

Isdynamikk i tre mindre fjord-trausystemer langs Finnmarkskysten

Marie Elise Planting Skjeldnes

EOM-3901 Masteroppgave i Energi, klima og miljø

Juni 2019



Sammendrag

Multistråle batymetriske data og seismiske profiler fra den vestlige kysten av Finnmark er analysert med formålet om å rekonstruere dynamikken til det Fennoskandiske Isdekket gjennom siste glasiale maksimum, og påfølgende deglasiasjon. Fokuset har vært på tre prograderende kiler i forlengelsen av de glasiale trauene Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet. En seismisk stratigrafi er definert med tre hovedenheter; A, B og C. Enhet A og B representerer de prograderende kilene med interne klinoformer utbyggende fra sørøst mot nordvest. Enhet C er karakterisert av en transparent seismisk signatur tilskrevet bunnmorene fra siste istids maksimum. En utviklingsmodell for studieområdet er presentert med en tidlig (glasi-) fluvial fase, etterfulgt av faser med større isdekker oscillerende ved munningen til trauene. Siste fase representeres av et isdekke som strekker seg over hele studieområdet og Barentshavet.

Glasiale landformer er kartlagt i trauene og på bankene langs kysten, og disse er brukt til å rekonstruere dynamikken til isdekket under siste glasiale maksimum og deglasiasjonen. Strømlinjeformede landformer i trauene vitner om hurtigstrømmede ismasser under siste glasiale maksimum, mens fravær av disse tyder på mer saktestrømmende og passive ismasser på bankene. Deglasiasjonen beskrives som hurtig sammenlignet med nærliggende fjordsystem, og startet trolig i trauene da det forekommer dypere vanddyp og glasiale lineasjoner er bevart. På bankene observeres det to til tre mulig fremrykk/opphold av isdekket. Disse ismassene har trolig drenert fra lokale isdomer på de ytterste øyene langs Finnmarkskysten.

Observasjonene i denne oppgaven er korrelert med eksisterende dateringer på land. Risviktrinnet (16-15 000 kal år BP) er tentativt antatt å representere starten på deglasiasjonen i trauene og tilskrives frontavsetningene i Hjelmsøy- og Måsøytrauet. Studieområdet var sannsynligvis isfritt under Ytre Porsangertrinnet (14 000 kal år BP), da en ikke observerer flere randtrinn lengre inn i trauene.

Forord

Endelig skal masteroppgaven leveres, og 5 års studietid avsluttes. Det er litt vemodig, men også utrolig godt. Jeg vil begynne med å rette en storslått takk til mine veiledere; Tom Arne Rydningen og Jan Sverre Laberg, for formidabel veiledning og en konstant åpen kontordør/innboks. Det er virkelig deres fortjeneste at denne oppgaven ser dagens lys. Takk går så til bi-veileder Geoff Corner for gjennomlesning av en tidlig versjon av masteroppgaven.

Videre rettes en stor takk til Forsvarets Forskningsinstitutt for tilgjengeliggjøring av seismiske data brukt i denne oppgaven, samt MAREANO-prosjektet for de batymetriske dataene.

En solid takk rettes så til klassen min på Energi, klima og miljø for det beste klassemiljøet en kunne ønske seg gjennom 5 år. Studietiden hadde virkelig ikke vært det samme uten dere. Takk til geobabes for å virkelig ha holdt liv i lyset av enden av mastertunnellen på brakka. Takk til Kristine, som var den perfekte kontormakkeren gjennom masterskrivingen og utvekslingsopphold i Southampton. Og takk til Henrikke, for den den siste måneden alene på brakka. Det hadde ikke vært det samme uten dere.

En ekstra takk rettes til Marianne, som har funnet tid og bidratt med en sårt trengt korrekturlesing i sin ellers så travle hverdag.

Til slutt; tusen takk til mamma og pappa for konstant støtte gjennom hele studieløpet. Dere har vært der i både opp og nedturer, og jeg hadde ikke klart dette uten dere. Dere er gull!



Marie Elise Planting Skjeldnes, Juni 2019

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Formål	1
1.2	Studieområdet	1
2	Bakgrunn	5
2.1	Storskala morfologi for S-V Barentshav og Finnmarkskysten	5
2.2	Glasiasjonshistorien til den NV-delen av det Fennoskandiske isdekket	7
2.2.1	Eldre istider	7
2.2.2	Weichsel – den siste istid	8
2.2.3	Deglasiasjonen i Finnmark	12
2.3	Havstrømmer	15
2.4	Berggrunnen i Finnmark	18
2.5	Sedimentkiler i studieområdet	19
2.6	URU	23
2.7	Strandflaten	24
2.8	Grensen mellom grunnfjell og sedimentære bergarter	24
3	Data og metoder	25
3.1	Batymetriske data	25
3.2	Seismiske data	25
3.2.1	Artefakter	26
3.2.2	Seismisk stratigrafisk analyse	27
3.3	Programvarer	30
3.3.1	Global Mapper	30
3.3.2	CoreDRAW	30
3.3.3	Petrel	30
4	Resultater	31
4.1	Geomorfologisk kartlegging	31
4.2	Førsteordens landformer	34
4.2.1	Trau	34
4.2.2	Banker	35
4.3	Andreordens landformer	36
4.3.1	Grunningssonekiler	36
4.3.2	Glasiiale lineasjoner	40
4.3.3	Morenerygger	44
4.3.4	Pløyespor	48
4.4	Seismisk stratigrafi	50
4.4.1	Reflektor 1	59
4.4.2	Enhet A	60
4.4.3	Reflektor 2	61
4.4.4	Enhet B	62
4.4.5	Reflektor 3	63

4.4.6	Enhet C	65
5	Diskusjon.....	69
5.1	<i>Utviklingen av studieområdet gjennom sein-kvartær</i>	<i>69</i>
5.1.1	Avsetning av enhet A.....	73
5.1.2	Avsetning av enhet B.....	74
5.1.3	Avsetning av enhet C.....	77
5.2	<i>Siste glasiøle maksimum og deglasiasjon.....</i>	<i>79</i>
5.2.1	Alderskorrelering.....	85
6	Konklusjoner	89
7	Forslag til videre arbeid	91
8	Referanser.....	93

1 Introduksjon

1.1 Formål

Formålet med oppgaven er å rekonstruere dynamikken til det Fennoskandiske isdekket gjennom siste istids maksimum og deglasiasjonen, ved hjelp av seismiske- og batymetriske data fra fjord-trausystemene i Rolvsøy-, Hjelmøy- og Måsøytrauet (Figur 1-1).

Tidligere studier av kyst og kontinentalhylla utenfor Nord-Norge og sørvestlige del av Barentshavet har fokusert på større fjord- og trausystemer. Hensikten med denne oppgaven er å belyse mindre system langs den nordligste delen av norskekysten. Dette har betydning for forståelsen rundt nedsmeltingen av isdekker i området hvor tilførselen av ismasser fra kildeområdet trolig har vært begrenset, gitt de dimensjonene de studerte systemene har sammenlignet med systemene sør og vest for disse.

Ved bruk av geofysiske analyser av batymetriske og seismiske data skal følgende arbeid gjennomføres:

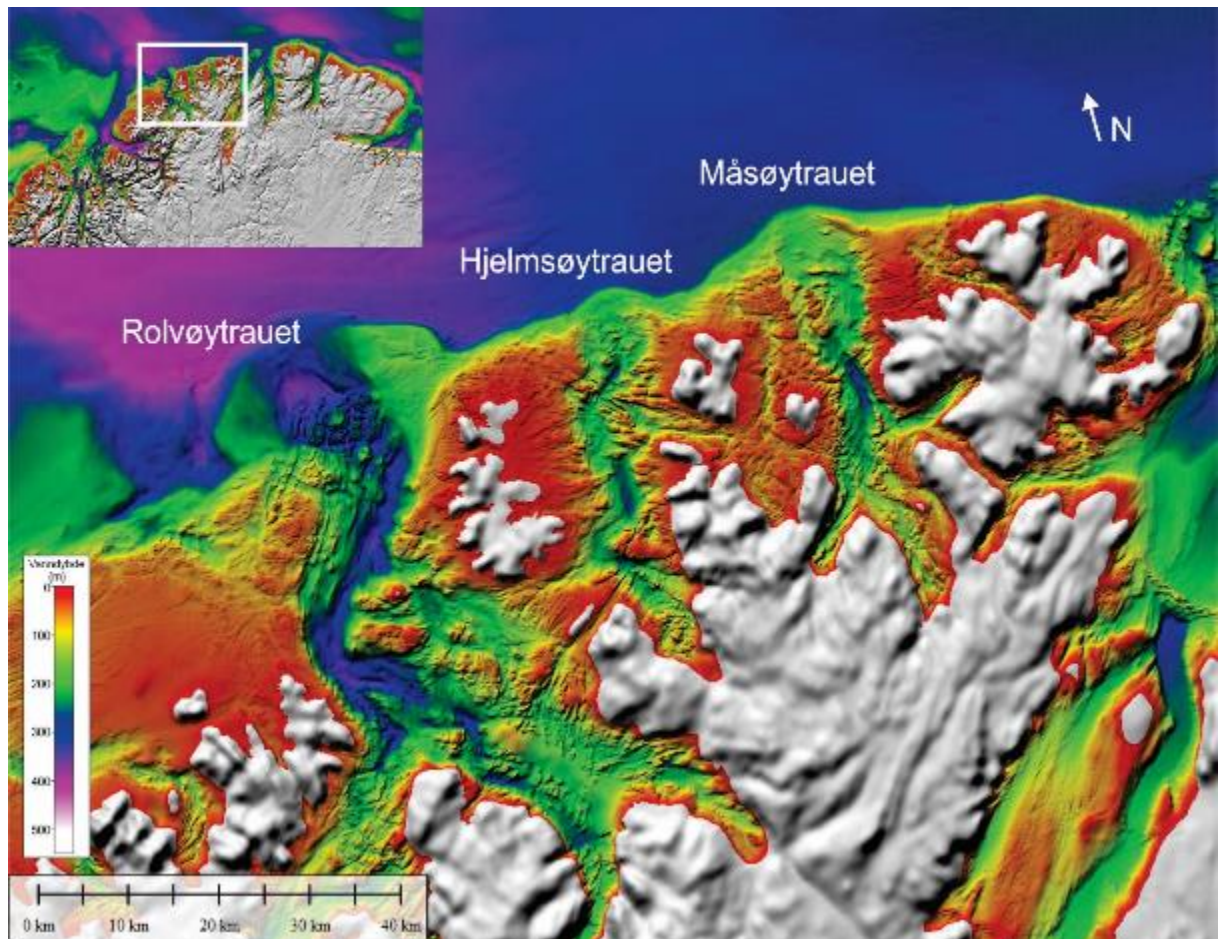
- Identifisere og beskrive glasiale og post-glasiale landformer på havbunnen, samt diskutere deres opprinnelse.
- Beskrive seismisk facies til de kystprograderende enhetene, og diskutere avsetningsmiljø og utviklingen av disse.
- Diskutere avsetninger og landformer opp mot den glasiale historien med vekt på siste glasiale maksimum og deglasiasjonen.

1.2 Studieområdet

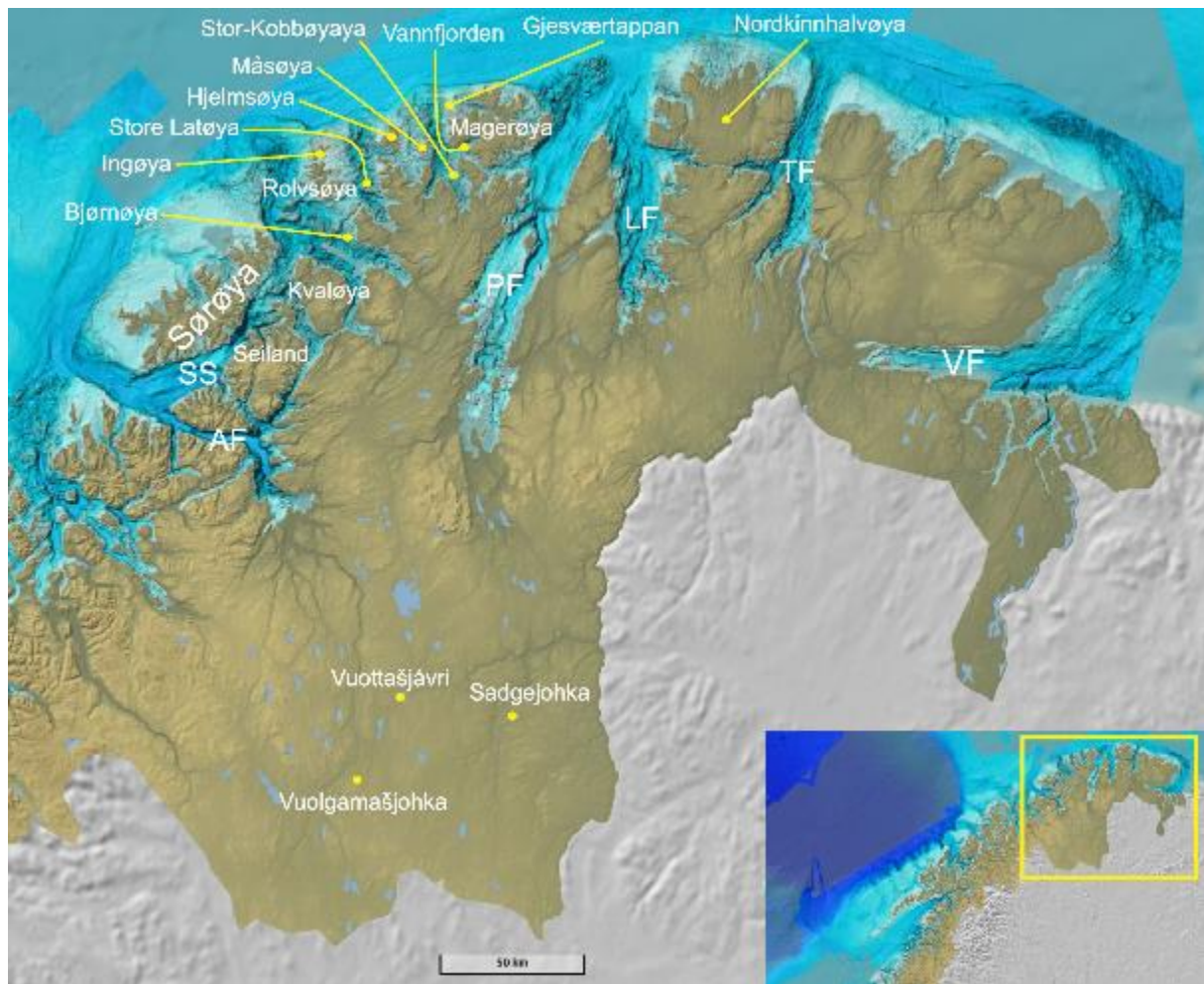
Studieområdet er lokalisert fra 70°59'-71°11' N og 23°01'-25°40' Ø og strekker seg over et område på omtrent 5500 km². Området består av tre mindre fjord-trausystemer langs den nordvestlige delen av Finnmarkskysten; Rolvsøy-, Hjelmøy og Måsøytrauet, og i tillegg er ytre del av fjord-trausystemene karakterisert av kystprograderende enheter (Figur 1-1) (Vorren et al., 1986). Dette observeres andre steder langs Finnmarkskysten, og vil være hovedfokuset i denne oppgaven.

Trauene er i snitt henholdsvis ca. 50, 25 og 29 km lange, og om lag 5, 2 og 2 km brede. De er betydelig mindre enn de lange, brede og dype fjordsystemene vest, sør og øst for studieområdet. Dette er henholdsvis Altafjorden, Sørøysundet, Porsanger- og Laksefjorden (Figur 1-2) (Corner 2005; Winsborrow et al., 2012). Disse er typisk 100 km lange, 11 km brede og 225 m dype.

Videre er den vestlige delen av studieområdet representert av to større øyer; Sørøya og Kvaløya. Østover er Rolvsøy- og Hjelmsøytrauet adskilt av Rolvsøya og Ingøya, og Hjelmsøya separerer Hjelmsøy- og Måsøytrauet. Magerøya markerer enden av den nord-østligste delen av studieområdet (Figur 1-2)



Figur 1-1 Batymetriske kart over NV del av Finnmarkskysten med med fokus på tre kysttransverse fjord-trausystem; Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet. Kartet er hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) (Jakobsson et al., 2012).



Figur 1-2 Kart over Finnmark fylke med viktige lokaliteter. SS: Sørøysundet, AF: Altafjorden, PF: Porsangerfjorden, LF: Laksefjorden, TF: Tanafjorden, VF: Varangerfjorden. Kart hentet og modifisert fra Norgeskart (terrengkart).

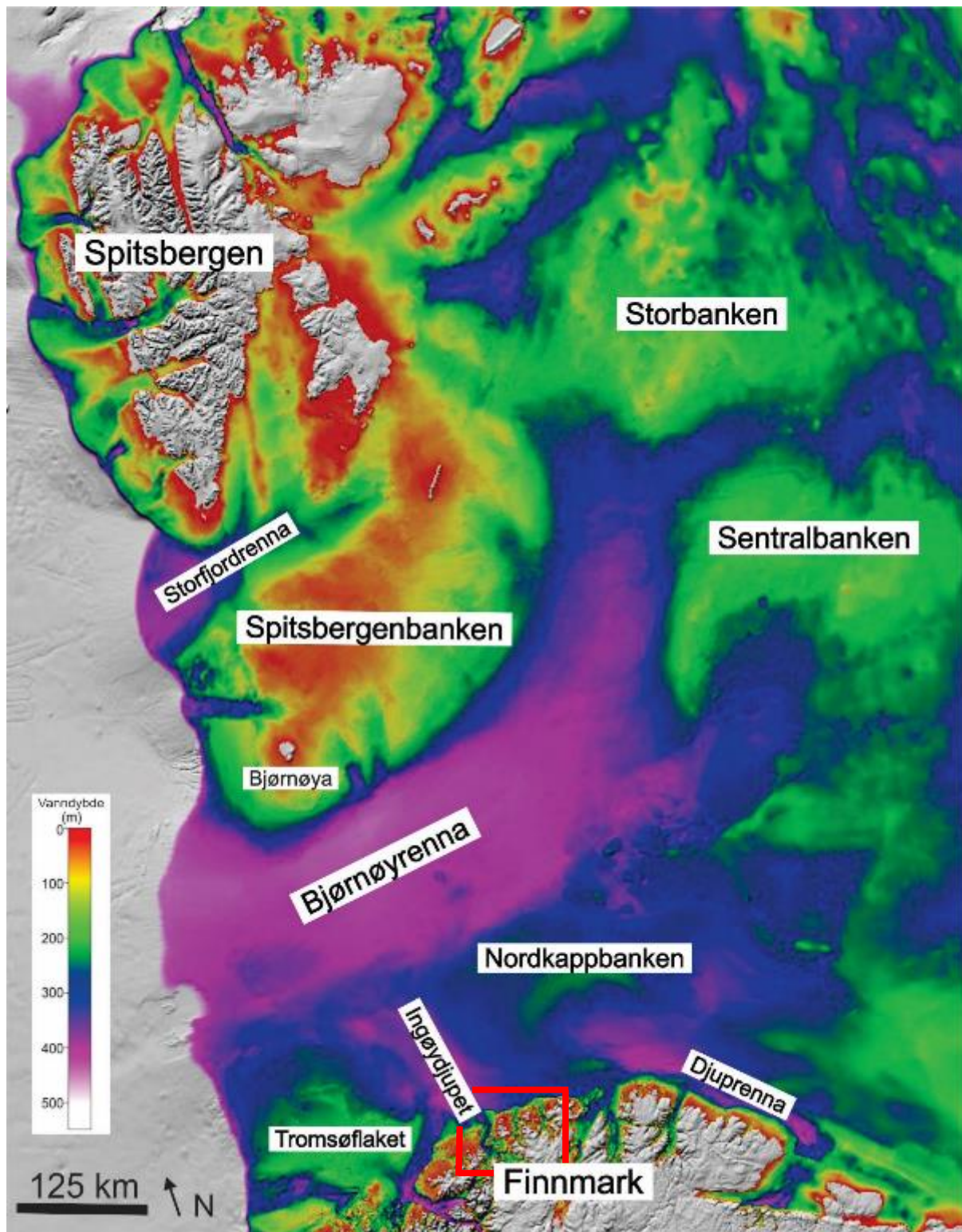
2 Bakgrunn

2.1 Storskala morfologi for S-V Barentshav og Finnmarkskysten

Den sørvestlige delen av Barentshavet dekker en av de største kontinentalhyllene i verden, og morfologien er karakterisert av trau og banker (Figur 2-1) (Vorren et al., 2011). I trauene kan vanndybden nå ca. 440 m, hvorpå bankene ligger på mellom 150-250 m. Den vestlige og nordlige delen av kontinentalmarginen i Barentshavet er karakterisert av flere vifteformer lokalisert ved munningen til trau. Det største trauet er Bjørnøyrenna, lokalisert sør for Bjørnøya med en vanndybde på ca. 500 m (Figur 2-1). Trauet strekker seg fra Storbanken i N-Ø til enden av kontinentalhylla i S-V (Andreassen et al., 2008). Bjørnøyrenna grenser i sør til Tromsøflaket og Nordkappbanken, med dybder på 190-230 m (Figur 2-1). Mellom disse bankene finner en to markante N-V/S-Ø-gående renner ut fra kysten; Ingøydjupet og Djuprenna. Gjennomsnittlig vanndyp er på 400 m (Figur 2-1).

Den ytre delen av Finnmarkskysten er karakterisert av lange, brede og dype fjordsystem orientert i N-S/NV-SØ retning (Corner, 2005; Winsborrow et al., 2012). Varangerfjorden ligger lengst øst, etterfulgt vestover av Tanafjorden, Laksefjorden, Porsangerfjorden og Altafjorden. Unik for denne kystlinjen er 3 kysttransverse trau lokalisert mellom Sørøya til Magerøya innenfor studieområdet (Vorren et al., 1986; Winsborrow et al., 2010).

I Vest-Finnmark finner en øyer med høyt relieff på >1000 moh., deriblant Sørøya innenfor studieområdet (Dalgest et al., 2017). Lengre østover blir relieffet lavere og fjordene bredere (Corner, 2005; Winsborrow et al., 2010). Landskapet er dominert av Finnmarksvidda, et lavtliggende grunnfjellplatå på 300-500 m (Winsborrow et al., 2010), men en finner også områder preget av elvedaler. I nord avgrenses Finnmarksvidda av Gaisene, en fjellkjede bestående av spredte fjelltopper på ca. 1000 moh. Disse skiller fjordbunnen i Lakse- og Porsangerfjorden fra Finnmarksvidda.

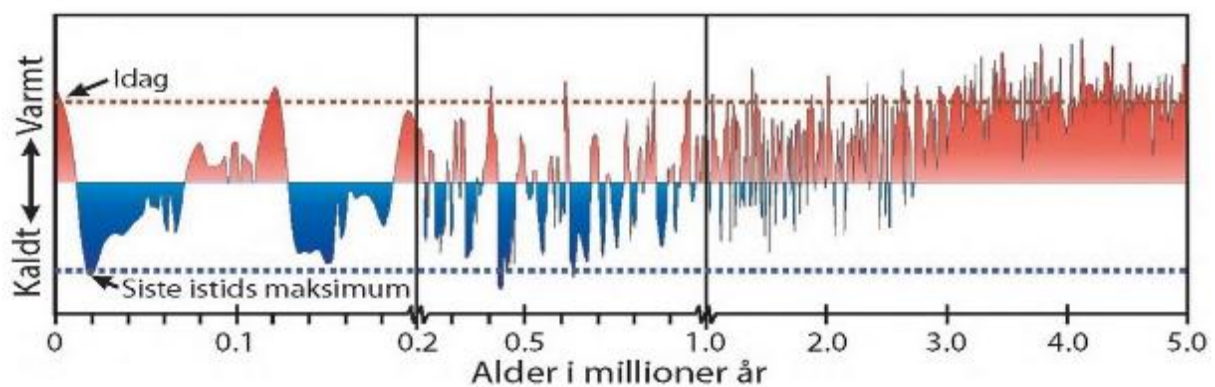


Figur 2-1 Regional batymetri og topografi for Barentshavet og Finnmarkskysten hentet og modifisert fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) (Jakobsson et al., 2012). Studieområdet markert i rød firkant.

2.2 Glasiasjonshistorien til den NV-delen av det Fennoskandiske isdekket

2.2.1 Eldre istider

Den kvartære glasiasjonshistorien startet for ca. 2,6 millioner år siden (Vorren & Mangerud, 2013), og var karakterisert av sykliske klimasvingninger fra perioder med kaldere klima (glasial) til varmere klima (interstadial) (Figur 2-2). Fra 2,6 til 0,9 millioner år siden, var klimasyklussene på 41 000 eller 23 000 år, hvorpå førstnevnte kan korreleres til jordens aksehelling og sistnevnte til jordens presesjon. Aksehelling er forskjeller i vinkelen mellom jordens akse og en vinkelrett linje på jordbanen, og varierer mellom 21,1-24,5°. Presesjon beskriver retninger på jordens rotasjonsakse (Marshall & Plumb, 2008; Vorren & Mangerud, 2013). For omtrent 0,6 millioner år siden skjedde det en endring i disse syklusene. De store klimasyklussene og istidene hadde fra da av en frekvens på 100 000 år. Dette tilskrives endringer i jordens bane rundt solen (Marshall & Plumb, 2008).



© Norsk Geologisk Forening, Landetsbittill - Norges geologiske

Figur 2-2 Variasjoner i oksygenisotopinnhold de siste 5,0 millioner år fra dyphavssedimenter. Merk utvidelse av tidsskala ved 0,2 og 0,1 millioner år (Vorren & Mangerud, 2013).

Funn av israftet materiale (IRD) i eocene sedimenter i Polhavet antyder mindre, isolerte isdekker i Arktisk fra ca. 46 millioner år siden (Stickley et al., 2009), men basert på borkjerner fra Yermakplatået og Framstredet er det ikke identifisert glasiasjoner i Barentshavet før i pliocen (3,5-2,4 millioner år siden) (Knies et al., 2009; Vorren et al., 2011). De eldste IRD-forkomstene fra norsk kontinentalmargin er omkring 11 millioner år gamle (Mangerud et al., 1996).

Grunnet stor erosjon under den siste istiden har det vist seg å være utfordrende å finne avsetninger fra tidligere istider på fastlands-Norge (Mangerud et al., 2004; Vorren & Mangerud, 2013). For å finne de mest kontinuerlige stratigrafiske lagrekkene fra glasiale og interglasiale perioder må en derfor til de submarine viftene på kontinentalskråningen. Disse er lokalisert i enden av traue, der raske isstrømmer krysser kontinentalhylla (Laberg & Vorren, 1996). På land kan en finne de eldste, glasiale avsetningene på to områder, Finnmarksvidda og Jæren. På

Finnmarksvidda er eldre glasiogene sedimenter bevart under moreneavsetninger fra siste istid. Mellomistidene er representert med innsjøsedimenter, eller som brunt jordsmonn mellom morenelag. De er aldersbestemt med forskjellige luminescensmetoder, som viser at jordsmonn fra forrige mellomistid (Eem: MIS 5e) er bevart ved elvene Vuolgamasjohka og Sadgejohka, samt innsjøen Vuottasjávri (Figur 1-2). Ved Sadgejohka er det funnet avsetninger fra en eldre mellomistid aldersbestemt til om lag 260 000 kal år BP (Olsen et al., 1996; Olsen, 1998; Vorren & Mangerud, 2013). Det også funnet interglasiale avsetninger datert til det marine isotopstadiet MIS 8 eller 10 på Finnmarksvidda (Vorren & Mangerud, 2013).

2.2.2 Weichsel – den siste istid

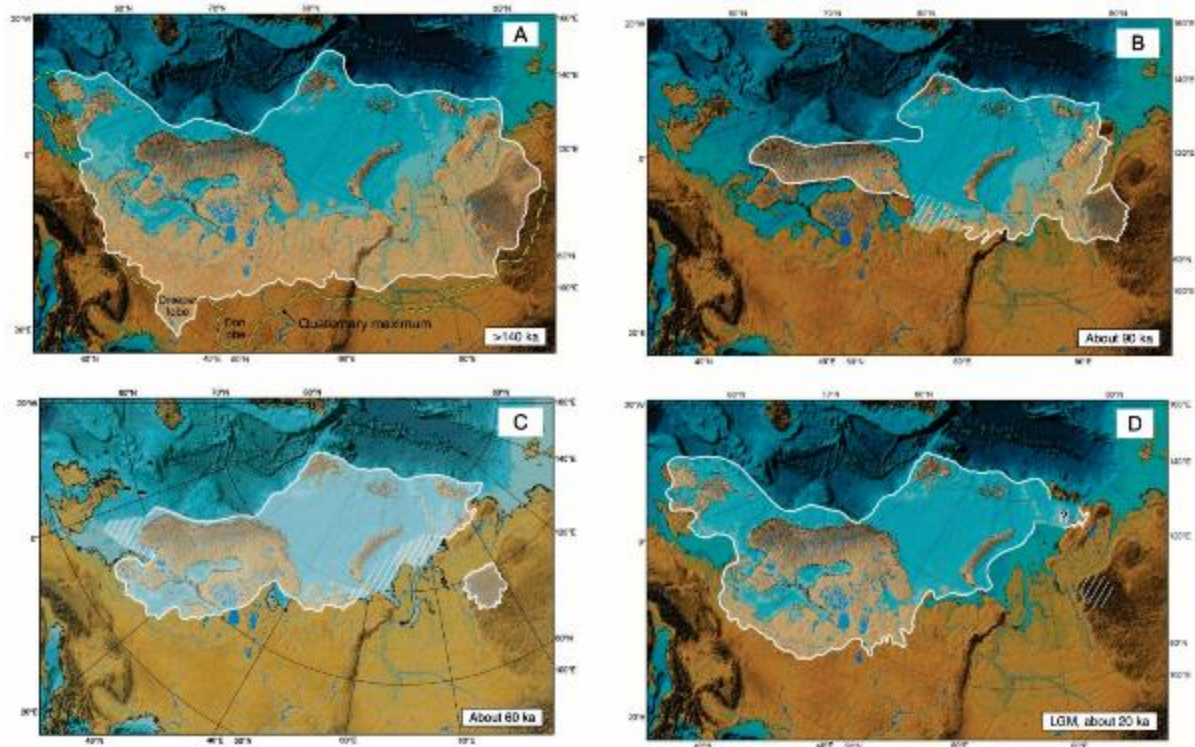
Per definisjon startet Weichsel-glasiasjonen på slutten av eem (~117 000 kal år BP) og korresponderer dermed til slutten av MIS 5e/tidlig MIS 5d (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2011). Weichsel-glasiasjonen skal ha endt for 11 700 år siden ved starten av holocen (Ottesen et al., 2008). Det er vanlig å dele inn denne glasiasjonen enten i tidlig-, midt- og sein (Svendsen et al., 2004), eller i fire deler (Larsen et al., 2006).

Under tidlig Weichsel (ca. 90 000 kal år BP) skal isdekket over Skandinavia ha hatt en begrenset utbredelse, og innenfor studieområdet ha gått helt ut til eggakanten (Figur 2-3 B). Isdekket over Barentshavet og Russland var dog betraktelig større (Svendsen et al., 2004). I rekonstruksjonen av Larsen et al. (2006) er det en større isfri passasje i Barentshavet i den tidlige fasen, som skilte det Skandinaviske isdekket og isdekket over Karahavet (Figur 2-4 A).

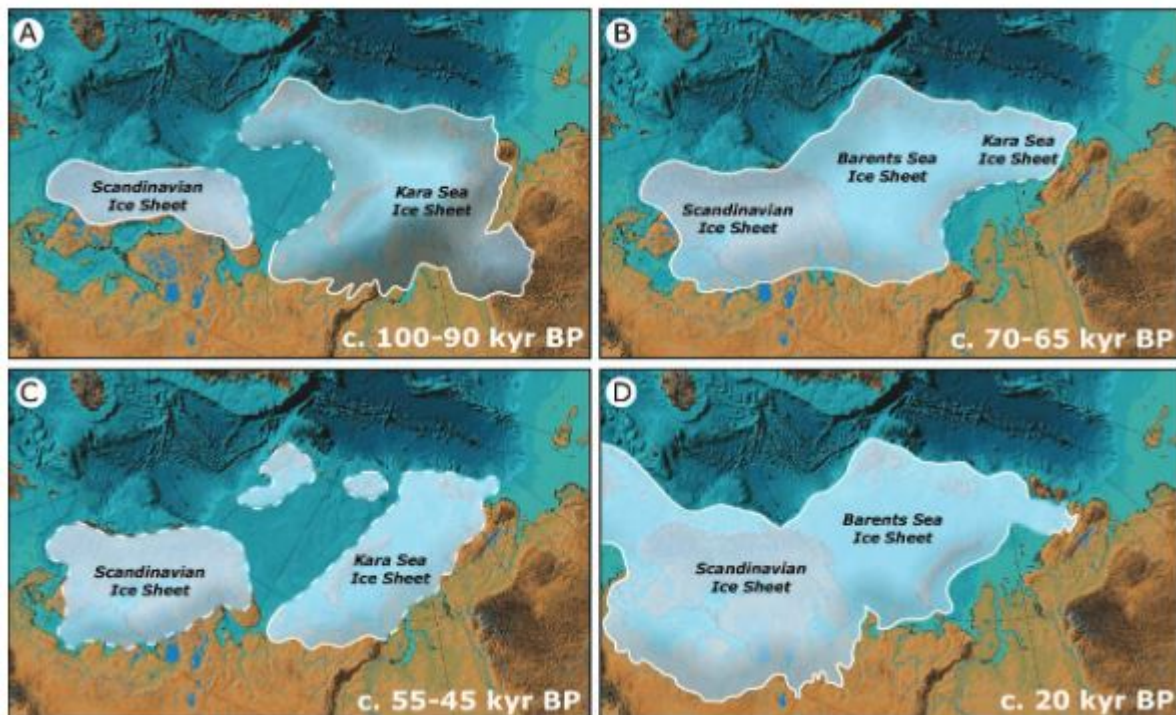
Svendsen et al. (2004) argumenterer så for større utbredelse av isdekket over Skandinavia og studieområdet under midt-weichsel (ca. 60 000 kal år BP) (Figur 2-3 C). Larsen et al. (2006) deler denne perioden inn i to større glasiasjoner; en ca. 70-65 000 kal år BP og en ca. 55-45 000 kal år BP (Figur 2-4 B, C), der førstnevnte samsvarer med Svendsen et al. (2004). Sistnevnte glasiasjon er betydelig mindre og illustreres ved fire separerte isdekker over henholdsvis Skandinavia, Karahavet, Svalbard og Frans Josefs Land, samt et isfritt Barentshav. Studieområdet er under denne glasiasjonen totalt dekket. Argumentet for kun en glasiasjon under midt-weichsel støttes av Mangerud et al. (1998, 2001).

Den største av glasiasjonene i weichselistiden var den siste for ca. 21-20 000 kal år BP (Hughes et al., 2016), og denne hadde størst utbredelse vestover (Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006) (Figur 2-3 D, Figur 2-4 D). Isdekket skal ha hatt en maksimal utstrekning ved to anledninger hvorpå det rakk fram til eggakanten på kontinentalhylla, og disse framstøtene er datert til ca. 22 000 og 17 500 kal år BP (Laberg & Vorren, 1996; Vorren & Plassen, 2002). I

likhet med de overnevnte periodene var studieområdet totalt dekt under siste glasiale maksimum



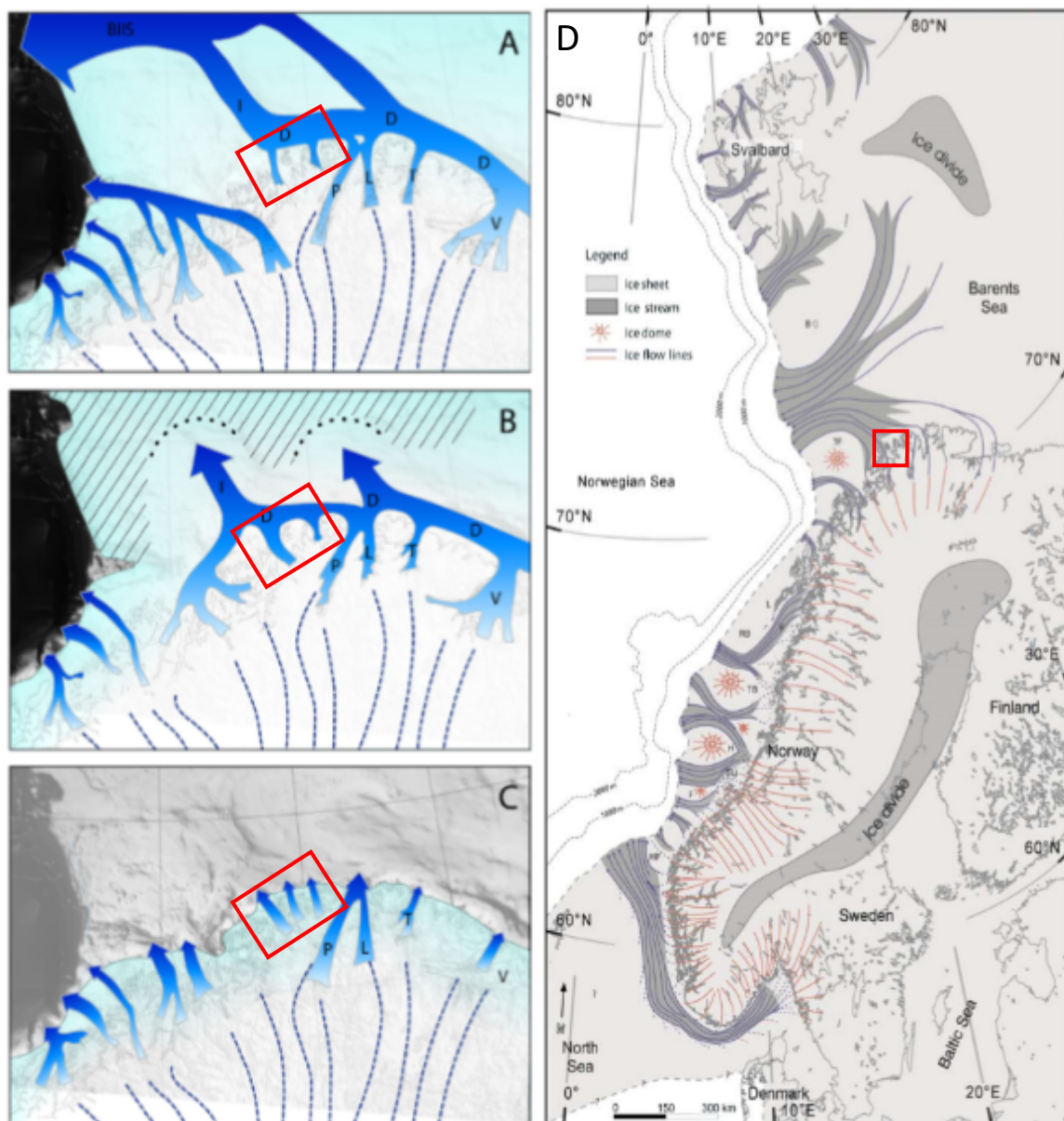
Figur 2-3 Rekonstruksjoner av det maksimale utstrekkingen av isdekket over Eurasia i A: Sein Saale (ca. 160-140 ka), B: Tidlig Weichsel (ca. 90-80 ka), C: Midt Weichsel (ca. 60-50 ka) og D: Sein Weichsel (siste glasiale maksimum, 20 ka). Figur modifisert fra Svendsen et al. (2004)



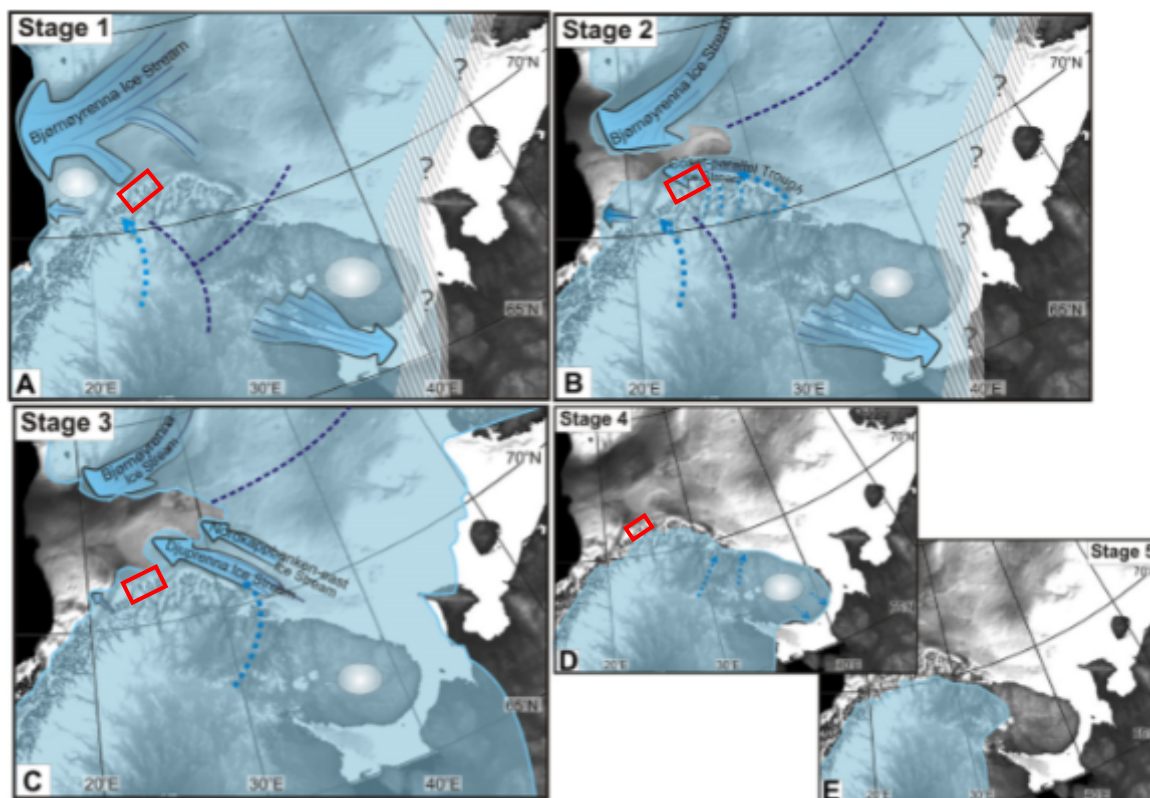
Figur 2-4 Rekonstruksjon av det Eurasiske isdekket under Weichsel-glasiasjonen fra 100-20 kal år BP (Larsen et al., 2006).

Under siste istids maksimum var over 20 større isstrømmer aktive langs den norske kontinentalhylla, og flere mindre langs kysten av Troms og Finnmark (Figur 2-5 A, D). De største dreneringsrutene gikk gjennom Norskerenna i sør og Bjørnøyrenna i nord, og sistnevnte med tilførsel fra ismasser i sør, øst og nord for trauret (Ottesen et al., 2008; Winsborrow et al., 2010). I Winsborrow et al. (2010) modell for siste glasiale maksimum og deglasiasjonen, skal isdekket ha hatt en utbredelse over hele kontinentalhylla og ut til eggakanten under siste glasiale maksimum (Figur 2-6 A). Funn av N-S-orienterte glasiale lineasjoner fra siste glasiale maksimum iblant annet Ingøydjupet, Djuprenna, Varanger-, Tana-, Lakse- og Porsangerfjorden, antyder en nordlig retning på isstrømmene. Etterhvert som isstrømmene mistet den topografiske begrensningen i fjordene, skal de ha hatt en vestlig retning mot Bjørnøyrenna (Figur 2-5 A, D) (Ottesen et al., 2008). Dette underbygges av rekonstruksjonen av isstrømstadier i samme område gjort av Andreassen et al. (2008), og tilskrives deres strømstadiet 1.

Innenfor studieområdet er det tidligere gjort funn av N-S-ventede glasiale lineasjoner i ytre del av Rolvsøytrauret, som vitner om isstrømmer under siste glasiale maksimum. En håndfull mindre glasiale lineasjoner (crag-and-tails) er observert i Hjelmsøy- og Måsøytrauret med uklar orientering (Figur 2-13). Nord av studieområdet observeres V-Ø orienterte glasiale lineasjoner, og vitner om tilstedeværelsen av en hurtigstrømmende isstrøm (Figur 2-13) (Ottesen et al., 2008; Winsborrow et al., 2010).



Figur 2-5 A-C: Rekonstruksjon av isdynamikk under A: siste glasiiale maksimum, B: intermediært stadie, og C: kyststadiet basert på havbunnsgeomorfologi. BIIS: Björnøytrauets isstrøm, I: Ingøydjupet, Dj: Djuprenna, V: Varangerfjorden, T: Tanaffjorden, L: Laksefjorden, P: Porsangerfjorden. Stiplede linjer indikerer strømretning på fastlandet, punktlinjer markerer endeposisjonen til isstrømlobene og skravert område markerer is under oppløsning eller åpen sjø (Ottesen et al., 2008). D: Rekonstruksjon av isstrømmer under siste glasiiale maksimum (Ottesen et al., 2005). Studieområdet markert med rød ramme.



Figur 2-6 5-steps rekonstruksjon av siste glasiiale maksimum og tilhørende deglasiasjon av sørlige Barentshav basert på geomorfologisk kartlegging av land og havbunn. Isstrømmer markert med blå pil, varmbaset is markert med blåstiplet linje, kaldbaset is markert som hvit disk og mulige isdeling med mørkeblå, stiplet linje (Winsborrow et al., 2010). Studieområdet markert med rød ramme.

2.2.3 Deglasiasjonen i Finnmark

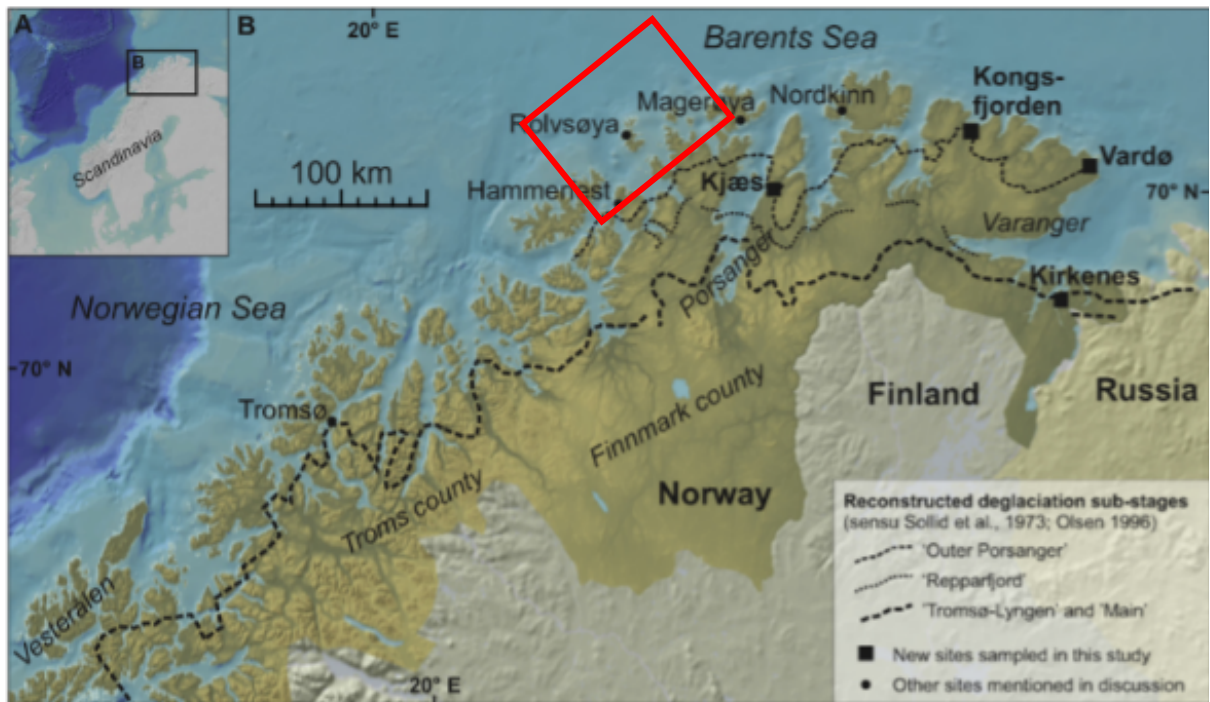
Deglasiasjonen kan grovt deles inn i tre perioder; fra eldste til yngre dryas (18-12,800 kal år BP), den yngre dryasstadialen (12,800-11,700 kal år BP) og preboreal (etter 11,700 kal år BP). Den skal trolig ha startet som en respons til en økning i globalt eustatisk havnivå (Clark et al., 2004; Winsborrow et al., 2010). I første periode skal isdekket ha smeltet og kalvet fra kontinentalhylla. I neste periode skal innlandsisen ha vokst, før den igjen trakk seg tilbake i den preboreale perioden (Vorren & Mangerud, 2013).

I den tidlige fasen av deglasiasjonen skal isdekket først ha trukket seg tilbake i de største traueene; Bjørnøyrenna og Storfjordrenna (Figur 2-1). Brefronten skal ha stoppet opp eller rykket fram, og avsatt store grunningsonekiler (Figur 2-6 B) (Winsborrow et al., 2010). Isstrømmene skal ha terminert omtrent 100 km fra eggakanten i Bjørnøyrenna (Andreassen et al., 2008). Videre skal iskanten hatt en signifikant tilbaketrekning i den sørlige delen av Barentshavet, med en isfri bukt i Bjørnøyrenna. Starten på denne tilbaketrekningen blir satt til 17,500 kal år BP i den vestlige delen av Barentshavet (Winsborrow et al., 2010). Etter undersøkelser av leireminerale og mikrofossiler i en kjerneprøve i midtre del av Ingøydjupet,

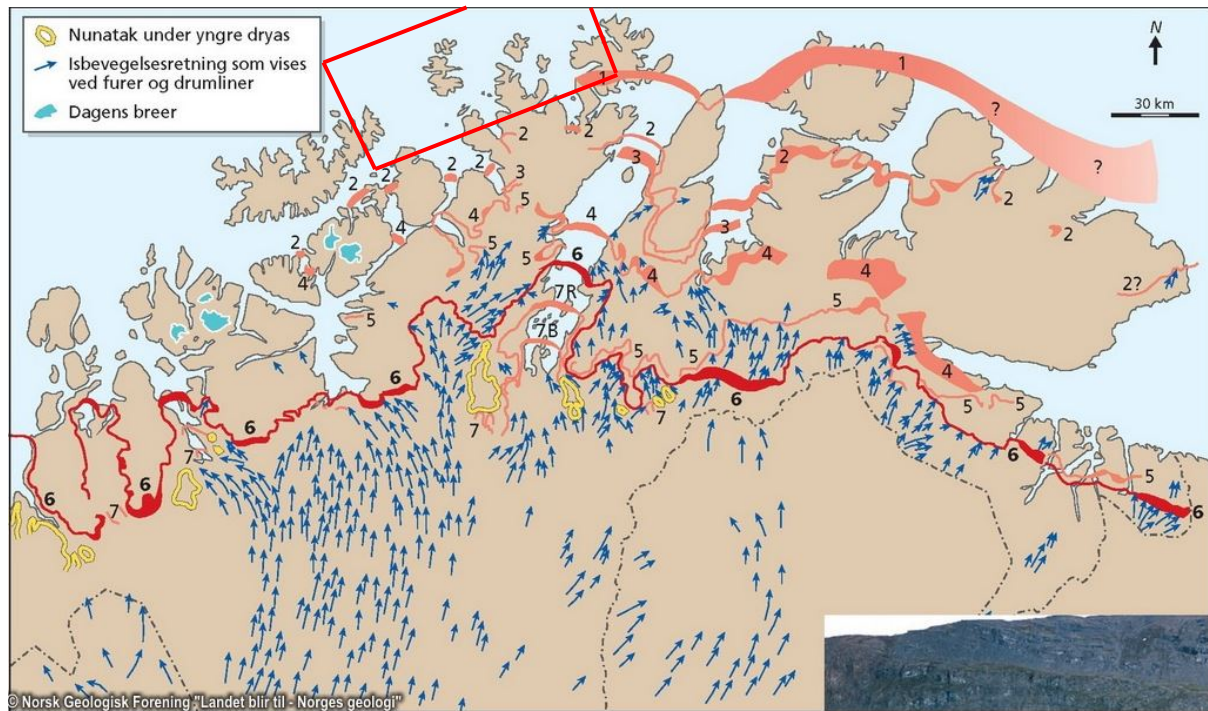
ble en alder på 18 700 kal år BP satt til å representere deglasiasjonen (Junttila et al., 2010). Det blir antatt at et mer distalt isdekke for kjerneprøven, og indikerer at deglasiasjonen kan ha startet tidligere i Ingøydjupet. Under deglasiasjonen av Barentshavet skal isstrømmene fra Varanger-, Porsanger- og Tanafjorden ha terminert i en lobe i Djuprenna (Figur 2-5 B) (Ottesen et al., 2008). Isstrømmene fra Porsanger- og Laksefjorden kan ha gått vestover etter tap av den topografiske begrensningen, og dermed terminert vest for Djuprenna ved et seinere stadie (Figur 2-5 B).

Omkring 16 000 kal år BP skjedde det en endring i dynamikken til isdekket over Barentshavet og nordlige Fennoskandia. Isdomen i det SV Barentshav flyttet seg østover, noe som førte til et større og isfritt sørlige Barentshav (Figur 2-6 C) (Winsborrow et al., 2010). Isstrømmen fra fjordene gikk ikke lengre vestover mot Bjørnøyrenna, men var nå rettet N-NØ (Figur 2-5 B) (Ottesen et al., 2008). Det Fennoskandiske isdekket skal så ha trukket seg inn på land og i fjordene i Nord-Norge (Figur 2-6 D). Dette kan korreleres med Ytre Porsangertrinnet og alderen settes mellom D-hendelsen og Skarpneshendelsen henholdsvis datert til 16,600 kal år BP og 14,300 kal år BP. Videre representerer det siste tilbaketrekningstrinnet (Hovedtrinnet) et atskillig istap på Kolahalvøya og isdekket over Nord-Norge skal ha trukket seg betydelig sørover (Figur 2-6 E) (Winsborrow et al., 2010).

I Finnmark kan en finne klare tegn til deglasiasjonen der randmorenene fra yngre dryas er tydelig markert (Romundset et al., 2017; Sollid et al., 1973; Vorren & Mangerud, 2013). Ytre Porsanger-, Repparfjord- og Hovedtrinnet er de tydeligste randtrinnene i tilbaketrekningen av isdekket (Figur 2-7) (Romundset et al., 2017). Sistnevnte strekker seg fra Kirkenes i øst, gjennom hele Finnmark og sammenfaller med Tromsø-Lyngentrinnet i sør. Totalt er seks tilbaketrekningstrinn i deglasiasjonen beskrevet (Sollid et al., 1973), og fra eldst til yngst er disse Risvik-, Ytre Porsanger-, Korsnes-, Repparfjord-, Gaissa- og Hovedtrinnet (Figur 2-8). Risviktrinnet er prominent i ytre del Varangerhalvøya i øst og til Magerøya i nord, og kan være så gammelt som 18-20 000 kal år BP (Vorren & Mangerud, 2013). Ytre Porsangertrinnet strekker seg fra Vardø i øst til Seiland i vest, og trolig avsatt i eldre dryas omkring 14 000 kal år BP (Romundset et al., 2017). Dette på bakgrunn av kartlegging og datering av morenerygger ved hjelp av kosmogeniske nukleider (^{10}Be og ^{36}Cl). Repparfjordtrinnet er identifisert i begynnelsen av Laksefjorden, Porsangerfjorden og i Kvalsund kommune. Trinnet tolkes å være avsatt under eldre dryas, hvorpå Gaissatrinnet trolig er fra tidlig yngre dryas (Sollid et al., 1973; Vorren & Mangerud, 2013). Hovedtrinnet beregnes å være fra 11,900 +/- 1,200 kal år BP (Romundset et al., 2017).



Figur 2-7 Rekonstruksjon av brerandtrinn for Nord-Norge markert med stiplede linjer. Tykk stiplet linje: Hovedtrinnet, punktlinje: Repparfjordtrinnet, tynn stiplet linje: Ytre Porsangertrinnet (Romundset et al., 2017). Studieområdet markert med rød ramme.

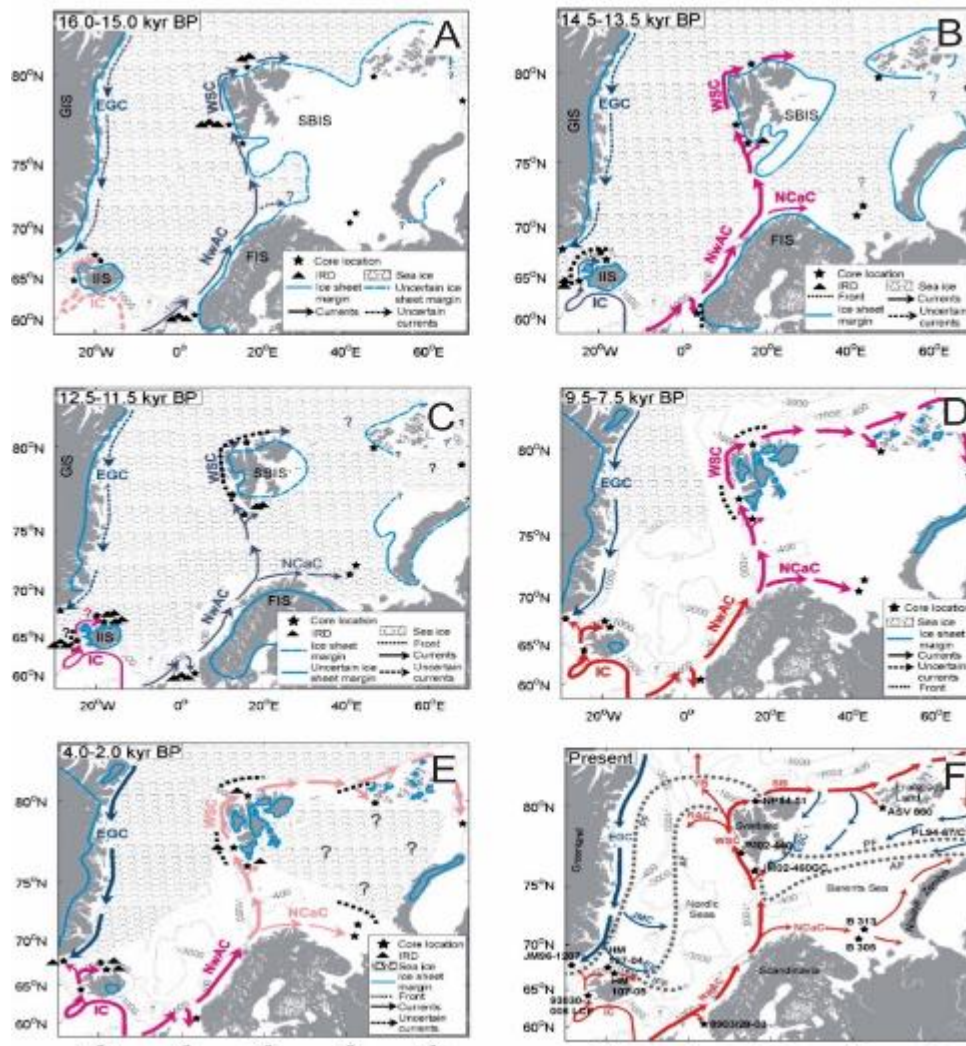


Figur 2-8 Rekonstruksjon av brerandtrinn for Finnmark modifisert fra Sollid et al. (1973). 1, Risviktrinnet; 2, Ytre Porsangertrinnet; 3, Korsnestrinnet; 4, Repparfjordtrinnet; 5, Gaissatrinnnet; 6, Hovedtrinnet; 7R, Rotnestrinnet; 7B, Bjørnestrinnet; og 7K, Korselvrinnet. Blå pil markerer isbevegelsesretninger, gul ramme indikerer nuntaks under yngre dryas og dagens breer er markert i lyseblått (Vorren & Mangerud 2013). Studieområdet markert med rød ramme.

Dateringer av gamle kystlinjer og forhøyede strandlinjer viser at den ytterste delen av Finnmarkskysten kan ha vært isfritt mellom 16-14 000 kal år BP (Sollid et al., 1973; Romundset et al., 2011). De eldste kystlinjene er identifisert på Ingøya, Hjelmsøya og Magerøya, og disse var dermed de første isfrie områdene langs kysten (Sollid et al., 1973). Nyere studier har vist isfrie forhold på Rolvsøya fra 14 200 kal år BP, på Magerøya fra 13 600 kal år BP og på Nordkinnhalvøya fra 14 600 kal år BP. Det første isfrie landområde på ytre del av Finnmarkskysten skal dermed ha vært 14 600 kal år BP basert på gjennomsnittsverdier, noe som korresponderer til begynnelsen av Bølling-Allerød interstadialen (Romundset et al., 2011). Nærmere Hammerfest er isfrie forhold datert til 14 200 kal år BP etter datering av mose fra lakustrine sedimenter fra Jansvannet (Birks et al., 2011).

2.3 Havstrømmer

På den norske kontinentalmarginen er det to dominerende havstrømmer; den norske atlantehavsstrømmen (NwAC) og den norske kyststrømmen (Figur 2-9). NwAC strømmer langs den norske kontinentalskråningen som en forlengelse av den nordatlantiske strømmen, og denne entrer Norskehavet gjennom Færøyene-Shetland kanalen (Aagaard & Greisman, 1975; Slubowska-Woldengen et al., 2008). Temperaturen på NwAC varierer mellom 2-12°C, og er avhengig av årstider (Tryggestad, 1981). Når sistnevnte passerer Tromsøflaket deler den seg inn i to havstrømmer (Vorren et al., 1984). Den ene strømmen følger batymetrien til havbunnen mot Svalbard som den Vestlige Svalbardstrømmen (WSC), og den andre strømmen følger Finnmarkskysten østover og inn i Barentshavet. Sistnevnte har fått navnet Nordkappstrømmen (NCaC), og er lokalisert mellom Bjørnøya og den norske kysten (Aagaard & Greisman, 1975)

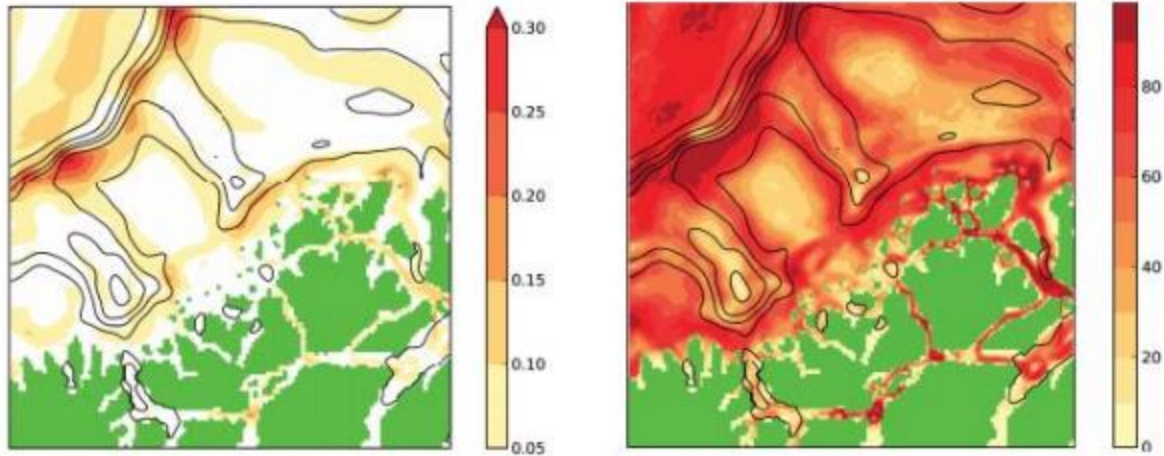


Figur 2-9 Kyststrømmer langs norskekysten fra deglasiasjonen til nåværende tid. Rød: atlantisk overflatevann, blå: polarvann, rosa: atlantisk bunnvann, lyserosa: atlantisk vann, relativt kaldt. A: siste glacial, seint, B: bølling-allerød interstadialer, C: yngre dryas, D: holocen, tidlig, E: holocene, seint, F: nåværende tid. Figur modifisert fra Slubowska-Woldengen et al. (2008) og Hegelund (2018).

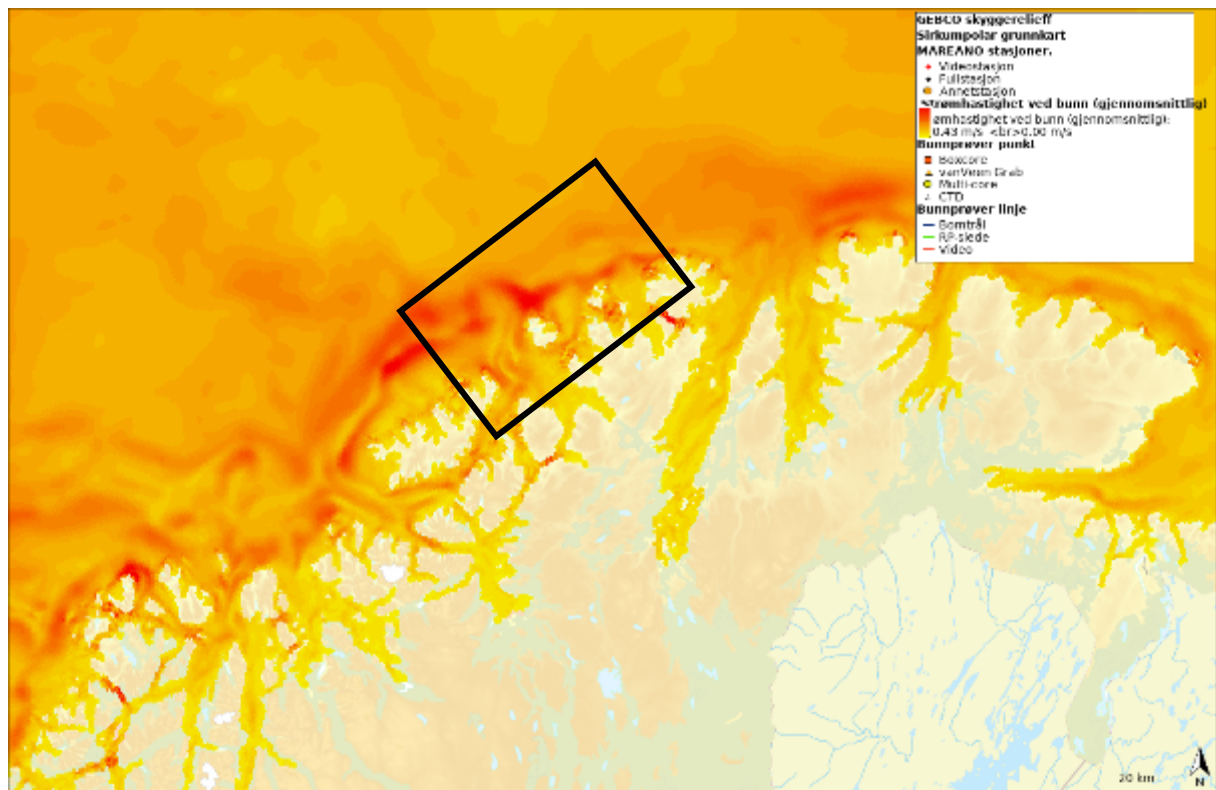
Den norske kyststrømmen er en forlengelse av den baltiske strømmen. Denne er generelt kaldere og har lavere salinitet enn den norske atlantehavsstrømmen, som kommer av at den består av brakkvann fra Østersjøen og ferskvann fra land. Dette fører til at temperaturen endrer seg etter årstidene med verdier fra 2-13°C (Hopkins, 1991). Langs den sørlige delen av norskekysten har den norske kyststrømmen en salinitet på <30 ‰, og langs Finnmarkskysten har den en verdi på ca. 34 ‰ (Sætre & Ljøen, 1972). Langs den vestlige Finnmarkskysten er saliniteten lavest nærmere kysten og øker nordover grunnet interaksjon med den norske atlantehavsstrømmen (Skagseth et al., 2011).

Modelleringer av havstrømmer på kontinentalhylla utenfor Troms fylke, viser at havbunnstrømmene varierer i styrke fra et sted til et annet, men følger generelt havbunnstopografien (Figur 2-10). Hovedtrendene er at den gjennomsnittlige

havbunnstrømmen er svakest på bankene og i bunnen av depresjoner, i motsetning til overgangen til bankene (Ådlandsvik et al., 2005). Dette kan en observere i studieområdet, der bunnstrømmene generelt går i SV-NØ retning. Strømmene følger skråningen mellom ytterpunktene til traue/bankene og dyphavet, og en kan observere en noe økt strømhastighet i overgangen mellom banker og trau (Figur 2-11).



Figur 2-10 Numerisk modellering av havbunnstrømmer utenfor Troms fylke. Venstre: styrke på modellerte havbunnstrømmer i m/s. Svarte konturlinjer med dybde 100, 200, 300, 400, 600 og 1000 m. Høyre: Frekvensen av 24-timers, gjennomsnittlig havbunnstrøm sterkere enn 5 cm/s (Ådlandsvik et al., 2015)

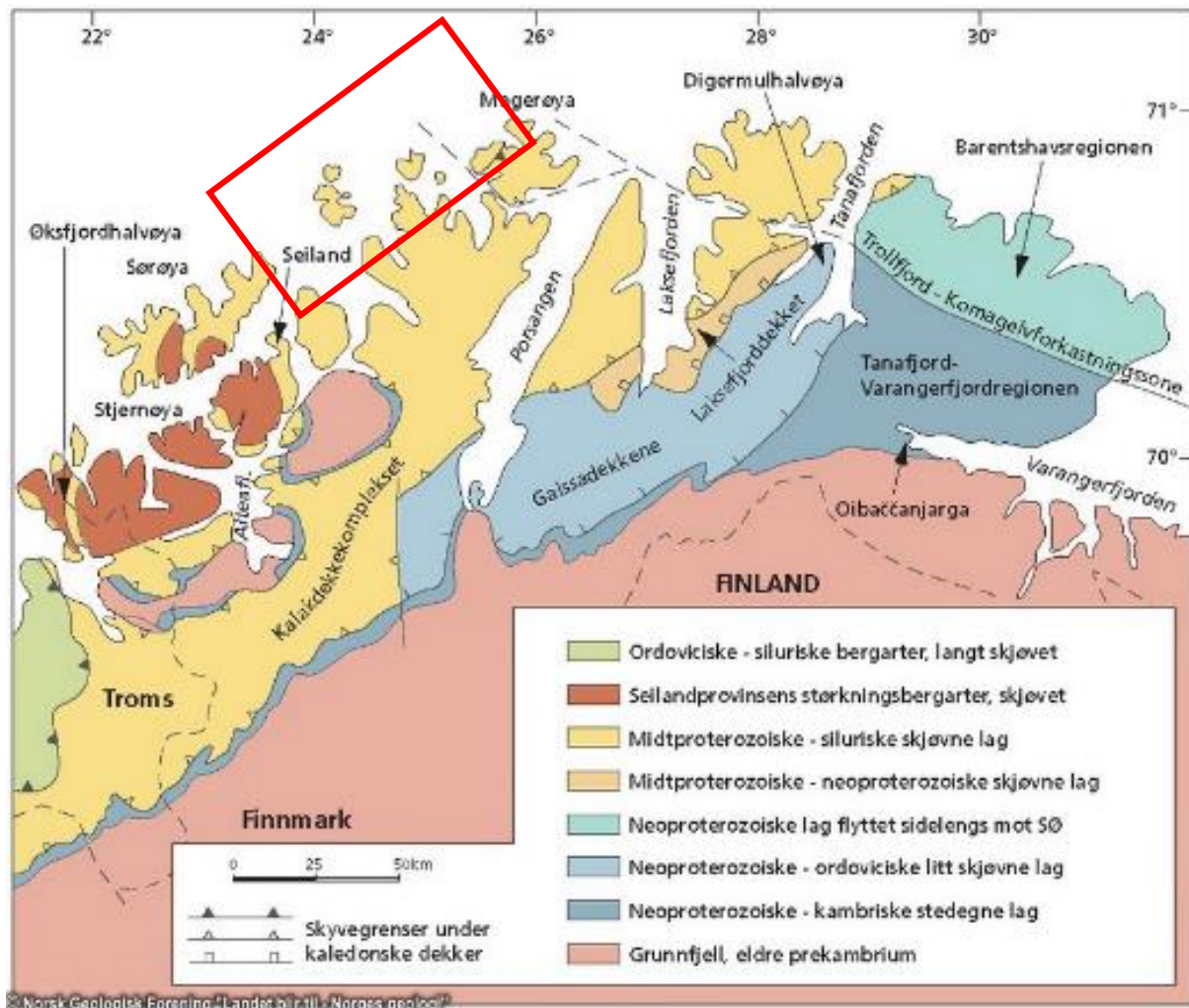


Figur 2-11 Gjennomsnittlig strømhastighet ved havbunnen fra 0,00 m/s (gul) til 0,43 m/s (rød). Studieområdet innrammet i svart. Kart hentet fra MAREANO (2005-2013)

2.4 Berggrunnen i Finnmark

Berggrunnen i Finnmark består i hovedsak av (i) grunnfjell fra urtiden/prekambrium, (ii) skyvedekker bestående av sandstein og skifter fra sein urtid, (iii) metamorfe og magmatiske bergarter og (iv) grunnfjell stedvis påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen (Figur 2-12) (Solli & Nordgulen, 2013; Koehl, 2017; 2018).

Grunnfjellet i indre Finnmark består av arkeiske bergarter datert til en alder mellom 2900-2500 millioner år, noe som gjør berggrunnen til Norges eldste. Den består for det meste av ulike former for gneis, granitt og glimmerskifer. Den nordligvestlige delen av Finnmark er preget av betydelig yngre bergarter og for det meste dominert av bergarter fra midtproterozoikum og kaledonske bergarter (Vorren & Mangerud, 2013; Koehl et al., 2017). Det er dette som karakteriserer bergartene innenfor studieområdet. De kaledonske bergartene kommer fra den øvre- og midtre dekkserien i den kaledonske fjellkjeden, og består for det meste av glimmerskifter, granitt, gabbro, sandstein og kvartsitt (Solli & Nordgulen, 2013; Ramberg et al., 2013). De overnevnte bergartene strekker seg videre ut over kontinentalhylla under yngre, sedimentære bergarter (Sigmond, 1992; 2002).



Figur 2-12 Forenklet berggrunnskart over Vest-Finnmark og deler av Nord-Troms. Studieområdet markert med rød firkant (Vorren & Mangerud 2013)

2.5 Sedimentkiler i studieområdet

Marine sedimentkiler kan i hovedsak kategoriseres på to ulike måter; etter Batchelor & Dowdeswell (2015) som grunningssonekile, eller Laberg & Vorren (1995) som traufrovtvifte.

Dowdeswell et al. (2016) definerer en grunningssonekile som et asymmetrisk, sedimentært deponert dannet ved grunningssonen til et grunnnet og stillestående isdekk. Genesen beskrives på et horisontalt underlag hvor sedimenter fraktes til grunningslinjen av isdekket, og avsettes som et positivt relieff mot underlaget (Batchelor & Dowdeswell, 2015).

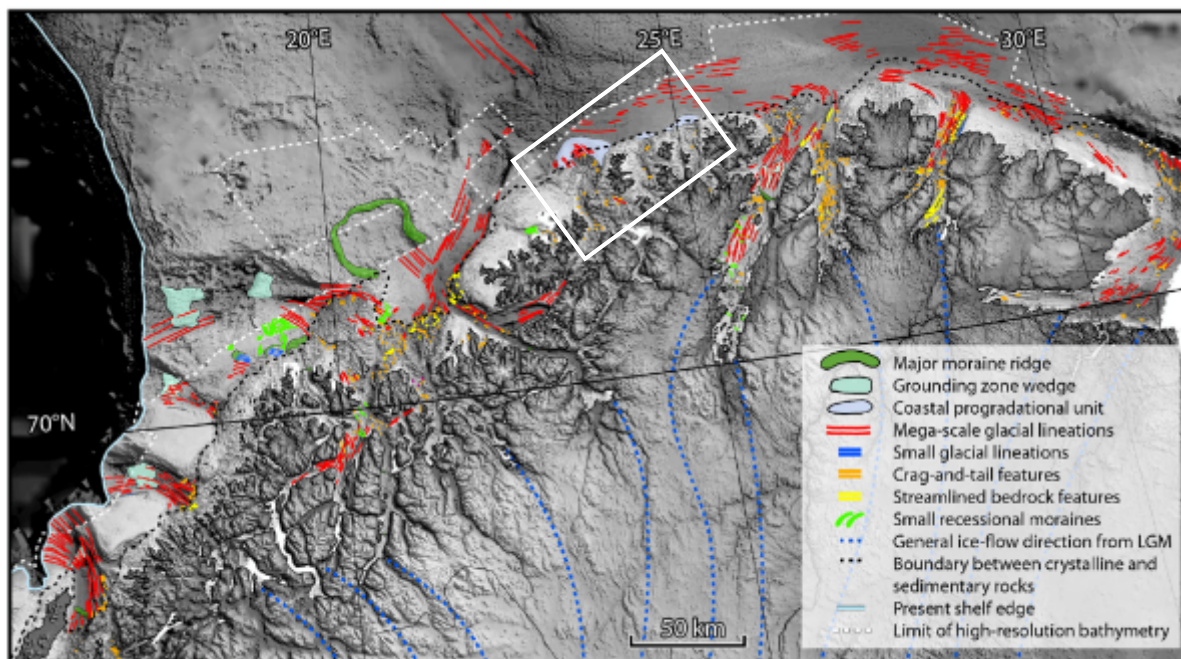
Traufrovtvifter er en lignende landform, men er dannet ved munningen til tverrgående trauf på en glasiert kontinentalsokkel i forbindelse med kontinentalskråningen (Laberg & Vorren, 1995). Her fraktes sedimenter til grunnlinjen og blir midlertidig lagret i den øvre delen av skråningen, som en forlengelse av denne. Dannelsen av viftene skyldes derfor tilstedeværelsen av

hurtigstrømmende ismasser og indikerer episodisk tilbaketrekning av et isdekke (Batchelor & Dowdeswell, 2015).

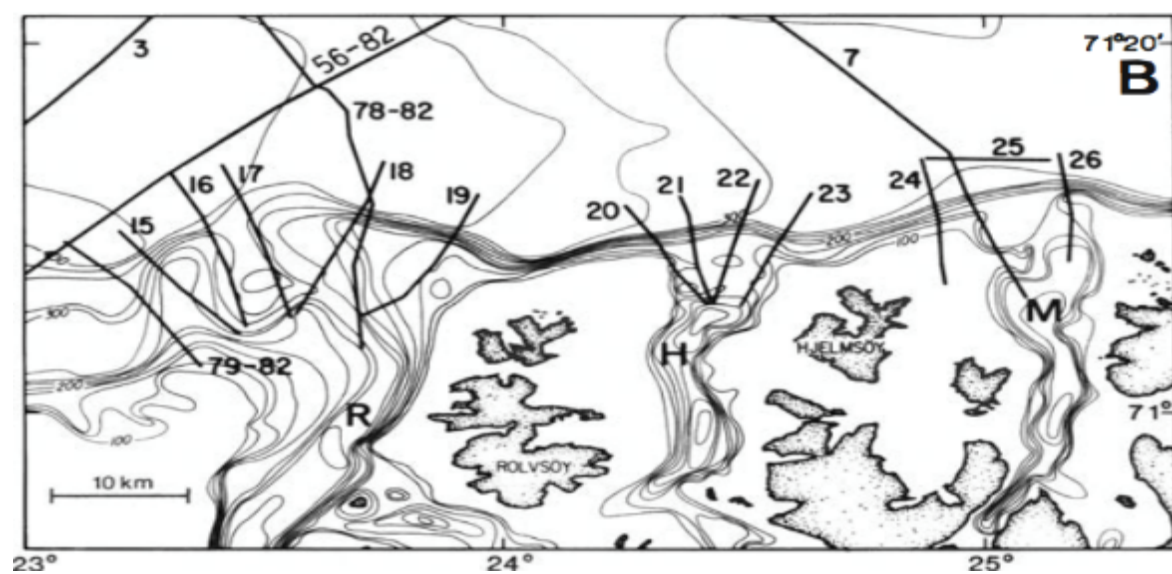
Innenfor studieområdet er det tidligere beskrevet tre kysttransverse traue med påfølgende kystprograderende enheter (Figur 2-13, Figur 2-14, Figur 2-15, Figur 2-16) (Vorren et al., 1986; Lebesbye, 2000; Ottesen et al., 2008; Winsborrow et al., 2010). Disse enhetene vil videre bli navngitt som grunningssoner, men genesen følger modellen til Laberg & Vorren (1995). Dette på bakgrunn av at kilene innenfor studieområdet er lokalisert på en skråning, og derfor passer best med overnevnte modell. Selv om kilene innenfor studieområdet representerer et mindre system enn viftene på kontinentalskråningen, tilskrives de likevel samme genese.

Grunningssoner innenfor studieområdet har alle interne, skråstilte klinoformer fallende mot S-Ø. Rolvøykilens klinoformer har en maksimal gradient på 10° , men i snitt ligger klinoformene mellom $3-6^\circ$. Hjelmøykilen har bratteste klinoformer på nesten 14° (Vorren et al., 1986). Kilene har en akustisk transparent signatur, som indikerer lavere kornstørrelse og klinoformene består trolig av silt (Vorren et al., 1986).

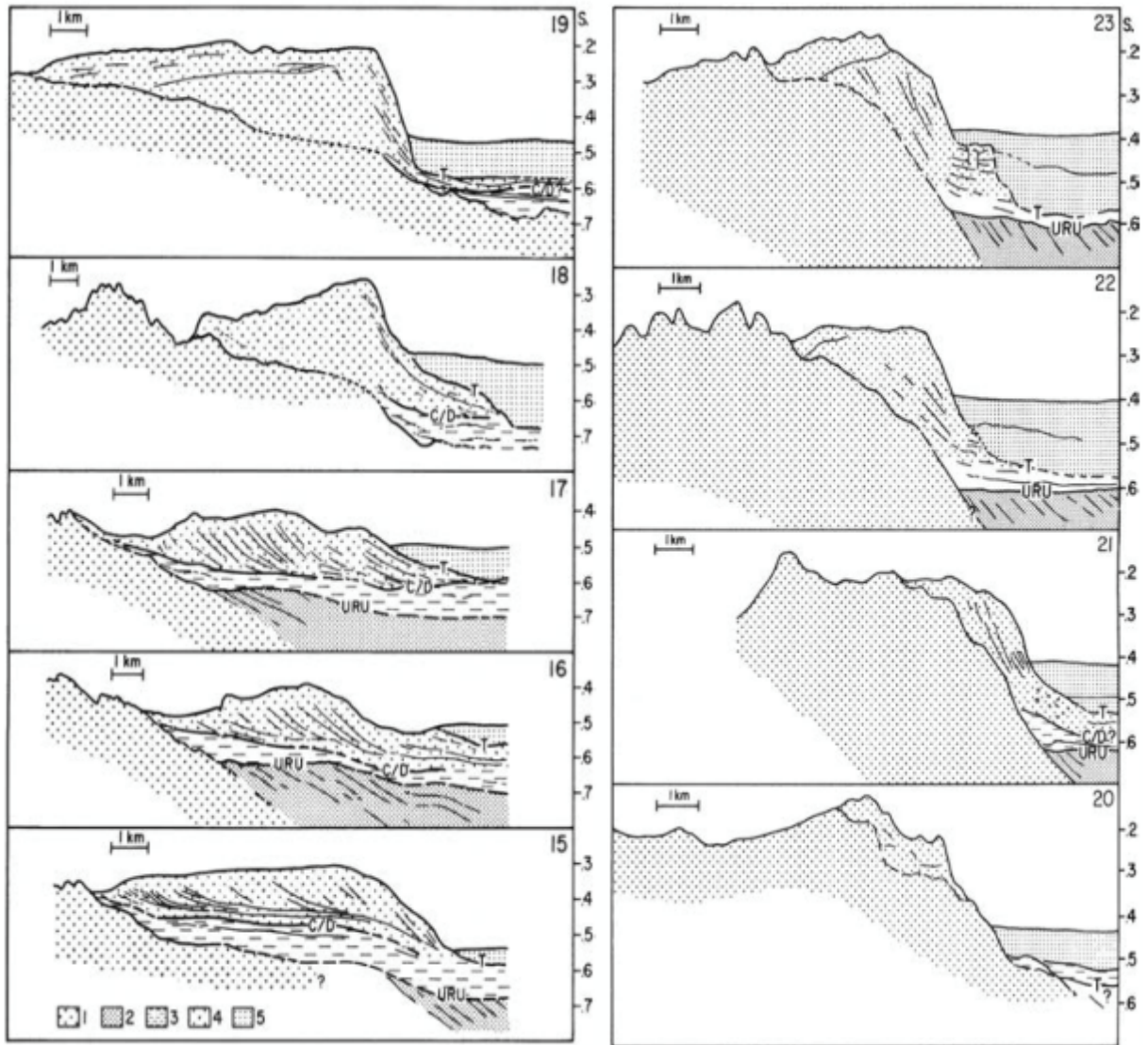
Det er lokalisert to erosjonshendelser i forbindelse med kilene; før og etter den yngre, transparente enheten (T) ble avsatt (Figur 2-15, Figur 2-16). I østlige del av kilen i Rolvøytrauet (profil 19) trunkerer klinoformene mot den transparente enheten T (Figur 2-15), og i kilen i Hjelmøytrauet (profil 22 og 23) kan en se erosjon i den ytre, lavtliggende depresjonen av kilen (Figur 2-15). Sistnevnte erosjonshendelse knyttes til mangelen på akkumulasjon av den transparente enheten T. Disse hendelsene har skapt en irregulær overflate og trunkeringer av seismiske refleksjoner, og sammen med posisjonen i front av glasiale traue tilskrives kilene et glasialt opphav (Vorren et al., 1986).



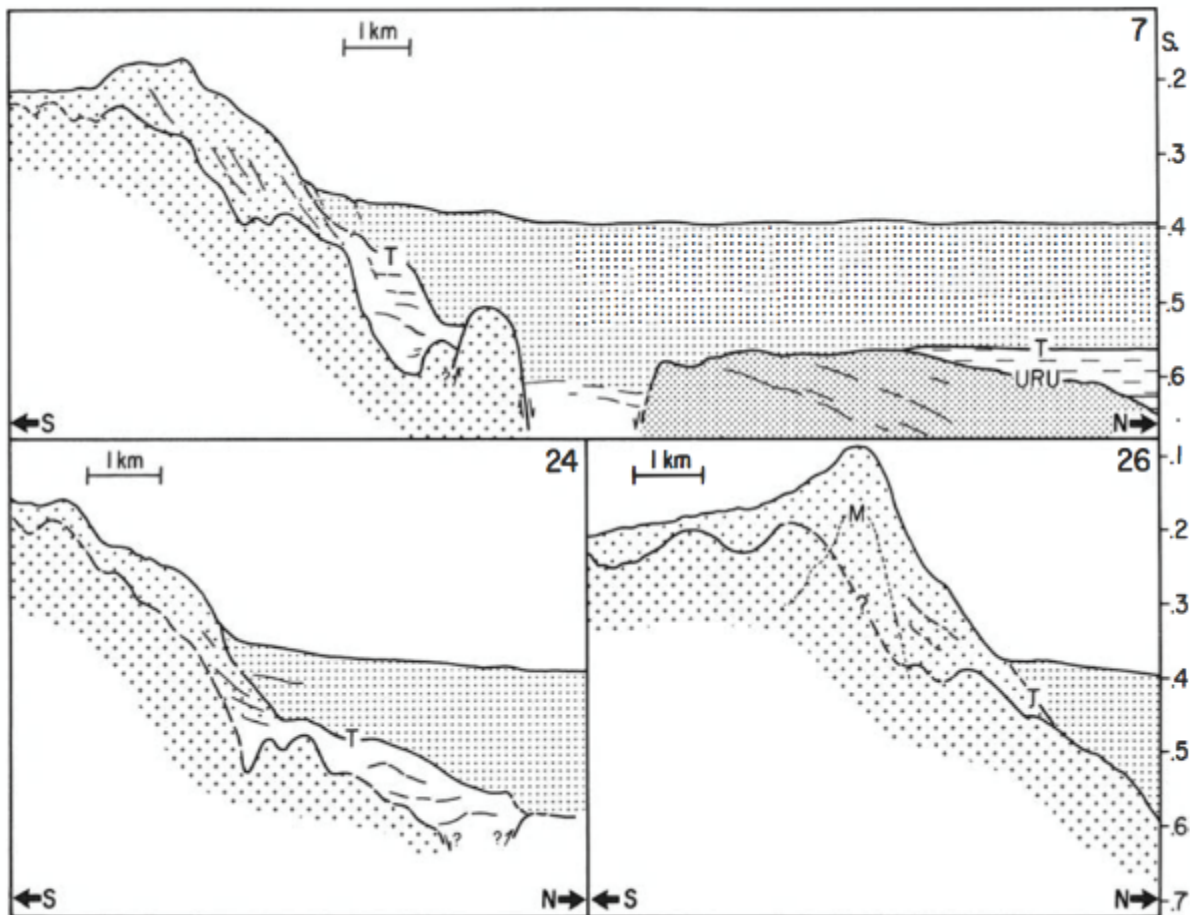
Figur 2-13 Geomorfologisk kart over Troms- og Finnmarkskysten. Studieområdet innrammet i hvitt (Ottesen et al., 2008)



Figur 2-14 Lokalitet til tidligere undersøkte seismiske linjer i R: Rolvsøytrauet, H: Hjelmsøytrauet og M: Måsøytrauet (Vorren et al., 1986)



Figur 2-15 Tolkning av tidligere undersøkte seismiske profiler fra Rolvsøykilen (venstre) og Hjelmsøykilen (høyre). Seismisk enhet 1: krystallin berggrunn; 2: sedimentære bergarter; 3: kompleks enhet; 4: deltaenhet; 5: transparent enhet; URU: øvre regionale konformitetsflate; C/D: nedre grense for deltaenhet; T: erosjonsinkonformitet og nedre grense for transparent enhet (Vorren et al., 1986).



Figur 2-16 Tolkning av tidligere undersøkte seismiske profiler fra Måsøykilen (Vorren et al., 1986).

2.6 URU

I Barentshavet eksisterer det en øvre, regional inkonformitet kalt URU (upper regional unconformity). Denne er dannet av isdekker som har erodert bort sedimenter over hele kontinentalhylla, og er dannet gjennom flere glasieringer (polysyklisk) (Vorren et al., 1988). Inkonformiteten representerer erosjonsbasen for glasieringene i Barentshavet, der store mengder sedimenter ble erodert bort og avsatt i deponentre langs kontinentalskråningen. I seismiske data kan URU beskrives som en tydelig reflektor, som separerer hellende stratigrafi fra horisontalt overliggende, glasiere sedimenter. Tykkelsen på de glasiere sedimentene kan være fra 0-1000 m. På kontinentalhylla i S-V er de omtrent 0-300 m, og sedimentene tykner vestover mot eggakanten til en tykkelse på 900-1000 m (Vorren et al., 1991).

Innenfor studieområdet har Vorren et al. (1986) tidligere beskrevet at tykkelsen på sedimentene over URU øker kraftig mot N/N-V med en tykkelse på 200-250 m. I Rolvsøykilen er det funnet en tykkelse på 250-300 m og i Hjelmsøykilen på 200-300 m. I Måsøytrauet har sedimentene over URU en mindre tykkelse på 150-250 m.

2.7 Strandflaten

Langs norskekysten kan strandflaten beskrives som en horisontal til svakt hellende overflate med lavt relieff og avdekket berggrunn (Corner, 2005; Indrevær & Bergh, 2014). Denne landformen kan være lokalisert over havnivået, delvis nedsenket eller under havnivået, og er som regel best utviklet i kystsonen utenfor fjorder. Sistnevnte er tilfellet i denne oppgaven. I Finnmark og Troms er strandflaten best utviklet submarint, noe som også er tilfellet i studieområdet (Corner, 2005).



Figur 2-17 Strandflaten demonstrert delvis over og under havnivået på Dønna i Nordland fylke (Mæhlum, 2015).

2.8 Grensen mellom grunnfjell og sedimentære bergarter

Langs Finnmarkskysten eksisterer det en grense mellom sedimentære bergarter og det krystalline grunnfjellet (Ottesen et al., 2008). Innenfor studieområdet kan denne grensen lokaliseres nord av Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet (Figur 2-13). Hvor denne grensen lokaliseres, ligger de skråstilte sedimentære bergartene som en konformitet mot grunnfjellet. I grunningssonene i Rolvsøy- og Hjelmsøytrauet heller grunnfjellet mot sør med en gradient på henholdsvis 7° og $<5^\circ$ (Vorren et al., 1986). Denne konformiteten indikerer en fleksur-lik landhevning av landmassene (Vorren et al., 1986), og ifølge Mørner (1980) undergikk de fennoskandiske landmassene og Barentshavet en betydelig landhevning i overgangen mellom oligocen og miocen. Grensen mellom grunnfjellet og de sedimentære bergartene sammenfaller med den nedre grensen til den norske strandflaten (ca. 40 m under havnivå).

3 Data og metoder

3.1 Batymetriske data

De batymetriske dataene er fra MAREANO-prosjektet (Marin arealdatabase for norske kyst- og havområder; www.mareano.no), og består av et datasett samlet inn med multistråle ekkolodd med en oppløsning på 50 x 50 meter. Batymetrisk bakgrunndata er lastet inn fra IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) (Jakobsson et al., 2012).

Datasettet er tolket i programvaren Global Mapper (se avsnitt 3.3.1) i UTM-sone 33. Det er gjort endringer på fargeskala, solvinkler og vertikal overdrivelse for optimal framvisning av havbunns morfologien. I analysen av data er det målt maksimums- og minimumsverdier for høyde, lengde og bredde, samt gjennomsnittsverdier. Lengde er målt i landformens lengderetning, hvorpå høyde/bredde er målt ved et tverrsnitt vinkelrett over landformen.

3.2 Seismiske data

De seismiske dataene i denne oppgaven består av totalt 55 2D-seismiske linjer. Datasettet består av en-kanals seismikk samlet inn av Forsvarets Forskningsinstitutt i 2001 med en dominerende frekvens på 90-110 Hz. Dette er høyoppløselige seismiske data som har en relativt lav penetrasjonsdybde, men som til gjengjeld avbilder flere detaljer i den grunne delen av stratigrafien.

Den vertikale oppløsningen defineres som den minste vertikale tykkelsen et seismisk lag kan ha for å kunne framstå som et separat lag (Formel 2). Denne tykkelsen er avhengig av bølgelengde (λ) (Formel 1). En gjennomsnittlig lydshastighet på 2000 m/s er tidligere blitt brukt av Vorren et al. (1986) innenfor samme studieområde, og dermed også brukt også her. Dette gir en bølgelengde på 20 m og en vertikal oppløsning (V) på 5 m.

$$\text{Formel 1: } \lambda = \frac{v}{f} = \frac{2000 \text{ m/s}}{100 \text{ Hz}} = 20 \text{ m}$$

$$\text{Formel 2: } V = \frac{\lambda}{4} = \frac{20 \text{ m}}{4} = 5 \text{ m}$$

Bølgelengde (λ) er gitt i meter (m), hastighet (v) i m/s, frekvens (f) i Hz og vertikal oppløsning (V) i m.

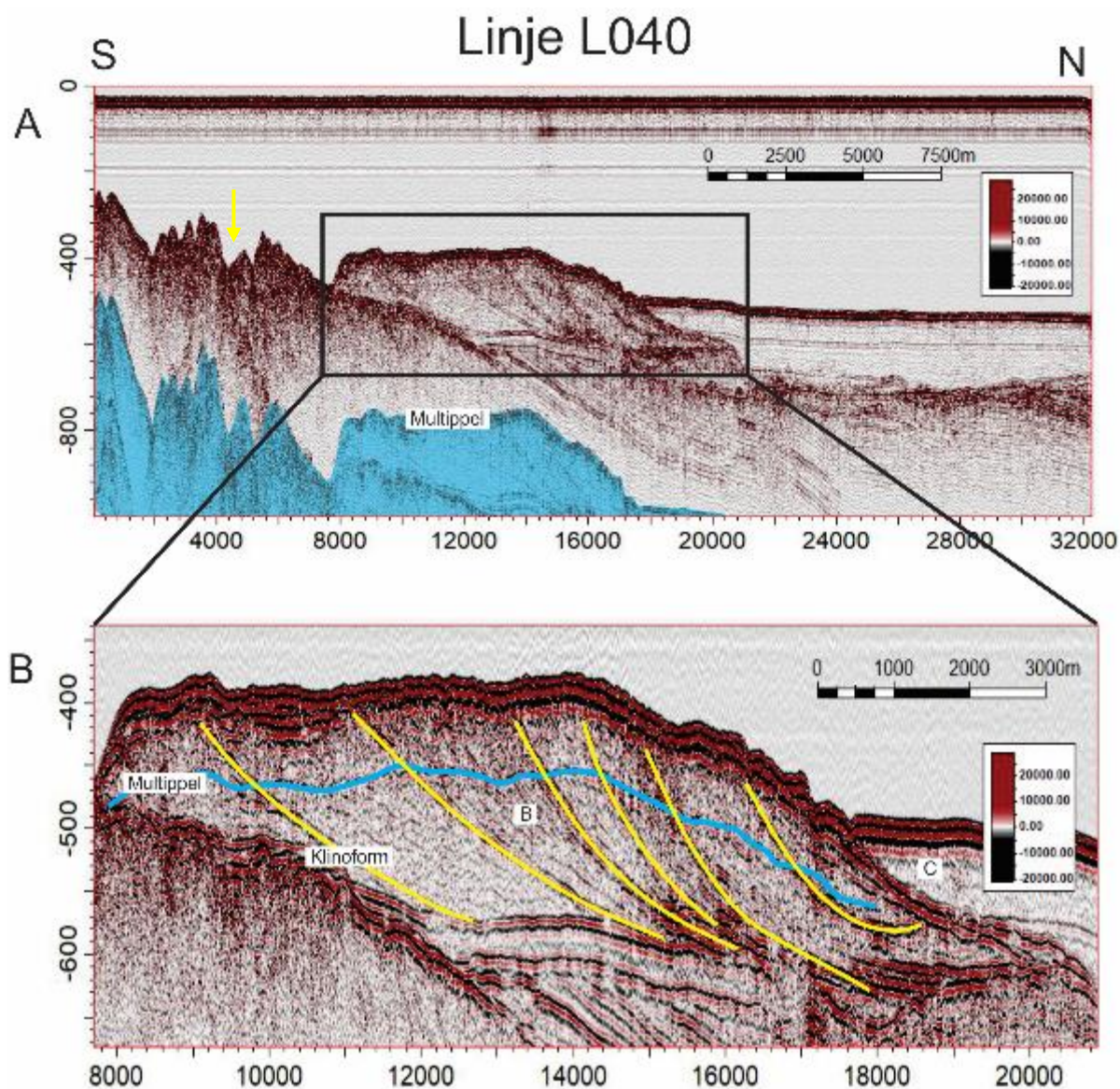
De seismiske profilene er i hovedsak orientert vinkelrett på kysten i N-S retning, men enkelte går parallelt med kysten i V-Ø retning og krysser førstnevnte linjer (Figur 2-14). Avstanden mellom linjene i V-Ø retning er omtrent 2 km. Det er gjort en tidsforskyvning på de seismiske linjene slik at de skal ligge på samme dybde.

På grunn av vanskeligheter med å følge det seismiske signalet/mangelfullt signal i de seismiske dataene, må noen av tolkningene anses som tentative. Dette gjelder spesielt i midtre del av alle N-S-orienterte linjer. På grunn av multipler i indre del av linjene i Rolvsøytrauet, er URU (avsnitt 2.6) estimert ut fra nærliggende linjer (Figur 4-13). I den ytre delen av de seismiske linjene er det svært vanskelig å følge det seismiske signalet i ytre del på grunn av multipler og støy på linjen, og også her er tolkningene tentative.

3.2.1 Artefakter

Artefakter er systematiske feil i maringeofysiske data. I batymetriske datasettet opptrer de gjerne som parallelle linjer som følger innsamlingsretningen av dataene. Innenfor studieområdet er batymetriske artefakter i hovedsak lokalisert i nordlige del, og en finner fremtredende N-S vendte artefakter nord for Rolvsøytrauet. Nord for Hjelmsøy- og Måsøytrauet er mindre synlige artefakter orientert i V-Ø retning. Årsaken til artefakter er gjerne ukontrollerte bevegelser i utstyr, tidevann eller introdusert ved prosessering av dataene (Hughes Clarke et al., 1996).

I de seismiske dataene er det generelt lite artefakter, men flere havbunnsmultipler er observert på de grunnere havområdene på bankene og på grunningssonetilene (Figur 3-1). Dette gjør det utfordrende å følge det seismiske signalet da en lavere vanddybde fører til at første havbunnsmultippel kommer tidlig, samt en grunnere «peg-leg» multippel (Figur 3-1 B). Dette kan i mindre grad gjenfinnes i ytre del av dataene.



Figur 3-1 Eksempel på multippel, klinoformer og trunkering i en seismisk linje. Gul pil indikerer kryssningspunkt med kystparallel seismisk linje (Figur 4-22). A) Seismisk linje L040 i midtre del av Rolvsøykilen hvor enhet B er innrammet B) Forstørret bilde av grunningssonekilen (enhet B) hvor en ser interne klinoformer, en «peg-leg»-multippel.

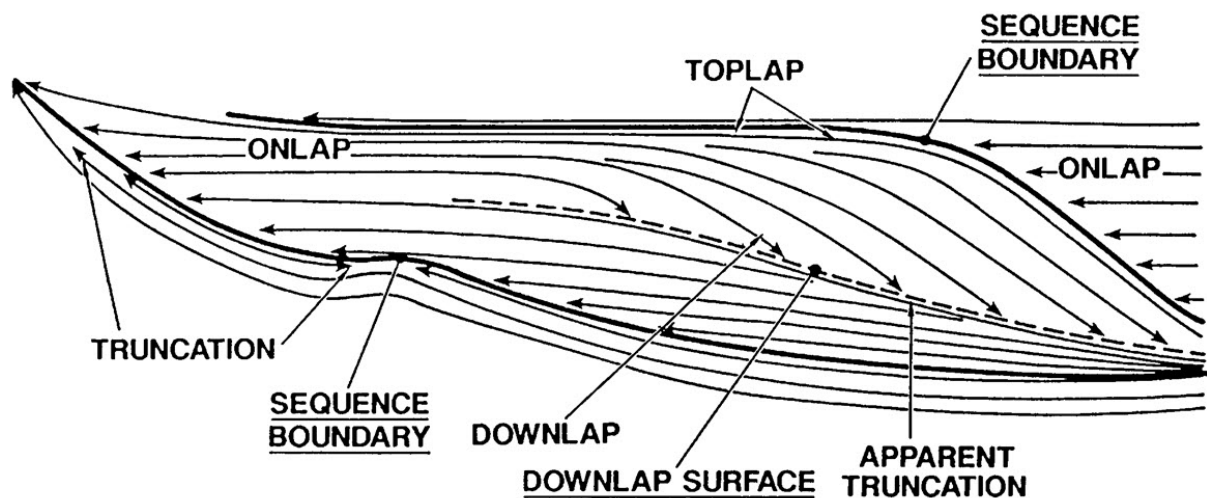
3.2.2 Seismisk stratigrafisk analyse

Seismisk stratigrafisk analyse er definert som læren om stratigrafi (lagdeling) og avsetningsfacier tolket ut fra seimiske data. Det brukes til å identifisere og korrelere avsetningssekvenser, og til å tolke avsetningsmiljø og litofacier (Mitchum et al., 1977). Denne type analyse kan deles inn i to deler: seismisk sekvens- og seismisk faciesanalyse. I førstnevnte blir en seismisk seksjon delt inn i pakker begrenset av overflater eller diskontinuitet, og i sistnevnte kartlegges og studeres facies ut ifra de tolkede sekvensene (Mitchum et al., 1977).

Seismisk sekvensanalyse inneholder tolkningen av avsetningssekvenser og underenheter, basert på forskjellige refleksjonstermineringer. Eksempler er trunkeringer, toplapp, pålapp og

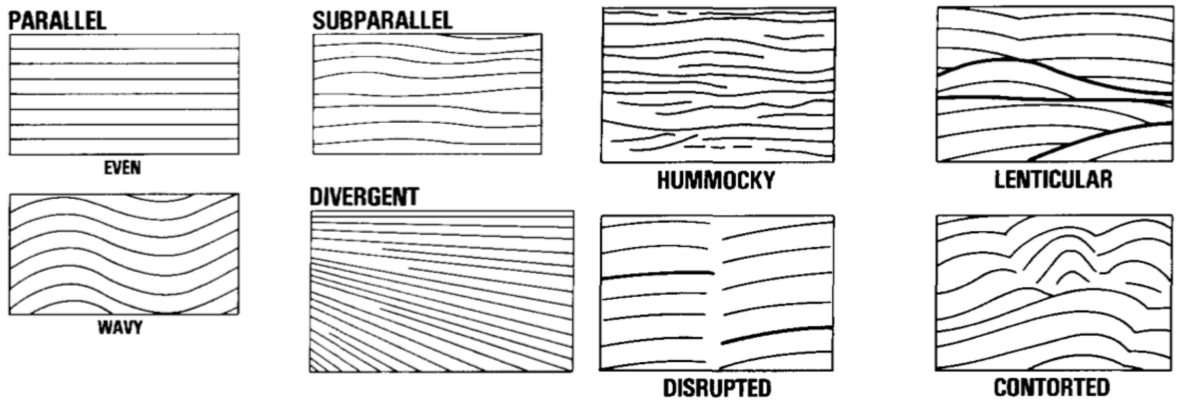
nedlapp, karakterisert basert på forholdet mellom lag (strata) og den stratigrafiske overflaten de terminerer mot (Figur 3-2) (Mitchum et al., 1977; Vekeen, 2007). Refleksjonstermineringer mot en overliggende inkonformitetsflate inkluderer toplapp og trunkeringer (Figur 3-2). Topplapp er et resultat av fravær av avsetninger (forbipassering av sedimenter), og trunkeringer impliserer at eldre sedimenter er erodert og fjernet langs en inkonformitetsflate. I noen tilfeller kan trunkeringer skape en seismisk refleksjon, men dette trenger ikke alltid skje (Mitchum et al., 1977). Pålapp og nedlapp representerer refleksjonstermineringer mot en underliggende inkonformitetsflate (Figur 3-2). Pålapp er en progressiv terminering av seismiske, horisontale refleksjoner mot skråstilte refleksjoner. Nedlapp representerer det motsatte (Mitchum et al., 1977; Vekeen, 2007).

Seismisk faciesanalyse inkluderer tolkningen av refleksjonsparametere, som for eksempel konfigurasjon, kontinuitet, amplitude og frekvens (Figur 3-3). De sier noe om geologien i undergrunnen, og er viktig for videre tolkning av seismiske data (Mitchum et al., 1977). Parallell til bølgende refleksjonskarakter kan deles inn i underenheter basert på kontinuiteten, amplituden og frekvensen til refleksjonene. De prograderende refleksjonsmønstrene dannes ved et prograderende skråningssystem i stillestående vann, hvor form og gradient avhenger av blant annet sedimenttype, salinitet, sedimentasjonsrate, vanndybde og energinivå (Vekeen, 2007).

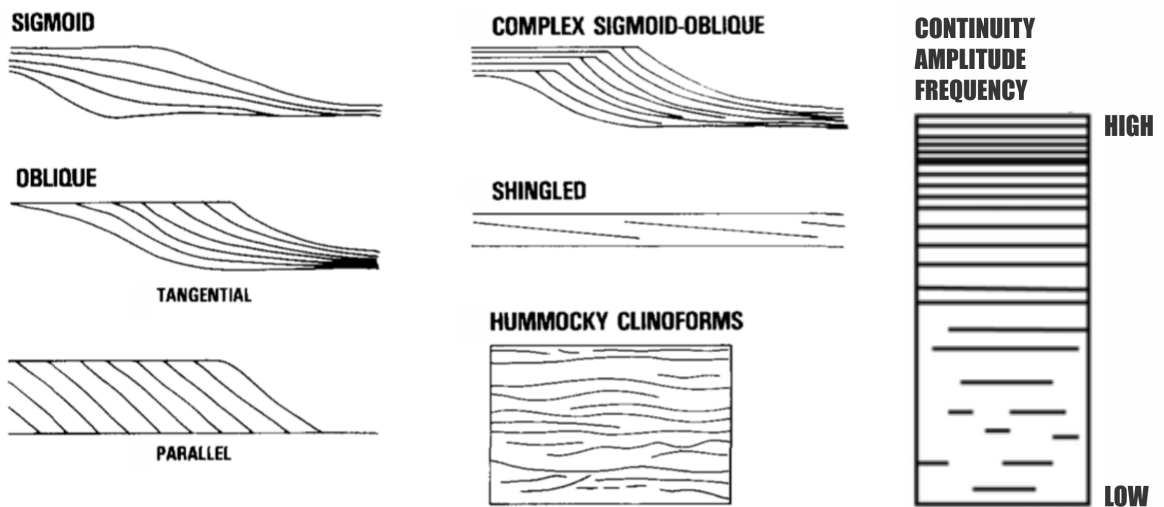


Figur 3-2 Refleksjonsavslutninger i en idealisert seismisk sekvens (Vail, 1987)

REFLECTIONS CONFIGURATIONS



PROGRADING REFLECTION PATTERNS



Figur 3-3 Eksempler av seismisk refleksjonskonfigurasjon og prograderende refleksjonsmønster. Modifisert etter Mitchum et al. (1977) og Vekeen (2007).

3.3 Programvarer

3.3.1 Global Mapper

Global Mapper er et geografisk informasjonssystemprogram (GIS-program) utviklet av *Blue Marble Geographics*. Programmet kan håndtere projeksjons-, vektor-, punk- og elevasjonsdata, i tillegg til at det kan benyttes til 3D-visualisering. I denne oppgaven er Global Mapper anvendt til å fremstille og redigere geo-refererte data. I tillegg er programmet brukt til å identifisere og kartlegge glasielle landformer på havbunnen innenfor studieområdet, samt til å lage tverrgående profiler. Høyoppløselig batymetrisk data er lagt inn i programmet sammen med batymetriske bakgrunnsdata fra IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) (Jakobsson et al., 2012).

3.3.2 CorelDRAW

CorelDRAW Graphics Suite 2017 er et vektorbasert redigeringsprogram utviklet av *Corel Corporation*. I oppgaven har programmet blitt brukt til å illustrere og framheve glasielle landformer, i tillegg til å fremstille alle figurer presentert om ikke annet er angitt.

3.3.3 Petrel

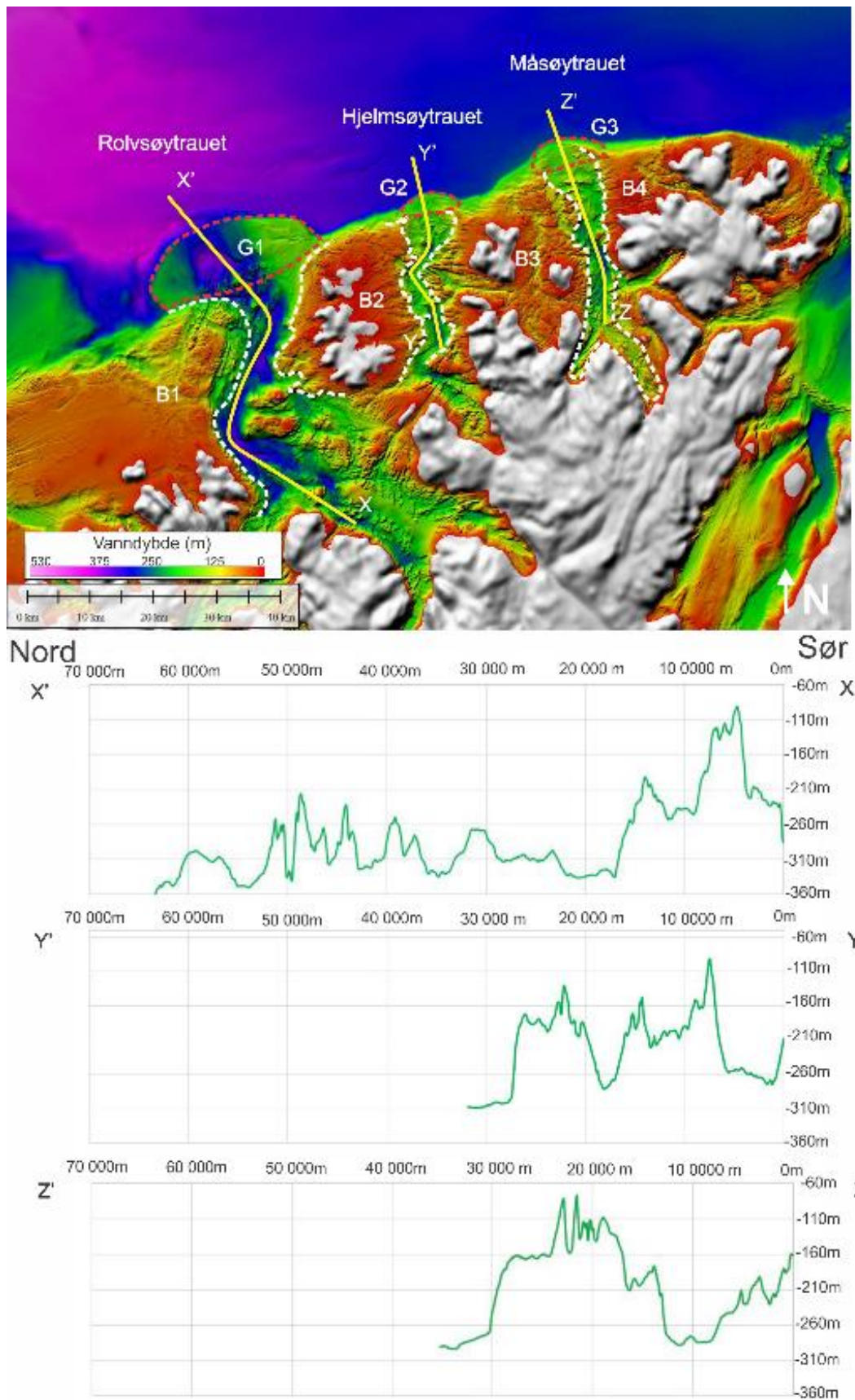
Petrel er en programvare utviklet av Schlumberger spesielt rettet mot petroleumsindustrien. I denne oppgaven er programvaren brukt til å analysere og tolke seismiske data, samt til å lage overflatekart. I programvaren kan en velge å bruke såkalt «Guided tracking» der programvarer identifiserer det seismiske signalet mellom to valgte punkt, men på grunn av vanskeligheter med å følge signalene ble manuell kartlegging brukt på alle seismiske linjer.

Da tolkningen av de seismiske linjene var utført, ble det generert overflater basert på resultatene. For å generere en flate fra de seismiske linjene, ble et polygon laget for å avgrense ytterpunktene i selve dataene. Deretter anvendelse av en algoritme for generering av flater. I områder hvor det ikke finnes data (mellom linjene) interpolerer programmet mellom dataene. Oppløsningen på overflatene er 100 x 100 m, og de ble manipulert grafisk for å oppnå en bedre framstilling. De seismiske utsnittene presentert i denne oppgaven er alle illustrert med samme skalering og fargeskala.

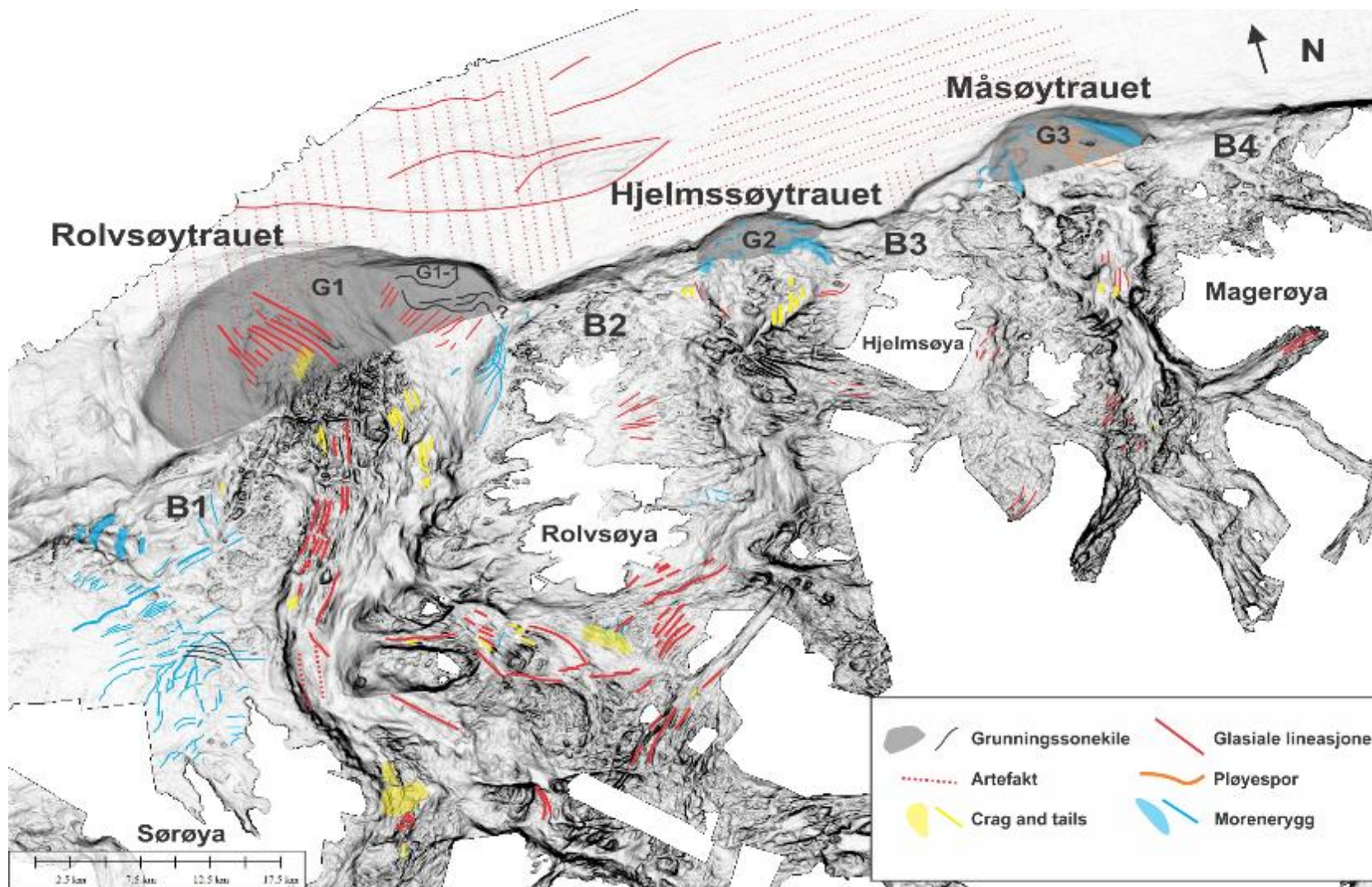
4 Resultater

4.1 Geomorfologisk kartlegging

Gjennom tolkning av batymetriske data er det gjort en geomorfologisk kartlegging av Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet med omkringliggende banker. Generelt for indre del av studieområdet er det lite sedimentoverdekning, noe som medfører at overflatemorfologien preges av former som skyldes selektiv erosjon av berggrunnen, blant annet den norske strandflaten. Disse er identifisert, men ikke systematisk kartlagt og derfor ikke tatt med i oversiktskartet for geomorfologien (Figur 4-2). Videre er resultatene presentert i Figur 4-1, Tabell 4-1, Tabell 4-2, Tabell 4-3, Tabell 4-4 og Tabell 4-5.



Figur 4-1 Oversikt over storskala morfologi i studieområdet med langsgående profiler gjennom Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet i samme skala. Stiplet linje indikerer overgangen mellom B1: banke 1, B2: banke 2, B3: banke 3 og B4: banke 4, og de tre traueene. Rød stiplet linje indikerer G1: Rolvsøykilen, G2: Hjelmsøykilen og G3: Måsøykilen.



Figur 4-2 Geomorfologisk kart over Rolvsøy-, Hjelmssøy-, Måsøytrauet og omkringliggende banker. G1: grunningsonekile i Rolvsøytrauet, G1-1: mindre grunningsonekile-system på G1, G2: grunningsonekile i Hjelmssøytrauet, G3: grunningsonekile i Måsøytrauet, B1: banke 1; B2: banke 2, B3: banke 3, B4: banke 4.

4.2 Førsteordens landformer

4.2.1 Trau

4.2.1.1 Rolvsøytrauet

Rolvsøytrauet er et 50 km langt trau orientert transvers av kystlinjen, som strekker seg fra Kvaløya i sør til Ingøya i nord (Figur 1-2, Figur 4-1, Tabell 4-1). Trauet er formet som en S med en generell N-S orientering. Trauet har en gjennomsnittlig bredde på 5 km, med maksimum- og minimumsbredde på henholdsvis 10 og 2,5 km. Gjennomsnittlig vanndybde er 300 m, med et maksimumsdyp på 370 m lokalisert i et basseng i ytre del av trauset. Minimumsdybden er 200 m. Den vestlige og østlige grensen til bankene er brå i den indre delen av trauset med en gradient på 7°. I midtre- og ytre del er det en mer gradvis overgang med en gradient på 4-5°.

4.2.1.2 Hjelmsøytrauet

Det kysttransverse Hjelmsøytrauet strekker seg fra Store Latøya i sør til rett nord for Hjelmsøya i N-S retning (Figur 1-2, Figur 4-1, Tabell 4-1). Trauet er 25 km langt med en maksimumsbredde på 9 km i ytre del og en minimumsbredde på >1 km i midtre del. Den gjennomsnittlige vanndybden er målt til 200 m, med minimums- og maksimumsdybde på 150 og 275 m henholdsvis. Sistnevnte er lokalisert i to mindre basseng i indre- og midtre del av trauset. Den bratteste overgangen til de omkringliggende bankene er på 20° og lokaliseres øst for det nordligste bassenget. En gjennomsnittlig gradient på 4,5° karakteriserer resterende overgang til bankene.

4.2.1.3 Måsøytrauet

Måsøytrauet er et N-S-orientert kysttransvers trau som har en lengde på 29 km og strekker seg fra Stor-Kobbøya i sør og forbi Gjesværtappan ved Magerøya i nord (Figur 1-2, Figur 4-1, Tabell 4-1). Trauet har en gjennomsnittlig bredde på 2 km med en maksimums- og minimumsbredde på 9 og 3,5 km, lokalisert i ytre del og i et basseng i midtre del av trauset henholdsvis. Den gjennomsnittlige vanndybden er 200 m med et maksimumsdyp på 275 m lokalisert i det overnevnte bassenget. Minimumsdybden finner en i ytre del, med en verdi på 155 m. Grensene til bankene i vest har en gjennomsnittlig verdi på 7°, men i øst er det betydelig brattere med en gradient på 12°.

Tabell 4-1 Dimensjoner til trauene observert innenfor studieområdet. Lengde- og breddeverdiene er gjennomsnitt.

<i>Trau</i>	<i>Lengde (km)</i>	<i>Bredde (km)</i>	<i>Vannndyp (m)</i>
<i>Rolvøytrauet</i>	50	5	300
<i>Hjelmsøytrauet</i>	25	2	200
<i>Måsøytrauet</i>	29	2	200

4.2.2 Banker

Områdene vest og øst for alle tre trau er karakterisert ved et betydelig grunnere vannndyp. Disse grunne bankene har fått navnet B1, B2, B3 og B4 i retning østover (Figur 4-2, Tabell 4-2).

B1 har en utstrekning på 22 km i N-Ø retning og 13 km i S-Ø retning, og grenser til Rolvsøytrauet i øst. Bankens sørlige topografi er jevnere i karakter, men i den N-V delen kan en se en større fordypning orientert i V-Ø retning (Figur 4-1). Fordypningen smalner av i vestlig retning, og har et vannndyp på 180-190 m. Banken har et gjennomsnittlig vannndyp på 80 m.

B2 grenser til Rolvsøytrauet i vest og Hjelmsøytrauet i øst, og består blant annet av Rolvsøya og Ingøya. Banken er 17 km i V-Ø retning og 25 km i N-S retning, og har betydelig grunnere vannndyp enn overnevnte med et gjennomsnitt på 40-50 m. Banken har også en noe mer ujevn topografi sammenlignet med B1 (Figur 4-1).

B3 er lokalisert mellom Hjelmsøy- og Måsøytrauet, og både Hjelmsøya og Måsøya er innlemmet i banken. Den har en utstrekning på 20 km i V-Ø retning og 14 km i N-S retning, og gjennomsnittlig vannndyp ligger på ca. 80 m. Bankens topografi er noe mer oppstykket enn overnevnte banker og en kan se klare fordypninger i N-S og V-Ø retning omkring Hjelmsøya (Figur 4-1). Disse har et vannndyp på 90-100 m.

Banken lengst øst, B4, er 37 km i V-Ø retning og 27 km i N-S retning, og grenser til Måsøytrauet i vest. Vannndypet er betydelig grunnere med en verdi på 40-50 m sammenlignet med de tre andre bankene. Banken består for det meste av Magerøya og topografien karakteriseres dermed av øyen, men en kan observere noen mindre fordypninger likt de overnevnte bankene. Disse har et vannndyp på 95-110 m.

Tabell 4-2 Dimensjoner til banker observert innenfor studieområdet. Lengde og bredde er gitt som maksimalverdier.

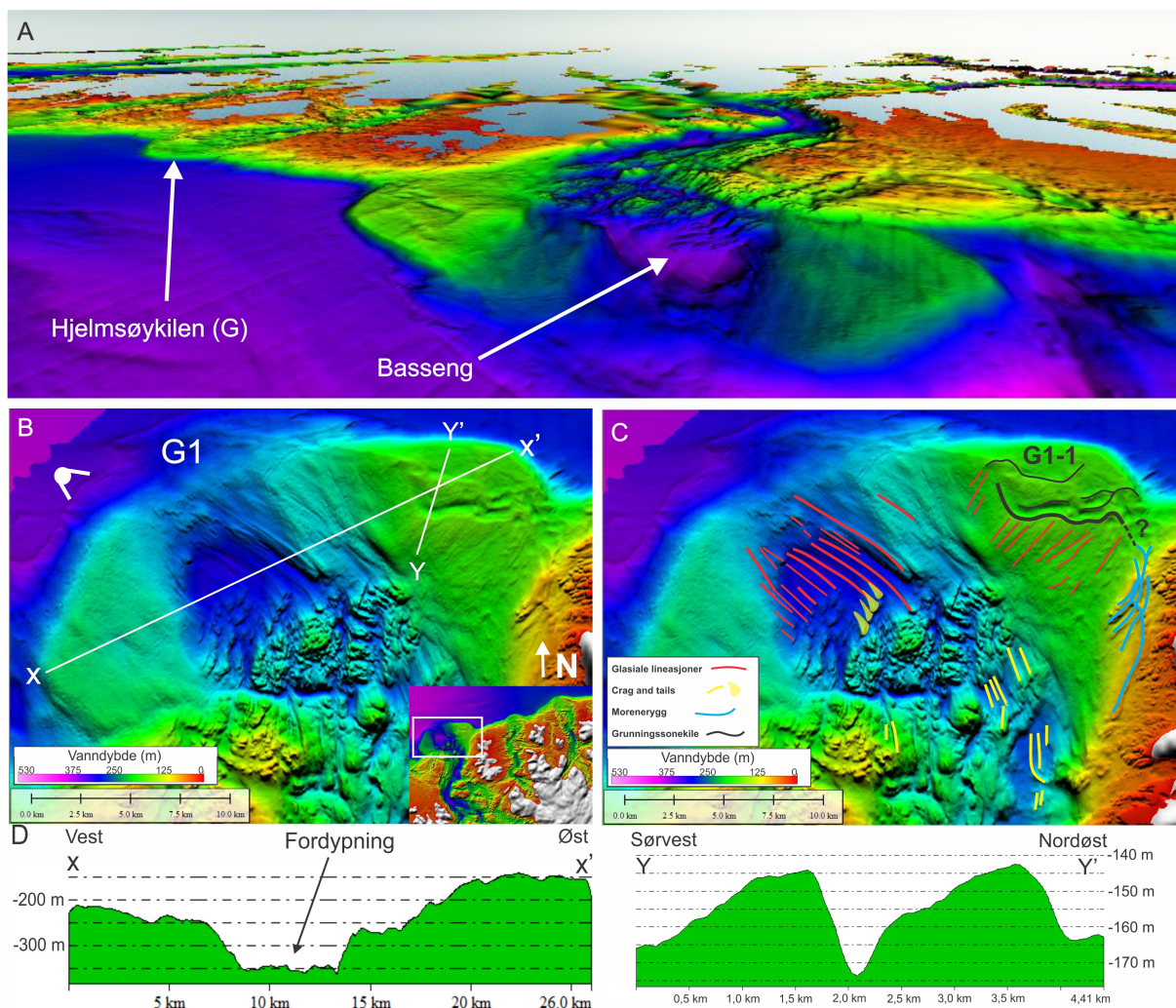
<i>Banke</i>	<i>Lengde (km)</i>	<i>Bredde (km)</i>	<i>Vann dyp (m)</i>
<i>Banke 1</i>	22	13	80
<i>Banke 2</i>	25	17	40-50
<i>Banke 3</i>	14	20	80
<i>Banke 4</i>	27	37	40-50

4.3 Andreordens landformer

4.3.1 Grunningssonekiler

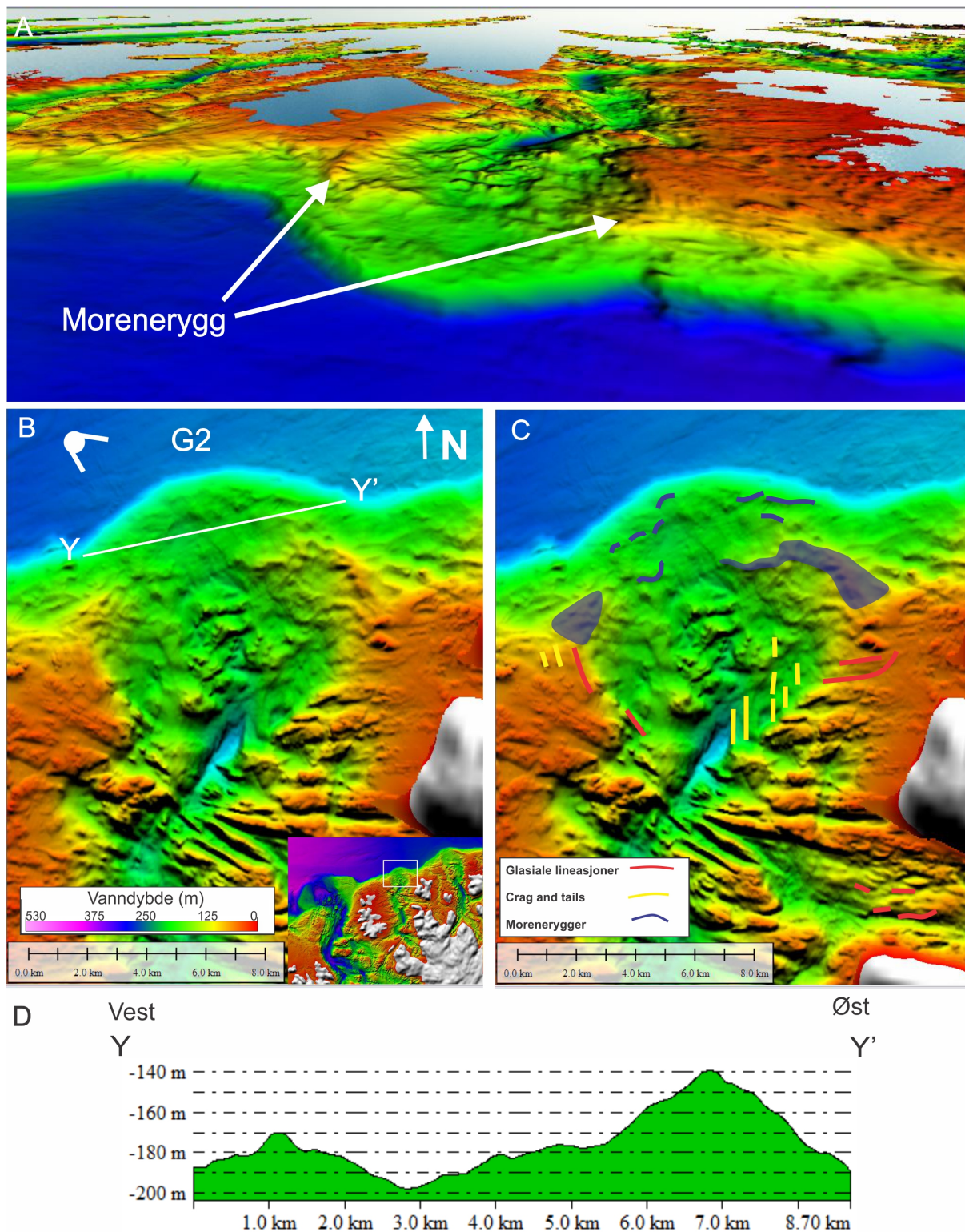
I studieområdet forekommer det tre brede forhøyninger i enden av de overnevnte trauene. De har fått navnet G1, G2 og G3 i retning østover (Figur 4-2, Tabell 4-3).

G1 ligger lengst vest i studieområdet, er lokalisert i ytre del av Rolvsøytrauet og har form som en konveks kile i retning N-S (Figur 4-1, Figur 4-2). Utbredelsen av forhøyningen er 26 km i V-Ø retning med en maksimal lengde på 12,5 km målt i N-S retning (Tabell 4-3). Kilen har et areal på omtrent 118 km², og ligger på et vandyp mellom 140-370 m. Den N-V marginen til kilen har en gradient på 3°, mot 12° i N-Ø. Karakteristisk for kilen er en fordypning på 300 m lokalisert i midten som deler den i to deler, og her er topografien preget av rygger/furer, samt overlagrede landformer (Figur 4-3). I den østlige delen av kilen G1 kan det observeres overlagrede landformer og et system av mindre kiler navngitt G1-1. Systemet er orientert NV-V/SØ-Ø og har en maksimal lengde på 6,5 km målt i V-Ø retning. Systemet ser ut til å bestå av en større kile, som overlapper 1-2 mindre (Figur 4-3 C).



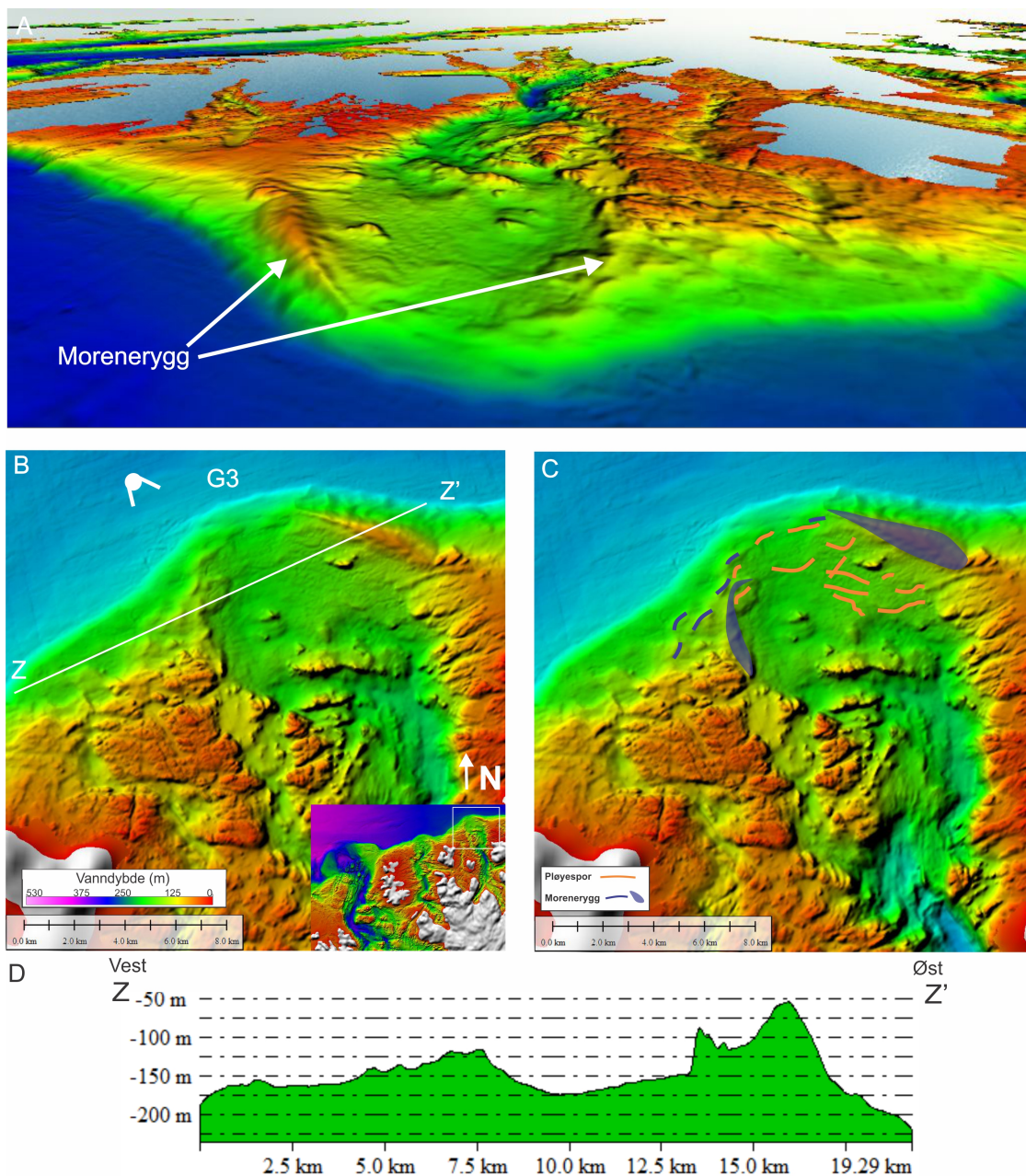
Figur 4-3 Nærbilde av grunningssonekile (G1) i Rolsøytrauet med lyskilde fra nord. A) 3D-visning av grunningssonekilen G1 sett fra NV mot SØ. B) Batymetrisk kart som viser grunningssonekilen G1 og et mindre system av grunningssonekiler (G1-1), glasiiale lineasjoner og morenerygger. C) Tolkning av geomorfologiske landformer på grunningssonekilen G1. D) Profil på tvers av grunningssonekilen G1 som viser en fordypning i midtre del av kilen, samt profil over G1-1, som indikerer 2 mulige kiler.

G2 er lokalisert i enden av Hjelmsøytrauet, og er den minste av de tre forhøyningene med et areal på 11 km². Landformen har samme konvekse, kileformede karakteristikk som beskrevet for kilen lokalisert vest for G2. Kilen har en maksimal bredde og lengde på henholdsvis 9 km målt i V-Ø retning og 2,5 km i N-S retning, og avtar i nordlig retning (Tabell 4-3). Vanndypet varierer mellom 170-200 m, og den nordlige marginen har en gradient på 8°. Topografien kan beskrives som jevn, men en finner overlagrede landformer beskrevet i kapittel 4.3.2 og 4.3.3 (Figur 4-4).



Figur 4-4 Nærbilde av grunningsonekile (G2) i Hjelmsøytrauet med lysvinkel fra nord. A) 3D-visning av G2 sett fra NV mot SØ. B) Batymetrisk kart som viser N-NV-orienterte rygger, som en del av den norske strandflaten, samt morenerygger og glasielle linesjoner. C) Tolkning av geomorfologiske landformer. D) Profil på tvers av grunningsonekilen G2.

G3 ligger lengst til øst i studieområdet og er lokalisert i ytre del av Måsøytrauet. Den har samme karakteristiske form som de to overnevnte med et areal på 82 km², og topografien kan beskrives som ujevn. Vanddypet er relativt lavt og ligger fra 55-170 m. Maksimal bredde er målt til 11 km i V-Ø retning og lengde til 5 km i N-S retning. Både lengde og bredde avtar i nordlig retning (Tabell 4-3). Gradienten til kilens nordlige margin er omtrent 6°. Karakteristisk for kilen er at det forekommer en større rygg lokalisert N-Ø på landformen i et vanddyp på 50 m. Denne smalner av og er orientert i N-V retning. En observerer mindre, overlagrede landformer på Hjelmsøykilen beskrevet nærmere i Kapittel 4.3.3 og 4.3.4.



Figur 4-5 Grunningssonekile (G3) i Måsøytrauet med lysvinkel fra N-V. A) 3D-visning av G3 sett fra NV mot SØ. B) Batymetrisk kart som viser fordypninger og forhøyninger som en del av den norske strandflaten, morenerygger og ploysespor. C) Tolkning av geomorfologiske landformer. D) Profil på tvers av grunningssonekilen G3.

Tabell 4-3 Dimensjoner til grunningssonekiler innenfor studieområdet. Lengde og bredde er gitt som maksimumsverdier.

Grunningsonekile	Lengde (km)	Bredde (km)	Areal (km²)	Vann dyp (m)
<i>Grunningsonekile 1</i>	12,5	25	118	140-370
<i>Grunningsonekile 2</i>	2,5	9	11	170-200
<i>Grunningsonekile 3</i>	5	11	50	50-170

Da kilene har en karakteristisk kileform og er plasserte av glasiare traue tolkes de til å representere grunningssonekiler dannet av et stillestående isdekke eller et isdekke med noe framstøt under en tilbaketrekning. Sedimenter har blitt fraktet fram av isdekket til grunningssonen, og avsatt i store mengder slik at kilene kunne bli bygd ut (avsnitt 2.5) Tidligere har disse grunningssonekilene blitt beskrevet av Vorren et al. (1986) og Ottesen et al. (2008) hvor førstnevnte beskrev de som kystprograderende enheter og sistnevnte som vifter/deltaer. Utviklingen av grunningssonekilene er diskutert i Kapittel 5.

4.3.2 Glasiare lineasjoner

Lange og smale landskapsformer (lineasjoner) kan i hovedsak observeres nord for og i Rolvsøytrauet, og på de grunnere bankene B2 og B3. En finner et betydelig lavere antall lineasjoner i Hjelmsøy- og Måsøytrauet. Høyest tetthet av lineasjonene observeres i ytre del av Rolvsøytrauet, og sør for Ingøya (Figur 4-2).

Karakteristisk for lineasjonene er at lengden er betraktelig større enn bredden. De fleste har et positivt relieff og kan beskrives som rygger, hvorpå de med negativt relieff kan betegnes som furer. Geometrisk sett så har lineasjonene en tendens til å være svakt krummet til lineære, og lengden, bredden, høyden og dybden varierer. I studieområdet kan en observere at lineasjonene har en tendens til å være lengre i selve traue sammenliknet med de på bankene (Figur 4-2, Tabell 4-4). De lengste lineasjonene finner en nord for Rolvsøykilen- og Hjelmsøykilen. De er orientert i V-Ø retning, og har en gjennomsnittlig lengde på 15,9 km. Relieffet varierer fra 0,5-12,5 m.

I Rolvsøytrauet er lineasjonene generelt orientert parallelt med lengderetningen til trauet, men en finner også et mindre sett med lineasjoner på østlige del av G1 orientert mer V-Ø (Figur 4-2, Figur 4-3, Figur 4-6 B). Maksimums- og minimumsverdiene til lengden er henholdsvis 400 m og 7400 m med et gjennomsnitt på 3390 m. Bredden varierer mellom 88 m og 1091 m, og gir et gjennomsnitt på 311 m. Høyden varierer fra 1-100 m, men har et gjennomsnitt på 9,5 m. Dette

gir et lengde-/breddeforhold på 1:11 (Tabell 4-4). De lengste lineasjonene på grunningsonekilen G1 har et lavere relieff sammenlignet med de sør for kilen.

På banke 2 er lineasjonene orientert i V-Ø retning og i hovedsak lokalisert i overgangen mellom Rolvsøytrauet og banken sør for Rolvsøya, samt S-Ø av Ingøya (Figur 4-2). Den gjennomsnittlige lengden er 2300 m, maksimal lengde er 3500 m og minimumslengde er 600 m. Høyden varierer fra >1 m til ca. 10 m med en gjennomsnittsverdi på 4,5 m. Dette gir en lengde/breddeforhold 1:14 (Tabell 4-4).

I Hjelmsøytrauet er det fleste lineasjonene lokalisert nord av det nordligste bassenget i trauet og mot overgangen til banke 2 og 3 (Figur 4-2). Lengden er kortere enn for lineasjonene lokalisert i Rolvsøytrauet, og de har en orientering på N-S. Lengden varierer fra 400-2500 m og har en gjennomsnittlig verdi på 1040 m. Gjennomsnittverdien på bredden er 300 m, med maksimums- og minimumsverdi på henholdsvis 210-420 m, som gir et lengde/bredde-forhold på 1:3,5. Høyden ligger mellom 7-18 m med en gjennomsnittlig høyde på 11,5 m (Tabell 4-4).

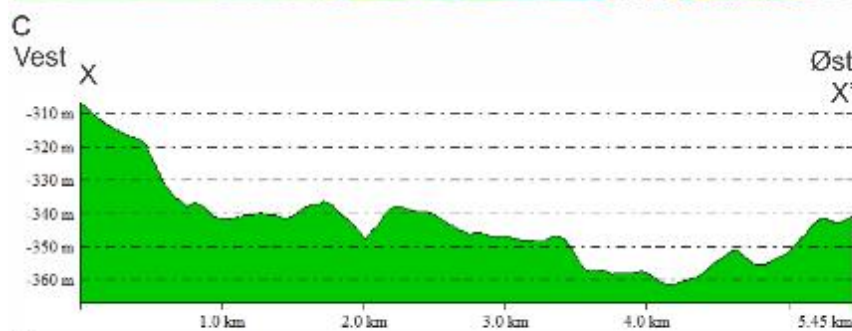
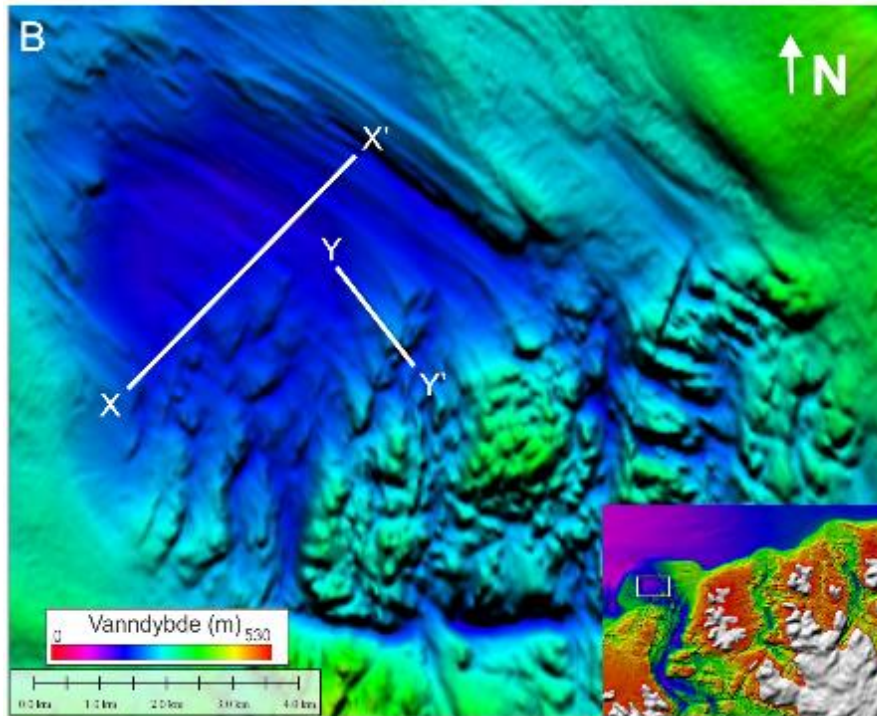
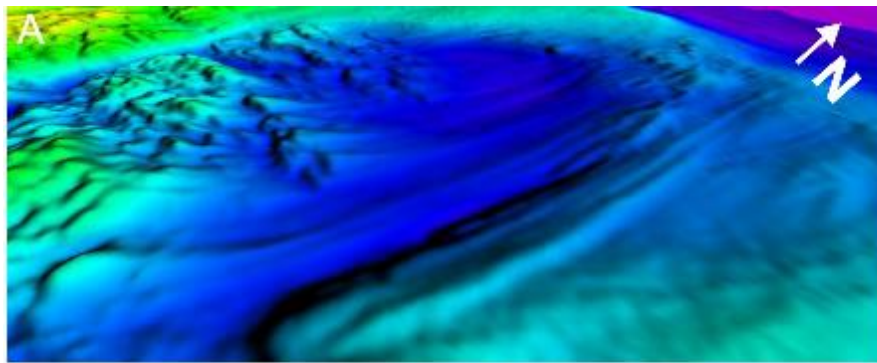
På banken mellom Hjelmsøy- og Måsøytrauet, banke 3, forekommer det lineasjoner begrenset omkring Hjelmsøya. De er kortere sammenlignet med de overnevnte lokalitetene. Lineasjonene er orientert både i V-Ø og NV-SØ retning (Figur 4-2). Lineasjonene har en maksimal lengde på 700 m og minimumslengden er målt til 560 m, som gir en gjennomsnittslengde på 660 m. Bredden varierer mellom 64-325 m med en gjennomsnittsverdi på 163 m. Relieffet varierer mellom 3-5 m, som gir en gjennomsnittsverdi på 4,5 m.

I Måsøytrauet observeres det kun noen få lineasjoner i indre- og midtre del av trauet orientert N-S. Disse varierer i lengde fra 610-1480 m, hvorpå bredden varierer mellom 130 og 255 m. Dette gir gjennomsnittsverdier på henholdsvis 930 m og 180 m for lengden og høyden. Relieffet veksler fra 2,5-36 m, som gir en gjennomsnittlig verdi på 11 m (Tabell 4-4).

På banke 4 lokaliseres lineasjoner tre kun i indre del av Vannfjorden (Figur 4-2). Maksimalt relieff er 21 m mot 11,5 m på det minste, som gir et gjennomsnittsrelieff på 16,5 m. Lengden varierer fra 1332-1560 m med en gjennomsnittslengde på 1450. Bredden varierer mellom 123 og 272 m, som gir en gjennomsnittsbredde på 190 m.

Tabell 4-4 Dimensjoner til glasiøle lineasjoner observert innenfor studieområdet. Lengde, bredde og relieff er gjennomsnittlige verdier. Grunnet stort antall lineasjoner er det valgt et representativt utvalg for hver lokalitet og regnet dimensjoner ut ifra dette.

Lineasjoner	Lengde (m)	Bredde (m)	Relieff (m)	Lengde/bredde
<i>Rolvsøytrauet</i>	3389	311	9,5	1:11
<i>Hjelmsøytrauet</i>	1040	300	11,5	1:3,5
<i>Måsøytrauet</i>	930	180	11	1:5
<i>Banke 1</i>	x	x	x	x
<i>Banke 2</i>	2300	160	4,5	1:14
<i>Banke 3</i>	660	163	4,5	1:4
<i>Banke 4</i>	1450	190	16,5	1:7



Figur 4-6 Glasiale lineasjoner og crag-and-tails i ytre del av Rolvøytrauet og GI. A) 3D-visning av glasiale lineasjoner og crag-and-tails sett fra øst mot vest. B) Batymetrisk kart i ytre del av Rolvøytrauet der hvit boks viser lokalitet av nærbilde. C) Profil over glasiale lineasjoner. D) Profil over en crag-and-tail. Lysvinkel fra N-NV.

Basert på lineasjonenes form, lengde/breddeforhold og plassering, tolkes de å være dannet av erosjon eller avsetning langs havbunnen av hurtigstrømmende ismasser. Dette gjør at lineasjonene får betegnelsen glasiiale lineasjoner, hvor lengden antas å korrelere med hastigheten på isstrømmen (Clark, 1993). Det eksisterer to dominerende teorier rundt dannelsen av glasiiale lineasjoner. Den første omfatter sedimenter som presses opp i hulrom i isen grunnet lavt trykk i hulrommene (Benn, 1994). Ujevnheter i berggrunnen kan ha vært med å skape hulrom og kan forklare dannelsen av glasiiale lineasjoner på Rolvsøykilen, da strandflaten er lokalisert sør for lineasjonene. Den andre teorien beskriver iskjøler, som pløyer bunnsedimenter og dermed lager furer og rygger tolket til å representere glasiiale lineasjoner (Clark, 2003).

Basert på en karakteristisk strømlinjeformet rygg, tolkes de korteste lineasjonene mer spesifikt til å representere crag-and-tails. Dette gjelder også for noen av de lengste lineasjonene i ytre del av Rolvsøytrauet (Figur 4-6 A, D). Da sedimenter avsettes på lesiden for crag-and-tails indikerer dette retningen på tidligere isstrømmer fra sør til nord innenfor studieområdet, og tolkes å være landformer dannet av isstrømmer under framrykk/tilbaketrekning av et isdekke. De lengste lineasjonene nord for Rolvsøy- og Hjelmsøytrauet indikerer tilstedeværelsen av en hurtig isstrøm orientert i V-Ø retning til sammenligning med trauene. I trauene har isstrømmene drenert i NV/N-S retning. Da en finner flest og lengst lineasjoner i Rolvsøytrauet sammenlignet med de andre trauene, indikerer dette at isstrømmen har hatt størst aktivitet eller styrke her. På banke 2 og 4, er derimot lineasjonene orientert ut fra Ingøya/Rolvsøya og Magerøya/Vannfjorden, og tolkes til at en kan ha hatt hurtigstrømmene ismasser drenerende vekk fra land under tilbaketrekingen av isdekket. Det samme er tilfellet på banke 3 hvor en ser at lineasjonene følger fordypningene langs Hjelmsøya. Dette vitner om flere aktive isstrømmer med ulike orienteringer innenfor studieområdet, og mulig flere dannelsesfaser av de glasiiale lineasjonene.

Tidligere studier har kun beskrevet glasiiale lineasjoner ytterst i Rolvsøytrauet, i overgangen mellom krystallin og sedimentær berggrunn (Ottesen et al., 2008) tilsvarende det som er beskrevet på den nord-norske kontinentalmarginen (Rydningen et al., 2013). Det er beskrevet tilstedeværelsen av crag-and-tails i selve trauene (Ottesen et al., 2008).

4.3.3 Morenerygger

Det observeres flere rygger på B1, B2, i Hjelmsøy- og Måsøytrauet. På banken nord for Sørøya (B1) observeres flere rygger med forskjellig orientering, og generelt ligger de i V-Ø og N-S retning. Ryggene er krumformet med den konvekse delen orientert mot N-Ø (Figur 4-7 A, C,

E). Det observeres at de største ryggene, orientert V-Ø, kutter over de mindre ryggene orientert N-S. Dog kan en sporadisk observere enkelte N-S vendte rygger overlappende V-Ø vendte rygger. Ryggene på B1 er lokalisert på et vanddyb varierende fra 40-55 m. Helt nord på B1 observeres 4 større rygger i en fordypning med en lateral avgrensning på fra 1,5-2,7 km. Vanddybet er her betydelig dypere og ligger mellom 140-200m.

Lengden på ryggene på banke 1 varierer mellom 400-6550 m. Bredden og høyden varierer henholdsvis fra 47-464 m og <0,5-70 m. Ryggene har en gjennomsnittlig lengde på 2080 m, bredde på 207 m og relieff på 4 m (Tabell 4-5). I den vestlige delen av B1 blir ryggene generelt sett lavere med høyder fra 0,5-1,0 m. Østover øker høyden til 1,0-15 m, og de høyeste ryggene er lokalisert nord på banken. Her har ryggene en høyde mellom 20 og 70 m.

I overgangen mellom Rolvsøytrauet og B2 kan en observere en samling av rygger. Det forekommer en større rygg orientert NS-NV, som kutter fire mindre rygger orientert N-V (Figur 4-7 B, D, F). Førstnevnte har en maksimal lengde på 7780 m, bredde på 450 m og relieff på 30 m. S-Ø på B2 kan en også finne 2 rygger lateralt begrenset i en fordypning på et vanddyb på ca. 50-70 m. Ryggene på banke 2 har en gjennomsnittlig lengde på 4778 m, bredde på 348 m og relieff på 27,5 m (Tabell 4-5).

I Hjelmsøytrauet observeres rygger på grunningsonekilen G2 og i overgangen mellom kilen og banke 2 og 3. Ryggene krummer med konveks del mot N-V, og ligger som en halvmåne i enden av kilen (Figur 4-4). Lengden på ryggene varierer fra 486-5210 m, bredden mellom 169-837 m og relieff mellom 2 og 50 m, der ryggen lokalisert lengst øst er betraktelig større enn de resterende. Gjennomsnittlig lengde, bredde og relieff er henholdsvis 1412 m, 308 m og 11 m (Tabell 4-5).

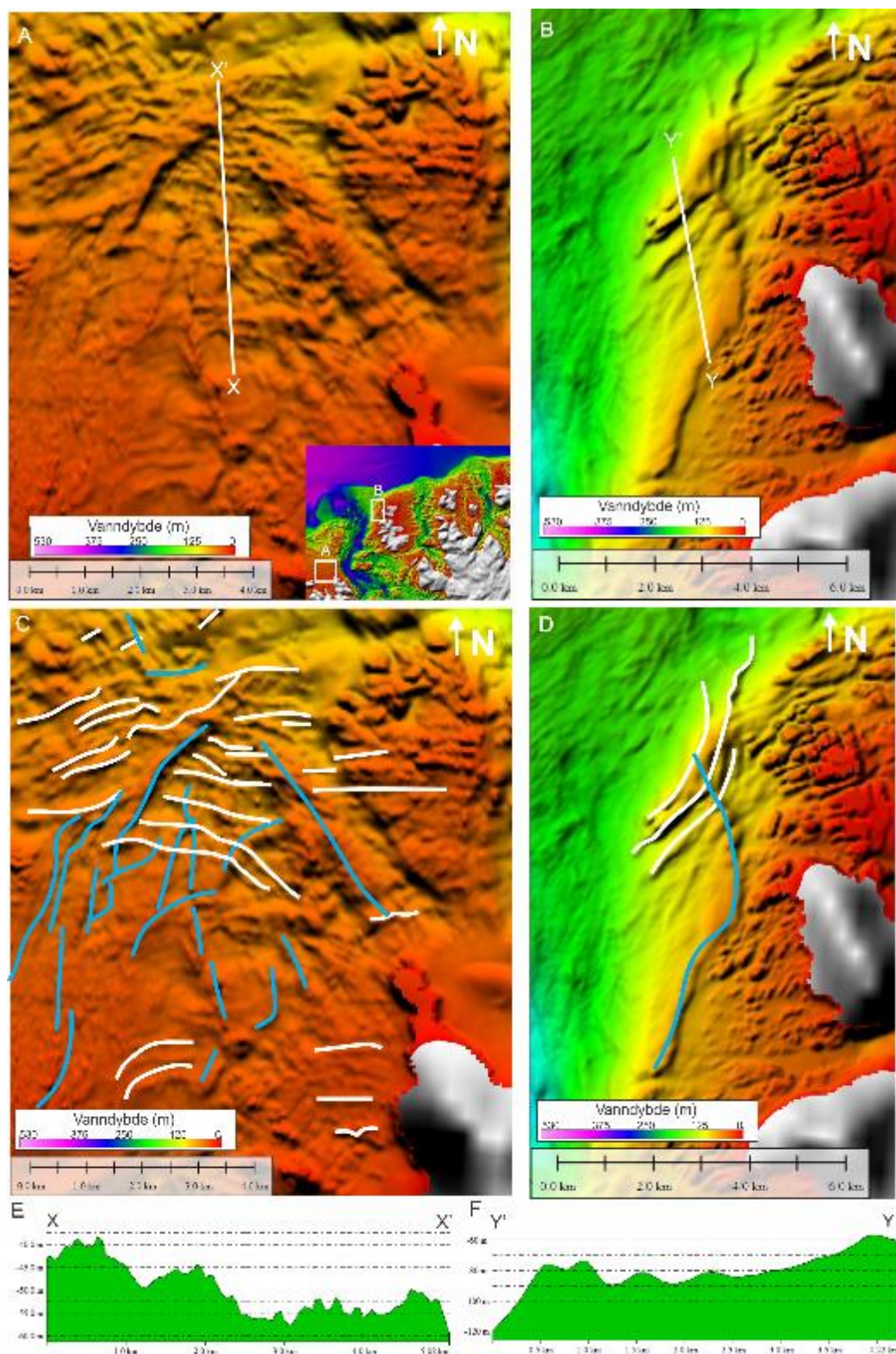
I Måsøytrauet forekommer det rygger på grunningsonekilen G3, og i overgangen mellom trauet og banke 3 og 4. Ryggene danner en halvmåne i enden av kilen, og har en krumming mot NV-V (Figur 4-5). De største ryggene er lokalisert i overgangen mellom kilen og banke 3 og 4. Lengde, bredde og relieff varierer fra 762-5780 m, 245-1267 m og 2,6-74 m. De har en gjennomsnittlig lengde på 2100 m, relieff på 20 m og bredde på 533 m (Tabell 4-5).

Da ryggene forekommer på banker og i enden av traue, samt deres størrelse og orientering, gjør at de tolkes til å være morenerygger. Morenerygger dannes under et framrykk eller opphold av et grunnstøtt isdekke, som leverer sedimenter til marginene. Det indikerer en episodevis tilbaketrekning av et isdekke. Moreneryggene i enden av grunningsonekilene i Hjelmsøy- og Måsøytrauet tolkes mer spesifikt til å være frontavsetninger, da de ligger mer eller mindre

vinkelrett på antatt strømretning på tvers av de glasiale trauene, og omkranser kilene som en halvmåne. Grunnet de overlappende moreneryggene på B1 har isdekket antagelig hatt mer enn en bevegelsesretning, både i N-S og V-Ø retning. En finner overlappende rygger på B2 og de tolkes mer spesifikt å representere sidemorener. Dette da de antas å ha blitt dannet parallelt med isstrømretningen på grunn av sin plassering i overgangen mellom Rolvsøytrauet og banke 2. Dannelsen av de ulike moreneryggene er nærmere diskutert i Kapittel 5.

Tabell 4-5 Dimensjoner til morenerygger observert innenfor studieområdet. Lengde, bredde og relieff er gitt som gjennomsnittsverdier. Grunnet mengden rygger på banke 1 er verdiene regnet ut fra et representativt utvalg.

Rygger	Lengde (m)	Bredde (m)	Relieff (m)
<i>Banke 1</i>	2080	207	4
<i>Banke 2</i>	4778	348	17,5
<i>Hjelmsøytrauet</i>	1412	308	11
<i>Måsøytrauet</i>	2100	532	20



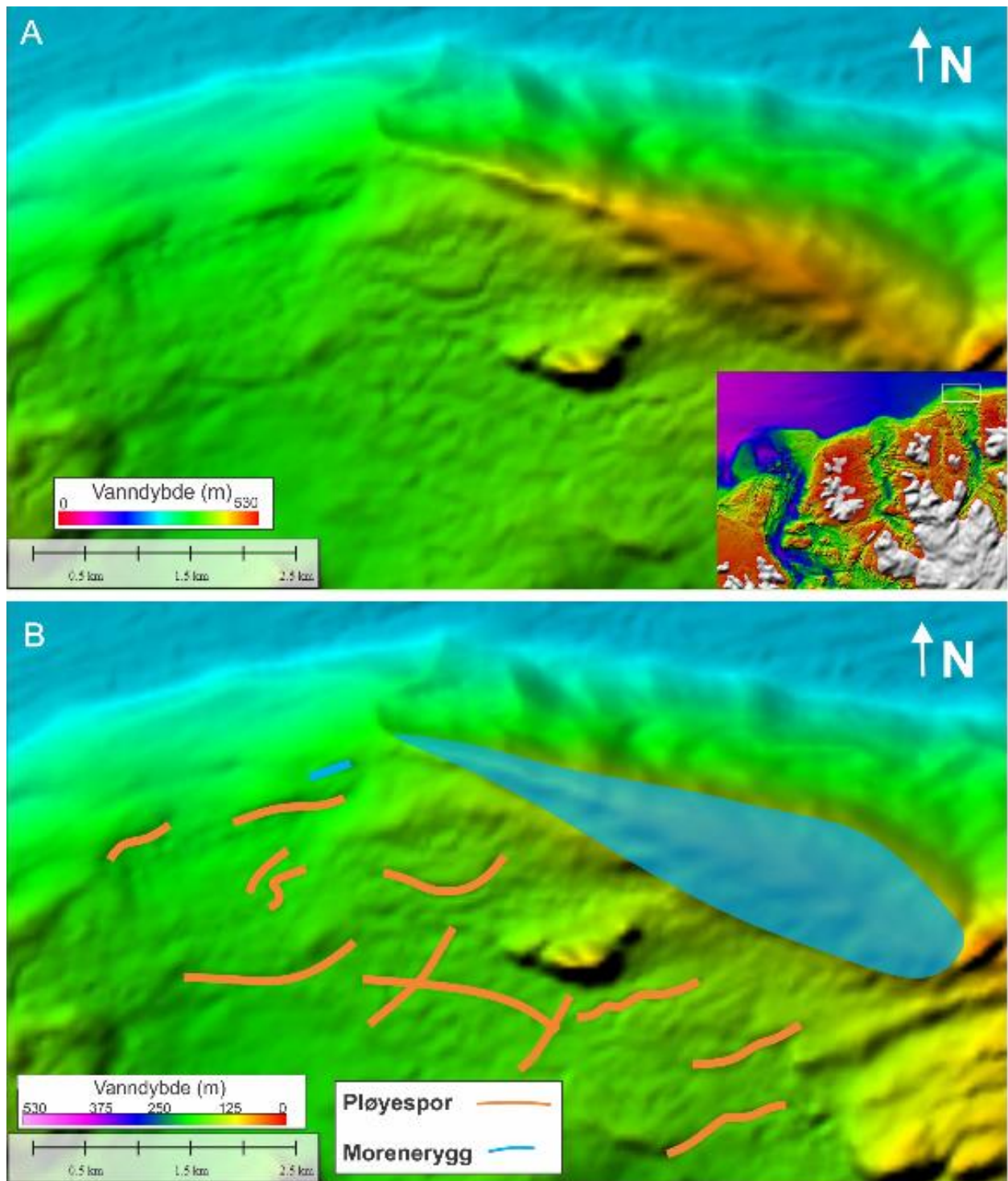
Figur 4-7 A) Batymetrisk kart av morenerygger lokalisert på banke 1 vest av Rølvøytrauet med lysvinkel fra nord. B) Batymetrisk kart over overlappende morenerygger i overgang mellom Rølvøytrauet og banke 2. C) Tolkning av geomorfologiske landformer, som kan indikere flere sett med rygger og bevegelsesretninger for isdekket. D) Tolkning av geomorfologiske landformer, som kan indikere to avsetningshendelser. Blå og hvit farge skiller moreneryggenes orientering. E) Profil i nord-sørlig over morenerygger på banke 1. F) Profil på tvers av overlappende morenerygger.

4.3.4 Pløyespor

Det observeres flere furer/depresjoner på Måsøykilen (Figur 4-2, Figur 4-8), som ikke er lokalisert andre steder i studieområdet. Furene har ikke en generelt utpreget orientering, men enkelte furer ligger noe mot V-Ø. Formen kan beskrives som krummet og en kan observere at noen furer krysser over hverandre. Minimums- og maksimumslengde er her fra 520-2000 m, med et gjennomsnitt på 1240 m. Furene har et mindre negativt relieff varierende mellom 1-2 m, og en gjennomsnittlig bredde på 70-150 m.

På grunn av den karakteristiske krumme formen og tilfeldig orientering, tolkes furene til å representere pløyespor dannet fra isfjell. Den grunne vanddybden på grunningssonekilen sammenlignet med selve trauret kan ha ført til at isfjellene har grunnstøtt, pløyet bunnsedimentene og dannet furer. Den V-Ø orienteringen til enkelte av pløyesporene tilskrives lokale havstrømmer, som følger overgangen mellom dyphavet og Måsøykilen i nordgående retning (Slubowska-Woldengen et al., 2008; Ådlandsvik et al., 2015). Andre faktorer som vind, den atlantiske havstrømmen og den norske kyststrømmen kan også ha hatt en innvirkning på isfjellene som kalvet fra isdekket.

Pløyespor er en vanlig landform på glasierte kontinentalmarginer (Bellwald et al., 2018) og trolig dannet i umiddelbar nærhet av isdekket under tilbaketrekning (Bjarnadóttir et al., 2014). Pløyesporene ble antakelig dannet under deglasiasjonen i sein weichsel (20-15 000 kal år BP) ved intens kalving fra isdekket (Andreassen et al., 2007).

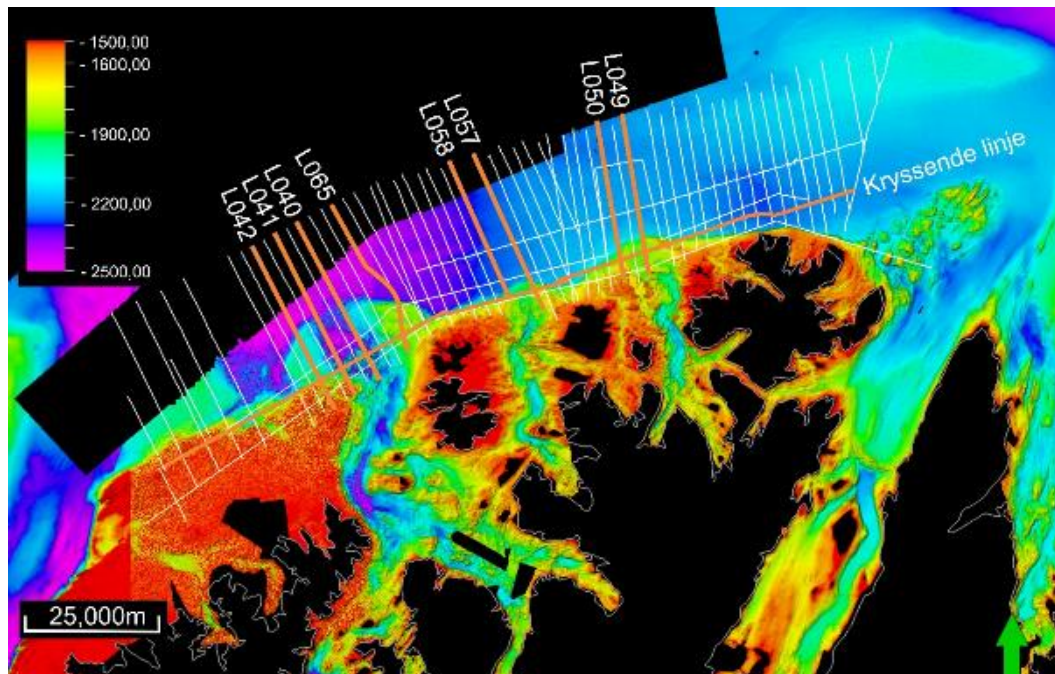


Figur 4-8 A) Batymetrisk kart som viser pløyespor og morenerygger i ytre del av grunningsonekilen G3 i Måsøytrauet. B) Tolkning av geomorfologiske landformer.

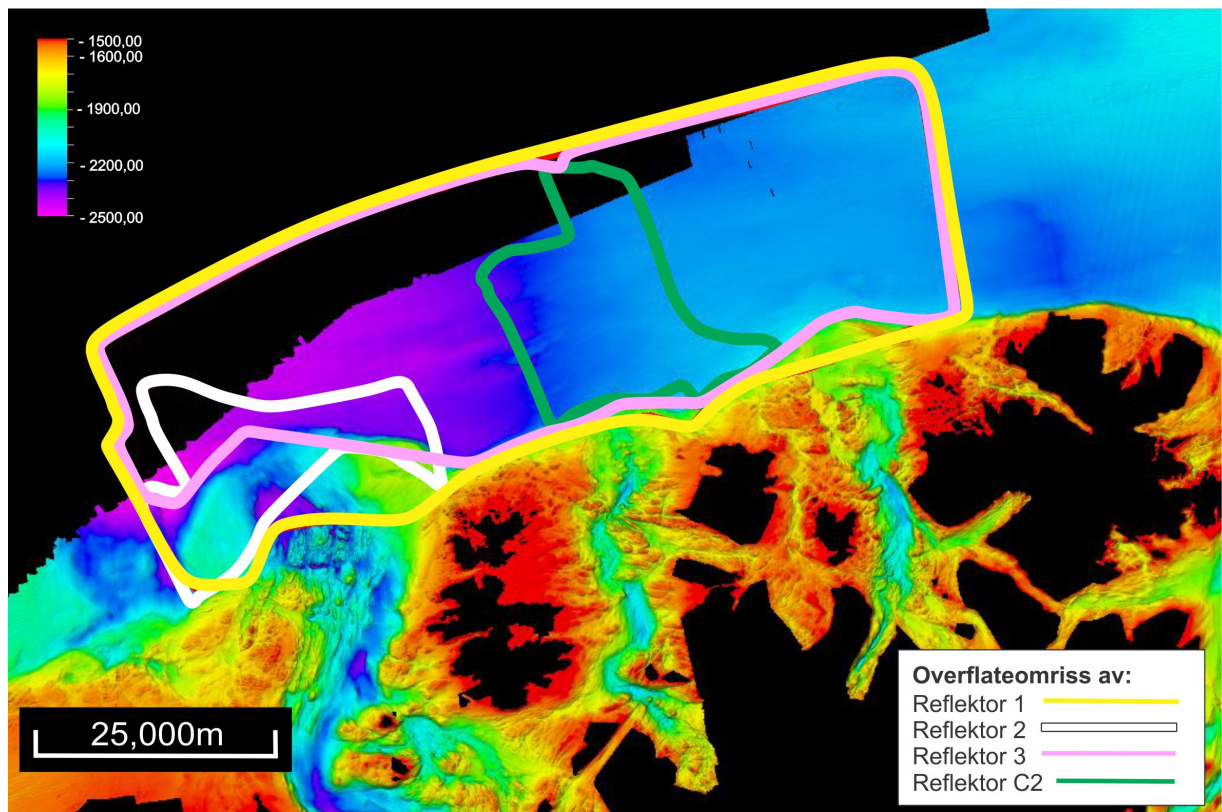
4.4 Seismisk stratigrafi

I studieområdet er det mulig å foreta en inndeling av den sedimentære lagpakken ut fra karakteristikken til de seismiske signalene. Den seismiske stratigrafien er dermed beskrevet med fokus på enheter, reflektorer og overflatekart (Figur 4-11 til Figur 4-21). En oversikt over utvalgte seismiske linjer og overflatekart presentert i dette kapitlet er illustrert i Figur 4-9 og Figur 4-10. På figurer over enkeltlinjer er vertikalaksene gitt i toveis gangtid (ms). Terminologien brukt følger Mitchum et al. (1977) (avsnitt 3.2.2).

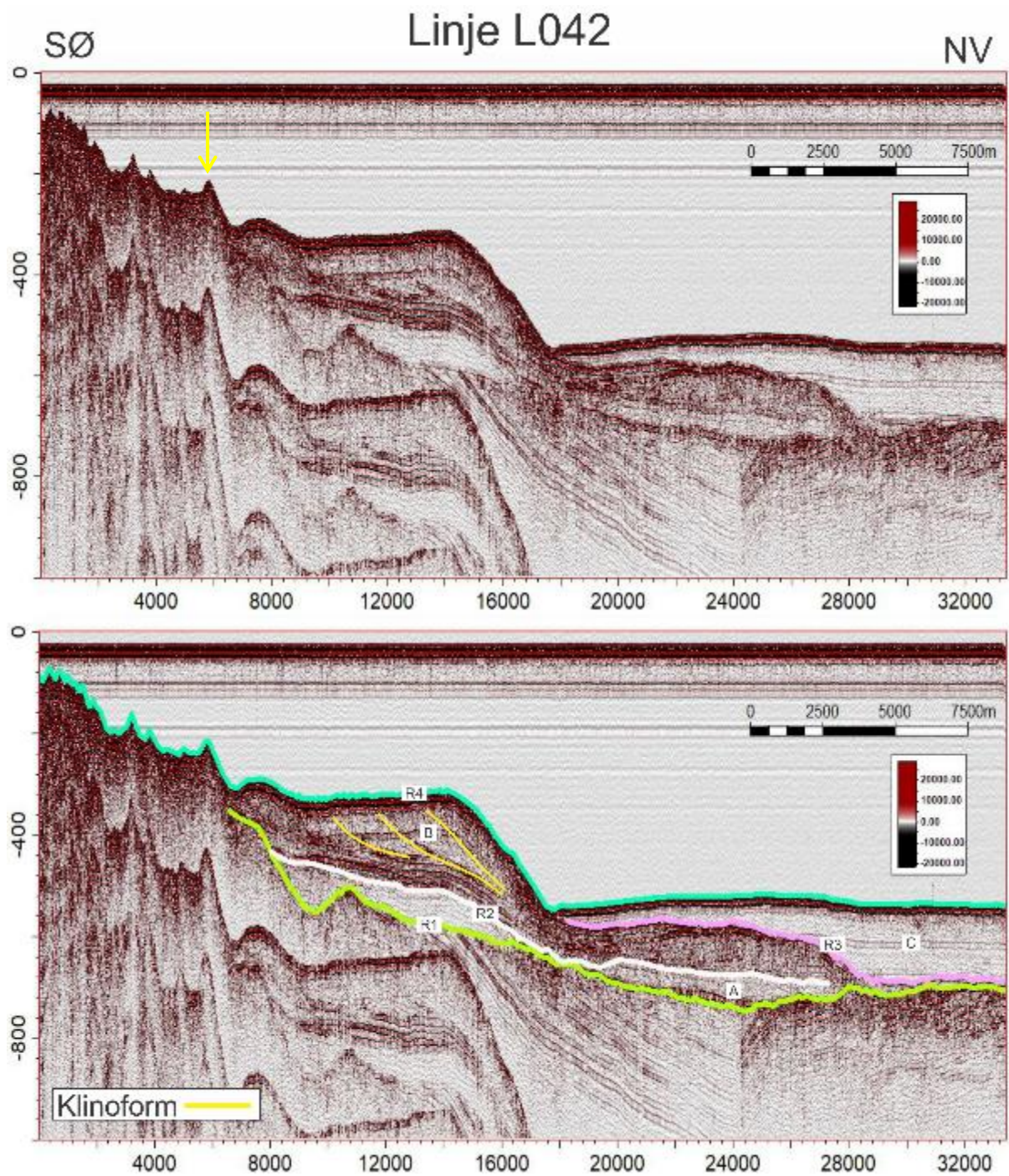
I de seismiske tolkningene er havbunnen representert av reflektor 4 (R4). Denne vil ikke bli nærmere undersøkt da havbunnssmorfologien tidligere er beskrevet basert på detaljerte batymetriske data i Kapittel 4.1.



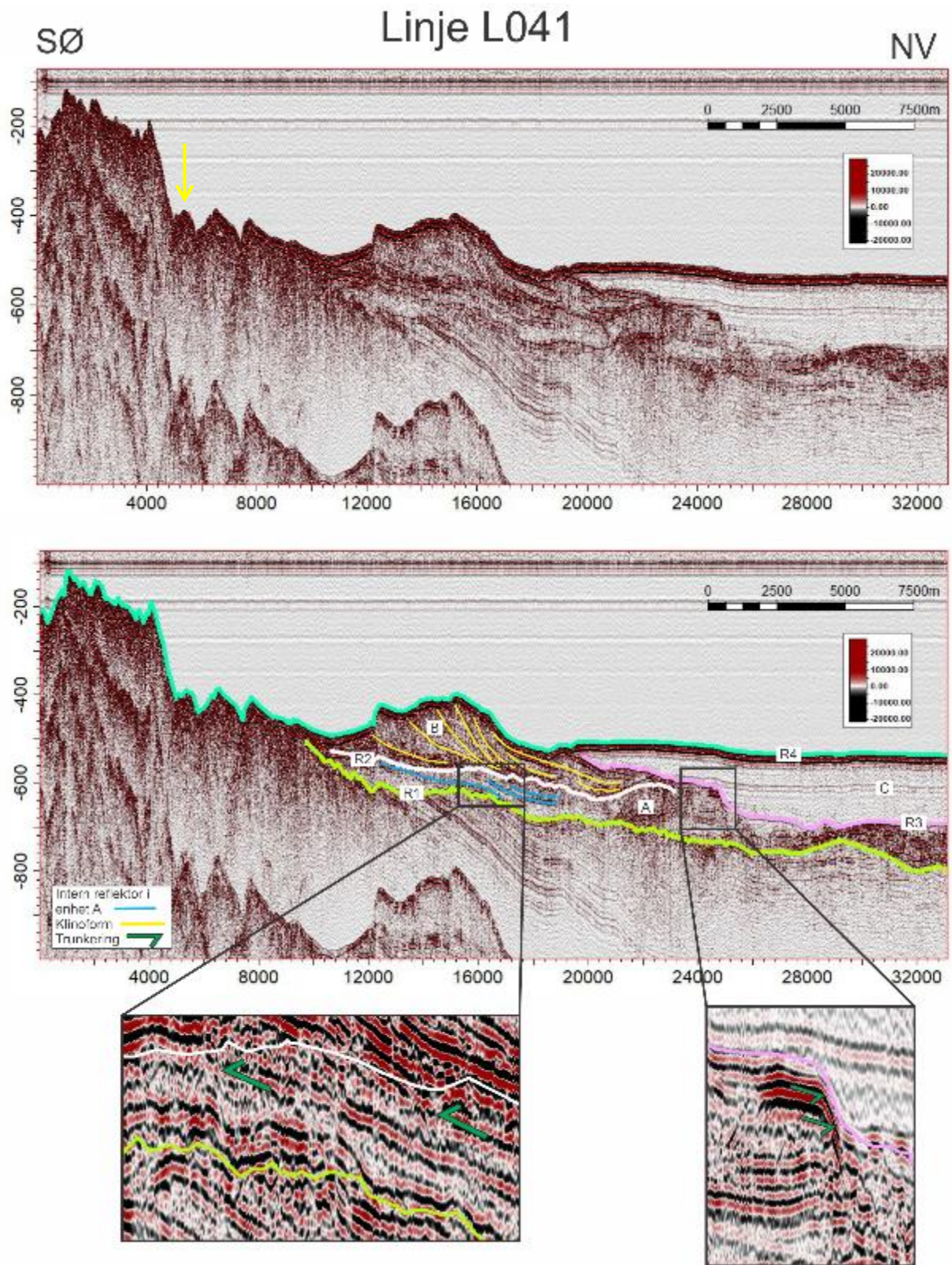
Figur 4-9 Oversiktskart over totalt antall seismiske linjer innenfor studieområdet. Av totalt 55 seismiske linjer er 8 valgt for videre presentasjon.



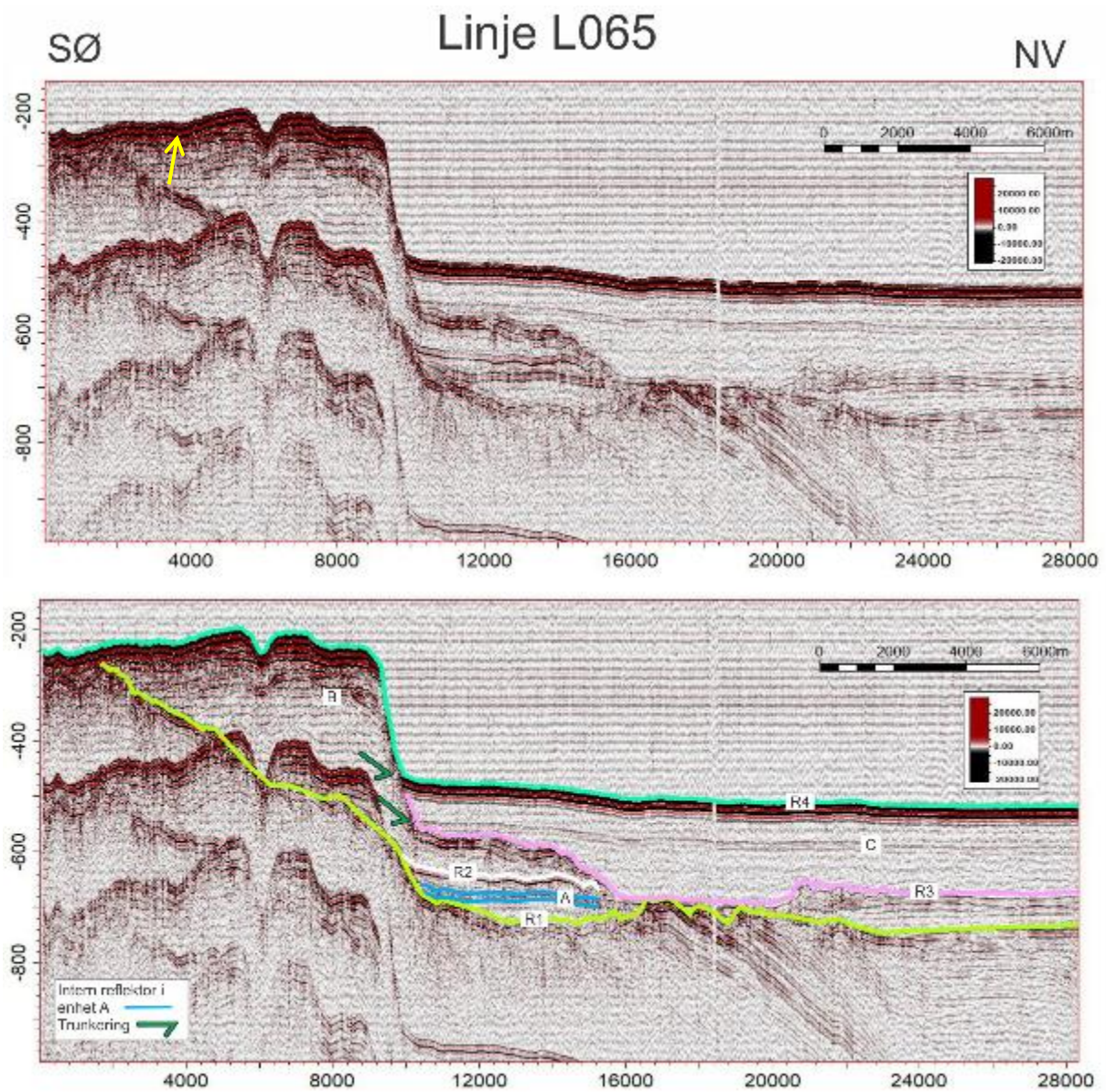
Figur 4-10 Oversiktskart over overflateomriss av de kartlagte reflektorene (Figur 4-18, Figur 4-19, Figur 4-20, Figur 4-21).



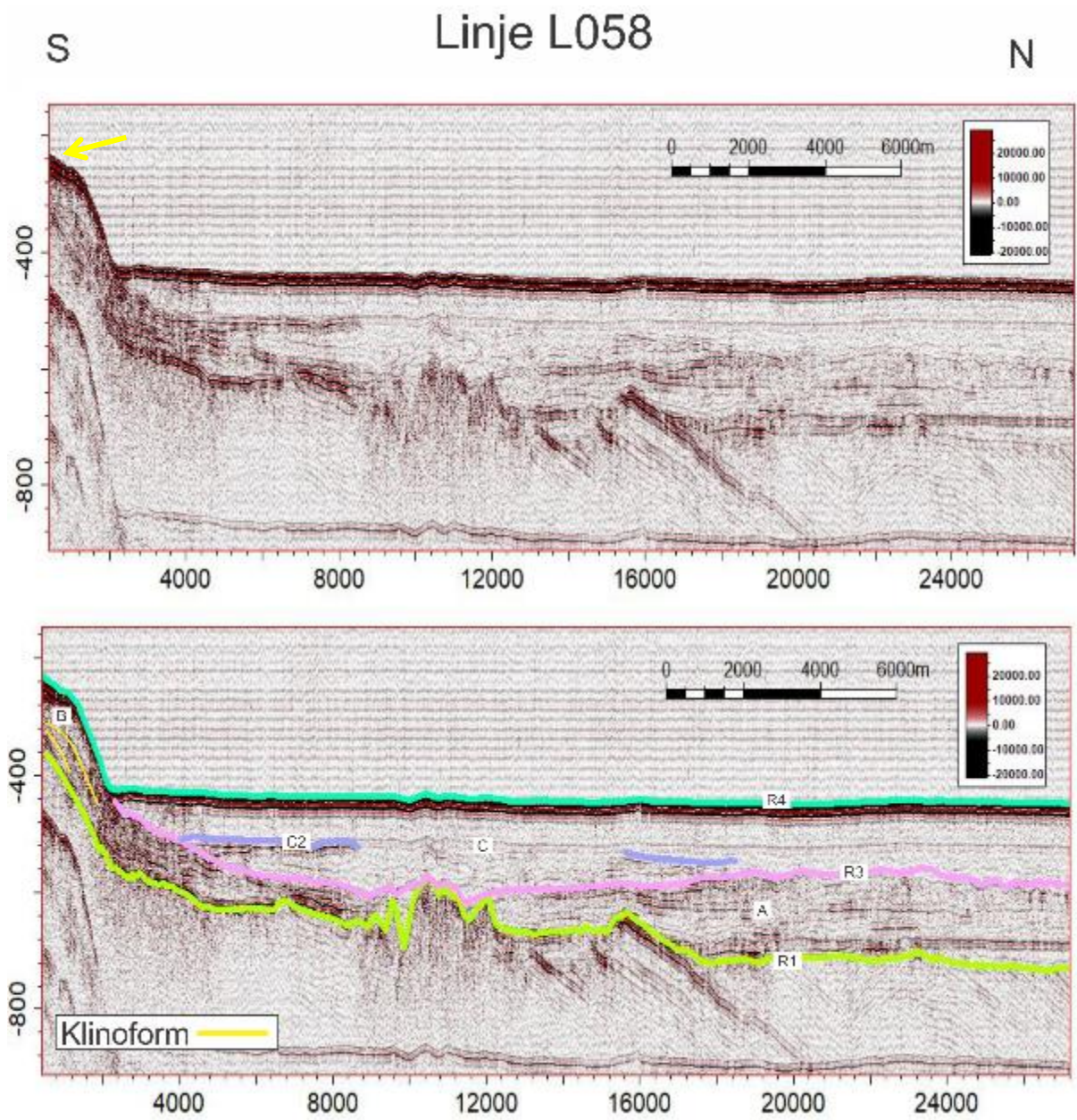
Figur 4-11 2D seismisk linje L042 med kartlagte reflektorer og enheter. Gul pil indikerer krysningspunkt med kystparallel seismisk linje (4-22).



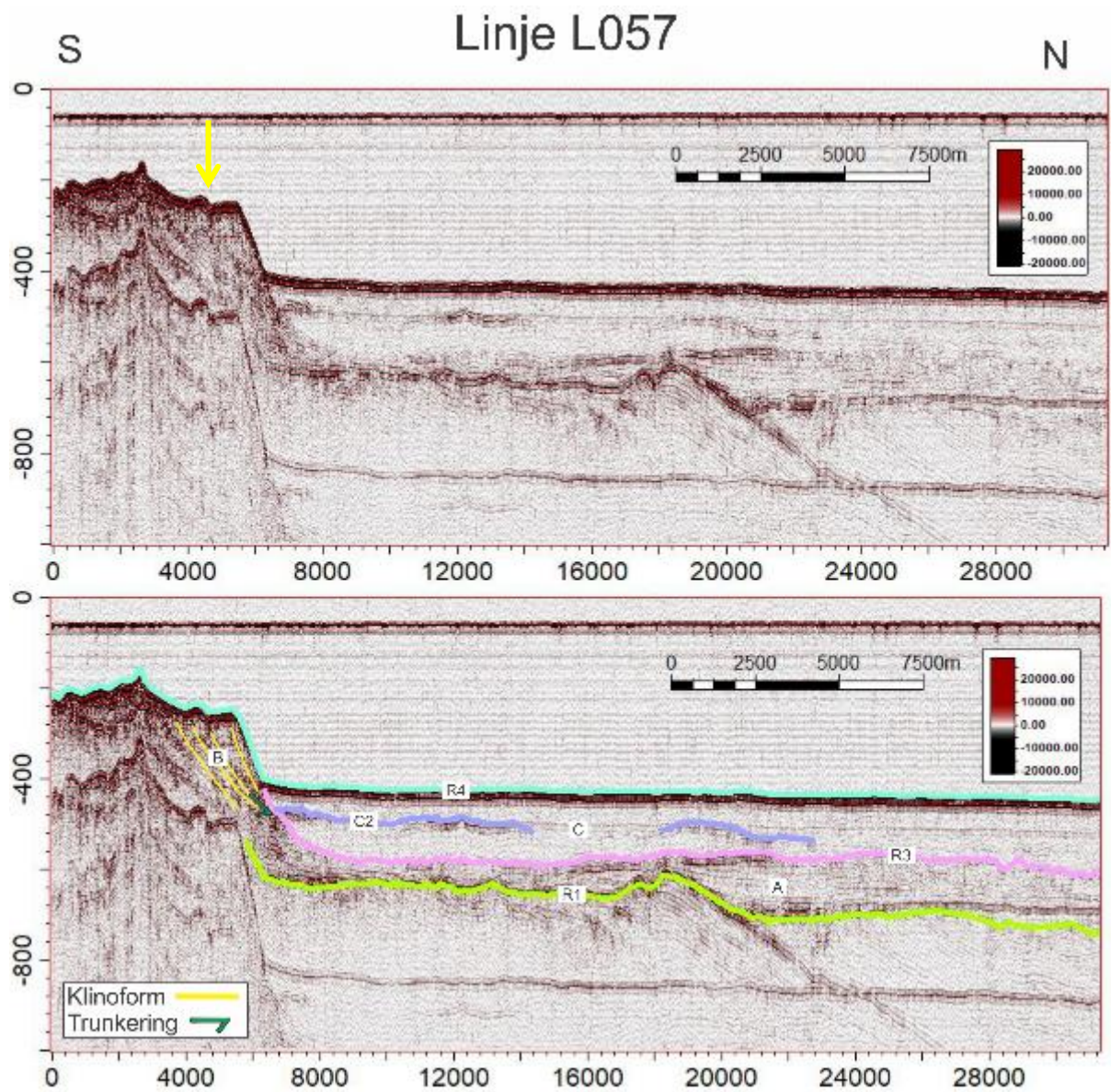
Figur 4-12 2D seismisk linje L041 med kartlagte reflektorer og enheter, og detaljbilde av trunkeringer i bunn av enhet B og indre del av enhet C. Gul pil indikerer kryssningspunkt med kystparallel seismisk linje (4-22).



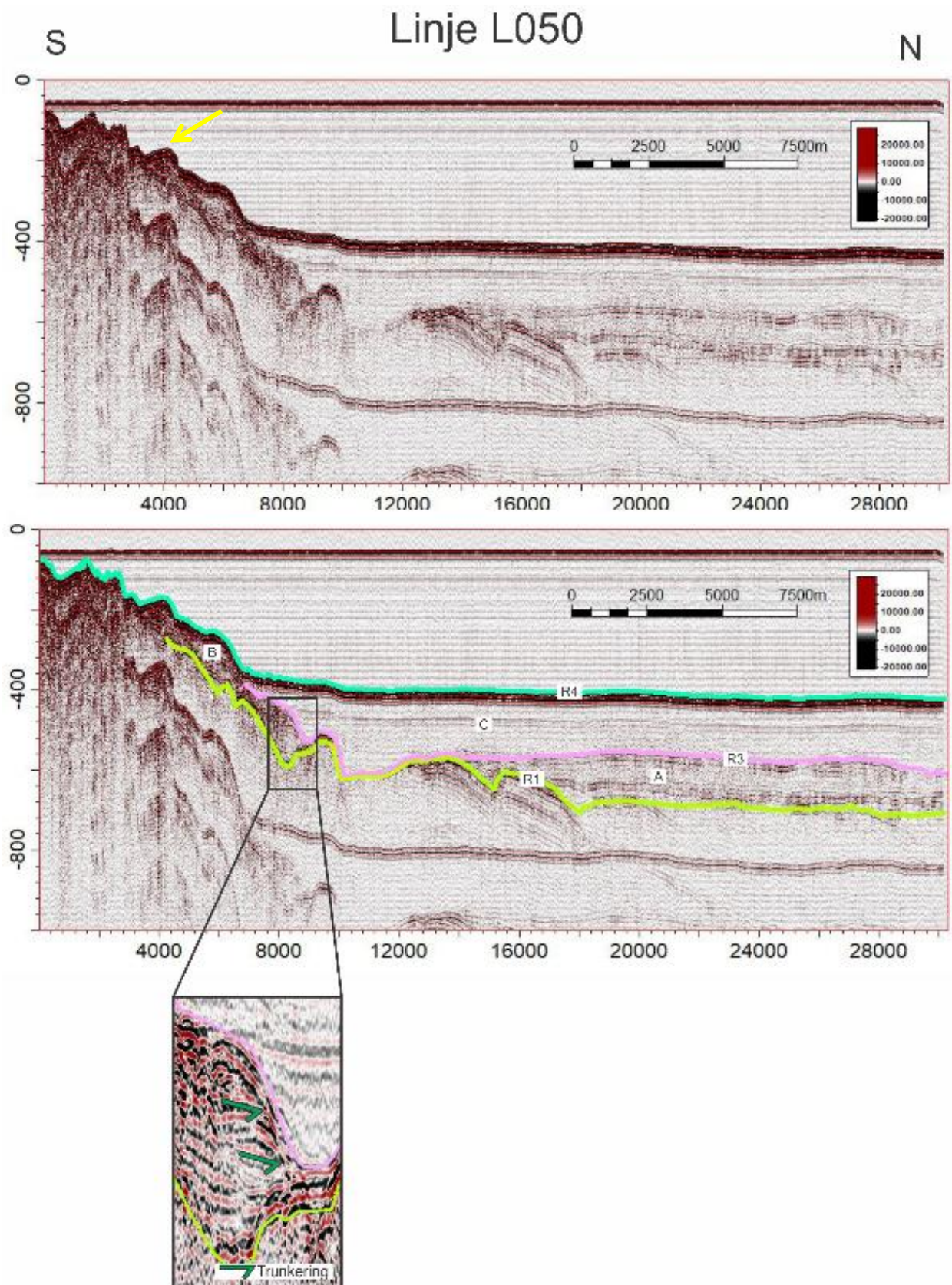
Figur 4-13 2D seismisk linje L065 med kartlagte reflektorer og enheter. Gul pil indikerer krysningspunkt med kystparallel seismisk linje (4-22).



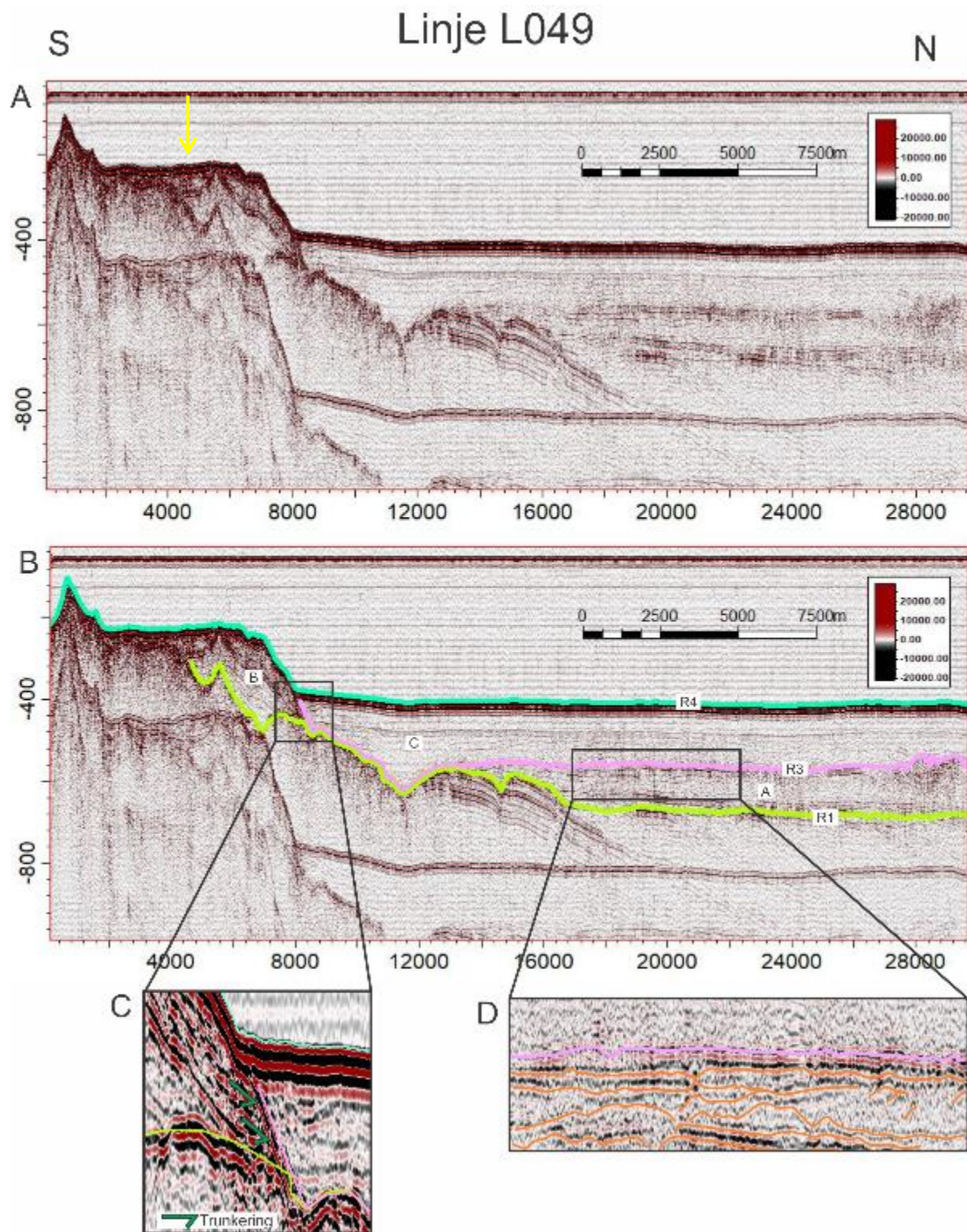
Figur 4-14 2D seismisk linje L058 med kartlagte reflektorer og enheter. Gul pil indikerer krysningspunkt med kystparallel seismisk linje (4-22).



Figur 4-15 2D seismisk linje L057 med kartlagte reflektorer og enheter. Gul pil indikerer krysningspunkt med kystparallel seismisk linje (4-22).



Figur 4-16 2D seismisk linje L050 med kartlagte reflektorer og enheter og detaljebilde av trunkeringer i ytre del av enhet B. Gul pil indikerer krysningspunkt med kystparallel seismisk linje (4-22).



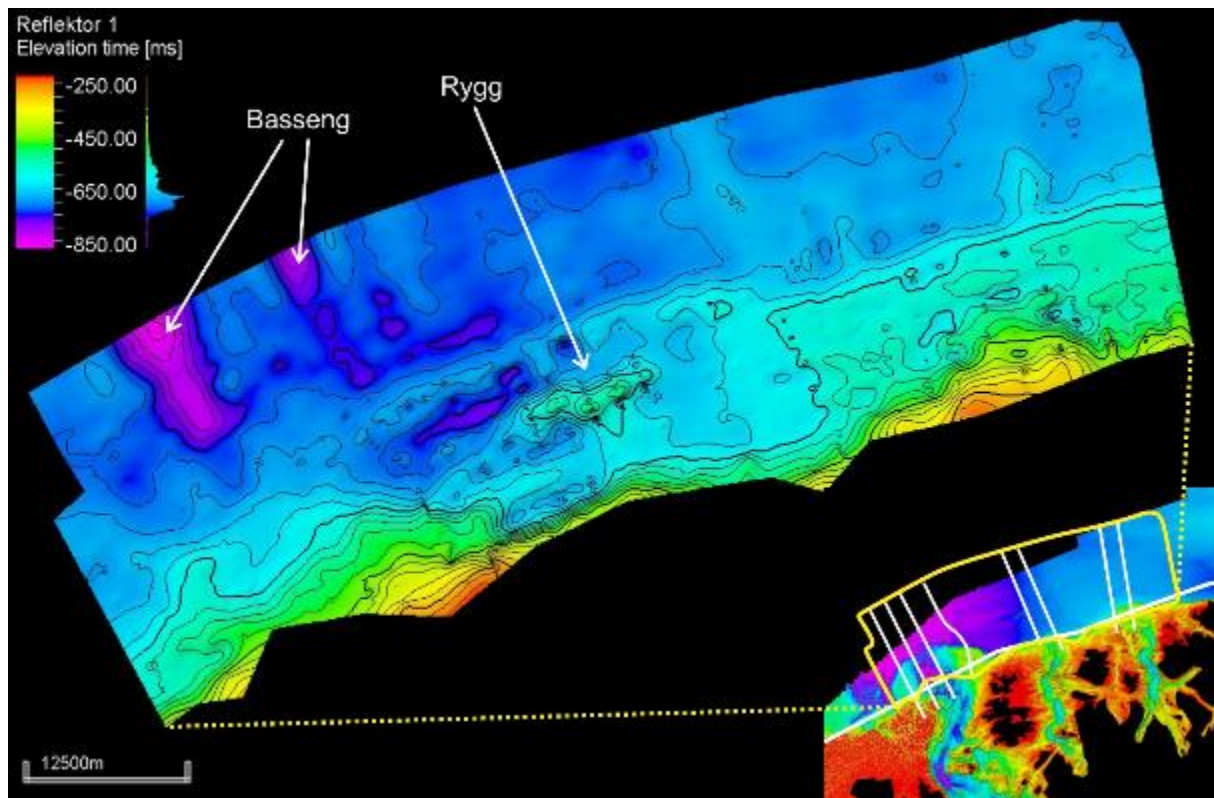
Figur 4-17 2D seismisk linje L049 med kartlagte reflektorer og enheter. Gul pil indikerer kryssningspunkt med kystparallel seismisk linje (4-22) C) Detaljebilde av trunkeringer av enhet C. D) Haugeete refleksjonskonfigurasjon (hummocky/contorted).

4.4.1 Reflektor 1

Reflektor 1 (R1) er en relativt kontinuerlig reflektor med høy refleksjonsamplitude, og den kan følges gjennom alle seismiske linjer i studieområdet. Reflektoren faller mot nord, og den dypeste delen kan observeres nordvest av Hjelmsøytrauet og nord for Rolvsøytrauet. I indre del av studieområdet har reflektoren størst amplitude og kontinuitet, men på grunn av multipler er den svært vanskelig å følge og tentative tolkninger er gjennomført (Figur 4-13). Reflektorens grunneste punkt ligger nord av grunningsonekilene G1, G2 og G3 i indre del (Figur 4-18) og følger morfologien på havbunnen, og faller mot N-V i hele studieområdet. Dybden på reflektoren er 730-800 ms nord for Rolvsøytrauet, 710 ms nord for Hjelmsøytrauet og 680-700 ms nord for Måsøytrauet (Figur 4-18).

I midtre og ytre del av studieområdet representerer reflektoren en inkonformitet mellom skråstilte sedimentære lag overlatt av kaotiske til horisontale lag (Figur 4-11, Figur 4-12, Figur 4-13, Figur 4-14, Figur 4-15, Figur 4-16, Figur 4-17). Reflektoren har en subhorisontal til horisontal karakter, med noe lavere amplitude og kontinuitet. Multipler, til dels svært lav amplitude og diskontinuitet gjør det vanskelig å lokalisere reflektoren. I midtre del av studieområdet kan en observere en markant rygg, ca. 150-200 ms høy, 2300 m bred målt i N-S retning og 9100 m lang målt i V-Ø retning (Figur 4-18). Ryggen tolkes til å representere en erosjonsrest, men dette er noe usikkert. I ytre del forekommer det to basseng på omkring 800-850 m, samt flere mindre basseng nord for B2 (Figur 4-18).

Grunnet utbredelse og beliggenhet tolkes reflektor 1 til å representere den øvre, regionale inkonformitetsflaten (URU; Upper Regional Unconformity) tidligere beskrevet av Vorren et al. (1986) i samme område (avsnitt 2.6). Reflektoren separerer krystallin berggrunn og sedimentære bergarter fra overliggende glasielle sedimenter.



Figur 4-18 Overflatekart av reflektor 1 (URU). Hvite linjer på oversiktsbilde indikerer seismiske linjer. Konturlinjer i 50 m intervaller.

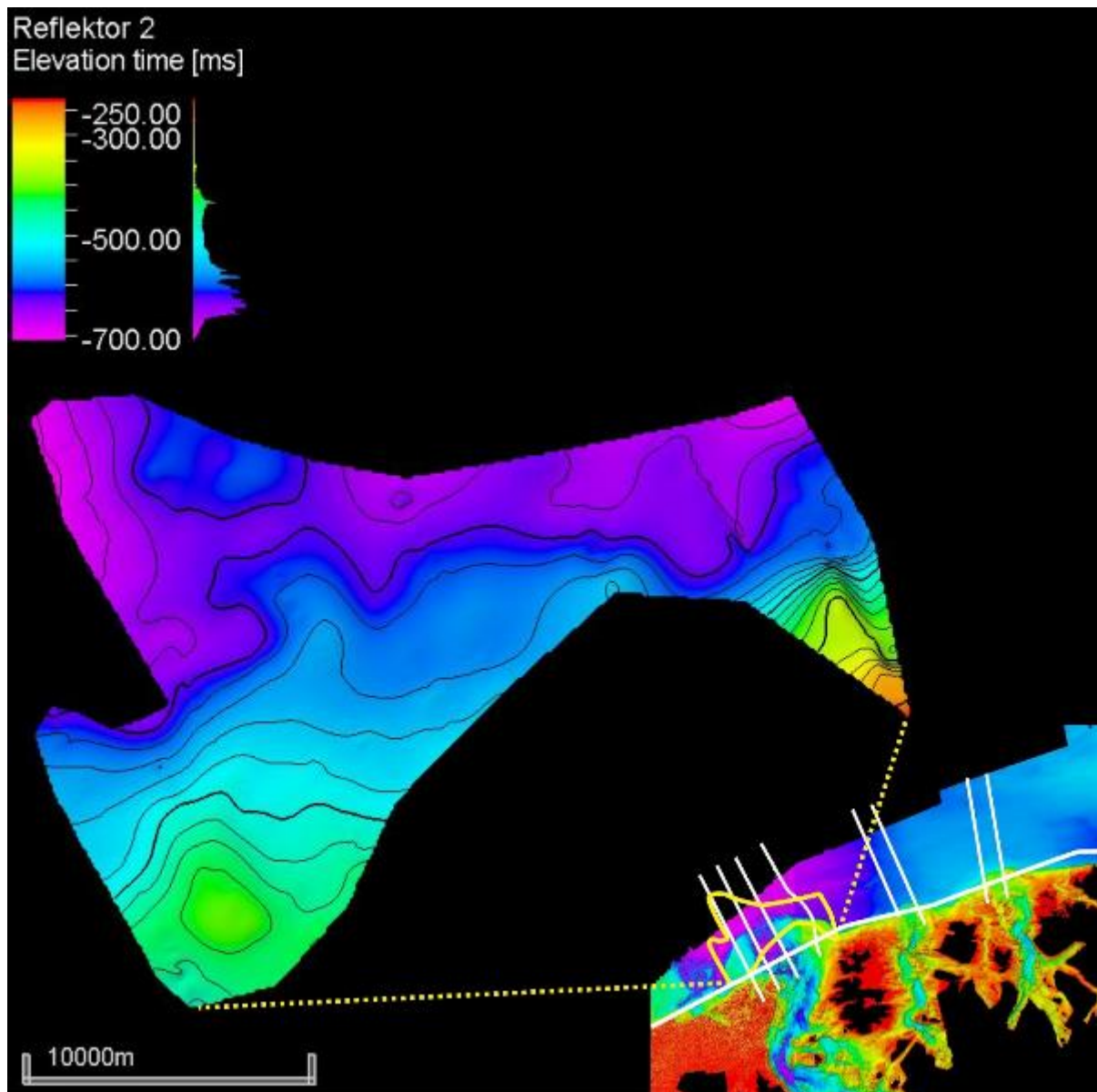
4.4.2 Enhet A

Enhet A har en varierende utbredelse og er avgrenset av reflektor 1 i bunn og reflektor 2 i topp. I indre del av studieområdet har enheten en akustisk transparent signatur og oppleves til dels varierende, som vises tydelig i vestlige del av G1 (Figur 4-11). Mektigheten er relativt jevn med en gjennomsnittlig verdi på 105 ms, med maksimums- og minimumsverdi på henholdsvis 144 ms og 29 ms. I de resterende delene av studieområdet kan en observere flere interne reflektorer som følger reflektor 1, og kan beskrives som skråstilte og faller mot sør (Figur 4-14). I midtre- og ytre del er disse subhorisontale til horisontale, men kan også beskrives som haugete (hummocky/contorted) (Figur 4-17 D). De interne reflektorene trunkerer mot reflektor 2 (Figur 4-12).

På bakgrunn av de interne reflektorene og den akustisk transparente signaturen, tolkes enhet A til å representere en tidlig utbygging av grunningsonekilene, hvorpå en bare har hatt avsetninger på den nedre delen av skråningen. De interne reflektorene i enhet A kan dermed være en del av et tidligere velutviklet bunnsett. Plasseringen i enden av et glasialt trau og tilstedeværelsen av dagens grunningsonekile(r) over underbygger dette. Dette betyr at enheten antakelig består av eldre, glasiale sedimenter avsatt i pre-weichsel (før ~117 000 kal år BP) (Ottesen et al., 2008). Dannelsen av denne enheten er nærmere diskutert i Kapittel 5.

4.4.3 Reflektor 2

Reflektor 2 (R2) representerer en til dels kontinuerlig reflektor med høy refleksjonsamplitude. Reflektoren har en veldig lokal utbredelse, og observeres først og fremst i ytre del av Rolvsøykilen, men også nord for kilen (Figur 4-19). Reflektoren markerer toppen av enhet A og bunnen av enhet C, og ligger i gjennomsnitt fra 400-700 ms under havbunnen (Figur 4-19). Reflektoren kan beskrives som svakt hellende mot sør og parallell med reflektor 1 under sørlige del av grunningsonekilen (Figur 4-11, Figur 4-12). Under midtre del av grunningsonekilen er reflektoren sporadisk tilstede og er ikke gjenfinnbar mot ytre del grunnet stor diskontinuitet. Reflektoren har større kontinuitet og amplitude under midtre del av grunningsonekilen, men grunnet multipler er reflektoren utfordrende å observere. Det forekommer trunkeringer og nedlapp fra henholdsvis reflektorer i enhet A og enhet B mot reflektor 2 i nesten alle seismiske linjer hvor den er observerbar (Figur 4-11, Figur 4-12, Figur 4-14). Dette gjør at reflektoren tolkes til å være en inkonformitetsflate, som indikerer at erosjon har pågått.



Figur 4-19 Overflatekart av reflektor 2. Hvite linjer på oversiktsbilde indikerer seismiske linjer. Konturlinjer i 50 m intervaller.

4.4.4 Enhet B

I grunningsonekilen i Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet er enhet B er avgrenset av reflektor 4 i topp og reflektor 1 (URU) i bunn (Figur 4-11, Figur 4-15, Figur 4-16, Figur 4-17). Nøyaktig mektighet er utfordrende å måle grunnet multipler. Den største gjennomsnittlige verdien er, til tross, målt i G2 til 240 ms, etterfulgt av G1 med 200 ms og G3 med 170 ms. Refleksjonskonfigurasjonen til enhet B består av oblikk tangentielle klinformer med et prograderende mønster mot nord, og en relativt høy refleksjonsamplitude. Utbredelsen av klinformene er begrenset og toppsettet er trunkert av havbunnen. De dypeste reflektorene nedlapper et til dels svært begrenset bunnssett, samt reflektor 1 og 2. Enkelte klinformer trunkeres av reflektor 3 (Figur 4-11, Figur 4-12, Figur 4-13, Figur 4-15, Figur 4-16, Figur 4-17).

I nedre del av enheten kan en observere klar nedlapping av klinoformer mot reflektor 1 og 2, men også mot overnevnte bunnsett (Figur 4-12). Dette er spesielt godt utviklet i Rolvsøykilen og til dels i Hjelmsøykilen. I Måsøykilen er dataene begrenset grunnet multipler, som maskerer den underliggende stratigrafien (Figur 4-13, Figur 4-16). Klinoformene faller mot sør, og vinkelen er 3,2° i ytre del av Rolvsøytrauet, 9,5° og 7,2° i henholdsvis Hjelmsøy- og Måsøytrauet (Figur 3-1). Vinkelen øker i nordlig retning, og avstanden mellom klinoformene minker i samme retning. Klinoformene sammenfaller i ytre, nedre del av enheten hvor gradienten er betydelig lavere i øvre del av enheten, og de går over til å ha en mer subparallell form (Figur 4-12). Mellom klinoformene observeres det en akustisk transparent signatur (Figur 3-1).

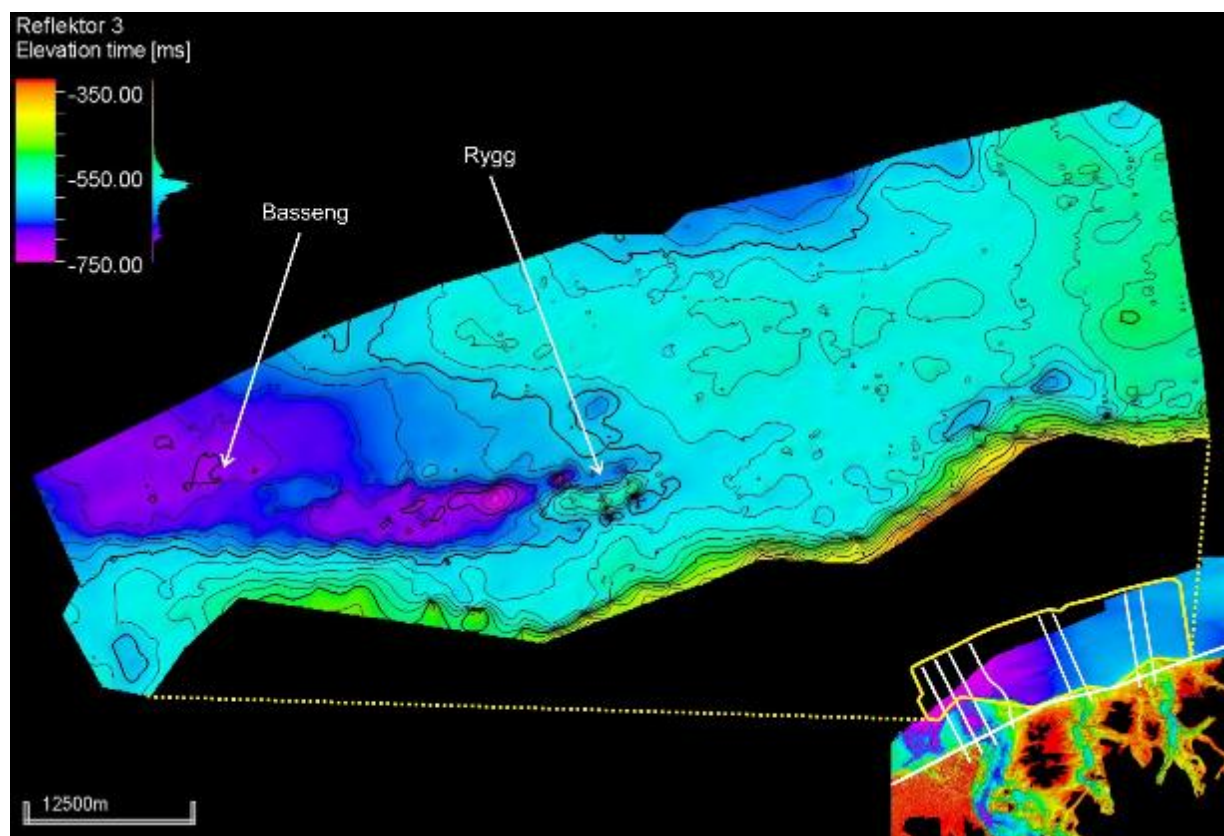
Da enheten har form som en kile og de interne reflektorene fremviser et prograderende mønster mot nord, tyder dette på at enheten representerer grunningsonekilene, som tidligere beskrevet i seksjon 4.2. Bunnreflektorene til kilene, reflektor 1, er en inkonformitetsflate og vitner om at erosjon har foregått, og sedimenter har blitt transportert og avsatt i nordlig retning. I ytre del av Rolvsøytrauet forekommer det en 4,3-6,0 km progresjon i nordlig retning, og i Hjelmsøytrauet finner man en progresjon av kilen på 600-1700 m, fra dannelsen av bunnreflektorene. Grunnet multipler finner en ingen resultater for ytre del av Måsøytrauet. Da enhet B tilskrives grunningsonekilene, tolker en at det ikke har vært noen progradering på de omkringliggende bankene, eller at eventuelle sedimenter fjernet.

Endringen av klinoformenes gradient tolkes til å være et resultat av endrede energinivå ved avsetning. Om de lavvinklede klinoformene er avsatt i et miljø med lavere energi mot de høyvinklede er uvisst. Ifølge Sangree & Widmier (1977) gir høyere energi en brattere gradient på klinoformene, motsigende til funnene av Swenson et al. (2005). Den nedre delen av enheten tolkes til å være dannet av sedimenter fra en isbre lokalisert mer distalt sammenlignet med øvre del. Utviklingen av kilene er nærmere diskutert i Kapittel 5.

4.4.5 Reflektor 3

Reflektor 3 (R3) markerer bunnen av enhet C og toppen av enhet A, og gjenfinnes i hele studieområdet (Figur 4-11 til Figur 4-17). I indre del har reflektoren høy amplitude og kan beskrives som kontinuerlig, og det observeres at den trunkeres av interne reflektorer fra enhet B (Figur 4-17 C). Dette er mest prominent nord og nordøst for grunningsonekilene i henholdsvis Hjelmsøy- og Rolvsøytrauet (Figur 3-1, Figur 4-14), og indikerer at erosjon har pågått. Reflektoren tolkes dermed til å være en inkonformitetsflate.

I den midtre delen av studieområdet øker dybden på reflektoren fra ca. 50-70 m i indre del til 150-170 m, hvor trunkeringer forekommer (Figur 4-12, Figur 4-13, Figur 4-16, Figur 4-17). En gjenfinner også en markant rygg nord for Hjelmsøytrauet, som er ca. 7900 m lang målt i Ø-V retning og 2000 m bred målt i N-S retning (Figur 4-20), med en høyde på ca. 150-200 ms. I ytre del av studieområdet ligger reflektoren mer eller mindre horisontalt og følger havbunnstopografien. Det observeres et større basseng lokalisert fra overnevnte rygg og mot NV (Figur 4-20). Ryggen tolkes til å være en erosjonsrest, men dette er usikkert. I midtre- og ytre del av studieområdet er det til dels utfordrende å følge reflektoren grunnet diskontinuitet og lav refleksjonsamplitude, og tentative tolkninger er dermed gjort.



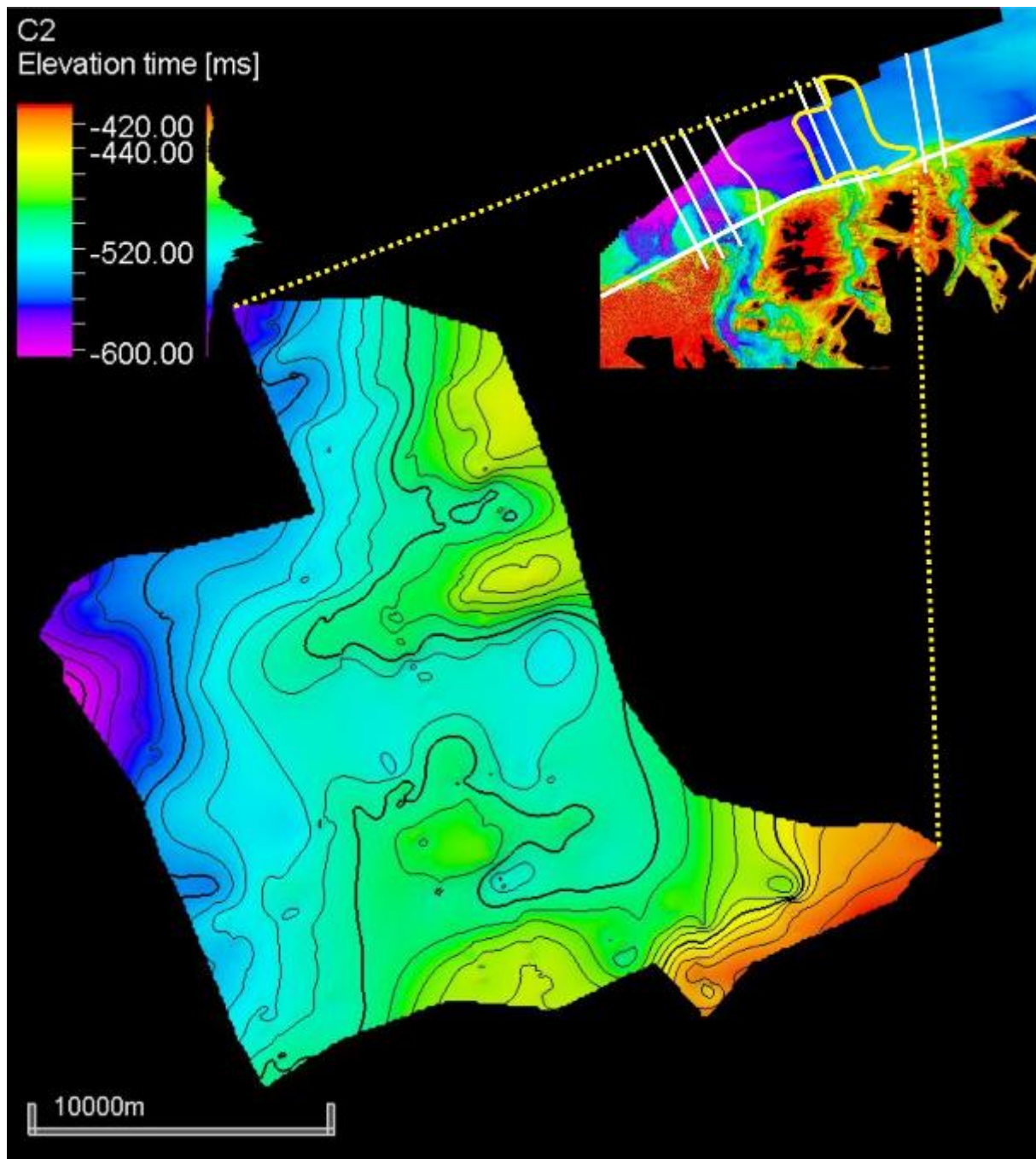
Figur 4-20 Overflatekart av reflektor 3. Hvite linjer på oversiktsbilde indikerer seismiske linjer. Konturlinjer i 50 m intervaller.

4.4.6 Enhet C

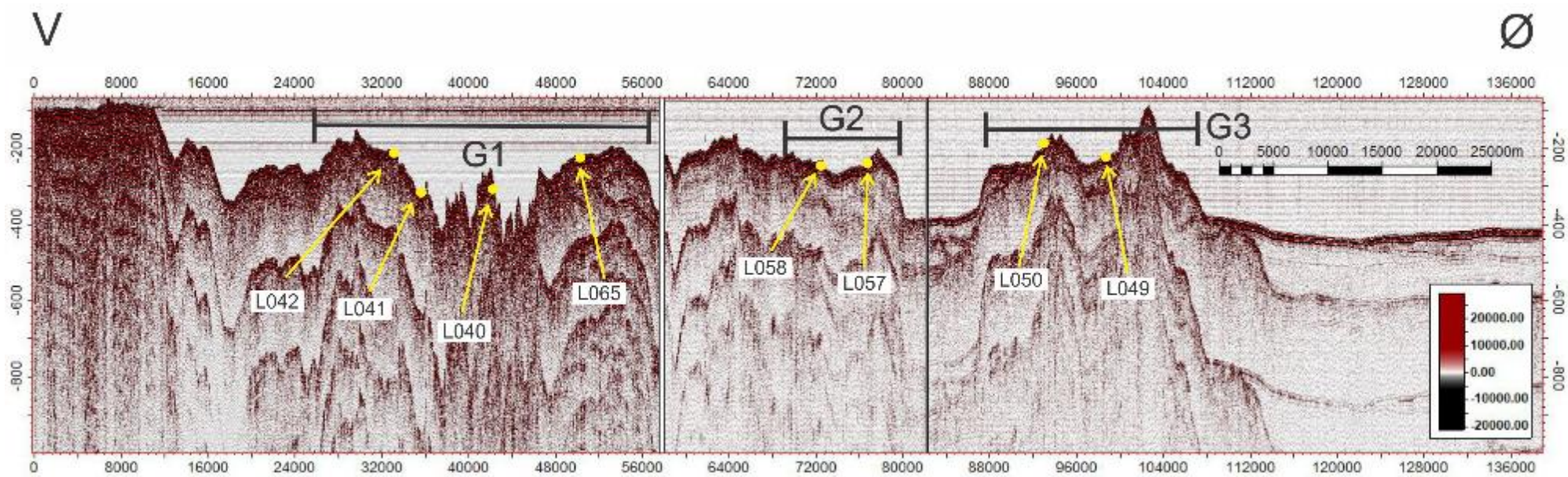
Enhet C er avgrenset av reflektor 3 i bunn og reflektor 4 i topp (Figur 4-13). Enheten kan beskrives som akustisk transparent i hele studieområder forutenom nord av Hjelmsøytrauet og B3. Enhet C smalner av mot grunningsonekilene i indre del, og ligger delvis over disse. Enheten har en jevn tykkelse fra midtre til ytre del av studieområdet, mektigheten på enheten varierer lateralt i studieområdet. Nord av G1 varierer denne mellom 65-170 ms økende mot øst. Nord for B2 observeres den største mektigheten varierende mellom 100 og 240 ms, og nord av G2 og G3 varierer tykkelsen mindre og ligger fra 70-150 ms. Området nord for B4 viser de minste tykkelsene, med verdier fra 100 ms.

Nord av Hjelmsøytrauet og B3 forekommer en intern reflektor med en høy refleksjonsamplitude, navngitt C2 (Figur 4-21, Figur 4-14, Figur 4-15). Refleksjonssignalet observeres fra den indre til midtre delen av enheten, og N-Ø for Hjelmsøytrauet har signalet en større utbredelse (Figur 4-14, Figur 4-15). Signalet kan beskrives som subhorisontalt og diskontinuerlig, og deler enhet C i to. C2 ligger grunnest i indre del av studieområdet nord for B3 med økende dybde mot N-V, og gjennomsnittlig 84 ms under havbunnen (Figur 4-21).

Basert på enhetens klare transparente utseende tolkes den til å bestå av en ensartet litologisk sammensetning. Da en tidligere har gjort funn av glasiare lineasjoner på havbunnen over denne enheten og dens store utbredelse, tolkes det til at enheten enten representerer bunnmorene fra tilbaketrekningen av isdekket, eller andre typer glasimarine sedimenter. Den interne refleksjonen C2 kan indikere erosjon, økt kompakthet eller endring av den litologiske sammensetningen (Forwick & Vorren, 2010). Utviklingen av enheten er nærmere diskutert i Kapittel 5.



Figur 4-21 Overflatekart av reflektor C2. Hvite linjer på oversiktsbilde indikerer seismiske linjer. Konturlinjer i 50 m intervaller.



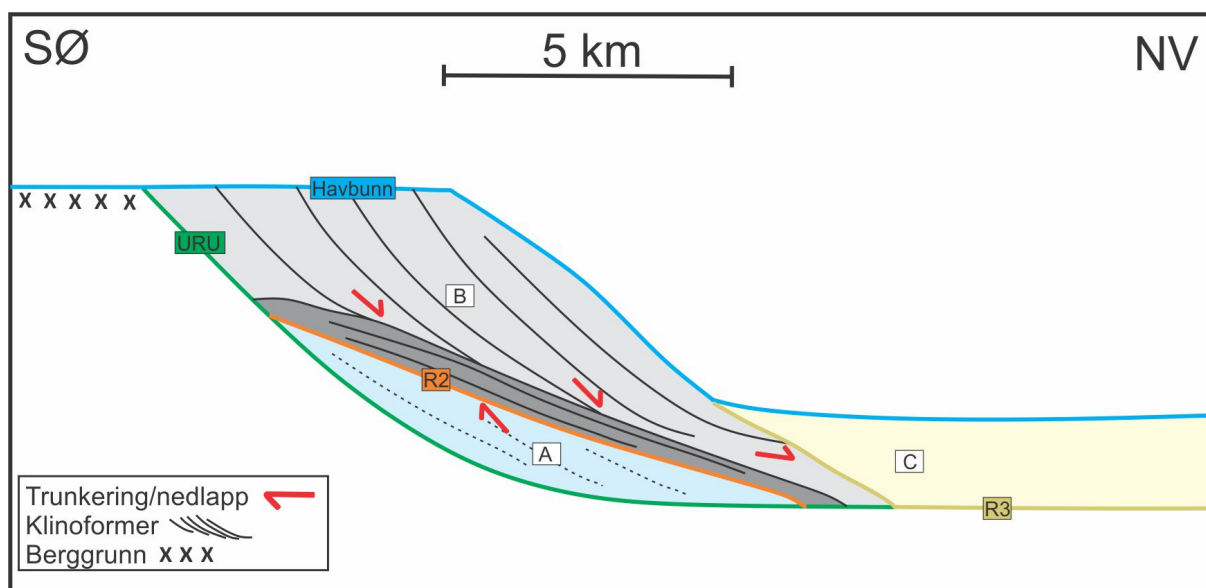
Figur 4-22 Kryssende linje fra øst til vest over studieområdet (Figur 4-9) Heltrukken, horisontal linje indikerer utstrekning av grunningsonekilene i Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet. Gule prikker markerer krysningspunkt kysttransverse seismiske linjer (Figur 4-11, Figur 4-12, Figur 4-13, Figur 4-14, Figur 4-15, Figur 4-16, Figur 4-17)

5 Diskusjon

I dette kapittelet vil utviklingen av grunningsonekilene i Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet diskuteres, basert på observasjonene i de seismiske dataene. De morfologiske elementene på havbunnen settes i sammenheng med glasiasjonshistorien for studieområdet.

5.1 Utviklingen av studieområdet gjennom sein-kvartær

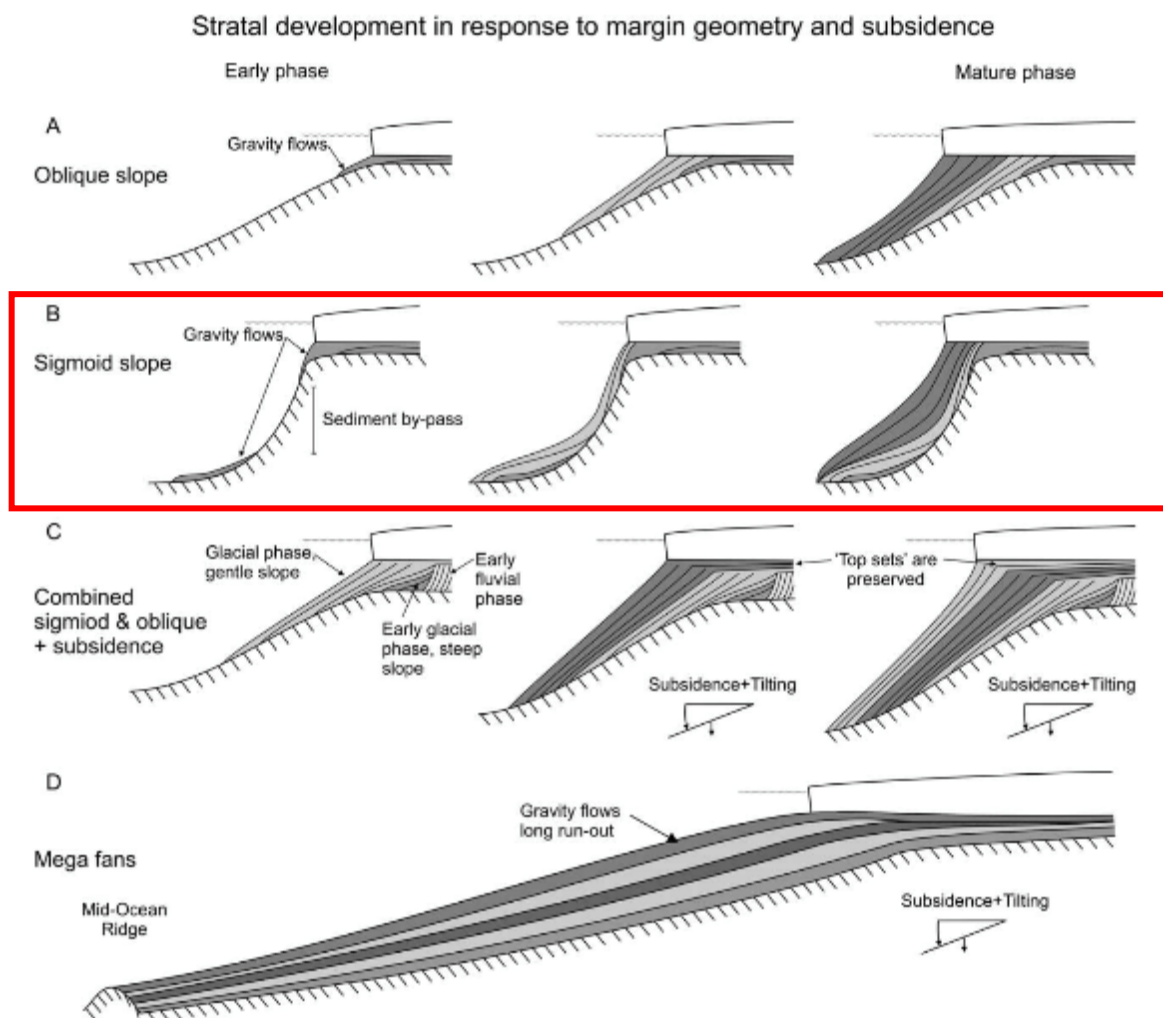
I kapittel 4 ble en seismisk stratigrafi presentert og definert med en inndeling i tre hovedenheter skissert i Figur 5-1; enhet A, B og C. Enhet A er akustisk transparent med enkelte interne reflektorer og representerer den nedre delen av de prograderende kilene. Enhet B representerer den øvre delen av de prograderende kilene bestående av klinoformer, et fraværende toppsett og et begrenset bunnsett. Øverste enhet (C) representerer en akustisk transparent enhet overliggende enhet A og B. Reflektor R1 (URU) markerer underlaget av de prograderende avsetningene avsatt i ytre del av Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet (Figur 5-1). Sammenligner en med banker vest og øst for overnevnte trau, finner en ikke samme progradering da sedimentene ligger mer som et dekke.



Figur 5-1 Skisse av grunningsonekilene innenfor studieområdet. Disse kan deles inn i tre mindre enheter; A: akustisk transparent med enkelte lavvinklede, interne reflektorer fallende mot S-Ø, B: høvinklede, interne klinoformer fallende mot S-Ø og C: akustisk transparent enhet.

Dahlgren et al. (2005) har diskutert fire utbyggingsmønstre for prograderende kiler langs den N-V kontinentalmarginen i Europa, med hensyn på marginenes geometri og innsynkning. Disse kilene er betydelig større i utbredelse enn tidligere nevnte kiler i studieområdet, men på bakgrunn av geomorfologisk og stratigrafisk likhet kan en likevel sammenligne dannelsesprosessene. Fokuset i denne oppgaven ligger på de to første utbyggingsmønstrene i

modellen til Dahlgren et al. (2005) (Figur 5-2), da utbyggingsmønster og seismisk signatur kan sammenlignes. Det første utbyggingsmønsteret forekommer på en svakt hellende skråning hvor sedimenter avsettes over hele skråningen (Figur 5-2 A). Ingen innsykning av marginen forekommer. I det andre utbyggingsmønsteret er det en brattere skråning, karakteriseert av forbigpassing av sedimenter i øvre og midtre del av skråningen (Figur 5-2 B). Ved en eventuell stabilisering av skråningen kan sedimenter bli avsatt i øvre og midtre del. Felles for de to utbyggingsmønstrene er at et eventuelt toppsett ikke er bevart.

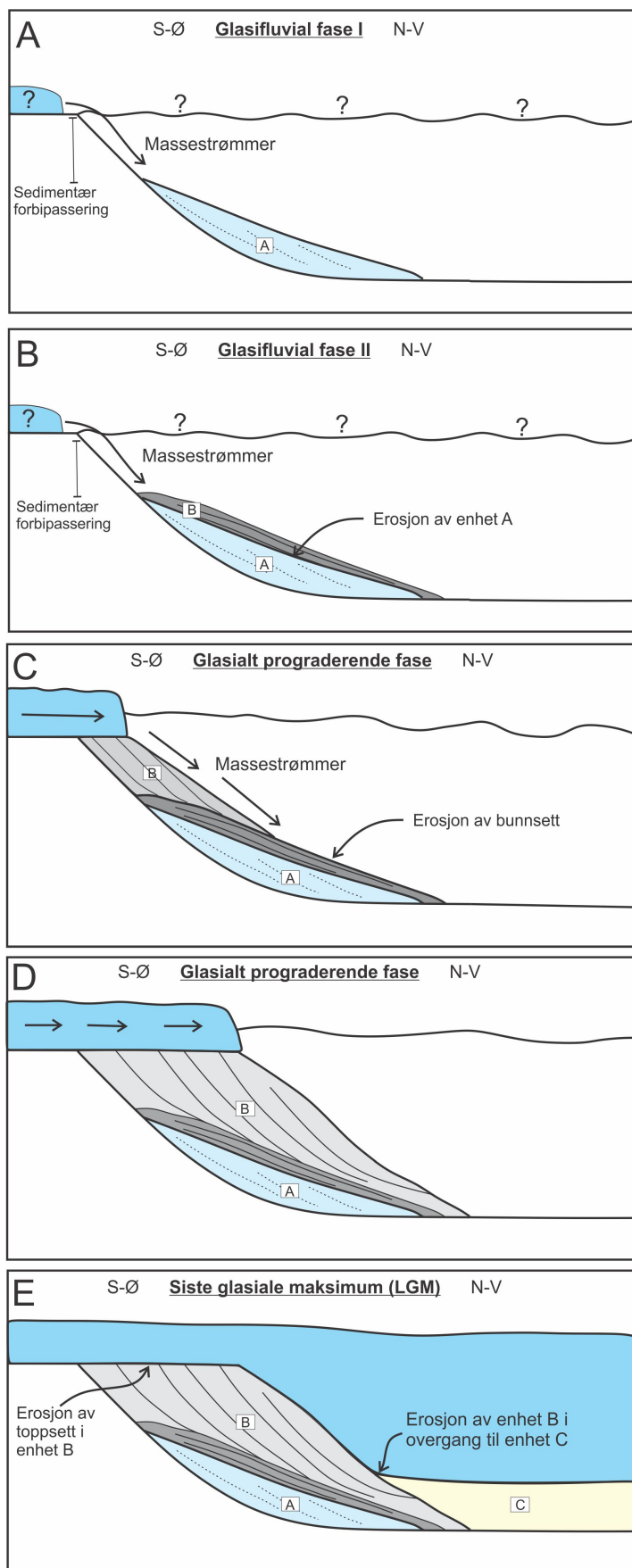


Figur 5-2 Modell over innvirkningen en margins geometri og innsykning har å si for utbyggingen av prograderende kiler og deres interne mønster (Dahlgren et al. 2005).

Sammenligningen av kilene i studieområdet med overnevnte modell underbygges av tilstedeværelsen av klinoformer og mangelen på et toppsett i enhet B, samt en bratt skråning. Utbyggingen av oblikke klinoformer tilskrives dermed et høyenergiregime, høy sedimentasjonsrate og liten til ingen innsykning (Mitchum et al. 1977; Dahlgren et al. 2005), og tilskrives andre utbyggingsmønster i overnevnte modell. Den kartlagte seismiske signaturen

til enhet A og B viser tydelige likhetstrekk med større traufrofrontvifter og sedimentkiler på den norske og skotske kontinentalsokkelen, som er karakterisert etter samme modell (Dahlgren et al., 2005; Rise et al., 2005; Sejrup et al., 2005; Ottesen et al., 2009). Den midt-norske kilen har en kombinert oblikk- og sigmoid skråningsprofil, hvorpå de skotske Barra/Donegal viften og Ronakilen har en sigmoid skråningsprofil, lik kilene innenfor studieområdet (Dahlgren et al., 2005). Sedimentkjerner og seismiske undersøkelser har vist at disse kilene/viftene består av glasigene sedimenter, som underbygger en glacial opprinnelse for enhet A og B (Vorren et al. 1986, 1989; Laberg & Vorren, 1995; Dahlgren et al., 2005; Rise et al. 2005).

Følgende utviklingsmodell danner grunnlaget for genesen til de prograderende kilene observert i studieområdet (Figur 5-3):



Figur 5-3 Utviklingsmodell for de prograderende kilene i enden av Rolvsøy-, Hjelmsøy- og Måsøytrauet, med fokus på de seismiske enhetene A, B og C.

5.1.1 Avsetning av enhet A

Enhet A består av klinoformer med lav gradient, som bygges ut fra sørøst mot nordvest (Figur 4-12). Da enheten bare lokaliseres på nedre del av skråningen ble den i kapittel 4 tolket til å utgjøre en tidlig utbyggingsfase av grunningsonekilene. Dette sammenlignes med den tidlige fasen av utbyggingsmønster B etter Dahlgren et al. (2005), hvorpå en har hatt forbi-passering av sedimenter på øvre- og midtre del av skråningen og avsetning i nedre del (Figur 5-2, Figur 5-3 A). Et mulig avsetningsmiljø for enheten kan dermed ha vært glasiofluvialt, der elver og/eller breelver har transportert materiale til skråningen (Figur 5-3 A).

Tilstedeværelsen av elver og/eller breelver støttes av Vorren et al. (1991), som har rekonstruert fluviale dreneringsmønstre i Barentshavet i perioden sein-neogen til tidlig pleistocen (Figur 5-4). I de tidligere fasene med glasieringer over Fennoskandia, var fjellområdene i perioden plio-pleistocen dominert av botnbreer (Kleman & Stroeven, 1997). De kan ha fungert som kildeområder for de fluviale systemene under denne perioden. Det er dermed indikasjon for at traue i studieområdet kan ha fungert som topografiske begrensninger for elver og/eller breelver under avsettelsen av enhet A. Dersom isbreer var til stede ved avsetning kan dette ha økt sedimenttilførselen betraktelig, da mer materiale vil ha blitt erodert, transportert og seinere avsatt ved havnivå (Elverhøy et al., 1995; Leonard, 1997). Avsettelsen av enheten kan dermed ha forekommet i perioder med isbreer i fjellene, og utviklingen av dreneringsårene i studieområdet kan ha skjedd i plio-pleistocen.

Enhet A er tidligere beskrevet av Ottesen et al. (2008), Vorren et al. (1989) og Lebesbye (2000). Hos førstnevnte er enheten beskrevet til å representere eldre, glasigene sedimenter, uten videre tolkning av genese. Vorren et al. (1989) beskriver enheten som hovedsakelig (semi-) transparent, men interne, parallelle reflektorer er observert. Enheten tilskrives å være en del av det horisontale sedimentdekket over URU i Barentshavet, og den identifiseres over et større område enn som er kartlagt i denne oppgaven. Enheten er kartlagt under Rolvøykilen, men også nord av Magerøya og nord av Porsangerfjorden. Genesen blir ikke utledet i detalj, men en glasiofluvial dannelse foreslås. Genesen er derimot utledet av Lebesbye (2000), som tolker enheten til å være avsatt fra suspensjon med avsetting av israftet materiale (IRD). Sedimentene har trolig blitt tilført skråningen fra flere punkter langs ismarginen til et isdekke lokalisert i ytre del av kysten. De har så blitt fordelt utover skråningen av overflatestrømmer. Enheten korreleres til de glasiiale fremrykkene GA2, GA3 eller GA4 (før ~28 000 kal år BP).

5.1.2 Avsetning av enhet B

Enhet B ble i kapittel 4 tolket til å representere øvre del av grunningssonetilene G1, G2 og G3 innenfor studieområdet. Dette begrunnes i enhetens dimensjoner og brattere distale del, samt utbyggende klinoformer fra land (fra sørøst mot nordvest). Trunkeringer av underliggende enhet A indikerer en tilstedeværelse av massestrømmer på skråningen, som har erodert underlaget som et ledd i utbyggingen av tilene (Figur 5-5). Batymetriske data viser en utpreget vifteform på enheten og på bakgrunn av det overnevnte, tilskrives enheten en glacial opprinnelse.

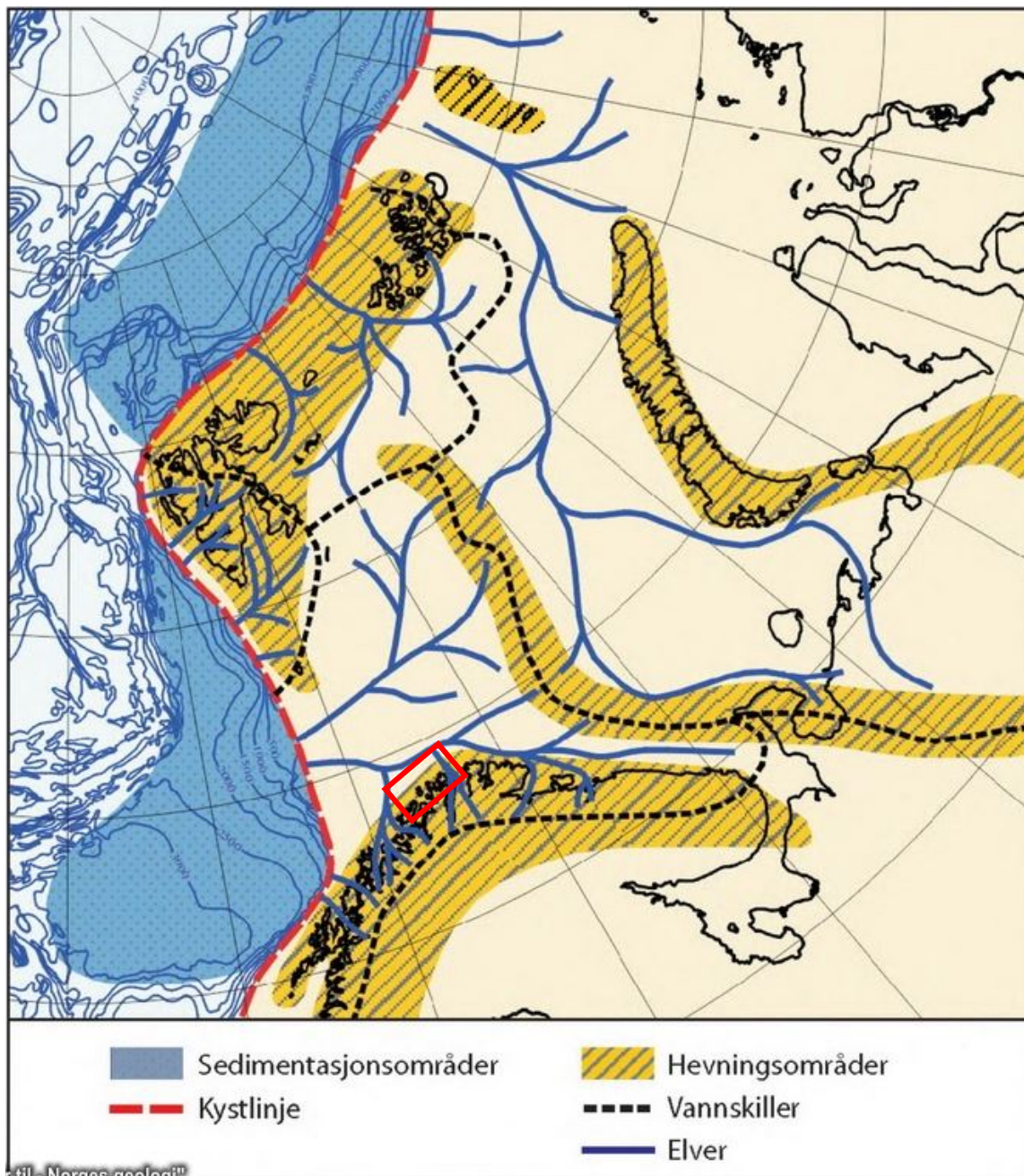
Utviklingen av enhet B deles inn i to faser. I den første fasen ble enhetens bunnsett utviklet, og i fase to beskrives utviklingen av de oblikk tangentielle klinoformene (Figur 5-3 B, C, D). Avsetningen av enhetens bunnsett ble i kapittel 4 tolket til å ha en mer distal sedimentkilde, sammenlignet med enhetens øvre del, og representerer formodentlig et lavere energimiljø. Bunnsettet tolkes dermed til å være dannet i et glasofluvialt avsetningsmiljø, på samme måte som enhet A, men sonen for den sedimentære forbi-passeringen er mindre (Figur 5-3 B). Sedimenter avsettes dermed over en større del av skråningen da den ikke lengre har en sigmoid form.

De oblikk tangentielle klinoformene i enhet B ble, i kapittel 4, tolket til å være avsatt i et miljø med en mer proksimal sedimentkilde. Isdekket har antakelig vært lokalisert ved enden til traue, og terminert i vann ved avsetningen av klinoformene (Figur 5-3 C, D). Dette betyr at elveløpene dannet i den første fasen kan ha fungert som dreneringsårer for strømmende ismasser, og videreutviklet traue til den formen de har i dag. Isdekket har sannsynligvis fraktet sedimenter til grunningslinjen og lagret disse på øvre del av skråningen, men en høy sedimentasjonsrate kan ha gjort sedimentene ustabile. Jordskjelv, bratnede skråning og/eller øking i overflødig poretrykk kan ha forårsaket en sedimentutløsning i form av slamstrømmer og antagelig israftet materiale (Figur 5-5). Da det forekommer tegn til erosjon mellom bunnsettet og øvre del av enhet B underbygger dette tilstedeværelsen av massestrømmene på skråningen, som har erodert underlaget (Larberg & Vorren, 1995, 1996).

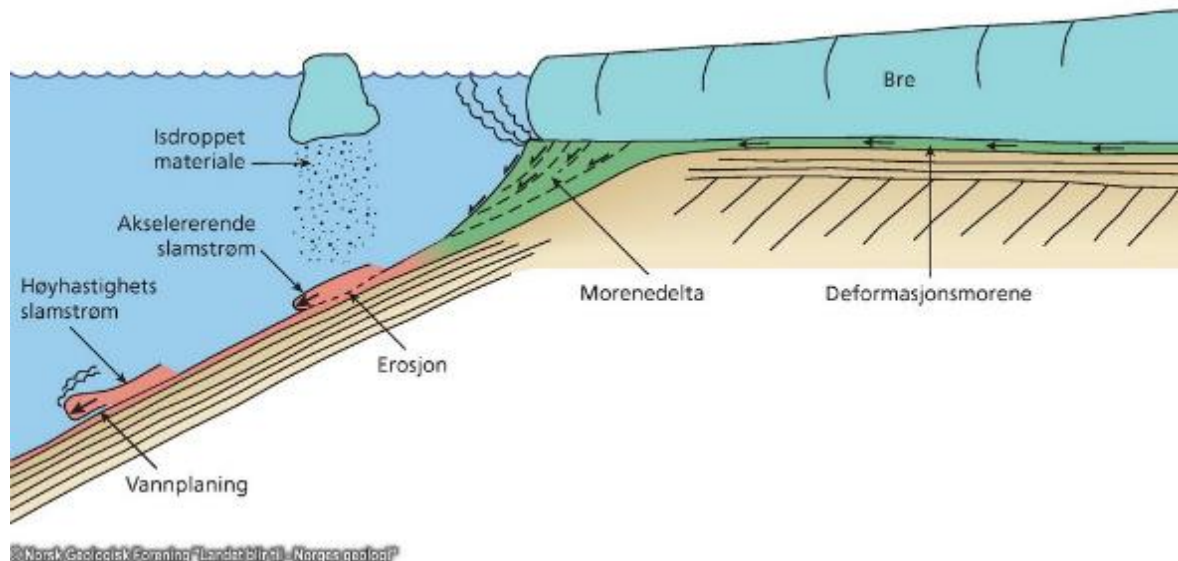
På grunn av flere utbyggende klinoformer og en prograderende kystlinje på 4,3-6,0 km og 0,6-1,7 km i henholdsvis Rolvsøy- og Hjelmsøytrauet, finner en det usannsynlig at prograderingen har skjedd i én periode. Isfronten har formodentlig oscillert ved skråningskanten flere ganger under utbyggingen av de oblikk tangentielle klinoformene. Dette indikerer tilstedeværelsen av aktive isstrømmer i traue, i motsetning til et mer passivt isdekke på bankene der en ikke observerer tegn til progradering.

Klinoformene i enhet B blir av Vorren et al. (1986) tolket til å være polysyklisk avsatt da havnivået var på sitt laveste under en glasial periode med et isdekke lokalisert i ytre del av traue. Den øvre delen av kilene blir antatt å være avsatt som subglasial morene, eller som fryst bunnmorene fremskjøvet i perioder der isdekket avanserte ut fra kysten. Lebesbye (2000) argumenterer for et betydelig element av isproksimale massestrømmer i avsettelse av enheten. Ismargingen skal ha vært lokalisert i de transverse traue, rett ved overgangen til skårningen, og sakte avansert fremover under avsetningen av enheten (Lebesbye, 2000). Vorren et al. (1986) tolker kilenes alder til å være eldre enn sein-weichsel, da det forekommer tegn til erosjon i overgangen til enhet C, og enheten er overlappet med glasiale landformer beskrevet i kapittel 4. Lebesbye (2000) beskriver et glasialt fremrykk av isdekket (GA5, før ~ 26 000 kal år BP) over de prograderende enheten, og seinere massestrømmer ned langs enhetens front.

Det er dermed trolig at øvre del av enhet B er avsatt av massestrømmer fra et proksimalt isdekke, som har vært betydelig større enn i den første utviklingsfasen. Det skal i fase to ha strekt seg helt fram til daværende kystlinje og lokaliseres til ytre del av traue.



Figur 5-4 Rekonstruksjon av dreneringsmønstre gjennom sein-neogen og tidlig pleistocen i Barentshavet. Studieområdet (markert med rød firkant) skal under denne tiden hatt elveløp. Figur modifisert fra Vorren et al. (1991) (i Vorren & Mangerud, 2013).



Figur 5-5 Aktive prosesser ved utbygging og sedimentasjon ved eggkanten. Viser blant annet utbyggingen av et morenedelta ved grunningslinjen. Figuren er modifisert fra Laberg & Vorren (1995) (i Vorren & Mangerud, 2013).

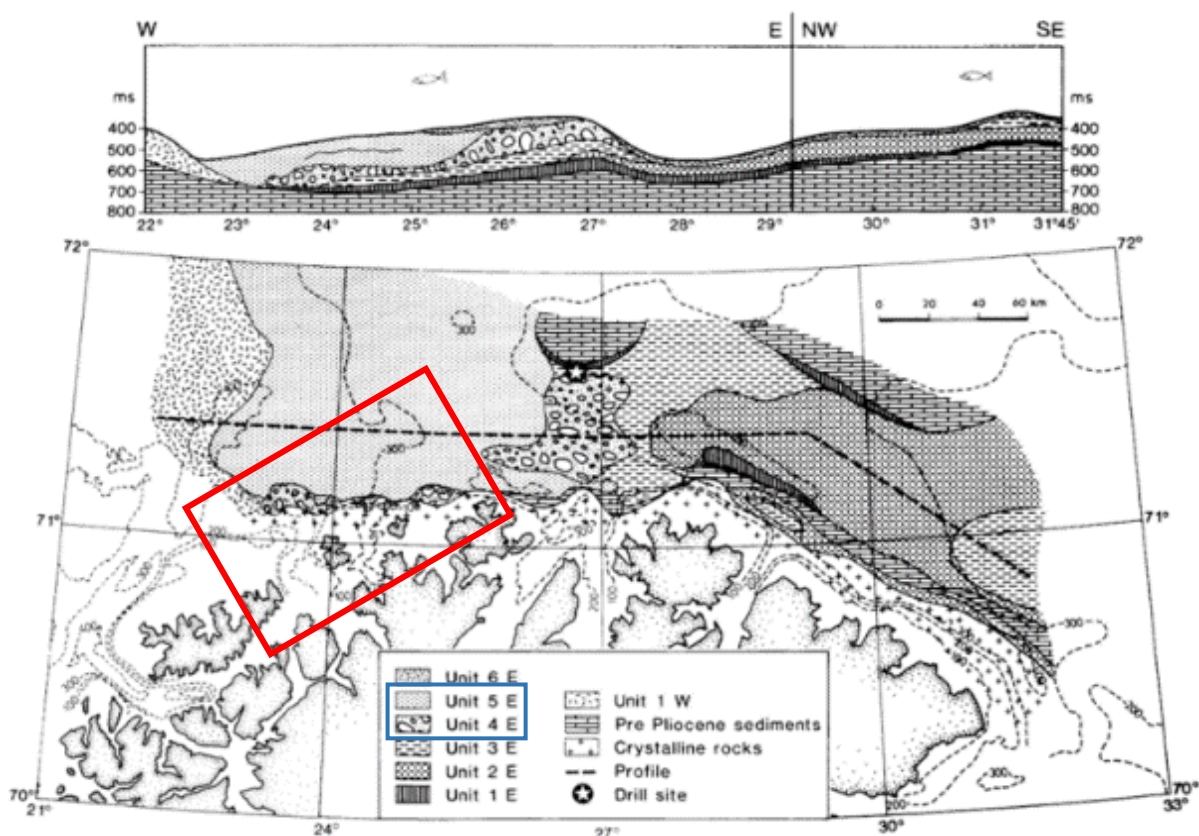
5.1.3 Avsetning av enhet C

Enhet C har en transparent signatur og er tidligere tolket til å representere bunnmorene fra siste istid og/eller glasimarine sedimenter. I overnevnte utviklingstrinn har isdekket hatt en gradvis fremgang mot eggkanten (Kleman & Stroeven, 1997), og enheten er trolig dannet av et grunnstøtt isdekke som dekket hele studieområdet (Figur 5-3 E). Da det er observert tegn på erosjon i overgangen mellom enhet B og C, tolkes sistnevnte til å være av yngre alder. Erosjonstegnene kan antyde tilstedeværelsen av en eroderende vest-østlig isstrøm, og/eller underbygger tilstedeværelsen av et grunnstøtt isdekke før avsettelsen av enhet C. Avsettelsen av enheten tolkes til å være i perioden sein-weichsel og opp mot siste glasiiale maksimum grunnet funn av glasiiale lineasjoner på enhetens overflate. De er tolket til å være fra en hurtig isstrøm fra isdekket over kontinentalhylla (avsnitt 4.3.2), grunnet stor mektighet antas en høy sedimentasjonsrate ved avsetning av enhet C.

Enheten er tidligere identifisert i det S-V Barentshavet av Vorren et al. (1986, 1989, 1990), og beskrevet som å representere en del av en øvre, glasiiale sekvens som dekker store deler av Barentshavet. Denne glasiiale sekvensen er skilt fra underliggende, hellende sedimentære bergarter av en øvre, regional inkonformitetsflate (URU) (Bugge & Rokoengen, 1976; Elverhøi & Solheim, 1983; Vorren et al., 1989; Hald et al., 1990). Den glasiiale sekvensen kan deles opp i flere seismiske enheter med varierende tykkelse (Elverhøi & Solheim, 1983; Vorren et al., 1989; Hald et al., 1990), og enhet C kan dermed korreleres til den nederste enheten (5E) (Figur 5-6) (Vorren et al., 1990). Innenfor studieområdet observeres det at enhet 5E starter ved

overgangen til dyphavet, og fortsetter videre nordover (Figur 5-6). Den har en lateral utstrekning på ca. 120 km målt i V-Ø retning (Figur 5-6) (Vorren et al., 1990).

Sedimentene i overnevnte glasiale sekvens er tidligere klassifisert av Bugge & Rokoengen (1976) og Hald et al. (1990) som bunnmorene og/eller glasimarine sedimenter. Den (semi-) transparente akustiske signaturen tilskrives relativt finkornede sedimenter med få større klaster (Vorren et al., 1989), og lignende funn er gjort N-V for Sørøya og utenfor kysten av Troms fylke med samme resultat (Bugge & Rokoengen, 1976). Enheten er tolket av Vorren et al. (1989) til å ha en glasiluvial genese i liket med enhet A. På bakgrunn av undersøkelser av 13 grunne kjerneprøver, radiokarbondatering og aminosyremålinger blir alderen på den glasiale sekvensen satt til å være midt- til sein-weichsel (Hald et al., 1990). Dette underbygger høy sedimentasjonsrate i et glasialt/glasimarint miljø da isdekket har hatt størst utbredelse under nevnte periode (Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006).



Figur 5-6 Kart og seismiske enheter av den indre kontinentalhylla utenfor kysten av Finnmark. Unit 5E tilskrives kartlagt enhet C og unit 4E tilskrives kartlagt enhet B (blå firkant) (Vorren et al., 1990). Studieområdet markert med rød firkant.

5.2 Siste glasiiale maksimum og deglasiasjon

I kapittel 4.1 ble en rekke landformer på havbunnen beskrevet og tolket. I denne seksjonen blir disse landformene brukt til å rekonstruere isbredynamikken innenfor studieområdet under siste glasiiale maksimum og deglasiasjonen (Figur 5-10).

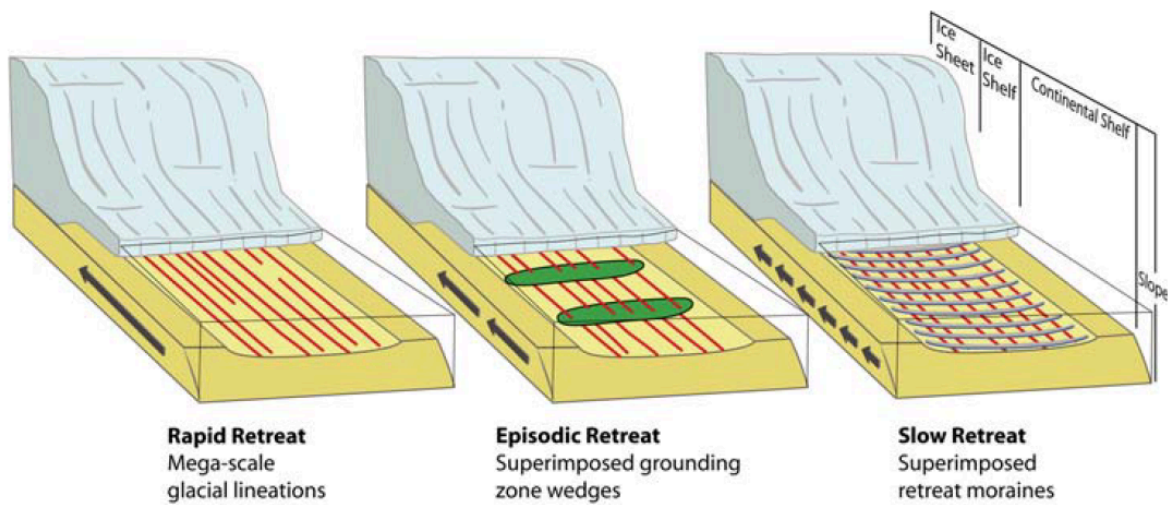
Submarine landformer bevart i batymetriske trau langs den antarktiske og arktiske kontinentalhyllen, vitner om at isstømmenes tilbaketrekingsrate fra siste glasiiale maksimum varierer fra område til område (O’Cofaigh et al., 2008; Ottesen & Dowdeswell, 2009; Dowdeswell et al., 2009). Landformene tilskrives gjerne tre tilbaketrekingsmønster; hurtig, episodisk og sakte.

Hurtig tilbaketrekning er karakterisert av umodifiserte, strømlinjeformede og subglasiiale landformer langs aksene til trauene, gjerne i form av megaskala glasiiale lineasjoner (Figur 5-7, Figur 5-8). De er ikke overlappet av andre landformer tilskrevet tilbaketrekningen, som morenerygger eller grunningssoner, som er dannet transvers på lengdeaksen til trauene (O’Cofaigh et al., 2008). Der hvor megaskala glasiiale lineasjoner er bevart og umodifisert, tilskrives deglasiasjonen å være på grunn av et flytende og tynt isdekke, samt relativt rask isbergkalving (Dowdeswell et al., 2009). En episodisk tilbaketrekning er karakterisert av megaskala glasiiale lineasjoner overlappet eller forstyrret av transverse grunningssoner (Figur 5-7, Figur 5-8). Sistnevnte representerer et opphold og/eller en grunning av isdekket mellom hurtigere tilbaketrekning (O’Cofaigh et al., 2008; Dowdeswell et al., 2009). Sakte tilbaketrekning kjennetegnes ved flere, tettspakkede morenerygger avsatt transvers på tilbaketrekningens retning, samt intermitterende grunningssoner overliggende megaskala glasiiale lineasjoner, dannet av et grunnet isdekke (Figur 5-7, Figur 5-8) (O’Cofaigh et al., 2008; Dowdeswell et al., 2009).

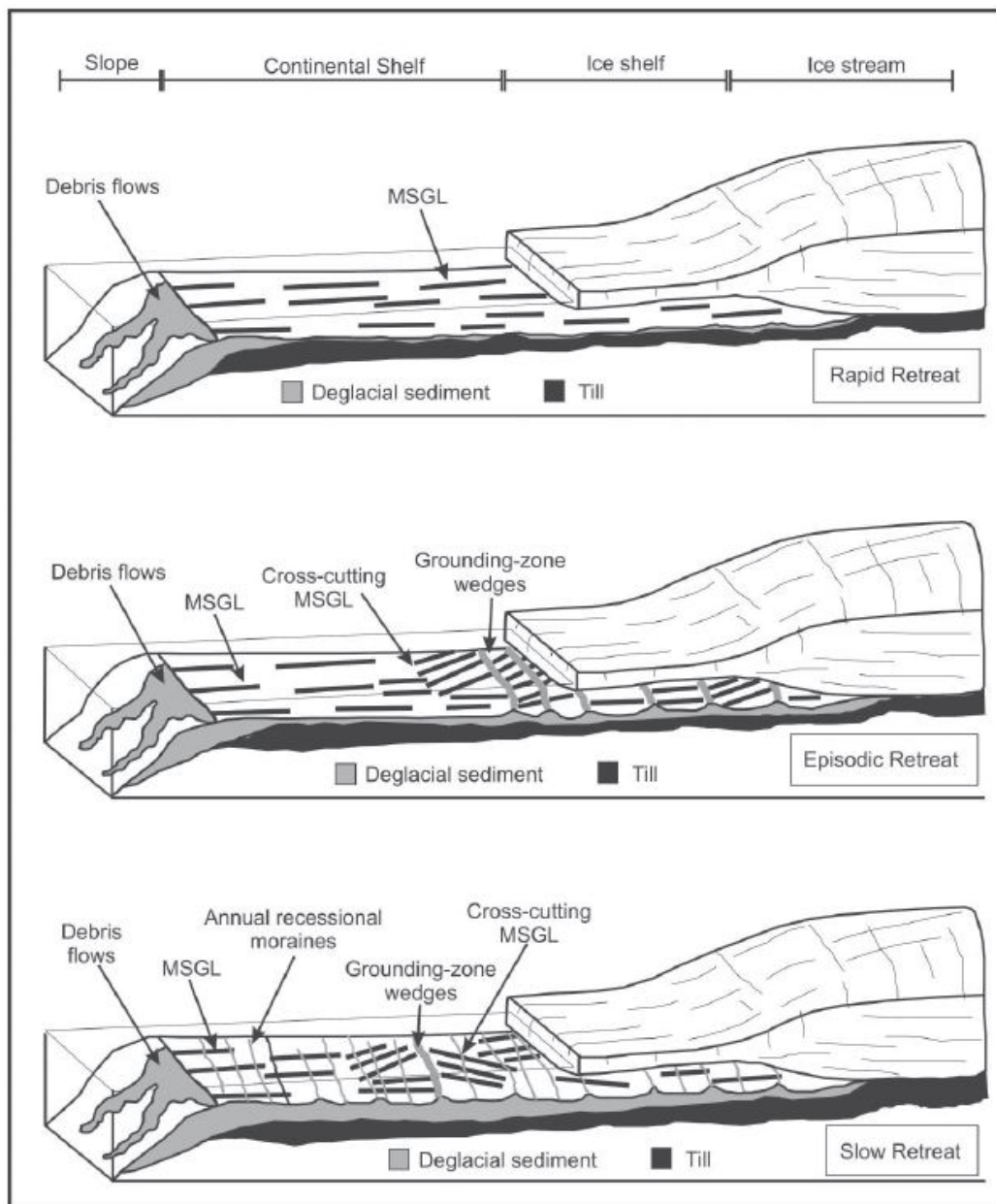
Innenfor studieområdet kan alle tre tilbaketrekningens mønstre observeres, og kan sammenlignes med den nordvestlige kontinentalmarginen på Svalbard etter en todelt modell av Ottesen & Dowdeswell (2009). Modellen skildrer landformenes utbredelse på kontinentalmarginer utsatt for hurtigstrømmende ismasser sammenlignet med saktestrømmende ismasser. Del A består av et smalere fjordsystem, øyer med høyt relieff og alpint landskap, mindre glasiiale lineasjoner, samt morenerygger avsatt transvers på antatt isstrømretning (Figur 5-9 A). Kontinentalmarginen er assosiert med isdrenering fra et begrenset nedslagsfelt, hvor isfluksen er for utilstrekkelig til å produsere hurtigstrømmende ismasser. I del B av modellen er hurtigstrømmende ismasser tilstede med tilstrekkelig isdrenering og isfluks til å opprettholde hurtigstrømmende ismasser (Figur 5-9 B) (Ottesen & Dowdeswell, 2009). Del B er dominert

av større trau, grunningsonekiler overlappende megaskala glasiiale lineasjoner, samt sidemorener i overgangen til omkringliggende banker. Studieområdet minner mest om del A, men innehar elementer fra del B.

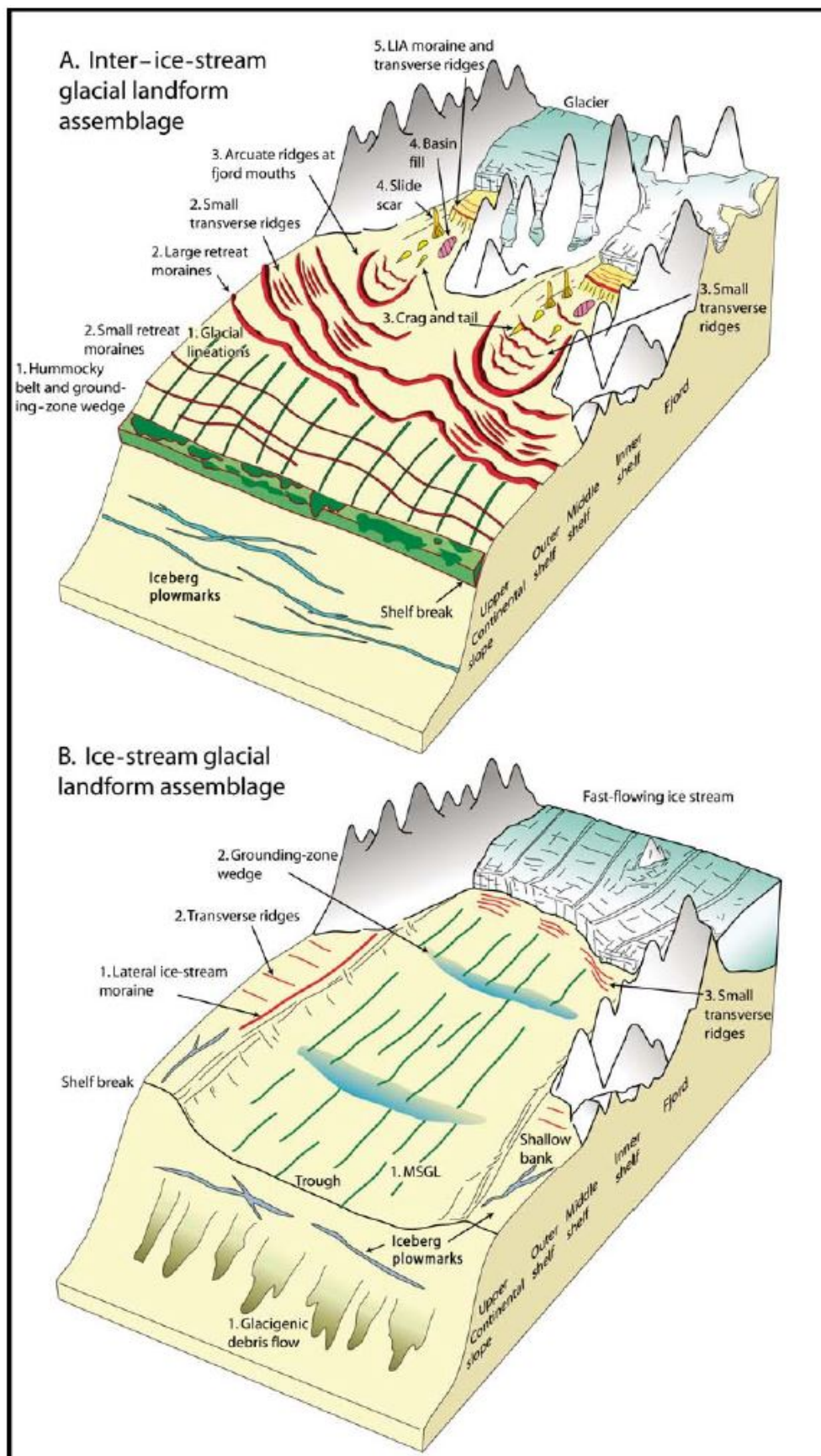
På bakgrunn av de glasiiale landformene observert i studieområdet, varierende tilbaketrekningshastighet og likheten med Svalbards nordvestlige kontinentalmargin, deles deglasiasjonen av studieområdet inn i 5 stadier (Figur 5-10). Relativ alder blir angitt der dette er mulig.



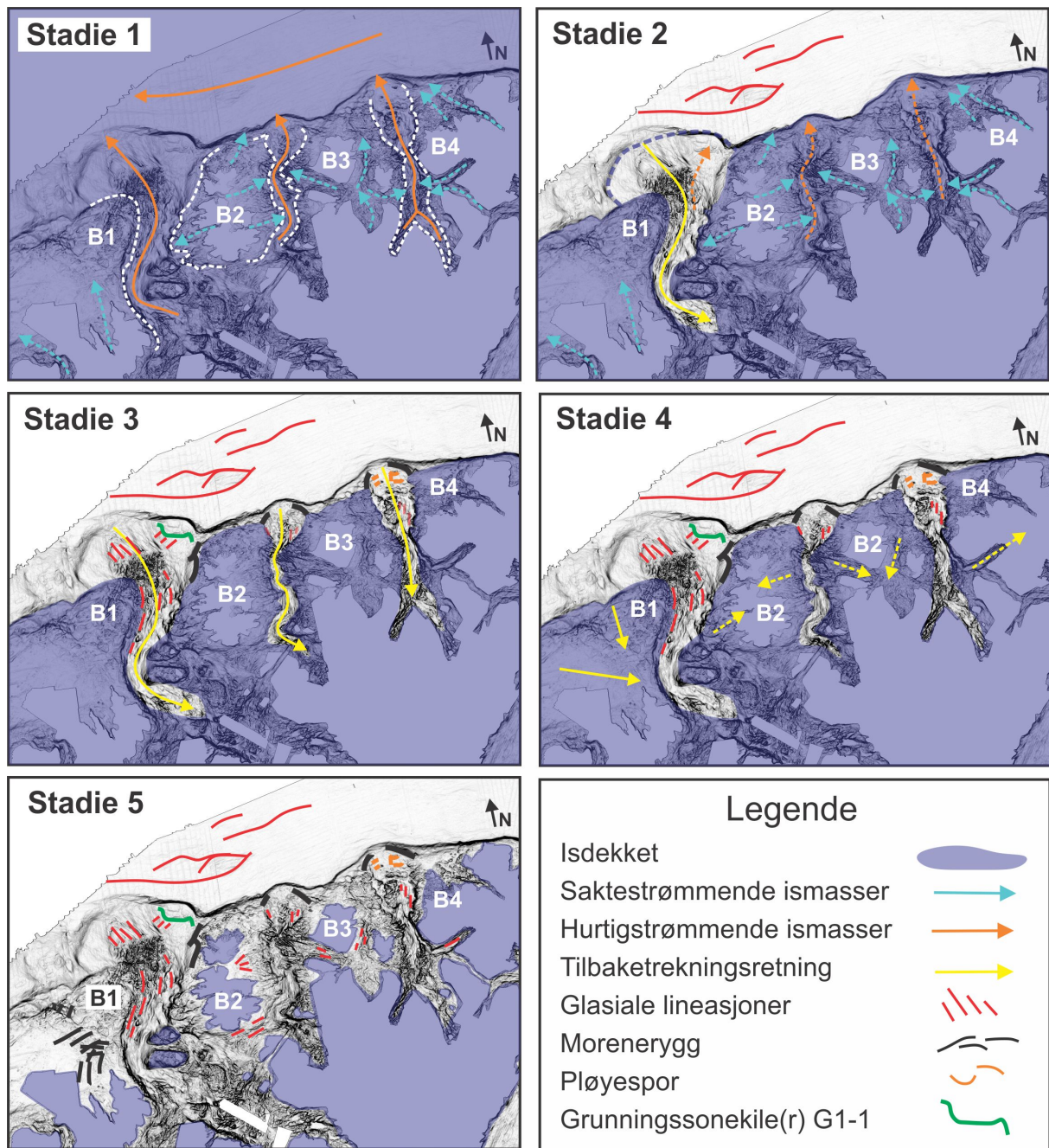
Figur 5-7 Skjematisk diagram av submarine landformer som indikerer hurtig, episodisk og sakte retrett av isstrømmer på tvers av kontinentalhyller på høye breddegrader (Dowdeswell et al., 2009).



Figur 5-8 Skjematisk modell av tilbaketrekningen av isstrømmer på den antarktiske kontinentalhyllen. Tre tilbaketrekningshastigheter er skildret; hurtig, episodisk og sakte. Hurtig tilbaketrekning karakteriseres av megaskala glasiøse lineasjoner. Episodisk tilbaketrekning karakteriseres av megaskala glasiøse lineasjoner overlappet av sporadiske grunningsonekiler. Sakte tilbaketrekning karakteriseres av megaskala glasiøse lineasjoner, tilbaketrekningmorener og sporadiske grunningsonekiler (O'Cofoigh et al., 2008).



Figur 5-9 Skjematisk modell av submarine landformer dannet av is på kontinentalmarginen på NV Svalbard. A) Landformer lokalisert mellom hurtigstrømmende ismasser. B) Landformer dannet av hurtigstrømmende ismasser (Ottesen & Dowdeswell, 2009).



Figur 5-10 Utviklingsmodell for studieområdet med fokus på siste glasielle maksimum og deglasiasjonen. Stiplede linjer indikerer at tentative tolkninger er gjort. B1: banke 1, B2: banke 2, B3: banke 3 og B4: banke 4.

Stadie 1 representerer isdekkets utstrekning og strømningsretning gjennom siste glasielle maksimum (Figur 5-10). Isdekket skal ha dekt hele studieområdet, og strakk seg trolig helt ut til eggkanten under stadiet. Glasielle lineasjoner har blitt brukt til å rekonstruere orienteringen på isstrømmene, og viser at disse har fulgt de kystparallelle traue lokaliseret i studieområdet. Isstrømmene på kontinentalhylla har blitt tilført ismasser hovedsakelig gjennom fjordene, som vil si at hurtigstrømmende ismasser bevegende i en generell N-S retning. Det er mulig at de mindre isstrømmene i de kysttranseverse traue drenerte til det kystparallelle traue.

Dreneringen til Rolvsøytrauet var antakelig størst, da dette traue er dypest og har størst utbredelse (Figur 4-1). Mellom traueene, på bankene, har det sannsynligvis vært passiv is. Overgangen mellom hurtigstrømmende is og passiv is er tentativ i denne modellen, men isstrømmene antas å ha hatt en lateral begrensning til traueene (Figur 5-10).

Under siste glasiiale maksimum har det trolig vært et passivt isdekke karakterisert ved saktestrømmende ismasser på banke 1, da det ikke er observert landformer fra isstrømmer her. Dreneringen av ismasser til banken har sannsynligvis vært begrenset da banken er avgrenset av Sørøya i sør og Rolvsøya i øst. Det samme gjelder banke 2, 3 og 4. Bankene har hatt et kildeområde i sør karakterisert av høyereliggende terreng, og indikerer mindre drenering av ismasser fra isdomen i sør. Selv om en observerer glasiiale lineasjoner på enkelte av bankene tilskrives disse isstrømmer fra tilbaketrekningen av isdekket (Figur 5-10 stadie 5). Dette antyder at ismassene drenerte fra de indre deler av det Fennoskandiske isdekket og ut i traueene, hvorpå bankene bare fikk tilført begrenset mengder is fra mer lokale isdomer på land.

Stadie 2 representerer starten på tilbaketrekningen av isdekket (Figur 5-10). Isdekket har antakelig først hatt en V-Ø tilbaketrekning nord for traueene mot Djuprenna. Det forekommer større glasiiale lineasjoner i dette området tilskrevet en hurtig tilbaketrekning etter modellene til O’Cofaigh et al. (2008) og Dowdeswell et al. (2009) (Figur 5-7, Figur 5-8). Overgangen mellom traueene og dyphavet tilskrives et opphold i tilbaketrekningen etter funn av frontavsetninger i Hjelmsøy- og Måsøytrauet. Isdekket har trolig hatt minst et fremstøt under dette stadiet, og dannet grunningssonen G1-1 og moreneryggene i overgangen mellom Rolvsøytrauet og banke 2 (Figur 5-10), samt glasiiale lineasjoner i ytre del av Rolvsøytrauet. Isdekket har så trukket seg tilbake i sistnevnte traue. Dette begrunnes med et større vanddyb ettersom isdekket først vil flyte opp i traueene og kalve ved eustatisk økning av havnivået (Benn & Evans, 1998). På bakgrunn av tilgjengelig data kan en ikke utelukke eller avkrefte at hurtigstrømmende ismasser fortsatt var aktive i Hjelmsøy- og Måsøytrauet gjennom dette stadiet.

I stadie 3 fortsetter tilbaketrekning i Rolvsøytrauet, samtidig som brefronten begynner å trekke seg tilbake i Hjelmsøy- og Måsøytrauet (Figur 5-10). Den nøyaktige timingen mellom tilbaketrekningen i de tre traueene er usikker. Da en ikke observerer morenerygger, men heller glasiiale lineasjoner i traueene beskrives denne tilbaketrekningen som hurtig etter overnevnte modeller (O’Cofaigh et al., 2008; Dowdeswell et al., 2009). Det er også tenkelig at isfjell har kalvet under dette stadiet og dannet pløyesporene i ytre del av Måsøytrauet.

Stadie 4 indikerer starten på tilbaketrekningen av grunnet is på bankene. Tilbaketrekningen har vært betydelig mer episodisk og langsom enn i foregående stadier (Figur 5-7, Figur 5-8, Figur 5-10) (O’Cofaigh et al., 2008; Dowdeswell et al., 2009). På banke 1 observeres det to til tre generasjoner av morenerygger, og indikerer at isdekket har hatt mer enn én tilbaketrekning med tilbakerykk og fremstøt. Isdekket har trolig hatt et fremstøt først i N-S retning, trukket seg tilbake for å så gjøre et framstøt i V-Ø retning. Det har sannsynligvis hatt et lengre opphold i sistnevnte retning da moreneryggene er større, eller at betydelige mengder is ble drenert til ismarginen over en kortere periode. På banke 2 forekommer det flere glasiale lineasjoner orientert V-Ø etter lokal drenering fra Ingøya og Rolvsøya. På banke 3 observeres det glasiale lineasjoner sør og nordøst for Hjelmsøya, og det er sannsynlig at det kan ha blitt drenert ismasser fra fastlandet og inn i henholdsvis Hjelmsøy- og Måsøytrauet. På banke 4 forekommer det glasiale lineasjoner i lengderetningen til Vannfjorden, og tilbaketrekningens retning har trolig gått inn mot Magerøya og fastlandet.

Det siste stadiet i tilbaketrekningen, stadie 5, markerer at isdekket har trukket seg tilbake fra bankene og inn på land. Både de tre kysttransverse traue og de fire bankene er nå fullstendig isfrie.

Variasjonen i tilbaketrekningshastighet mellom traue og bankene indikerer at paleoisstrømmer ikke responderer uniformt til eksterne påvirkninger i enden av en glasial syklus. Interne og lokale påvirkninger, som batymetri, størrelsen på nedslagsfelt og sedimentforsyning til grunningslinjen, virker dermed å være mer dominante (O’Cofaigh et al., 2008). Det er derfor sannsynlig at lokale påvirkninger har hatt en betydning for de ulike tilbaketrekningshastigheter observert innenfor studieområdet.

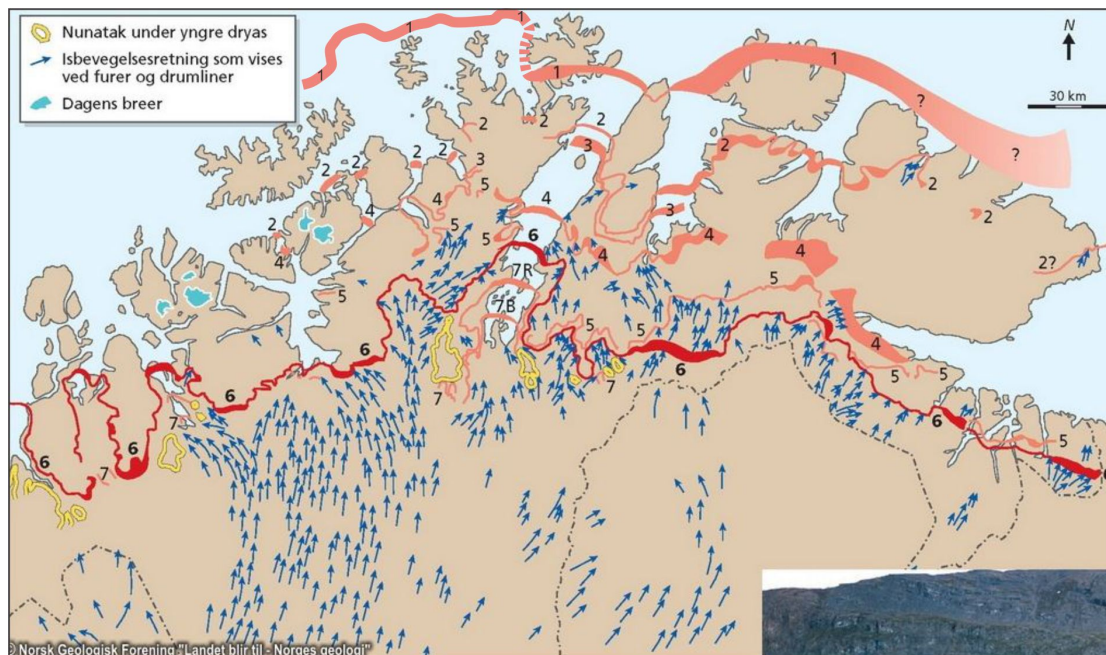
5.2.1 Alderskorrelering

Siste glasiale maksimum ble tidligere satt til ca. 20 000 kal år BP med et isdekke helt ut til eggakanten (Svendsen et al., 2004), med en påfølgende deglasiasjon av Ingøydjupet rundt 18 700 kal år BP (Junttila et al., 2010). Innenfor studieområdet er det datert isfrie forhold på Rolvsøya og Magerøya rundt henholdsvis 14 200 og 13 600 kal år BP (Romsundset et al., 2011). Tilbaketrekningen fra midtre del av Ingøydjupet og til studieområdet kan derfor ha forekommet i løpet av 5100-4500 år, og deglasiasjonen av S-V Barentshav og Finnmarkskysten i løpet av 6400-5800 år.

I studieområdet er det tidligere ikke observert noen randtrinn, men i Porsangerfjorden øst for studieområdet kan det observeres hele syv (Sollid et al., 1973) (Figur 2-8). Sammenlignet med

Porsangerfjorden kan dermed tilbaketrekningen beskrives som meget hurtig. En likevel argumentere for en mulig utvidelse av Risviktrinnet vestover, og dermed trinnets tilstedeværelse i studieområdet (Figur 5-11). Da randtrinnet representerer et stopp i isdekkets bevegelser, er det ikke usannsynlig at frontavsetningene i Hjelmsøy- og Måsøytrauet, samt et mulig brefremrykk og avsettelse av G1-1 i Rolvsøytrauet kan tilskrives dette trinnet. Risviktrinnet kan være så gammelt som 20-18 000 kal år BP (Vorren & Mangerud, 2013), men dette er kun basert på dateringer på land. Ottesen et al. (2008) korrelerer sitt kyststadie (Figur 2-5 C) til overnevnte randtrinn, og dette kan igjen sammenlignes med stadie 3 og 4 i modellen av Winsborrow et al. (2010) (Figur 2-6). Sistnevnte stadier er aldersbestemt til henholdsvis ca. 16 og 15 000 kal år BP basert på tilgjengelige dateringer i Barentshavet og på land. Dette viser usikkerheten i aldersbestemmelsen av Risviktrinnet. Grunnet overnevnte dateringer fra Ingøydjupet finner en det mer sannsynlig at dateringene brukt av Winsborrow et al. (2010) representerer et mer nøyaktig anslag for Risviktrinnet innenfor studieområdet. Starten på deglasiasjonen av de tre kysttransverse traue og bankene (Figur 5-10 stadie 2) korreleres derfor til Risviktrinnet og ca. 16-15 000 kal år BP. Ytre Porsangertrinnet, datert til 14 000 kal år BP (Sollid et al., 1973; Romundset et al., 2017), korreleres til slutten av deglasiasjonen av overnevnte traue og banker. Trinnet representerer isfrie forhold innenfor studieområdet, da en ikke observeres flere tydelige randtrinn i traue, og sammenfaller med dateringer for isfrie forhold i studieområdet av Romundset et al. (2011).

Mangelen på flere randtrinn kan forklares av dreneringsmønsteret til det Fennoskandiske isdekket. Ut fra modellene til Ottesen et al. (2005, 2008) og Winsborrow et al. (2010) kan en se at det har blitt drenert mindre ismasser gjennom studieområdet sammenlignet med de største fjordene i Finnmark (Figur 2-5, Figur 2-6). Dette indikerer at de minste dreneringsårene for det Fennoskandiske isdekket var de første til å opphøre da isen trakk seg tilbake over Finnmark. Andre faktorer som bunnforhold, plassering av isdomen og batymetri kan også ha vært avgjørende for at dreneringen av ismassene forekom i de største fjordene. Isdekket skal ha hatt en østlig tilbaketrekningrute (Winsborrow et al., 2010), og studieområdet ville da befinne seg lengre unna isens maksimum. Dette underbygger et tynnere isdekke langs kysten og favorisert drenering gjennom større fjorder.



Figur 5-11 Rekonstruksjon av brerandtrinn for Finnmark modifisert fra Sollid et al. (1973) med utvidelse av Risviktrinnet i nordvest. Stiplet linje indikerer tentativ tolkning av trinnets beliggenhet. 1, Risviktrinnet; 2, Ytre Porsangertrinnet; 3, Korsnestrinnet; 4, Repparfjordtrinnet; 5, Gaissatrinnet; 6, Hovedtrinnet; 7R, Rotnestrinnet; 7B, Bjørnestrinnet; og 7K, Korselvtrinnet. Blå pil markerer isbevegelsesretninger, gul ramme indikerer nuntaks under yngre dryas og dagens breer er markert i lyseblått (Vorren & Mangerud 2013). Studieområdet markert med rød ramme.

6 Konklusjoner

Multistråle batymetriske data og 55 seismiske linjer er analysert med formål å rekonstruere dynamikken til den nordlige delen av det Fennoskandiske Isdekket gjennom siste istids maksimum og deglasiasjonen. Hovedfokuset har vært på tre prograderende enheter i forlengelsen av tre mindre fjord-trausystem langs den vestlige Finnmarkskysten; Rolvsøytrauet, Hjelmøytrauet og Måsøytrauet. Følgende konklusjoner kan trekkes:

- Tre prograderende kiler er identifisert i munningen til de kysttransverse trauene Rolvsøy-, Hjelmøy- og Måsøytrauet. Basert på seismiske data er en seismisk stratigrafi med totalt tre enheter identifisert, der enhet A og B representerer kilene. Disse er bygd opp av interne, oblikk tangentielle klinoformer utbyggende fra sørøst mot nordvest. Prograderingen på nærliggende banker har vært liten sett i sammenheng med de kysttransverse trauene. Enhet C har en transparent signatur og tilskrives bunnmorane fra siste glasiiale maksimum.
- En utviklingsmodell av dynamikken til isdekket langs den studerte delen av Finnmarkskysten inneholder en tidlig, glasifluvial fase (avsetning av enhet A og bunnslett av enhet B), fulgt av isdekker lokalisert til munningen av trauene og en prograderende fase (avsetning av øvre del av enhet B). I den siste fasen strekker isdekket seg over hele studieområdet og Barentshavet (avsetning av enhet C).
- Hoveddreneringen av ismasser og sedimenter har vært gjennom de overnevnte trauene gjennom sein-kvartær. Dette har ført til at Rolvsøytrauet har progradert 6,0-4,3 km og Hjelmøytrauet 1,7-0,6 km gjennom kvartær.
- Glasiiale landformer på havbunnen vitner om hurtigstrømmende ismasser lokalisert i trauene under siste glasiiale maksimum, mens passive og saktestrømmende ismasser var lokalisert på bankene.
- Deglasiasjonen av studieområdet har vært relativt rask og kan ha skjedd i løpet av 6400 år. Deglasiasjonen har vært preget av mindre framrykk og/eller opphold, der isdekket har vært stabilt lenge nok til å avsette større frontavsetninger i Hjelmøy- og Måsøytrauet i den tidlige fasen av deglasiasjonen. Risviktrinnet (16-15 000 kal år BP) korreleres til starten av deglasiasjonen (stadie 2) av trauene og bankene, og frontavsetningene i Hjelmøy- og Måsøytrauet tilskrives dette trinnet.
- Tilbaketrekningen av isfronten skjedde trolig først i trauene, og begrunnes med et større vanddyb ettersom isdekket først vil flyte opp i trauene og kalve ved eustatisk økning av havnivået (Benn & Evans, 1998). På bankene observeres det to til tre mulige

framrykk/opphold av isdekket. Disse ismassene var trolig drenert fra lokale isdomer på de ytterste øyene langs Finnmarkskysten.

- Studieområdet var sannsynligvis isfritt under Ytre Porsangertrinnet, datert til 14 000 kal år BP, da en ikke observerer flere tydelige randtrinn lengre inn i traue. Trinnet sammenfaller med dateringer for isfrie forhold på land gjort av Romundset et al. (2011).

7 Forslag til videre arbeid

Resultatene fra denne oppgaven har økt forståelsen for prograderingen av tre kiler langs Finnmarkskysten, samt dynamikken til det Fennoskandiske Isdekket i tre mindre fjordtrausystem. Videre undersøkelser burde derfor fokusere på å ekspandere denne forståelsen. Noen forslag til videre arbeid er:

- Innsamling av sedimentkjerner med MeBo-drill, som penetrerer alle de kartlagte enhetene for å kunne korrelere litostratigrafien innenfor studieområde til den seismiske stratigrafien. Mulige lokaliteter for prøvetakning kan være selve kilene, samt proksimalt og distalt for disse.
- For bassengene i traueene kan trolig sedimenter fra deglasiasjonen innsamles, da sedimenter sannsynligvis har akkumulert her under tilbaketrekninga av isdekket. Her kan derfor gravitasjonsprøvetaker anvendes for å samle inn materiale til radiokarbondatering. Dette vil kunne gi en bedre forståelse av kronologien til de ulike randtrinnene som er observert i denne oppgaven, og dette vil kunne korreleres med undersøkelser gjort på land (Sollid et al., 1973; Birks et al., 2011; Romundset et al., 2017). Dette vil kunne aldersbestemme tidspunktet for isfrie forhold i studieområdet.
- Ta i bruk mer høyoppløselig batymetri og utvide den seismiske stratigrafien til et større område, som nærliggende fjorder og ut i Barentshavet. Utvidelse kan for eksempel dekke Sørøysundet og Altafjorden. Dette vil føre til en større regional forståelse av dynamikken til isdekket, og gir sammenligningsmuligheter med større system enn det som er undersøkt i denne oppgaven.

8 Referanser

- Aagaard, K. & Greisman, P., 1975. Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 80(27), pp.3821–3827.
- Andreassen, K., Laberg, J. S., & Vorren, T. O., 2008. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97(1-2), 157-177.
- Andreassen, K., Rafaelsen, B., & Ødegaard, C. M., 2007. Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea. In *Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea*. London, pp. 152-169.
- Batchelor, C. & Dowdeswell, J., 2015. Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*, 363, pp.65–92.
- Bellwald, B., Planke, S., Piasecka, E. D., Mata, M. A., & Andreassen, K., 2018. Ice-stream dynamics of the SW Barents Sea revealed by high-resolution 3D seismic imaging of glacial deposits in the Hoop area. *Marine Geology*, 402, pp.165–183.
- Benn, D. I., 1994. Fluted moraine formation and till genesis below a temperate valley glacier: Slettmarksbreen, Jotunheimen, souther Norway. *Sedimentology*, v. 41, p. 279-292.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A., 1998. *Glaciers and glaciation* Ch. 1 Glacier systems, London: Arnold.
- Birks, H. H., Jones, V. J., Brooks, S. J., Birks, H., John, B., Telford, R. J., Juggins, S., & Peglar, S. M., 2011. From cold to cool in northernmost Norway: Lateglacial and early Holocene multi-proxy environmental and climate reconstructions from Jansvatnet, Hammerfest. *Quaternary Science Reviews*, 33, pp.100–120.
- Bjarnadóttir, L. R, Winsborrow, M. C. M., & Andreassen, K., 2014. Deglaciation of the central Barents Sea. *Quaternary Science Reviews*, 92(C), pp.208–226.
- Bugge, T. & Rokoengen, K. 1976: *Geological mapping offshore Troms, Northern Norway*. Continental Shelf Institute Publications, 21 pp.
- Clark, C.D., 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(1), pp.1–29.
- Clark, C. D., Tulaczyk, S. M., Stokes, C. R., & Canals, M., 2003. A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics. *Journal of Glaciology*, v. 49, p. 240-256.
- Clark, P.U., Maccabe, A. M., Mix, A. C., & Weaver, A. J., 2004. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. *Science (New York, N.Y.)*, 304(5674), pp.1141–1144.
- Corner, G.D., 2005. Atlantic Coast and Fjords, I Seppälä, M., ed., *The Physical Geography of Fennoscandia: Oxford Regional Environments Series*, p. 203-228.
- Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O., Stoker, M. S., Nielsen, T., Nygård, A., & Sejrup, H. P., 2005. Late Cenozoic prograding wedges on the NW European continental margin; their formation and relationship to tectonics and climate. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9), pp.1089–1110.

- Dalfest, T., Thorsnæs, G., & Askheim, S., 27.01.2017. Finnmarks Natur. Store norske leksikon. Tilgjengelig fra https://snl.no/Finnmarks_natur [Hentet 25.01.19].
- Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., & Hogan, K. A., 2016. Atlas of submarine glacial landforms: modern, quaternary and ancient. Geological Society, London, Memoirs, 46.
- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., Evans, J., O’Cofaigh, C., Anderson, J. B., 2008. Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology*, 36(10), pp. 819-822.
- Elverhøi, A. & Solheim, A., 1983. The Barents Sea ice sheet - a sedimentological discussion. *Polar Research*, 1(1), pp.23–42.
- Elverhøi, A., Svendsen, J. I., Solheim, A., Andersen, E. S., Milliman, J., Mangerud, J., & Hooke, R. L., 1995. Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area. *The Journal of Geologi*, v. 103, p. 1-17.
- Forwick, M. & Vorren, T. O., 2010. Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen. *Norwegian Journal of Geology* 90, 163-179.
- Hald, M., Sættlem, J., & Nesse, E., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy in shallow drillings from the southwestern Barents Sea: Foraminiferal, amino acid and radiocarbon evidence. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70(4), pp.241–257.
- Hegelund, O. J., 2018. Sedimentary environments and deglaciation history of Hamrefjord - An outer fjord system in Troms, Northern Norway [masteroppgave, upublisert]. Norges Arktiske Universitet Tromsø.
- Hopkins, T. S., 1991. The GIN Sea - A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985. *Earth-Science Reviews*, v. 30, p. 175-318.
- Hughes Clarke, J., Mayer, E., & Wells, L., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches*, 18(6), pp.607–629.
- Hughes, A. L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I., 2016. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1-45.
- Indrevær, K. G. & Bergh, S. G., 2014. Linking onshore-offshore basement rock architecture and brittle faults on the submerged strandflat along the SW Barents Sea margin, using high-resolution (5 × 5 m) bathymetry data. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 94(1), pp.1–34.
- Jakobsson, M., Mayer, L. A., Coakley, B., Dowdeswell, J. A., Forbes, S., Fridman, B., Hodnesdal, H., Noormets, R., Pedersen, R., Rebesco, M., Schenke, H. W., Zarayskaya, Y. A., Accettella, D., Armstrong, A., Andersson, R. M., Bienhoff, P., Camerlenghi, A., Churst, I., Edwards, M., Gardner, J. V., Hall, J. K., Hell, B., Hestvik, O. B., Kristoffersen, Y., Marcussen, C., Mohammad, R., Mosher, D., Nghiem, S. V., Pedrosa, M. T., Travaglini, P. G., & Weatherall, P. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0, *Geophysical Research Letters*.
- Junttila, J., Aagaard-Sørensen, S., Husum, K., & Hald, M., 2010. Late Glacial–Holocene clay minerals elucidating glacial history in the SW Barents Sea. *Marine Geology*, 276(1), pp.71–85.

- Kleman, J. & Stroeven, A. P., 1997. Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden. *Geomorphology*, 19(1-2), pp.35–54.
- Knies, J., Matthiessen, J., Vogt, C., Laberg, J. S., Hjelstuen, B. O., Smelror, M., Larsen, E., Andreassen, K., Eidvin, T., & Vorren, T. O., 2009. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 28(9), pp.812–829.
- Koehl, J. P., Bergh, S. G., & Wemmer, K., 2018. Neoproterozoic and post-Caledonian exhumation and shallow faulting in NW Finnmark from K–Ar dating and p/T analysis of fault rocks. *Solid Earth*, 9(4), pp.923–951.
- Koehl, J. P., Bergh, S. G., Henningsen, T., & Faleide, J., 2017. Mid/Late Devonian–Carboniferous collapse basins on the Finnmark Platform and in the southwesternmost Nordkapp basin, SW Barents Sea. *Solid Earth Discussions*, pp.1–68.
- Laberg J. S. & Vorren T. O., 1996. The Middle and Late Pleistocene evolution of the Bear Island Trough Mouth Fan. *Global and Planetary Change*, 12 (1996), pp. 309–330
- Laberg, J. S & Vorren, T. O., 1995. Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology*, 127(1-4), pp.45–72.
- Larsen, E., Kjær, K. H., Demidov, I. N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Nielsen, M. H., Jensen, M., Linge, H., & Lyså, A., 2006. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, Vol 35, pp 394–424.
- Lebesbye, E., 2000. Late Cenozoic glacial history of the southwestern Barents Sea [doktorgradsoppgave, upublisert]. Norges Arktiske Universitet Tromsø.
- Leonard, E., 1997. The relationship between glacial activity and sediment production: evidence from a 4450-year varve record of neoglacial sedimentation in Hector Lake, Alberta, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 17(3), pp.319–330.
- Mæhlum, L., 26. juni 2015. Strandflate [fotografi]. I Store norske leksikon. Tilgjengelig fra <https://snl.no/strandflate> [Hentet 30. mai 2019].
- Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Science*, 2, pp.271–294.
- Mangerud, J., Astakhov, V. I., Murray, A., & Svendsen, J. I., 2001. The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents–Kara Ice Sheet advances, Northern Russia. *Global and Planetary Change*, 31(1), pp.321–336.
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingólfsson, Ó., Landvik, J. Y., Mejdahl, V., Svendsen, J. I., & Vorren, T. O., 1998. Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 17(1), pp.11–42.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., & Svendsen, J. I., 2011. Glacial history of Norway. In: Ehlers, J., Gibbard, P. & Hughes, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations Extent and Chronology*. Elsevier, Amsterdam.
- Mangerud, Jansen & Landvik, 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12(1), pp.11–26.
- MAREANO, 2005-2013. Mareano kartprosjeksjon WGS84, UTM 33 N [interaktivt kart]. Tilgjengelig fra <http://www.mareano.no/kart/mareano.html> [Hentet 18. februar 2019].

- Marshall, J. & Plumb, R.A., 2008. Atmosphere, ocean, and climate dynamics: an introductory text, Amsterdam: Elsevier.
- Mitchum Jr., R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. I Payton, C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists.
- Mørner, N., 1980. Earth movements, paleoceanography, paleoclimatology and eustasy: Major Cenozoic events in the North Atlantic. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, 102(3):261-268
- O’Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., Evans, J., & Larter, R. D., 2008. Geological constrains on Antarctic palaeo-ice-stream retreat. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(4), pp. 513-525.
- Olsen, L., 1998. Pleistocene paleosols in Norway: implications for past climate and glacial erosion. *Catena*, 34(1), pp.75–103.
- Olsen, L., Mejdahl, V., & Selvik, S.F., 1996. Middle and Late Pleistocene stratigraphy, Finnmark, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 429, 1-111.
- Ottesen, D. & Dowdeswell, J. A., 2009. An inter-ice-stream glaciated margin: Submarine landforms and a geomorphic model based on marine-geophysical data from Svalbard. *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 1647-1665.
- 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). *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 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*, v. 27, p. 922-940.
- Ramberg, I. B., Nøttvedt, A., Bryhni, I., & Rangnes, K., 2013. Landet blir til: Norges geologi Kapittel 3, 2. utg., Trondheim, Norsk geologisk forening.
- Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., & Lundin, E., 2005. Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), pp.33–44.
- Romundset, A., Akçar, N., Fredin, O., Tikhomirov, D., Reber, R., Vockenhuber, C., Christl, M., & Schlüchter, C., 2017. Lateglacial retreat chronology of the Scandinavian Ice Sheet in Finnmark, northern Norway, reconstructed from surface exposure dating of major end moraines: *Quaternary Science Reviews*, v. 177, p. 130-144.
- Romundset, A., Bondevik, S., & Bennike, O., 2011. Postglacial uplift and relative sea level changes in Finnmark, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 30(19), pp.2398–2421.
- 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*, v. 68, p. 126-141.
- Sætre, Roald, S. & Ljøen, Rikard, L., 1972. The Norwegian coastal current.

- Sangree, J.B. & Widmier, J.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Part 9. Seismic interpretation of clastic depositional facies. I Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Interpretation of Depositional Facies, Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, pp. 165–184.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Dahlgren, K. I. T., Haflidason, H, Kuipers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. S., & Vorren, T. O., 2005. Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9), pp.1111–1129.
- Sigmond, E. M. O., 1992. Bedrock map. Norway and adjacent ocean areas. Scale 1:3 million. Geological Survey of Norway.
- Sigmond, E. M. O., 2002. Geological Map, Land and Sea Areas of Northern Europe Scale 1: 4 million. Geological Survey of Norway
- Skagseth, Ø., Drinkwater, K. F., & Terrile, E., 2011. Wind- and buoyancy-induced transport of the Norwegian Coastal Current in the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C8), p.n/a.
- Ślubowska-Woldengen, M., Koç, N., Rasmussen, T. L., Klitgaard-Kristensen, D., Hald, M., & Jennings, A. E., 2008. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. *Quaternary Science Reviews*, 27(15-16), pp.1476–1492.
- Solli, A & Nordgulen, Ø., 2013. Berggrunnskart over Norge og kaleodonidene i Sverige og Finland – M 1:2 000 000. Norges geologiske undersøkelse.
- Sollid, J. L., Andersen, S., Hamre, N., Kjeldsen, O., Salvigsen, O., Sturød, S., Tveitå, T., & Wilhelmsen, A., 1973. Deglaciation of Finnmark, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 27(4), 233-325.
- Stickley, C. E., St John, K., Koç, N., Jordan, R. W., Passchier, S., Pearce, R. B., & Kearns, L. E., 2009. Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature*, 460(7253), pp.376–9.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhager, R., & Stein, R., 2004: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229-1271.
- Swenson, J.B., Paola, C., Pratson, L., Voller, V.R., & Murray, A.B., 2005. Fluvial and marine controls on combined subaerial and subaqueous delta progradation: Morphodynamic modeling of compound-cliniform development. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 110, 1–16.
- Tryggestad, S., 1981. Environmental conditions at Tromsøflaket 71 30'N 19 00'E. Currents and waves. Rep. 4: Waves and Currents at Tromsøflaket 1978 and 1979. *Nor. Pet. Direct.*, Stavanger, 63.
- Vail, P. R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. *Atlas of Seismic Stratigraphy. AAPG Studies in Geology*, 1, 1-10.

- Veeken, P. C., 2007. Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation. In K. Helbig & S. Treitel (Eds.), *Handbook of Geophysical Exploration*. Elsevier, Vol. 37, pp. 509.
- Vorren, T. O., & Mangerud, J., 2013. Istider kommer og går. I Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangsnes, K. (Eds.) *Kapittel 15 Landet blir til: Norges geologi* Trondheim, Norsk geologisk forening, p. 497-547.
- Vorren, T. O., & Plassen, L., 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2), 97-125.
- Vorren, T. O., Hald, M., & Lebesbye, E. B., 1988. Late Cenozoic environments in the Barents Sea. *Paleoceanography*, 3(5), pp.601–612.
- Vorren, T. O., Hald, M., & Thomsen, E., 1984. Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. *Marine Geology*, 57(1-4), pp.229–257.
- Vorren, T. O., Kristoffersen, Y., & Andreassen, K., 1986. Geology of the inner shelf west of North Cape, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 66(2), 99-105.
- Vorren, T. O., Landvik, J. Y., Andreassen, K., & Larberg, J. S., 2011. Glacial History of the Barents Sea Region. *Developments in Quaternary Science*, 15, pp.361–372.
- Vorren, T. O., Lebesbye, E. B., & Larsen, K. B., 1990. Geometry and genesis of the glacial sediments in the southern Barents Sea. *Geological Society Special Publication*, 53(1), pp.269–288.
- Vorren, T. O., Lebesbye, E. B., Andreassen, K., & Larsen, K. B., 1989. Glacial sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, 85(2), pp.251–272.
- Vorren, T. O., Richardsen, G., Knutsen, S., & Henriksen, E., 1991. Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 8(3), pp.317–340.
- Winsborrow, M. C. M, Andreassen, K., Corner, G. D., & Laberg, J.S., 2010. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology: *Quaternary Science Reviews*, v. 29, p. 424-442.
- Winsborrow, M. C. M, Stokes, C. R., & Andreassen, K., 2012. Ice-stream flow switching during deglaciation of the southwestern Barents Sea: *Geological Society of America Bulletin*, v. 124, p. 275-290.
- Ådlandsvik, B., Ostrowski, M. & Skardhamar, J., 2015. Kap. 9 Physical conditions off the coast of Northern Norway. I *MAREANO, The Norwegian Sea Floor* (pp. 137-143).