

Kvartære avsetningsmiljø i ytre deler av Norskerenna basert på 3D-seismiske data

**Av
Einar S. Nilssen**

Masteroppgave i geovitenskap



**Institutt for geovitenskap
Universitetet I Bergen
September 2016**

FORORD

Arbeidet med denne oppgaven har vært spennende og lærerikt, og det har gitt meg mye erfaring. Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder Berit Oline Hjelstuen for svært god veiledning, innspill og kritisk gjennomlesning av oppgaven. Jeg vil også takke min medveileder Hans Petter Sejrup for gode diskusjoner og tilbakemeldinger. Takk til Lundin Norway AS for 3D-seismiske data og til Eva Bjørseth for hjelp med figurer.

I tillegg vil jeg takke alle mine medstudenter som har gjort årene ved Universitetet i Bergen til en fantastisk studietid. Studiehverdagen hadde på ingen måte vært den samme uten dere og et slag med kort i kantinen.

Jeg vil også takke familien min og «crewet» som har støttet og motivert meg hele veien. Til slutt vil jeg gi en stor takk til min kjæreste, Birgitte Aanestad, som har vært der for meg i både de gode og de dårlige dagene. Tusen takk for all støtte og motivasjon!

Bergen, 11. september 2016

Einar S. Nilssen

SAMMENDRAG

Hovedformålet med denne studien har vært å kartlegge den Kvartære sedimentære stratigrafien og tidligere avsetningsmiljø i ytre deler av Norskerenna, samt å utarbeide en utviklingshistorie for studieområdet. Denne studien er basert på analyser og tolkning av en 3D-seismisk blokk, lokalisert ytterst i Norskerenna, like sør for overgangssonen til Nordsjøviften. 3D-blokken dekker et areal på ca. 38 000km². I tillegg er det benyttet kjerne- og borekjernedata til korrelering av horisonter og enheter i seismostratigrafien med kjernestratigrafi og litostratigrafiske parametere.

Det er identifisert 4 seismostratigrafiske enheter (E1,E2, E2i og E2ii) i studieområdet, hvor Reflektor R3 er definert som nedre grense av den studerte lagpakken. Denne er antatt å representere det første isfremrykket til eggakanten i studieområdet, for 1,1 millioner år siden. Reflektor R3 skiller også tydelig de underliggende, skrånede lagene fra de mer parallelle overliggende sedimentene. Reflektor R2 er antatt å representere starten på en mer omfattende periode med flere glasiasjoner ut til eggakanten i studieområdet for 0,5 millioner år siden.

Ved å studere de kartlagte flatene er det blant annet observert megaskala glasiale lineasjoner (MSGL-er), glasiale lineasjoner dannet under islober, pløyemerker fra drivende isfjell, og svært mange sirkulære forsenkninger med varierende størrelsesomfang. MSGL-ene er alle observert med en orientering i retning N-NV-S-SØ. Dette tilsvarer Norskerennas orientering ved munningen og kan dermed underbygge teorien om at Norskerennaisstrømmen har nådd ut til eggakanten ved maksimale glasiasjoner. På 0,5 millioner år flaten er det identifisert «buketter» av glasiale lineasjoner med orienteringer i retning N-NV-S-SØ, og indikerer fjordbreer strømmende ut i Norskerenna under denne perioden. Denne observasjonen kan tyde på at det ikke var en aktiv isstrøm i Norskerenna under marin isotoptrinn (MIS) 12, som tidligere antatt.

Det er observert flere linseformede pakker i hovedenhet E2, men det er kun blitt fokusert på den ene, underenhet E2ii, hvor boring 89-03 penetrerer gjennom. Dette er tolket til å være en grunningsonekile, og boring 89-03 er den eneste kjernen vi kjenner til som penetrerer en grunningsonekile. Ved korrelering av kjerne mot de seismostratigrafiske enhetene gir dette viktig informasjon om hva den består av, hvordan karakteren observeres i seismikken og i hvilket tidsrom den er avsatt. På flaten som definerer toppen av grunningsonekilen er det identifisert flere pløyemerker og MSGL-er. Grunningsonekilen er mest sannsynlig avsatt under MIS 2, og observasjoner av de geomorfologiske elementene indikerer omfattende isbevegelser og en aktiv isstrøm i Norskerenna i denne perioden.

INNHALDSFORTEGNELSE

1. INTRODUKSJON	1
2. BAKGRUNN	3
2.1 Studieområdets geologiske utvikling	3
2.2 Tektonisk utvikling.....	3
2.3 GLASIASJONSHISTORIE	7
2.4 Sediment- og seismostratigrafi	12
2.5 ISSTRØMMER.....	19
2.6 GEOMORFOLOGISKE ELEMENTER	24
2.7 STRØMFORHOLD	29
3. DATA OG METODER.....	31
3.1 Seismiske data	31
3.2 Kjernedata	36
3.3 Seismisk tolkning	37
3.4 Feilkilder	41
3.5 Programvare.....	42
4. Resultater.....	43
4.1 Seismisk rammeverk.....	43
4.1.1 Seismiske facies	43
4.1.2 Identifiserte sekvensgrenser	47
4.2 Seismostratigrafiske enheter	52
4.3 Formelementer.....	65
4.4 Kjernekorrelering.....	84
5. DISKUSJON	88
5.1 Kronostratigrafi	88
5.2 Sedimentære prosesser og avsetningsmiljø.....	91
5.3 Avsetnings- og glasieringshistorie.....	104
6. KONKLUSJON	109
REFERANSER.....	111

1. INTRODUKSJON

Gjennom de siste 2.5 millioner år har det Fennoskandiske landskapet og den nærliggende kontinentalhylla blitt modifisert av gjentagende glasieringer. Glasieringene resulterte i at store mengder erosjonsprodukter ble transportert til den nordlige delen av Nordsjøen og den sørøstlige delen av Norskehavets kontinentalmargin (Hjelstuen et al., 2012). Isdekkene var også med på å forme den norske kontinentalmarginen, som i dag er karakterisert av prominente morfologiske elementer som traue innskåret i havbunnen på kontinentalhyllen og store traumunnsvifter på kontinentalskråningen. Det største av de morfologiske elementene langs norskemarginen er Norskerenna. Den er lokalisert mellom Skagerrak i sørøst og den nordlige delen av Nordsjøen ved Stad i nordvest og er en markert forsenkning i havbunnen formet av Norskerennaisstrømmen (Sejrup et al., 2003). Ved munningen av Norskerenna har det blitt avsatt et 40 000 m³ stort viftekompleks (Nordsjøviften) med en mektighet på 1500 m (Hjelstuen et al., 2012). Størsteparten av sedimentene som gjør opp Nordsjøviften er transportert med Norskerennaisstrømmen og er blitt avsatt i løpet av de siste 0,5 millioner år (King et al., 1996; Nygård et al., 2005; Hjelstuen et al., 2012).

Denne studien er i hovedsak basert på tolkning og analyse av en 3D-seismisk blokk i ytre deler av Norskerenna (Fig.1). I tillegg er tidligere analyserte sedimentkjerner og utvalgte høyoppløselige TOPAS seismiske profiler brukt.

Formålet med oppgaven er å studere Kvartære sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i de ytre delene av Norskerenna, og vil blant annet gi ny kunnskap om formelementer i Norskerenna da det er mulig å koble tidligere analyserte kjerner med seismikken. Denne studien innebærer følgende:

- Etablere en seismostratigrafi og kronostratigrafi i studieområdet
- Studere og beskrive ulike formelementer
- Studere seismiske attributter
- Korrelere informasjon fra tidligere analyserte sedimentkjerner og boringer med observasjoner gjort i seismikken
- Kartlegge isstrømningsmønster

- Etablere en regional avsetnings- og glasiashistorie for studieområdet

Denne oppgaven er en del av GLANAM-prosjektet (Glaciated North Atlantic Margins). GLANAM er et førstegangs opplæringsnettverk finansiert under EUs Marie Curie-program. Prosjektet forsker på virkningen av de Pleistocene isdekkene på den Nord-Atlantiske marginen og prosjektet samler 10 forskerteam fra universiteter og industripartnere i Norge, Storbritannia og Danmark. Nettverket vil engasjere 15 forskere tidlig i karrieren for å gjennomføre et koordinert forskningsprogram på glasierte nordatlantiske marginer (www.glanam.org).

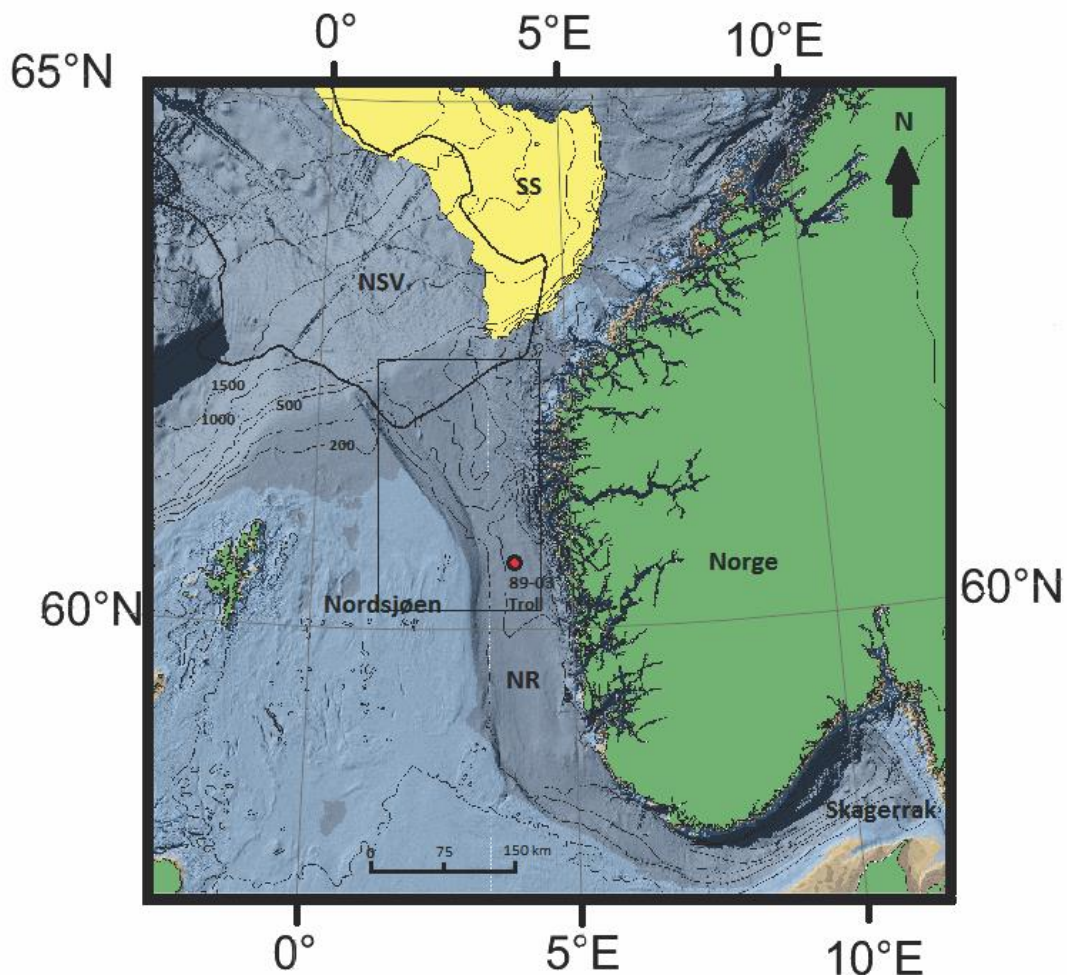


Fig 1. Oversiktskart over studieområdet (kart og batymetri fra ArcMap 10.1). NR-Norskerenna; NSV-Nordsjøviften; SS-Storeggaskredet.

2. BAKGRUNN

I dette kapittelet vil studieområdet tektoniske utvikling og sedimentstratigrafi bli beskrevet. Kapittelet omfatter også en oppsummering av glasiasjonshistorien i området samt strømforholdene i studieområdet i tillegg til at det vil bli gitt en beskrivelse av formelementer og generelt om isstrømmer og litt mer detaljert om Norskerennaisstrømmen.

2.1 Studieområdets geologiske utvikling

Studieområdet er lokalisert i ytre deler av Norskerenna (Fig. 1). Norskerenna har en lengde på 850 km og har en maksimum bredde på 100 km. Vanddybden varierer fra ca. 700 m i Skagerrak (Fig. 1), til ca. 250 m vest for Jæren og til ca. 400 m ved kanalmunningen (Hjelstuen et al., 2012). Norskerenna er bredest ved eggakanten, hvor den har en maksimumsbredde på 100 km, og smalere lengre sør. Vest for Norskerenna er Nordsjøplatået lokalisert, med vanddybder på mellom 100-150 m. I munningen av Norskerenna er Nordsjøviften avsatt.

Nordsjøviften (Fig.1) er lokalisert i området mellom Storeggaskredet, Færøyene-Shetlandkanalen og den utdødde Ægirryggen spredeakse (Fig. 1) (Hjelstuen et al., 2012). Nordsjøviften har et areal på 110 000 km² og vanddybden over viften varierer fra 200-500 m langs eggakanten til ca. 3500 m i nærheten av Ægirryggen. Møre-randhøyden deler viften inn i en proksimal og en distal provins (Hjelstuen et al., 2012).

2.2 Tektonisk utvikling

Den nåværende havbunnsarkitekturen i nordlige Nordsjøen (Fig. 2.1) er et resultat av to store ekstensjonsfaser, en i Perm-tidlig Trias (rundt 250 millioner år siden) og en i midt Jura-tidlig Kritt (rundt 150 millioner år siden). Disse ekstensjonsfasene er adskilt av en periode med termal innsynkning (Færseth et al., 1995; Færseth, 1996). Havbunsskorpen i Nordsjøen har også vært involvert i senere ekstensjons- og kollisjonsfaser, deriblant ekstensjonskollaps

av Kaledonidene. Kaledonske strukturer kan ha blitt usatt for reaktivering under senere deformasjonsfaser. (Færseth et al., 1995).

Nordsjøen er et eksempel på et intrakratonsk basseng, dvs. et basseng som ligger på kontinental skorpe. Den norske kontinentalmarginen består av 3 hovedprovinser; Nordsjøen, Midt-norske kontinentalmarginen og vestlig del av Barentshavet. Det nordlige Nordsjøen domineres av Viking Graben, som fortsetter nordover i Sogn Graben (Fig. 2.2) (Faleide et al., 2010).

Viking Graben ligger over et stort rift basseng av antatt Perm-tidlig Trias alder. Aksen til dette riftsystemet antas å ligge under dagens Horda Plattform og er avgrenset av Øst-Shetland Plattformen i vest og Øygarden forkastningssone i øst (Fig. 2.2). Området er dominert av roterte forkastningsblokker med sedimentbassenger i asymmetriske halv-graben (Christiansson et al., 2000). Riftingen i Perm-Trias er best dokumentert i områder marginal til Viking Graben, som f.eks. Horda Plattformen og Magnus Basseng-Unst Basseng regionen, fordi disse områdene er mindre påvirket av deformasjonen i Jura (Christiansson et al., 2000).

Viking Graben og Sogn Graben er begge flankert av Øst Shetland-bassenget og Tampen Spur i vest, og Horda Plattformen i øst (Fig. 2.2). De nevnte elementene er alle en del av en tektonisk hendelse i Jura-Kritt (Christiansson et al., 2000). Den viktigste tynningen av jordskorpen fant sted i sen-Midt- til Sen-Jura, etterfulgt av termal innsynkning og sedimentasjon i Kritt (Faleide et al., 2010). Når den aktive riftingen opphørte i løpet av Kritt, skjedde en gradvis termisk kjøling av Nordsjøen som resulterte i innsynkning. I nordlige Nordsjøen blir utviklingen etter riftingen i Jura delt inn i tre faser. Den første fasen fant sted i tidlig Kritt med ujevne innsynkninger hvor de tidligere utviklede strukturene i rift-bassenget påvirket bassenget med rotasjoner av blokker og sedimentavsetning. Fase 2 involverte mindre innsynkningsrate på grunn av høyere tilførsel av sedimenter. I den siste fasen opphørte innsynkningen fullstendig (Gabrielsen et al., 2001; Faleide et al., 2010). Havbunnsbredningen knyttet til Nord-øst Atlanteren begynte i tidlig Kenozoikum med oppløftning, som senere ble en viktig kilde for sedimentavsetningen i Viking Graben området. Oppløftning av Sør-Norge i Eocene-Oligocene resulterte i at prograderende enheter utviklet seg i nordlige Nordsjøen, og fortsettende heving og fall i havnivå førte til erosjon i nord og

store deponentere i den sørøstlige Nordsjøen (Faleide et al., 2010; Gabrielsen et al., 2010). Erosjon av det norske fastlandet fortsatte i Pliocene, hvor sen Pliocene heving utviklet en vinkeldiskordans med de overliggende Pleistocene lagene på den østlige marginen i Nordsjøen (Faleide et al., 2010; Gabrielsen et al., 2010).

Den norske sentrale delen av Nordsjøprovinsen omfatter den nordvestlige delen av Central Graben, i hovedsak en Jura-Kritt struktur, og dets nordøstlige margin. Rifting og generering av store roterte forkastningsblokker resulterte noen steder i ekstrem erosjon. Den geometriske formen på det sedimentære bassenget er påvirket av strukturene i den underliggende berggrunnen og av tykkelsen på kontinentalskorpen. Mesteparten av Nordsjøen ligger over Kaledonsk berggrunn (Faleide et al., 2010). Svakhetssoner som stammer fra den Kaledonske fjellkjededannelsen spilte en rolle i den senere utviklingen av Nordsjøbassenget. Den sørøstlige Nordsjøen og Skagerrak ligger over en Prekambrisk berggrunn dekket av sen Paleozoiske sedimenter (Faleide et al., 2010). I sør er Nordsjøbassenget avgrenset av Hercynian fjellkjeden, som strekker seg Øst-Vest gjennom Tyskland, nord i Frankrike og sørvest i England. Sammentrekningen skjedde i Karbon-Perm. Heving i dette området resulterte i at enorme mengder sedimenter ble avsatt nord i området og dette igangsatte dannelsen av Nordsjøbassenget (Faleide et al., 2010).

Den norske marginen ble dannet som en respons på kontinental oppbrytning og påfølgende åpning av Norsk-Grønlandshavet i tidlig Kenozoikum. I forkant av den fullstendige kontinentale oppsprekningen, forekom det en serie post-kaledonske ekstensjonsfaser som resulterte i utviklingen av de sedimentære bassengene (blant andre Møre- og Vøringbassenget) som eksisterer utenfor Norskemarginen (Faleide et al., 2008). For omtrent 55 millioner år siden intraff den endelige oppsprekningen av litosfæren på norskemarginen, og ble avsluttet med en 3-6 millioner år lang periode med stor magmatisk aktivitet, som i tillegg var starten på tidlig havbunnsbredning (Faleide et al., 2008). Siden midten av Eosen (omtrent 40 millioner år siden) opplevde den midt-norske marginen regional innsynkning og beskjeden sedimentasjon, og utviklet seg etter hvert til en passiv riftet margin (Faleide et al., 2008).

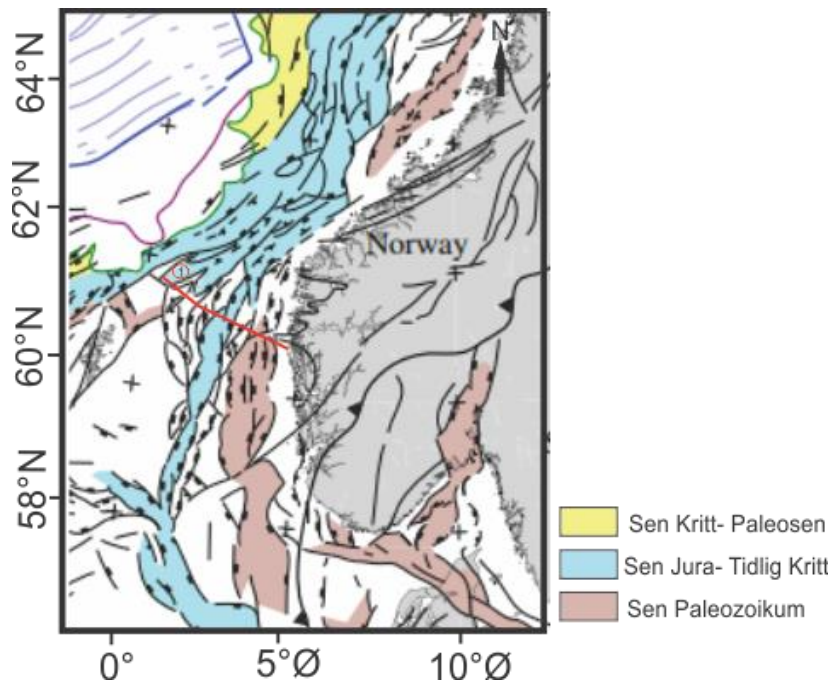


Fig. 2.1: Hovedstrukturelementene i Nordsjøen og omliggende områder (modifisert fra Faleide et al., 2010).

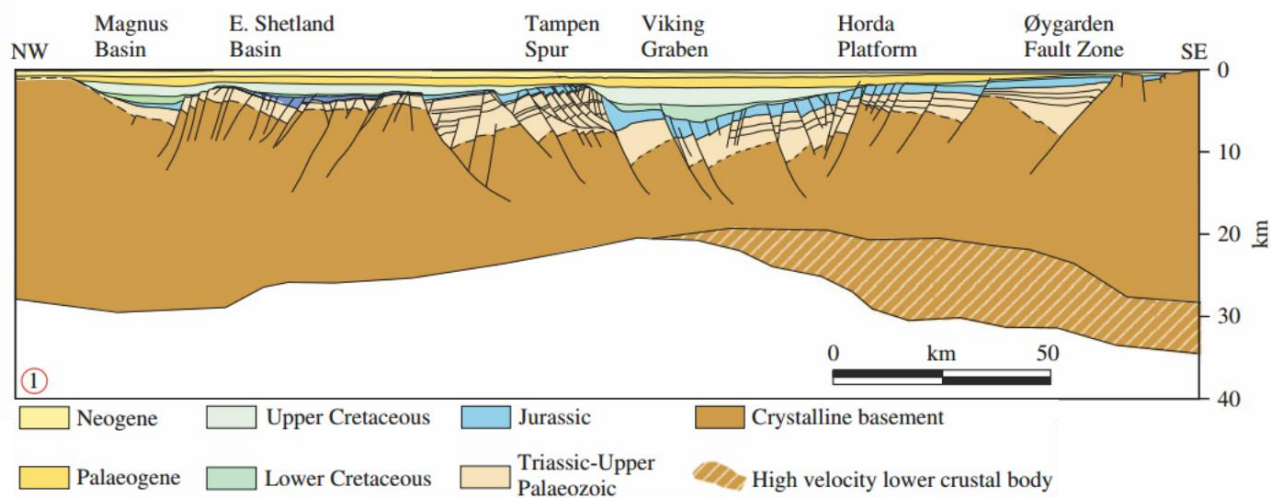


Fig 2.2: Tolket seismisk profil på tvers av nordlige Nordsjøen. Se figur 2.1 for lokasjon. (Modifisert fra Faleide et al., 2010).

2.3 GLASIASJONSHISTORIE

De eldste bevisene på at isbreer nådde ut til havet er i følge Fronval og Jansen (1996) isdroppet materiale (IRD) på Vøringplatået. De er datert tilbake til rundt 11 millioner år. De store glasiasjonene av Skandinavia og Barentshav-Svalbard området startet riktignok for mellom 2,8-2,5 millioner år siden (Mangerud et al., 1996). Bakgrunnen for denne beregningen er indikert ved økende isdroppet materiale på Vøring platået. Denne alderen får også støtte fra O18-kurven fra dyphavet og dateringer fra den første kalde perioden med avskoging i Nederland (Mangerud et al., 1996). Til tross for den betydelige utvidelsen av isvolum knyttet til glasiasjonen av den nordlige halvkule, var isdekkene av moderat størrelse (Jansen et al., 1988; Hjelstuen et al., 2005). Fedjeglasiasjonen, for ca. 1,1 millioner år siden, regnes som det første omfattende isframstøtet, hvor ismarginen nådde helt ut til eggakanten utenfor Vest-Norge (Fig.2.3) (Sejrup et al., 2000; Sejrup et al., 2003; Hjelstuen et al., 2005). Basert på prøver både fra havet og på land er det foreslått at Norskerenna isstrømmen var aktiv og nådde ut til eggakanten minst 9 ganger gjennom Kvartær, og at den eldste av disse hendelsene er representert ved Fedjemorenen (Sejrup et al., 2000; Sejrup et al., 2003). Det er mulig at isstrømmen har vært aktiv tidligere enn 1.1 millioner år siden, men glasigene debris-strømmer på Nordsjøviften antyder at omfattende isstrømsaktivitet ikke forekom før Fedjeglasiasjonen (Sejrup et al., 2003). Etter Fedjeglasiasjonen og fram til marin isotoptrinn (MIS) 12 nådde isen ut til Norskerenna ved et fåtall begrenset glasiasjoner (Sejrup et al., 2003).

De siste 0,5 millioner år var det mer omfattende glasiasjoner (Sejrup et al., 2005). Aldersbestemmelser på GDF-avsetninger på Nordsjøviften i tillegg til kjerneprøver og borehull indikerer et Fennoskandisk isdekke med en utstrekning til eggakanten under MIS 2, 6, 8, 10 og 12, samtidig som de glasigene debris-avsetningene reflekterer isstrømsaktivitet i Norskerenna under de samme marine isotoptrinnene (Nygård et al., 2005). Det er en generell enighet om at isdekket også nådde eggakanten lenger nord på kontinentalsokkelen flere ganger de siste 0,5 millioner år (Dahlgren et al., 2002; Hjelstuen et al., 2004).

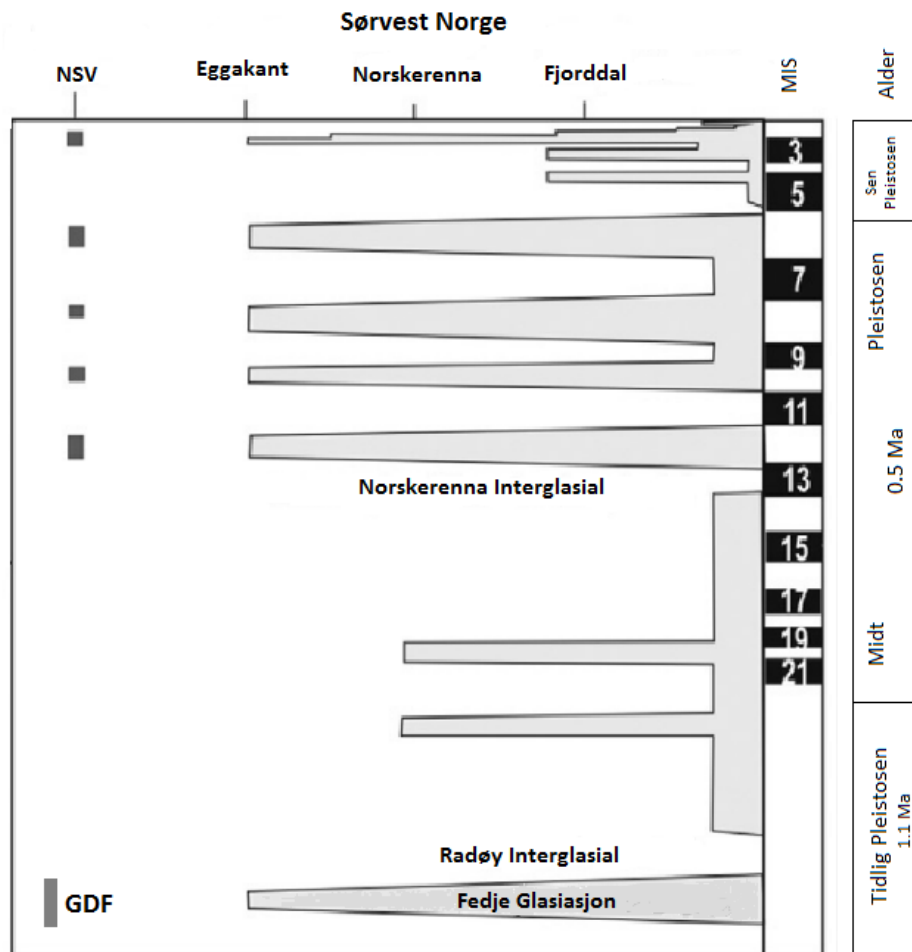


Fig. 2.3: Glasiationskurve for marginen til sørvest-Norge (modifisert fra Nygård et al., 2005; Sejrup et al., 2005). NSV- Nordsjøviften, GDF- glasiogene debrisstrømmer.

Tidlig – og midt-Weichsel

Weichsel er tidsperioden mellom ca. 115 000 år BP og 11 700 BP og omfatter MIS 5d til MIS 2 (Fig.2.4) (Mangerud et al., 2011). I tidlig og midtre Weichsel var trolig utstrekningen til isdekkene veldig begrenset (Sejrup et al., 2000). I følge Holtedahl (1993) er det ingen lokaliteter som entydig kan bevise om isfronten nådde ut til den norske kontinentalhyllen eller ikke under tidlig- og midt – Weichsel. Mangerud (2004) mener isfronten nådde kysten ved Fjøsanger under MIS 5b, og nådde forbi kysten over et større område under MIS 4 og MIS 3. Under MIS 4 og MIS 3 utviklet en isstrøm seg i Norskerenna, en indikasjon på at isen

lå godt utenfor kysten av Sør-Norge (Larsen et al., 2000; Mangerud 2004). Det er derimot lite beviser for at isdekkene nådde eggkanten på Møre- og Vøringmarginen i tidlig – og midt-Weichsel (Hjelstuen et al., 2005). Dateringer fra kjerner på kontinentalsokkelen viser også at økte sedimentasjonsrater startet i sen Weichsel, en indikasjon på at isdekkene trolig var begrenset under MIS 5-3 (Dahlgren og Vorren, 2003; Hjelstuen et al., 2004; Hjelstuen et al., 2005).

Sen-Weichsel

Flere studier som omhandler glasiasjonshistorien i sen Weichsel, MIS 2, konkluderer med at det har vært gjentatte framrykk og tilbaketrekninger av ismarginen i perioden mellom 30-18 000 år siden i sørvest-Norge (Olsen et al., 2001b; 2002; Vorren og Plassen, 2002; Sejrup et al., 2009; Mangerud et al., 2010). Som følge av en bedre kartlegging av kontinentalsokkelen er de fleste nå enige om at isdekket under LGM (Siste Glasiale Maksimum) nådde kontinentalhyllen (Fig. 2.5) (Mangerud et al., 2011).

Den største utbredelsen av det Fennoskandiske og det Britiske isdekket i Nordsjøen var for 23 000-19 000 år siden (Sejrup et al., 2016). I perioden fra 23 000 til 20 000 år siden var det nesten et sammenhengende is-skille i sentrale deler av Nordsjøen mellom det Britiske – og det Fennoskandiske isdekket. Som en konsekvens av det massive grundet isdekket, utviklet det seg en bredemt innsjø sør for ismarginen, like vest for Danmark (Sejrup et al., 2016). Kollaps av isdekket i Nordsjøen startet for ca. 19 000 år siden, og ble trolig initiert av veksten til NCIS (Norskerennaisstrømmen). Økningen i både lengde og bredde av NCIS førte til at isskille mellom det Britiske- og det Fennoskandiske isdekket ble brutt (Sejrup et al., 2016). For ca. 18 500 år siden trakk NCIS grunningssonen seg tilbake nesten 200 km, isdekkene skilte seg langs en linje fra Viking Banken til den sørlige marginen av isdekket og den siste fasen i separasjonen var trolig drenering av bresjøer (Sejrup et al., 2016) Tilbaketrekkingen av Norskerennaisstrømmen er datert til omtrent 18 500 år siden (Sejrup et al., 2009). Dateringer på land har derimot gitt aldre på omtrent 14 600 år siden, noe som antyder at ismarginen har kalvet utenfor Bergen over en lengre periode på 4000 år (Mangerud et al., 2011). Under siste deglasiasjon gjorde imidlertid det Fennoskandiske isdekket flere framrykk. På Måløyplatået er Bremangermorenen dannet under et isfremrykk, Bremangerhendelsen, for ca. 15-13,3 000 år siden (Nygård et al., 2004). Den siste store utbyggingen av isdekket

forekom i nordlige Nordsjøen i omtrent samme tidsrom som Bremangerhendelsen. Det er datert til mellom 17 500-15 500 år siden fra sedimentkjerner fra Fladen, utenfor Shetland og Måløy Platået, og er kjent som Fladenfremrykket (Sejrup et al., 2009). En tilbaketrekning av isen innover i landet fant sted i tidlig Allerød, og ble etterfulgt av en økning i isvolum mot slutten av denne interstadialen. Dette resulterte i det siste isfremrykket mot slutten av Yngre Dryas for ca. 12800-11500 år siden av det Fennoskandiske isdekket under siste deglasiasjon (Bondevik og Mangerud, 2002; Mangerud et al., 2011).

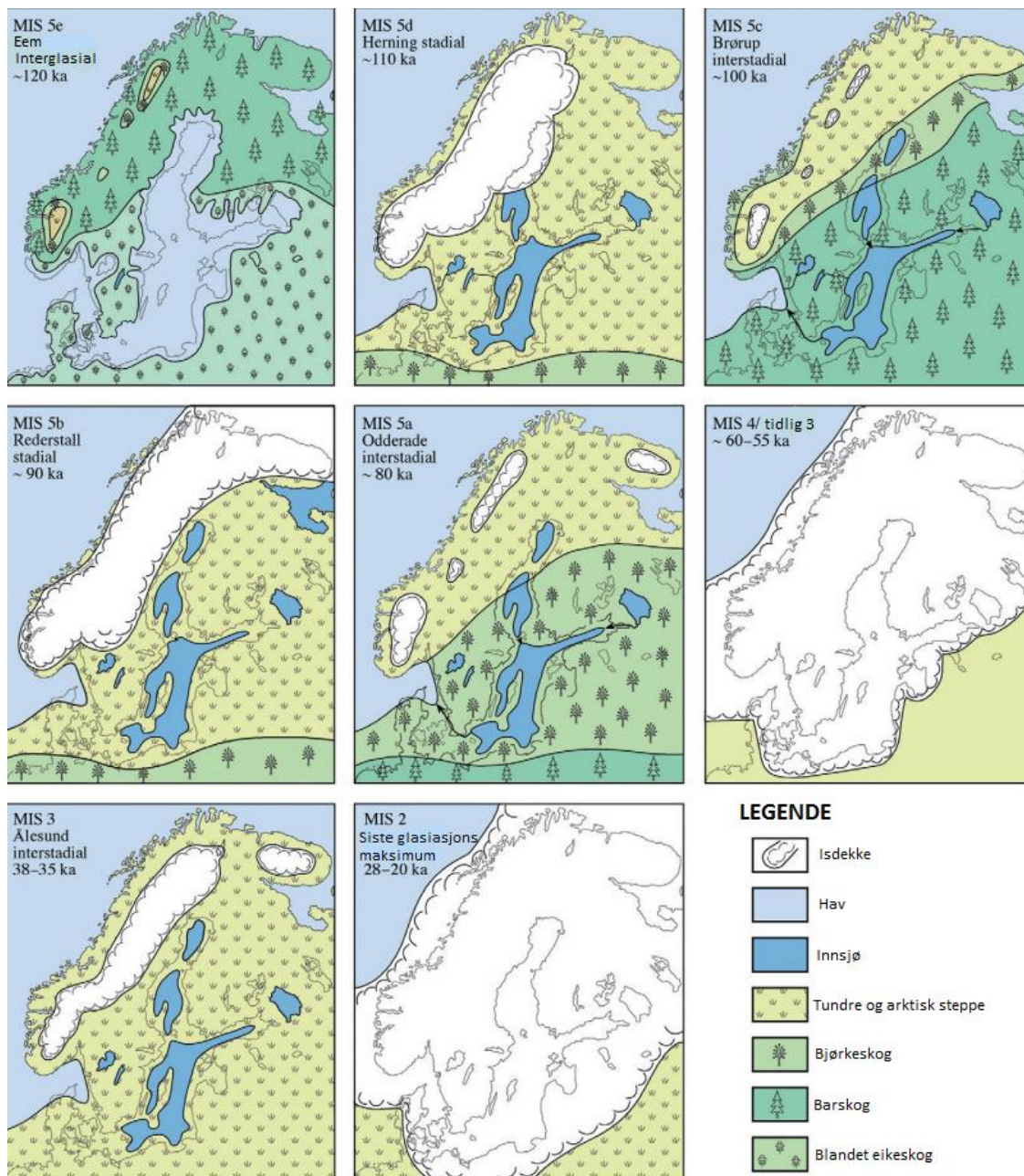


Fig. 2.4: Skisseringer for utviklingen til det Skandinaviske isdekket og omliggende områder fra Eem til LGM (siste glasiations maksimum). Katusen år siden. (Modifisert fra Mangerud et al., 2011).

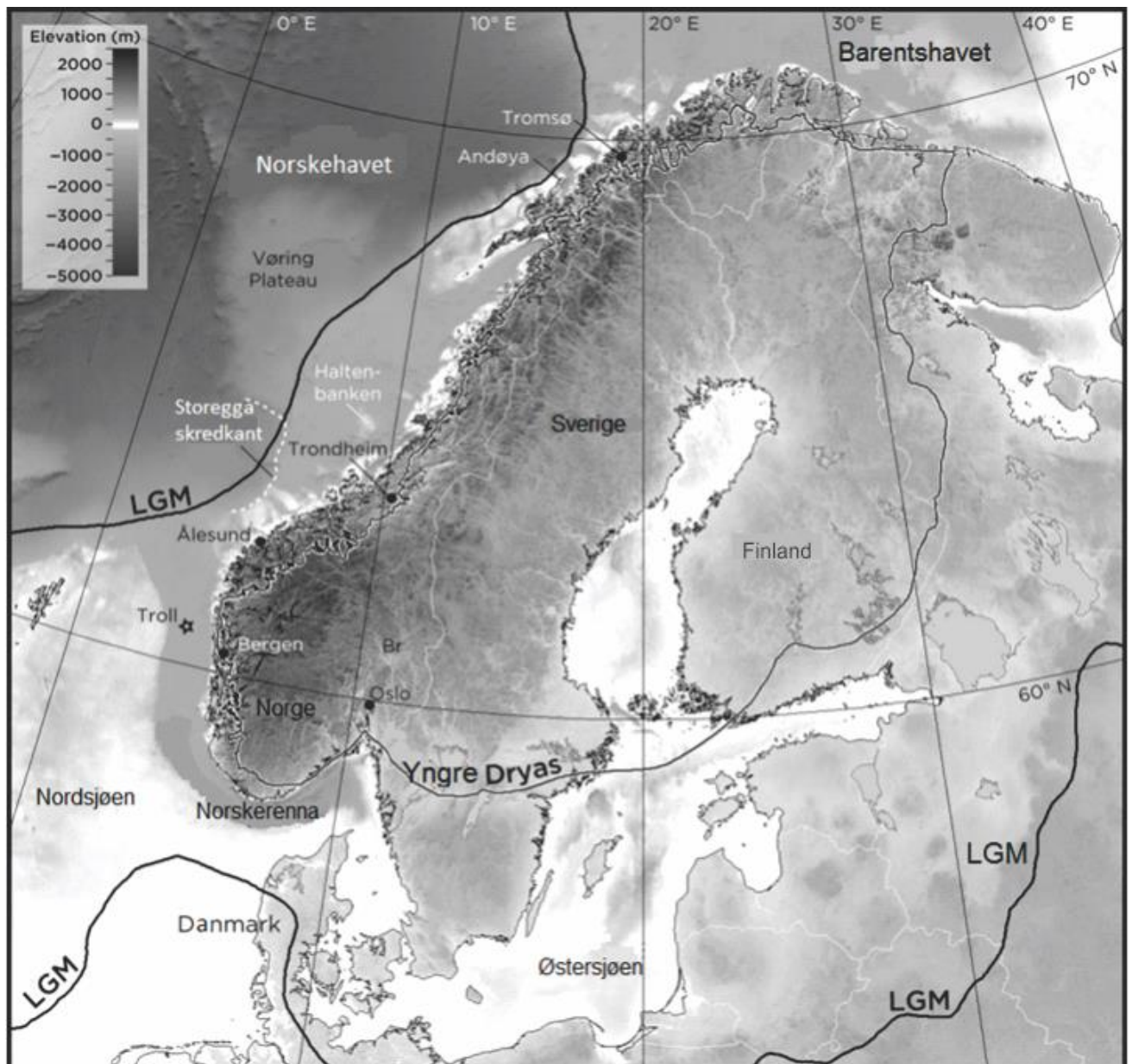


Fig. 2.5: Kart over utbredelsen til det Fennoskandiske isdekket under siste istids maksimum (LGM) og Yngre Dryas (modifisert fra Mangerud et al., 2011).

2.4 Sediment- og seismostratigrafi

Sejrup et al. (1995) har tatt for seg stratigrafien i Norskerenna basert på boring 8903 (Fig. 2.6), hentet fra et vanddyb på 320 m i den sentrale delen av Norskerenna. Kjernen er 219 m lang, og er delt inn i 7 litosoner, hvor L1 er yngst og L7 er eldst (Sejrup et al., 1995). Litosone L7 (208.0- >219.0 m) er beskrevet som svart finkornet leir-rikt sediment med et høyere innhold av organisk materialet sammenlignet med resten av kjernen. Den skiller seg tydelig fra de overliggende glasigene sedimentene og kan ha blitt avsatt i et lagunemiljø på indre sokkel i Oligocene. Litosone L6 (188.0-208.0 m) består av diamikton med tynne sandlag innimellom. Dette er glasigene sedimenter tolket til å ha blitt avsatt under Fedje glasiasjonen for ca. 1,1 millioner år siden. Sedimentene representerer det eldste beviset man har på at det Fennoskandiske isdekket nådde helt ut til eggakanten. Litosone L5 (135.0-188.0 m) er beskrevet som pelitt, dvs. et sediment rikt på leire, og består dermed av godt sorterte og finkornet sedimenter. Denne litosonen er tolket til å ha blitt avsatt under interglasiale forhold. Litosone L4 (109.5- 135.0 m) består av diamikton og er tolket til å være morene. Denne litosonen er av lik karakter som litosonene L2 og L6. Litosone L3 (74.0- 109.5 m) er beskrevet som en sandig og gruset pelitt med store variasjoner internt i laget. Overgangen fra litosone L4 til L3 er definert ved overgangen fra et massivt diamikton til et delvis laminert sediment. Litosonen er tolket til å være avsatt i ulike miljøer, fra glasialt til marint. Litosone L2 (16.9- 74.0 m) er som nevnt tidligere av lik karakter som litosonene L4 og L6, og er beskrevet som diamikton og tolket til å være en bunnmorene. Litosone L1 (0,0-16.9 m) er beskrevet som pelitt og består av ukonsoliderte sedimenter. Enhet L1 er tolket til å være avsatt under glasiarime (sen Weichsel) og interglasiale forhold (Holosen). Det kan også nevnes at litosonene L7/L6, L5/L4 og L3/L2 er adskilt av glasiar erosjonsflater (GES). Erosjonsflatene er mest sannsynlig dannet som følge av isskuring i Norskerenna (Sejrup et al., 1995). Hjelstuen et al. (2012) kartla sekvensgrensene i den kvartære lagpakken fra Norskerenna og korrelerte dem med boring 89-03 (Fig.2.7).

89-03

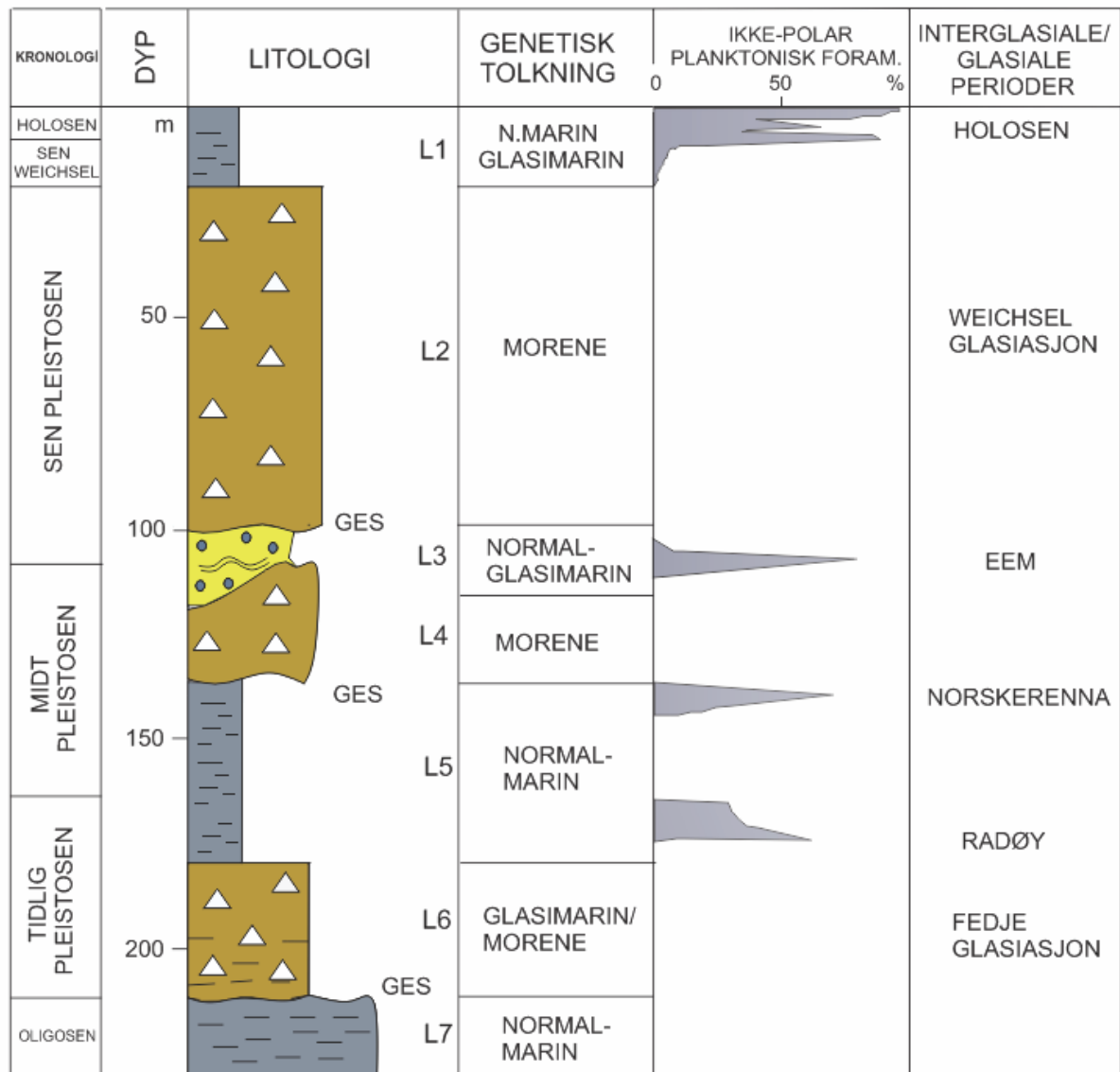


Fig. 2.6: Oversikt over stratigrafien i Norskerenna ved boring 89-03 (modifisert fra Sejrup et al., 1995). GES- glacial erosjonsflate; L1-L7 – litosoner.

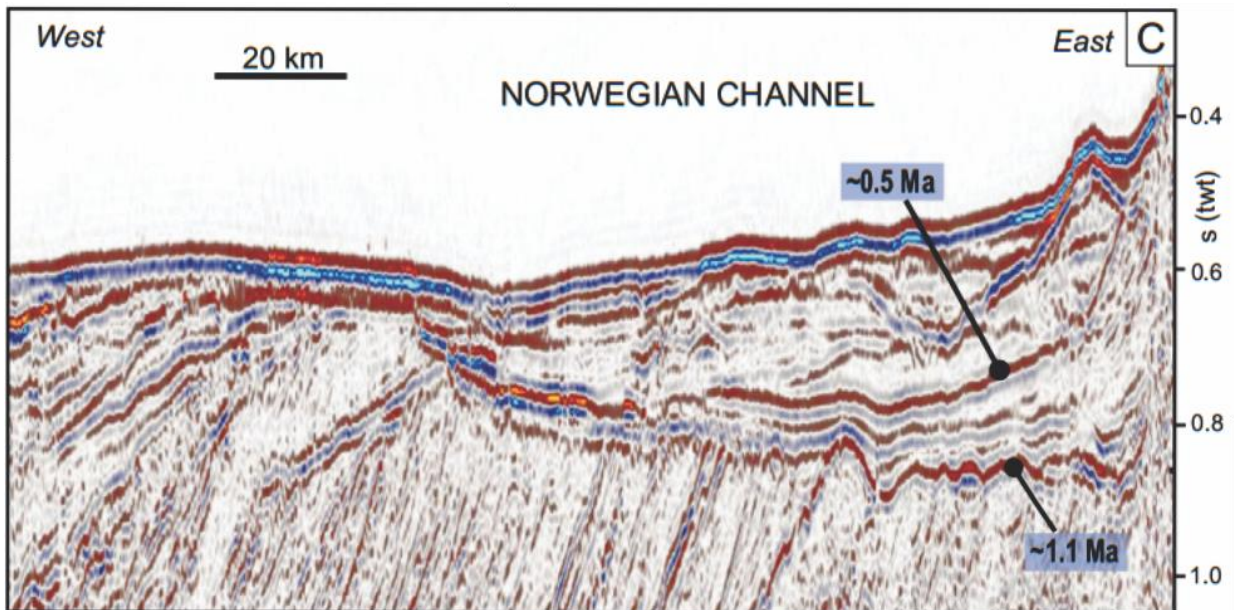
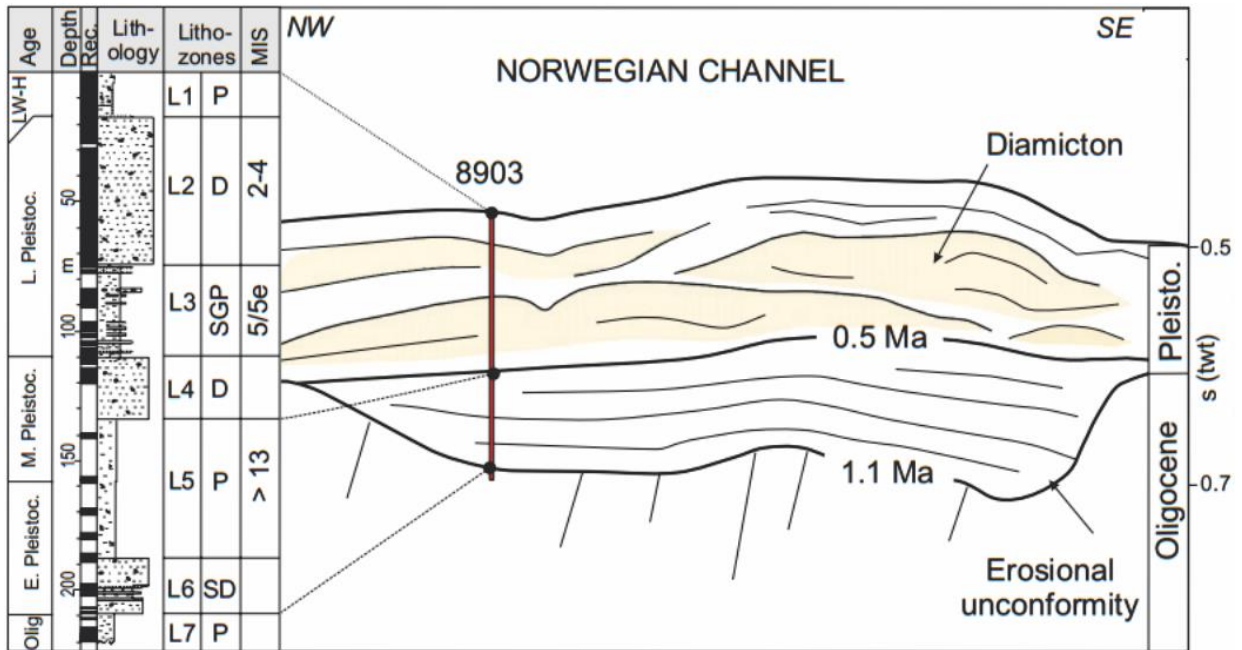


Fig. 2.7: Tolket seismisk profil fra Norskerenna som viser korreleringen mellom sekvensgrenser og boring 89-03 og seismisk profil fra Norskerenna (hentet fra Hjelstuen et al., 2012).

Andersen et al. (1995) presenterer sen Weichsel sekvensen i nordlige delen av Norskerenna. Stratigrafien består av 8 enheter og er basert på analyser av kjernen Troll 3.1, lokalisert i den nordlige delen av Troll- feltet ved et vanddyp på 333 m. Rokoengen og Rise (1984) delte den kvartære avsetningen i nordlige Nordsjøen inn i 15 enheter som har blitt slått sammen til 6 formasjoner. De to øverste formasjonene, Norskerenna formasjonen og den overliggende Kleppe Senior formasjonen, vil bli omtalt her.

Troll 3.1 (Fig.2.8) penetrerer 95 meter ned i den sedimentære delen, men utvinningen av den delen under 38 m er svært dårlig. Kleppe Senior Fm har er inndelt i 6 litostratigrafiske enheter (A-F), og Norskerenna Fm er delt i to enheter (G og H) (Andersen et al., 1995). Kleppe Senior Fm korrelerer trolig med de øverste 25 m av boring 89-03 (Litosone L1), tolket til å være avsatt i interglasiale og glasimarine forhold, i perioden Sen Weichsel- Holosen.

Norskrenna Fm består av dårlig sortert siltig og sandig leire med klaster av kalk og kullfragmenter. Sedimentene er homogene og viser ingen tegn på bioturbasjon (Andersen et al., 1995). Norskerenna Fm er tolket til å være avsatt under en isstrøm (Andersen et al., 1995). Ifølge Andersen et al. (1995) er det flere bevis som tyder på at Norskerenna Fm ble avsatt under en isstrøm flytende parallelt med Norskerenna. Det første beviset er på grunnlag av formen på traueene funnet i overflaten av formasjonen som indikerer erosjon av en nordlig-flytende isstrøm. Det andre beviset er store mengder bearbeidet mineraler med opprinnelse i Nordsjøen, samt kalk fragmenter og organisk materiale, som gjenspeiler primært erosjon av sedimenter og berggrunn i Nordsjøen. Dette ville oppnådd enklest med en isstrøm flytende fra Skagerrakområdet og gjennom Norskerenna. Det tredje beviset er omfattende utbygging av skrålag og topplag ved eggakanten gjenspeiler trolig flere glasiale fremrykninger parallelt til Norskerenna (Andersen et al., 1994; Rokoengen & Rønningland 1983).

Kleppe Senior Fm er delt inn i 6 enheter som strekker seg fra 0,0 m til 25,2 m under havbunnen. Formasjonen består av myk siltig leire med sand-silt linser. *Enhet F* (23,6-25,2 m) ligger direkte over Norskerenna Fm og er en stratifisert, dårlig sortert, siltig sandig leire med fragmenter av kalk og kull. Inneholder droppteiner og sandlag innimellom leiren. Denne lagdelingen reflekterer to ulike sedimentære prosesser; suspensjon og transport av isbre. *Enhet E* (19,7-23,6 m) består av en strukturløs, litt siltig leire. *Enhet D* (15,55-19,7 m) er delvis laminert siltig leire. De resterende sedimentene i enheten består av strukturløs mud

med noen skjell fragmenter og gravehull fra *Planolites*. *Enhet C* (7,75-15,55 m) består av sterkt bioturbert siltig leire med fravær av droppsteiner. Den øverste delen inneholder også jernoksider. *Enhet B* (4,45-7,75 m) består av bioturbert siltig leire med sand og droppsteiner. *Enhet A* (0,0-4,45 m) består av myk, bioturbert siltig leire uten droppsteiner. Kleppe Senior Fm er tolket til å være glasiomarine og normal marine sedimenter avsatt etter 15000 BP (Andersen et al., 1994).

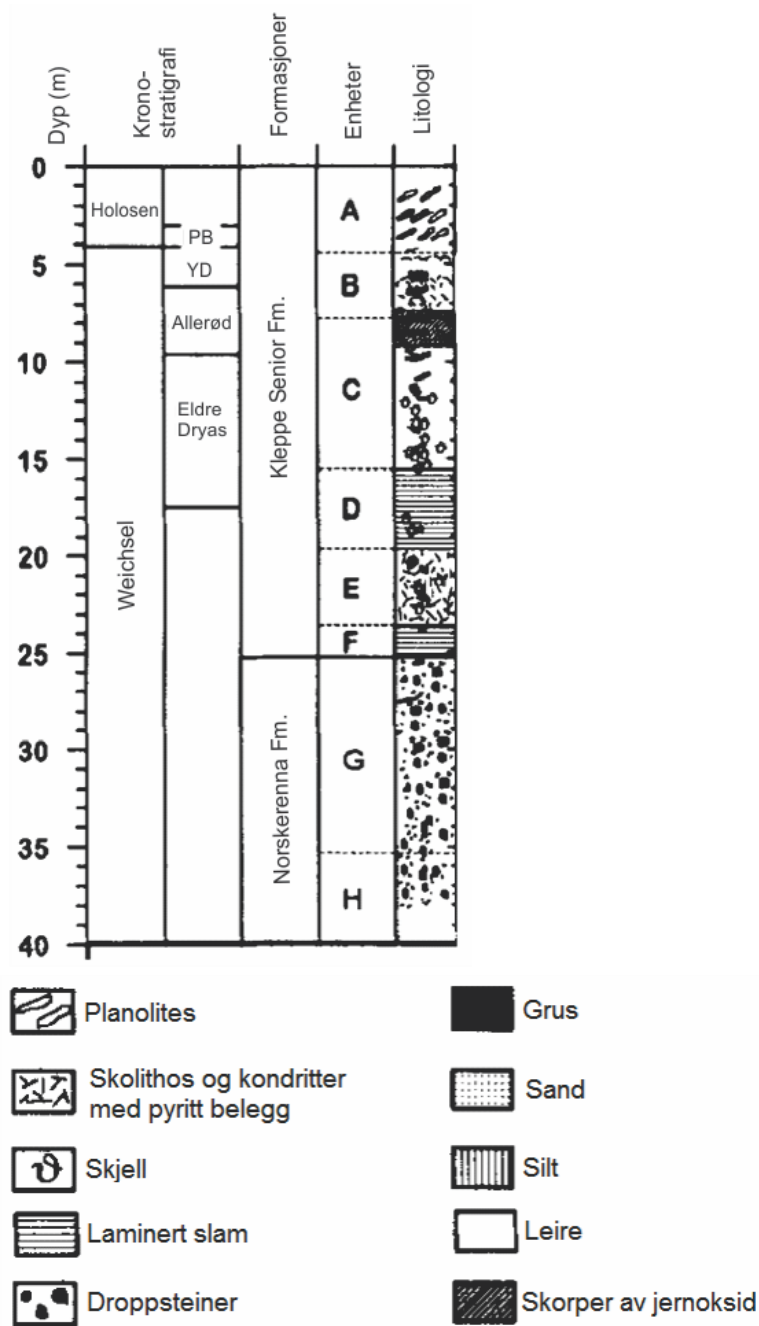


Fig. 2.8: Kronostratigrafi og litologi til kjerne 3.1 (modifisert fra Andersen et al., 1995).

Sejrup et al. (1989) har analysert 3 grunne kjerner fra Troll-feltet i Norskerenna, nordvest for Bergen. Hensikten med studien var å få bedre innsikt og kunnskap om de Kvartære sedimentene i Norskerenna. Butenko et al. (in press) i Sejrups et al., 1989 har delt den sedimentære sekvensen, fra vestkysten av Norge til Nordsjøplatået, inn i 5 hovedseismiske enheter (I-V), der enhet I-IV er av Kvartær alder mens enhet V er av pre-Kvartær alder. Enhet I tilsvarer Kleppe Senior Fm og enhet II tilsvarer Norskerenna Fm (Sejrups et al., 1989).

Kjernen, Troll 5.1/5.2 (Fig. 2.9), er 150 m lang og hentet fra et vanddyb på 310 m (Sejrups og Knudsen, 1993). Det er konkludert med at de øverste 120 m av sediment sekvensen midt i Norskerenna spenner over de siste 300 000 år. Sedimentene består i hovedsak av relativt grov-kornet glasigent materiale, dvs. morene og glasimarine sedimenter (Sejrups et al., 1989). Kjernen deles inn i 5 litosoner (L1-L5).

Litosone *L1* (0-26m) består av finkornet leir-rike sedimenter og en liten andel av sand og grus. Enheten er svært myk og har en skjærstyrke lavere enn 30kPa. Litosonen korresponderer med seismostratigrafi enhet I. Radiokarbon dateringer fra Troll feltet (Butenko et al., in press i Sejrups et al., 1989) og fra Gullfaks området (Carlsen et al., 1986) antyder at enheten er avsatt mellom 10 000 og 13 000 år siden.

Litosone *L2* (26-62m) består av usorterte og grove sedimenter, med et innhold av sand og grus på mellom 35 og 60 %. Skjærstyrke verdiene varierer mellom 150 og 30 kPa, hvor de høyeste verdiene er i den nedre delen av litosonen. Den øverste delen av denne enheten er tolket til å representere tilbaketrekningen av det Skandinaviske isdekket for ca. 13 000 år siden. Litosonen tilsvarer seismostratigrafisk enhet II.

Litosone *L3* (62-72m) er et godt sortert sediment. Den øverste delen består av mest sand og silt, mens den nederste delen inneholder mer leire (60 %). Funnet av bentiske og subpolar planktonisk foraminiferal har gjort at denne klimatiske hendelsen har fått navnet Troll Interglasial, senere korrelert med Eem Interglasial. Litosonen tilsvarer den øvre delen av seismostratigrafisk enhet III.

Litosone *L4* (72-112m) er lik litosone *L2* i fordelingen av kornstørrelse, men har mindre innhold av sand og grus. Enheten har en skjærstyrke på ca. 450 kPa og er dermed relativt hard. Blandingen av foraminiferal fauna antyder at området var dekket av is på et tidspunkt

mellom 400- og 120 000 år siden. Litosonen tilsvarer den nedre delen av seismostratigrafisk enhet III.

Litosone L5 (112-120m) er et godt sortert pelitisk sediment med skjærstyrkeverdier i nærheten av verdiene for litosone L4. Alderen på denne enheten er trolig en plass mellom 200- og 300 000 år. Litosonen tilsvarer den øvre delen av seismostratigrafisk enhet IV.

5.1/5.2

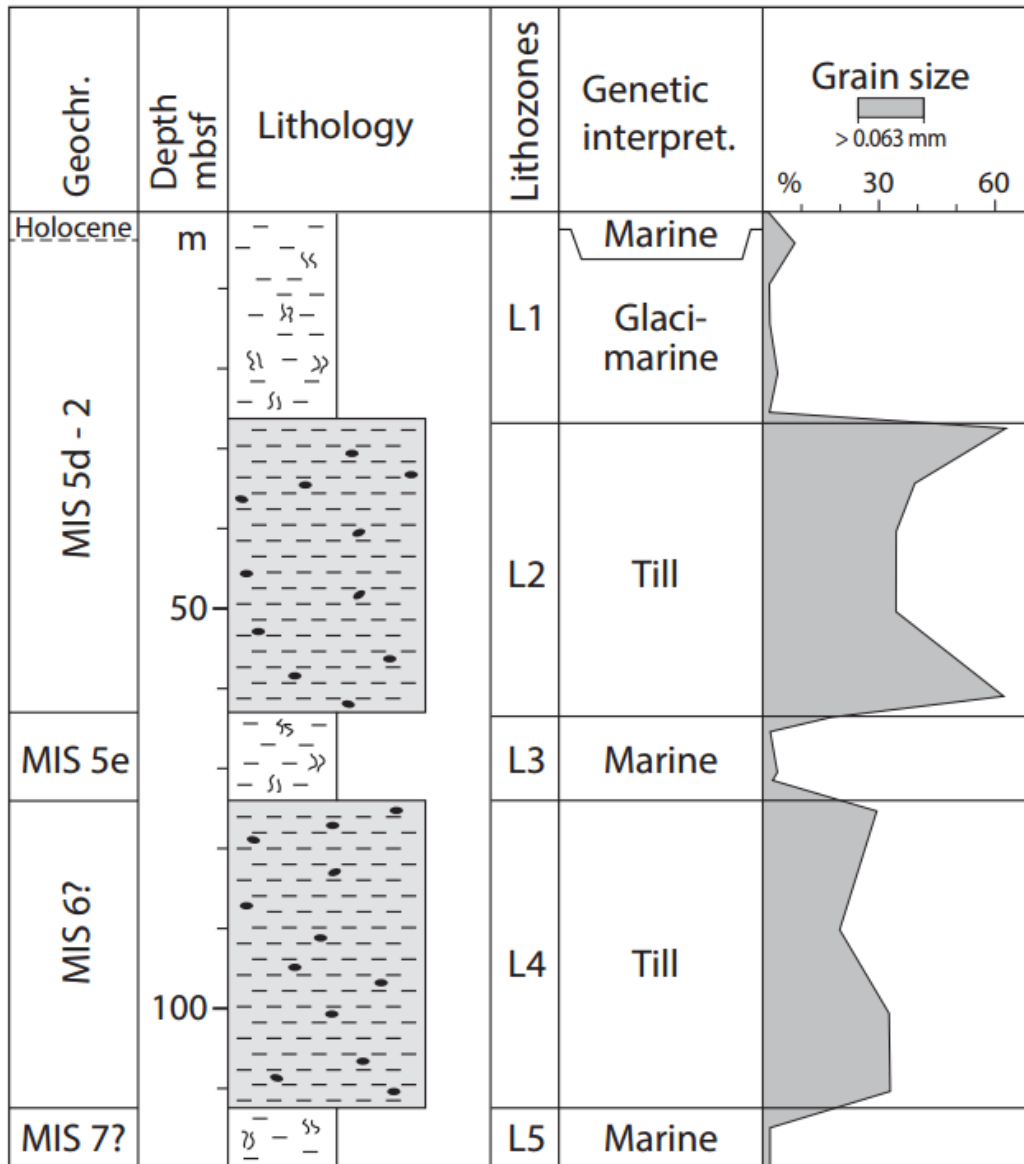


Fig. 2.9: Kjerneinformasjon fra kjerne 5.1/5.2.

2.5 ISSTRØMMER

Paterson (1994) definerte en isstrøm som en del av et grunnstående isdekke hvor isen strømmer mye hurtigere enn i tilstøtende områder (Fig.2.10). I følge Swithinbank's (1954) definisjon er en isstrøm «... del av en innlandsis hvor isen strømmer raskere, og ikke nødvendigvis i samme retning, som den omkringliggende isen».

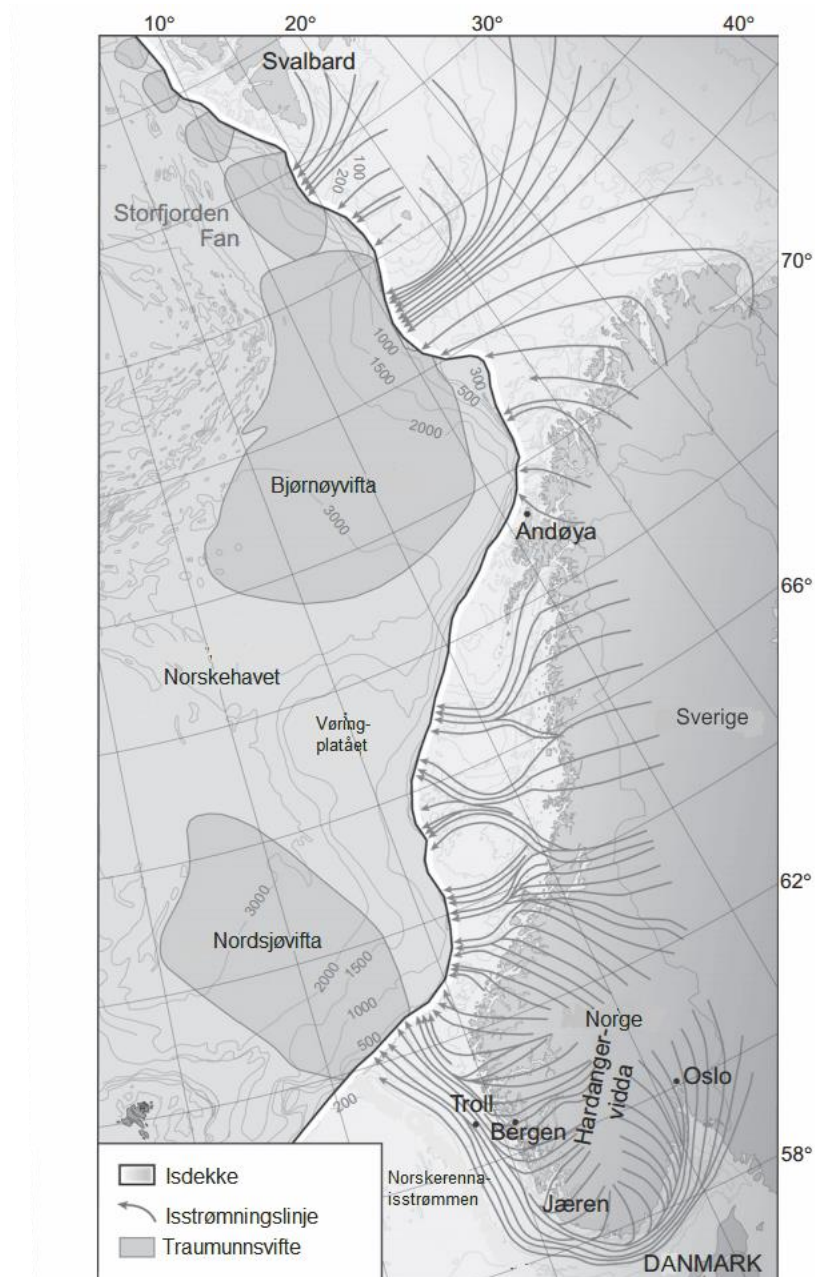


Fig. 2.10: Rekonstruksjon av strømningsregimet i den vestlige marginen av det Skandinaviske og Barents isdekket fra sen-Weichsel (modifisert fra Mangerud et al., 2011).

BAKGRUNN

Det siste tiåret har det blitt en økende interesse for rollen til store isstrømmer, både av Pleistocene alder og nåværende isstrømmer (Stalsberg et al., 2003). Marinbaserte isstrømmer har spilt en sentral rolle i livssyklusen til paleo-isdekker på den nordlige halvkule (Nygård et al., 2007; Ottesen et al., 2005; Sejrup et al., 2003; Stokes & Clarke, 2001; Vorren & Laberg, 1997). Strømningsmekanismene til isstrømmer er noe usikkert, men det er kjent at isstrømmer strømmer hurtig og transporterer sedimenter, enten innad i isen eller som et sedimentlag under isen (Dowdeswell et al., 1995; Alley et al., 1986; Sejrup et al., 2003). Isstrømmer er utvilsomt den mest dynamiske delen av moderne isdekker, da de strømmer hurtig og står for en uforholdsmessig forandring. De er i tillegg avgrenset av is som strømmer mye saktere (Stokes og Clark, 2001). Isstrømmens bevegelse har en betydelig effekt på isdekkets konfigurasjon og påvirker blant annet isdekkets lokalitet til isskille og dreneringsbasseng, og lokal og regional topografi (Stokes & Clark, 2011).

Isstrømmer har stor innvirkning på sediment-transporten. Det kan være alt fra å kun omfordele sedimenter til å virke som kraftige erosjonsagenser (Stokes & Clark, 2001). Isstrømmer som ender i havet er viktige for transport av sedimenter fra landområder til kontinentalmarginer, og effektiviteten av sedimenttransporten har blitt sammenlignet med de største fluviale systemene (Stokes & Clark, 2011). Som en konsekvens vil isstrømmens plassering og kraft bestemme fordelingen og volum av store akkumulasjoner av sedimenter langs kontinentalmarginer (Stokes & Clark, 2011).

I tillegg til å virke som store sediment transportbånd, har isstrømmer fått oppmerksomhet på grunn av evnen til å hurtig tilføre store mengder ferskvann til havene, som er en potensiell faktor til klimaendringer (Sejrup et al., 2003; Bigg et al., 2012). Det er hevdet at tilførselen av ferskvann til Nord-Atlanteren fra den tidligere isstrømmen på østsiden av det Laurentiske isdekket, for mellom 60 000 og 10 000 år siden, var nok til å forårsake endringer i sjøtemperatur og salinitet, noe som hadde en betydelig innvirkning på havsirkulasjon og klima på den nordlige halvkule (Broecker, 1994; Stokes & Clark, 2001).

Isdekkers massetap domineres av isstrømmer, men faktorene som påvirker isstrømmens plassering er vanskelig å fastslå. Winsborrow et al. (2010) har presentert syv ulike kontrollerende faktorer for lokasjonen til isstrømmer: topografisk fokusering, topografiske

nivå-endringer, grovheten til underlaget, kalvende marginer, subglasial geologi, geotermal varmestrøm og strømningsvei for subglasialt smeltevann (Fig. 2.11) Det er ikke slik at det er kun en faktor som påvirker tilstedeværelsen av en isstrøm, men heller det at det er flere men av ulik påvirkning (Fig. 2.12) For eksempel er topografisk fokusering, subglasial geologi, smeltevannsrute og kalving oftast forbundet med hurtig is-strømming (Winsborrow et al., 2010).

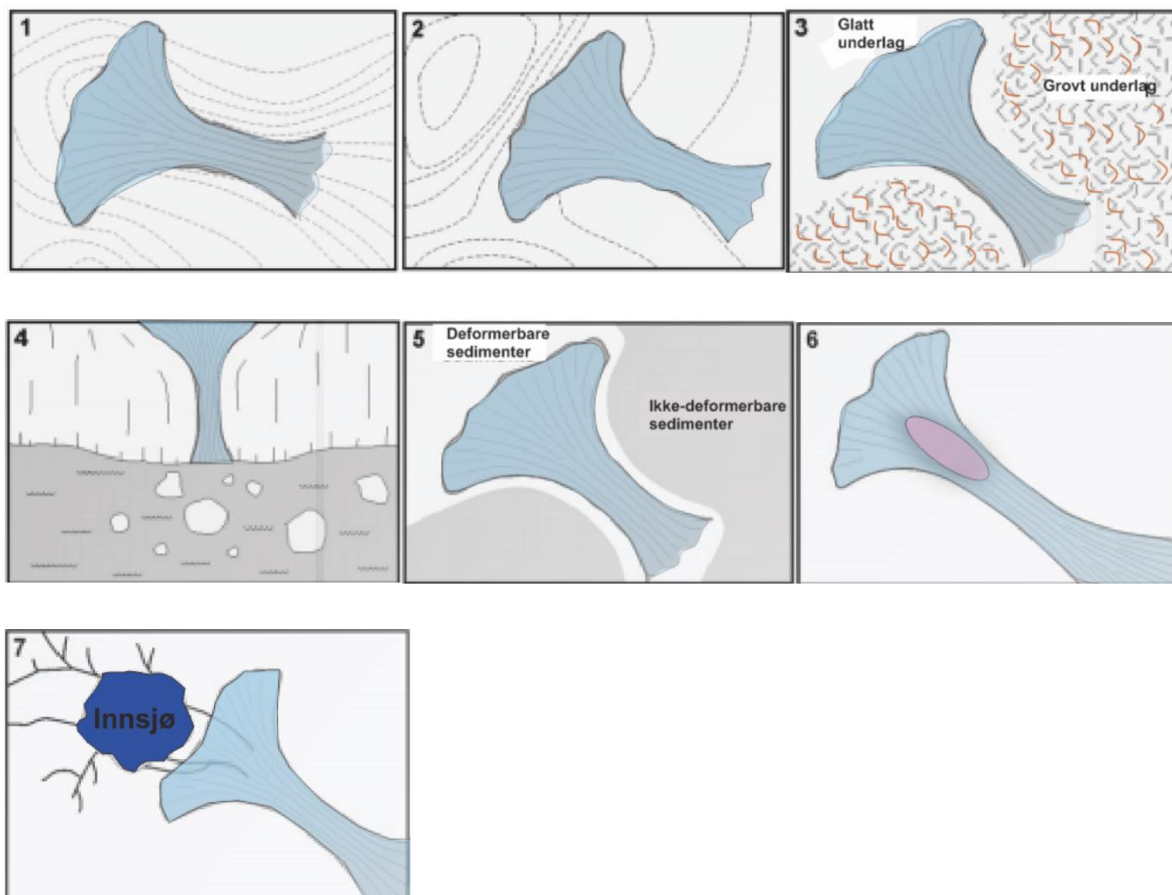


Fig. 2.11: Potensielle kontrollerende faktorer for lokaliteten til en isstrøm: (1) topografisk fokusering, (2) topografiske nivå endringer, (3) topografisk grovhet, (4) kalvende marginer, (5) subglasial geologi, (6) geotermal varmestrøm, og (7) strømningsvei for subglasialt smeltevann (modifisert fra Winsborrow et al., 2010).

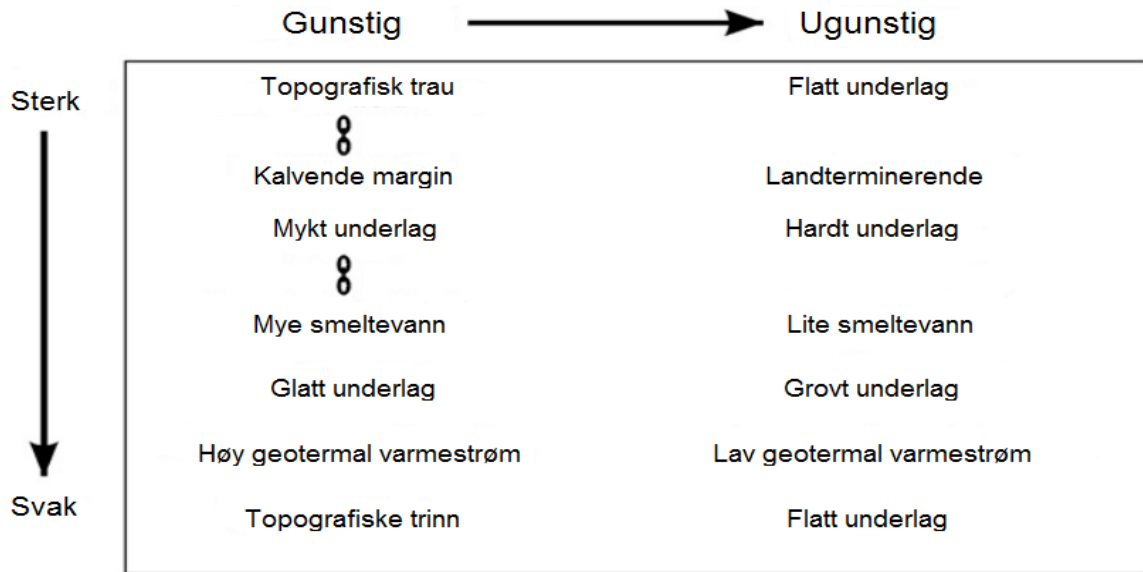


Fig. 2.12: Hierarki av de kontrollerende faktorene for lokaliteten til isstrømmer (modifisert fra Winsborrow et al., 2010).

NORSKERENNAISSTRØMMEN

Norskerennaisstrøm-systemet (Fig. 2.13.) er trolig den paleo-isstrømmen hvor informasjonen om alder og sediment stratigrafi er mest komplett. Dette har blant annet sammenheng med den lange tradisjonen av kvartær og maringeologi i de skandinaviske landene og delvis på grunn av den intense forskningsaktiviteten i offshore områder knyttet til petroleumsaktiviteten som startet på 1960 tallet utenfor Norge (Sejrup et al., 2003). Helland (1885) var den første til å antyde at det har vært en isstrøm i Norskerenna. Det er nå allment akseptert at det eksisterte en hurtig-strømmende isstrøm i Norskerenna flere ganger gjennom Pleistocen (Sejrup et al., 2000; 2003; Siegert et al., 2001; Stokes & Clark 2001). Både geologiske og geofysiske data samt undersøkelser på land støtter teorien om at isstrømmen drenerte store deler av det sør-Fennoskandiske isdekket (Nygård et al., 2007). Norskerennaisstrømmen fulgte den 800 km lange Norskerenna, og har flyttet mer enn 3.2×10^4 km³ sedimenter de siste 500 000 år og avsatte dem i Nordsjøviften som glasigene debris strømmer (King et al., 1996; Nygård et al., 2005; 2007). Nygård et al. (2007) har estimert at mellom perioden 20 – 19 000 år siden, under siste glasiiale fase, transporterte Norskerennaisstrømmen i gjennomsnitt et sedimentvolum på 1.1 Gt per år. Som nevnt

tidligere er det foreslått at første gangen Norskerennastrømmen grunnet på eggkanten var under Fedjeglasiasjonen, for 1.1 millioner år siden. Det er også beviser som tyder på at noen glasiale faser ikke aktiverte en isstrøm i Norskerenna, og på grunnlag av dette er det foreslått at Norskerennastrømmen reflekterer maksimum glasiasjoner hvor isen nådde helt ut til eggkanten (Sejrup et al., 2003).

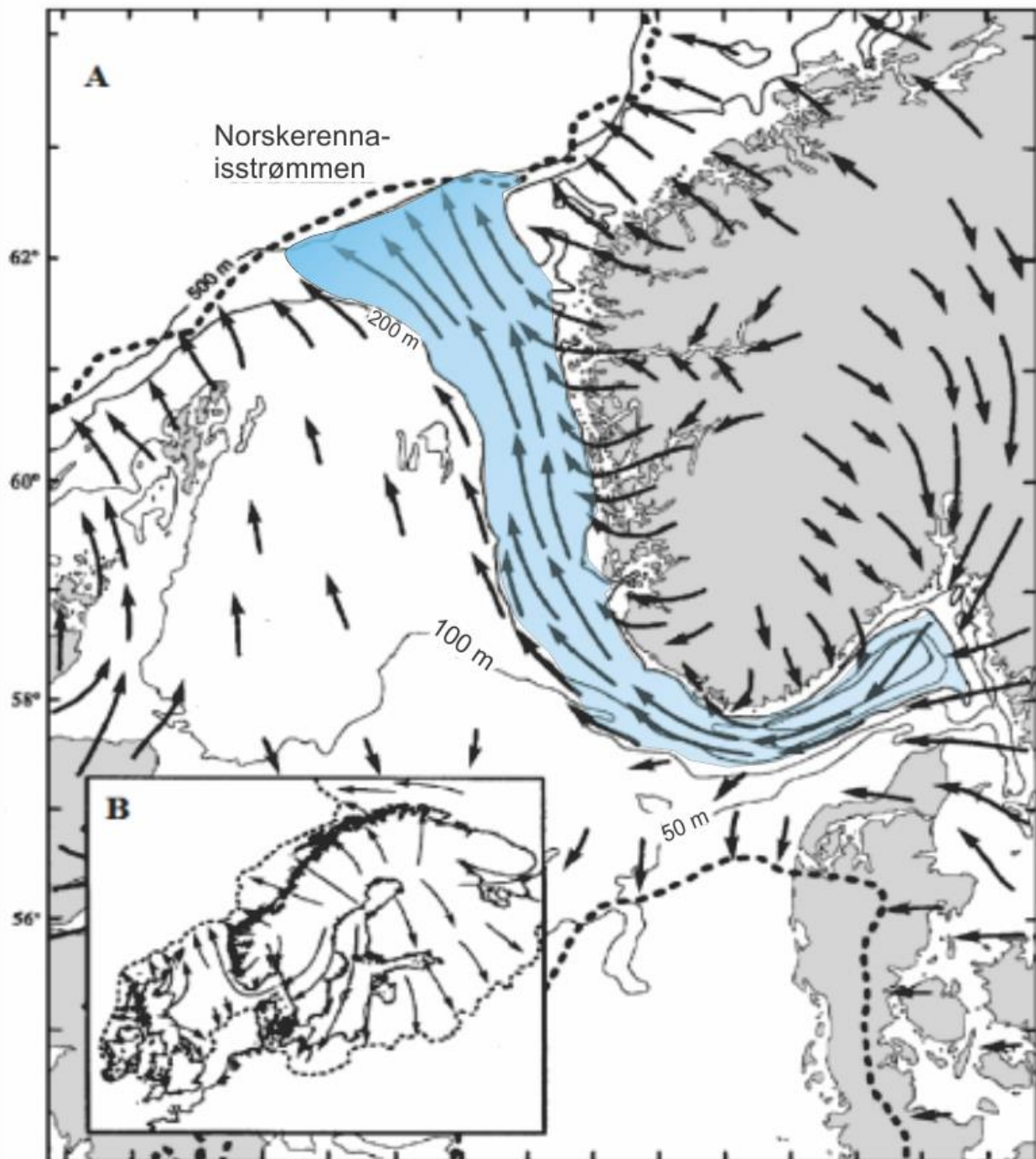


Fig. 2.13: Isstrømmmodell for Norskerenna isstrømmen. Isens hastighet er avbildet med relativ lengde på pilene (modifisert fra Sejrup et al., 2003).

2.6 GEOMORFOLOGISKE ELEMENTER

Det er flere ulike geomorfologiske trekk som viser tidligere tilstedeværelse av isdekker og isstrømmer, (f.eks., Shipp et al., 1999; Stokes & Clark, 1999; Canals et al., 2000; O Cofaigh et al., 2002; Ottesen et al., 2002; Dowdeswell et al., 2004), og disse trekkene har man observert Norskerenna (f.eks. Ottesen et al., 2005; 2016). Ottesen et al. (2005) har beskrevet morfologi og mønster til ulike havbunnsgeomorfologiske elementer som regnes som indikativ for tilstedeværelsen av grunnstående isdekker og hurtig strømmende isstrømmer.

Megaskala glasiale lineasjoner (MSGL) (Fig. 2.14.) er observert i flere traue på den norske kontinentalmarginen og i fjorder langs kysten av Norge og Svalbard. Disse langstrakte strømlinjeformede lineasjonene varierer i lengde fra hundrevis av meter til titalls kilometer og kan bli opptil 15 meter høye (Ottesen et al., 2005). MSGL ble først definert av Clark (1993) som mente de uten tvil representerte en stor-skala landform med et lineært topografisk uttrykk. Som nevnt er det observert flere sett med lineasjoner langs hele Norskemarginen, og i hvert tilfelle er det bevis for at lineasjonene er i sedimentære lag fremfor formet i berggrunnen (Ottesen et al., 2005). Lineasjonene er mest sannsynlig et resultat av deformasjon av myke sedimenter på bunnen av hurtigstømmende isstrømmer (Ottesen et al., 2005; Tulaczyk et al., 2001; Dowdeswell et al., 2004). Ottesen et al., (2016) har også beskrevet flere lineasjoner i Norskerenna og på Nordsjøplatået. Lineasjonene er tolket til å være MSGL dannet henholdsvis under Norskerennaisstrømmen og under et isdekke når Norskerennaisstrømmen ikke opererte i renna. MSGL i Norskerenna viser en strømningsretning mot NNV, og på Nordsjøplatået viser de en strømningsretning mot sørvest (Ottesen et al., 2016).

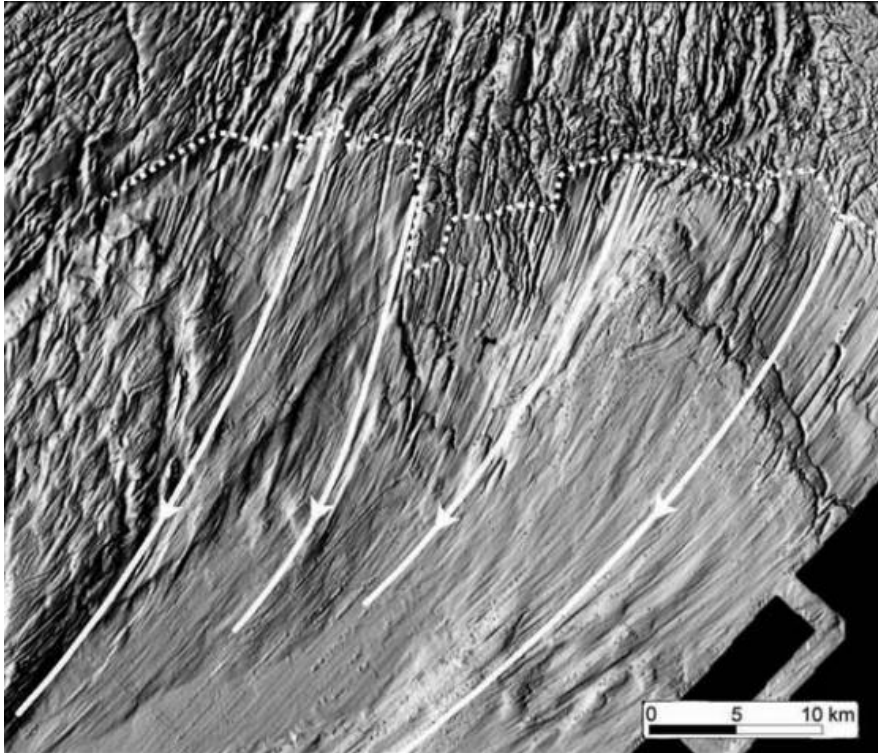


Fig. 2.14: Skygget relieffbilde av havbunnen i indre del av Skagerrak (hentet fra Ottesen et al., 2005). Hvit stiplet linje markerer overgangen fra krystalline til sedimentære bergarter og hvite piler viser megaskala glasiale lineasjoner (MSGL).

Laterale havbunnsrygger (Fig. 2.15) er individuelle rygger som forekommer enten på den ene siden eller på begge sider av traue. Det har blitt observert rygger på flere titalls kilometere og høyder på opptil 50 m langs hyllekryssende traue (Ottesen et al., 2005). Det er også observert svært lange og brede rygger i ytre del av Norskerenna. Ryggene er omtrent parallelle med kanalens akse og er opptil 200 km lange, enkelte over 50 m høye og med 20-30 km avstand mellom ryggene (Ottesen et al., 2005). Ryggene er tolket til å være isbredannede morenesystem som avgrensner de laterale marginene til paleo hurtigstrømmende isstrømmer. Dannelsen av ryggene antas å være knyttet til skjærsonen mellom hurtig- og sakte strømmende is (Bentley, 1987; Ottesen et al., 2005; Rydningen et al., 2015). De langstrakte ryggene i Norskerenna har en orientering på langs med kanalen og antas å representere tidligere isstrøm retning (Ottesen et al., 2005). Sejrup et al., (2016) identifiserte en 15 meter høy rygg nordøst for Shetland, parallelt med den vestlige delen av Norskerenna. Denne er tolket til å være den laterale marginen av det Fennoskandiske isdekket (FIS) som strømmet nordover.

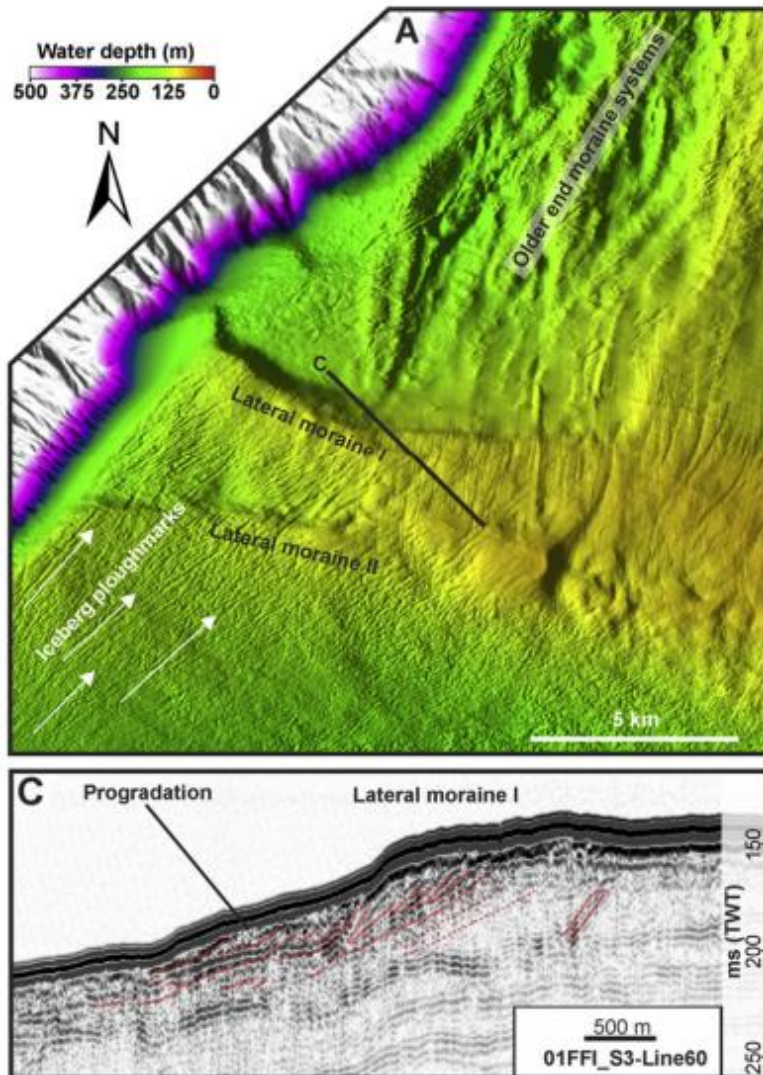


Fig. 2.15: Over: Farget relieffbilde av laterale havbunnsrygger i ytre deler av Malangsgrunnen. Hvite piler markerer orientering til pløyemerker (hentet fra Rydningen et al., 2013). **Under:** Seismisk profil på tvers av en lateral havbunnsrygg. Lokasjon i figur A (hentet fra Rydningen et al., 2013).

Grunnings-sone kiler (GSK) (Fig. 2.16) er asymmetriske sedimentære avsetningsområder og blir dannet hovedsakelig gjennom subglasial avsetning av deformasjons morene ved grunnings-sonen til et marin-terminerende isdekke ved stopp under tilbaketrekning (Batchelor og Dowdeswell, 2015). Batchelor og Dowdeswell (2015) har presentert arkitektur og geomorfologiske karaktertrekk til grunnings-sonekiler lokalisert på kontinentalmarginer på høye breddegrader. Disse kilene er < 15 km i lengde og har en mektighet på 15 til 100 m.

Utstrekkingen til kilene er kontrollert av sedimenttilførsel, formen på hulrommet under isen, bredden på den tidligere isstrømmen og varigheten av stoppet under langsiktig tilbaketrekning av isen (Batchelor og Dowdeswell, 2015). Tilstedeværelsen av grunningsone kiler i geologiske lagrekker indikerer tilbaketrekning av isen avbrutt av opphold i grunningsone posisjon (Batchelor og Dowdeswell, 2015).

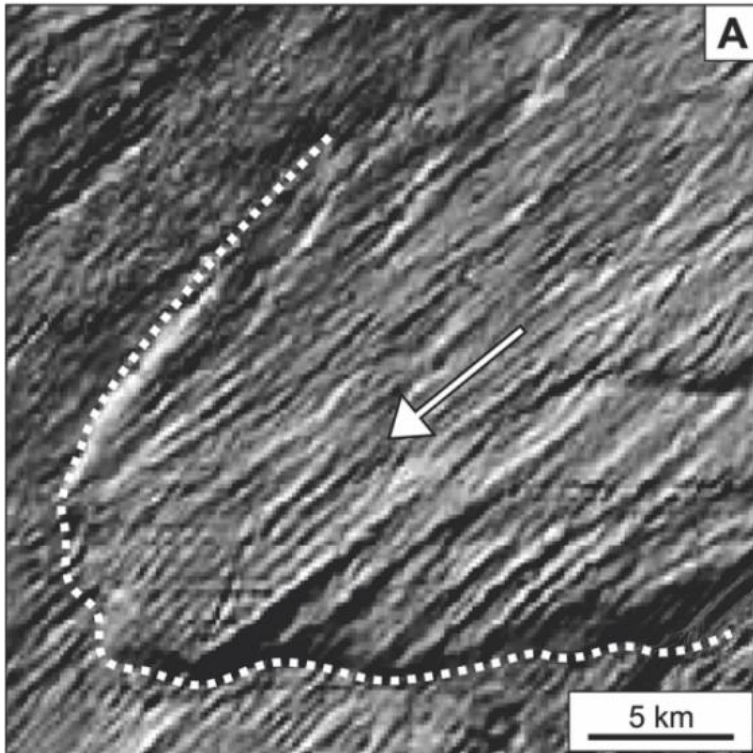


Fig. 2.16: Planskisse av en grunningsone kile (GSK) i Vestfjorden, Norskemarginen (Batchelor & Dowdeswell 2015; Ottesen et al., 2005b).

Pløyemerker (Fig. 2.17) er lineære til krumlinjet forsenkninger i nåværende eller tidligere havbunn og tolkes til å være dannet gjennom pløyning fra drivende isfjell (Dowdeswell og Ottesen, 2013). Dowdeswell og Ottesen (2013) har identifisert pløyemerker fra isfjell i 3D seismikk i den tidlig- Kvartær lagrekken i Nordsjøbassenget. Det ble tatt målinger av 402 elementer med en bredde på mellom 49 og 63 m og med en gjennomsnittlig lengde på 2.5 til 3.7 km. Noen av pløyemerkene har grop-lignende fordypninger og brå retningsendringer som er tolket til å være dannet hvor semi-grunnet isfjell har rotert på grunn av tidevannsendringer eller smelting og fragmentering over lengre tid (Dowdeswell og Ottesen, 2013).

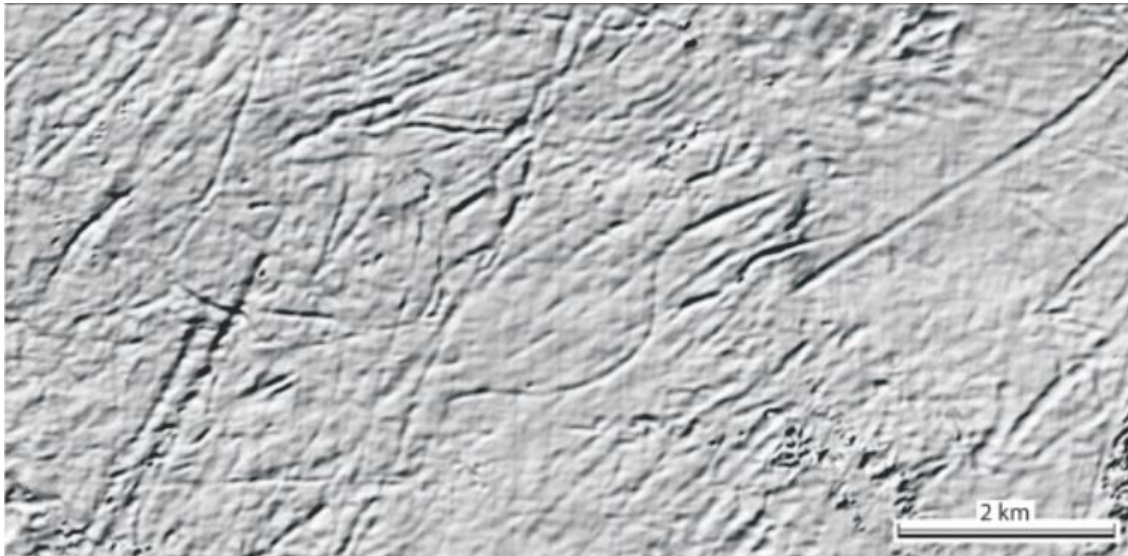


Fig. 2.17: Pløyemerker på en begravd overflate på Trænabanken (66°N, 9°E) 350 m under dagens havbunn (hentet fra Ottesen et al., 2009).

Pockmarks er kratere i havbunnen forårsaket av fluid migrasjon gjennom sedimenter. Pockmarks oppstår hvor fluidmigrasjonen er fokusert og unnslipper gjennom fin-kornet sedimenter med lav permeabilitet (Hovland et al., 2002; Hovland & Judd, 1988). Tettheten av pockmerkene varierer som en følge av underliggende geologi, væskefluks og type sedimenter på havbunnen (Hovland et al., 2002). I Norskerenna varierer tettheten av pockmerker mellom 0 og 60 per km² (Judd & Hovland, 2007). Mazzini et al. (2016) presenterer en omfattende studie av pockmerker på et av verdens største pockmark felt; Troll øst gassfeltet i Nordsjøen. Mazzini et al. (2016) har avdekket mer enn 7000 pockmerker i området og foreligger som isolerte strukturer. Pockmerkene er i gjennomsnitt 35 m brede og har en størrelse på opptil 100 m (Mazzini et al., 2016). Hovedperioden for dannelsen av pockmerkene i Troll området skjedde ved slutten av siste istid når klimaet ble mildere (Forsberg et al., 2007).

2.7 STRØMFORHOLD

Dagens hydrografiske regime langs Norskemarginen blir dominert av tre vannmasser: det atlantiske vannet i den norske Atlanterhavsstrømmen (NwAC), vannet i den norske Kyststrømmen (NCC) og det homohaline dypvannet i Norskebassenget (f.eks. Swift & Aagaard, 1981; Hansen & Østerhus, 2000).

Atlanterhavsstrømmen entrer de nordiske havområdene som to separate strømmer, hvor en strømmer inn over Island-Færøyene ryggen og en gjennom Færøyene-Shetland kanalen (Orvik og Niiler, 2002). Den vestligste forgreiningen følger skråningen langs Vøringplatået mot Jan Mayen, mens den østlige strømmer nordover langs kontinentalhyllen (Orvik og Niiler, 2002). Vannet fra Atlanterhavet har en temperatur på 6-8 °C og salinitetsverdier på mellom 35.1 ‰ og 35.3 ‰, og er sterkt avgrenset mot den norske Kyststrømmen som har en salinitetsverdi på <33.1 ‰ (Sejrup et al., 2004). Atlanterhavsvannet er også avgrenset mot dypvannet i Norskebassenget, som har en salinitet på 34.95 ‰ og temperaturer på omtrent -1 °C (Sejrup et al., 2004).

Nordsjøen ligger mellom Norge, de Britiske øyer og det Europeiske kontinent. Det er et grunt hav, hvor to tredjedeler er grunnere enn 100 meter. Et unntak er Norskerenna, hvor det noen steder er dypere enn 700 meter. Det varme og saline vannet fra Atlanterhavet kommer inn i Nordsjøen gjennom den engelske kanal og ved den nordlige grensen. Innstrømmingen ved den nordlige grensen er delt inn i 3 ulike steder; Orknøyene-Shetland delen, Shetland sokkelområde og den vestlige delen av Norskerenna (Fig. 2.18) (Winther og Johannessen, 2006). Det generelle sirkulasjonsmønsteret i Nordsjøen og Skagerrak er i hovedsak syklonisk. Det Atlantiske vannet strømmer sørover, blander seg med ferskvann fra elver og fortsetter østover mot Skagerrak. Her blandes det med brakkvann fra Østersjøen og svinger nordover og følger norskekysten (Winther og Johannessen, 2006). Vannet som strømmer inn langs vestsiden av Norskerenna, strømmer under det mindre saline overflatevannet (Furnes et al., 1986). Denne innstrømmingen er en del av strømmen langs kontinentalhyllen som strømmer nordøst langs den sørlige skråningen av Færøy-Shetland kanalen og snur sørover nær Tampen Bank (Turrell et al., 1992). Ved 58° N blir mesteparten av denne strømmen en del av den nordlige utstrømmingen som fortsetter langs norskekysten (Furnes et al., 1986).

Flere studier i de Nordiske hav har vist at dagens interglasiale sirkulasjonssystem ikke kan ha vært slik for hele Kvartær. Dagens sirkulasjonssystem har sannsynligvis utviklet seg under interglasiale perioder (Sejrup et al., 1981; 1995; 1999; 2004, Kellogg, 1980, Henrich & Bauman, 1994, Fronval & Jansen, 1997).

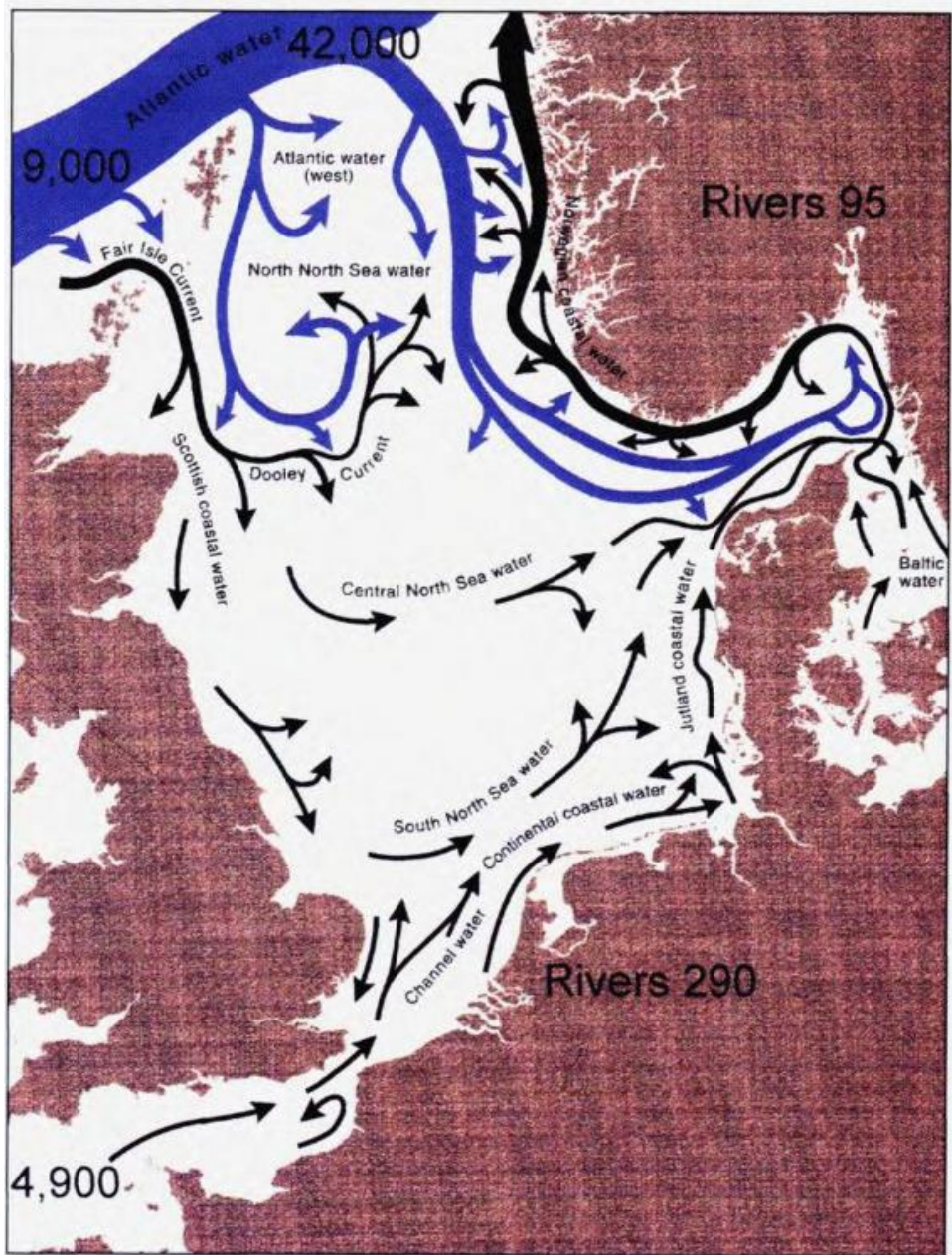


Fig. 2.18: Oversiktskart over de generelle strømmingene i Nordsjøen (hentet fra Turrell et al., 1992). Relativ størrelse på pilene indikerer volum transportert. Blå piler indikerer relativt rent Atlantisk vann.

3. DATA OG METODER

I dette kapitlet vil de seismiske dataene samt bore- og kjernedata som er nyttet i denne studien bli presentert. Kapitlet vil også gi en oversikt over tolkningsprosedyrer som har blitt brukt samt hvilke feilkilder som kan innvirke på resultatene av disse analysene. Kapitlet avsluttes med å gi en oversikt over de ulike programvarene som er blitt nyttet.

3.1 Seismiske data

De seismiske dataene som er tolket i oppgaven består av en 3D- blokk lokalisert i de ytre delene av Norskerenna (Figur 3.1).

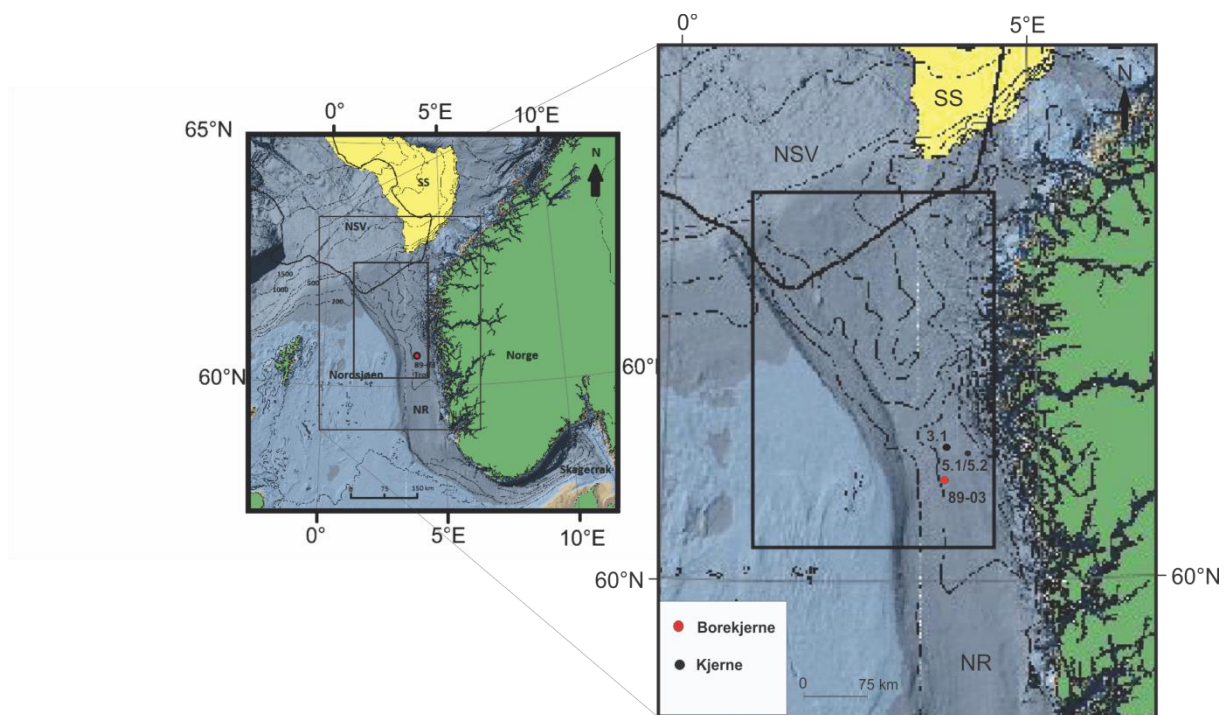


Fig. 3.1: Oversiktskart over lokaliteten til 3D-blokken, samt kjerne- og borekjernelokaliteter (kart og batymetri fra ArcMap 10.1). NSV- Nordsjøviften, NR- Norskerenna, SS- Storeggaskredet.

3D-datasettet er gjort tilgjengelig for denne studien av Lundin Norway AS. 3D-blokken strekker seg ca. 168 km i vest-øst retning, fra 1°10'27'' E til 4°34'45'' E og ca. 385 km i sør-nord retning, fra 58°54'26'' N til 62°23'59'' N. Havbunnen i studieområdet ligger på rundt

300-400 meter. 3D- dataene som er stilt til rådighet dekker intervallet fra havbunnen og ned til ca. 1550 ms. I denne studien vil det i hovedsak kun bli fokusert på de øvre 600-700 ms av sedimentlagrekken under havbunnen. Jevnt over består datasettet av godt oppløst seismikk, men det er i de mest sentrale delene av kuben som har best kvalitet. Lengst nord, sør, øst og vest i kuben blir kvaliteten dårligere og flere steder er det hull i seismikken, noe som gjør det umulig å tolke her. Datasettet består av tydelige og kontinuerlige reflektorer stort sett gjennom hele 3D-kuben, men det er områder hvor reflektorene er svakere og diskontinuerlige. Dette er en «mega-survey», og er slått sammen av flere 3D-blokker. Kvaliteten på dette datasettet er dermed variabel på grunn av forskjellige oppsamlings- og behandlingsteknikker som er involvert i de forskjellige kubene. Den opprinnelige 3D blokken dekket et svært område, slik at det var hensiktsmessig å kutte ned kuben i både vertikal og horisontal retning for å tilpasse den til studieområdet i tillegg til at det ikke var av interesse å tolke dypere enn 600-700 ms (tvt) i denne studien (Figur 3.2 a og b).

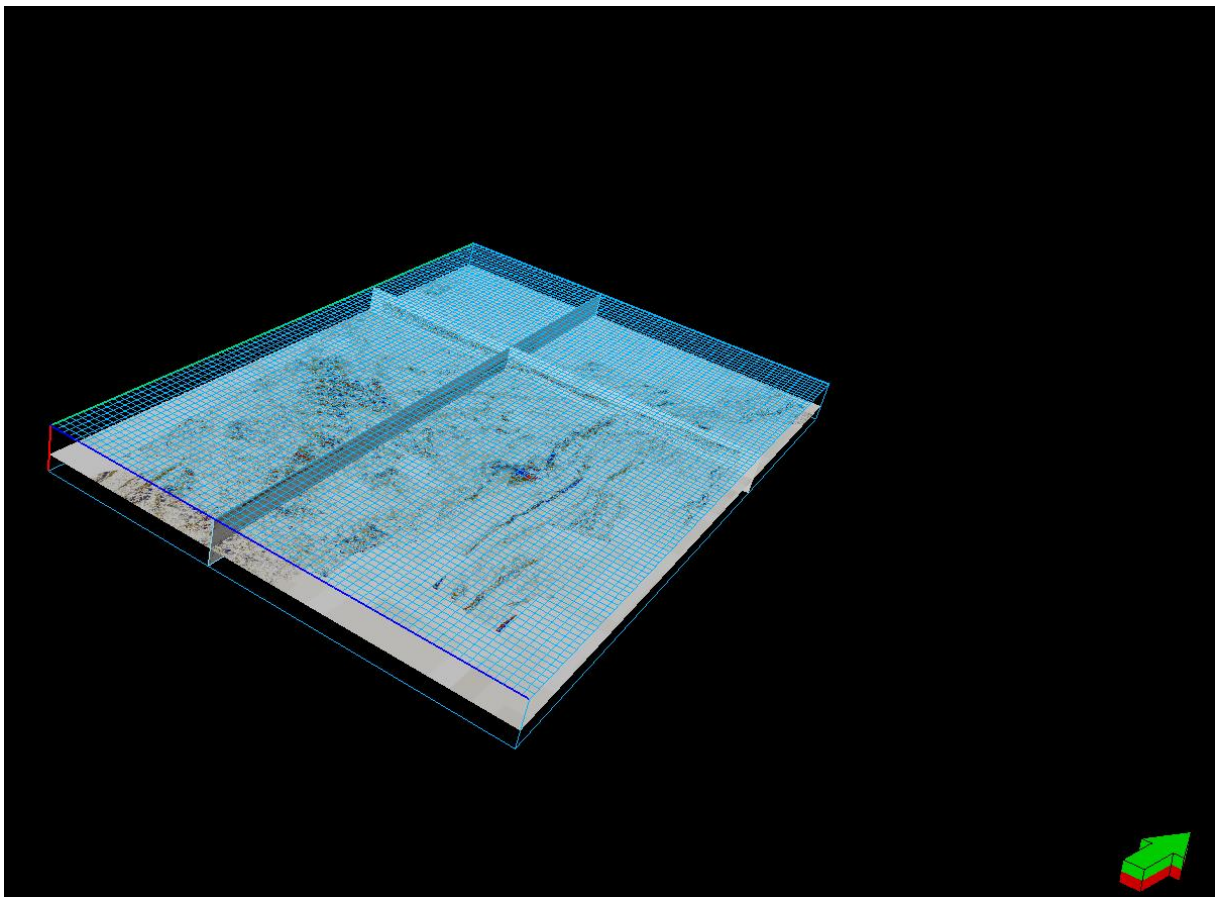


Fig. 3.2a: Tilpasset 3D kube.

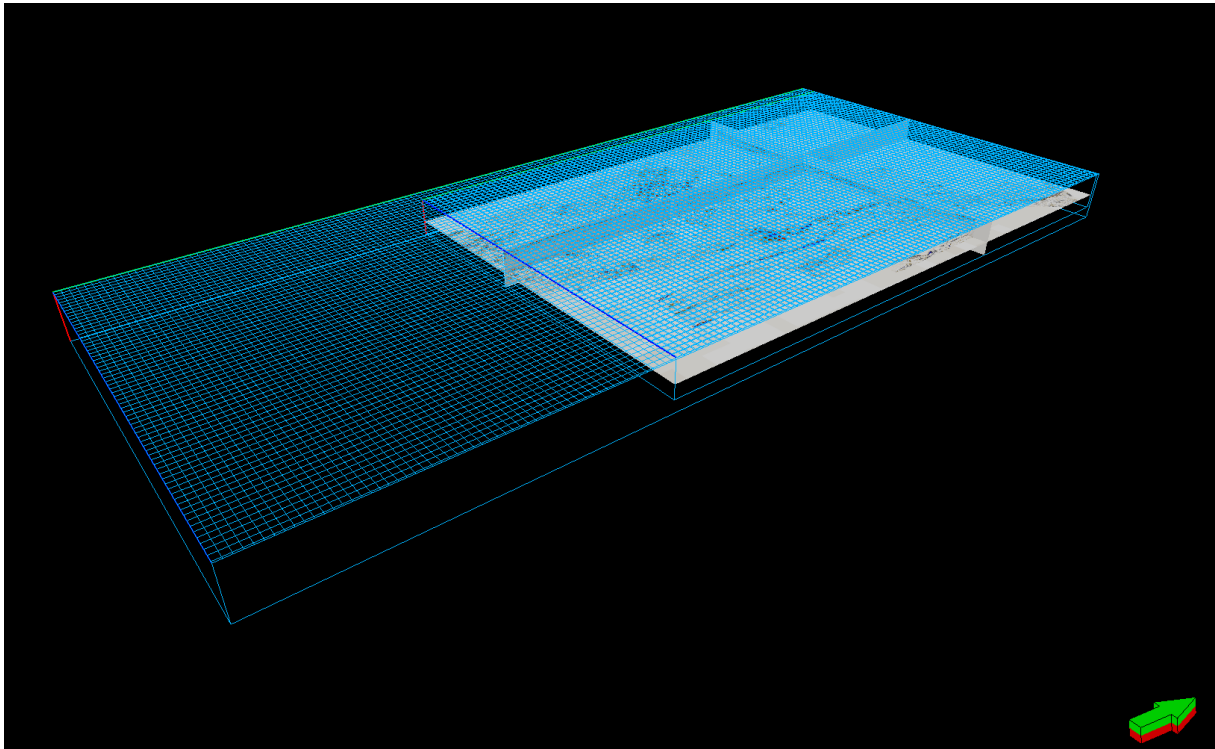


Fig. 3.2b: Opprinnelig 3D-kube.

I tillegg til 3D kuben er det også brukt en del topas linjer i oppgaven. Disse er mest brukt i forbindelse med korrelasjonen mellom tidligere analyserte kjernedata fra borekjerner og seismikk. Topas profilene har en penetrasjon på ca. 50-100 m ned i sedimentene under havbunnen, og derfor er det lettere å se på disse for å få en grundigere og tydeligere forståelse for den øvre delen av avsetningene i Norskerenna. Problemet er at ingen av topaslinjene går direkte gjennom lokaliteten til borekjernene, noe som 3D seismikken selvfølgelig gjør, men det er kun snakk om noen kilometere avvik. Området er såpass stort og relativt flatt at man antar at det er de samme sedimentene man observerer i topas profilene som man ville funnet om profilet gikk gjennom borelokaliteten.

Topaslinjene har som sagt en mindre penetrasjonsdybde ned i lagrekken enn linjene i 3D kuben, og omfatter kun de øverste 30-40 meterne fra havbunnen og ned. Havbunnen ligger på mellom 350-450 ms tv. I den ene av kjernene er kvaliteten på de innsamlede

sedimentene best ned til rundt 40 meter, og da er topaslinjene til god hjelp for å kunne observere karakteren til sedimentene bedre. I likhet med 3D dataene er topaslinjene av høy kvalitet med kontinuerlige reflektorer, men avtar noe med dypet. Topasdataene er samlet inn på G.O.Sars med en TOPAS P18 og har en rekkevidde på oppløsningen normalt ikke mindre enn 0.3 m, og penetrasjons kapasitet på opptil 130 m. Topasdataene er fra toktene GS-12-172 og GS-13-181.

Seismisk oppløsning

Seismisk oppløsning er definert som minimumsavstanden mellom to enheter slik at de kan identifiseres som to separate enheter i stedet for en enkelt (Sheriff og Geldhart, 1995; Avseth et al., 2010). Innenfor seismikken skilles det mellom vertikal oppløsning og horisontal oppløsning.

Vertikal oppløsning er minimums tykkelse for et lag, slik at refleksjoner fra lagets topp og bunn kan skilles. For å kunne skille mellom to nærliggende enheter må tykkelsen være $\frac{1}{4}$ av den dominerende bølgelengden (Sheriff, 1997). Lag som er tykkere enn denne grensen blir basert på funksjoner av bølgeformen og tynnere lag blir basert på amplitude målinger (Sheriff, 1997).

Horisontal oppløsning sier hvor stor utbredelse en enhet må ha for å kunne identifiseres i seismikken. Horisontal oppløsning i umigrert data kan defineres av Fresnelsonen (Avseth et al., 2010). Når en kilde sender ut energi og treffer en reflektor, vil energien bli sendt tilbake til kilden. Fresnelsonen (Figur 3.3) er den delen av en reflektor som sender energi tilbake innenfor en halv bølgelengde av det første reflekterte signalet (Avseth et al., 2010). Bredden av Fresnelsonen representerer en absolutt grense for den horisontale oppløsningen fordi reflektorer separert med en mindre avstand enn dette ikke kan skilles individuelt (Keary et al., 2005). Bredden w av Fresnelsonen er relatert til den dominante bølgelengden λ av kilden og dybden til reflektoren z ved

$$W = (2z\lambda)^{1/2} \quad (\text{for } z \gg \lambda)$$

Størrelsen på Fresnelsonen øker som en funksjon av reflektor dybde (Keary et al., 2005). Dypere reflektert energi har en tendens til å ha en lavere dominant frekvens på grunn av

effekten av absorpsjon (Keary et al., 2005). Den lavere dominerende frekvensen er kombinert med en økning i intervalhastighet, og begge fører til en økning i bølgelengde. Som en følge av begge disse årsakene vil den horisontale oppløsningen, samt den vertikale oppløsningen, reduseres med økende dyp til reflektoren (Keary et al., 2005).

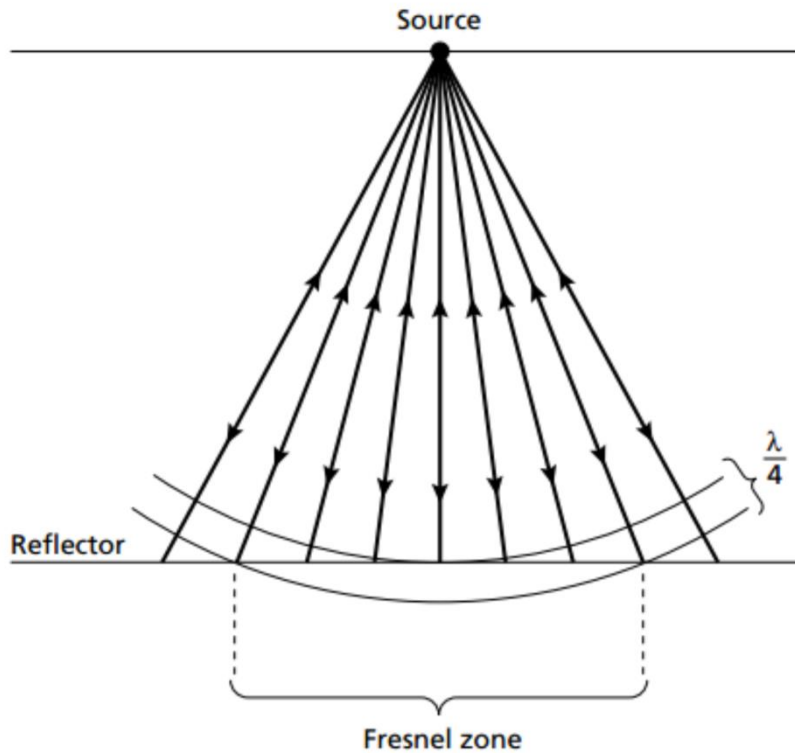


Fig.3.3: Energi reflekteres tilbake til kilden fra alle punkter på en reflektor. Den delen av reflektoren som reflekterer energi tilbake innenfor en halv bølgelengde av det første reflekterte signalet kalles Fresnelsonen (hentet fra Keary et al., 2005).

De 3D seismiske kubene som utgjør denne studiens «mega survey», har en horisontal bin avstand på 12.5 eller 25 m med et sample intervall på 4 ms og en frekvens båndbredde på omtrent 50 Hz, noe som gir en vertikal oppløsning på ca. 10 m.

3.2 Kjernedata

I denne oppgaven har det i hovedsak blitt studert 3D seismikk, samt et par topaslinjer, men det er gjort korreleringer med den tidligere analyserte borekjernen 89-03, og kjernene 3.1 og 5.1/5.2 (Tabell 3.1). Boring 89-03 er en 210 m dyp borekjerne i Norskerenna ved Troll feltet, boring 3.1 er en 95 meter dyp boring nord i Troll feltet og kjernen 5.1/5.2 ligger også i Troll-feltet, rett øst for boring 3.1 (Figur 3.1). Kjerne- og borekjernedataene er brukt til å korrelere med horisonter i seismikken for aldersbestemmelse og for å kunne studere litologi og fysiske parametere på de avsatte sedimentene som denne studien omfatter. For å kunne koble seismikk mot kjerneinfoen er det brukt litt forskjellige hastigheter. Ved korrelering av borekjernen 3.1 med seismikk har Andersen et al. (1995) brukt hastigheter på 1530 m/s, og denne hastigheten vil også bli brukt i denne studien ved korrelering av kjerne 3.1 mot seismikken.

Tabell 3.1 Informasjon om kjernene som er brukt i denne studien.

Tabellen viser blant annet vanndybde, penetrasjonsdybde og tidligere utførte analyser på kjernene.

Lokasjon	Troll	Troll	Troll
Kjerne nr.	89-03	3.1	5.1/5.2
Lengdegrad	60°38.4'N	60°46.78'N	60°46.00'N
Breddegrad	3°43.4'E	3°42.88'E	3°51.00'E
Vanndybde (m)	320.0	333.0	310.0
Penetrasjon (m)	219.0	95.0	150.0
Tidligere utførte analyser	Visuell beskrivelse, X-radiografi, geoteknisk og petrografisk data, biostratigrafiske analyser, radiokarbondatering, aminosyre analyser, strontium isotoper og paleomagnetisme.	Måling av fysiske egenskaper, visuell beskrivelse, måling av karbonat- og organisk innhold, røntgendiffraksjon, aminosyre analyser og radiokarbondateringer.	Litologiske analyser, biostratigrafiske analyser og aminosyre analyser.
Referanser	Sejrup et al., 1995	Andersen et al., 1995	Sejrup og Knudsen (1993) Sejrup et al., 1989

3.3 Seismisk tolkning

Akustisk impedans Z er produktet av tettheten (ρ) og den seismiske hastigheten (v) i et materiale og varierer mellom ulike bergartslag. Den seismiske tolkningen er basert på endringer i den akustiske impedansen og på ulike seismiske facies. Ved en grenseflate som skiller to ulike bergarter med betydelige forskjeller i tetthet og hastighet vil det observeres en horisont av høy amplitude i seismikken.

De seismiske dataene er tolket i det Schlumberger utviklet tolkningsprogrammet Petrel v. 2013. Tolkningen av reflektorene er gjort på enten positiv amplitude (topp) eller negativ amplitude (bunn) (Figur 3.4). Den valgte reflektoren er gjort på bakgrunn av hvilken amplitude som er sterkest og den man antar utgjør den beste reflektoren for horisonten som skal tolkes, f.eks. om reflektoren er tydelig, kontinuerlig og enkel å følge.

Reflektorene er hovedsakelig tolket på innlinjene, med unntak av et få som er tolket på krysslinjene. På de horisontene med størst utbredelse er det tolket på hver 16 eller 8 linje, og tettere dersom nødvendig, f.eks. i områder med dårligere kvalitet på dataene. Etter utført tolkning, blir det brukt en funksjon som heter 3D-autotracking. Den tolker reflektoren mellom de allerede tolkede linjene så bra det lar seg gjøre innenfor de avgrensede parameterne. Før man tar i bruk denne funksjonen er det mulig å stille på hvor høy «selvsikkerhet» det skal tolkes på. Dette vil si at om en velger 3D-autotracking med en selvsikkerhet på 50 %, er det stor sjanse for at den kan tolke nærliggende reflektorer som ikke ville bli tolket manuelt og som kanskje ikke er den samme reflektoren. Det er derfor viktig å sette denne parameteren til minst 90 % slik at tolkningsfunksjonen klarer å følge så mye som mulig av den valgte reflektoren. I oppgaven er lokale horisonter, med en relativt liten utstrekning, tolket på hver 4. linje for å få reflektoren så nøyaktig som mulig. Det tar selvfølgelig lengre tid å tolke hver linje så tett, men det endelige resultatet blir bedre. Etter at tolkningen av reflektoren er ferdigstilt blir det generert en flate og fargeskala blir justert slik at batymetrien og geomorfologiske elementer kommer godt frem. Det er også mulig å justere på lyskilden, slik at man kan velge selv hva man vil fremheve og skyggelegge på den

genererte flaten.

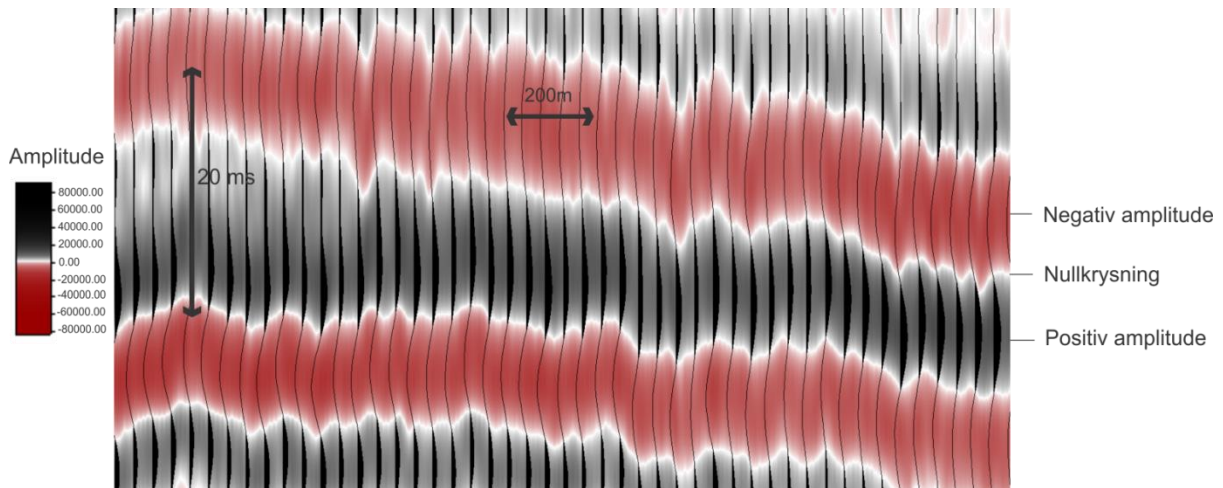


Fig. 3.4: Utsnitt av seismikken som viser amplituden til de seismiske trasene. Positiv amplitude er sort, negativ amplitude er rød og nullkrysningen er hvit.

Attributtanalyser

Ved å anvende seismisk attributtanalyse kan man få en bedre forståelse av de seismiske dataene da disse analysene fremhever karakteristiske trekk i seismikken. I denne studien er varians og RMS nyttet.

Attributtkuber er kuber avledet fra seismisk data eller fra en kombinasjon av andre data og brukes til å få en bedre framstilling av geologiske og stratigrafiske elementer i et datasett og vil derfor være svært hjelpsomme under den seismiske tolkningen. For 3D-kuben i denne studien er det laget en varianskube.

Varians (Edge method) er en seismisk attributt som beregner den lokale variansen i det seismiske signalet. *Varians* kan brukes til å gjenkjenne horisontale diskontinuiteter som kanskje ikke kan observeres på den vanlige flaten. *Varians* fremhever vertikale variasjoner i akustisk impedans og sammenligner trasene ved siden av hverandre ved hver sample posisjon. Er det forskjell kan det være på grunn av en forkastning eller en kanal, fordi disse kan gi stor varians i det seismiske signalet.

RMS (root mean square) amplitude er kvadratroten av gjennomsnittet av de utvalgte summerte kvadrerte amplitudene (Schlumberger, 2010). Med RMS attributten kan man måle refleksiviteten innenfor et bestemt volum og den visualiserer geologiske strukturer som amplitude anomalier på den ferdigstilte attributtflaten. Generelt vil en høyere akustisk impedans variasjon innad i et lag, gi høye RMS-verdier. Som et eksempel kan en høy RMS-verdi i en kanal kan være resultat fra enten høy akustisk impedanskontrast mellom kanalfylling og omkringliggende litologi eller akustisk impedanskontrast mellom materialet innad i kanalen.

I Petrel er det flere tilgjengelige attributter, og basert på disse kan man fremstille attributtflater som f. eks. «extract value» (varians) og RMS. Når en flate er ferdigstilt, er det mulig å trekke ut data over den valgte flaten fra 3D-kuben. Det er også mulig å kombinere ulike attributter på samme flate. I dette prosjektet er varians flaten gjort gjennomsiktig for å kunne legge den over RMS attributtene i den hensikt å fremheve ulike geomorfologiske elementer. De er også brukt hver for seg på de genererte flatene.

Mektighetskart

For å beregne sedimentmektighet og variasjoner i denne i studieområdet ble «Make Thickness Map»-funksjonen brukt til å lage isopakkart. Kartgenereringen gjøres ved å definere en øvre og en nedre grense av enhetene som legges inn som grenseflater. Resultatet blir dermed et isopakkart med fargeskala hvor mektighetene til sedimentene varierer i ms (-tvt).

Tidsflater

Tidsflater er horisontale tverrsnitt i den 3D seismiske dataen, og er ansett som en rask og enkel måte å studere endringer i amplitude av de seismiske dataene. De karakteristiske trekkene som fremkommer på flatene er et resultat av amplitudedeforskjellene mellom de ulike reflektorene i seismikken. Ved å bevege tidsflaten opp eller ned kan man enkelt vise

endringene i formasjonen med hensyn til dybde eller tid. I denne studien er tidsflater nyttet for å se på endringer av den seismiske karakteren gjennom den studerte lagpakken og hvilke typer sedimenter som er tilstede ved ulike dybdeintervaller i 3D-blokken.

Ved dybdekonvertering er det brukt hastigheter på 1800 m/s i henhold til tabell 3.2

Tabell 3.2: P-bølgehastighet i noen geologiske materialer.
Tabell hentet fra NGU.

Jordarter	P-bølgehastighet (m/s)
Torv	150-500
Leire (tørr)	600-1200
Sand (tørr)	400-900
Grus (tørr)	400-1000
Morene (tørr)	400-1600
Leire (vannmettet)	1200-1600
Sand (vannmettet)	1400-1800
Grus (vannmettet)	1400-1900
Morene (løs)	1500-1900
Morene (hard)	1900-2800

3.4 Feilkilder

Feilkilder kan i dette prosjektet ha oppstått i behandlingsprosessen av de seismiske dataene, ved korrelering av brønn- og kjernedata eller ved sammenligninger med tidligere arbeid. Mulige feilkilder kan være:

- Ved korrelering av seismikk mot kjerneinformasjon kan plasseringer av brønner være unøyaktige på grunn av at det kun er brukt oppgitte gjennomsnittshastigheter i sedimentene.
- Unøyaktig tolkning av horisonter kan medføre en dårligere og mer misvisende resultatflate og kan også føre til feil i forhold til seismostratigrafisk korrelering.
- Multipler betraktes som støy og kan ofte forekomme i seismisk data. Som regel forekommer de sterkeste multiplene som havbunnsmultipler som blir dannet ved at seismiske bølger reflekteres opptil flere ganger mellom havbunnen og havoverflaten før de når mottakeren. Multiplene kan være en mulig feilkilde pga. at de kan bli tolket som naturlige reflektorer, men som egentlig bare er støy.
- Den seismiske 3D-kuben er en «mega survey», slik at kvaliteten på seismikken vil variere. Dårlig kvalitet på de seismiske dataene kan ha en betydelig påvirkning på blant annet definering av seismiske facies og tolkning av reflektorer. Innimellom datasettet er det også store «hull» hvor det mangler seismikk, noe som kan føre til mistolkning, og det kan gi dårlige resultater på de genererte flatene.

3.5 Programvare

For utførelse av seismisk tolkning, kart- og figurgenerering er følgende programmer brukt: Petrel, ArcMap og CorelDRAW.

Petrel v (2013) er en programvare utviklet av Schlumberger og som brukes for det meste i petroleumsindustrien. Programmet gjør det mulig for brukeren å tolke seismiske data, lage reservoar modeller, kalkulere HK volum. I denne studien er programvaren brukt til å tolke seismisk data, generere flater, tidshorisonter samt attributtflater.

ArcMap 10.1 er en del av ArcGis pakken, og er utviklet av Environmental Systems Research Institute (Esri). Programmet blir brukt til å vise, redigere, generere og analysere geografiske data. I dette prosjektet har ArcMap blitt brukt for å generere kart.

CorelDraw X5 er et vektorbasert illustrasjonsprogram utviklet av Corel Corporation. Programmet er brukt til å redigere og ferdigstille figurer.

4. Resultater

I dette kapittelet vil det seismiske rammeverket som er nyttet ved tolkning av de seismiske dataene bli gjennomgått. Det vil her bli presentert hvilke sekvensgrenser som er tolket og hvilke seismostratigrafiske enheter i 3D-datasettet som er identifisert. Hver av de tolkede reflektorene vil bli beskrevet og vist på seismiske profiler med og uten tolkning samt fremvisning av genererte flater og attributtanalyser utført på flatene. Deretter vil det bli gitt en presentasjon av de seismostratigrafiske enhetene og deres mektighet. Det vil også bli en gjennomgang av geomorfologiske trekk, tidsflater og observasjoner fra de 3D-seismiske dataene og til slutt i kapittelet en presentasjon av korrelering mellom tidligere analyserte sedimentkjerner og 3D-datasettet.

4.1 Seismisk rammeverk

Inndelingen av de forskjellige seismostratigrafiske enhetene er basert på tidligere artikler (Hjelstuen et al., 2012), identifiseringen av ulike seismiske facies i seismikken og på de tolkede hovedreflektorene. Innad i hovedenhetene er det også identifisert underenheter som vil bli beskrevet. Her vil de stratigrafiske grensene være tolket på reflektorer som tydelig markerer en overgang fra en seismisk facies til en annen.

4.1.1 Seismiske facies

Det er blitt identifisert fem ulike seismiske facies i 3D-datasettet (Fig. 4.1-4.5).

- 1) *Høyamplitude parallell facies* (Fig. 4.1): Parallelle reflektorer med høy amplitude som er kontinuerlige og enkle å følge.
- 2) *Lavamplitude parallell facies* (Fig. 4.2): Usammenhengende til subparallele reflektorer med lav amplitude.
- 3) *Linseformet facies* (Fig. 4.3): Medium til høy amplitude reflektorer som danner et linseformet uttrykk i seismikken.
- 4) *Høyamplitude kaotisk facies* (Fig. 4.4): kaotisk seismisk mønster av høy amplitude.

- 5) *Lavamplitude kaotisk facies* (Fig. 4.5): kaotisk seismisk mønster av lav amplitude som noen steder er tilnærmet akustisk transparent, og ofte er avgrenset av medium til høyamplitude topp- og bunnreflektorer.

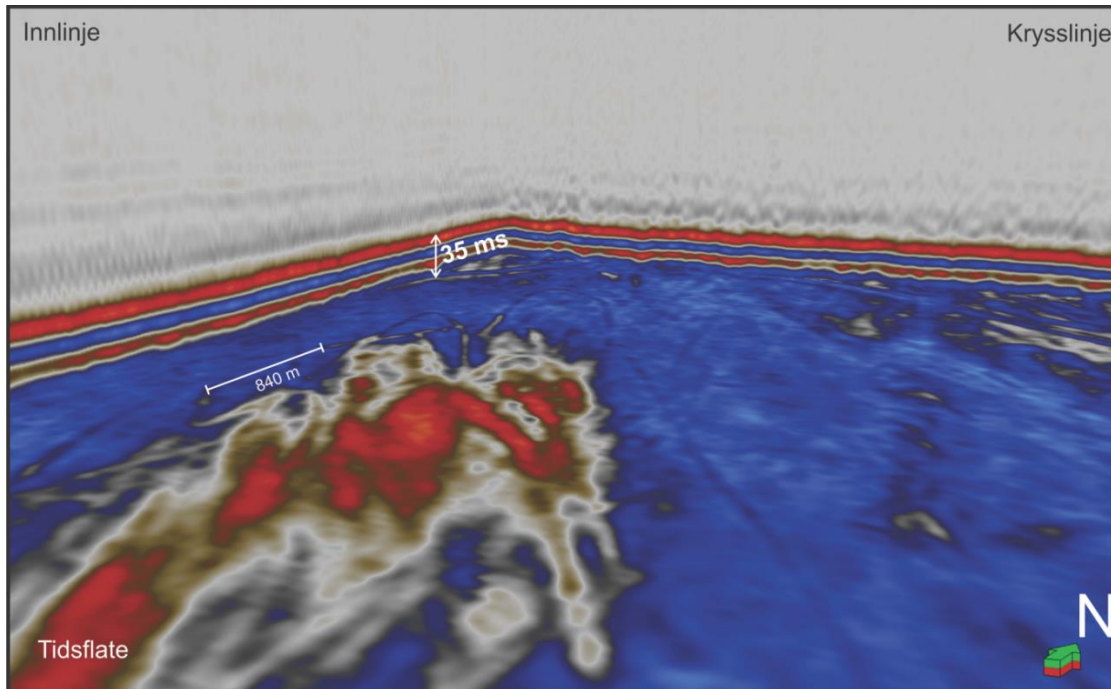


Fig. 4.1: Høyamplitude parallell facies på en tidsflate og i seismisk profil gjennom 3D-blokken (dyp i ms, tv).t).

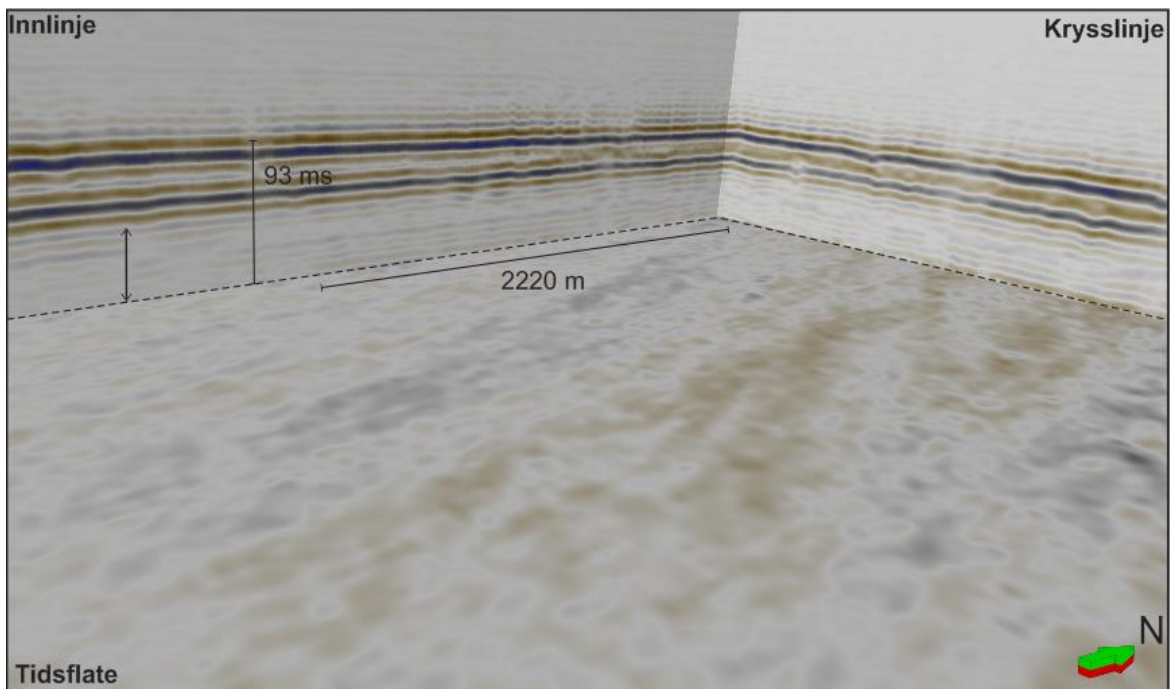


Fig. 4.2: Lavamplitude parallell facies på en tidsflate og i seismisk profil gjennom 3D-blokken (dyp i ms, tv).t).

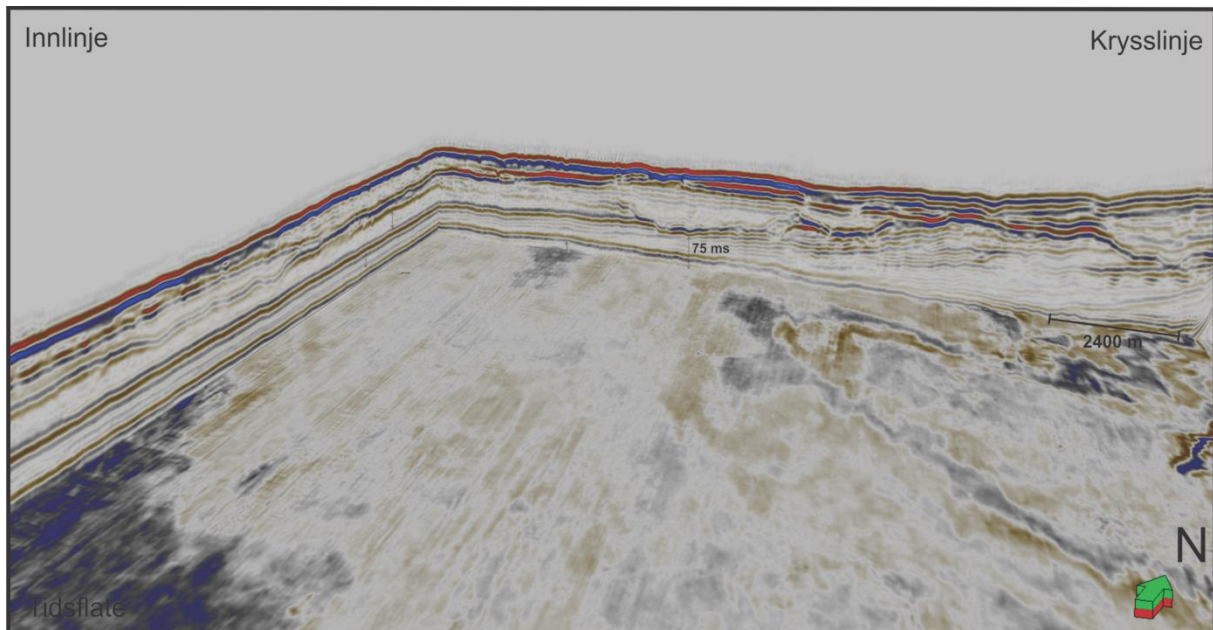


Fig. 4.3: Linseformet facies på en tidsflate og i seismisk profil gjennom 3D-blokken (dyp i ms, tvt).

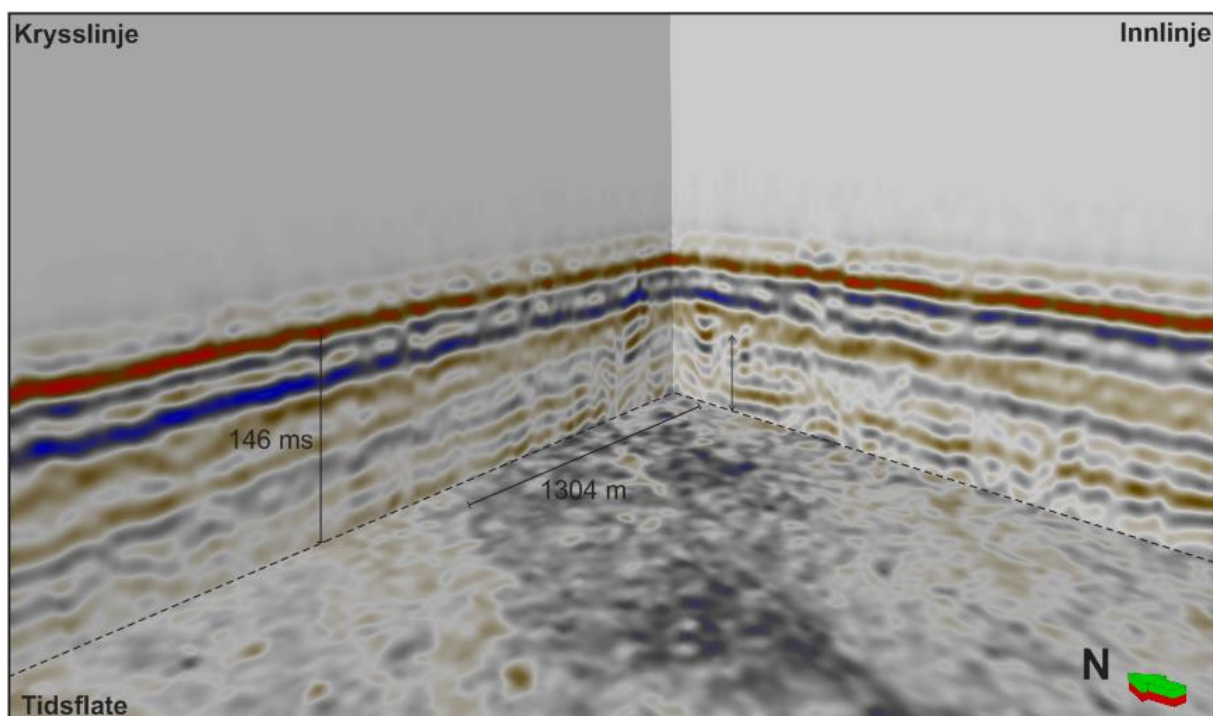


Fig. 4.4: Høyamplitude kaotisk facies på en tidsflate og i seismisk profil gjennom 3D-blokken (dyp i ms, tvt).

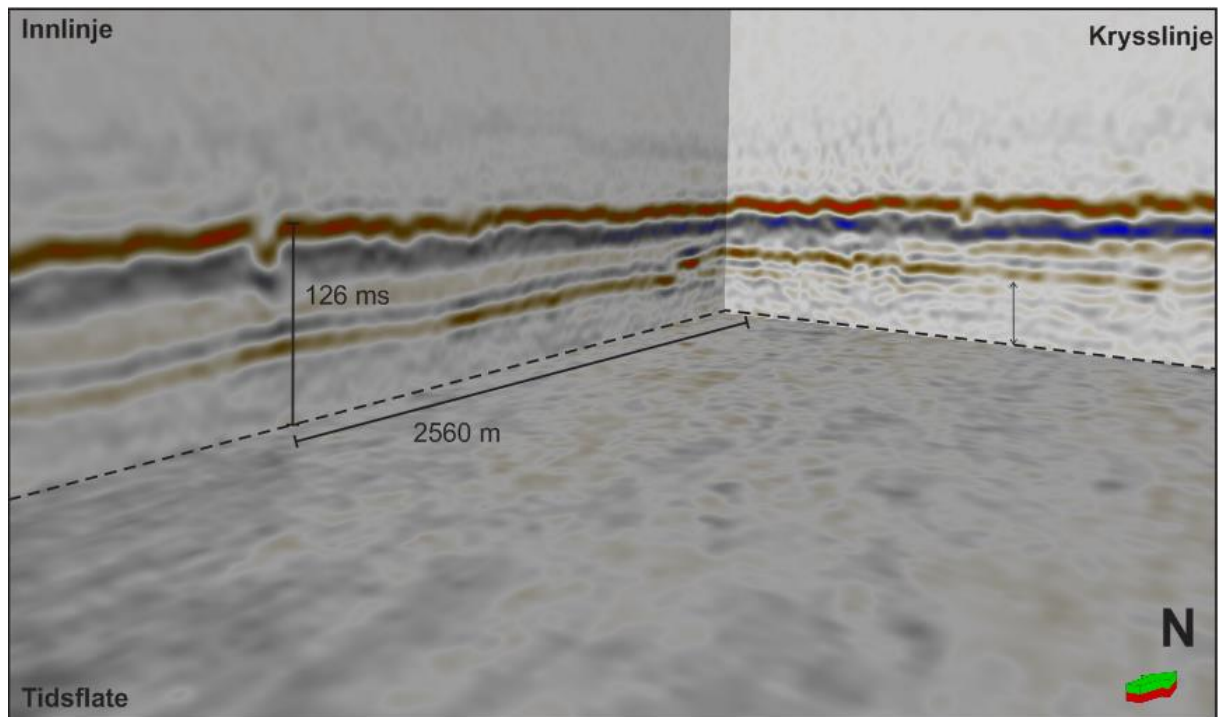


Fig. 4.5: Lavamplitude kaotisk facies på en tidsflate og i seismisk profil gjennom 3D-blokken (dyp i ms, tvl).

4.1.2 Identifiserte sekvensgrenser

Det er tolket totalt 6 sekvensgrenser, R1-R3 og RE2A, RE2B, RE2D (Fig. 4.6 og 4.8), hvor R1-R3 avgrensner de to hovedseismostratigrafiske enhetene E1 og E2 (Fig. 4.9) og RE2A, RE2B og RE2D avgrensner de to underenhetene E2ii og E2i (Fig. 4.9). I tillegg er det tolket to internreflektorer, RE2C og RE1A (Fig. 4.8). Enkelte av reflektorene (R2, RE2B) har begrenset utbredelse og stedvis dårlig kontinuitet og lav amplitude, som dermed har ført til utfordringer i tolkningsprosessen. Tolkningen av sekvensgrensene R2 og R3 er basert på overgangen fra en seismisk facies til en annen og på en tidligere publikasjon (Hjelstuen et al., 2012).

R1 (havbunnsreflektor): Tolkningen av R1 er utført på negativ amplitude (Fig. 4.8). Reflektoren har høy amplitude og er kontinuerlig gjennom hele 3D-blokken. Den høye kvaliteten på reflektoren gjør det mulig å ha en svært nøyaktig tolkning og som gjør at man i den genererte flaten lett kan skille/tolke ulike formelementer. R1 definerer øvre grense av hovedenhet E2 (Fig. 4.9).

R2: Tolkningen av R2 er utført på negativ amplitude (Fig. 4.8) og er identifisert på østsiden i 3D-blokken. Stedvis er kvaliteten på seismikken for dårlig til at reflektoren kan følges og i det hele tatt identifiseres. I nordøstlige deler av studieområdet er R2 av høy amplitude og av lav til høy amplitude i sørlige og midtre deler av studieområdet. Reflektoren definerer nedre grense av hovedenhet E2 og øvre grense av hovedenhet E1 (Fig. 4.9).

R3: Tolkningen av R3 er utført på positiv amplitude (Fig. 4.8) og er observert i samme området som R2 men med større utbredelse. I sentrale deler av 3D-kuben er reflektoren av høy amplitude og av medium til svært god kontinuitet, mens reflektorens kvalitet blir lavere og mer diskontinuerlig vestover i studieområdet. R3 definerer bunnen på hovedenhet E1 (Fig. 4.9).

RE2A & RE2B: Tolkningen av sekvensgrensene RE2A og RE2B er begge utført på positiv amplitude (Fig. 4.9) og definerer henholdsvis topp og bunn av underenhet E2ii (Fig. 4.9). Begge reflektorene er tolket i sørøstlig del av studieområdet. RE2A er av høy amplitude og medium til høy kontinuitet mens RE2B var vanskeligere å tolke på grunn av medium til lav amplitude og medium til lav kontinuitet.

RE2C: Tolkningen av RE2C er utført på positiv amplitude (Fig. 4.8) og er en internreflektor i hovedenhet E2 (Fig. 4.9) og er derfor kun kartlagt i et avgrenset område øst i 3D-blokken. Reflektoren er av medium amplitude og god kontinuitet, men på grunn av områder med ingen datadekning i 3D-blokken var det ikke mulig å kartlegge reflektoren i hele studieområdet.

RE2D: Tolkningen av RE2D er utført på negativ amplitude (Fig. 4.8) og er en internreflektor i hovedenhet E2 (Fig. 4.9). RE2D er identifisert i samme område som RE2C, men har en større utbredelse i nordlig retning. Reflektoren er av medium amplitude og god til medium kontinuitet, men også denne reflektoren er ikke fullt kartlagt på grunn av dårlig datadekning sør i studieområdet.

RE1A: Tolkningen av RE1A er utført på negativ amplitude (Fig. 4.8) og er en internreflektor i hovedenhet E1 (Fig. 4.9). Denne reflektoren er identifisert i det samme området som RE1A, øst i 3D-blokken, og har også omtrentlig den samme utbredelsen. Reflektoren er av høy amplitude og god kontinuitet.

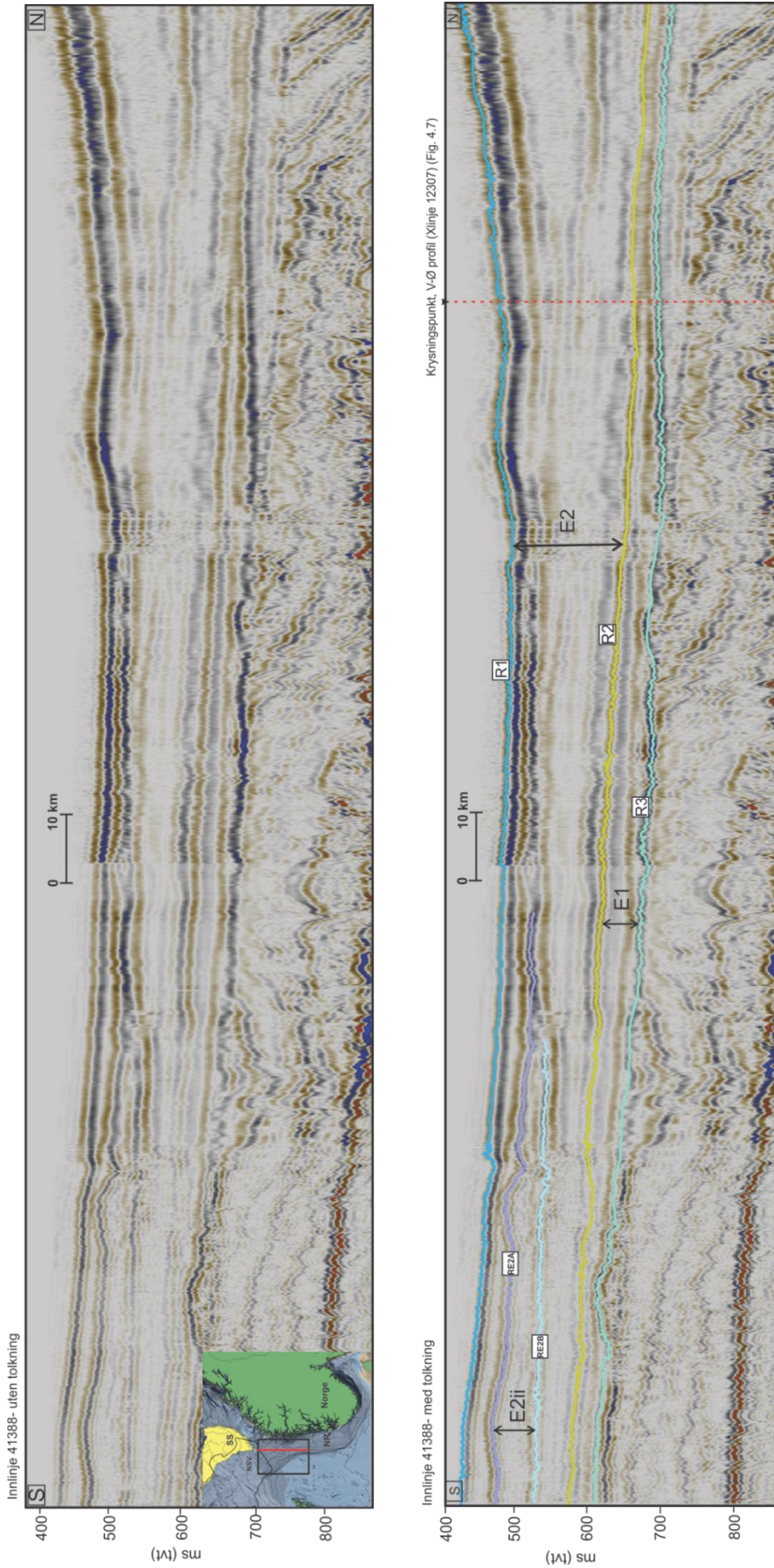


Fig. 4.6: Oversikt over tolkede hovedreflektorer, R1-RE2B, på innlinje 41388 fra 3D-blokken. Øverst: profil uten tolkning. Nederst: profil med tolkning.

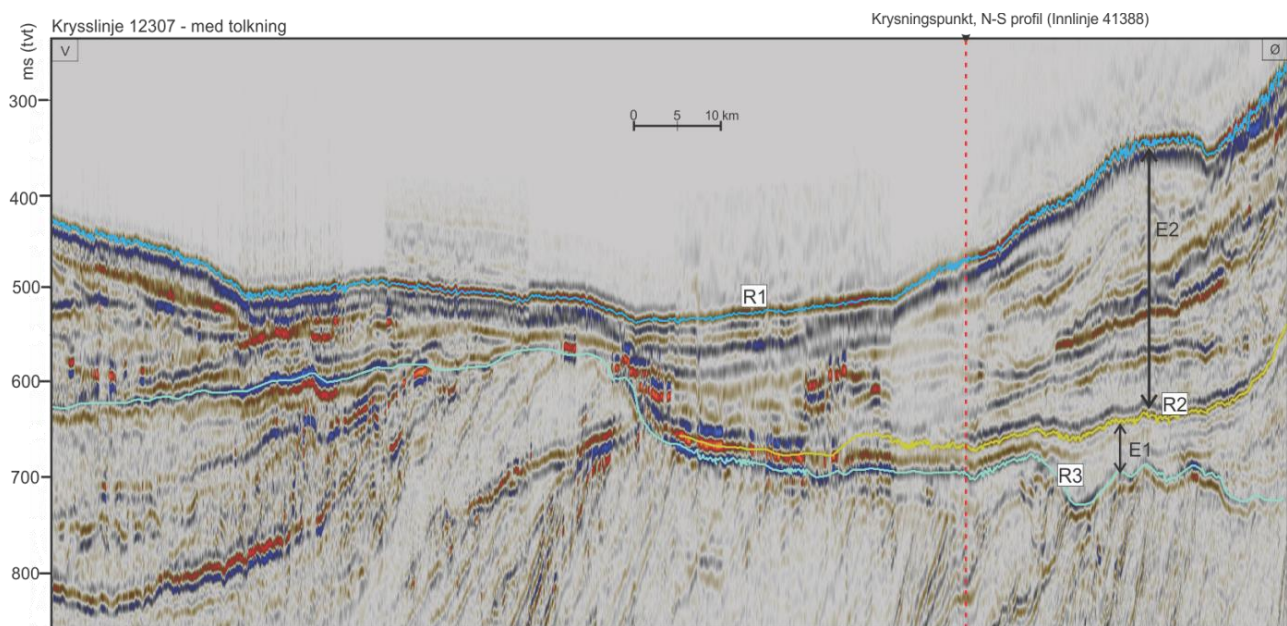
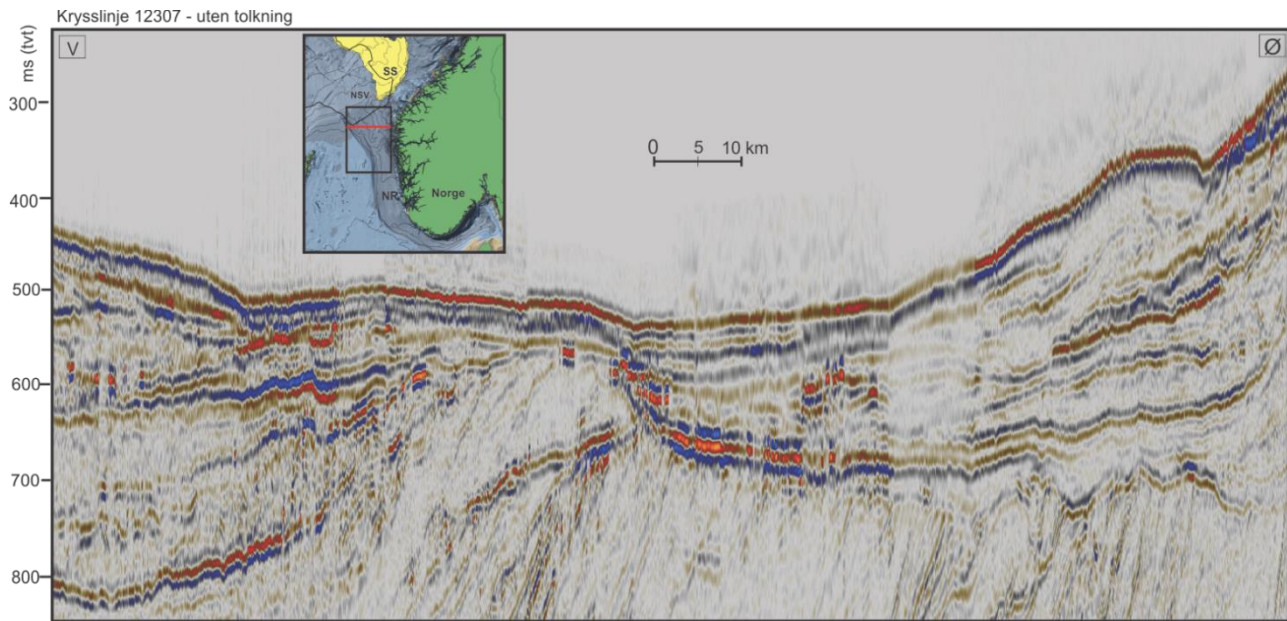


Fig. 4.7: Oversikt over tre av hovedreflektorene, R1-R3, på kryssløkke 12307 fra 3D-blokkene. Over: profil uten tolkning. Under: profil med tolkning.

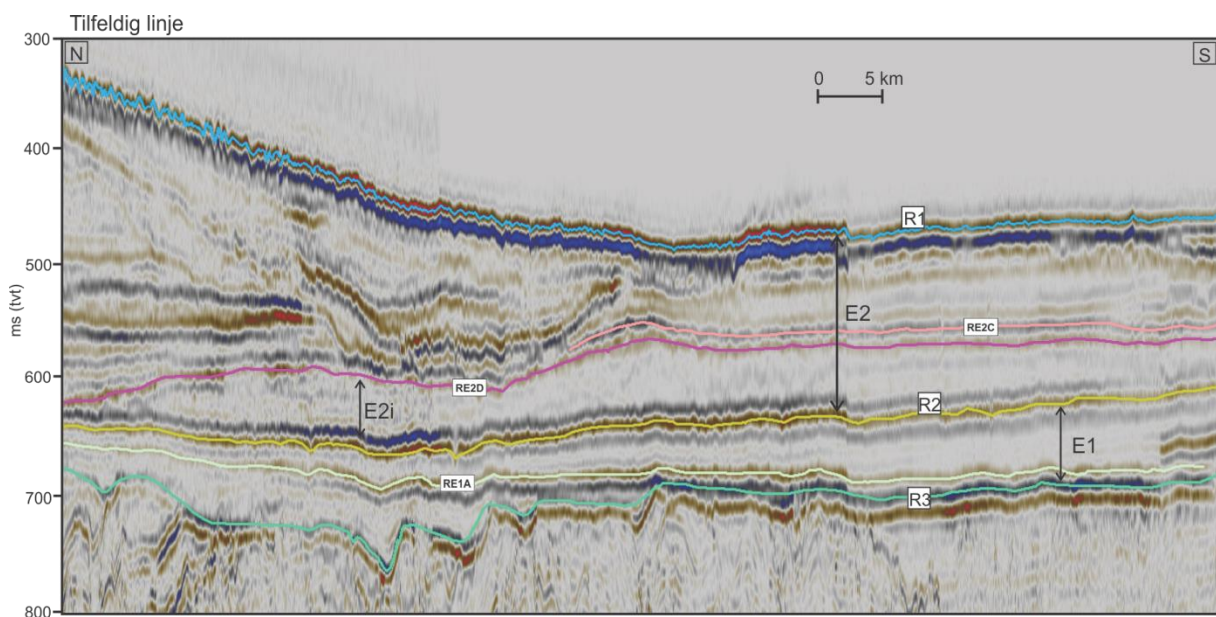
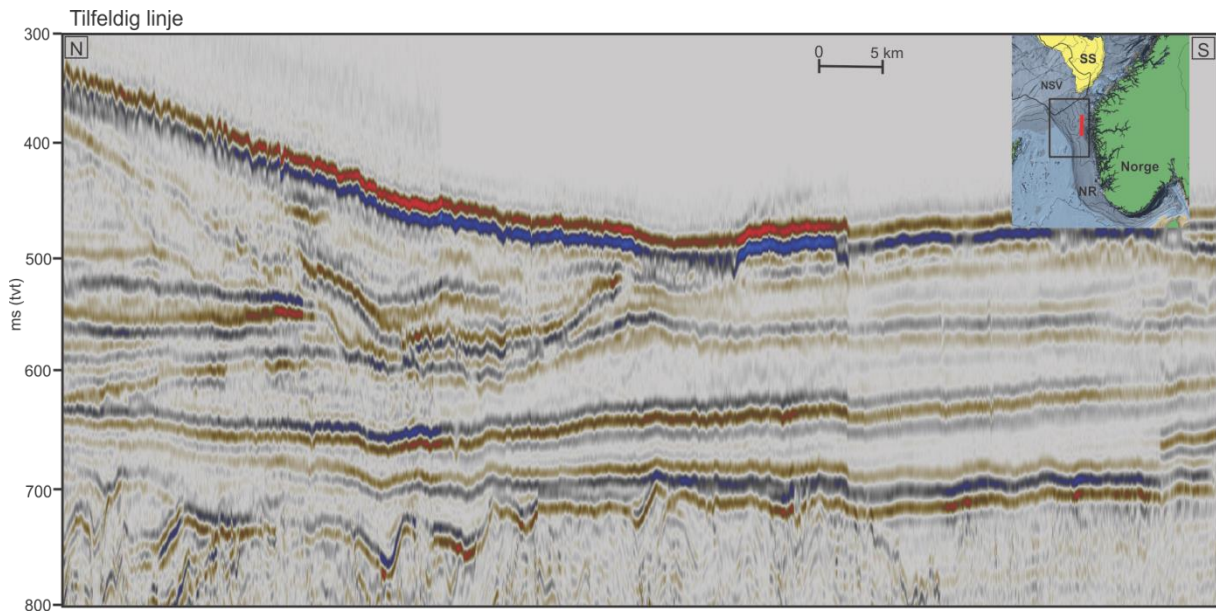


Fig. 4.8: Oversikt over hovedreflektorene (R1-R3) og internreflektorene (RE2C-RE1A) på en tilfeldig linje fra 3D-blokken. Øverst: profil uten tolkning. Nederst: profil med tolkning.

4.2 Seismostratigrafiske enheter

Den studerte seksjonen av 3D-blokken (Fig. 4.10a og b) er inndelt i til sammen 4 seismostratigrafiske enheter, hvorav to er hovedenheter (E1-E2) og to er underenheter (E2i-E2ii) (Fig. 4.9). E1 er eldst og E2 er yngst. Enhetene i 3D-blokken er definert av de seismiske faciesene som tidligere er nevnt (Fig. 4.1-4.5) og er avgrenset av de identifiserte reflektorene (R8i-R1) (Fig. 4.6 og 4.8). Hovedenhetene er definert av topp og bunn av reflektorene R1-R3. Reflektor R1 definerer også bunn av mellom enhet E2i. Det er laget mektighetskart over de to hovedenhetene (E1-E2), underenhet E2ii og over hele den studerte lagpakken. Det vil også bli presentert 4 tidsflater i tidsintervallet fra havbunnen (R1), som varierer på mellom 325 til 540 ms (tv) dyp under havoverflaten (u.h.), og ned til reflektor R3, ved ca. 700 ms (tv) dyp under havoverflaten (u.h.).

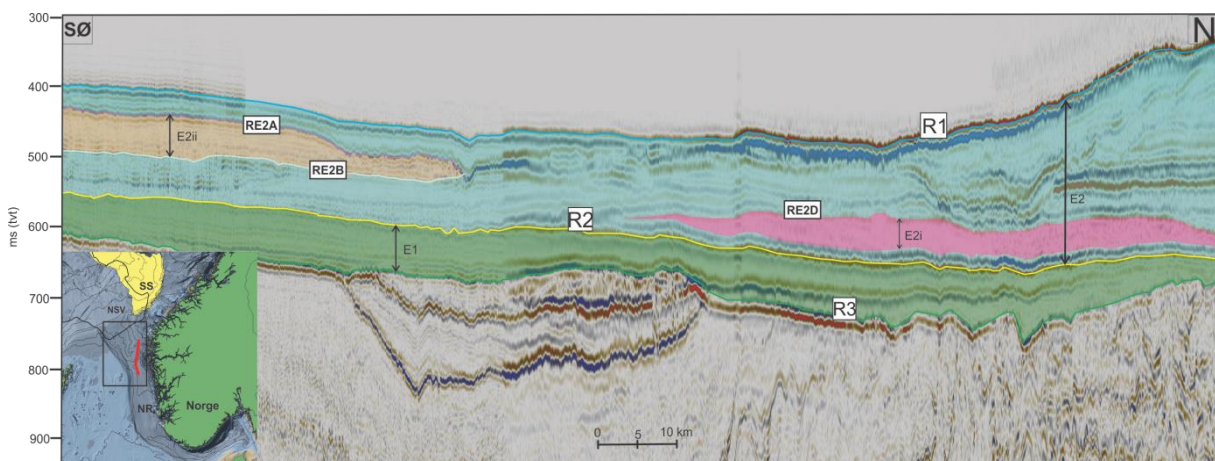


Fig. 4.9: Oversikt av de seismostratigrafiske enhetene i 3D-blokken. De to hovedenhetene (E1-E2) er markert med henholdsvis grønt og blått, og de to underenhetene (E2i-E2ii) er markert med henholdsvis rosa og gult. Hovedenhet E1 er definert ved topp og bunn av reflektor R2 og R3, mens hovedenhet E2 er definert ved topp og bunn av reflektor R1 og R2.

Den studerte lagpakken (Fig. 4.10a og b) varierer mye i tykkelse, fra relativt liten tykkelse i de vestlige områdene på flaten til relativt store mektigheter i nordøstlige områder (Fig. 4.10a og b). Maks tykkelse er på ca. 460 ms, som tilsvarer ca. 400 meter, og den minste tykkelsen er på ca. 58 ms, som tilsvarer ca. 50 meter. Lagpakken er definert av topp og bunn av sekvensgrensene R1 og R3 (Fig. 4.10b).

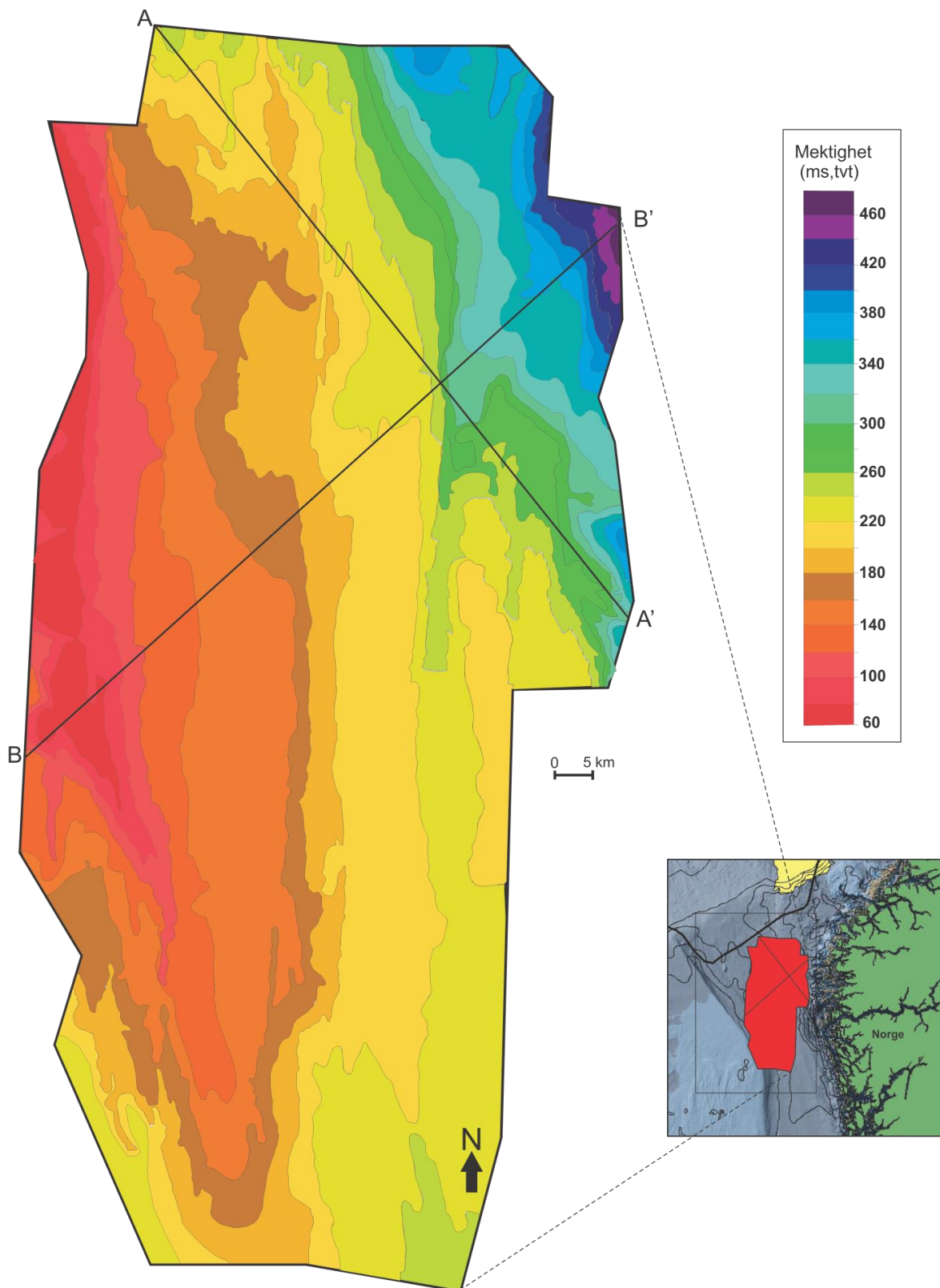


Fig. 4.10a: Isopakkart over mektigheten til den studerte lagpakken, avgrenset av sekvensgrensene R1 og R3. Fargeskalaen er angitt i ms, tvt. Oversiktskartet viser utbredelsen til den studerte sekvensen.

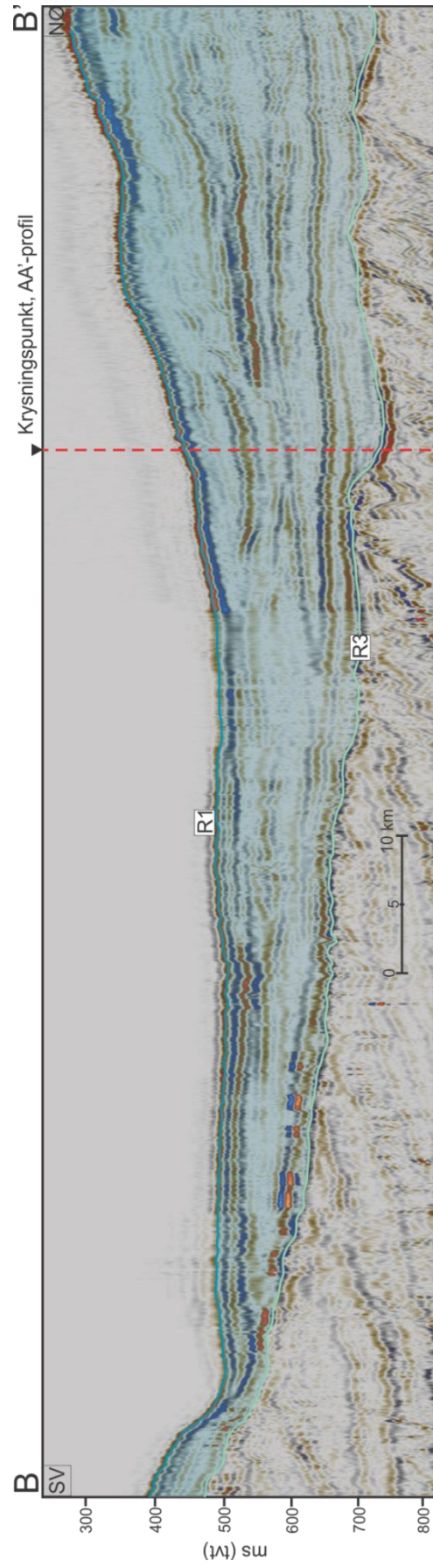
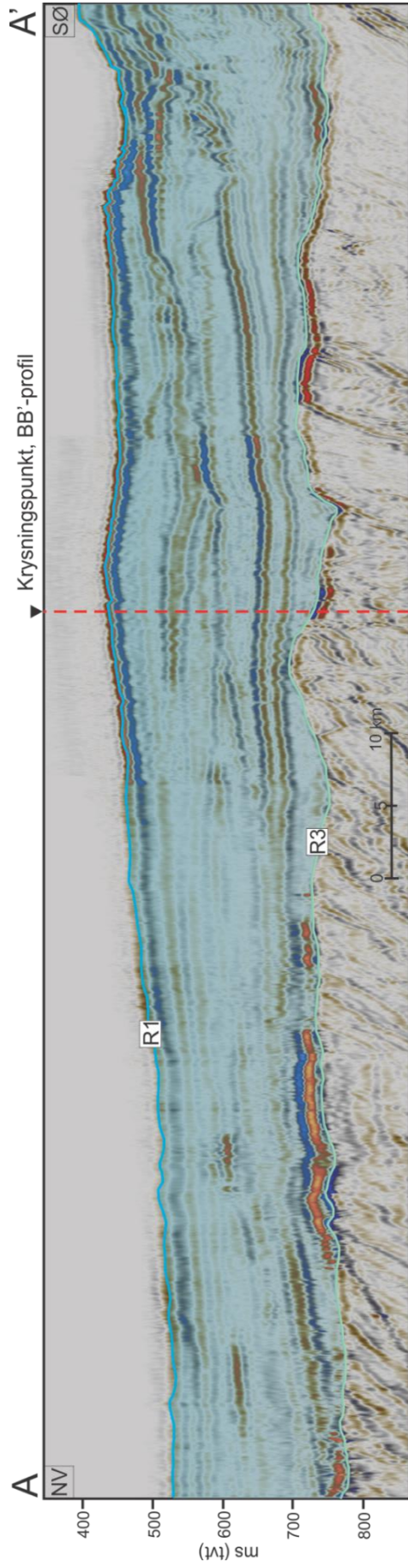


Fig. 4.10b: Seismiske profiler som viser den studerte sekvensen i blått. Profil lokasjoner i Figur 4.10a

Enhet E1

Enhet E1 er identifisert i de sentrale deler av den østlige delen av 3D-blokken (Fig. 4.11b). Årsaken til enhetens begrensning er i hovedsak dårlig kvalitet på seismikken og mangel på seismiske data i enkelte områder av 3D-blokken. Reflektorene R2 og R3 definerer henholdsvis topp og bunn av enheten. Enheten er karakterisert av et par høyamplitude reflektorer, lavamplitude kaotisk facies og lavamplitude parallell facies (Fig. 4.4 og 4.5). På det lengste strekker enheten seg ca. 80 km i nord-sør retning og ca. 40 km i øst-vest retning. Enheten er opp til 260 ms (ca. 235 m) mektig, men varierer generelt mellom 30 og 90 ms (ca. 25-80 m) (Fig. 4.11a og b). Den delen av enheten med minst mektighet er lokalisert helt sør, mens den mektigste delen av enheten er kartlagt ved Måløyplatået (Fig. 4.11a og b).

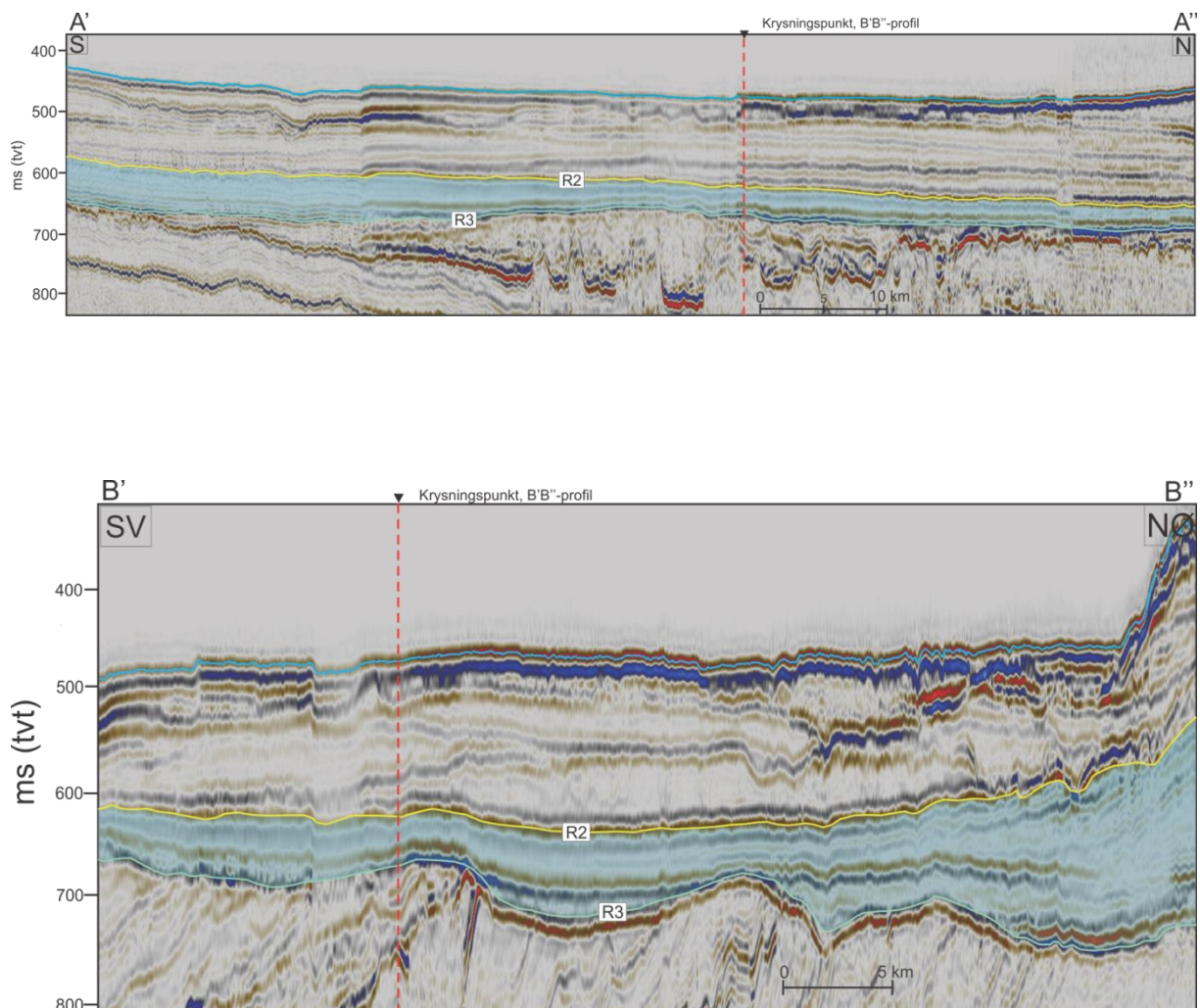


Fig. 4.11a: Seismiske profiler som viser mektigheten til E1, markert med blått. Topp og bunn av enheten er også markert (R3 og R2). De seismiske linjene og deres krysningspunkt er markert på mektighetskartet i figur 4.11b.

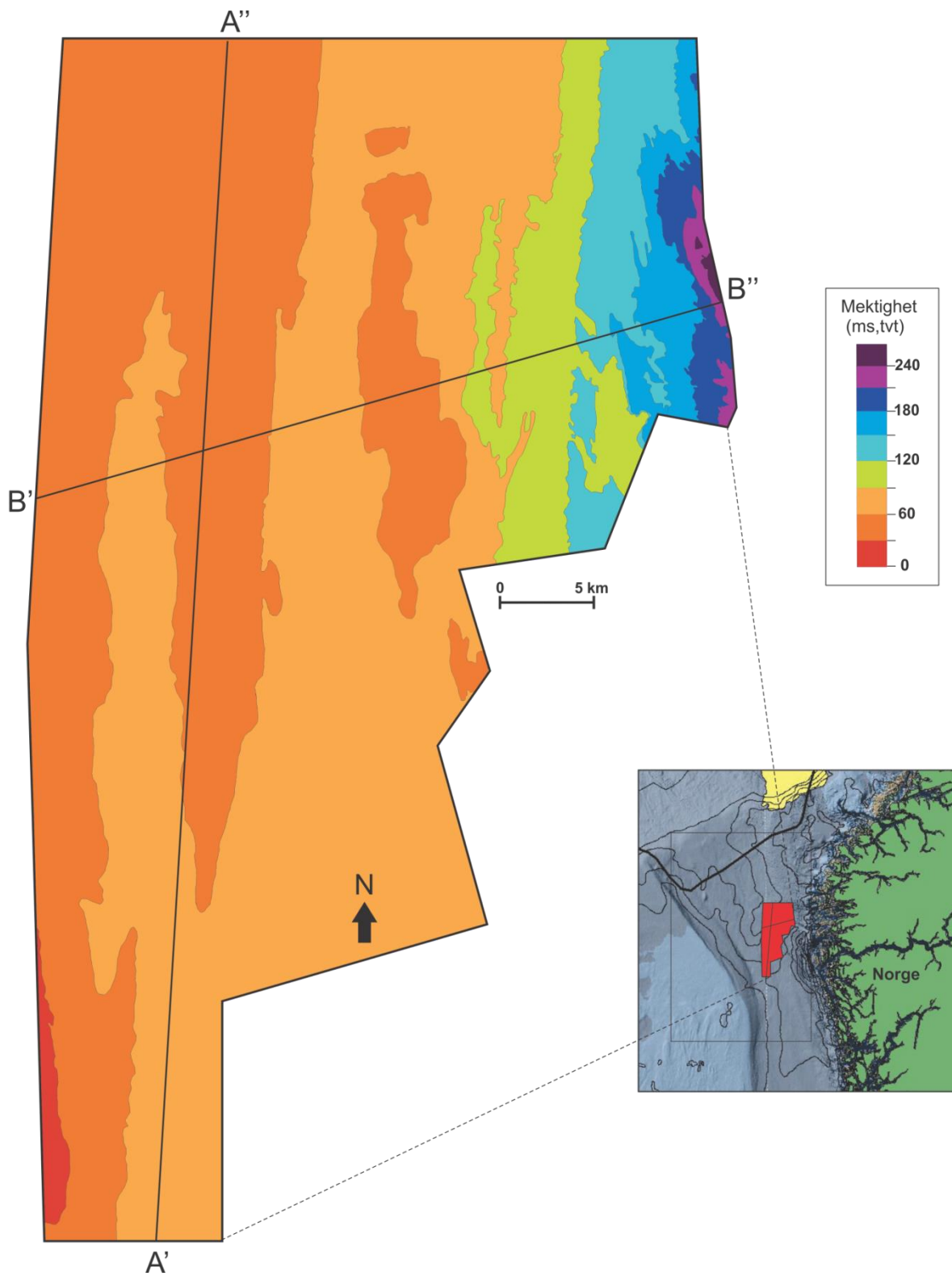


Fig. 4.11b: Isopakkart over mektigheten og utbredelsen av enhet E1.

660 ms – Enhet E1

Tidsflaten ved 660 ms dyp (Fig. 4.11c) har to områder med høyamplitude parallelle facies; et område på den nordvestlige delen av flaten og et sentralt på flaten. Sentralt på flaten kan man tydelig observere flere furer i det høyamplitudiske området. Nord og nord-øst for dette området observeres det lavamplitude parallell til lavamplitude kaotisk facies, mens sør på flaten er det i hovedsakelig akustisk transparent til lavamplitude parallelle facies som dominerer.

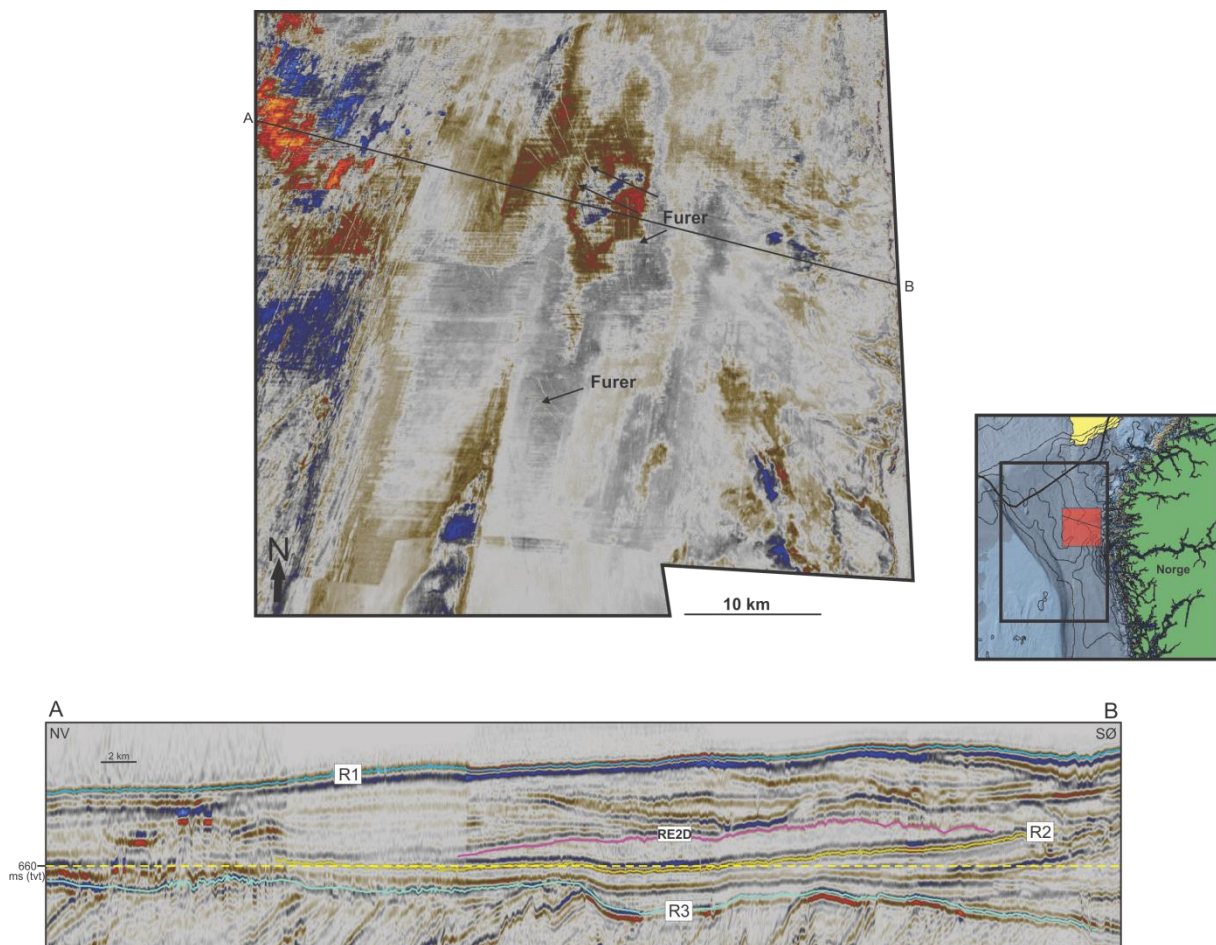


Fig. 4.11c: Over: Tidsflate på 660 ms (tv) dyp under havbunnen. Under: Seismisk profil gjennom tidsflaten. Gul stiplet linje markerer 660 ms (tv).

Enhets E2

Enhets E2 er avgrenset til omtrent samme området som enhet E1, men strekke seg litt lengre i nordlig og sørlig retning (Fig. 4.12b). På grunn av lite eller ingen seismisk datadekning i nord og sør er denne enheten, i likhet med E1, også kun tolket i et avgrenset område. Enheten er definert i topp og bunn av henholdsvis reflektor R1 og R2. Enheten er definert for det meste av linseformet (Fig. 4.3) og transparente facies, med innslag av parallelle og kaotiske facies med varierende amplitude. I nord-sør retning har enheten en utbredelse på 144 km på det lengste og ca. 45 km på det lengste i øst-vest retning (Fig. 4.12b). Mektigheten av enheten øker gradvis mot nord-nordøst, og er på det mektigste over 360 ms (tvt), noe som tilsvarer en mektighet på ca. 325 m.

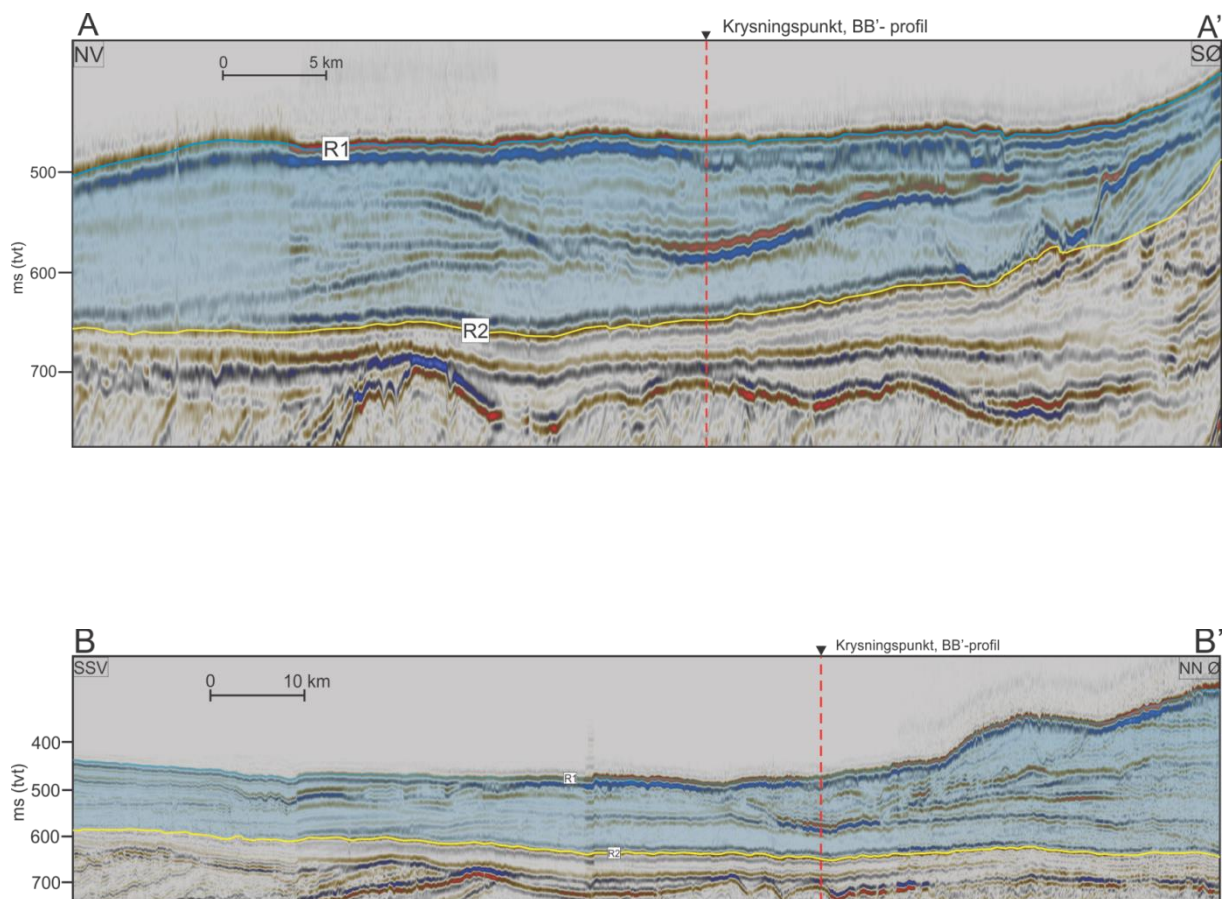


Fig. 4.12a: Seismiske profiler, hvor enhet E2 er markert med blått. Den er definert i topp og bunn av reflektorene R1 og R2.

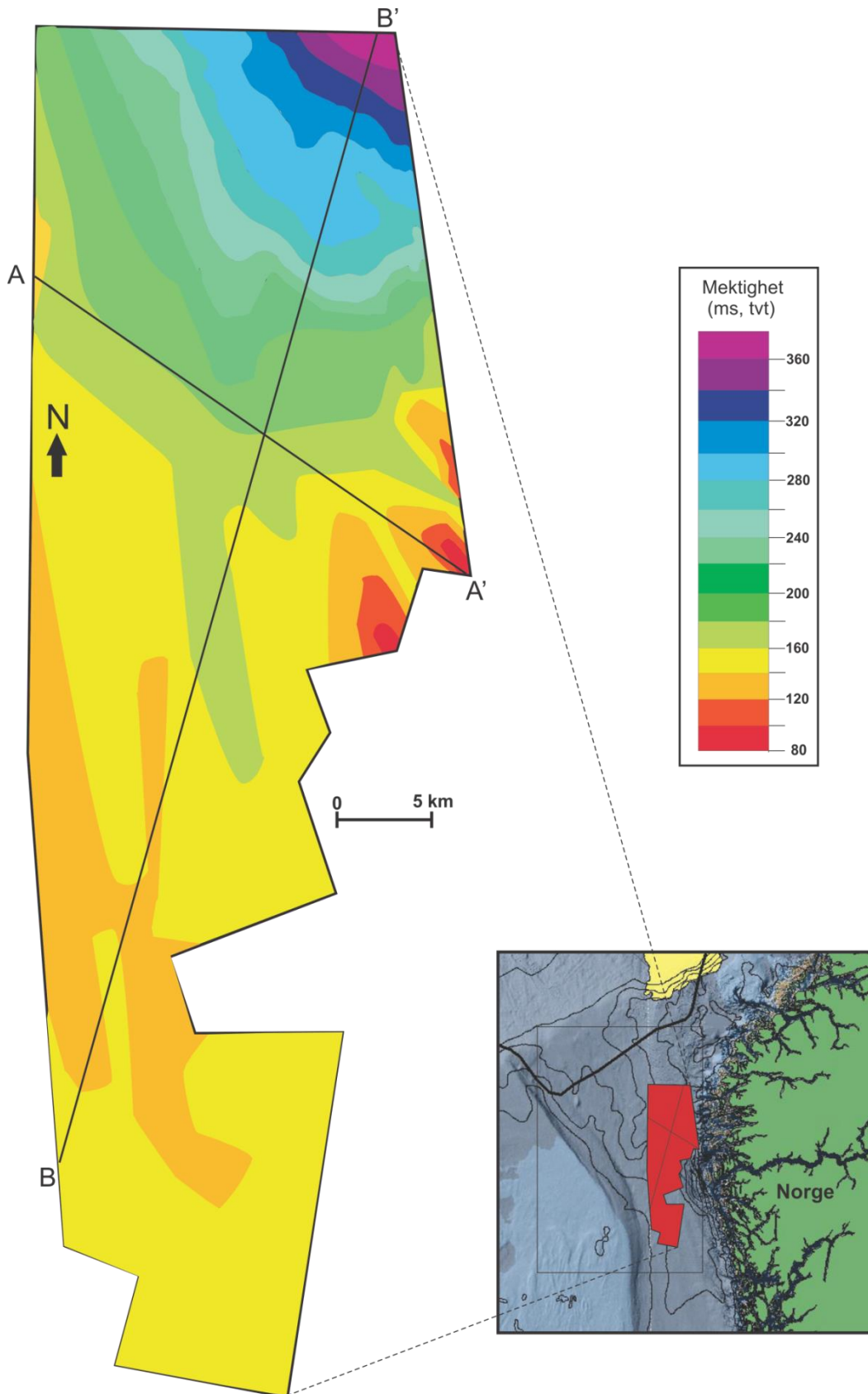


Fig. 4.12b: Isopakkart over mektigheten og utbredelsen av enhet E2.

500 ms - havbunn

Denne tidsflaten er omtrent ved havbunnen og penetrerer litt i den øvre delen av enhet E2. Tidsflaten ved 500 ms (Fig. 4.12c) under havoverflaten viser områder vekslende mellom positiv (blå) og negativ (rød) amplitude, og er definert som høyamplitude parallell facies (Fig. 4.1). Over hele tidsflaten observeres det kryssende furer og relativt små sirkulære strukturer. Helt nord på flaten er det et område med transparent karakter som definerer hvor de seismiske signalene ikke har penetrert sedimentene under havbunnen. Innenfor det nevnte område er det også en helt grå/hvit firkant, dette utgjør et område hvor det ikke er noe seismikk.

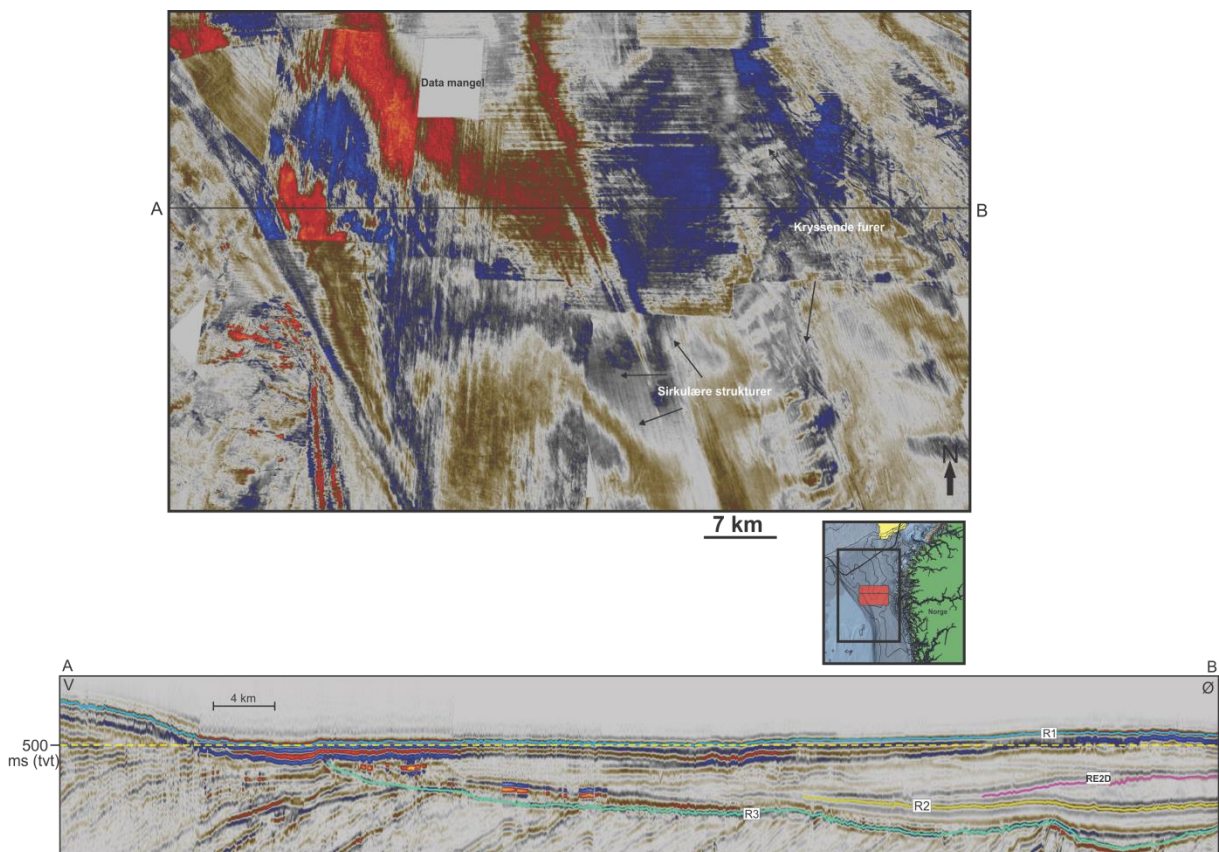


Fig. 4.12c: Over: Tidsflate på 500 ms (tvt) dyp under havbunnen. Under: Seismisk profil gjennom tidsflaten. Gul stiplet linje markerer 500 ms (tvt).

576 ms – Midtre del av enhet E2

Tidsflaten ved 576 ms (Fig. 4.12d) under havoverflaten har områder med varierende seismisk karakter. Langs hele den østlige siden av tidsflaten er det et område med høyamplitude kaotisk facies. På motsatt side er det et område vekslende mellom positiv (blå) og negativ (rød) amplitude, og er definert som høyamplitude parallell facies.

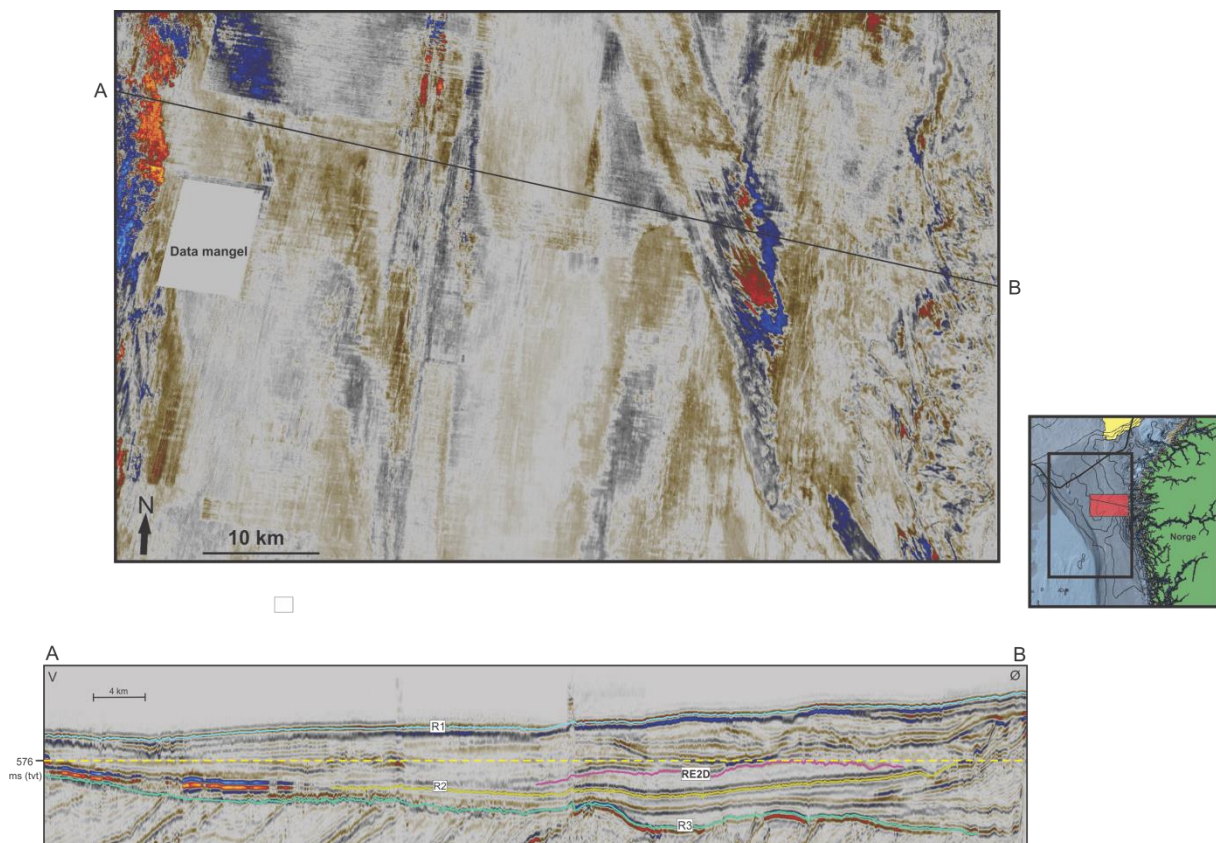


Fig. 4.12d: Over: Tidsflate på 576 ms (tvt) dyp under havbunnen. Under: Seismisk profil gjennom tidsflaten. Gul stiplet linje markerer 576 ms (tvt).

604 ms – Nedre del av enhet E2 + underenhet E2i

Tidsflaten ved 604 ms dyp (Fig. 4.12e) viser et område sentralt på flaten med høyamplitude parallell facies som deler flaten i to. På den vestlige siden er flaten preget av dippende høyamplitude facies alternerende med områder av lavamplitude kaotisk facies. På den østlige siden er det transparente områder over store deler, definert som akustisk transparent til lav amplitude kaotisk facies. Mellom de transparente områdene er det lav amplitude til høy amplitude parallele facies.

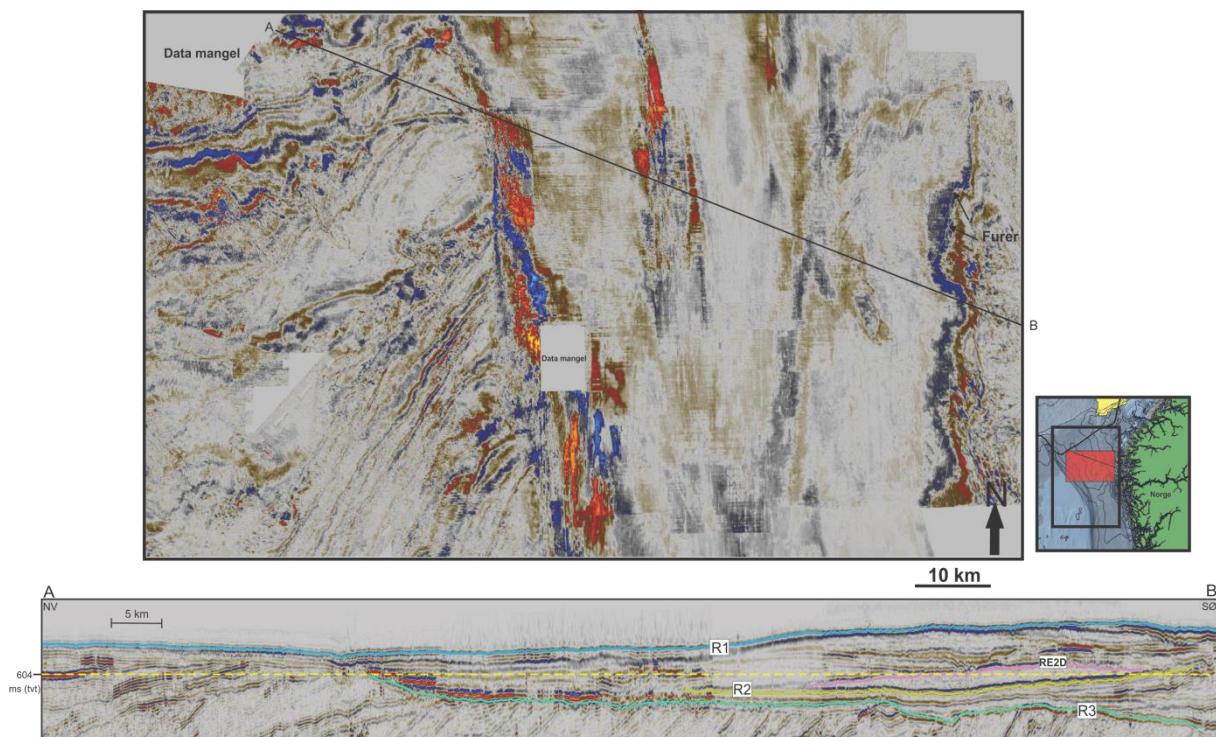


Fig. 4.12e: Over: Tidsflate på 604 ms (tvt) dyp under havbunnen. Under: Seismisk profil gjennom tidsflaten. Gul stiplet linje markerer 604 ms (tvt).

Underenhet E2ii

Underenhet E2ii er av relativt liten utbredelse og er avgrenset til et område helt i det sørøstlige hjørnet av 3D-blokken (Fig. 4.13b). Enheten er definert ved en øvre og nedre grense av sekvensgrensene RE2A og RE2B. Enheten ligger stratigrafisk over enhet E1, og er definert som en underenhet i enhet E2 (Fig. 4.9) Enheten domineres av lavamplitude parallell facies men lokale områder med kaotisk facies observeres. Den største utstrekningen i N-S retningen er på ca. 45 km og den største utstrekningen i Ø-V retningen er på ca. 25 km (Fig. 4.13b). De største mektighetene er observert i sør og vest i enheten. Her er mektigheten på minst 90 ms (tvt), noe som tilsvarer ca. 80 m. Mot nord og øst er mektigheten lavere. Enheten varierer i mektighet fra 10 til ca. 90 ms (tvt) (ca. 9-80 m)

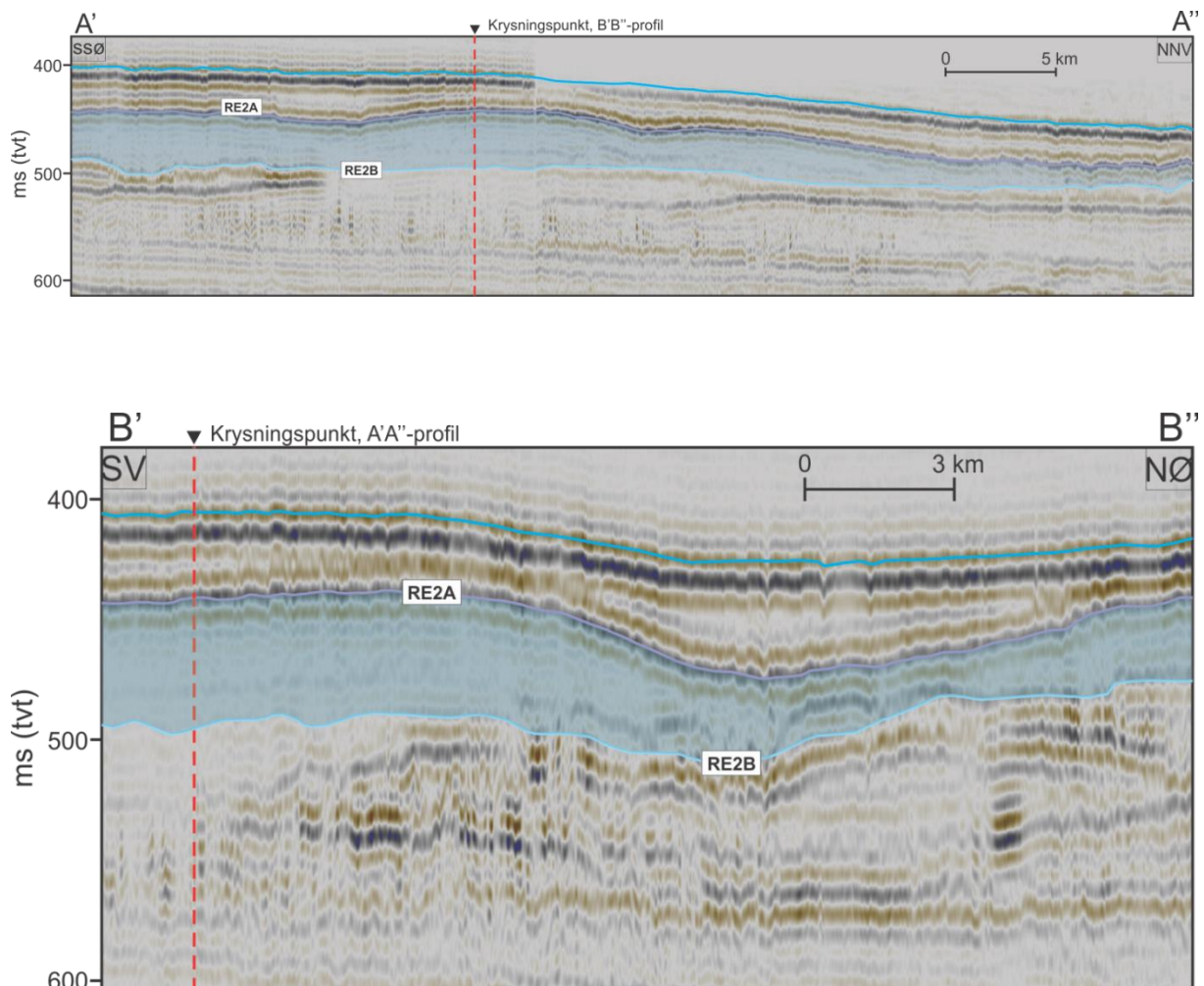


Fig. 4.13a: Seismiske profiler som viser mektigheten til underenhet E2ii. Topp og bunn av enheten er også markert (RE2A og RE2B).

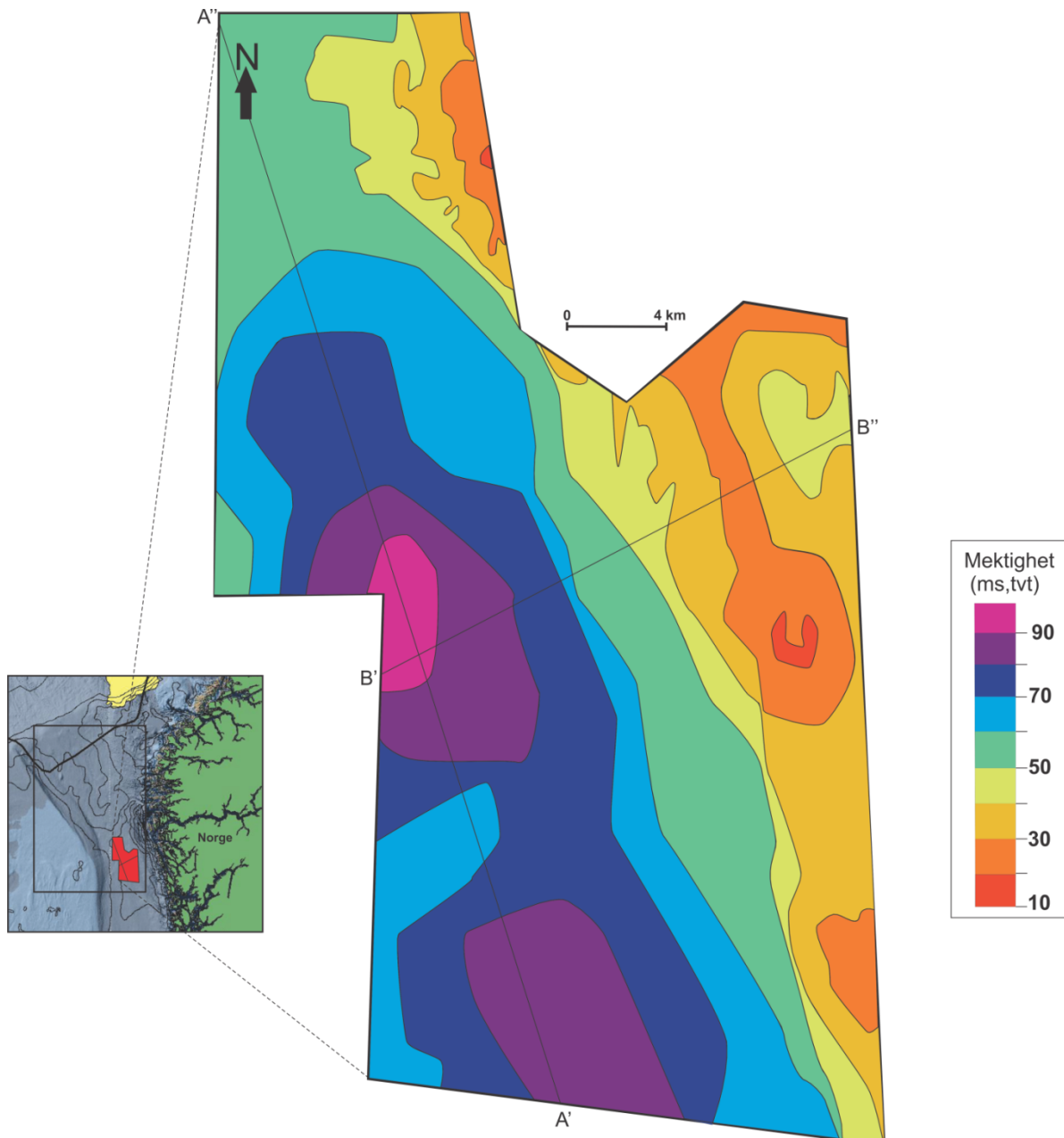


Fig. 4.13b: Isopakkart over mektigheten og utbredelsen av mellomenhets E2ii.

Underenhet E2i

I utbredelse er enheten nokså lik underenhet E2ii, og ligger som en underenhet i enhet E2, stratigrafisk over enhet E1. Underenhet E2i (Fig. 4.9) er det ikke laget isopakkart over, men utbredelsen kan sees senere i kapitlet ved fremvisning av reflektor RE2D, som definerer den øvre grensen. Den nedre grensen er litt diffus, men det er mulig å bruke R2 som en nedre grense. Enheten har en gjennomgående transparent seismisk facies og mektigheten varierer fra ca. 60 ms (tvt) til ca. 30 ms (tvt) (ca. 20- 55 meter). Enheten er lokalisert i sentrale deler av studieområdet (Fig. 4.20a).

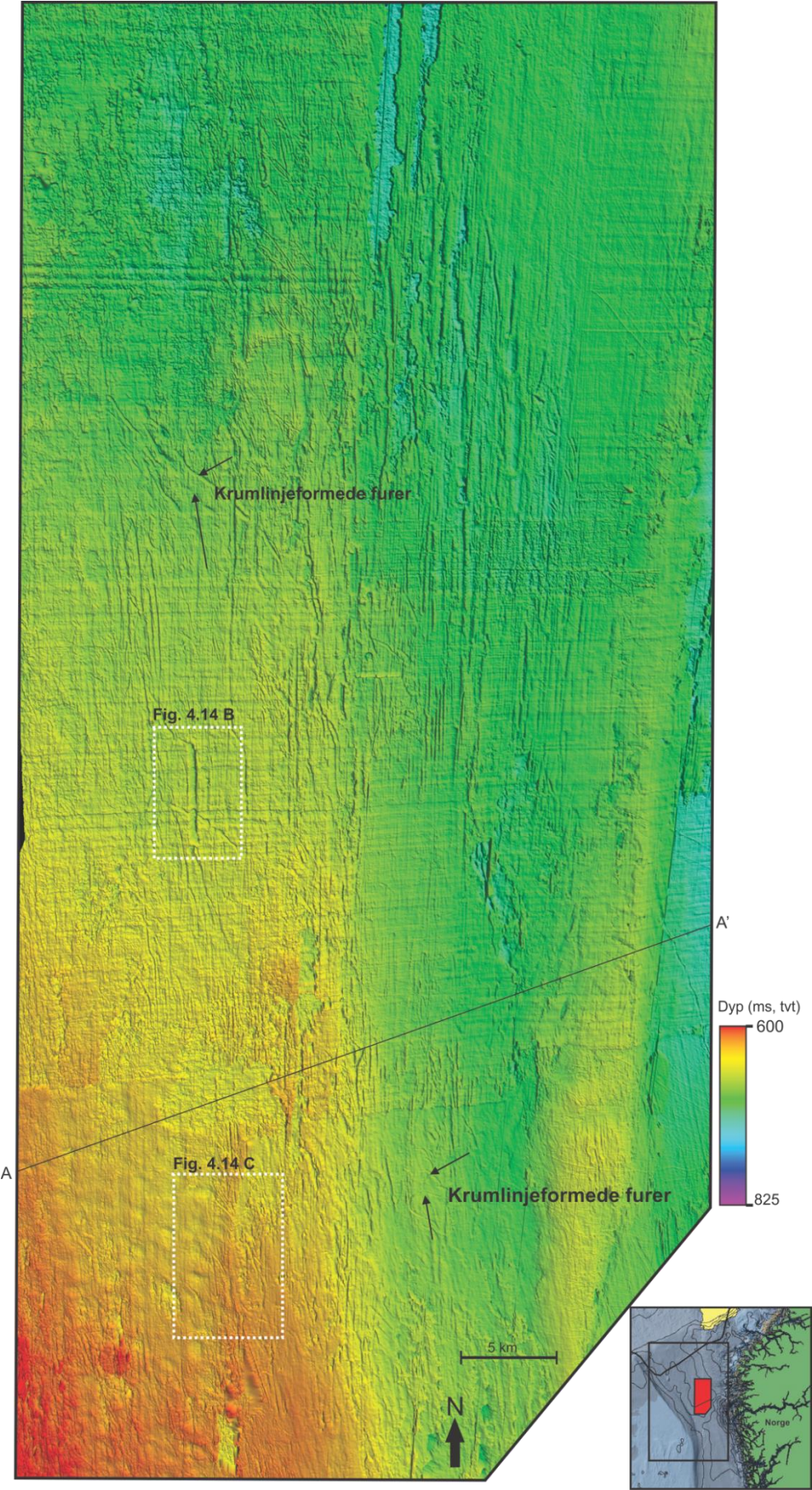
4.3 Formelementer

For de tolkede reflektorene, R1-RE1A, er det generert flater (R1, R2, R3, RE2A og RE2D) som vil bli presentert i dette del-kapittelet. For utvalgte flater er det også utført attributtanalyser som vil bli presentert. På de genererte flatene er det observert flere karakteristiske trekk, blant annet sirkulære forsenkninger, vertikale kanter, avlange og krumlinjeformede furer og irregulariteter i flatetopografien. De geomorfologiske trekkene vil bli markert på flatene samt vist fram som forstørrede utsnitt fra de ulike flatene. I tillegg til flatene vil det også bli inkludert tverrprofiler eller innlinje profiler som viser reflektorens karakter i seismikken. Til slutt i delkapittelet er det den oppsummering av de observerte formelementene (Tabell 4.1) Alle dybder er oppgitt i ms, to-veis-gangtid (tvt).

Reflektor R3

Den genererte R3-flaten har en gradvis økende dybde mot nord-øst (Fig. 4.14a). Overflatetopografien veksler mellom flate områder til stedvis relativt dype groper på opptil 40 m og diametere på over 1 km i den sørvestlige delen av flaten (Fig. 4.14a og c). Det er også observert flere relativt små sirkulære forsenkninger i sørlige deler av flaten og som har diametere på 100-200 m og dybder på noen titalls metere (Fig. 4.14a og c).

Det er flere steder observert lineære til krumlinjeformede furer med varierende lengde og bredde. Den mest markante furen, har en lengde på over 5 km og er noen titalls meter dyp og har en bredde på 400-500 m (Fig. 4.14b). De resterende krumlinjeformete furene varierer fra noen hundre meter til flere kilometer i lengde og titalls meter til hundretalls metere i bredde. Noen av furene krysser hverandre mens andre opptre alene. De tilnærmet lineære furene har lengder på over 10 km og orienteringer mot NNV og N.



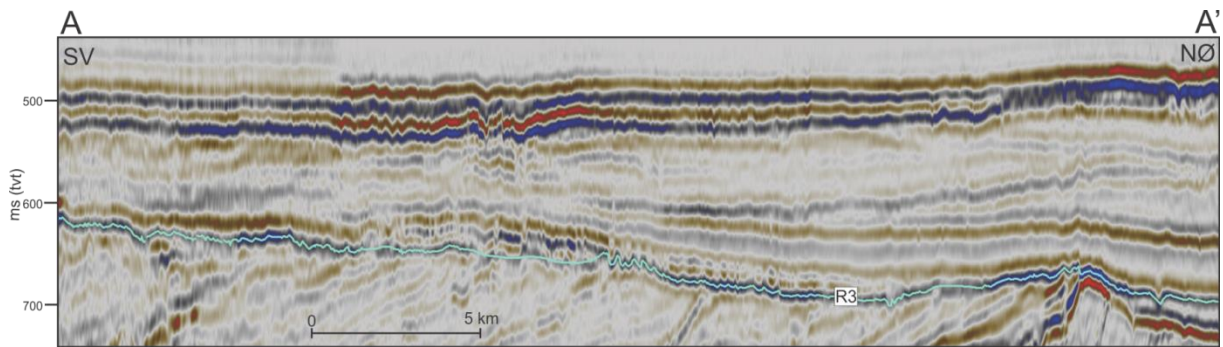


Fig. 4.14a: Generert flate av R3 (forrige side), samt profil på tvers av flaten som viser den seismiske sekvensen og Reflektor R3 markert i turkis.

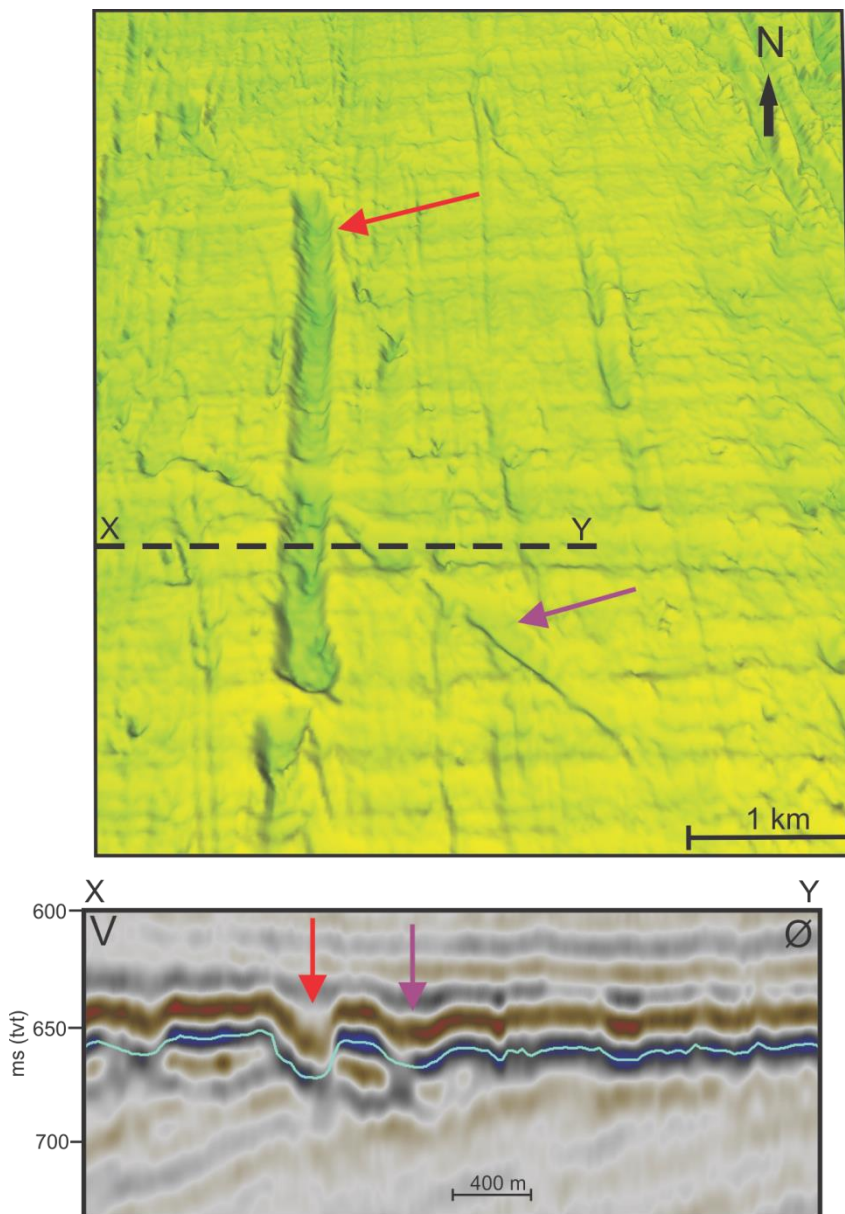


Fig. 4.14b: Over: Forstørret utsnitt fra R3-flaten. En mindre, krumformet fure (lilla pil) ser ut til å krysse en relativt større lineær fure (rød pil). Under: Profil med tolkning, Reflektor R3 er markert med turkis.

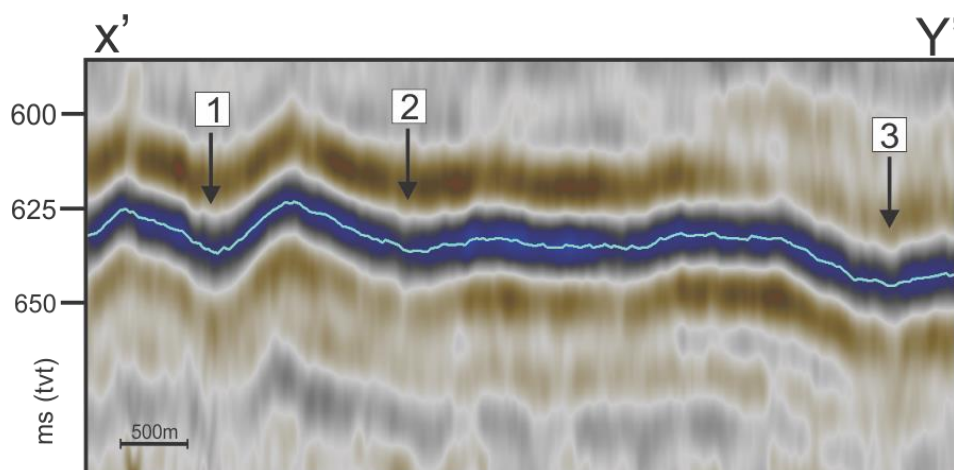
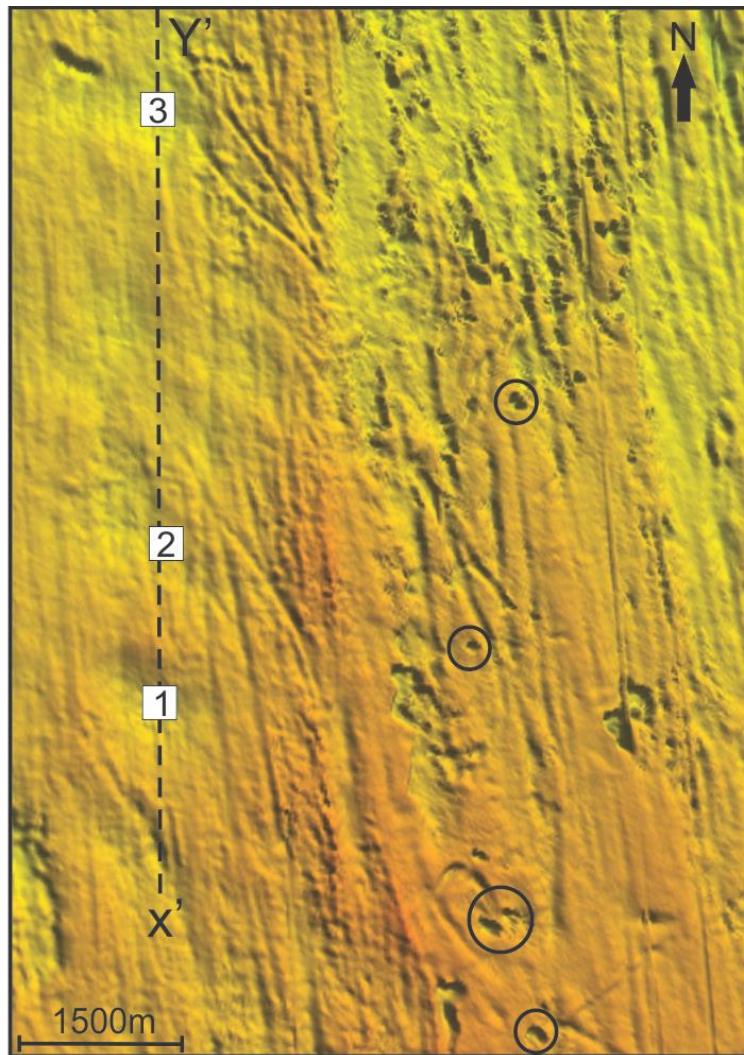


Fig. 4.14c: Over: Forstørret utsnitt fra R3-flaten. De relativt dype forsenkningene er markert med numrene 1-3 på utsnittet og i profilet. De mindre sirkulære forsenkningene er markert på utsnittet med sirkler. Under: Profil med tolkning, Reflektor R3 er markert med turkis.

Reflektor R2

På R2-flaten kan det observeres et par forsenkninger med diametere på mellom ca. 400-500 m og dybder på et par titalls meter (Fig. 4.15a). På flaten observeres det et ukjent antall krumlinjeformede og lineære furer. Furene varierer i lengde, men flesteparten anses for å være på mellom 100-200 m i bredde og 5-15 m i dybde. Det er vanskelig å beregne lengden på furene på grunn av at de tilsynelatende strekker seg utover 3D-blokken, og inn i områder hvor det ikke er noe datadekning og seismikk, men de lengste furene har en minimumslengde på 20 km. De dypeste furene er over 20 m dype. Furene er samlet i «buketter» hvor de er samlet i bunn og sprer seg utover, og strekker seg i hovedsak fra øst mot vest og sør mot nord (Fig 4.15a og 4.16). Noen av furene opptrer også alene uten relasjon til de større bukettene. På R2-flaten er det også utført en attributtanalyse for å fremheve de utallige furene (Fig. 4.16).

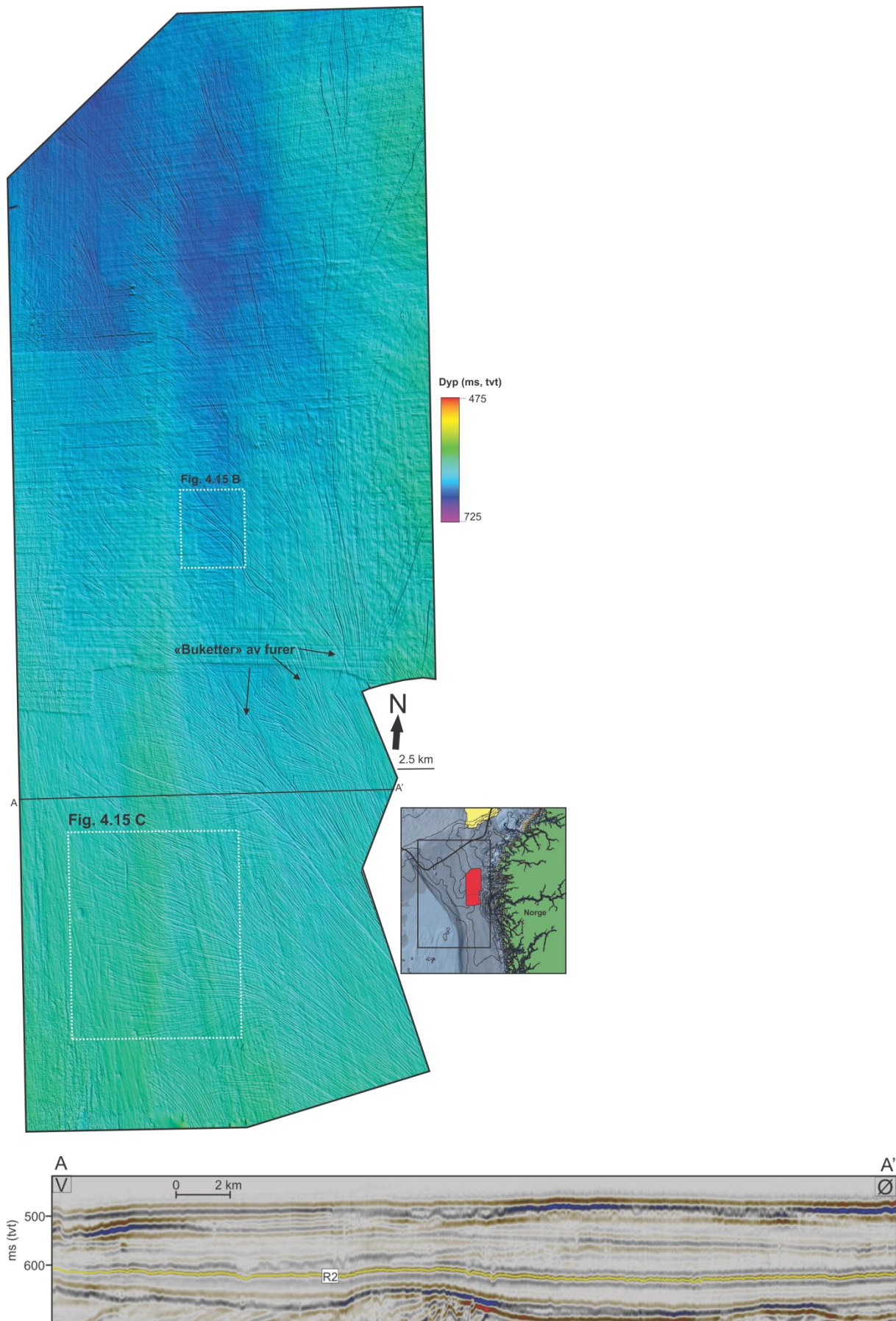


Fig. 4.15a: Generert flate av R2, samt profil på tvers av flaten som viser den seismiske sekvensen og Reflektor R2 markert i gult.

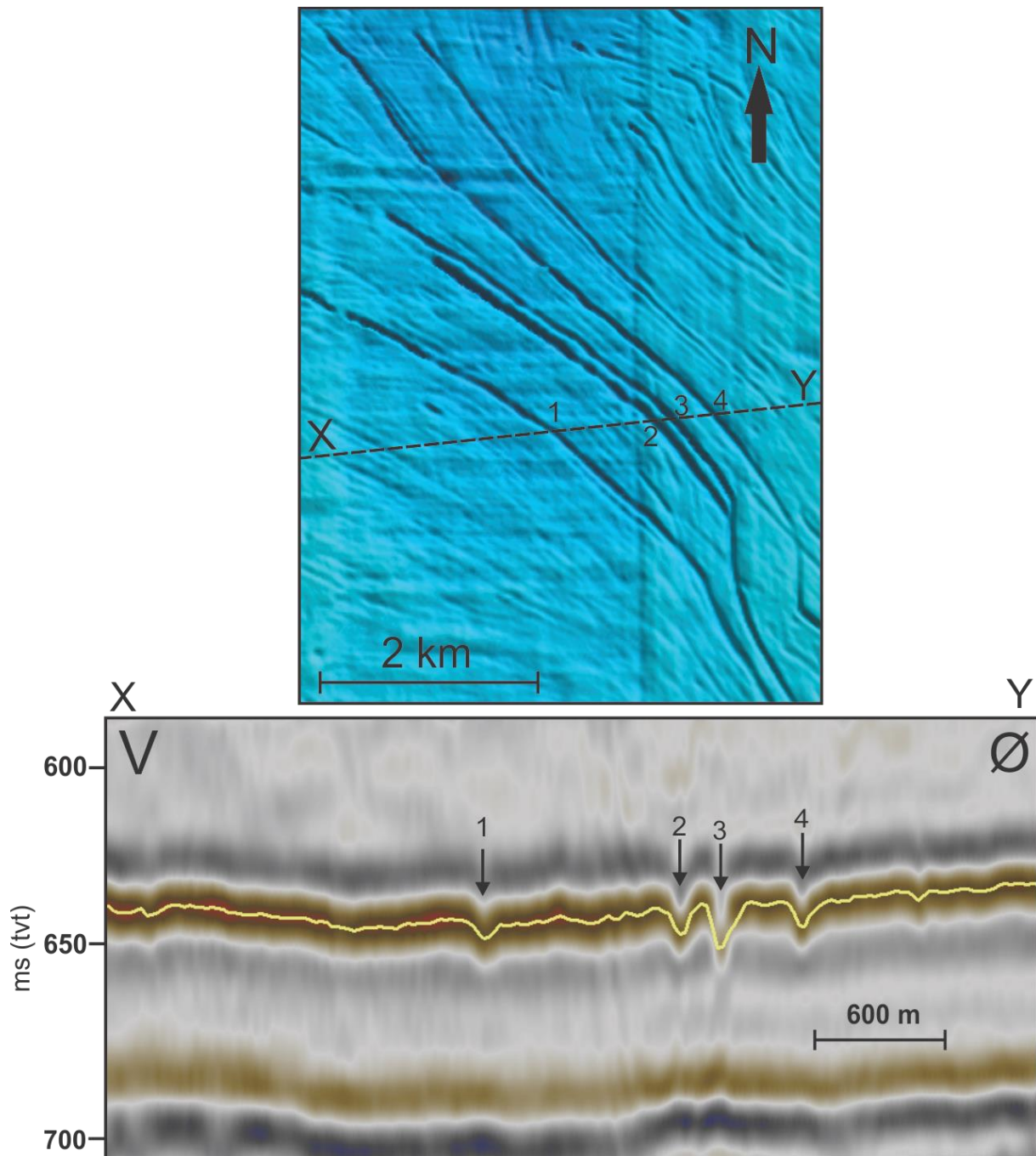


Fig. 4.15b: Over: Forstørret utsnitt fra R2-flaten. Utsnittet viser flere krumlinjeformede furer (markert med nummer 1-4). Under: Profil med tolkning, hvor Reflektor R2 er markert med gult.

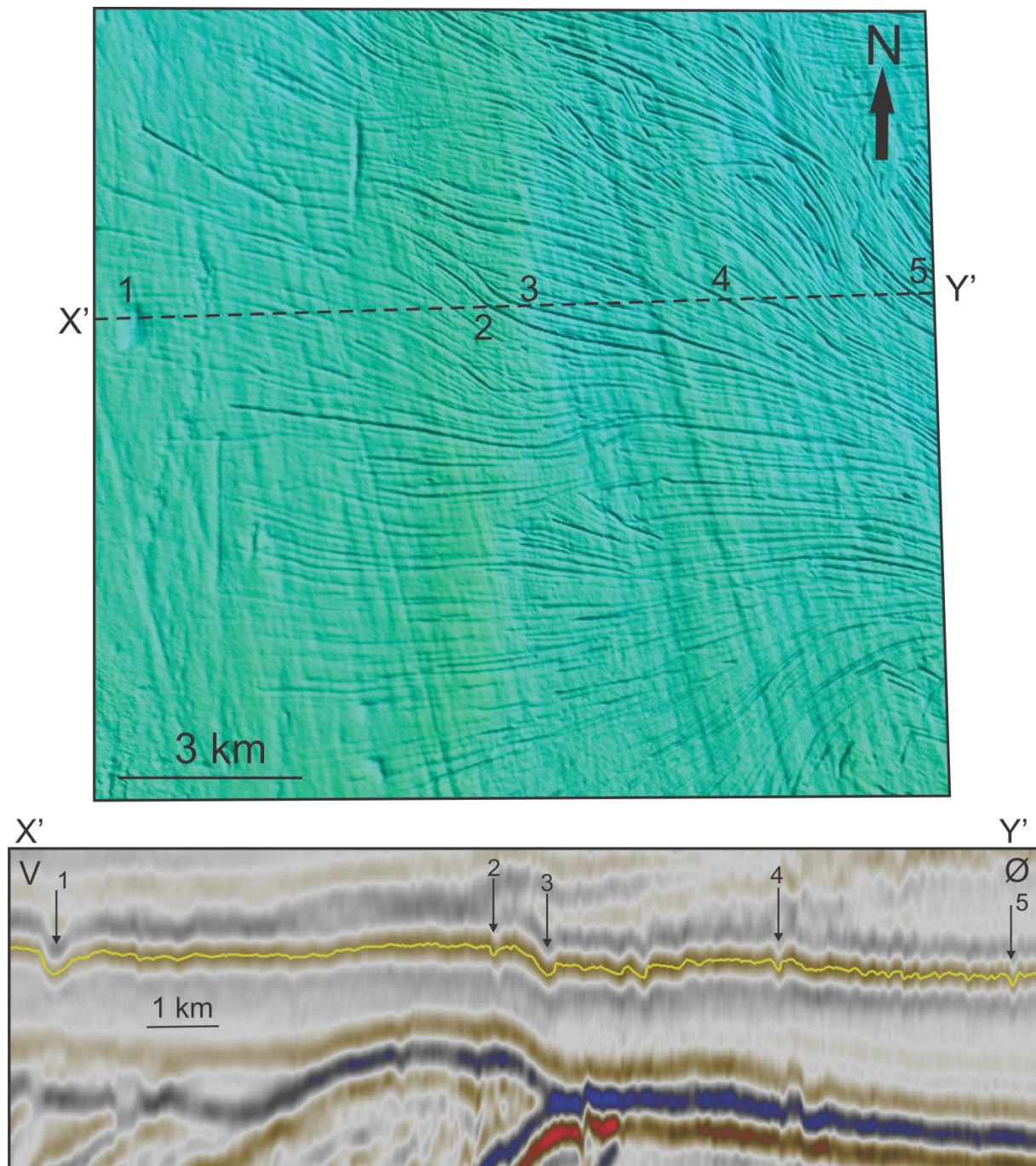
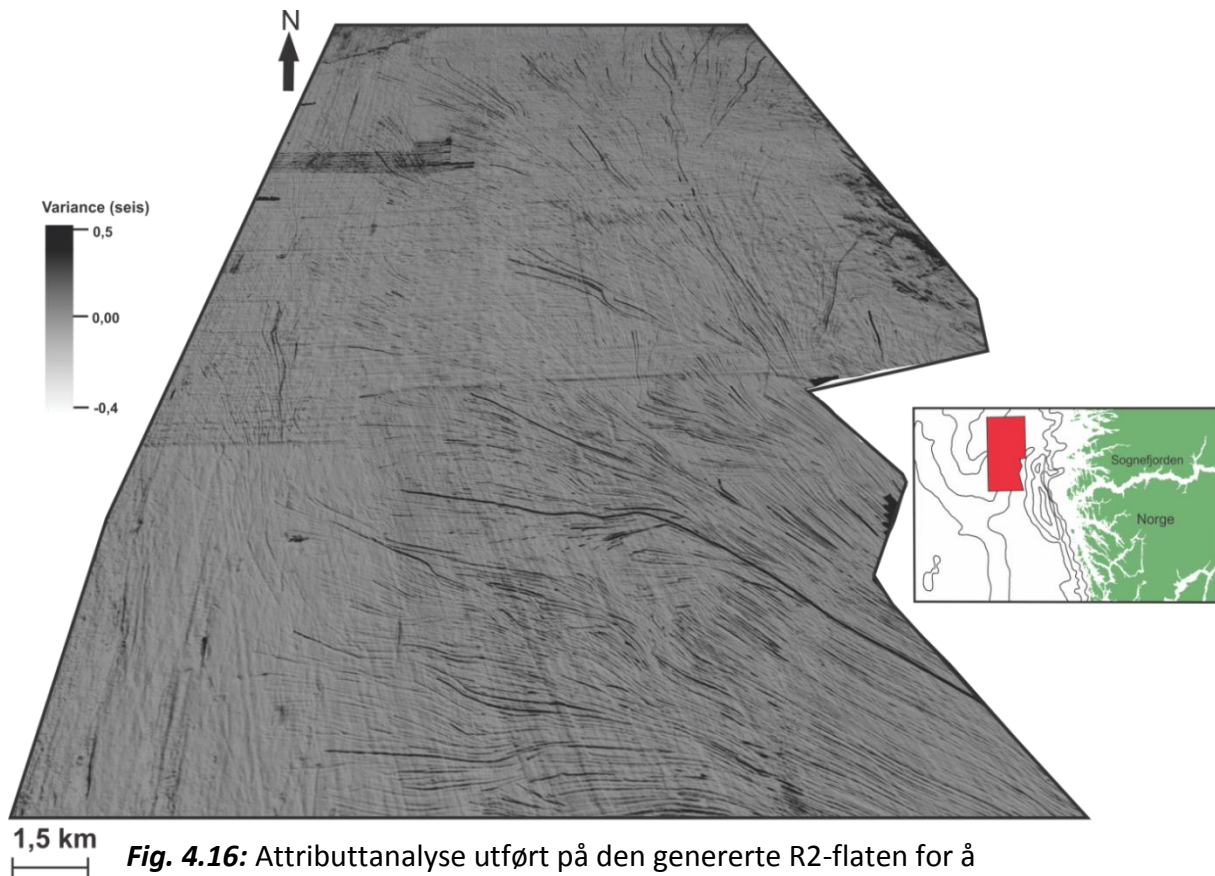


Fig. 4.15c: Over: Forstørret utsnitt fra R2-flaten. Utvalgte formelementer er markert med nummer (1-5). Under: Profil med tolkning, hvor Reflektor R2 er markert med gult.



Reflektor R1 (havbunn)

På hele R1- flaten kan det observeres utallige, relativt små, sirkulære forsenkninger. Disse forsenkningene er i hovedsak samlet i den sørlige delen av flaten (Fig. 4.17a og c). Forsenkningene varierer i størrelse med diametere på mellom 30-300 m og dyp på bare noen få meter til over 20 m. Det er også observert svært mange krumlinjeformede furer. Disse er i hovedsak konsentrert til vestlig og østlig del av flaten, mens det er observert et mindretall av furer i sentrale områder, havbunnen ligger på større dybde. Det fremkommer noen forskjeller på furene etter hvor de er observert. Både på den vestlige og østlige delen av flaten krysser furene inn i hverandre, slik at det er vanskelig å beregne lengde på dem, men dette er mer omfattende på den østlige siden av 3D-blokken. Sammenligner man de største furene på den vestlige og den østlige siden, er de relativt større på den østlige siden av 3D-blokken. Her kan man observere furer med lengde på oppimot 20 km, bredde på over 400 m og dybder på rundt 20 m. Furene i den sentrale delen av flaten derimot, er mindre kryssende og er også relativt store i forhold til de på den vestlige delen. Over hele flaten ser

furene ut til å strekke seg utover 3D-blokken. Felles for furene er at flesteparten har en nordvestlig retning, mens noen har en nordlig retning (Fig. 4.17a og b).

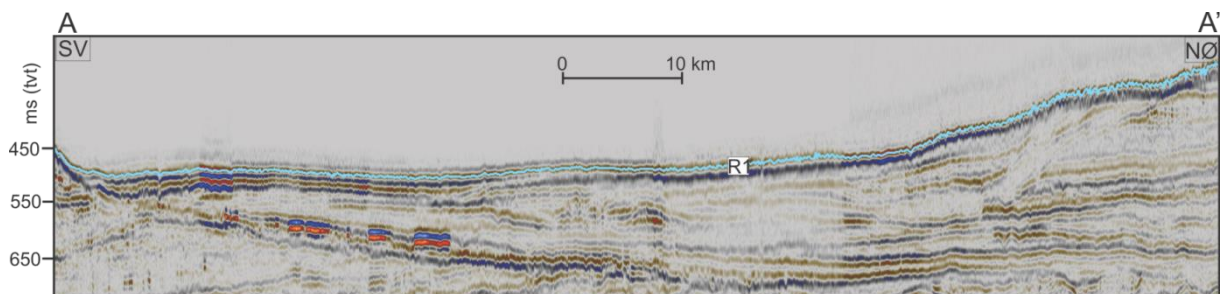
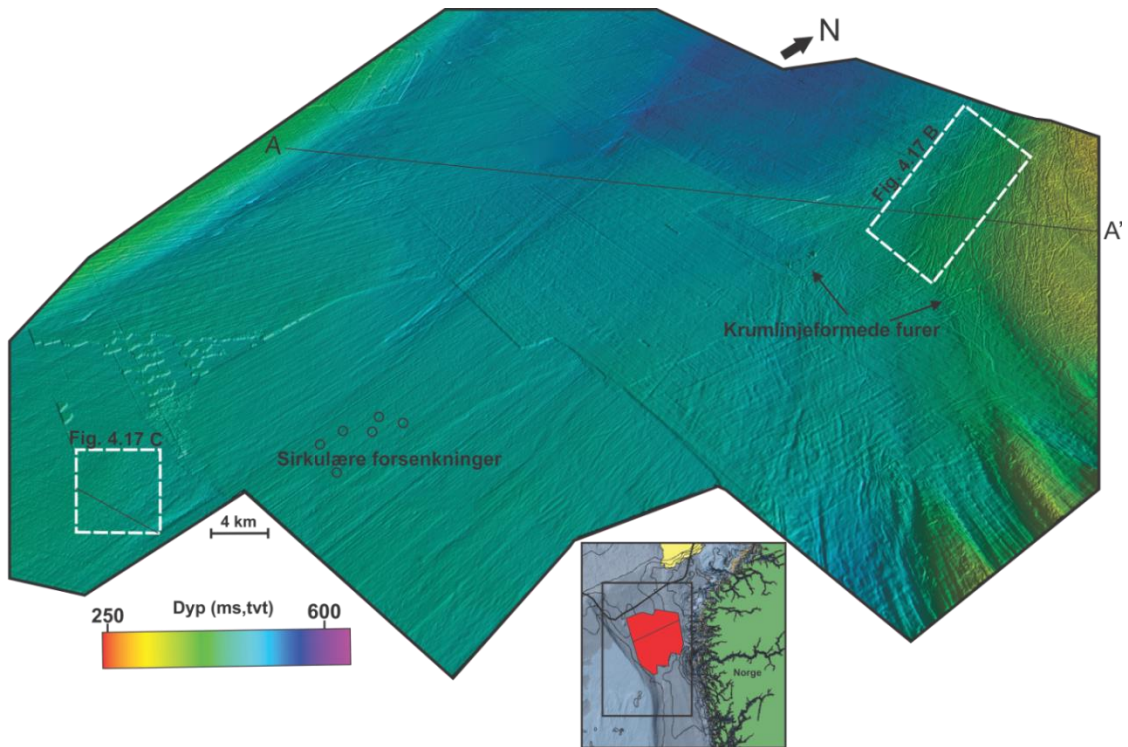


Fig. 4.17a: Generert flate av R1, samt profil på tvers av flaten som viser den seismiske sekvensen og Reflektor R1 markert i blått.

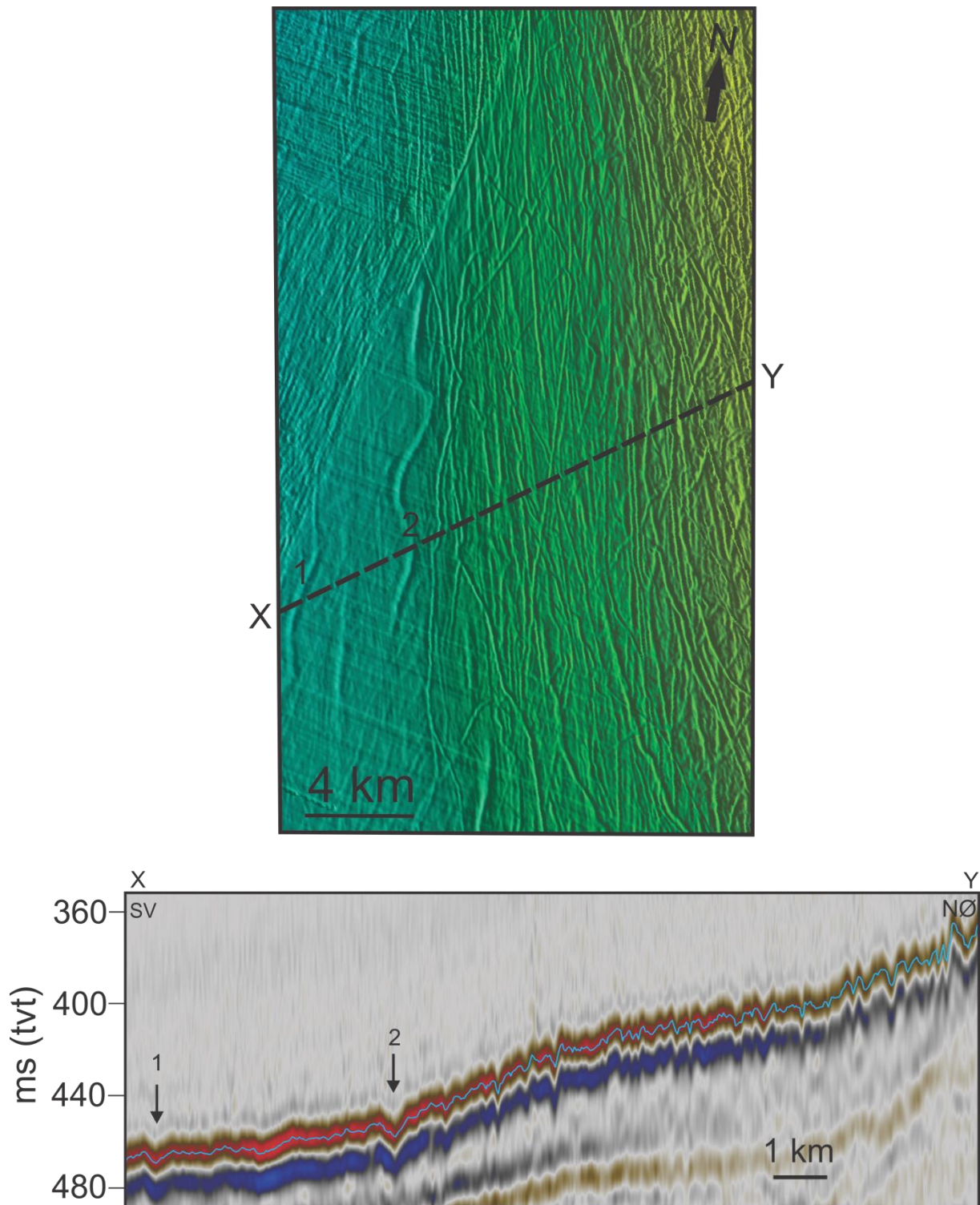


Fig. 4.17b: Over: Forstørret utsnitt fra R1-flaten. Utsnittet viser bare en liten del av de mange krumlinjeformede furene som er observert på flaten. Den relativt store slange-formede furen har en lengde på ca. 12 km, over 400 m bred og rundt 20 m dyp. Under: Profil A med tolkning, hvor Reflektor R1 er markert med blått.

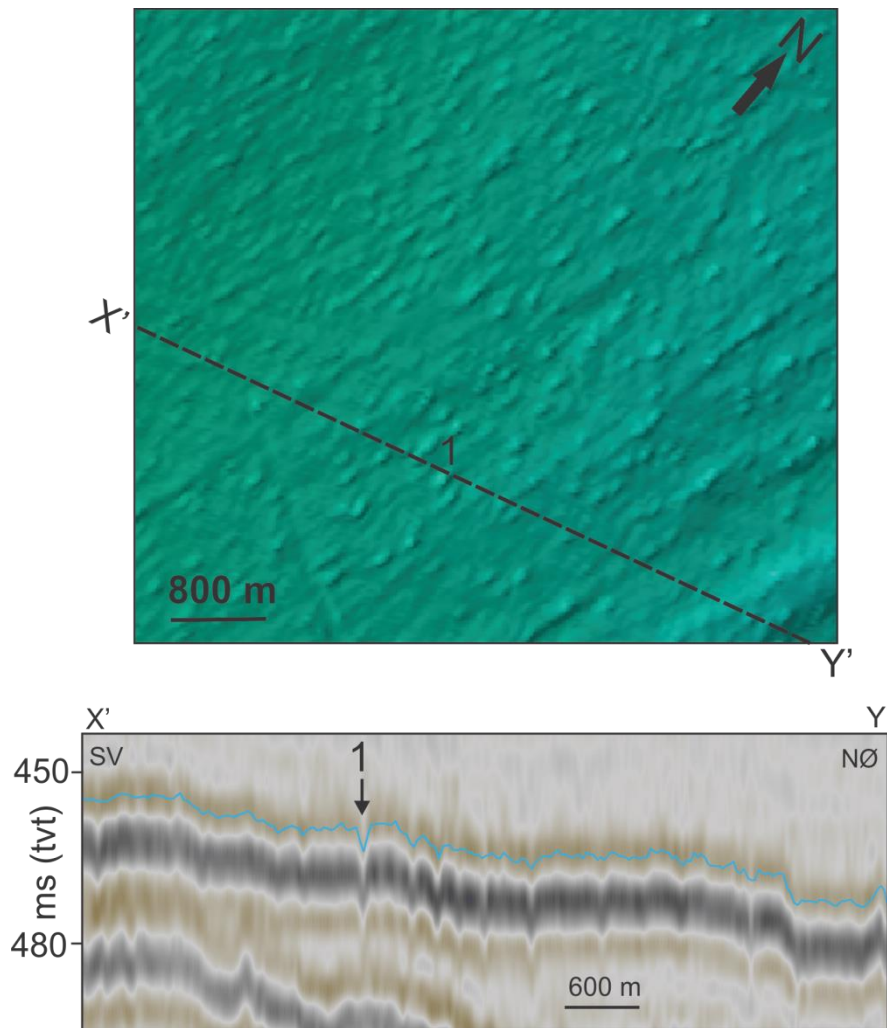


Fig. 4.17c: Over: Forstørret utsnitt fra R1-flaten. Utsnittet viser en liten del av de mange sirkulære forsenkningene som kan observeres på omtrent hele flaten. Under: Profil A med tolkning, hvor Reflektor R1 er markert med blått.

Reflektor RE2A

Den genererte flaten av reflektor RE2A preges av tilnærmet lineære furer, krumlinjeformede furer og noen få sirkulære forsenkninger (Fig. 4.18a). De lineære furene er i hovedsak observert i på den sørlige delen av flaten, mens de krumlinjeformede furene er konsentrert for det meste nord på flaten. Den lengste krumlinjede furen er derimot observert kryssende med en lineær fure i den sørlige delen. Den krumlinjeformede furen har en lengde på ca. 14 km, bredde på ca. 200 m og ca. 20 m dyp og den kryssende lineære furen har en lengde på ca. 10 km. De krumlinjeformede furene observert i nord har lengder fra 2 til < 5km, er ca. 100m brede og dyp på < 10 m (Fig. 4.18c). Det er også utført attributtanalyser på RE2A-

flaten for å fremheve de lineære furene (Fig.4.19). De krumlinjeformede furene i den nordlige delen krysser hverandre og det er ikke observert noe primært retningsmønster. De observerte sirkulære forsenkningene i den østlige delen har en maksimum diameter på over 400 m og er mellom 10-20 m dype.

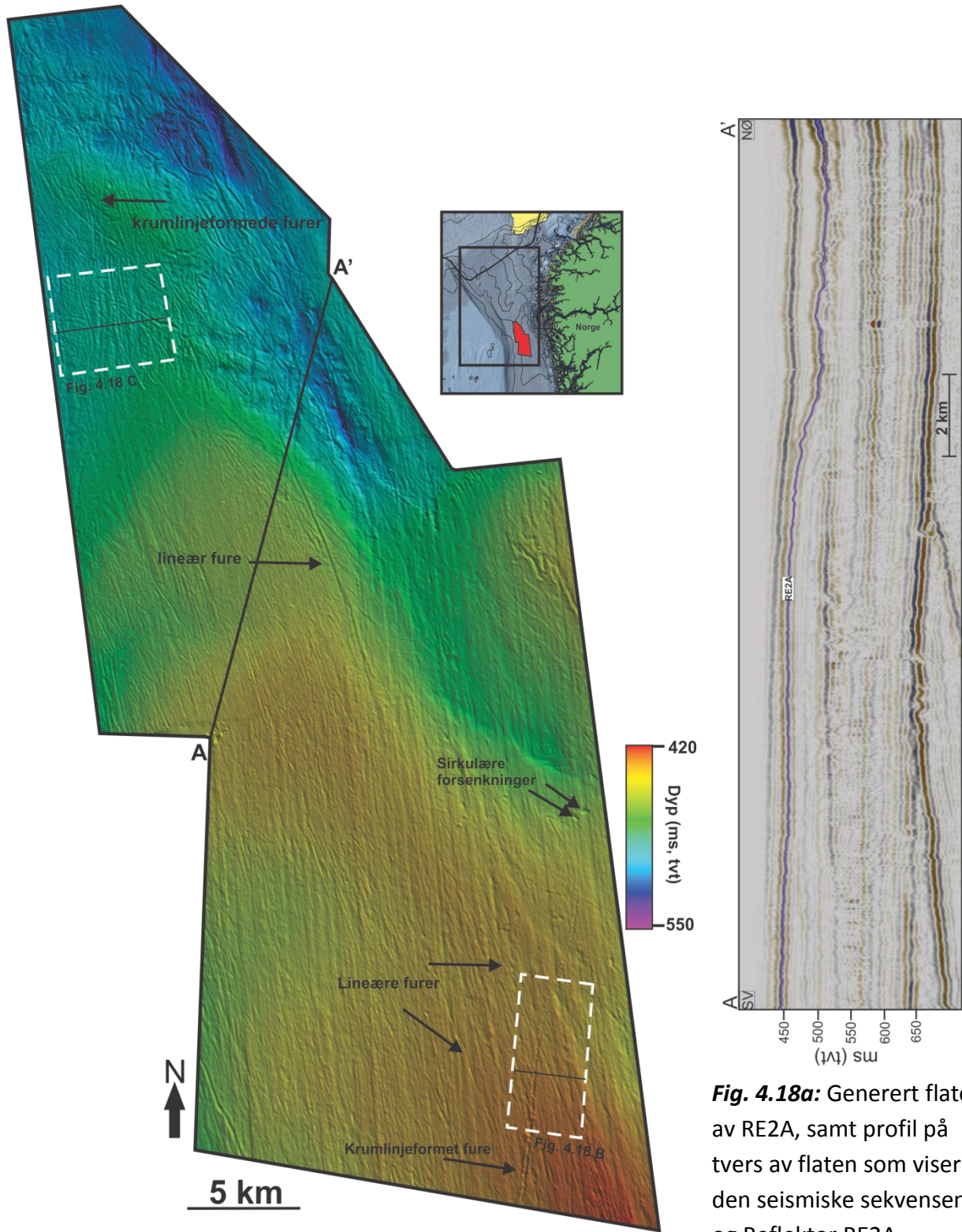


Fig. 4.18a: Generert flate av RE2A, samt profil på tvers av flaten som viser den seismiske sekvensen og Reflektor RE2A markert i lilla.

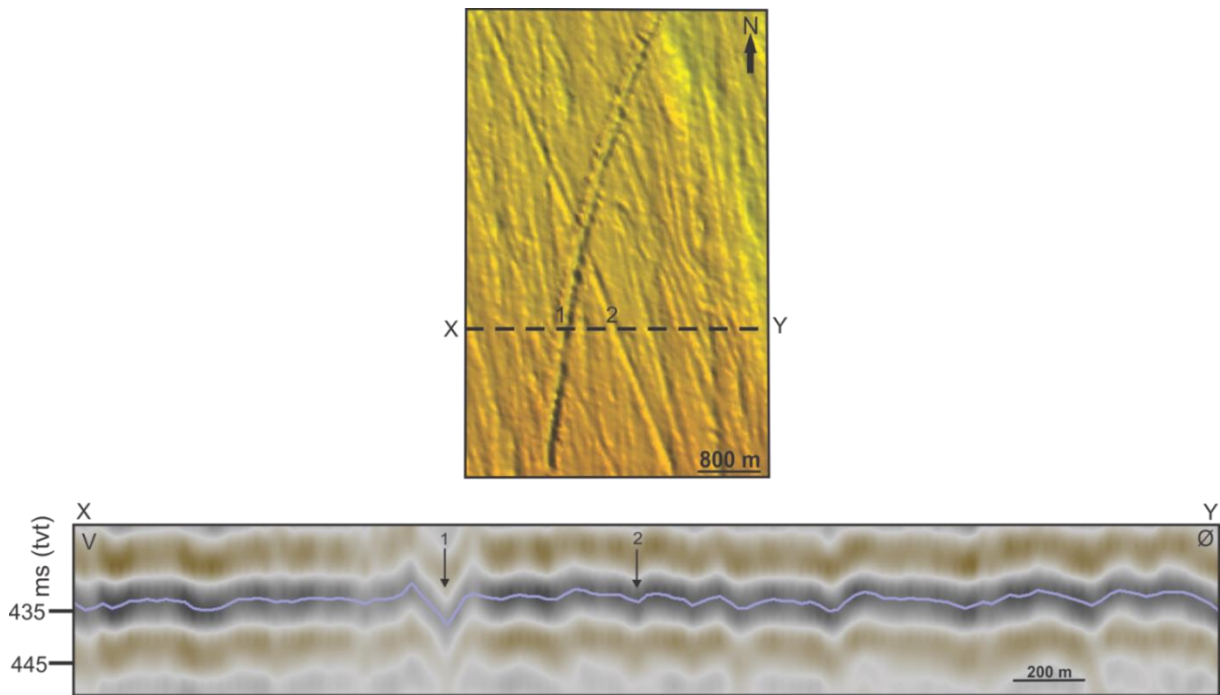


Fig. 4.18b: Over: Forstørret utsnitt fra RE2A-flaten. På utsnittet kan det observeres to relativt store furer; en krumlinjeformet (1) og en lineær(2). Under: Profil A med tolkning, hvor Reflektor RE2A er markert med lilla.

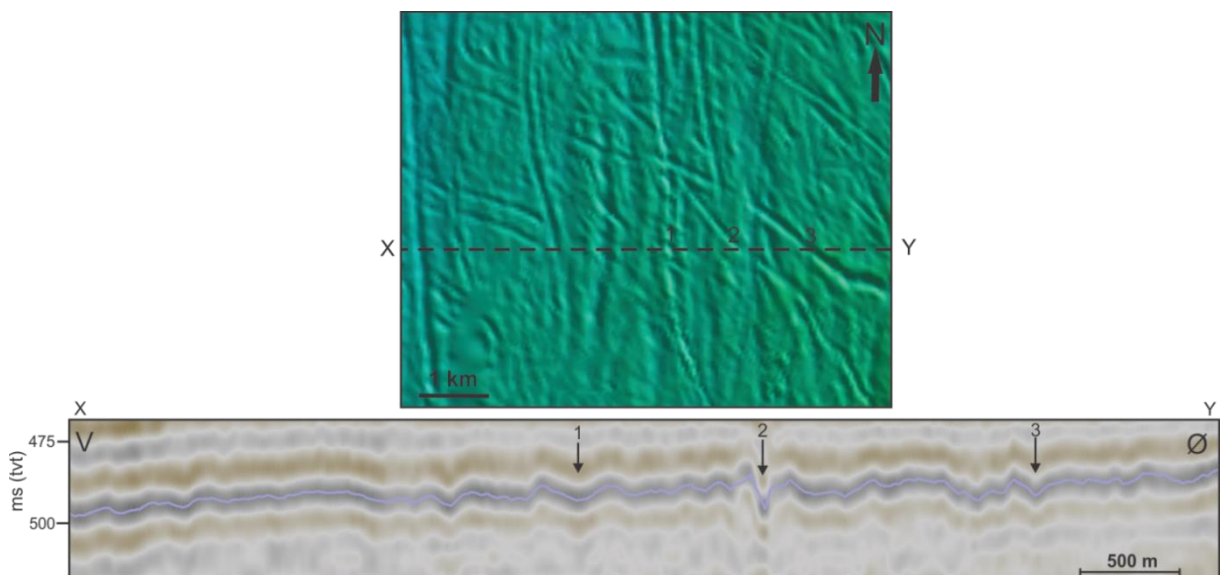


Fig. 4.18c: Over: Forstørret utsnitt fra RE2A-flaten. Utsnittet viser flere kryssende krumlineformede furer. Utvalgte furer er markert med nummer 1-3. Under: Profil B med tolkning, hvor Reflektor R4 er markert med lilla.

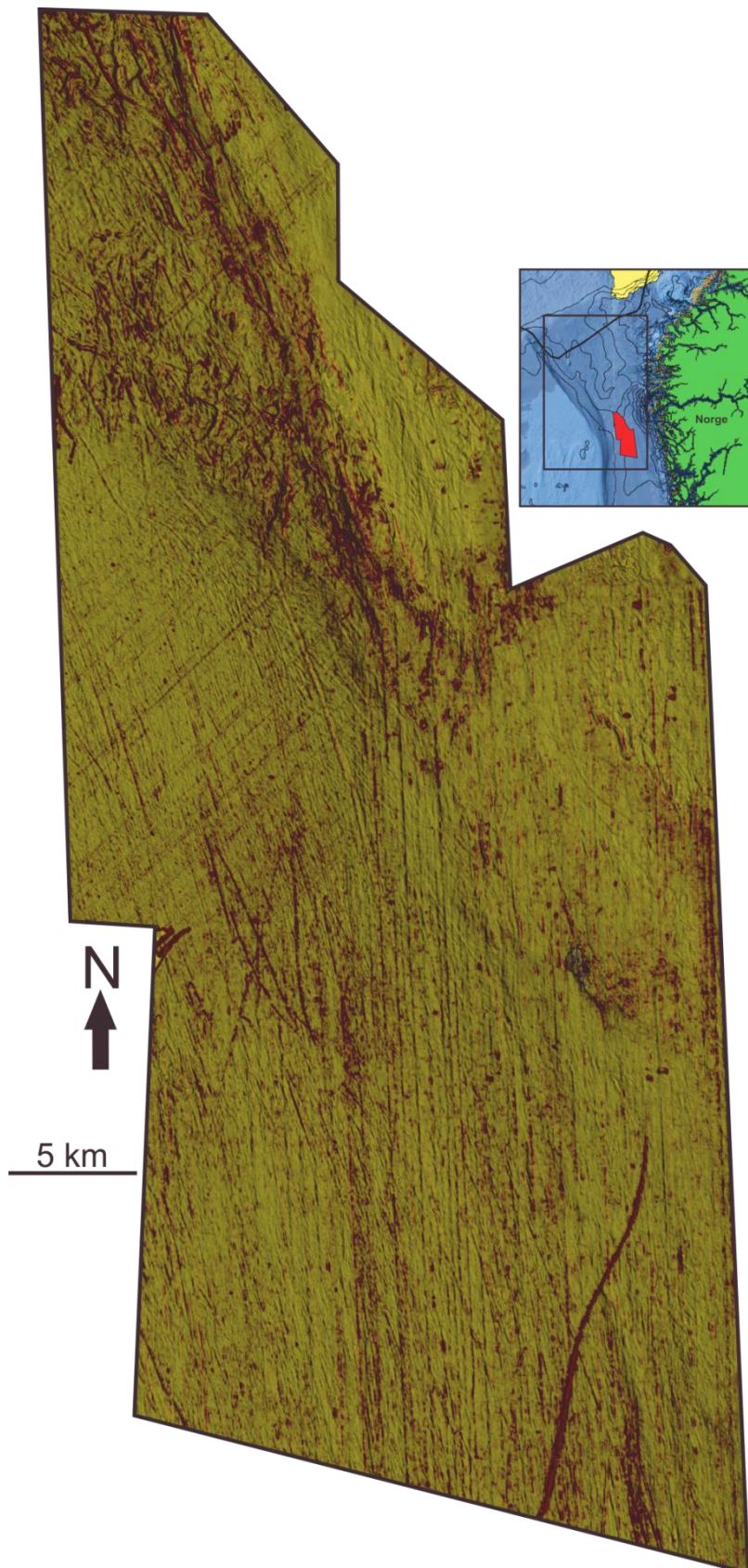


Fig. 4.19: Attributtanalyse utført på den genererte RE2A-flaten for å fremheve observerte elementer. Varians og rms-verdier er trukket ut av flaten, for deretter å legge dem over hverandre.

Reflektor RE2D

Reflektor RE2D definerer toppen av underenhet E1i (Fig. 4.9). I den østlige delen av flaten er det observert flere furer med en tilnærmet lik retning, de strekker seg mot vest/nord-vest (Fig. 4.20a og b). Det er i tillegg observert lineære furer med en nord-sør retning. Det er også observert flere furer som opptrer alene, samt noen sirkulære forsenkninger. I det nordvestlige hjørnet på flaten er det observert noen relativt brede, nærmest meandrerende furer (Fig. 4.20a og c) og rett sør for disse er det observert en s-formet høyde med en lengde på over 5 km og en bredde på mellom 100-200 m (Fig. 4.20a).

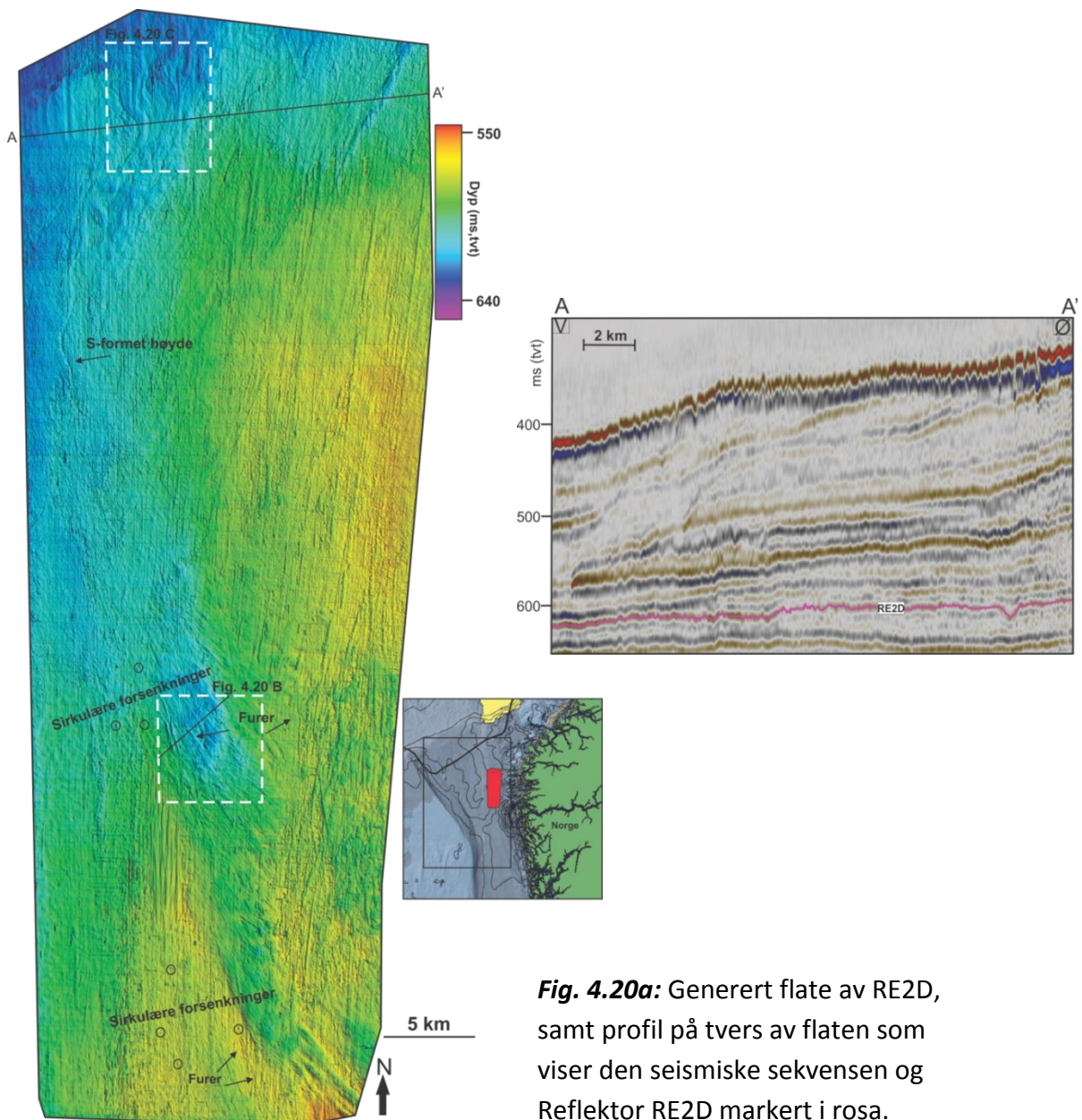


Fig. 4.20a: Generert flate av RE2D, samt profil på tvers av flaten som viser den seismiske sekvensen og Reflektor RE2D markert i rosa.

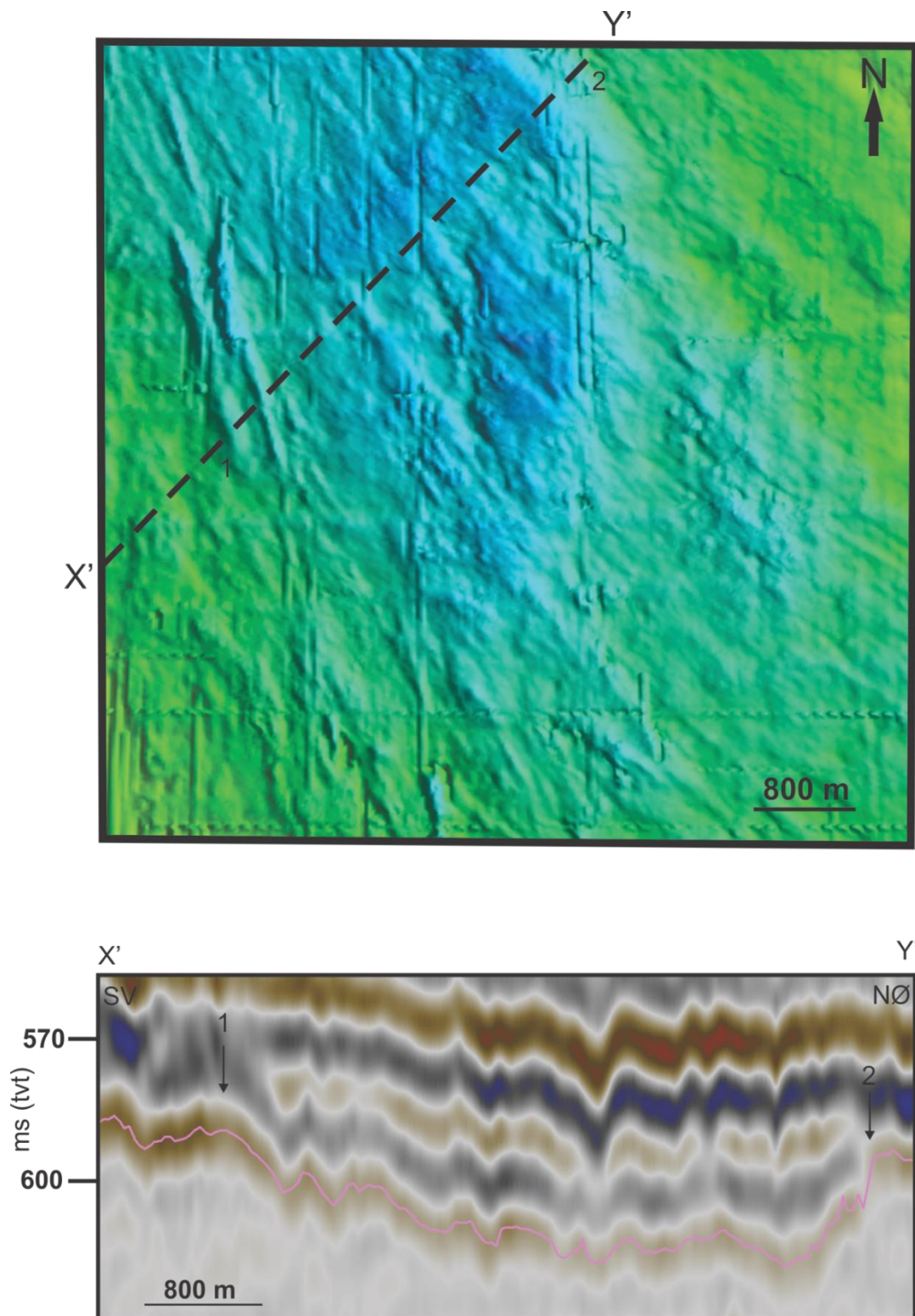


Fig. 4.20b: Over: Forstørret utsnitt av RE2D-flaten. Utsnittet viser en rekke furer, tilnærmet lineære, som strekker seg i nordvestlig retning. Numrene markerer to relativt høye kanter. Under: Profil A med tolkning, hvor Reflektor RE2D er markert med rosa.

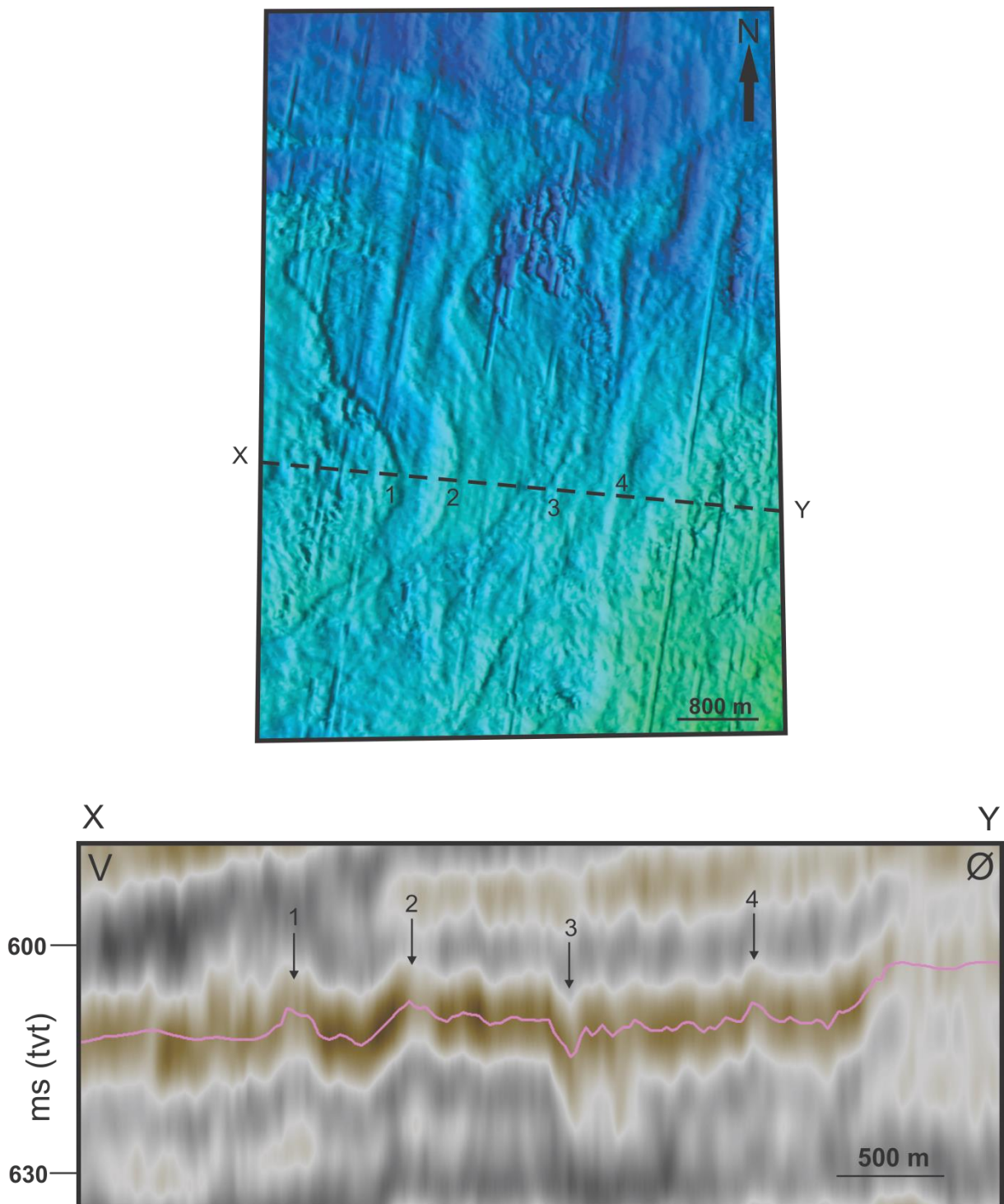

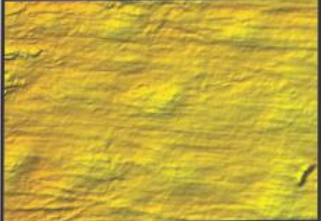

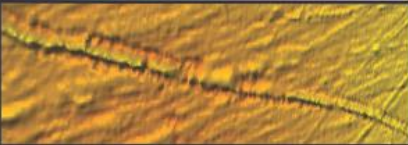
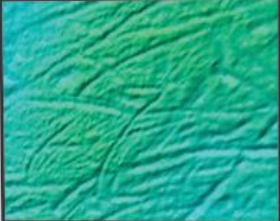
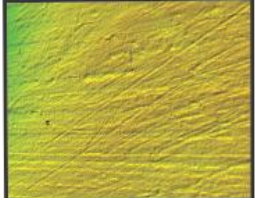


Fig. 4.20c: Over: Forstørret utsnitt av RE2D-flaten. Det observeres meandrer-liknende kanaler som sprer seg ut i nordlig retning. 1, 2 og 4 markerer forhøyninger og 3 markerer en fure. Under: Profil B med tolkning, hvor Reflektor RE2D er markert med rosa.

Tabell 4.1: Oppsummering av de observerte formelementene på de ulike flatene.

Struktur	Beskrivelse	Utsnitt
Småskala sirkulære forsenkninger	Diameter fra 30 til >100m, dybder fra 2 til >20 m. Opptrer som regel i flertall. Observert på R1, R3, R4 og R7i.	
Storskala sirkulære forsenkninger	Diameter på over 1 km og dybder på opptil 40 m. Observert på R3.	
Krumlinjeformede til lineære furer #1	Vekslede mellom krumlinjeformede og lineære. Samlet i «buketter», hvor hver «bukett» har lik retning. Opptil flere titalls km lange, bredder fra 50 til 200m, og dyp mellom 5-15 m. Observert på R2.	
Krumlinjeformede til lineære furer #2	Tilnærmet lineære. Forekommer også krumlinjeformede. Observert i alle retninger. Opptil flere titalls km lange og dyp fra 10-20 m. Observert på R1, R3 og R4	
Krumlinjeformede til lineære furer #3	Vekslede mellom krumlinjeformede og lineære. Observert som kryssende i alle retninger. Fra 2 til >5 km lange, <10 m dype. Observert på R1, R4 og R7i	
Lineære furer	Lineære furer på flere titalls km. Er orientert i nordvestlig retning. Observert på R4.	

4.4 Kjernekorrelering

De tidligere analyserte boringene og kjernene, og som er nevnt i kapittel 3, er korrelert mot seismikken (Fig. 4.21). Boring 89-03 penetrerer gjennom hele den studerte lagpakken (Fig. 4.21). Kjerne 3.1 penetrerer inn i midtre deler av enhet E2 (Fig. 4.12a), og penetrerer dermed også underenhet E2ii (Fig. 4.21). Kjerne 5.1/5.2 penetrerer ned til toppen av Enhet E1 (reflektor R2), og en liten del av underenhet E2ii (Fig. 4.21).

I Boring 89-03 (Fig. 4.22a) tilsvarende enhet L1 den øvre delen av enhet E2, som ligger stratigrafisk over underenhet E2ii. Enheten er beskrevet til å bestå av finkornet sedimenter. Enhet L2 er beskrevet til å være et diamikton og tilsvarende enhet E2ii i seismikken (Fig. 4.21). De to påfølgende enhetene i boring 89-03, enhet L3 og L4, består av henholdsvis sandig/grusig finkornet sediment og diamikton. Enhetene L3 og L4 tilsvarende den nedre delen av enhet E2 i seismikken (Fig. 4.21). De to siste enhetene, L5 og L6, består av henholdsvis finkornet sedimenter og stratifisert diamikton. Enhetene tilsvarende enhet E1 i seismikken (Fig. 4.21).

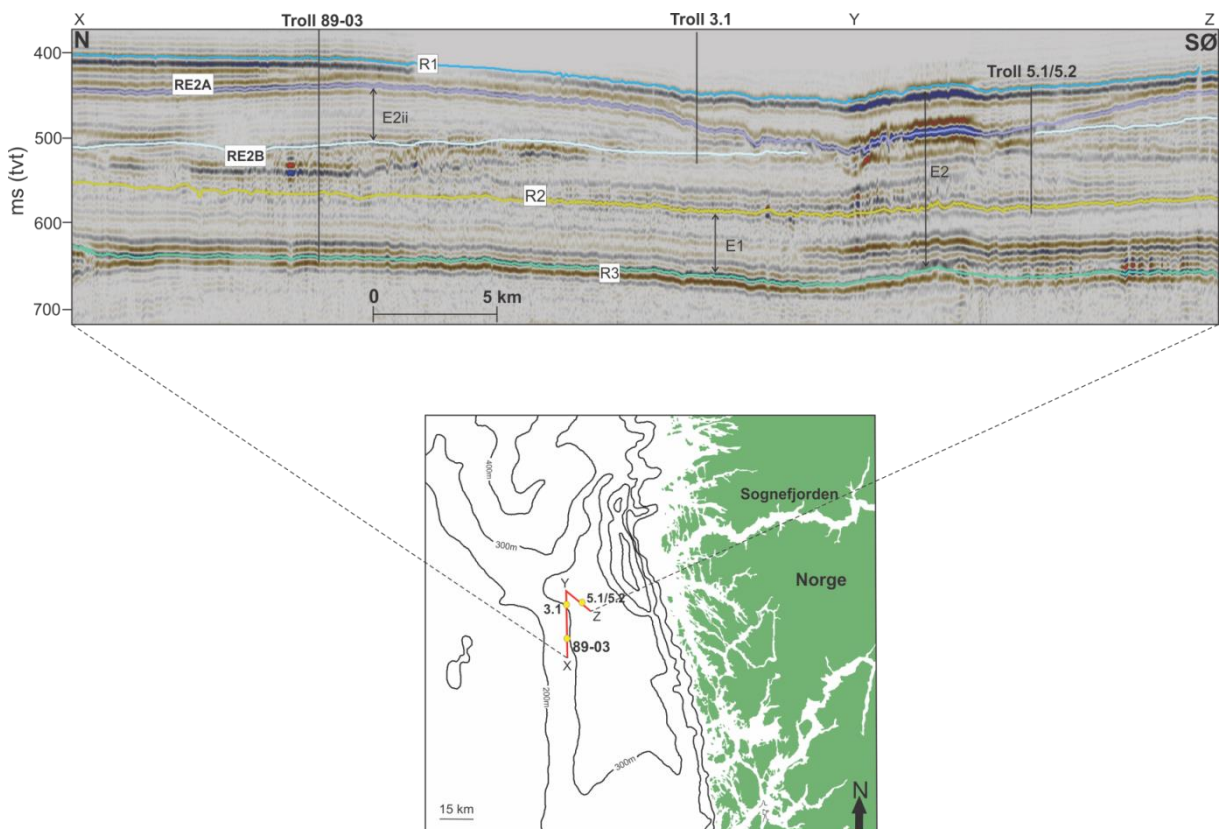


Fig. 4.21: Profil som viser plasseringen av kjernene i den studerte seismikken samt reflektorene R1-R3 + oversiktsfigur av kjernelokalitetene samt den seismiske linjen.

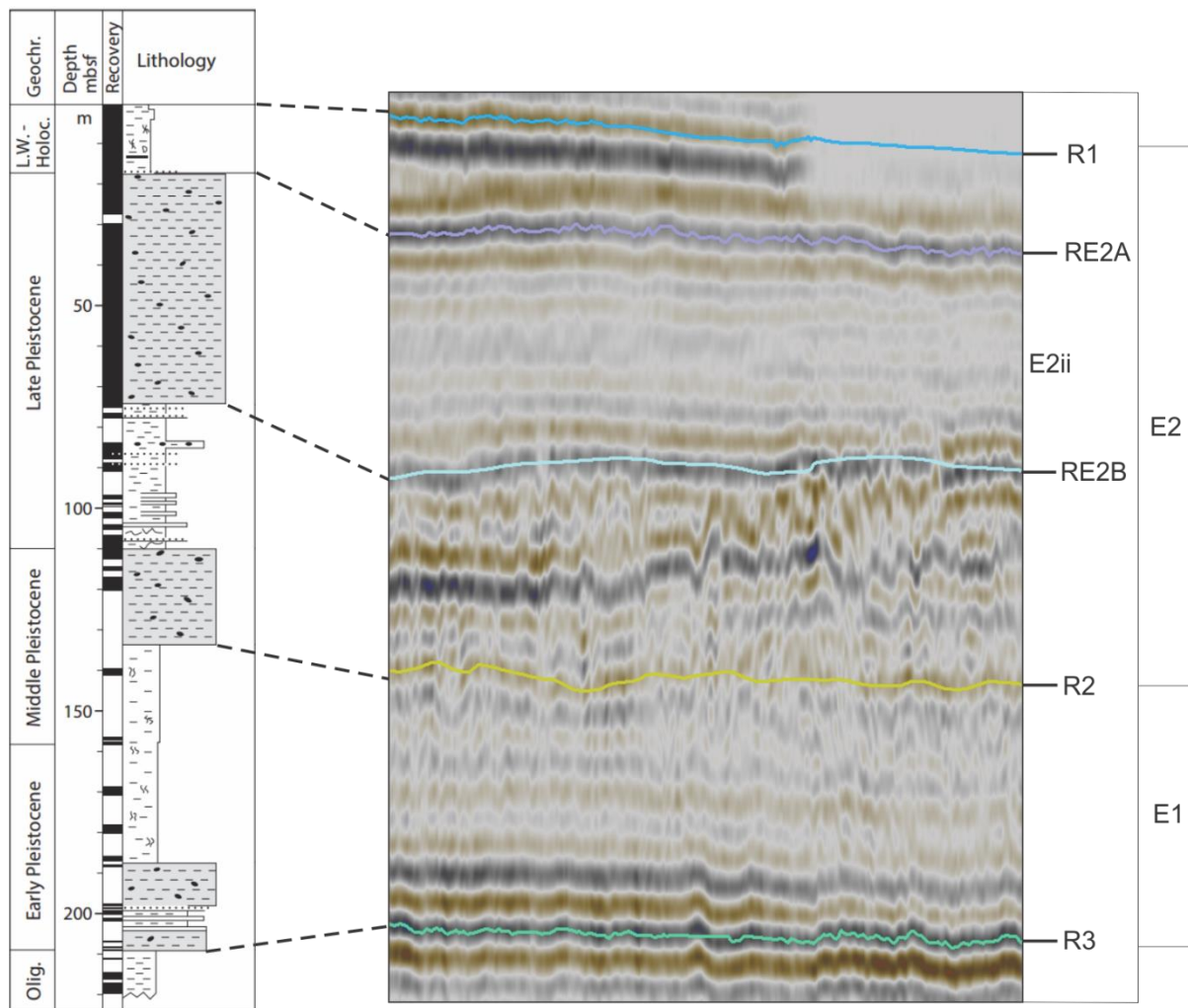


Fig. 4.22a: Korrelering av boring 89-03 mot seismikk. R1-Havbunn, R2-0,5 millioner år, R3-1,1 millioner år.

Kjerne 3.1 (Fig. 4.22b) penetrerer ikke like dypt, og består av enhet L1 og enhet L2. De består av henholdsvis finkornet sedimenter og diamikton. Dette er de samme enhetene beskrevet øverst i boring 89-03, og tilsvarer øvre del av enhet E2 og underenhet E2ii i seismikken (Fig. 4.21).

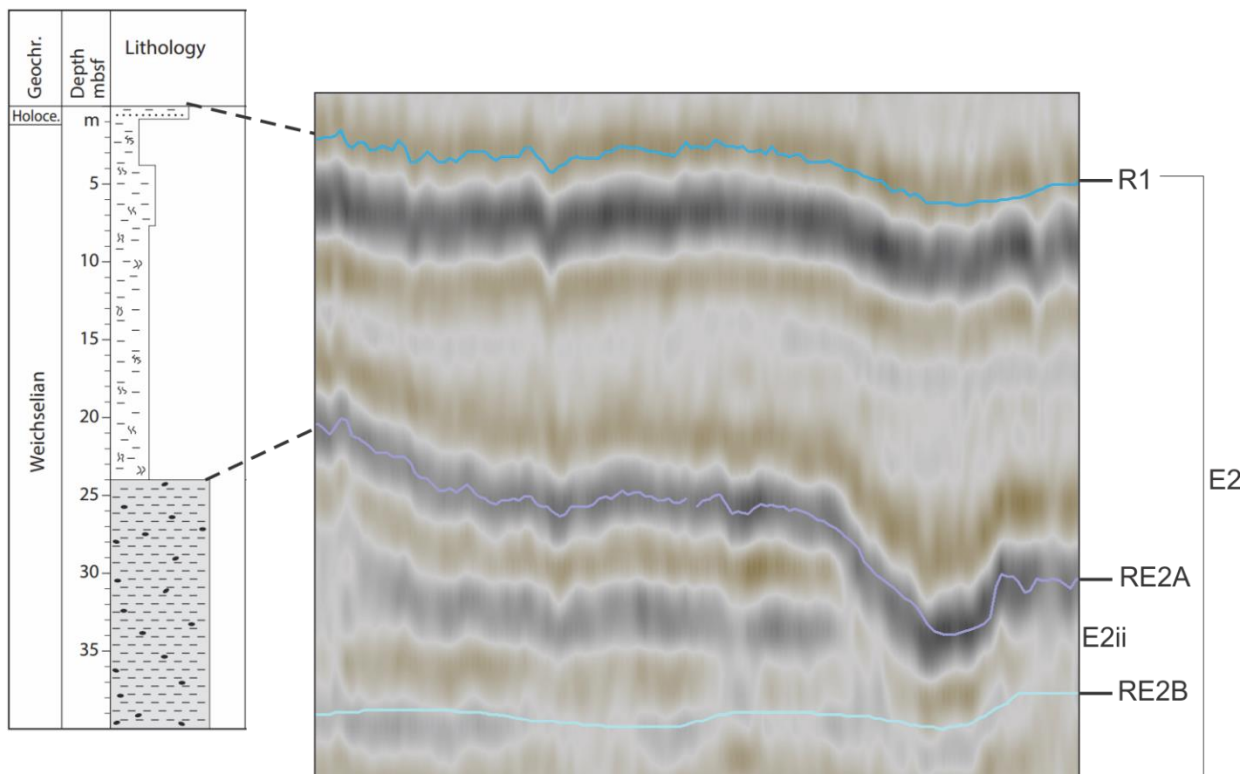


Fig. 4.22b: Korrelering av kjerne 3.1 mot seismikk. R1-Havbunn.

Kjerne 5.1/5.2 (Fig. 4.22c) består av enhetene L1-L5. Enhet L1 består av finkornet sedimenter og tilsvarer den øverste delen av enhet E2 i seismikken (Fig. 4.21). Enhet L2 er beskrevet som et diamikton og tilsvarer underenhet E2ii (Fig. 4.21). Enhetene L3 og L4 består henholdsvis av finkornet sedimenter og diamikton, og tilsvarer den nedre delen av enhet E2 (Fig. 4.21). De siste ti meterne er enhet L5 som består av finkornet sedimenter og som tilsvarer en liten del av den øvre delen av enhet E1 (Fig. 4.21).

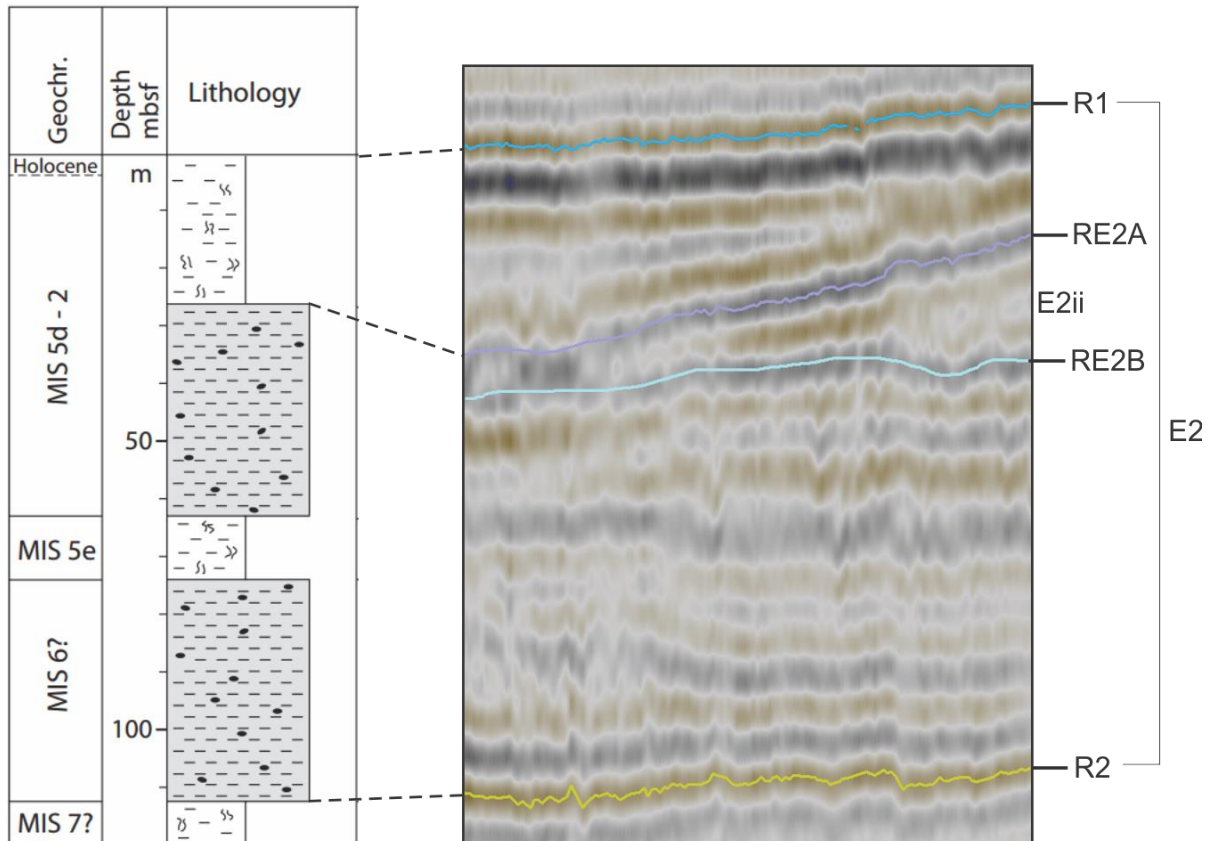


Fig. 4.22c: Korrelering av kjerne 5.2/5.2 mot seismikk. R1-Havbunn, R2- 0,5 millioner år.

5. DISKUSJON

I dette kapittelet vil det bli gitt en utfyllende diskusjon av de oppnådde resultatene. Hovedfokuset vil bli på de sedimentære prosessene og avsetningsmiljøene som har vært dominerende under avsetning av de studerte enhetene. En kronostratigrafi for de tolkede sekvensgrensene og deres tilhørende enheter vil bli presentert og baseres på tidligere publikasjoner. Tolkninger av de identifiserte enhetene og av de observerte formelementene på de ulike flatene vil også bli presentert. En gjennomgang av studieområdets kronostratigrafi, enhetstolkning, geomorfologi, definering av avsetningsmiljø og sedimentære prosesser, vil bli gitt og til slutt vil det bli presentert en avsetnings- og glasiasjonshistorie for området.

5.1 Kronostratigrafi

Kronostratigrafien for studieområdet er etablert basert på brønn- og kjernedata og på tidligere etablert kronologi for de seismostratigrafiske enhetene i Hjelstuen et al. (2012) og Sejrup et al. (1995).

Bunnen av den tolkede sekvensen (R3) (Fig. 5.1) er korrelert med reflektoren som markerer bunn av tidlig Pleistocene i Hjelstuen et al. (2012). Denne reflektoren skiller tydelig skråstilte lag fra den studerte sedimentsekvensen. I Sejrup et al. (1995) korreleres Reflektoren R3 med bunn av Enhet D, som er korrelert med litosone L6 i boring 89-03 (Fig. 5.1) og er aldersbestemt til ca. 1.1 millioner år ved hjelp av aminosyre dateringer (Sejrup et al., 1995). R3 utgjør nedre grense av enhet E1 (Fig. 4.11a). E1 er definert fra bunn tidlig Pleistocene til et stratigrafisk nivå som tilsvarer den øvre grensen av enhet C i Sejrup et al. (1995), og som er korrelert med topp av litosone L5 i kjerne 89-03 (Fig. 5.1). Det er antatt at R3 reflektoren representerer det første isfremrykket ut til eggakanten i sørvest Norge, for 1.1 millioner år siden (Sejrup et al.1995; Hjelstuen et al., 2012).

Reflektor R2 (Fig. 4.12a) er korrelert med reflektoren som skiller enhet C og B2 i Sejrup et al.(1995) og utgjør dermed øvre grense av enhet C og nedre grense av enhet B2. Øvre grense av enhet C er korrelert med kjerne 89-03 og utgjør dermed toppen av litosone L5 (Fig. 5.1). Aminsyredateringer og strontiumanalyser utført på sedimentene ved øvre grense i litosone L5 antyder en alder på ca. 0,6 millioner år, og som senere i Hjelstuen et al. (2012) omtales som 0,5 millioner år reflektoren. I Hjelstuen et al. (2012) definerer 0,5 millioner år reflektoren grensen mellom akustisk laminert og akustisk linseformet seismisk karakter (Fig. 2.7). Korrelert med kjerne 89-03 tilsvarer reflektoren grensen mellom litosone L5 og L4, og grensen mellom henholdsvis finkornet glasimarine sedimenter og morene. R2 definerer øvre grense av enhet E1 og nedre grense av enhet E2 (Fig. 4.9).

Reflektor RE2A (Fig. 5.1) korreleres med den øvre grensen av underenhet B1 i Sjrup et al.(1995) og definerer dermed toppen av enhet B. Øvre grense av underenhet B1 er korrelert med kjerne 89-03 og representerer toppen av litosone L2 (Sejrup et al., 1995). 14C dateringer utført i bunn av litosone L1 viser en alder på 15 145 år B.P. (Sejrup et al., 1995). Det er ikke dateringer av litosone L2, men i Sejrup et al. (1989a) er det 10 aminosyreanalyser på foraminifererprøver fra samme enhet i kjernene 5.1/5.2, 1002 og B1 som indikerer eldre aldre enn 14C-dateringen fra bunn av L1. Reflektor RE2A definerer øvre grense av underenhet E2ii (Fig. 4.13a).

Reflektor RE2B (Fig. 5.1) utgjør nedre grense av mellomenhet E2ii (Fig. 4.13a), og korreleres med den nedre grensen av underenhet B1 i Sejrup et al., (1995). Denne grensen var stedvis diffus og vanskelig å definere, men er korrelert med bunn B1 på grunn av en sterk reflektor som omtales i Sejrup et al. (1995), som også observeres i seismikken i denne studien, og som skiller underenhet B1 fra underenhet B2. I kjerne 89-03 er bunn B1 korrelert med den nedre grensen av litosone L2 (Sejrup et al., 1995). I følge Sejrup et al. (1989a) er tilsvarende enhet i kjerne 5.1/5.2 avsatt i tidsrommet for mellom 120 000 og 13 000 år siden og dermed korrelert med en Weichselian alder. Underenhet E2ii antas dermed å være avsatt i tidsrommet mellom 120 Ka og 13 Ka.

Reflektor RE2D (Fig. 5.1) utgjør øvre grense av underenhet E2i (Fig. 4.9). Den ligger stratigrafisk rett over reflektor R2. Det er ikke gjort beskrivelser eller korreleringer med den i tidligere arbeid, men basert på Sejrup et al.(1995) antas den å være en del av enhet B

(Sejrup et al., 1995) og om ikke mer nøyaktig en del av underenhet B2 (Sejrup et al., 1995). B2 er også korrelert med kjerne 89-03, og representerer litosone L4-L3 som er består av henholdsvis diamikton og sandig til grusig silt/leire (Sejrup et al., 1995). Hele enhet B er ekvivalenten til Norskerennaformasjonen (se kapittel 1) (Rise et al., 1984).

Sedimentene som er avsatt i tidsrommet definert av Reflektor R1 (havbunn) og Reflektor RE2A er av Sejrup et al. (1995) definert som enhet A og representerer litosone L1 i kjerne 89-03 (Sejrup et al., 1995), og er ekvivalenten til Kleppe Senior Formasjonen (Se kapittel 1) (Rise et al., 1984). I denne studien er disse sedimentene den øverste delen av enhet E2, avsatt i tidsrommet definert av Reflektor R1 og Reflektor RE2A (Fig. 5.1).

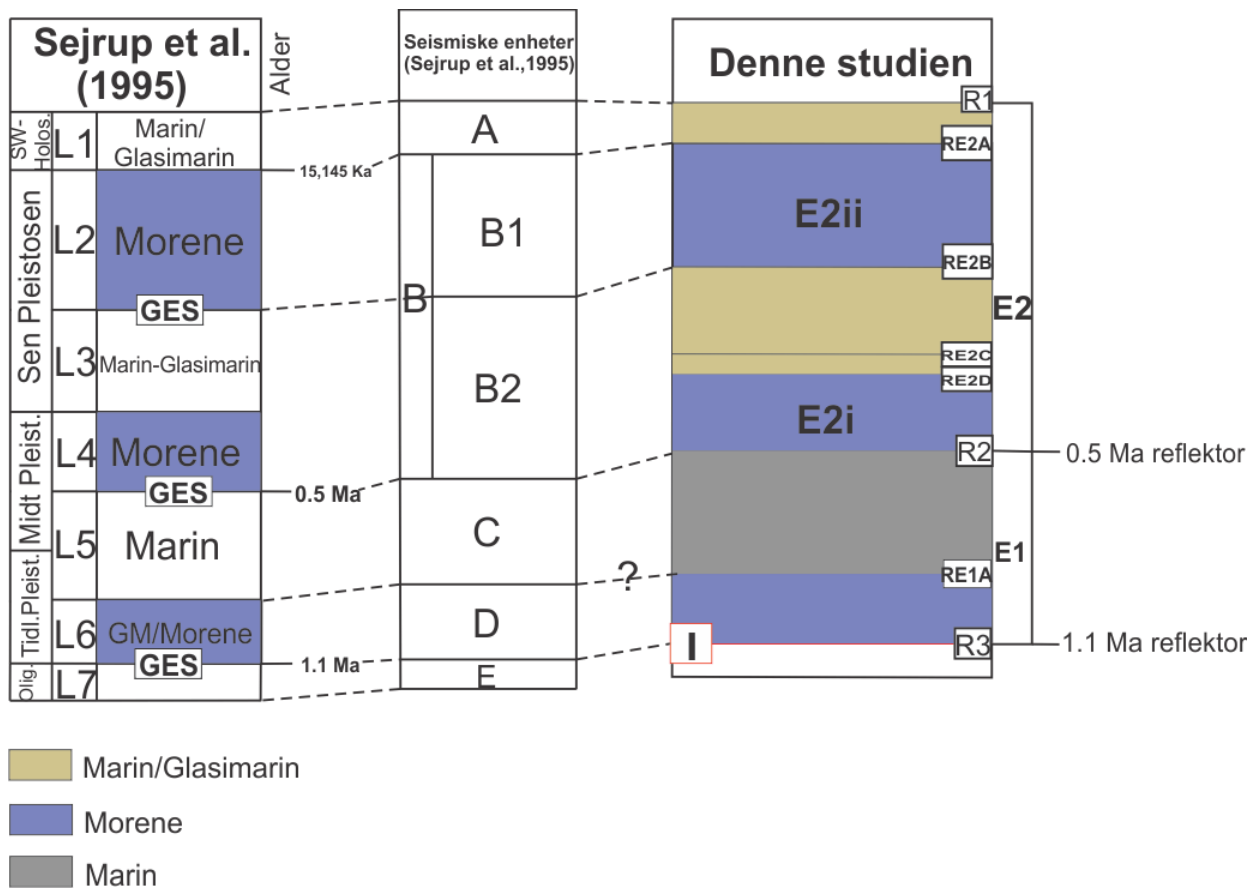


Fig. 5.1: Korreleringer av enheter med tidligere arbeid (modifisert fra Sejrup et al., 1995). GES- glacial erosjonsflate; I-inkonformitet; ka-tusen år; Ma- millioner år; SW- Sen-Weichsel.

5.2 Sedimentære prosesser og avsetningsmiljø

Studieområdet er lokalisert i ytre del av Norskerenna, like sør for overgangssonen til Nordsjøviften (Fig. 1). Under maksimale utbredelser av isdekket og en aktiv isstrøm i Norskerenna, var området dominert av avsetning av glasiale sedimenter (f.eks. Sejrup et al., 1995; 2005; Hjelstuen et al., 2012). Det er antatt at det første isfremrykket til eggakanten i studieområdet, og dermed første aktive isstrøm i Norskerenna, inntraff for 1.1 millioner år siden (Sejrup et al., 1995; 2000). I tidsrommet mellom 1,1 millioner år og 0,5 millioner år var området karakterisert av begrensede isdekker, med ismarginer nær kysten og tidsrommet etter 0,5 Ma var området karakterisert av gjentatte perioder med isfremrykk til eggakanten (Sejrup et al., 1995). Basert på observasjonen av glasisogene debrisstrømmer på kontinentalskråningen er det foreslått at Norskerennaisstrømmen var aktiv under MIS 12, 10, 8, 6 og 2 (Nygård et al., 2005). Det er antatt at det ble avsatt opptil 1.1 Gt sedimenter på kontinentalskråningen hvert år under intervallene med hurtig isstrøm (Nygård et al., 2007). I dette delkapittelet vil det bli presentert en tolkning av de to hovedenhetene E1-E2 samt de to mellommenhetene E2i-E2ii, i tillegg til deres dominerende sedimentære prosess(er) og avsetningsmiljø. Det vil også bli gitt en tolkning av de observerte elementene på de genererte flatene.

Enhet E1

Enhet E1 består hovedsakelig av lavamplitude til høyamplitude parallelle facies (Fig. 4.11a). Dette kan tolkes til at enheten består av for det meste finkornet sedimenter. Lokalt i enhet E1 er det observert en transparent seismisk facies, definert ved en øvre grense av internreflektor RE1A (Fig. 4.8) og en nedre grense av hovedreflektor R3 (Fig. 4.8). De transparente faciesene er tolket til å være morene avsatt over inkonformiteten på grunn av dens seismiske karakter. Lagpakken mellom internreflektor RE1A og hovedreflektor R2 er preget av høyamplitude og lavamplitude parallelle reflektorer. Det kan derfor tolkes at internreflektor RE1A er den samme grensen som skiller enhet C og D i Sejrup et al. (1995), og som er korrelert med grensen mellom marine sedimenter og glasimarine/morene sedimenter i boring 89-03 (Fig. 5.2).

Enhet E1 er som nevnt definert ved en øvre og nedre grense av henholdsvis R2 og R3. På den genererte R3-flaten (Fig. 4.14a) ble det observert flere krumlinjeformede til lineær furer. De mange furene med varierende størrelsesomfang og brå endring av retningen er blitt sammenliknet med studier gjennomført av f.eks. Ottesen et al., 2005; Dowdeswell og Ottesen (2013); Ottesen et al., 2014, hvor de tolker krumlinjeformet til lineære furer i sentrale deler av Nordsjøen til å være pløyemerke. En av implikasjonene av observasjonen av pløyemerkene i studieområdet er at de indikerer tilstedeværelse av flytende isfjell som grunnet og pløyet i sedimentene i tidlig Pleistocene. I tillegg må det ha vært åpent hav i Nordsjøen (i det minste sesongmessig) og et isdekke som terminerte i havet hvor det var relativt dypt for å kunne få kalvet isfjellene (Dowdeswell & Ottesen, 2013).

De lineære furene strekker seg tilnærmet parallelt med Norskerenna og har lengder på flere titalls kilometere, mye lengre enn de andre formelementene beskrevet. På bakgrunn av disse observasjonene tolkes furene som MSGL-er (Clark, 1993) og er en indikasjon på tilstedeværelsen av en isstrøm i studieområdet. Tilsvarende formelementer har tidligere blitt observert i Skagerrak (Longva og Thorsnes, 1997).

På tidsflater gjennom enhet E1 er det observert flere pløyemerker, og kan indikere en periode med begrensede glasieringer i studieområdet. Det er ikke identifisert MSGL-er på andre nivå i enheten, og indikerer trolig at det ikke har vært noen aktiv isstrøm i de ytre delene av Norskerenna i denne tidsperioden, og støtter dermed opp om tidligere studier gjort i området (Sejrup et al., 2000). De sirkulære forsenkningene er tolket til å være kratere (pockmarks) forårsaket av gass- og væskeutbrudd. Tolkningen begrunnes med at dimensjonene på forsenkningene er relativt like sammenliknet med de som er beskrevet av Mazzini et al., 2016, og at lokasjonen til forsenkningene er i området over Troll feltet, hvor det er kjent at tilstedeværelsen av pockmerker er høy (f.eks. Hovland og Judd (1988)).

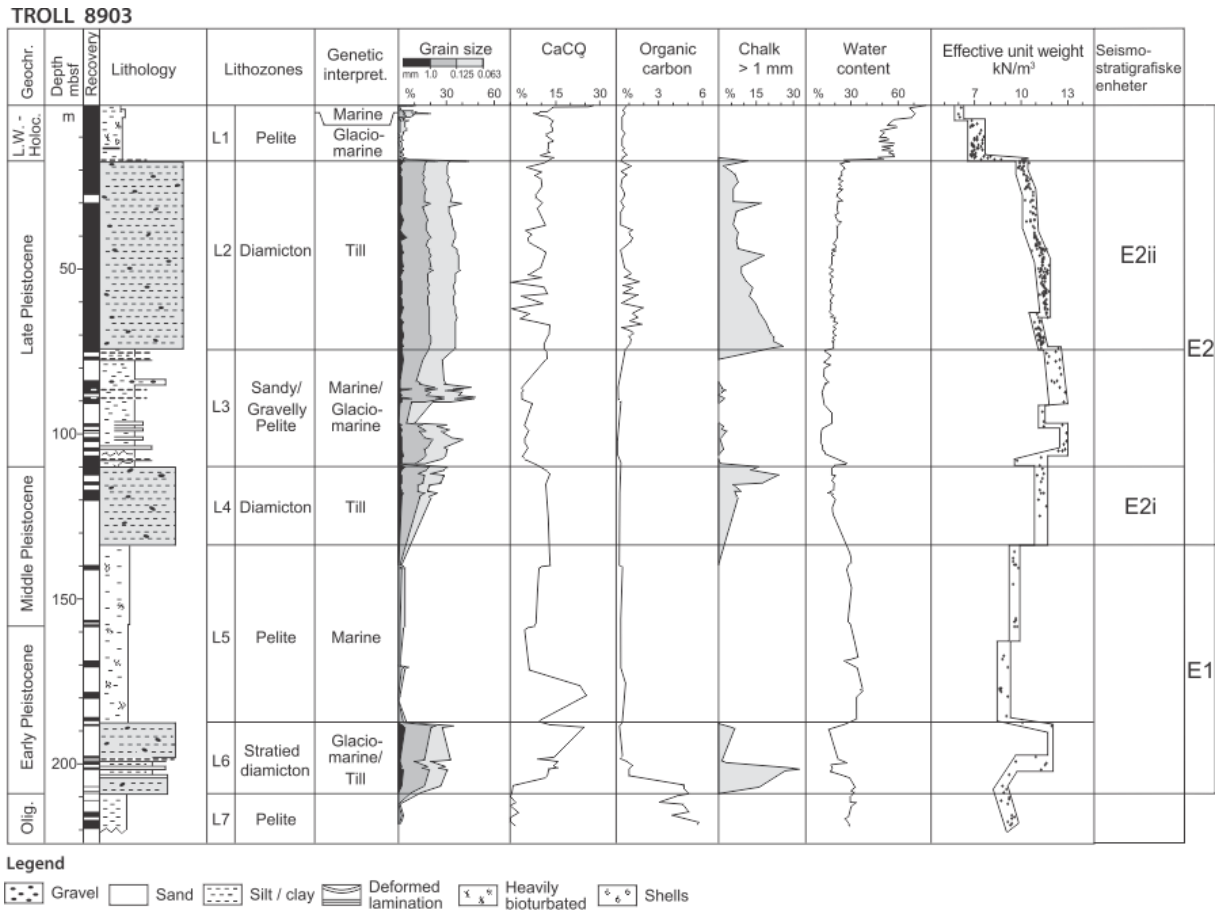


Fig. 5.2: Kjernerdata fra boring 89-03 + seismostratigrafiske enheter.

Enhets E2

Enhets E2 er karakterisert av flere linseformet facies og ligger stratigrafisk over enhets E1 (Fig. 4.12a). Enhets E2 tilsvarer i Sejrup et al. (1995) de seismiske enhetene A og B, korrelert med litosone L4-L1 i kjerne 89-03 (Fig. 5.1). Enhetsen er definert ved en øvre og nedre grense av henholdsvis reflektor R1 og R2 (Fig. 4.12a). Enhets E2 er karakterisert av linseformet transparente pakker adskilt av parallelle til subparallelle medium til høyamplitude reflektorer. De linseformete pakkene har ingen struktur, men noen steder er det observert lavamplitude kaotisk mønster. Enhetsen er sammenliknet med seismikken observert i Hjelstuen et al. (2012) og korrelert med kjerne 89-03 (Sejrup et al., 1995). På bakgrunn av dette er de transparente pakkene tolket til å være morene og de parallelle til subparallelle tolket til å være marine/glasimarine sedimenter. Moreneenhetsene og de glasimarine sedimentene er avsatt de siste 0,5 millioner år og fram til siste deglasiasjonsfase av området,

som i boring 89-03 er datert til ca. 18 500 år B.P. (Sejrup et al., 1994). Sedimentene som er avsatt mellom havbunnen og sekvensgrense RE2A er i seismikken karakterisert ved medium til høyamplitude parallelle reflektorer. De skiller seg tydelig fra den underliggende transparente pakken. De medium- til høyamplitude reflektorene tolkes til å være marine sedimenter. Tolkningen baseres på de øverste 20 metrene i boring 89-03 som består av marine og glasimarine sedimenter med et relativt høyt vanninnhold (Sejrup et al., 1995) (Fig. 5.2).

Sedimentene avgrenset av sekvensgrensene RE2B og R2 har i seismikken en transparent til lavamplitude kaotisk facies og lav- til medium amplitude parallelle reflektorer (Fig. 4.12a og 4.13a). Det er ikke satt noen grense for å skille dem, men en sterk positiv reflektor observert i seismikken kan være en mulig sekvensgrense (Fig. 4.13a). Det transparente og lavamplitude kaotiske mønsteret tolkes til å være morene på bakgrunn av den observerte seismiske karakteren og boring 89-03 viser en stor variasjon i kornfordeling og en relativt høy skjærstyrke (Sejrup et al., 1995) (Fig. 5.2). De observerte parallelle reflektorene indikerer trolig finkornet sedimenter og informasjonen i boring 89-03 viser en mer kompakt marin/glasimarin pakke med jevnere kornfordeling (Sejrup et al., 1995) (Fig. 5.2). Disse sedimentene er korreleret med enhet L3 (marin/glasimarin) og L4 (morene) i boring 89-03 og utgjør dermed den nedre delen av enhet E2 i seismostratigrafien. Dette er også de samme sedimentene som utgjør enhet L3 og L4 i kjerne 5.1/5.2 (Fig. 5.3). I den nevnte kjernen korreleres enhet L3 med Eem interglasialen (MIS 5e) og L4 til å mulig representere Saalian glasialen (Sejrup et al., 1989).

5.1/5.2

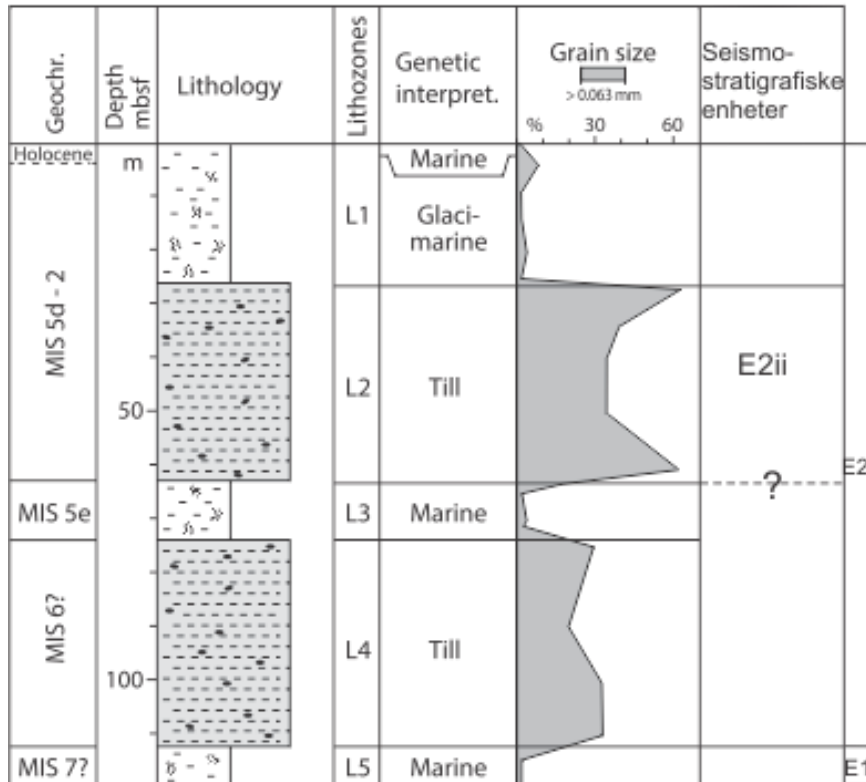


Fig. 5.3: Kjerneinformasjon fra kjerne 5.1/5.2 + seismostratigrafiske enheter.

På den genererte R2-flaten (Fig. 4.15a) observeres det utallige furer, både tilnærmet lineære og krumlinjeformede. Dette tyder på omfattende isbevegelser. Furene som er samlet i «buketter» (Fig. 4.15a; fig. 5.3 og 5.4) har ulike orienteringer, men orienteringen på de forskjellige «bukettene» sammenfaller med dagens fjorder langs kysten. I hver «bukett» er furene samlet i bunn, for så å spre seg ut i en vifteform, dette kan indikere at de på et stadie har vært begrenset innenfor et område, for så å nå et åpent lende, som i dette tilfellet var havet. De er antatt å ha blitt dannet i tilknytning til varierende strømningsdynamikk i studieområdet. De ser ut til å opptre avhengig av hverandre, i motsetning til pløyemerker, og de er relativt kortere en MSGL-er (Clark, 1993). På bakgrunn av dette er de tolket til å være glasiale lineasjoner dannet under strømmende is. De glasiale lineasjonene er tolket til å representere tidligere isstrøms mønster under islober som strekker seg ut fra et større isdekke fra fastlandet (Fig. 4.15a). De glasiale lineasjonene kan relateres til fjordbreer som en gang var brearmer og aktive deler av et isdekke (Rise et al., 2004). I den nordlige delen på flaten varierer lineasjonene mellom NNV til NNØ i orientering (Fig. 5.5), mens

hovedretningen på de glasiale lineasjonene er rettet fra kystområdene i sør-øst og spres ut i en viftelignende form mot nordvest, og noen delvis mot vest (Fig. 4.15a). Det er foreslått at de viftelignende formene av lineasjoner i den sørøstlige delen av området (Fig.5.4) ble dannet under en massiv strøm av terrestrisk is utenfor kystsonen nordvest for Bergen (Rise et al., 2004). De samme lineasjonene krysser hverandre flere steder i området, og indikerer et dynamisk isstrømsmønster (Rise et al., 2004). De ulike isstrømningsretningene i den sørlige delen av området indikerer også at isdekket var i nærheten av grunningssonen i området, og at kalving av isfjell påvirket isstrømningsretningen (Rise et al., 2004).

Ifølge Rise et al. (2004) kunne ikke en omfattende isstrøm ha vært aktiv i hele Norskerenna under dannelse av de vestlige strømningsmønstrene, og trolig representerer flaten en tidlig fase med strømningsaktivitet fra et isdekke ut i Norskerenna etter en lang periode med avsetning av marine sedimenter. I den nordlige delen kan det tyde på at isdekket strømmet mot eggakanten. Som nevnt tidligere er denne flaten korrelert med kjerne 89-03 og representerer starten på en omfattende midt-Pleistocene glasiasjon antatt å ha startet for ca. 0,5 millioner år siden (Sejrup et al., 1995). Tilstedeværelsen av glasiale lineasjoner i denne delen av Norskerenna indikerer at dal- og/eller fjordbreer i Sognefjorden-Bergen området var aktive deler av isdekket under den glasiale startfasen (Rise et al., 2004). Dette strømningsmønsteret er også observert på tidsflater og attributtflater på andre nivåer i enheten, nivåer som er antatt å være yngre enn den genererte R2-flaten og tyder på at fjordbreene var aktive i en god periode før de ble overlagret av sedimenter.

De observerte krumlinjeformede furene på flaten opptrer alene (Fig. 4.15a), og er relativt kortere enn de glasiale lineasjonene. De har også ulik orientering og opptrer uavhengig i forhold til hverandre. De er observert langs den vestlige delen på flaten, i ytterkanten av de glasiale lineasjonene. De krumlinjeformete furene er tolket til å være pløyemerker (Dowdeswell & Ottesen, 2013). Dimensjonene på disse pløyemerkene er relativt mindre enn andre identifiserte pløyemerker i denne studien, og kan trolig forklares med varierende størrelser på isfjell. En teori er at de identifiserte pløyemerkene på R2-flaten er drivende isfjell som har kalvet fra de marin-terminerende islobene.

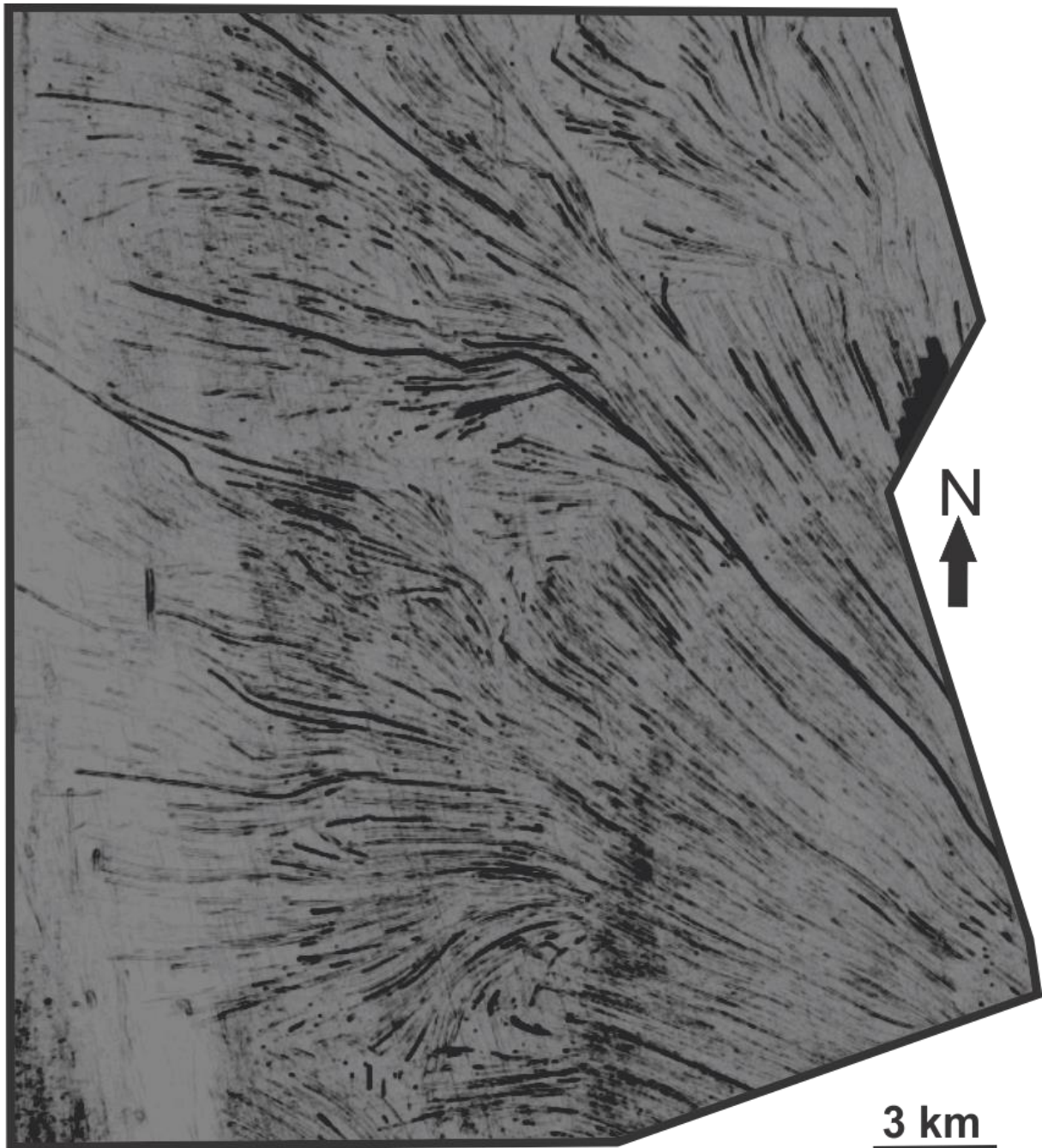


Fig. 5.4: Variansflate av R2 (Fig. 4.15a), som viser de nordvestlig rettede lineasjonene. For lokasjon se fig. 4.15a og 4.16.

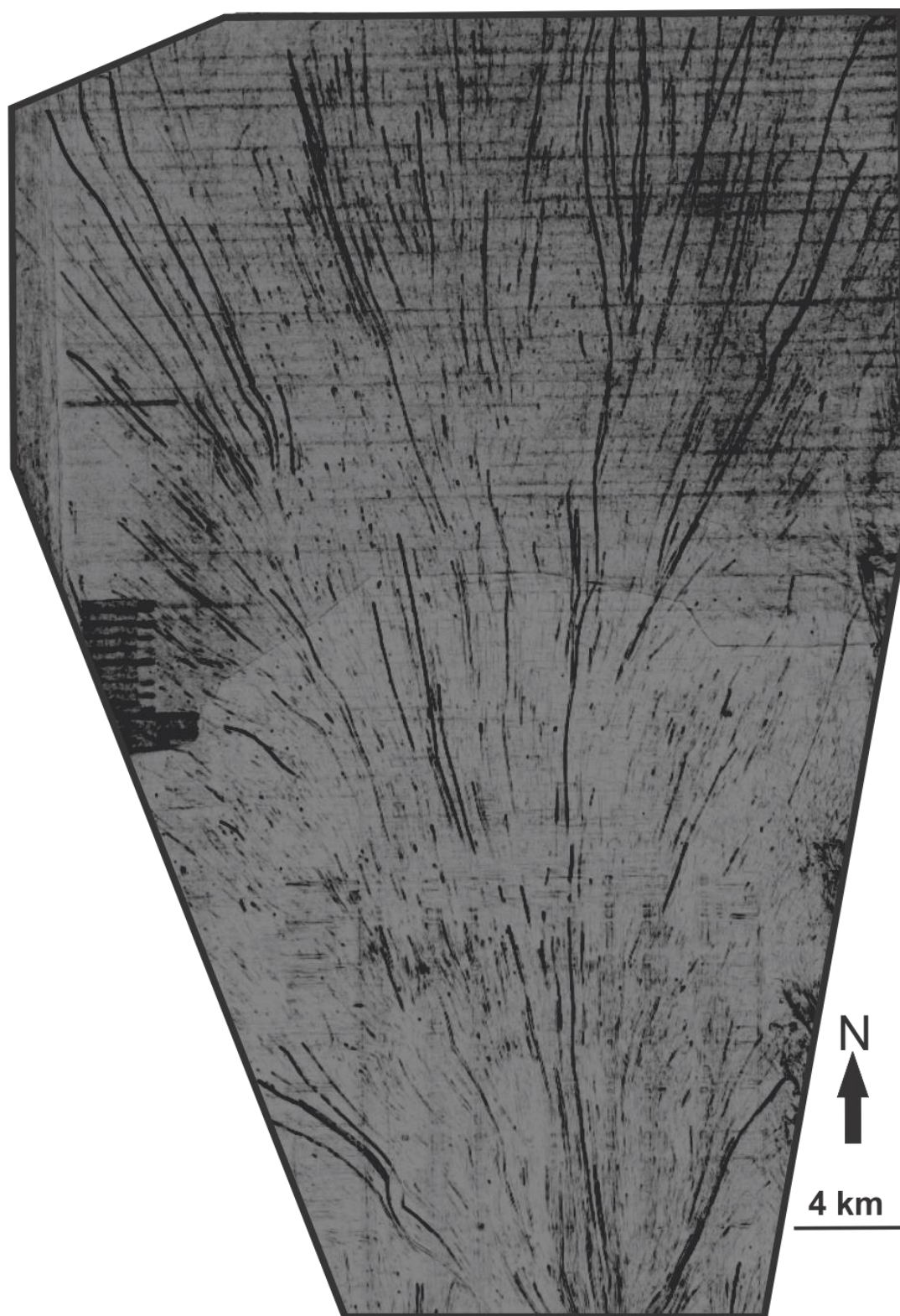


Fig. 5.5: Varians flate av R2 (Fig. 4.15a), som viser de nordligrettede lineasjonene. For lokasjon se fig. 4.15a og 4.16.

Enhet E2ii

Enhet E2ii (Fig. 4.9) er en underenhet i enhet E2 og er en av flere linseformete pakker, men det er kun fokusert på denne på grunn av at boring 89-03 penetrerer denne pakken. Enheten er karakterisert som semi-transparent med lavamplitude parallelle facies og noe lav amplitude kaotisk facies (Fig. 4.13a), dette er også observert i tidligere studier (f.eks. Alley et al., 1989; O Cofaigh et al., 2005b; Dowdeswell og Fugelli, 2012; Andreassen et al., 2014). Enhet E2ii har en kileformet profil som er orientert parallelt med Norskerenna og med en svakt hellende distal side (Fig. 4.9). Batchelor og Dowdeswell (2015) har beskrevet lignende enheter på kontinentalmarginer på høye breddegrader og tolket det til å være grunningssonekiler. Basert på den nevnte beskrivelsen av enhet E2ii og med sammenligningen mot Batchelor og Dowdeswell (2015), er enhet E2ii tolket til å være avsatt som en grunningssonekile. En av forskjellene er at enhet E2ii ikke har de samme tydelige skråstilte reflektorene beskrevet av Batchelor og Dowdeswell (2015) og de har også litt ulik intern struktur. Dette kan trolig komme av at sedimentene ikke er helt de samme, og at de parallelle reflektorene i enhet E2ii muligens indikerer mer finkornete sedimenter, og ikke bare morene. Grunningssonekilen er mest sannsynlig dannet ved hurtig akkumulasjon av glasisene sedimenter langs grunningssonen av et marin-terminerende isdekke (King et al., 1991; Powell og Alley (1997); Dowdeswell og Fugelli (2012); Batchelor og Dowdeswell (2015). Dette skjer i hovedsak ved opphold i isdekkets tilbaketrekning (Dowdeswell et al., 2008; O Cofaigh et al., 2008) (Fig. 5.3).

Ved korrelering mot boring 89-03, som for øvrig er den eneste kjernen vi kjenner til som penetrerer en grunningssonekile, kan man se at grunningssonekilen består av materiale med en varierende kornstørrelse, lavere vanninnhold enn overliggende sedimenter og et relativt høyt innhold av kalk (Sejrup et al., 1995). Det høye innholdet av kalk skyldes sannsynligvis erosjon og transporteringen av sedimenter fra sørligere områder (Sejrup et al., 1995).

Litosone L2 er korrelert med enhet E2ii på grunn av reflektor RE2A som tydelig markerer overgang fra et seismisk mønster preget av sterke amplituder til et mønster som hovedsakelig er transparent, og tolket som en morenepakke av Sejrup et al., 1995. Den tilsvarende enheten i kjerne 3.1 (L2), viser også en enhet med varierende kornstørrelse og hvor vanninnholdet avtar og skjærstyrken øker (Fig. 5.6). Den ujevne kornstørrelsen ser man

også i enhet L2 i kjerne 5.1/5.2 (Fig. 5.3). Bunnen av denne morenepakken er vanskeligere å bestemme, men den er satt ved reflektor RE2B fordi det kan se ut til at den seismiske faciesen er gått over til sterkere reflektorer, som kan skyldes at det er en endring i sedimentet. Toppen av litosone L2 representerer trolig tilbaketrekningen av isdekket fra dets maksimale utbredelse i sen Weichsel fra Nordsjøplatået (Sejrup et al., 1987; 1989).

3.1

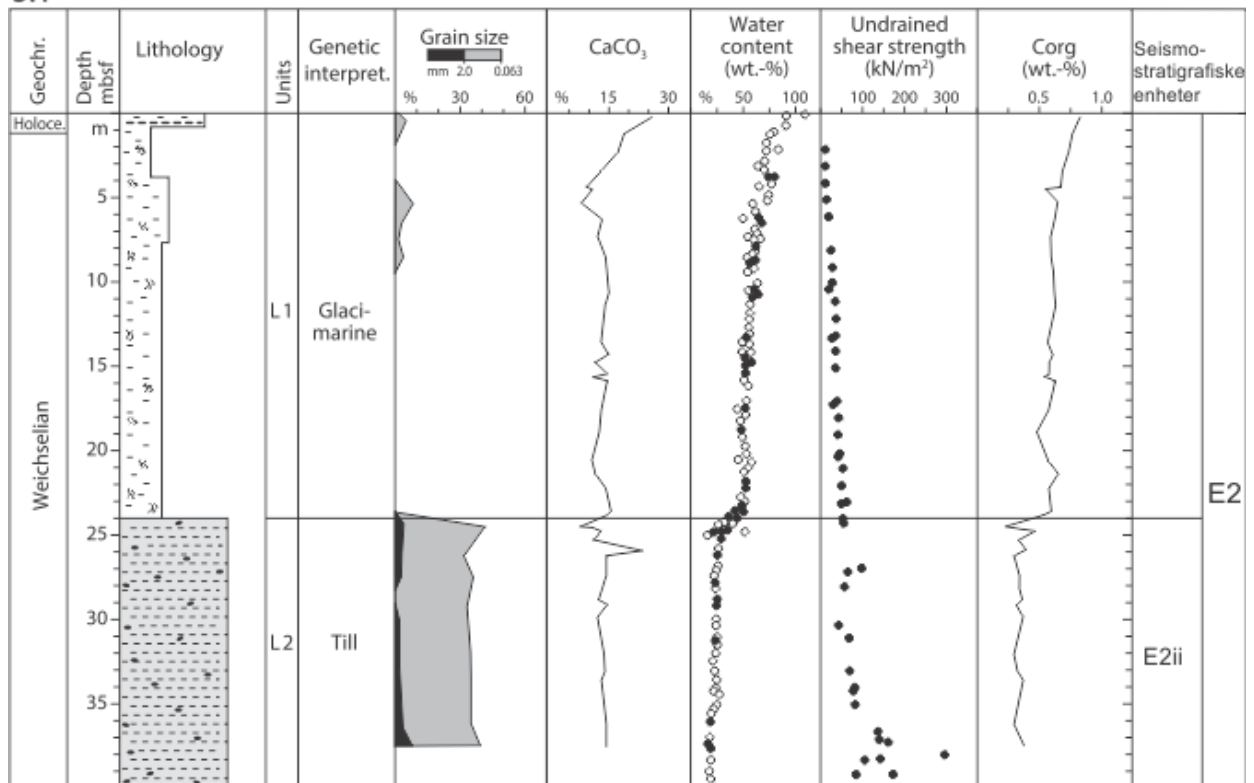


Fig. 5.6: Kjernerdata fra kjerne 3.1 + seismostratigrafiske enheter.

På den genererte RE2A-flaten (Fig. 4.18a), som definerer overflaten av grunningsonekilen, er det observert utallige furer, både krumlinjeformede og lineære. De lineære furene er tolket til å være MSGL-er på grunn av at de har en utstrekning på flere titalls kilometere og et lengde: bredde forhold på > 1:10 (Clark, 1993). De har også en orientering på SØ-NV (Fig. 5.4) som tilsvarer en retning mot munningen av Norskerenna og gjenspeiler trolig en aktiv isstrøm ut av Norskerenna. MSGL-ene er i hovedsak begrenset til de sørlige områdene på flaten og strekker seg opp til den sentrale delen av flaten (Fig. 4.18a og 5.4). Ved dette skille går de lineære furene over til å bli mer krumlinjeformet, relativt mindre i størrelse og mer kryssende (Fig. 4.18a, 4.18c og 5.5). De kryssende, krumlinjeformede furene er tolket til å

være pløyemerker på grunn av de varierende og ulike dimensjonen i tillegg til at de krysser hverandre og har hyppige retningsforandringer, og ligner furene som ble identifisert som pløyemerker på R3-flaten. Pløyemerkene er lokalisert i området med større vandyp. En mulig teori er at isfjellene har vært for store til at de har kunnet flyte over kilen og dermed har ligget og stanget mot grunningsonekilen. Pløyemerkene stammer dermed fra drivende isfjell i yttergrensen av et kalvende isdekke (Fig.5.3). Furene tolket til å være MSGL-er observeres som nevnt på den genererte flaten som definerer toppen av grunningsonekilen. MSGL-er indikerer en hurtigstrømmende is (O Cofaigh et al., 2005a, Ottesen et al., 2008, Graham et al., 2010 og Batchelor og Dowdeswell, 2015), og de identifiserte MSGL-ene på RE2A-flaten (Fig. 4.18a og 5.4) kan tyde på en kontinuerlig hurtigstrømmende is under sluttfasen i dannelsen av grunningsonekilen (Batchelor & Dowdeswell, 2015). Det er også foreslått at grunningsonekiler karakterisert av MSGL-er langs overflaten indikerer at ismarginen har vært aktiv under tilbaketrekingsfasen (f.eks. Dowdeswell et al., 2004).

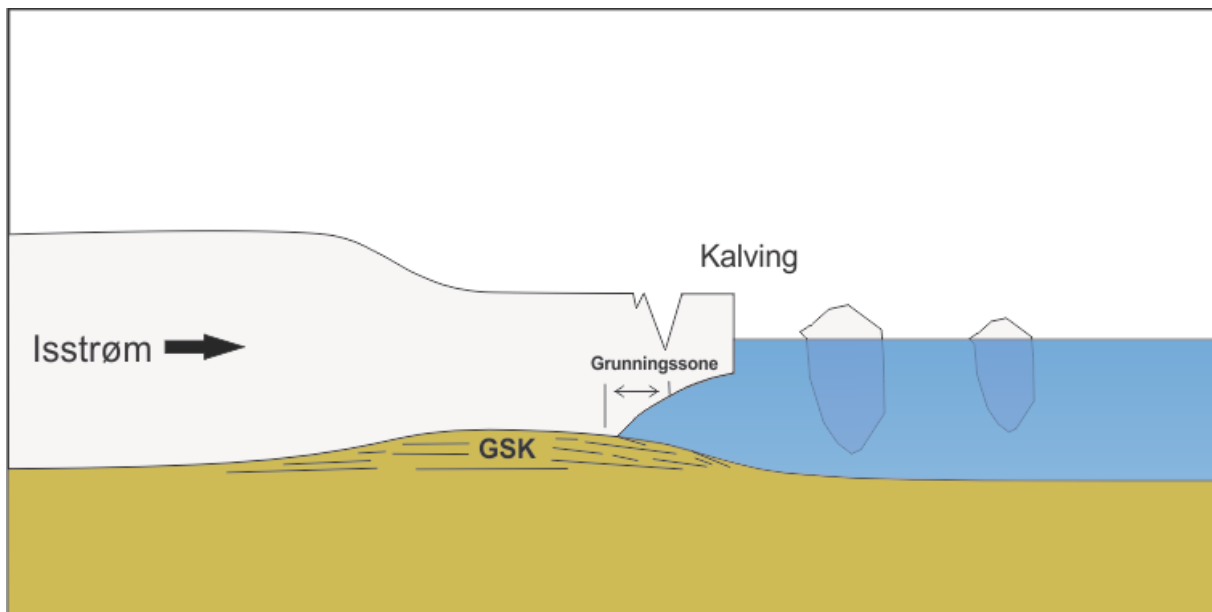


Fig. 5.7: Skjematisk diagram over grunningssonen ved et marin-terminerende isdekke. Dannelsen av grunningsonekilen skjer i hovedsak gjennom subglasial avsetning av deformerende morene ved grunningssonen. Den kileformede avsetningen dannes ved hjelp av gravitasjonsprosesser som omfordeler sedimentene (King et al., 1991; Powell og Alley, 1997; Dowdeswell og Fugelli, 2012; Batchelor og Dowdeswell, 2015). Figuren er modifisert fra Batchelor og Dowdeswell (2015).

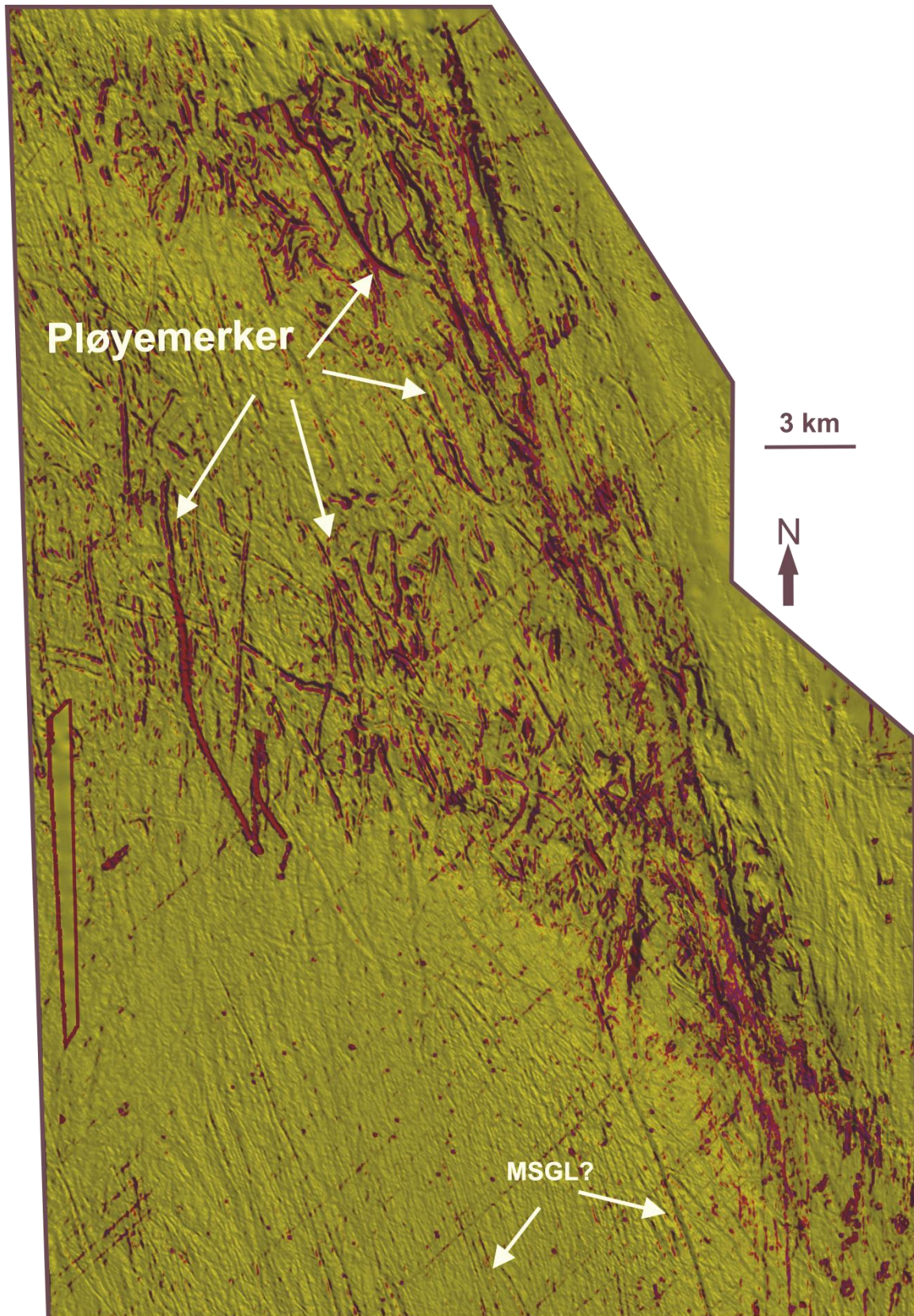


Fig. 5.8: Kombinert varians – og RMS-flate av den nordlige delen av den genererte RE2A-flaten (se fig. 4.18a). MSGGL-megaskala glacial lineasjon.

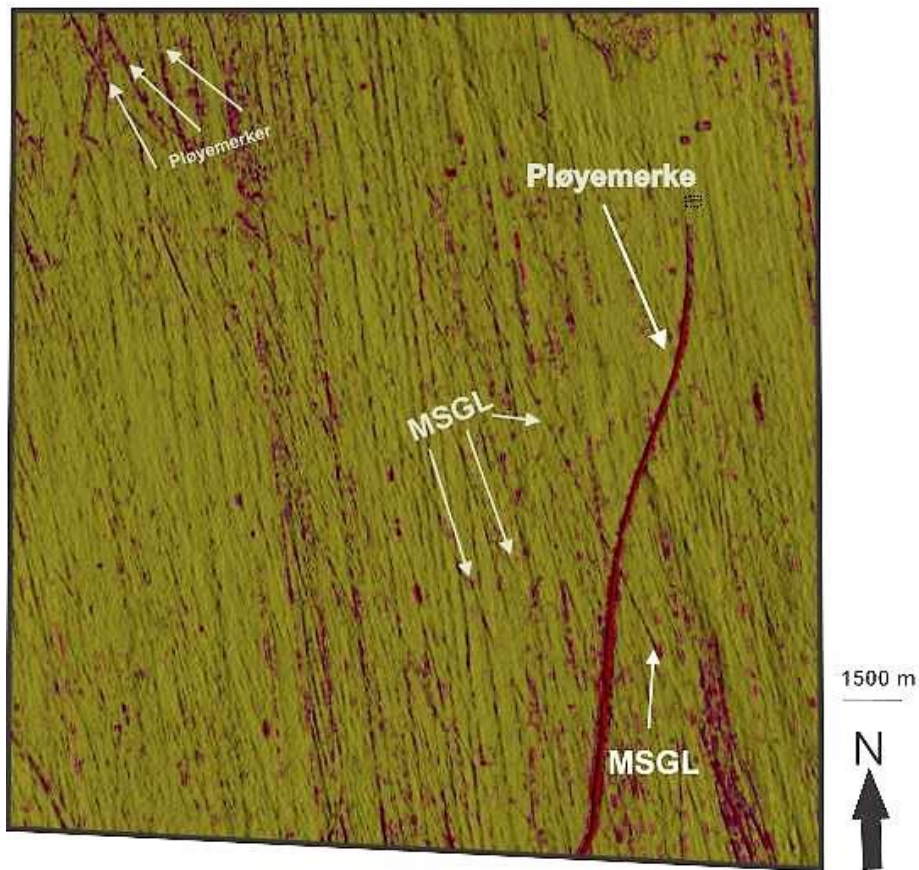


Fig. 5.9: Kombinert varians – og RMS-flate av den sørlige delen av den genererte RE2A-flaten (se fig. 4.18a). MSGL-megaskala glacial lineasjon.

Enhet E2i

Enhet E2i er en underenhet i enhet E2 og er karakterisert ved en gjennomgående transparent seismisk facies med noe lav amplitude kaotisk facies. Enheten ligger stratigrafisk over enhet E1 (Fig. 4.9). Denne enheten tolkes til å være morene basert på dens seismiske facies, og på bakgrunn av at den ligger like over reflektor R2, korrelert til 0,5 millioner år, som definerer grensen mellom morene (L4) og marine sedimenter (L5) i boring 89-03 (Sejrup et al., 1995). På enhetens øvre grense (RE2D) (Fig. 4.20a) er det observert furer i de sørlige områdene med en orientering mot nordvest og lengder fra 1 til 8 km. Lengde:breddeforholdet er ikke det samme som for MSGL-er (Clark, 1993), og de har ingen brå retningsforandringer slik som pløyemerker (Dowdeswell & Ottesen, 2013) (Fig. 4.20a og 4.20b). Furene antas å reflektere tidligere isstrømsretning og tolkes til å være glisiale lineasjoner. De observerte meandrerende strukturene observert i nordlige områder på

RE2D-flaten (Fig. 4.20a og c) har banker på hver side av det som kan se ut som kanaler, og de sprer seg ut i forgreininger. De er tolket til å være transportkanaler, og da hovedsakelig smeltevannskanaler, da de er sammenliknet med kanalen identifisert i Sejrup et al. (2016) (Fig. 5.10).

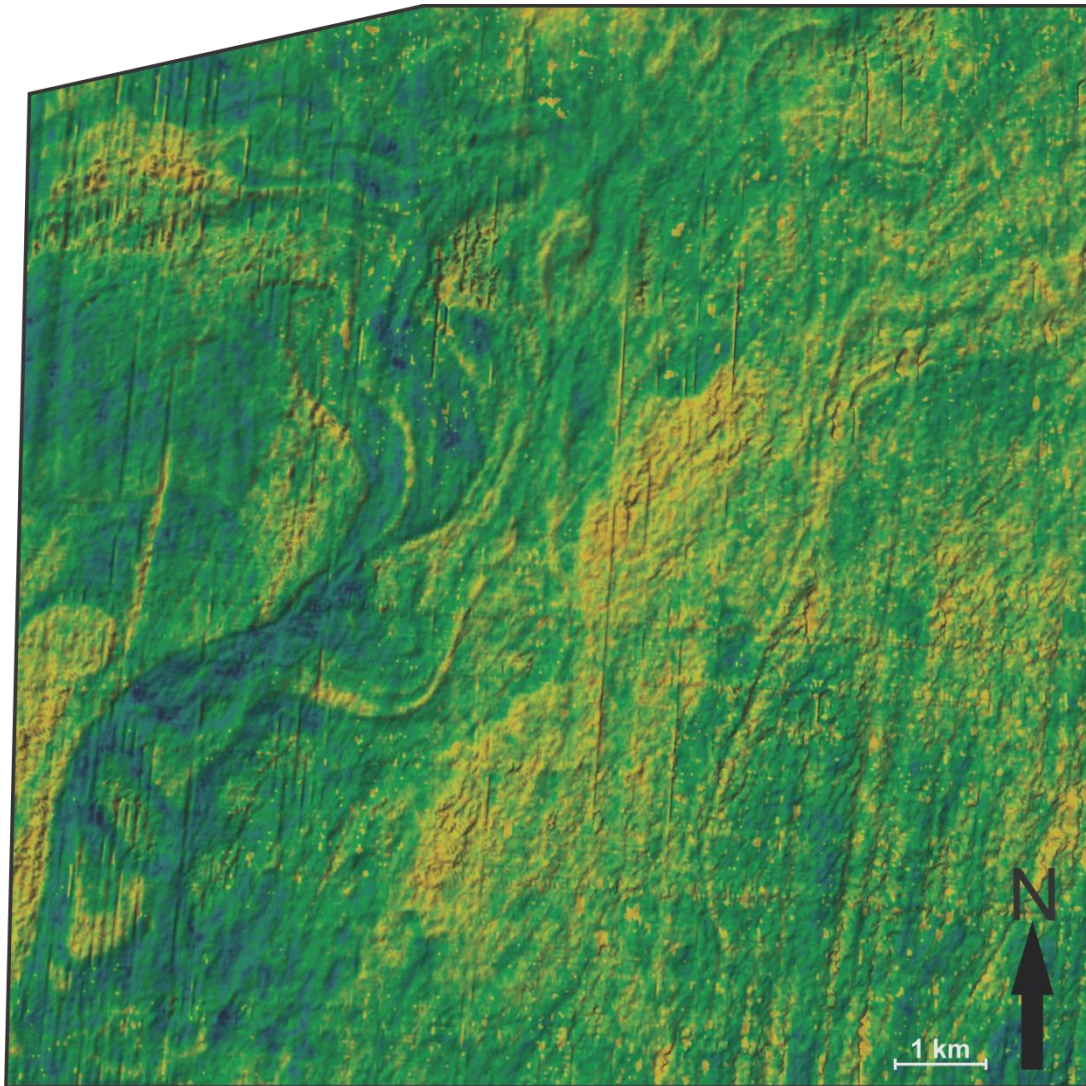


Fig. 5.10: RMS-flate av den nordlige delen av den genererte RE2D-flaten (Fig. 4.20a).

5.3 Avsetnings- og glasieringshistorie

Den kvartære perioden er karakterisert ved sykliske vekst og nedsmelting av kontinentale isdekker på den nordlige halvkule. Dette førte til en markant økning i sedimentasjonsrater

ved starten av de omfattende gliasjonene (Ottesen et al., 2009). I Norskerenna er den kvartære lagpakken opptil 200 m tykk, og ligger over en tydelig inkonformitet (Sejrup et al., 1995; 2000; Rise et al., 2008; Hjelstuen et al., 2012).

Reflektor R3 er antatt å definere bunnen på den kvartære sedimentpakken i Norskerenna, og representerer det første isfremrykket som nådde ut til eggakanten i studieområdet for 1.1 millioner år siden (f.eks. Sejrup et al., 2000). Sedimentene som er avsatt stratigrafisk over R3, fra 1.1 millioner til ca. 0.5 millioner år siden er antatt å være avsatt som glasimarine/morene og marine sedimenter (Sejrup et al., 1995). Morenen avsatt like over inkonformiteten blir betegnet som Fedjemorenen (Sejrup et al., 1995) og ble trolig avsatt etter at isen eroderte bort de daværende sedimentene. Observasjoner og identifisering av geomorfologiske elementer indikerer en aktiv isstrøm i Norskerenna for 1,1 millioner år siden (Fig. 5.12). De marine sedimentene øverst i enhet E1 er mest sannsynlig avsatt i deglasiationsfasen av ulike isdekker.

Enhet E2 er avsatt de siste 0.5 millioner år, og representerer en periode hvor isen rykket gjentatte ganger ut til eggakanten (Hjelstuen et al., 2012). Det er foreslått at Norskerenna isstrømmen var aktiv under marin isotoptrinn (MIS) 12, 10, 8, 6 og 2 (Hjelstuen et al., 2012; Nygård et al., 2005). Dette er basert på identifiseringen av glasigene debrisstrømmer på kontinentalskråningen (Nygård et al., 2005). R2 sekvensgrensen er antatt å representere 0.5 millioner år. De mange glasiale lineasjonene observert på R2-flaten tyder på at starten av de siste ca. 0.5 millioner år ikke hadde en aktiv isstrøm i Norskerenna, men at isdekket var begrenset til kontinentet med brearmer som strømmet ut i Norskerenna fra nærliggende fjorder (Fig. 4.15a). Dette baseres på at det ikke er gjort noen observasjoner av MSGL-er, som er en indikasjon på hurtigstrømmende is (Stokes & Clark, 1999). Like over sekvensgrense R2, er underenhet E2i avsatt. Den er tolket til å være en morenepakke, og representerer trolig en av mange isfremrykk i denne perioden. Identifiseringen av de glasiale lineasjonene for 0,5 millioner år siden, og på høyere nivå i enheten, indikerer trolig starten på en glacial fase, og i enhet E2 er det identifisert flere morenepakker (Fig. 5.12). Basert på disse observasjonene er det ikke usannsynlig med en aktiv isstrøm i Norskerenna rundt MIS 12. En annen teori basert på de observerte glasiale lineasjonene, og mangelen på MSGL på R2-flaten og på høyere nivåer i enheten, er at det ikke har vært en aktiv isstrøm i Norskerenna under MIS 12, slik som tidligere antatt (Nygård et al., 2007).

Den neste utbyggingen av det Fennoskandiske isdekket til eggakanten er antatt å ha skjedd i MIS 10 (mellom 362 000 og 339 000 år siden) (f.eks. Nygård et al., 2005). Isdekket bygget seg igjen ut til tilnærmet maksimal posisjon ved eggakanten under MIS 8 og MIS 6, med en antatt aktiv isstrøm i begge disse periodene (f.eks. Nygård et al., 2005). Etter MIS 6 fulgte Eem interglasial (MIS 5e). I dette isotoptrinnet er det antatt at det Fennoskandiske isdekket smeltet helt ned (f.eks. Mangerud et al., 2011). I denne studien er det vanskelig å konkludere med noe om MIS 10, 8 og 6- fremrykkene da det ikke er noe særlig med dateringer under enhet L2 i Boring 89-03 (Sejrup et al., 1995) i tillegg til at sedimentene mellom enhet E2ii og bunn enhet E2 er preget av flere morenepakker, trolig med omarbeidet sedimenter med ulik aldre som gjør det vanskelig å korrelere med bore- og kjernedata.

Underenhet E2ii er tolket til å være en morene, og er som tidligere nevnt korrelert med enhet L2 i boring 89-03 og er en av flere morenepakker i enhet E2. Det er foreslått at denne enheten representerer flere enn en glasiasjon, og at den trolig representerer minst to faser av glasiasjoner under det siste glasiale stadiet (Sejrup et al., 1995). Den øverste delen av enhet E2ii er dermed antatt å være avsatt i en grunningsone kile under siste istids maksimum (MIS 2). Observasjoner av MSGL-er på toppen av enhet E2ii (Fig. 5.12) antas å være indikasjoner på en aktiv isstrøm i Norskerenna. Antagelsen støttes av MSGL-enes orientering i retning NV-SØ, som tilsvare Norskerennas orientering ved munningen. Den maksimale utbredelsen av isdekket i sen Weichsel forekom mellom 22 000 og 29 000 år siden og den sentrale delen av nordlige Nordsjøen var isfritt så tilig som for 22 000 år siden (Sejrup et al., 2016).

For ca. 18 500 år siden startet deglasiasjonen av nordlige Nordsjøen og siste tilbakesmelting av Norskerennaisstrømmen (f.eks. Sejrup et al., 2009). Dateringer utført på glasimarine sedimenter like over enhet L2 i boring 89-03 foreslår et isfritt Troll-område for ca. 15 100 år siden (Sejrup et al., 1994). Den øvre delen av enhet E2, som er tolket til å være glasimarine sedimenter (Sejrup et al., 1995), ble avsatt under deglasiasjonen i sen Weichsel og helt øverst i enhet E2 er det marine sedimenter (Sejrup et al., 1995) avsatt i løpet av Holosen med dateringer på ca. 6000 C14 år før nåtid (Sejrup et al., 1994).

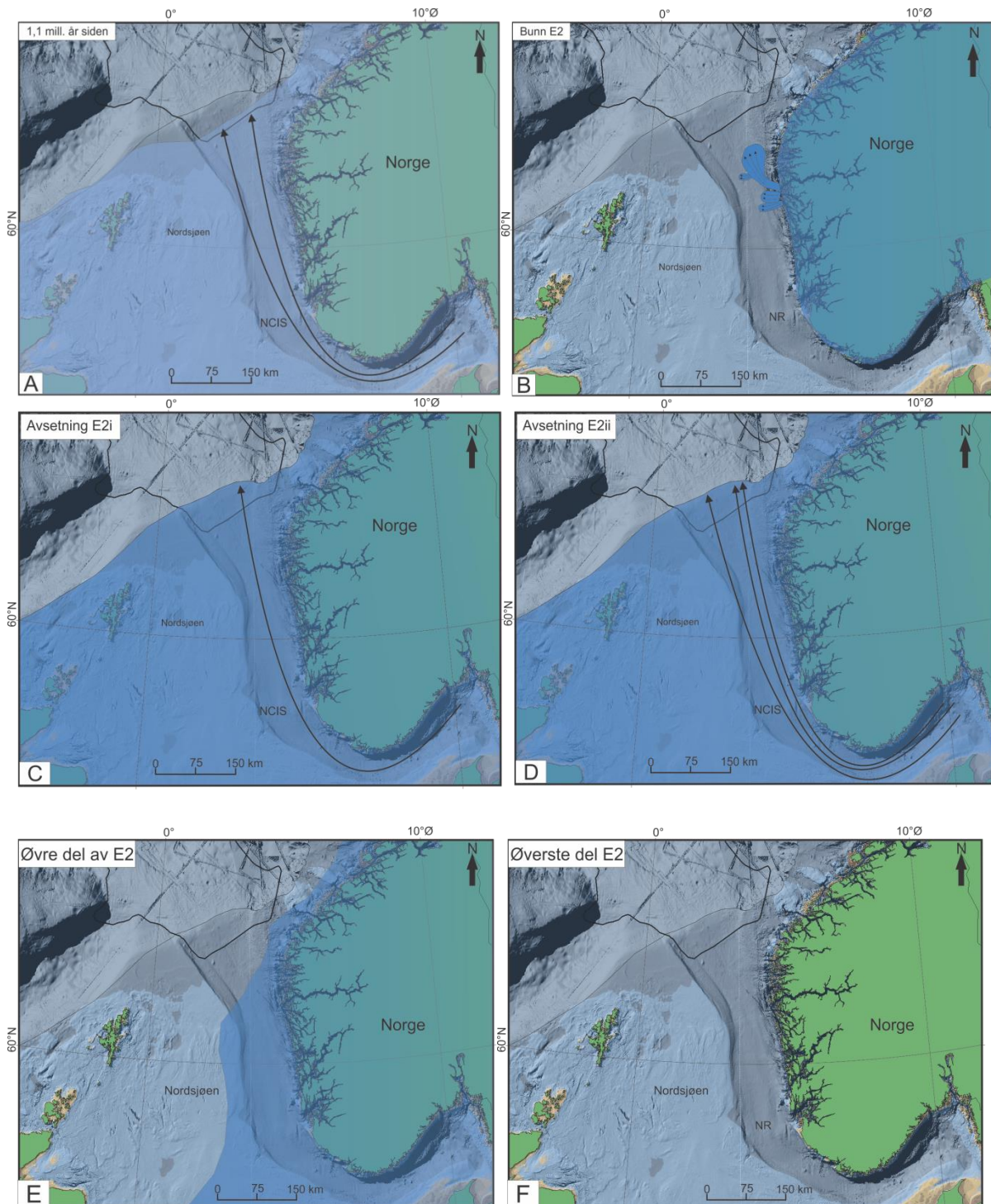


Fig.5.11: Regional glasiasonshistorie (kart fra ArcMap 10.1). Hypotetiske utbredelser av isdekkene er markert med blått. Israndlokaliteter er delvis hentet fra Svendsen et al., (2004). A. Isdekkets utbredelse for 1,1 millioner år siden med en aktiv isstrøm i Norskerenna, ved avsetning av enhet E1. B. Isdekkets utbredelse for 0,5 millioner år siden med fjordbreer strømmende ut i Norskerenna. Avsetning av bunn E2. C. Avsetning av underenhet E2i, med en mulig aktivisering av en isstrøm i Norskerenna. D. Isdekkets maksimale utbredelse mellom MIS 4- MIS 2 med an aktiv isstrøm i Norskerenna, trolig under siste istids maksimum. Avsetning av underenhet E2ii. E. Starten av siste deglasiasjon for 18 500 år siden. Avsetning av de glasi-marine sedimentene stratigrafisk over underenhet E2ii. F. Øverste del av enhet E2 avsettes som marine sedimenter.

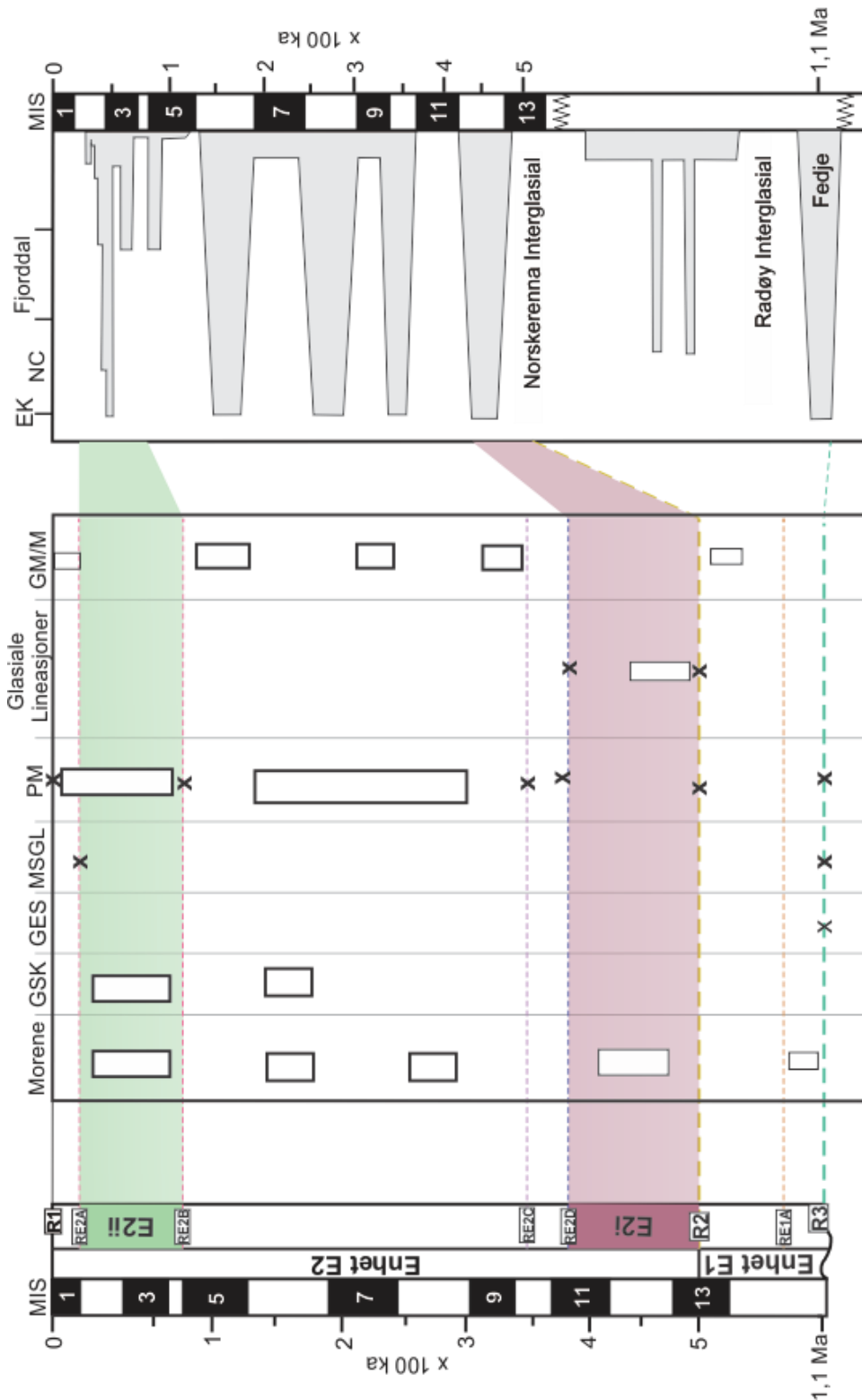


Fig.5.12: Skjematisk fremstilling av avsetnings- og glasiashistorien for studieområdet. Glasiashistorien er modifisert fra Sejrup et al. (2005). Tidsskalaen endres for tidsperiodene eldre enn MIS 13. Svart heltrukket linje markerer øvre grenseflate (R1) for Enhet E2; rosa stiplede linjer markerer øvre og nedre grenseflate (RE2A og RE2B) for Enhet E2ii; lilla stiplede linje markerer reflektor RE2C; blå stiplede linje markerer øvre grenseflate (RE2D) for Enhet E2i; gul tykk stiplede linje markerer nedre grenseflate (R2) for Enhet E2; orange stiplede linje markerer reflektor RE1A; turkis tykk stiplede linje markerer øvre grenseflate (R3) for Enhet E1; kryss indikerer hvor de enkelte avsetnings- og erosjonsprosessene er definert på de ulike flatene; hvite firkanter markerer at formelementer og sediment er observert flere steder i en enhet. MIS- marint isotoptrinn; ka-tusen år; Ma-millioner år; GES-glasial erosjonsflate/inikonformitet; MSGL-megaskala glasiiale lineasjoner; PM-pløymarker; GSK- grunningsone kile; GM/M-glasimarine/marine sedimenter; EK-eggakant; NC-Norskerenna. Kryss mellom underenhet E2i og underenhet E2ii er ikke aldersbestemt, men viser at det er flere morenepakker og mellomliggende glasiimarine sedimenter i Enhet E2.

6. KONKLUSJON

Ved tolkning og analyser av de tilgjengelige dataene for oppgaven er det identifisert 4 seismostratigrafiske enheter, 2 hovedenheter og 2 internenheter. Bunnen av den studerte sekvensen er skilt fra de underliggende skråstilte lagene ved en inkonformitet og er antatt å representere det første isfremrykket ut til eggakanten i studieområdet. Sedimentsekvensen i studieområdet er dermed antatt å være avsatt i løpet av de siste 1,1 millioner år. Den sedimentære sekvensen består hovedsakelig av glasimarine sedimenter og morene, avsatt i forbindelse med Fennoskandiske glasier. I tidsrommet fra 1,1-0,5 millioner år siden var det begrenset utbredelse på isdekket, mens tidsrommet ved starten for de siste 0,5 millioner år siden definerer en endring til en periode med gjentatte perioder med maksimale glasier ut til eggakanten og en aktivisering av Norskerennaisstrømmen. Hovedkonklusjonene i denne studien er:

- Hovedenhetene E1 og E2 er avsatt henholdsvis i tidsrommet fra 1,1-0,5 millioner år siden og fra 0,5-0 millioner år siden. Sedimentmektigheten for enhet E2 er relativt større enn for enhet E1 og tyder på forsterket sedimentasjons- og erosjonsrate under denne perioden.
- De genererte flatene (R2, RE2A og RE2D) i tidsrommet fra 0,5-0 millioner år siden indikerer omfattende aktivitet både fra det Fennoskandiske isdekket og isstrømmer. Det er identifisert både megaskala glasier (MSGL-er) og pløyemerker på de daværende havbunnene.
- På R2 (0,5 millioner år) overflaten er det observert flere «buketter» av glasier lineasjoner. Hver «bukett» består av mange lineasjoner med tilnærmet lik orientering. De glasier lineasjonene er observert med en orientering i retning N-NV-S-SØ. Den godt bevarte tilstedeværelsen av de glasier lineasjonene samt deres orientering tyder på et isdekke begrenset til kontinentet med fjordbreer strømmende ut i Norskerenna under denne perioden. I tillegg indikerer det også at det muligens ikke var en aktiv isstrøm så langt nord i renna på grunn av at det ikke er noe tegn til erosjon av lineasjonene. Det er mulig det ikke var en aktiv isstrøm i Norskerenna under MIS 12, som tidligere antatt.

- RE2A flaten er tolket som toppen av en grunningsonekile og er antatt å ha blitt avsatt i sen-Weichsel. De observerte MSGL-ene på flaten gir en direkte indikasjon på at Norskerennaisstrømmen har blitt aktivert og nådd ut til munningen av renna under maksimale glasieringer. MSGL-ene er alle observert med en orientering i retning N-NV-S-SØ. Dette tilsvarer Norskerennas orientering ved munningen, og underbygger dermed antagelsene om at de er dannet under en aktiv isstrøm i Norskerenna.
- MSGL-er er kun identifisert på flatene RE2A og R3 og er direkte indikasjoner på at det har vært en aktiv isstrøm i Norskerenna. Pløyemerker er observert på alle de genererte flatene og tyder på glacial aktivitet gjennom hele den Kvartære sekvenspakken. De glasielle lineasjonene på 0,5 millioner år flaten (R2) observeres også i høyere nivå i enhet E2, og kan indikere en vedvarende periode med fjordbreer strømmende ut i Norskerenna.
- Identifiseringen av grunningsonekilen og korreleringen med den tidligere analyserte borekjernen 89-03 gir informasjon om hva den består av, da det er den eneste kjernen vi kjenner til som penetrerer en grunningsonekile.
- Korreleringen av borekerne- og kjernedata mot seismikken og identifiseringen av geomorfologiske elementer har forbedret forståelsen av sedimentene i den Kvartære lagpakken og hvilke miljø og prosesser som var dominerende ved avsetningen av disse enhetene.

Videre arbeid

For fremtidige studier vil det være viktig med innhenting av kjerner og/eller borekjerne i studieområdet for å kunne gjøre det mulig å datere flere av sedimentene i studieområdet, og på den måten gjøre det lettere å korrelere kjernedata mot seismostratigrafiske enheter. Analyse av seismiske 3D-data i områder hvor det ikke har vært mulig å tolke vil også være av interesse, da det er mulig å kartlegge flere geomorfologiske elementer og for å kunne gi en mer presis avsetnings – og glasieringshistorie for studieområdet.

REFERANSER

- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Bentley, C.R. & Rooney, S.T., 1986. Deformation of till beneath ice stream B: West Antarctica, *Nature*, v. 322; 57-59.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Rooney, S.T., Bentley, C.R., 1989. Sedimentation beneath ice shelves – the view from ice stream B. *Mar. Geol.* 85, 101-120.
- Andersen, E.S., Soleim, A. & Elverhøi, A., 1994. Development of a glaciated arctic continental margin: Exemplified by the western margin of Svalbard. I: Thurston, D.K. & Fujita, K. (Red.), *International Conference on Arctic Margins proceedings*, Anchorage, Alaska 1992, 155-160.
- Andersen, E.S., Østmo, S.R., Forsberg, C.F. & Lehman, S.J., 1995. Late- and post-glacial depositional environments in the Norwegian trench, northern North Sea. *Boreas*, Vol. 24; 47-64.
- Andreassen, K., Winsborrow, M.C.M., Bjarnadóttir, L.R., Rüther, D.C., 2014. Ice stream retreat dynamics inferred from an assemblage of landforms in the northern Barents Sea. *Quat. Sci. Rev.* 92, 246-257.
- Avseth, P., Mukerji, T., Mavko, G., Dvorkin, J., 2010. Rock-physics diagnostics of depositional texture, diagenetic alterations, and reservoir heterogeneity in high-porosity siliciclastic sediments and rocks - A review of selected models and suggested work flows. *Geophysics* 75, 7531-47.
- Batchelor, C.L., Dowdeswell, J.A., 2015. Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*, v. 363; 65-92.
- Bentley, C.R., 1987. Antarctic ice streams: A review. *Journal of Geophysical Research* v. 92; 8843-8858.
- Bigg, G.R., Clark, C.D., Greenwood, S.L., Haflidason, H., Hughes, A.L.C., Levine, R.C., Nygård, A., Sejrup, H.P., 2012. Sensitivity of the North Atlantic circulation to break-up of the marine sectors of the NW European ice sheets during the last Glacial: A synthesis of modelling and palaeoceanography. *Global and Planetary Change*, 98-99; 153-165.

- Bondevik, S., Mangerud, J., 2002. A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway. *Quatern. Sci. rev.* 21, 1661-1676.
- Broecker, W., 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372; 421-424.
- Butenko, G., Østmo S. R., Berg, K., Rokoengen, K., in press (i Sejrup et al., 1989). The Cenozoic along a profile from Oseberg to Hjartøy. 62°30'N northern North Sea Basin. Norwegian sector. *Norsk Geologisk Tidsskrift*.
- Canals, M., Urgeles, R. & Calafat, A.M., 2000. Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology*, v. 28; 31-34.
- Carlsen, R., Løken, T. & Roaldset, R., 1986. Late Weichselian transgression, erosion, and sedimentation at Gullfaks, northern North Sea. *Geological Society Special Publication No. 21*, 145-152.
- Christiansson, P., Faleide, J.I. & Berge, A.M., 2000. Crustal structure in the northern North Sea: an integrated geophysical study. *Geological Society, London, Special Publications*, 167; 15-40.
- Clark, C.D., 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 (1); 1-29.
- Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O., Laberg, J.S., 2002. Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin- 65 to 68°N. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 19 (9); 1089-1113.
- Dahlgren, K.I.T. & Vorren, T.O., 2003. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. *Marine Geology*, Vol. 193 (1-2); 93-127.
- Dowdeswell, J.A., Maslin, M.A., Andrews, J.T. & McCave, I.N., 1995. Iceberg production, debris rafting, and the extent and thickness of Heinrich layers (H-1, H-2) in North Atlantic sediments. *Geology*, v. 23; 301-304.

- Dowdeswell, J.A., O Cofaigh, C. & Pudsey, C.J., 2004. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream. *Geology*, v.32; 13-16.
- Dowdeswell, J.A., Ottesen, D., Evans, J., O Cofaigh, C., Anderson, J.B., 2008. Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology*, v. 36, no.10; 819-822.
- Dowdeswell, J.A., Fugelli, E.M.G., 2012. The seismic architecture and geometry of grounding-zone wedges formed at the marine margins of past ice sheets. *Geol. Soc. Am. Bull.* 124, 1750-1761.
- Dowdeswell, J.A., Ottesen, D., 2013. Buried iceberg ploughmarks in the early Quaternary sediments of the central North Sea: A two-million year record of glacial influence from 3D seismic data. *Marine Geology*, 344; 1-9.
- Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., Eldholm, O., 2008. Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31 (1): 82-91.
- Faleide, J.I., Bjørlykke, K. & Gabrielsen, R., 2010. *Geology of the Norwegian Continental Shelf. I: Knut Bjørlykke (Red.), Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics. Chapter 22; 467-499.*
- Forsberg, C.F., Planke, S., Tjelta, T.I., Strout, J.M., Svensen, C., 2007. Formation of pockmarks in the Norwegian Channel. *Proceedings of the 6th International Offshore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, 11-13 September 2007, London, UK pp. 221-230.*
- Fronval, T., Jansen, E., 1996. Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea: evidence from Iceland and Vøring Plateaus. I: Thiede, J., Myhre, A.M., Firth, J.V., Johnson, G.L., Ruddiman, W.F. (Red.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, Vol. 151; 455-468.*
- Fronval, T., Jansen, E., 1997. Eemian and Early Weichselian (140-60 ka) paleoceanography and paleoclimate in the Nordic seas with comparisons to Holocene conditions. *Paleoceanography* 12; 443-462.

- Furnes, G.K., Hackett, B. & Sætre, R., 1986. Retroflexion of Atlantic water in the Norwegian Trench. *Deep Sea Res.*, 33, 247-265.
- Færseth, R.B., Sjøblom, T.S., Steel, R.J., Liljedahl, T., Sauar, B.E., Tjelland, T., 1995. Tectonic controls on bathonian-volgian syn-rift successions on the visund fault block, northern North Sea. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, Vol. 5; 325-346.
- Færseth, R.B., 1996. Interaction of Permo-Triassic and Jurassic extensional fault-blocks during the development of the northern North Sea. *Journal of the Geological Society*, London, 153: 931-944.
- Gabrielsen, R.H., Kyrkjebø, R., Faleide, J.I., Fjeldskaar, W., Kjennerud, T., 2001. The Cretaceous post-rift basin configuration of the northern North Sea. *Petroleum geoscience*, Vol. 7; 137-154.
- Gabrielsen, R.H., Faleide, J.I., Pascal, C., Braathen, A., Nystuen, J.P., Etzelmuller, B., O'Donnell, S., 2010. Latest Caledonian to Present tectonomorphological development of southern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 27 (3); 709-723.
- Graham, A.G.C., Larter, R.D., Gohl, K., Dowdeswell, J.A., Hillenbrand, C.-D., Smith, J.A., Evans, J., Kuhn, G., Deen, T., 2010. Flow and retreat of the late Quaternary Pine Island-Thwaites palaeo-ice stream, West Antarctica. *J. Geophys. Res.* 115, F03025.
- Hansen, B. & Østerhus, S., 2000. North Atlantic – Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography*, Vol.45, Issue 2, pages 109-208.
- Helland, A., 1885. Om Jæderens løse afleiringer. *Meddelelser fra Den Naturhistorisk Forening i Kristiania 1885*, 27-42.
- Henrich, R., Baumann, K.H., 1994. Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.6 m.y.: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 108, 75-94.
- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Berg, K. & Bryn, P., 2004. Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62°N-68°N. *Marine Geology*, 213; 257-276.

- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Nygård, A., Berstad, I.M. & Knorr, G., 2004. Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, 23; 1847-1865.
- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Nygård, A., Ceramicola, S., Bryn, P., 2005. Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (1-2): 57-69.
- Hjelstuen, B.O., Eldholm, O. & Faleide, J.I., 2007. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 258: 605-618.
- Hjelstuen, B.O., Nygård, A., Sejrup, H.P. & Haflidason, H. 2012. Quaternary denudation of southern Fennoscandia - evidence from the marine realm. *Boreas*, 41: 379-390.
- Holtedahl, H. 1993: Marine geology of the Norwegian continental margin. Norges geologiske undersøkelse, Special Publications 6, 1-150.
- Hovland, M. & Judd, A., 1988. Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology, and the marine environment, London, Graham & Trotman Ltd, 293 p.
- Hovland, M., Gardner, J.V. & Judd, A.G., 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, v. 2; 127-136.
- Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L., Slettemark, B., 1988. Paleoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the northeast Atlantic during the last 2.8 m.y.: deep sea drilling program sites 610, 642, 643 and 644. *Paleoceanography* 15, 709-721.
- Judd, A., Hovland, M., 2007. Seabed fluid flow- The impact on geology, Biology and the Marine environment, Cambridge University Press, 475 p.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2005. An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell publishing, 249 s.
- Kellogg, T.B., 1980. Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas, glacial-interglacial contrasts. *Boreas* 9, 115-137.

- King, L.H., Rokoengen, K., Fader, G.B.J., Gunleiksrud, T., 1991. Till-tongue stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 637-659.
- King, E.L., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Elverhøi, A. & Aarseth, I. 1996. Quaternary seismic stratigraphy of the North Sea Fan: glacially fed gravity flow aprons, hemipelagic sediments, and large submarine slides. *Marine Geology*, 130 (3-4): 293-315.
- King, E.L., Hafliðason, H., Sejrup, H.P. & Løvlie, R., 1998. Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology*, 152: 217-246.
- Kjennbakken, H., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., 2011. Mid- to late- Holocene oxygen isotopes from Voldafjorden, western Norway. *The Holocene*, 21(6); 897-909.
- Larsen, E. & Sejrup, H.P., 1990. Weichselian land-sea interactions: Western Norway-Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 9, 85-97.
- Larsen, E., Sejrup, H.P., Janocko, J., Landvik, L.Y., Stalsberg, K. & Steinsund, P.I., 2000. Recurrent interaction between the Norwegian Channel Ice Stream and terrestrial-based ice across southwest Norway. *Boreas*, Vol. 29: 185-203.
- Lekens, W.A.H., Hafliðason, H., Sejrup, H.P., Nygård, A., Richter, T., Vogt, C. & Frederichs, T., 2009. Sedimentation history of the northern North Sea Margin during the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, 28: 469-483.
- Longva, O., Thorsnes, T., 1997. Skagerak in the past and the present- an integrated study of geology, geochemistry, hydrography and microfossil ecology. *Norges Geologiske Undersøkelse, Special Publication*, 8; 100 pp.
- Mangerud, J., Jansen, E., Landvik, J.Y., 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12 (1-4): 11-26.
- Mangerud, J. 2004. Ice sheets limits on Norway and the Norwegian continental shelf. I: Ehlers, J. & Gibbard, P. (Red.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol.1 Europe*, Elsevier, Amsterdam, s. 271- 294.

- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., 2010. 14C-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; 328-342.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., Svendsen, J.I., 2011. Glacial history of Norway. I: J. Ehlers, P.L. Gibbard & P.D. Hughes (Red.), *Glaciations – Extent and Chronology: Developments in quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, s. 279-298.
- Mazzini, A., Svensen, H.H., Planke, S., Forsberg, C.F., Tjelta, T.I., 2016. Pockmarks and methanogenic carbonates above the giant Troll gas field in the Norwegian North Sea. *Marine Geology*, 373; 26-38.
- Nygård, A., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Cecchi, M. & Ottesen, D. 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 C14 ka BP. *Boreas*, Vol.33; 1-17.
- Nygård, A., Sejrup, H.P., Hafliðason, H. & Byn, Petter., 2005. The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-basin. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 71-84.
- Nygård, A., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Lekens, W.A.H., Clark, C.D. & Bigg, G.R., 2007. Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea. *Geology*, 35: 395-398.
- O Cofaigh, C., Pudsey, C.J., Dowdeswell, J.A. & Morris, P., 2002. Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf. *Geophysical Research Letters*, 29 (8).
- O Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Allen, C.S., Hiemstra, J.F., Pudsey, C.J., Evans, J., Evans, D.J.A., 2005a. Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24 (5-6); 709-740.
- O Cofaigh, C., Larter, R.D., Dowdeswell, J.A., Hillenbrand, C.-D., Pudsey, C.J., Evans, J., Morris, P., 2005b. Flow of the West Antarctic Ice Sheet on the continental margin of the Bellingshausen Sea at the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res.* 110, B11103.

- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., 2001b. Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian Ice Sheet during the Mid and Late Weichselian- a new model. *Nor. Geol. Tidsskr.* 81, 93-118.
- Olsen, L., Sveian, H., van der Borg, K., Bergstrøm, B., Broekmans, M., 2002. Rapid and rhythmic ice sheet fluctuations in western Scandinavia 15-40 kya- a review.
- Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophys. Res. Lett.* 29, X1-X4.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Rise, L., Rokoengen, K. & Henriksen, S., 2002. Large-scale morphological evidence for past ice-stream flow on the Norwegian continental margin. I: Dowdeswell, J.A., & O Cofaigh, C. (Red). *Glacier-Influenced Sedimentation on High-latitude Continental Margins*. Geological Society, London, Special Publication, 203; 245-258.
- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L., Henriksen, S., 2005. The Vestfjorden-Trænadjupet palaeo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf. *Marine Geology*, v. 218 (1-4); 175-189.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Rise, L., 2005. Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°-80°N). *GSA Bulletin*, vol.117 (7/8); 1033-1050.
- Ottesen, D., Stokes, C.R., Rise, L., Olsen, L., 2008. Ice-sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27 (9-10); 922-940.
- Ottesen, D., Rise, L., Andersen, E.S., Bugge, T. & Eidvin, T., 2009. Geological evolution of the Norwegian continental shelf between 61°N and 68°N during the last 3 million years. *Norwegian Journal of Geology*, vol. 89; 251-265.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A. & Bugge, T. 2014. Morphology, sedimentary infill and depositional environments of the Early Quaternary North Sea Basin (56°-62°N). *Marine and Petroleum Geology*, 56: 123-146.

- Ottesen, D., Stokes, C.R., Bøe, R., Rise, L., Longva, O., Thorsnes, T., Olesen, Odleiv., Bugge, T., Lepland., Hestvik, O.B., 2016. Landform assemblages and sedimentary processes along the Norwegian Channel Ice Stream. *Sedimentary Geology*, 338; 115-137.
- Paterson W.S.B. 1994. *The Physics of Glaciers* ((3rd Edition)), Pergamon, Oxford (1994)
- Powell, R.D., Alley, R.B., 1997. Grounding-line systems; processes glaciological inferences and the stratigraphic record. I: Barker, P.F., Cooper, A.C. (Red.), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin II*. Antarctic Research Series 71. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 169-187.
- Rise, L., Olesen, O., Rokoengen, K., Ottesen, D., Riis, F., 2004. Mid-Pleistocene ice drainage pattern in the Norwegian Channel imaged by 3D seismic. *Quaternary Science Reviews*, 23; 2323-2335.
- Rokoengen, K. & Rønningsland, T.M., 1983. Shallow bedrock geology and Quaternary thickness in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30'N and 62°N. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 63; 83-102.
- Rokoengen, K & Rise, L., 1984: Quaternary stratigraphy in the northern North Sea (60°30'N-62°). In: Arseth, I. and Sejrup, H. P. (eds.) : *Quaternary stratigraphy of the North Sea*, 52-54. Abstract volume, Symposium, Univ. of Bergen.
- Rydningen, T.A., Vorren, T.O., Laberg, J.S. & Kolstad, V., 2013. The marine-based NW Fennoscandian ice sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms. *Quaternary Science Reviews*, 68; 126-141.
- Rydningen, T.A., Laberg, J.S. & Kolstad, V., 2015. Seabed morphology and sedimentary processes on high-gradient trough mouth fans offshore Troms, northern Norway. *Geomorphology*, v. 246; 205-219.
- Schipp, S.S., Anderson, J.B. & Domack, E.W., 1999. Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic ice-sheet system in the Ross Sea: Part 1-Geophysical results. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111; 1486-1516.
- Schlumberger, 2010. *Petrel 2010, Seismic Visualization and Interpretation Manual*. Schlumberger

- Sejrup, H.P., Fjæran, T., Hald, M., Beck, L., hagen, J., Miljeteig, I., Morvik, I., Norvik, O., 1981. Benthic foraminifera in surface samples from the Norwegian continental margin between 62°N and 64°N. *J. Foraminiferal Res.* 11, 277-295.
- Sejrup, H.P., Aarseth, I., Ellingsen, K.L., Reither, E., Jansen, E., Løvlie, R., Bent, A., Brigham-Grette, J., Larsen, E., Stoker, M., 1987. Quaternary stratigraphy of the Fladen area, central North Sea: A multidisciplinary study. *Journal of Quaternary Science*, v.2, p. 35-58.
- Sejrup, H.P., Nagy, J. & Brigham-Grette, J., 1989. Foraminiferal stratigraphy and amino acid geochronology of Quaternary sediments in the Norwegian Channel, northern North Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 69, 111-124.
- Sejrup, H.P., Aarseth, I. & Hafliðason, H., 1991. The Quaternary succession in the northern North Sea. I: T.O. Vorren, H. Sejrup & J. Thiede (Red.), *Cenozoic Geology of the Northwest European Continental Margin and Adjacent Deep Sea Areas*, *Marine Geology*, 101: 103-111.
- Sejrup, H.P. & Knudsen, K.L., 1993. Paleoenvironments and correlations of interglacial sediments in the North Sea. *Boreas*, Vol.22: 223-235.
- Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C.F., Long, D. & Rokoengen, K., 1994. Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas*, Vol. 23: 1-13.
- Sejrup, H.P., Aarseth, A., Hafliðason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Forsberg, C.F. & Ellingsen, K.L. 1995. Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 75: 65-87.
- Sejrup, H.P., King, E.L., Aarseth, I., Hafliðason, H. & Elverhøi, A., 1996. Quaternary erosion and depositional processes: western Norwegian fjords, Norwegian Channel and North Sea Fan. I: De Batist, M. & Jacobs, P. (Red.), *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*, *Geological Society Publication No. 117*: 187-202.

- Sejrup, H.P., Landvik, J.Y., Larsen, E., Janocko, J., Eiriksson, J. & King, E., 1998. The Jæren area, a border zone of the Norwegian Channel Ice Stream. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 17: 801-812.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Landvik, J., King, E.L., Hafliðason, H. & nesje, A., 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19: 667-685.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Hafliðason, H., Berstad, I.M., Hjelstuen, B.O., Jonsdottir, H., King, E.L., Landvik, J., Longva, O., Nygård, A., Ottesen, D., Raunholm, S., Rise, L. & Stalsberg, K. 2003. Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas*, 32: 18-36.
- Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Hjelstuen, B.O., Nygård, A., Bryn, P., Lien, R., 2004. Pleistocene development of the SE Nordic Seas margin. *Marine Geology*, 213; 169-200.
- Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Dahlgren, K.I. Torbjørn., Hafliðason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, Martyn S. & Vorren, Tore O., 2005. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 1111-1129.
- Sejrup, H.P., Nygård, A., Hall, A.M. & Hafliðason, H., 2009. Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews*, 28: 370-380.
- Sejrup, H.P., Clark, C.D. & Hjelstuen, B.O., 2016. Rapid ice sheet retreat triggered by ice stream debuitressing: Evidence from the North Sea. *Geology*, v.44; no.5; 355-358.
- Sheriff, R.E., Geldhart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press (UK), Cambridge, 573 s.
- Sheriff, R.E., 1997. Seismic resolution: A key element. *Geophysical Corner*, AAPG Explorer.
- Siegert, M.J., Dowdeswell, J.A., Hald, M. & Svendsen J.I., 2001. Modeling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle. *Global and Planetary Change*, 31; 367-385.

- Stalsberg, K., Larsen, E., Ottesen, D. & Sejrup, H.P., 2003. Middle to Late Weichselian Norwegian Channel Ice Stream deposits and morphology on Jæren, southwestern Norway and the eastern North Sea area. *Borea*, 32: 149-166.
- Stokes, C.R. and Clark, C.D., 1999. Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, v. 28; 67-74.
- Stokes, C.R., Clark, C.D. 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science reviews*, 20(13); 1437-1457.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11-13): 1229-1271.
- Swift, J.H., Aagaard, K., 1981. Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas. *Deep-Sea Res.* 28A, 1107-1129.
- Swithinbank, C.W.M. 1954. Ice streams. *Polar Record*, 7 (48); 185-186.
- Tulaczyk, S., Scherer, R.P. & Clark, C.D., 2001. A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: A qualitative treatment. *Quaternary International*, v. 86/1; 59-70.
- Turrell, W.R., 1992. New hypotheses concerning the circulation of the northern North Sea and its relation to North Sea fish stock recruitment. *ICES J. mar. Sci.*, 49; 107-123.
- Turrell, W.R., Henderson, E.W., Slessor, G., Payne, R. & Adams, R.D., 1992. Hydrographic observations at the continental shelf edge northwest of Scotland. *ICES CM* 1992/C:19.
- Vorren, T.O. & Laberg, J.S., 1997. Trough mouth fans- Palaeoclimate and ice-sheet monitors. *Quaternary Science Reviews*, v.16; 865-881.
- Vorren, T.O., Plassen, L., 2002. deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas* 31, 97-125.
- Winsborrow, M.C.M., Clark, C.D., Stokes, C.R. 2010. What controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews*, 103(1-2); 45-59.

Winther, N.G. & Johannessen, A., 2006. North Sea circulation: Atlantic inflow and its destination. Journal of Geophysical Research, Vol. 111; 1-12.

Web-referanser:

www.glanam.org

<https://www.ngu.no/emne/seismisk-hastighet>