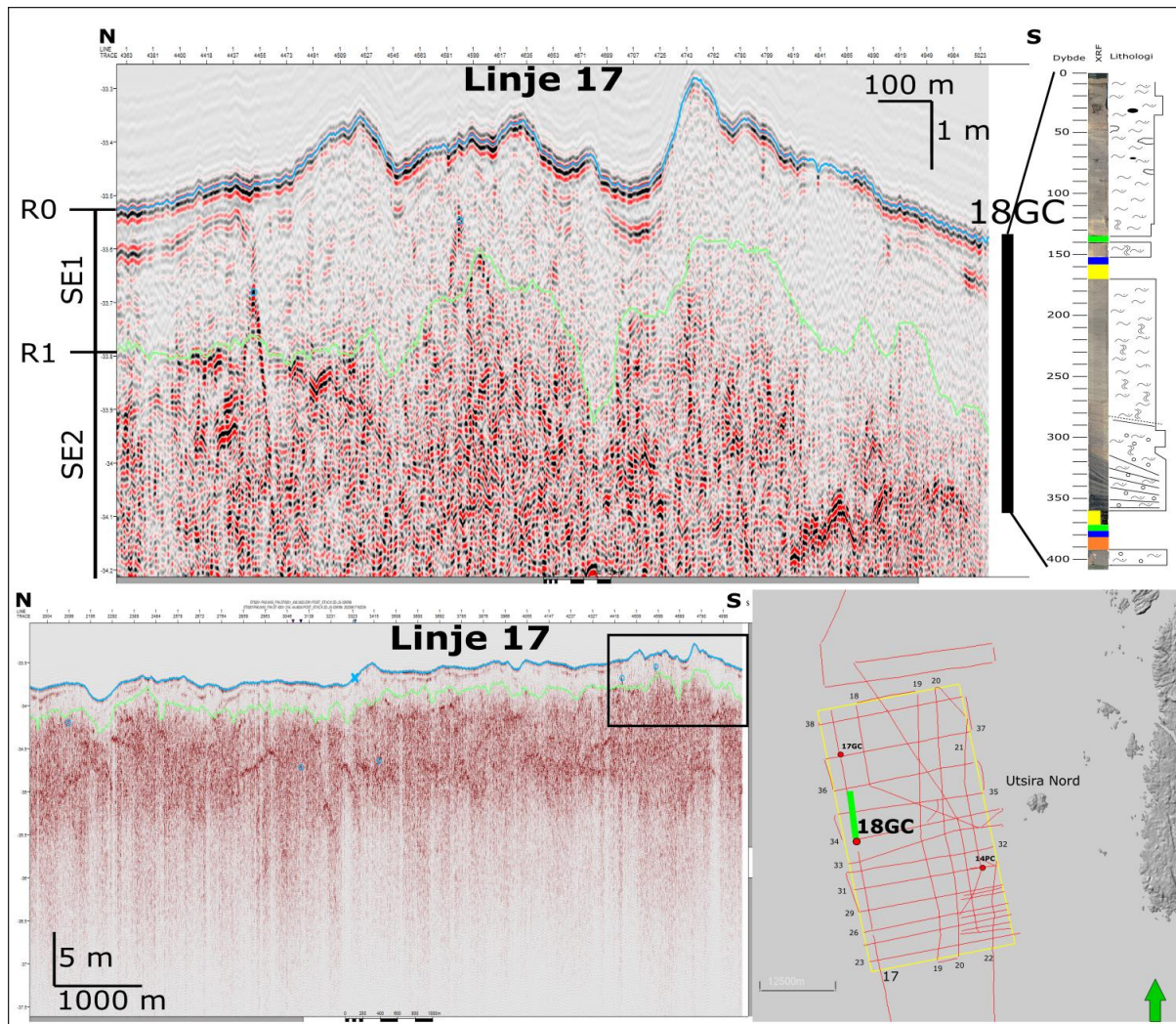


Figur 42. Korrelasjon mellom kjerne GS22-241-17GC og seismisk linje 17 som går fra nord til sør over kjerne lokasjonen. Dybden til kjernen på det akustiske profilet er markert med en tykk vertikal sort strek. En hastighet på 1560 m/s er brukt til å konvertere TWT til dybde.

### 5.1.3 GS22-241-18GC

Kjerne GS22-241-18GC befinner seg på en lokasjon hvor det seismiske signalet fra enhet 1 til enhet 2 endrer seg som vist i Figur 20. På grunn av den gradvise overgangen i seismisk signal er det knyttet usikkerhet til hvor den egentlige grensen mellom enhetene er. I Figur 43 er kjernestratigrafien til 18GC satt i sammenheng med akustisk linje 17. Det mangler seismisk data på det nøyaktige stedet hvor 18GC er hentet opp, men kjernestratigrafien er satt ved

siden av den nærmeste tilgjengelige dataen, ca. 10 meter sør og 100 meter øst for linje 17. Det er brukt en hastighet på 1560 m/s.



Figur 43. Akustisk Nord-Sør profil ved lokasjonen til 18GC og logg av 18GC korrelert med hverandre. Kjernen er hentet ca. 10 m sør og 100 m øst for linje 17. På oversikten av det akustiske profilet kan flere sammenhengende interne reflektorer i seismisk enhet 2 observeres. En hastighet på 1560 m/s er brukt til å konvertere dybden til kjernen til det akustiske profilet.

Hvis SE1 beholder samme tykkelse ved lokasjonen til 18GC, så vil R1 markere nederste del av L1b hvor tettheten og skjærstyrken øker betydelig. I 18GC er den overgangen markert ved en endring fra facies J til D ved 294 cm dybde. Endringen er representert med en stor økning i skjærstyrke og et hopp i tetthet fra 1.75 g/cm<sup>3</sup> til 1.9 g/cm<sup>3</sup>. Endringen i tetthet vil føre til en økt endring i impedans som vil gi sterkere reflektorer. Korrelasjonen mellom den kjerne- og seismisk stratigrafi virker troverdig for kjerne 18GC, selv om grensen til L2 er 0.5-1 meter under grensen til SE2 i den seismiske stratigrafien på nærmeste seismiske linjen.

## 5.2 Tolkning av stratigrafien i Utsira Nord

Litosonene definert i sedimentkjernene vil bli diskutert og sammenlignet på tvers av Utsira Nord. Dette vil settes i sammenheng med tolkningen av det akustiske datasettet fra Utsira Nord havvindområdet. Den dataen blir så sammenlignet med innsamlet data fra andre lokasjoner i Norskerenna og ved isstrømlokasjoner i Antarktis.

### 5.2.1 Seismisk enhet 3 (SE3)

Litosone 3 er ikke funnet i kjernestratigrafien, men i det akustiske datasettet er det funnet en tredje seismisk enhet, SE3. SE3 er svært lik den nederste enheten observert i akustiske profiler fra Norskerenna og Antarktis (Figur 8). Det er tolket at R2 som markerer overgangen til SE3 sammensvarer med endringene observert i litosone 2 beskrevet av Sejrup mfl. (2004) og Lunne mfl. (2006) i Troll feltet, og overgangen fra U2 til U3 av Nygård mfl. (2018). Akustisk er det en klar likhet mellom R2 i UN og nederste interne reflektor i Figur 8-B og C. Denne reflektoren viser ikke like tydelige tegn til MSGL slik som R1. Dette kan være et tegn på at det er en morene som har motstått deformasjon som et resultat av at den er stivere eller at det har vært mye mindre smelte vann under isstrømmen, da smelte vann blir inkorporert i morene slik at morenen lettere deformeres (Wellner mfl. 2001).

Petrie mfl. (2022) foreslår at den dypeste seismiske reflektoren på TOPAS data fra Norskerenna markerer overgangen fra deformasjonsmorene (SE2) til bunnmorene (SE3). I Marguerite Bay hvor TOPAS dataen er sammenlignbar med den observert i Norskerenna er også «sub-bottom» reflektoren tolket til å markere overgangen fra en deformasjonsmorene til en bunnmorene. Den stivere bunnmorenen er tolket til å være produktet av en kombinasjon av begravelse og deformasjon. O Cofaigh (2001) har i enkelte kjerner funnet et tynt lag med glasimarine sedimenter mellom de to morenene, men dette er ikke observert i litosone 2 i Troll-kjernen, som best representerer bunnmorenen i Norskerenna. Av O Cofaigh (2001) sine hypoteser (se kap. 2.2.2) om hvorfor det er en kraftig økning i skjærstyrke mellom de ulike morenene er det hypotese nr. 1 som virker mest passende for morenen avsatt i Norskerenna. Litosone 3 er avsatt under et tidligere fremrykk av isdekket, som også er foreslått av Sejrup mfl. 1995. Her blir det antatt at litosone 2 i Troll-kjernen er avsatt av minst to ulike fremrykk av det skandinaviske isdekket. Dette er underbygget av de geotekniske egenskapene til

morenen i Troll-feltet beskrevet av Lunne mfl. (2006), som deler enheten i tre deler. Disse kan representere hvert sitt fremrykk av isdekket.

Fra det akustiske datasettet er det observert at R2 går opp i en rygg. Dette kan være en lateral morene som representerer en skille i strømningsdynamikken til NCIS ved fremrykk av isdekket før LGM. Det er ikke mulig å se noen mer sammenhengende reflektorer som kan gi antydninger om at det er en eldre GSK.

### 5.2.2 Seismisk enhet SE2/Litosone 2

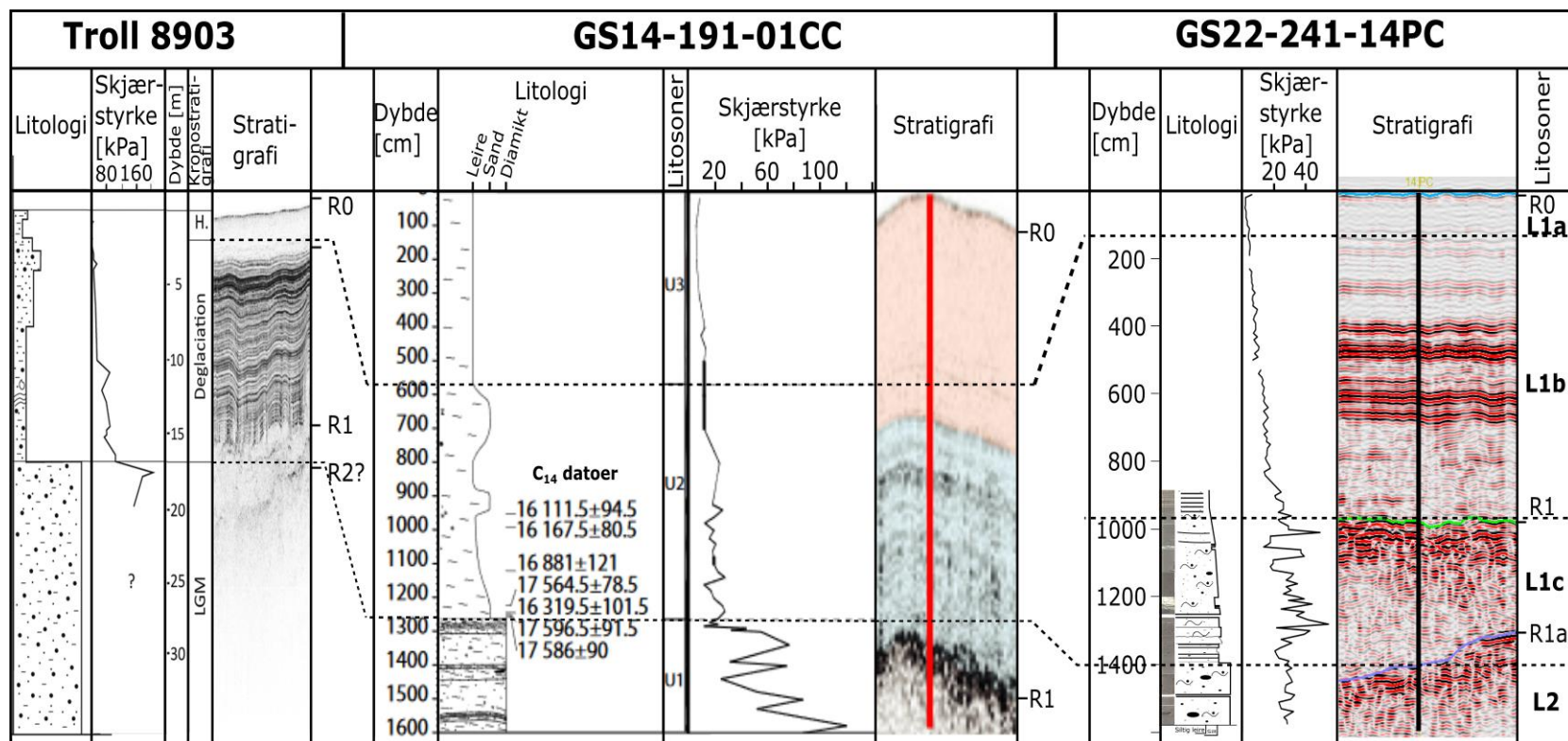
Litosone 2 har svært lignende egenskaper på tvers av kjerne 14PC, 17GC og 18GC, men det er noen forskjeller. L2 i 18Gc er svært kort, som gjør sammenligningsgrunnlaget tynt, men den inneholder tydelige større kritt-klaster, i likhet med 17GC. I 14PC er det ikke funnet like stor mengde tydelige kritt-klaster, men det er et klart innhold av mesozoiske klaster i L2 på tvers av kjernene. 14PC inneholder flere større steiner, hvor det er observert flere som er store nok til å gi utslag på magnetisk susceptibilitet- og gamma tetthet målinger (se Figur 33) da de dekker nesten hele kjernenes diameter (100 mm).

L2 i kjerne 14PC, 17Gc og 18GC består utelukkende av facies D. Dens geotekniske og litologiske egenskaper er svært like de observert i litosone 2 i Troll kjerne 8903 av Sejrup mfl. (1995), enhet IIA beskrevet av Lunne mfl. (2006), U2 beskrevet av Nygaard mfl. (2007) og U1 beskrevet av Morén mfl. (2018). Disse enhetene har blitt beskrevet som å bestå av en leire matrise med flere grus partikler og enkelte steiner (Lunne, Long, og Uzielli 2006) som er sammenfallende med beskrivelse av facies D i Tabell 3, og en lignende kornstørrelsesfordeling er observert i Troll 8903 og andre kjerner fra den sentrale Norskerenna (se Sejrup mfl. 1995; A. Nygård mfl. 2007; Morén mfl. 2018). Ved å sammenligne de geotekniske egenskapene målt i litosone IIA i Lunne mfl. (2006) med L2 fra UN ser en at vanninnholdet, sensitivitet og skjærstyrke matcher godt med målinger av L2 i UN. Det er ikke informasjon om L2 i UN er overkonsolidert da den nederste testen på 18GC (Figur 40) er tatt i bunnen av L1b. Men gitt at deviatorspenning plottet mot tøyning viser at bunnen av L1b er svakt overkonsolidert, kan det antas at L2 også er overkonsolidert. Dette vil passe godt med overkonsolideringsratioene kalkulert av Lunne mfl. (2006) for enhet I og IIA, som har lik overkonsolideringsratio på 1.45. Dette er tolket som

at enhetene er litt overkonsolidert. Målt sensitivitet for morenen (1-2) er lik morenen ved Troll hvor sensitiviteten er 2 (Lunne, Long, og Uzielli 2006)

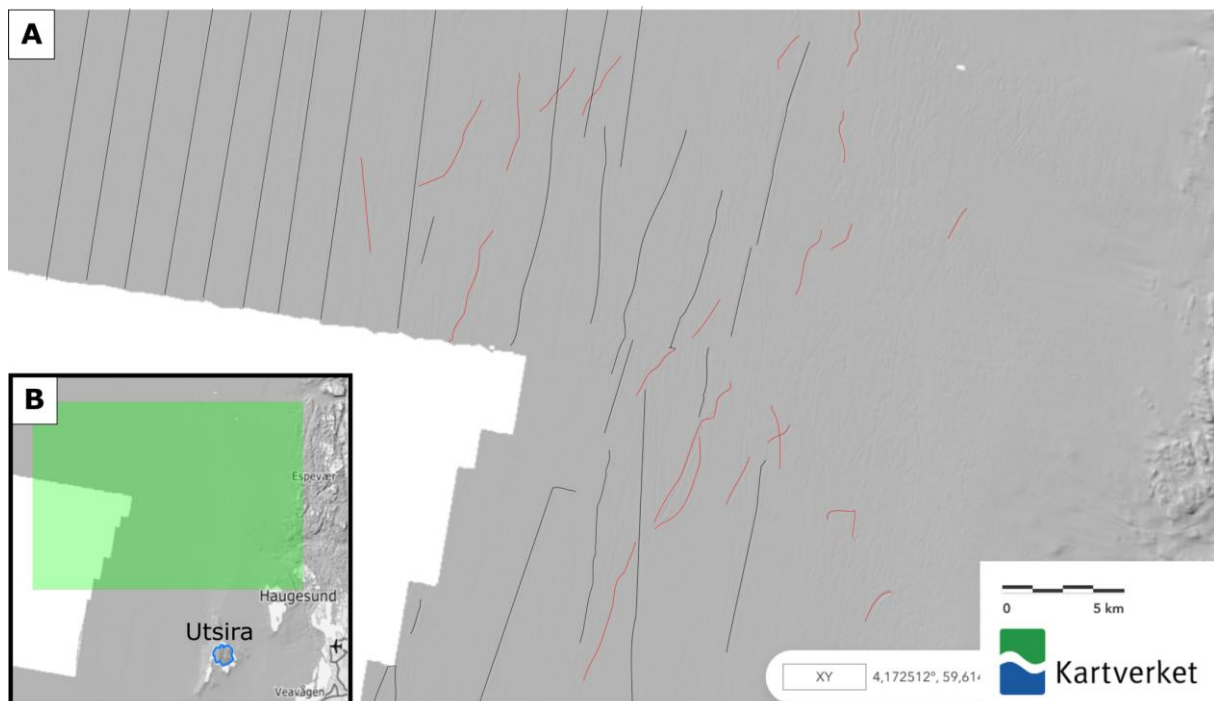
Skjærstyrken til enheten sammensvarer også godt med kjernene analysert av Morén mfl. (2018), hvor overgangen fra U2 til U1 (L1 til L2 i UN) er markert med en økning fra 15 - 20 kPa til 30 - 60 kPa i korte kjerner (opptil 5 meter lange) (Morén mfl. 2018). Overgangen fra L1b til L2 er ikke illustrert med en markant økning i skjærstyrke ved 14PC og 18PC. I de to kjernene har L1b også høy skjærstyrke, hvor det i 14PC er en gradvis økning gjennom hele kjernen (se Figur 35 og Figur 44), mens det i 18GC er en stor økning i bunnen av L1b (se Figur 38). Overgangen mellom tilsvarende enheter i stempelkjerner fra Norskerenna (se Figur 9) ligner mer på 14PC. Der er det en gradvis økning i skjærstyrke til ca. 20 kPa gjennom et tykt lag med laminerte sedimenter (U2) før det er en økning i skjærstyrke i U1 til ca. 40-150 kPa. Denne endringen er også observert for Troll 8903 og de sammensvarer godt med 14PC vist i Figur 44. Troll 8903 (Sejrup mfl. 1995), GS14-191-01CC (Morén mfl. 2018) og 14PC er sammenlignet med hverandre og det er klare likheter i den seismiske stratigrafien og kjernestratigrafien. Den største forskjellen mellom kjernene er skjærstyrken til enheten under R1, hvor den er høyere i Troll 8903 og GS14-191-01CC (Figur 44). Dette kan sammensvare med at den seismiske enheten over R1 er mektigere i de to kjernene sammenlignet med 14PC og det er tatt skjærstyrkemålinger dypere under R1.

L2 tolkes i kerne GS22-241-14PC, 17GC og 18GC til å være en morene avsatt av NCIS under LGM. De litologiske og geotekniske egenskapene, samt det seismiske signalet fra Utsira Nord, viser klar likhet til de tilsvarende sedimentene funnet lengre nord (Figur 44) i den sentrale Norskerenna og avsetninger fra isstrømmer på Antarktisk beskrevet (Figur 9). Grensen til enhetene tilsvarende L2 er en undulerende reflektor (Figur 8 og 44), hvor det er en svakere «sub-bottom» reflektor dypere i seismikken tilsvarende R2 i Utsira Nord. R2 i UN kan da tolkes til å tilsvare endringen observert i L2 i Trollkerne 8903 av Sejrup mfl. (1995), klassifisert som litosone IIB av Lunne mfl. (2006). De tilsvarende enhetene beskrevet av Sejrup mfl. (1995) og Lunne mfl. (2006), Nygaard mfl. (2007), Morén mfl. (2018) og Ó Cofaigh (2005) er klassifisert som en morene.



Figur 44. Sammenligning av tre ulike kjerne fra Norskerenna, Troll 8903, GS14-191-01CC (Skagen) og GS22-241-14PC (UN). For hver kjerne er det vist litologi, skjærstyrke, seismisk stratigrafi og Litosoner/kronostratigrafi. I den seismiske stratigrafien er det lagt inn reflektor navn som vil tilsvare reflektorene tolket i det akustiske datasettet for UN. Troll 8903 er modifisert fra Petrie mfl. (2022), GS14-191-01CC er modifisert fra Moren mfl. (2018).

Den relativt lave skjærstyrken til morene har ført til at den er videre beskrevet som en deformasjonsmorene (se Nygaard mfl. (2007); Morén mfl. (2018)) eller «myk morene» ((Ó Cofaigh mfl. 2005; 2007)). Ó Cofaigh mfl. (2007) har også observert skjærplan og bevis for rotering av klaster i den myke morenen som er direkte bevis på at den er blitt deformert av isstrømmen, men ved studering av CT- bilder av kjerne 14PC, 17GC og 18GC er det ikke mulig å observere slike deformasjonsstrukturer. Dette er muligens fordi kun hvert fjerde CT-bilde beholdes når filen skal tolkes i Avizo. Dette gjøres på grunn av filens størrelse, men detaljer som lettere kunne vist skjærplan eller andre deformasjonsstrukturer i kjernene blir utelatt. Et argument for at det er en deformasjonsmorene er tilstedeværelsen av MSGL. Observerte MSGL i Norskerenna ved Utsira Nord er vist i Figur 45. Denne glasiale landformen lages generelt bare i myk morene (Wellner mfl. 2001) og er resultatet av en prosess som deformerer sedimentene når isen strømmer (Clark mfl. 2003; Schoof og Clarke 2008; Fowler 2010). Det er også observert noen interne sammenhengende reflektorer i en ellers kaotisk SE2 (Figur 43). Dette kan være skjærplan som er et resultat av deformasjon av morenen (Evans mfl. 2006).



Figur 45. Tolkede MSGL og isberg-pløyemerker i Norskerenna ved Utsira Nord. A. Tolkede MSGL er markert ved sorte linjer på batymetrien. Lineasjonene følger strømningsretningen til NCIS og strekker seg flere titalls km. Isberg-pløyemerker er markert ved røde linjer og er observert til å være variere i retning og krysse strømningsretningen til NCIS. B. Lokasjonen til tolket utsnitt fra Norskerenna i figur A er vist med grønt rektangel. Kart er hentet fra høydedata.no.



### 5.2.3 Seismisk enhet 1/Litosone 1

Litosone 1 varierer veldig mellom kjerne 14PC, 17GC og 18GC. I seksjon 7-11 av 14PC er det bare observert L1b, i 17GC er det bare observert L1a, mens 18GC inneholder både L1a og L1b. Det tyder på at det er forskjellige avsetningsmekanismer som har bidratt til avsetningen av L1 ved de ulike kjernelokasjonene. I dette delkapittelet er drøftet ulike scenarier for hvordan L1 er avsatt.

#### 5.2.3.1 GS22-241-14PC

Den nederste delen av L1c fra 14PC fra 1395 cm til 1340 cm består av svak laminasjon i nedre del som blir noe mer intens. Laminasjon i sedimentene tyder på et rolig avsetningsmiljø hvor sedimentene er avsatt i vann, hvor lag med ulik farge (laminasjon) viser til sesongvariasjon i klima (O Cofaigh 2001). Dette intervallet kan representere en plumitt avsatt når det skandinaviske isdekket først har begynt å trekke seg tilbake etter LGM. Intervallet har også svært fin kornstørrelsesfordeling som er sammenlignbart med toppen av seksjon 7 (L1b) i 14PC hvor laminasjonen er svært tydelig.

Fra 1340cm til 1290 cm er det flere enheter med erosive grenser. Dette indikerer at det er blitt avsatt sedimenter med mer energi. En tolkning kan være at dette er avsetninger fra gravitasjonsstrømmer. Fra 1338 – 1320 cm er det en avsetning hvor tettheten minker mot toppen, som er tolket til å være en normalgradert debritt. Avsetningen fra 1320 – 1290 cm har en lastestruktur i bunnen og enkelte steiner som kan være isdroppet materiale. Fra 1290 – 1280 cm er det et kort intervall med erosiv nedre grense og lavtetthet. Dette er tolket som en ny debritt.

Lokasjonen til 14PC er omgitt av bratte helninger (opp mot 10% stigning) i sør og øst som kan være kilder til gravitasjonsstrømmer. Strømmene kan bli startet som et resultat av isostatisk oppløft som følge av at vekten til isdekket ikke lengre tynger sedimentene. Dette fører til ustabil grunn som har lett for å starte gravitasjonsstrømmer (Dott, Jr. (2) 1963; O Cofaigh 2001; Pisarska-Jamrozý mfl. 2019). Det er funnet bevis for at Sør-Karmøy har hatt et isostatisk oppløft på 120 meter fra det ble isfritt ved 18 ka BP (Vasskog mfl. 2019). Et så stort oppløft vil kunne føre til seismisk aktivitet som utløse gravitasjonsstrømmer. I den isolerte sedimentavsetning i sør-øst UN (Figur 27) inneholder forkastninger som tyder på at det har vært seismisk aktivitet i området. L1c er tolket til å korrelere med seismisk enhet SE2a, som

er tykkest i sør og blir tynnere nordover før R1a blir trunkert av R1 (Figur 41). SE2a er tykkest i vest og blir tynnere østover før R1a blir trunkert av R1. Dette tyder på at gravitasjonsstrømmer hovedsakelig har kommet fra nord-øst. Gravitasjonsstrømmene kan også ha glasial opprinnelse og være avsatt som glasigen debrisstrømmer eller glasial-foret debrisstrøm fra isdekket som beskrevet i kapittel 2.2.2 (Figur 7). Det kan bli utløst av at isdekket har stoppet opp på kanten til sedimentbassenget hvor det er opp mot 10% stigning. Det har ført til at debrisstrømmer har blitt avsatt som en kil (SE2a).

Fra 1280 - 960 cm er det siltig leire med isdroppet materiale og med to intervall med sortert silt. Fra 1240 – 1200 cm er det første og tykkeste intervallet og det tynneste intervallet er ved 1060 – 1040 cm. Dette er en klar endring i energi og avsetningsmiljø som skiller de to intervallene fra den siltige leiren. Den sortert silten har høyere tetthet enn de omkringliggende sedimentene og det er en svak erosiv nedre grense. Dette er tolket til å være to turbiditter, da den fine silten kan tilsvare Bouma-sekvens B da det er tegn til noe svak laminasjon ved visuell observasjon av kjernen (Eyles, Clark, og Clague 1987). I L1b fra 960 cm til toppen av seksjon 7 er det igjen et rolig avsetningsmiljø hvor en smeltevann-plumitt er avsatt som resultat av smelting av isdekket. Det er også enkelte større klaster observert i toppen av seksjon 7 som er tolket til å være isdroppet materiale fra kalvete isberg fra isfronten under deglasiasjonen.

I SE1, fra 960 cm dyp til bunnen av holocen avsetningene observert i sedimentbassenget ved 14PC er det en tykk pakke med laminerte sedimenter. Det er tolket til å være smeltevann-plumitter avsatt under deglasiasjonen av Norskerenna. Laminerte sedimenter er også observert i det sør-østlige hjørnet av UN (Figur 27). I begge lokasjonene er det observert at de laminerte sedimentene er trunkert av havbunnen, som tyder på at det har vært en hendelse etter deglasiasjonen av Norskerenna som her erodert en større mengde sedimenter. En mulig forklaring er et nytt fremrykk av isstrømmen, eller at isdekket har vokst ut av en vestlandsfjord og overkjørt UN.

#### *5.2.3.2 GS22-241-17GC*

GS22-241-17GC er kjernen med kortest litosone 1, bestående av en overgangsenhet, facies F, hvor det er en blanding av morenen i L2 og den finere leiren i L1a, facies A. Denne kjernen har

ikke et intervall med laminerte smeltevann-plumitt (facies C) som er observert i kjerne 14PC og 18GC. I facies F er det noen klaster som kan observeres i Figur 37. Disse klastene tolkes til å være isdroppet materiale fra isberg som er kalvet fra isfronten når den har trukket seg tilbake. Det er vanskelig å si om dette er fra når isen trakk seg tilbake etter LGM eller om det er fra Yngre Dryas da det ikke er tatt datering av kjernen. Det er et stort utslag i magnetisk susceptibilitet ved facies F, som betyr at det er svært lite biogent materiale, og lignende utslag er tolket som glasimarine avsetninger av King mfl. (1998). Mag. suscep. synker så i facies A mot toppen av kjernen. Facies A tolkes her til å være normalmarin avsetning fra Holocen.

#### 5.2.3.3 GS22-241-18GC

I GS22-241-18GC er litosone 1 delt opp i 2 deler, L1a og L1b. L1b består av facies C, B, D og A og strekker seg fra 380cm til 60 cm dyp. Facies C er tolket til å være avsatt under avsmelting av isdekket (Figur 47-B). Facies C er etterfulgt av et kort intervall med facies B som er tolket som et opphold i avsetninger fra smeltevann-plumitter. Det er noe mindre klaster som kan være isdroppet materiale. Det er videre et kort intervall med facies D som er tolket som en morene avsetning gitt dens høye tetthet og skjærstyrke, og fravær av laminasjon. Etter morenen er det avsatt et kort intervall (295-277 cm) med svak, laminert sandig leire. Dette blir tolket som avsetninger fra smelting av isdekket som avsatte morenen.

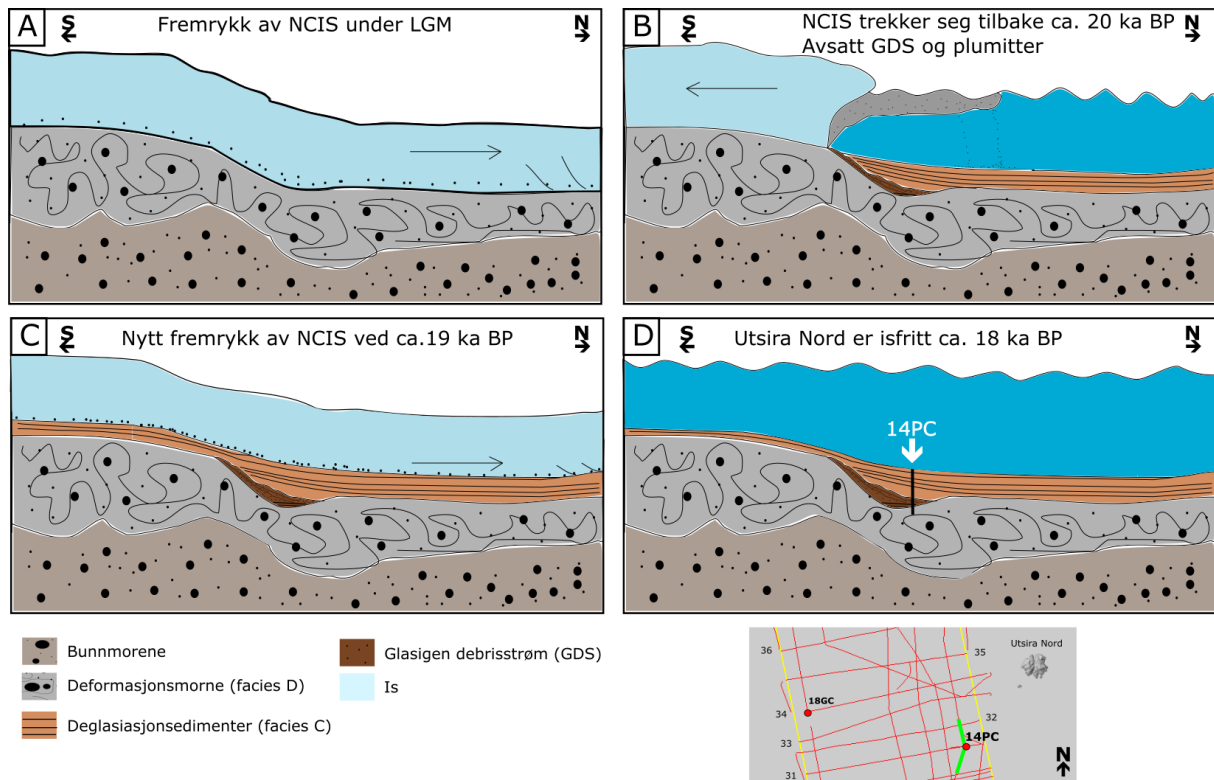
Videre oppover L1b er det en store variasjoner i avsetningsmiljø. Det veksler mellom facies A og B, hvor facies A er karakterisert ved store mengder bioturbasjon og B er karakterisert med større innhold av klaster. Det er ikke mulig å observere tydelige erosive grenser mellom faciesene, som gjør det mindre sannsynlig at facies B er en bebritt avsatt av en debrisstrøm. Det er heller ingen tegn normalgradering, erosiv nedre grense eller strukturer som kunne indikere at facies B kan representere Bouma-sekvens  $T_A$ , og facies A er Bouma-sekvens  $T_{B/D}$ . Det er tolket at klastene observert i facies B er isdroppet materiale, og at facies B er en glasimarin avsetning. Facies A med innhold av tydelige gravganger er tolket til å være en normalmarin avsetning.

I L1a fra 56 cm dyp til toppen av kjernen er avsetningen tolket til å være en overgangsenhet, facies F, hvor bioturbasjon har blandet toppen av L1b, glasimarin, med normalmarin leire avsatt i Holocen. Videre er det normalmarin bioturbert leire øverst, likt L1a observert i toppen av kjerne 17GC.

### 5.3 Strømningsdynamikken til NCIS ved Utsira Nord Havvindområdet

Stratigrafien undersøkt i UN viser at det er et dynamisk område hvor det er tegn til ulik strømningsdynamikk i sør-øst ved kjerne GS22-241-14PC og i vest ved GS22-241-17GC og 18GC. I både kjerne 14PC og 16GC er det indikasjoner på at isdekket har hatt to fremrykk fra LGM til isen forsvant fra Norskerenna. Den observerte isolerte sedimentavsetningen i det sør-østlige hjørnet av UN (Figur 27) og de laminerte sedimentene i sedimentbassenget inneholder trunkerte reflektorer. Det tyder på at det har vært en hendelse etter deglasiasjonen av Norskerenna som her erodert en større mengde sedimenter. En mulig forklaring er et nytt fremrykk av isstrømmen, eller at isdekket har vokst ut av en vestlandsfjord og overkjørt UN.

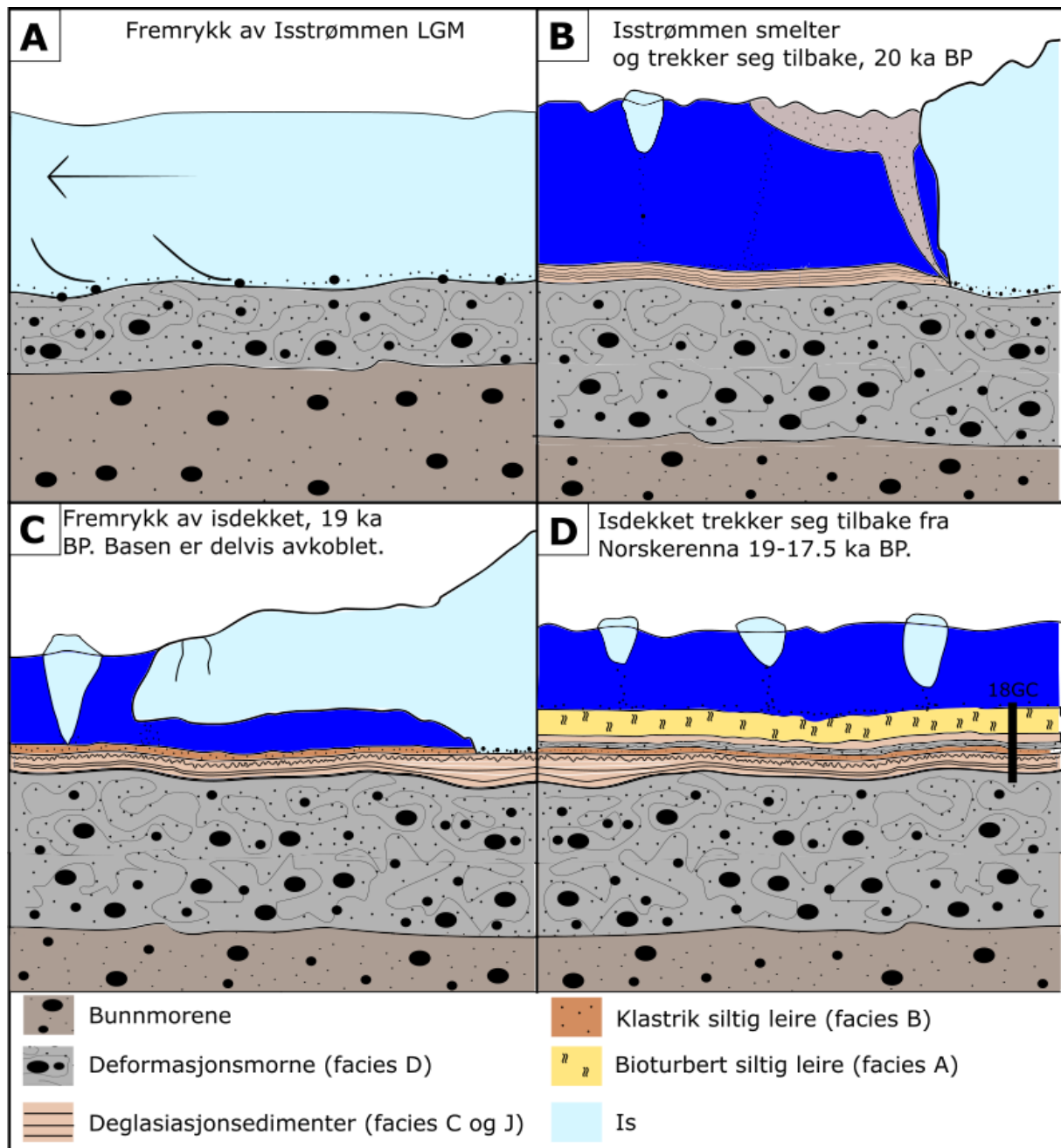
Nygård mfl. (2007) viser med dateringer av sedimentene i Nordsjøviften at det kan ha vært et opphold i NCIS etter 20 ka BP. Det er observert et tynt dekke med hemipaleogiske sedimenter før den siste GDS er avsatt i Nordsjøviften ca. 19 ka BP. Det kan da ha først vært en aktivering av NCIS under LGM som har avsatt GDS i Nordsjøviften frem til 20 ka BP. Ved UN har dette fremrykket avsatt deformasjonsmorenen i seismisk enhet SE2 (Figur 46-A). Etter 20 ka BP har NCIS trukket seg tilbake og Litosone L1c og L1b er avsatt ved 14PC (Figur 46-B). Ved ca. 19 ka BP er det så en ny aktivering av NCIS som har overkjørt UN og erodert i de laminerte sedimentene i Seismisk enhet SE1 (Figur 46-C). Dette har ført til de observerte trunkerte reflektorene. Ved ca. 18 ka BP er Utsira Nord isfri (Figur 46-D). Dette er basert på dateringer av Sør-Karmøy som tyder på at isdekket var vekke ved 18 ka BP (Vasskog mfl. 2019).



Figur 46. Illustrasjon av hvordan isstrømdynamikken ved 14PC kan ha sett ut. A. NCIS er aktiv over UN under LGM. B. NCIS trekker seg tilbake ved ca. 20 ka BP. C. Et nytt fremrykk av NCIS ved ca. 19 ka BP som overkjører sedimentbassenget og eroderer vekk noe av de laminerte sedimentene. D. NCIS har trukket seg tilbake fra Utsira Nord ved ca. 18 ka BP. Enhetene kjerne GS22-241-14PC penetrerer er illustrert med en sort strek som representerer kjernen. Tykkelsen til isdekket, enheter og vanddyp er ikke i skala.

En annen mulighet er at et nytt fremrykk av isfronten kan ha skjedd under Heinrich stadial 1 (H1) (ca. 17.4-16.3 ka BP). Under H1 er det observert et fremrykk av det skandinaviske isdekket på Måløy platformen som har avsatt Bremangermorenen (Atle Nygård mfl. 2004; Vasskog mfl. 2019). Tilsvarende fremrykk er observert ved det britiske isdekket også under H1 (Atle Nygård mfl. 2004). Et annet alternativ er Tampen fremrykket (18-15 ka BP) beskrevet av Sejrup mfl. (2000), hvor de har funnet bevis for at NCIS oppstod på nytt. Dette virker mindre sannsynlig da dateringer fra Troll feltet viser at området lengre sør i Norskerenna var isfritt fra 18.5 ka BP, og Norskerenna var helt isfri ved 17.5 ka BP (Sejrup mfl. 1994; Morén mfl. 2018). Dette fremrykket overlapper med H1. Dateringene fra området rundt Utsira Nord viser at øyen Utsira var isfri ca. 20 ka BP, Sør-Karmøy ca. 18 ka BP og Boknafjorden ikke før ca. 16 ka BP (Svendsen mfl. 2015; Vasskog mfl. 2019). Deglasiasjonen av Sør-Karmøy indikerer at isdekket ikke har passert over lokasjonen under H1. Det er ikke observert en mulig morene avsatt fra dette fremrykket i den seismiske stratigrafien tilsvarende bremangermorenen.

I det vestlige UN ved GS22-241-18GC er det en noe annerledes stratigrafi som kan tyde på at NCIS hadde en noe annerledes oppførsel. L2 er tolket til å være en deformasjonsmorene avsatt under LGM som ved 14PC (Figur 47-A). Videre har NCIS trukket seg tilbake og det er avsatt en 70 cm tykk smeltevann-plumitt (Figur 47-B). Det er så kommet et nytt fremstøt av NCIS. Avsetningene i litosone 1b kan tyde på at isdekket ikke alltid har vært i kontakt med isdekket (Figur 47-C). Smeltevann-plumitten er noe overkonsolidert, har høy skjærstyrke og lamineringen viser tegn til deformasjon. Det indikerer at isdekket har vært i kontakt med grunnen og lastet sedimentene. Over smeltevann-plumitten er det avsatt en sekvens med facies B – D – C, hvor facies B er tolket som å være avsatt når isdekket ikke er i kontakt med grunnen, ved sedimenter som faller ut av suspensjon under en istunge (Figur 47-C). Eller så har ismarginen trukket seg tilbake og klastene i facies B er isdroppet materiale (Figur 47-D). Facies D er tolket til å kunne være en liten morene avsatt av fremrykket av isdekket ved 19 ka BP, og er etterfulgt av et kort intervall (18 cm) med laminerte sedimenter (A. Nygård mfl. 2007). Dette er tolket som å være avsatt under smeltingen når isdekket trakk seg tilbake. Ved 72 cm dyp i 18GC er det observert glaukonitt og kritt. Dette tyder på en ny kald periode etter LGM hvor isdekket har vokst ut i fjorden og eroderte ned i mesozoiske sedimenter. Materialet observert ved 72 kan være isdroppet materiale fra kalvete isberg fra et fremrykk av isdekket under H1. En annen mulighet er at det er isdroppet materiale fra isberg kalvet frem til Norskerenna ble isfri ved ca. 17.5 ka BP (Morén mfl. 2018). Da må L1b, fra ca. 380-55 cm dyp, være avsatt fra 19-17.5 ka BP. Innholdet av Kritt utelukker muligheten for at det er isdroppet materiale fra Yngre Dryas. Under Yngre Dryas fremrykket eroderte isdekket krystallin berggrunn gitt at det ikke nådde ut til Norskerenna (f.eks Mangerud, Gulliksen, og Larsen 2010).



Figur 47. Illustrasjon av avsetninger skap isstrømmens dynamikk ved GS22-241-18GC. Mektigheten til ulike enheter er ikke korrekt skalert. A. NCIS strømmer i Norskerenna, og deformerer og avsetter facies D. B. Isstrømmen smelter og trekker seg tilbake, ca. 20 ka BP. Det blir avsatt smeltevann-plumitter (facies C). C. Isstrømmen gjør et nytt fremrykk ved 19 ka BP. Basen til isstrømmen skifter på å være i kontakt med sedimentene, dropper materiale ned på havbunnen. Facies B og D blir avsatt, og Isberg blir kalvet fra isfronten. D. Isberg kalvet fra isdekket som trekker seg tilbake dropper materiale i Norskerenna. Kjerne GS22-241-18GC sin penetrasjon gjennom de avsatte enhetene er illustrert.

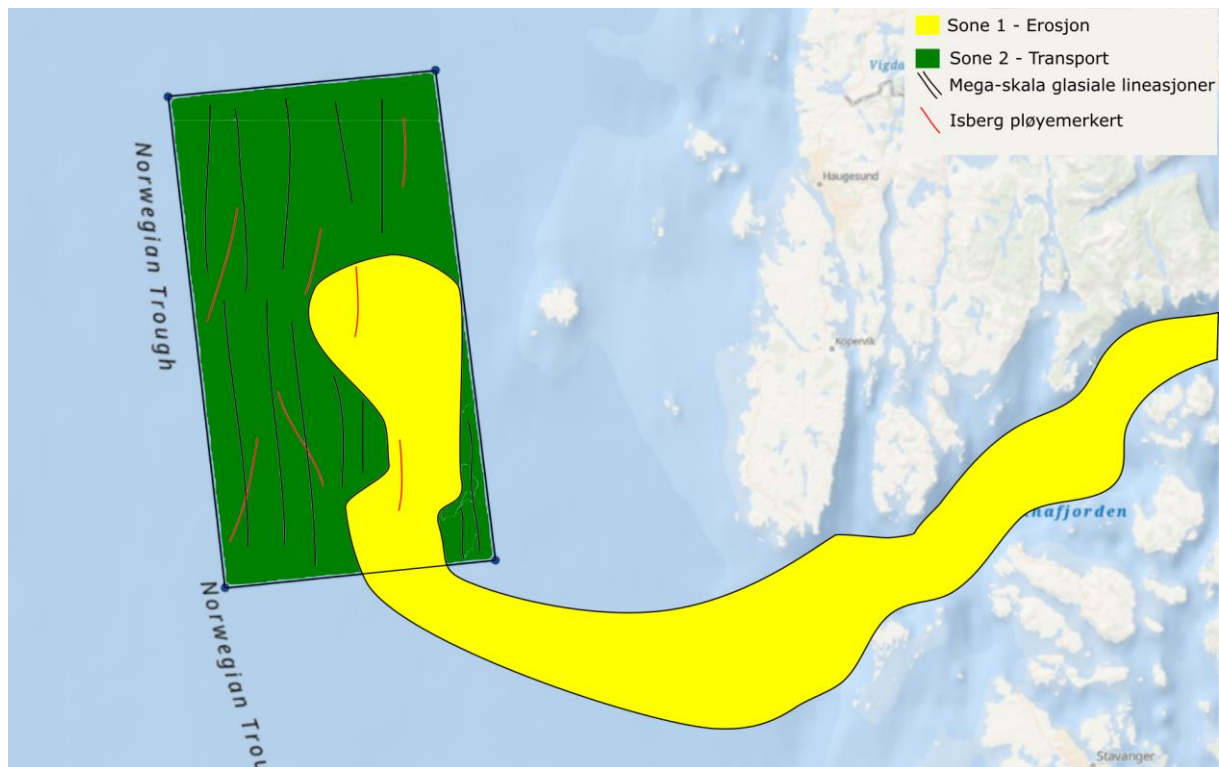
#### 5.4 Lateral utbredelse av sedimentære enheter

Den akustiske- og kjerne dataen viser at det er forskjeller i avsetningene fra vest til øst og nord til sør. Det er trodd at disse forskjellene kan skyldes at NCIS har hatt ulike morfologiske soner.

De morfologiske sonene til NCIS under LGM er blitt tolket av Ottesen mfl. (2016), hvor Norskerenna er delt inn i tre soner (Figur 5). For UN kan området deles opp i to deler; det sør-østlige området som er mer påvirket av isen som kommer ut fra Boknafjorden og resten av UN. Ottesen mfl. (2016) har plassert hele UN i sone 2, hvor det er antatt at NCIS hovedsakelig transporterte sedimenter som var blitt erodert lengre sør. Sør-øst for UN er det markert en sone med erosjon hvor isdekket kommer ut fra Boknafjorden. Det kan virke som at isen som kommer ut fra Boknafjorden har endret strømningsdynamikken til NCIS ved UN, som har ført til større erosjon i sør-øst som har skapt sedimentbassenget.

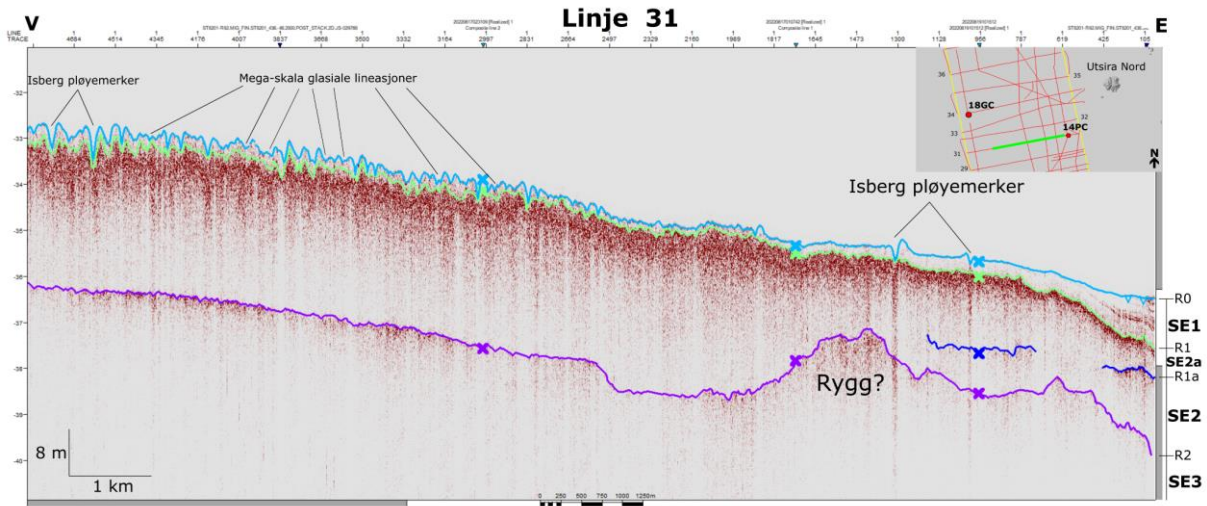
Ved å se på forskjellene i vest og øst i den sørlige delen av UN hvor isen fra Boknafjorden møter NCIS kan det argumenteres for at sonen med erosjon strekker seg lengre vest enn Ottesen mfl. (2016) foreslår. Dette skyldes forskjellen i SE2 fra øst til vest, hvor den går fra en tynnere sammenhengende og flat reflektorpakke, til svært kaotisk og undulerende (MSG) reflektorpakke i vest. De to ulike seismiske signalene er tolket til å representere to ulike soner. I sør-øst uten store MSG representerer en sone med erosjon, mens den kaotiske R1 med tydelig MSG representerer en sone med transport. En visualisering av grensene for de to ulike sonene er fremstilt i Figur 48. Det er også observert MSG i Ottesen mfl. (2016) sin sone med erosjon. MSG er observert ved Skagerrak av Sejrup mfl. (2003), så MSG utelukker ikke erosjon.





Figur 48. Oversikt over de morfologiske sonene i Utsira Nord havvindområdet. Området er det inn i to morfologiske soner utarbeidet av Ottesen mfl. (2016) Viser også distribusjon av hvor det er observert tydelige MSGL og isberg pløyemerker i UN.

Lokale fordypninger som sedimentbassenget sør-øst i UN er tolket til å være en glasial landform skapt av erosjon. Isen i trauret vil være tykkere som fører til at den interne deformasjonen og basal temperaturen vil øke. Det kan gi større basal smelting av isen i trauret og øke strømningshastigheten i dette området sammenlignet med resten av UN (Bennett 2003). Dette kan føre til at Soner med erosjon og transport er skilt ved rygger, som observert utenfor Stavanger av Ottesen mfl. 2016. Det er også vanlig å observere drumlin i overgangen fra traue til rygg (Wellner mfl. 2001), men dette er ikke observert i det seismiske datasettet for Utsira Nord. Dette vil muligens kunne observeres med 3D seismikk. En potensiell rygg/lateral morene er observert i SE3 ved å se på topografien til R2 (Figur 25 og Figur 49), som kan være en lateral morene som er skapt i skillet mellom erosjon og transport ved en tidligere aktivering av NCIS før LGM.



Figur 49. Tolket linje 31 vest for lokasjonen til GS22-241-14PC. Isberg pløyemerker og mega-skala glisiale lineasjoner er markert ved noen steder. Merk at de dypeste rillene i havbunnen er tolket til å være isberg pløyemerker. Lokasjon til profilet (grønn linje) er markert på kartet i høyre hjørne.

Tolking av litostratigrafien tyder på en lateral variasjon i deformasjonsmorenen (Figur 49) som sammensvarer med de morfologiske sonene (Figur 48). Ut fra observasjoner i kjernestratigrafien er det gjort antagelser om litostratigrafien for resten av UN. I sone 1 vil morene ha egenskaper som L2 observert i kjerne GS22-241-14PC. Denne deformasjonsmorenen er avsatt hvor NCIS har erodert mer i undergrunnen. I sone 2 hvor det er observert MSGL og en reflektorpakke bestående av SF3 og SF4, vil morenen være like L2 observert i kjerne GS22-241-17GC. I denne delen av UN har NCIS transportert mer materiale og morenen inneholder mer kritt. Det er tolket til å være deformasjonsmorene i begge sonene, og skjærstyrken (20-60 kPa), tetthet (2-2.1 g/cm<sup>3</sup>) og sensitivitet (1-2) er svært lik i litostratigrafien. I det vestlige område av UN er den største andelen av de observerte punktdiffraksjoner (Figur 31). Det er tolket til å være større steiner/blokker inni morenen. Det er en økning vestover i UN. Økningen i punktdiffraksjoner skjer samtidig som mektigheten til SF4 i toppen av SE2 øker. Dette kan tyde på at deformasjonsmorenen blir grovere og mindre homogen vest i UN. Det observert lave innholdet av kritt i sonen med erosjon kan være et resultat av at isen som kommer ut fra Boknafjorden slår seg sammen med isstrømmen som kommer fra sør langs kysten. Da vil mye av isen inneholde sedimenter erodert fra krystallin berggrunn og fjordgulvet.

Ved å se på endringene i seismisk facies (Figur 24 og 49) bestemmes de generelle laterale trendene for SE1 i UN. I sedimentbassenget i sør-øst (sone 1) består SE1 av SF2 med et tynt lag med SE1 i toppen. Dette vil i kjernestratigrafien tilsvare smeltevann-plumitter (facies C) med et tynt lag marin leire (facies A). Vest og Nord for sedimentbassengene (sone 2) blir SE1 tynnere og det er i den seismiske stratigrafien observert SF1 og SF3 som draperer terrenget (MSGSL) skapt av NCIS. I dette området vil stratigrafien sammensvare best med hva vi observerer i L1 i kjerne GS22-241-18GC. Her vil SE1 bestå av et tynt dekke med smeltevann-plumitter med høyere skjærstyrke (opp mot 50 kPa), og glasimarine og normalmarine avsetninger med lav skjærstyrke. Det er områder hvor SE1 er svært tynn, hvor isberg har pløyd ned i enheten. Dette kan være tilfellet for kjerne GS22-241-17GC, hvor L1 er 52 cm, og det er et fravær av L1b som er funnet i GS22-241-18GC lengre sør på samme akustiske profil. En slik tynn SE1 som bare består av L1a er antatt å finnes der hvor isberg har pløyd ned i SE1 i UN.

Seismisk enhet 3 har en begrenset lateral utbredelse, som observert i Figur 23. I vest hvor seismisk enhet 2 er på sitt tykkeste og inneholder et tykt lag med sterke, kaotiske reflektorer forsvinner R2 vestover. Er dette fordi de to morenene er blitt til en sammenhengende morene kun avsatt fra et fremrykk av isdekket? Eller forsvinner R2 fordi TOPAS-systemet ikke klarer å plukke opp den allerede svake reflektoren når SE2 blir for tykk og kaotisk? Samme trend er observert i Marguerite Bay av Ó Cofaigh mfl. (2007) i Figur 8-C, hvor morenedekket er på sitt mektigste i nord-øst. Her blir bunnreflektoren blir svakere før den forsvinner hvor mektigheten til deformasjonsmorenen øker. Det er også i dette området hvor det finnes flest punktdiffraksjoner i UN. Kjerne GS22-241-17GC og 18GC er funnet i den vestlige delen av UN hvor R2 ikke er observert, men de består av en myk deformasjonsmorene med lav skjærstyrke og relativ høy porøsitet. Morenen er også deformert med MSGSL i dette området. Fra disse kjernene er det tolket at morenen i vest hvert fall består av en deformasjonsmorene, men kjernenes begrensende penetrasjon av morenen gir ikke svar på om det er en forandring i morenen med dybden. Dybden til R2 før den forsvinner er rundt 30 meter i sør-vest og 20 meter i nord-vest. Denne dybden er innenfor TOPAS systemet sin kapasitet, men overgangen fra deformasjon- til bunnmorene kan være så gradvis at den ikke blir registrert med en sterk reflektor i dette området.

## 6. Konklusjon

Målet med oppgaven har vært å kartlegge utbredelsen og egenskapene til de sedimentære enhetene som i Utsira Nord havvindområdet, med fokus på de glasiale avsetningene avsatt under LGM. Basert på tolkning av akustisk datasett og sedimentkjerner fra Utsira Nord er disse konklusjonene trukket:

- Tolkning av det akustiske datasettet har delt sedimentene inn i tre hoved seismiske enheter, SE1, SE2 og SE3. Her tilsvarer SE1 og SE2 henholdsvis de litologiske enhetene L1 og L2 funnet i kjernestratigrafien i Utsira Nord.
  - L2 er tolket til å være en deformasjonsmorene avsatt av NCIS under LGM. Morenen har en skjærstyrke på 20-60 kPa og sensitivitet på 1-2. Tettheten er høy, 2.0-2.1 g/cm<sup>3</sup>. Morenen inneholder en større andel mesozoiske klaster i GS22-241-17GC og 18GC enn hva som er observert i GS22-241-14PC.
  - L1 består av smeltevann-plumitter, glasial og normalmarin siltig leire avsatt etter LGM. Smeltevann-plumittene har en skjærstyrke på 1-50 kPa og er ved GS-22-241-18GC overkonsolidert. Den glasiale og normalmarine leiren er ved GS22-241-18GC normalkonsolidert og har en skjærstyrke på 1-10 kPa. Enheten har en sensitivitet på 3-14.
- SE3 er en enhet med ukjente egenskapene og ikke har kunnet bli kartlagt over hele det akustiske datasettet. Den er tolket til å være en stivere bunnmorene basert på sammenligning av akustisk data fra Norskerenna og Antarktis. Reflektoren som markerer toppen av enheten forsvinner vestover, men det er tolket at enheten fortsetter vestover.
- Deformasjonsmorenen i SE2 er preget av MSGL i nord og vest. Det er noen variasjoner i innholdet, hvor det er en markant større andel mesozoiske klaster observert i kjernene vest i UN sammenlignet med under sedimentbassenget i sør-øst. Enheten har en tykkelse opp mot 30-35 meter og er mektigst i vest. Under sedimentbassenger i sør-øst er mektigheten 5-10 meter. Der hvor enheten er mektigst er det observert en økt frekvens av punktdiffraksjoner, tolket til å være steiner/blokker.
- SE1 er tykkest i sør-øst hvor det er et sedimentbasseng med en stor mengde laminerte sedimenter, ca. 16 m tykt på sitt mektigste. I resten av UN er enheten rundt 3-4 meter tykk. Enheten inneholder svært få punktdiffraksjoner.

- Det er gjort funn i stratigrafien i UN som tilsier at det har vært et fremrykk av isdekket etter deformasjonsmorenen var avsatt under LGM. Dette fremrykket er tolket til å sammensvare med den yngste GDS i nordsjøviften som ble avsatt ved 19 ka BP, før UN ble isfritt ved ca. 18 ka BP.
- Strømningsdynamikken til NCIS under LGM er delt inn i to morfologiske områder. I sørøst har NCIS vært svært erosiv, mens den i vest og nord har transportert materiale som har deformert de underliggende sedimentene og laget MSGL i toppen av SE2.

---

## Videre arbeid

For å forstå geologien og de geotekniske egenskapene i Utsira Nord bedre er det nødvendig å utføre analyse av de sedimentologiske/geotekniske egenskapene til de resterende kjernene tatt ved Utsira Nord. Det er nødvendig med datering av sedimentene i L1 og L2 for å kunne bedre forstå dynamikken til NCIS fra LGM til den forsvant fra Norskerenna. Det er også nødvendig å ta nye geotekniske prøver som helst penetrerer ned til seismisk enhet SE3, som for eksempel CPT. Dette vil gi en bedre forståelse av viktige egenskaper for sedimentene den flytende havvinden skal forankres i.

---

## Referanser

- Alley, R.B., D.D. Blankenship, S.T. Rooney, og C.R. Bentley. 1989. «Sedimentation beneath Ice Shelves — the View from Ice Stream B». *Marine Geology* 85 (2–4): 101–20.  
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90150-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90150-3).
- Batchelor, C.L., og J.A. Dowdeswell. 2015. «Ice-Sheet Grounding-Zone Wedges (GZWs) on High-Latitude Continental Margins». *Marine Geology* 363 (mai): 65–92.  
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.001>.
- Bennett, Matthew R. 2003. «Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance». *Earth-Science Reviews* 61 (3): 309–39. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00130-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00130-7).
- Blott, Dr Simon J. 2020. «A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis og Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser Granulometer». Excel. Kenneth Pye Associates Ltd.
- Boulton, G. S., og R. C. A. Hindmarsh. 1987. «Sediment Deformation beneath Glaciers: Rheology and Geological Consequences». *Journal of Geophysical Research* 92 (B9): 9059.  
<https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09059>.
- Clark, Chris D., Slawek M. Tulaczyk, Chris R. Stokes, og Miquel Canals. 2003. «A Groove-Ploughing Theory for the Production of Mega-Scale Glacial Lineations, and Implications for Ice-Stream Mechanics». *Journal of Glaciology* 49 (165): 240–56.  
<https://doi.org/10.3189/172756503781830719>.
- Croudace, Ian W., Anders Rindby, og R. Guy Rothwell. 2006. «ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner». I *New Techniques in Sediment Core Analysis*, redigert av R. G. Rothwell, 267:0. Geological Society of London.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04>.
- Croudace, Ian W., og Robin Guy Rothwell. 2015. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a Non-Destructive Tool for the Environmental Sciences*. Developments in Paleoenvironmental Research 17. Dordrecht Heidelberg: Springer.
- Dearing, John A. 1994. *Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system*. Chi Pub.
- Dott, R. H. Jr. 1963. «Dynamics of Subaqueous Gravity Depositional Processes». *AAPG Bulletin* 47.  
<https://doi.org/10.1306/BC743973-16BE-11D7-8645000102C1865D>.
- Dowdeswell, J. A., og E. M. G. Fugelli. 2012. «The Seismic Architecture and Geometry of Grounding-Zone Wedges Formed at the Marine Margins of Past Ice Sheets». *Geological Society of America Bulletin* 124 (11–12): 1750–61. <https://doi.org/10.1130/B30628.1>.
- Drivenes, Arvid, Tale Eirum, Nils Henrik Johnson, Sigrun Kavli Mindeberg, Synnøve Lunde, Linn Silje Udem, Kristi Veggeland, Brit Veie-Rossvoll, og Astrid Voksø. 2010. «Havvind: Forslag til Utredningsområder». Norges vassdrags- og energidirektorat.  
[https://www.regjeringen.no/globalassets/upload/oed/rapporter/havvind\\_ver02.pdf?id=2181946](https://www.regjeringen.no/globalassets/upload/oed/rapporter/havvind_ver02.pdf?id=2181946).
- Evans, D. J. A., E. R. Phillips, J. F. Hiemstra, og C. A. Auton. 2006. «Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification». *Earth-Science Reviews* 78 (1): 115–76.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.04.001>.
- Eyles, Nicholas, Bryan M. Clark, og John J. Clague. 1987. «Coarse-grained Sediment Gravity Flow Facies in a Large Supraglacial Lake». *Sedimentology* 34 (2): 193–216.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00771.x>.
- Fowler, A. C. 2010. «The Formation of Subglacial Streams and Mega-Scale Glacial Lineations». *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 466 (2123): 3181–3201. <https://doi.org/10.1098/rspa.2010.0009>.
- «Geotechnical Investigation and Testing». 2023. Geotech. 2023.  
<https://www.geotech.hr/en/oedometer-soil-test/>.

- «Geotechnical Studies for Offshore Applications | Wind Systems Magazine». 2012. 6. mars 2012. <https://www.windsystemsmag.com/geotechnical-studies-for-offshore-applications/>.
- «'G.O. Sars'». 2024. Havforskningsinstituttet. 4. januar 2024. <https://www.hi.no/hi/om-oss/fasiliteter/vare-fartoy/g.o.-sars>.
- Haflidason, Haflidi, Jo Brendryen, Hannah E. Petrie, og Stig Monsen. 2022. «Marine Geological Cruise Report from The North Sea: Utsira Nord and Sørilige Nordsjø II». 100-02/22. University of Bergen.
- Houmark-Nielsen, Michael, og Kurt Henrik Kjaer. 2003. «Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change». *Journal of Quaternary Science* 18 (8): 769–86.
- Hughes, Anna L. C., Richard Gyllencreutz, Øystein S. Lohne, Jan Mangerud, og John Inge Svendsen. 2016. «The Last Eurasian Ice Sheets – a Chronological Database and Time-slice Reconstruction, DATED-1». *Boreas* 45 (1): 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>.
- Jensen, Håvard Kolstø. 2024. «Upublisert». Universitetet i Bergen.
- Jiang, Zhiyu. 2021. «Installation of Offshore Wind Turbines: A Technical Review». *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 139 (april): 110576. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2020.110576>.
- King, E. L., H. Haflidason, H. P. Sejrup, og R. Løvlie. 1998. «Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima». *Marine Geology* 152 (1): 217–46. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00072-3).
- Larsen, Eiliv, HANS PETTER SEJRUP, JURAJ JANOCKO, JON Y LANDVIK, KNUT STALSBERG, og PER IVAR STEINSUND. 2000. «Recurrent interaction between the Norwegian Channel Ice Stream and terrestrial-based ice across southwest Norway». *Boreas* 29 (3): 185–203.
- Lohne, Øystein S., Jan Mangerud, og Hilary H. Birks. 2014. «IntCal13 Calibrated Ages of the Vedde and Saksunarvatn Ashes and the Younger Dryas Boundaries from Kråkenes, Western Norway: INTCAL09 AGES FOR YOUNGER DRYAS BOUNDARIES AND VEDDE/SAKSUNARVATN ASHES». *Journal of Quaternary Science* 29 (5): 506–7. <https://doi.org/10.1002/jqs.2722>.
- Lunne, Tom, Mike Long, og Marco Uzielli. 2006. «Characterisation and engineering properties of Troll Clay». I *Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils*. Bd. 1. <https://doi.org/10.1201/NOE0415426916.ch9>.
- Mangerud, Jan. 2004. «Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf». *Quaternary glaciations—Extent and chronology* 1: 271–94.
- Mangerud, Jan, Steinar Gulliksen, og Eiliv Larsen. 2010. «<sup>14</sup>C-Dated Fluctuations of the Western Flank of the Scandinavian Ice Sheet 45-25 Kyr BP Compared with Bølling-Younger Dryas Fluctuations and Dansgaard-Oeschger Events in Greenland». *Boreas* 39 (2): 328–42. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00127.x>.
- Mangerud, Jan, Richard Gyllencreutz, Øystein Lohne, og John Inge Svendsen. 2011. «Glacial History of Norway». I *Developments in Quaternary Sciences*, 15:279–98. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00022-2>.
- «MASTERSIZER 3000 Smarter Particle Sizing». 2019. Malvern Panalytical. [https://www.malvernpanalytical.com/en/assets/MRK1872-07-EN\\_MS3000\\_Broch\\_BrandUpdate\\_LR\\_web\\_tcm50-17232.pdf](https://www.malvernpanalytical.com/en/assets/MRK1872-07-EN_MS3000_Broch_BrandUpdate_LR_web_tcm50-17232.pdf).
- Middleton, Gerard V. 1993. «Sediment deposition from turbidity currents». *Annual review of earth and planetary sciences* 21 (1): 89–114.
- Monsen, Stig. 2016. «Calypso corer system on R/V G.O. Sars». [http://inmartech2016.imr.no/presentations/5\\_%20Session%20Seismics%20and%20coring/0900\\_26\\_The%20Calypso%20Corer%20System\\_Stig%20Monseb.pdf](http://inmartech2016.imr.no/presentations/5_%20Session%20Seismics%20and%20coring/0900_26_The%20Calypso%20Corer%20System_Stig%20Monseb.pdf).
- . 2018. «Calypso corer». 4. januar 2018. <https://www.uib.no/geo/111814/calypso-corer>.
- Morawska, Maja. 2024. «Oedometer Test - Lab Procedure». NTNU.
- Morén, Björn M., Hans Petter Sejrup, Berit O. Hjelstuen, Marianne V. Borge, og Cathrina Schäuble. 2018. «The Last Deglaciation of the Norwegian Channel - Geomorphology, Stratigraphy and Radiocarbon Dating». *Boreas* 47 (1): 347–66. <https://doi.org/10.1111/bor.12272>.
- «Multi-sensor core logger (MSCL)». 2024. 2024. <https://www.marum.de/en/Research/Multi-sensor-core-logger-MSCL.html>.



- Nygård, A., H.P. Sejrup, H. Hafliðason, W.A.H. Lokens, C.D. Clark, og G.R. Bigg. 2007. «Extreme Sediment and Ice Discharge from Marine-Based Ice Streams: New Evidence from the North Sea». *Geology* 35 (5): 395. <https://doi.org/10.1130/G23364A.1>.
- Nygård, Atle, Hans Petter Sejrup, Hafliði Hafliðason, Marcello Cecchi, og Dag Ottesen. 2004. «Deglaciation History of the Southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 <sup>14</sup> C Ka BP». *Boreas* 33 (1): 1–17. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2004.tb00992.x>.
- O Cofaigh, C. 2001. «Laminated sediments in glacial marine environments: diagnostic criteria for their interpretation». *Quaternary Science Reviews* 20 (13): 1411–36. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00177-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00177-3).
- Ó Cofaigh, Colm, Julian A. Dowdeswell, Claire S. Allen, John F. Hiemstra, Carol J. Pudsey, Jeffrey Evans, og David J.A. Evans. 2005. «Flow Dynamics and till Genesis Associated with a Marine-Based Antarctic Palaeo-Ice Stream». *Quaternary Science Reviews* 24 (5–6): 709–40. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.006>.
- Ó Cofaigh, Colm, Jeffrey Evans, Julian A. Dowdeswell, og Rob D. Larter. 2007. «Till Characteristics, Genesis and Transport beneath Antarctic Paleo-Ice Streams». *Journal of Geophysical Research* 112 (F3): F03006. <https://doi.org/10.1029/2006JF000606>.
- «Offshore Wind farms in Denmark». 2023. 4C Offshore. 2023. <https://www.4coffshore.com/windfarms/denmark/>.
- «Offshore Wind farms in The United Kingdom». 2023. 4C Offshore. 2023. <https://www.4coffshore.com/windfarms/united-kingdom/>.
- Ottesen, Dag, Chris R. Stokes, Reidulv Bøe, Leif Rise, Oddvar Longva, Terje Thorsnes, Odleiv Olesen, Tom Bugge, Aave Lepland, og Ole B. Hestvik. 2016. «Landform Assemblages and Sedimentary Processes along the Norwegian Channel Ice Stream». *Sedimentary Geology* 338 (juni): 115–37. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.024>.
- Petrie, Hannah E., Christian H. Eide, Hafliði Hafliðason, og Timothy Watton. 2022. «A Conceptual Geological Model for Offshore Wind Sites in Former Ice Stream Settings: The Utsira Nord Site, North Sea». *Journal of the Geological Society* 179 (5): jgs2021-163. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-163>.
- Pisarska-Jamrozły, Małgorzata, A.J. (Tom) Van Loon, Mateusz Mleczak, og Małgorzata Roman. 2019. «Enigmatic Gravity-Flow Deposits at Ujście (Western Poland), Triggered by Earthquakes (as Evidenced by Seismites) Caused by Saalian Glacioisostatic Crustal Rebound». *Geomorphology* 326 (februar): 239–51. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.010>.
- Rapp, Bastian E. 2017. «Fluids». I *Microfluidics: Modelling, Mechanics and Mathematics*, 243–63. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-1-4557-3141-1.50009-5>.
- Rees, Sean. u.å. «Part one: Introduction to triaxial testing». GDS Instruments. [https://www.gdsinstruments.com/\\_\\_assets\\_\\_/pagepdf/000037/Part%201%20Introduction%20to%20triaxial%20testing.pdf](https://www.gdsinstruments.com/__assets__/pagepdf/000037/Part%201%20Introduction%20to%20triaxial%20testing.pdf).
- Schoof, Christian G., og Garry K. C. Clarke. 2008. «A Model for Spiral Flows in Basal Ice and the Formation of Subglacial Flutes Based on a Reiner-Rivlin Rheology for Glacial Ice». *Journal of Geophysical Research* 113 (B5): B05204. <https://doi.org/10.1029/2007JB004957>.
- Sejrup, Hans Petter, Chris D. Clark, og Berit O. Hjelstuen. 2016. «Rapid Ice Sheet Retreat Triggered by Ice Stream Debuttressing: Evidence from the North Sea». *Geology* 44 (5): 355–58. <https://doi.org/10.1130/G37652.1>.
- Sejrup, Hans Petter, Hafliði Hafliðason, Inge Aarseth, Edward L. King, Carl F. Forsberg, David Long, og Kåre Rokoengen. 1994. «Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea». *Boreas* 23 (1): 1–13.
- Sejrup, Hans Petter, Berit Oline Hjelstuen, K.I. Torbjørn Dahlgren, Hafliði Hafliðason, Antoon Kuijpers, Atle Nygård, Daniel Praeg, Martyn S. Stoker, og Tore O. Vorren. 2005. «Pleistocene Glacial History of the NW European Continental Margin». *Marine and Petroleum Geology* 22 (9–10): 1111–29. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.09.007>.
- Sejrup, Hans Petter, E. Larsen, J. Landvik, E.L. King, H. Hafliðason, og A. Nesje. 2000. «Quaternary Glaciations in Southern Fennoscandia: Evidence from Southwestern Norway and the

- Northern North Sea Region». *Quaternary Science Reviews* 19 (7): 667–85.  
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00016-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00016-5).
- Sejrup, Hans Petter, Eiliv Larsen, Hafliði Hafliðason, Ida M. Berstad, Berit O. Hjelstuen, Hafdis E. Jonsdottir, Edward L. King, mfl. 2003. «Configuration, History and Impact of the Norwegian Channel Ice Stream». *Boreas* 32 (1): 18–36. <https://doi.org/10.1080/03009480310001029>.
- Sejrup, Hans Petter, Inge Aarseth, Hafliði Hafliðason, Reidar Løvlie, Åse Bratten, G Tjøstheim, Carl F Forsberg, og Kari L Ellingsen. 1995. «Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography». *Norsk geologisk tidsskrift* 75 (2–3): 65–87.
- Sejrup, HP, A Nygård, AM Hall, og H Hafliðason. 2009. «Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK». *Quaternary Science Reviews* 28 (3–4): 370–80.
- Stokes, Chris R. 2001. «Palaeo-ice streams». *Quaternary Science Reviews* 20 (13): 1437–57.  
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00003-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00003-8).
- Stokes, Chris R., og Chris D. Clark. 1999. «Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams». *Annals of Glaciology* 28: 67–74. <https://doi.org/10.3189/172756499781821625>.
- Svendsen, John Inge, Jason P. Briner, Jan Mangerud, og Nicolás E. Young. 2015. «Early Break-up of the Norwegian Channel Ice Stream during the Last Glacial Maximum». *Quaternary Science Reviews* 107 (januar): 231–42. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.001>.
- Vasskog, Kristian, John-Inge Svendsen, Jan Mangerud, Kristian Agasøster Haaga, Arve Svean, og Eva Maria Lunnan. 2019. «Evidence of Early Deglaciation (18 000 Cal a BP ) and a Postglacial Relative Sea-level Curve from Southern Karmøy, South-west Norway». *Journal of Quaternary Science* 34 (6): 410–23. <https://doi.org/10.1002/jqs.3109>.
- «Veikart: Grønt industriløft». 2022. Nærings- og fiskeridepartementet.  
[https://www.regjeringen.no/contentassets/1c3d3319e6a946f2b57633c0c5fcc25b/veikart\\_skisse\\_uu\\_ja.pdf](https://www.regjeringen.no/contentassets/1c3d3319e6a946f2b57633c0c5fcc25b/veikart_skisse_uu_ja.pdf).
- Velenturf, A. P. M., A. R. Emery, D. M. Hodgson, N. L. M. Barlow, A. M. Mohtaj Khorasani, J. Van Alstine, E. L. Peterson, S. Piazzolo, og M. Thorp. 2021. «Geoscience Solutions for Sustainable Offshore Wind Development». *Earth Science, Systems and Society* 1 (november): 10042.  
<https://doi.org/10.3389/esss.2021.10042>.
- Vorren, Tore O., og Liv Plassen. 2008. «Deglaciation and Palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord Area, North Norway». *Boreas* 31 (2): 97–125. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01060.x>.
- Wellner, J. S., A. L. Lowe, S. S. Shipp, og J. B. Anderson. 2001. «Distribution of Glacial Geomorphic Features on the Antarctic Continental Shelf and Correlation with Substrate: Implications for Ice Behavior». *Journal of Glaciology* 47 (158): 397–411.  
<https://doi.org/10.3189/172756501781832043>.
- Wilken, Manon, og Juergen Mienert. 2006. «Submarine Glacigenic Debris Flows, Deep-Sea Channels and Past Ice-Stream Behaviour of the East Greenland Continental Margin». *Quaternary Science Reviews* 25 (7–8): 784–810. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.06.004>.

## Vedlegg I

### Ødometer test

Ødometer-testen gir deformasjon i mikrometer, vertikal stress og poretrykk i kPa som kan brukes til å regne ut andre parametere. Effektiv spenning [ $\sigma'$ ] er regnet ut fra differansen mellom vertikal stress og poretrykk ( $u$ ). Ødometer-modul kan regnes ut ved ligning 3.1.

$$M = \frac{\Delta\sigma'}{\Delta\varepsilon} \quad (3.1)$$

En siste nyttig parameter å regne ut fra ødometer-testen er effektiv middelspenning ( $\sigma'_m$ ). Denne parameteren er beregnet fra vertikalspenning ( $\sigma_v$ ) og poretrykk ( $u$ ) gitt i ligning 3.2.

$$\sigma'_m = \sigma_v - \frac{2 \cdot u}{3} \quad (3.2)$$

### Treksial test

Arealkorreksjonen under konsolideringsfasen er gitt ved formel 3.3.

$$A_a = A_0 \cdot \frac{1 - \frac{\Delta V}{V_0}}{1 - \frac{\Delta V}{3V_0}} \quad (3.3)$$

Arealet må også korrigeres under skjærfasen av testen og er gitt ved ligning 3.4.

$$A_s = \frac{A_a}{1 - \varepsilon} \quad (3.4)$$

Hvor tøyning er gitt ved ligning 3.5.

$$\varepsilon = \frac{\delta}{h_0} \quad (3.5)$$

Når arealet er blitt korrigert er det flere ulike spenninger som kan kalkuleres for prøven.

Vertikalspenningen er målet på spenningen generert fra topp og bunn av prøven når prøven blir komprimert i festeapparatet. Vertikalspenning er gitt ved formelen 3.6.

$$\sigma_v = \frac{P}{A} \cdot \sigma_{cell} \quad (3.6)$$

Neste spenning som kan kalkuleres er mindre og hoved skjærspenning gitt henholdsvis i ligning 3.7 og 3.9. Med disse spenningskomponentene regnet ut kan deviatorspenning, middel spenning og skjærspenning regnes ut.

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - u \quad (3.7)$$

Hvor  $\sigma_1$  er gitt ved ligning 3.8.

$$\sigma_1 = Cell_p + \frac{F \cdot 10^{-3}}{A_s} \quad (3.8)$$

$$\sigma'_3 = Cell_p - u \quad (3.9)$$

Deviatorspenning er gitt ved ligning 3.10.

$$q = \sigma'_1 - \sigma'_3 \quad (3.10)$$

Middelspenningen  $p'$  er gitt ved ligning 3.11.

$$p' = \frac{\sigma'_1 + \sigma'_2 + \sigma'_3}{3} = \frac{\sigma'_1 + 2\sigma'_3}{3} \quad (3.11)$$

Skjærspenningen blir så beregnet ved ligning 3.12.

$$\tau = \frac{\sigma'_1 - \sigma'_3}{2} \quad (3.12)$$

De mest vanlige plottene å lage er NTNU-plot, NGI-plot og deviatorspenning mot tøyning.

NTNU-plot er et plot som måler maksimal skjærspenning mot mindre skjærspenning. Denne grafen brukes til å beskrive hvor sterk prøven er og beregne friksjonsvinkel. Friksjonsvinkelen er beregnet ved ligning 3.13 ut ifra tolket bruddlinje i plottet.

$$\tan \varphi = \frac{S_f}{\sqrt{1+2S_f}} \quad (3.13)$$

Her er  $S_f$  stigningstallet til den tolkede bruddlinjen i NTNU-plottet.