



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

STUDIE AV SEN KENOZOISK SEDIMENTASJONSMILJØ PÅ DEN MIDT-NORSKE
KONTINENTALMARGINEN VED HJELP AV 3D SEISMISKE DATA

Morten Halvorsen

Juni, 2012

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

STUDIE AV SEN KENOZOISK SEDIMENTASJONSMILJØ PÅ DEN MIDT-NORSKE
KONTINENTALMARGINEN VED HJELP AV 3D SEISMISKE DATA

Morten Halvorsen

Juni, 2012

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

SAMMENDRAG

Det sen kenozoiske sedimentasjonsmiljø på den midt-norske kontinentalmarginen er analysert og tolket ved hjelp av 3D seismiske data fra den sørlige delen Trænabanken.

En seismisk stratigrafi er definert, der Naustformasjonen er delt i inn i fem seismiske enheter som er korrelert til den etablerte stratigrafi for området (N, A, U, S og T) hvor N representerer den eldste enheten. På kontinentalhylla viser enhetene N, A og U et prograderende mønster mot nordvest og enhetene S og T et aggraderende mønster.

Til sammen 8 begravde glasialt påvirkede flater er identifisert og det viser at alle Naust enhetene er blitt avsatt i et glasialt avsetningsmiljø (med noe usikkerhet rundt bunn Naust N tid). Mulige pløyespor etter isfjell indikerer et glasialt miljø allerede ved bunn Naust N tid. En bevart paleo-kontinentalhulle og paleo-kontinentalskråning sammen med identifiseringen av frontavsetninger på paleo-kontinentalhylla i enhet N vitner om et isdekke som nådde ut til paleo-eggakanten i perioden ~2,8-1,5 Ma.

I de øvre enhetene (flatene korrelert til bunn Naust U, S, intra S1 og T) i Naustformasjonen er mega-skala glasiiale lineasjoner identifisert. Dette vitner om tilstedeværelse av hurtigstrømmende is i flere perioder i løpet av de siste 0,8 Ma. I noen nivå er ulike orienteringer av lineasjonene identifisert, dette indikerer endringer i isdreneringsmønsteret.

Fluider har trolig migrert langs forkastningssoner og dannet pockmarks på ulike nivåer i Naustformasjonen.

Formelementer på havbunnen er også beskrevet og tolket. Dette inkluderer formelementer som er dannet isproksimalt, subglasialt og postglasialt. Fraværet av mega-skala glasiiale lineasjoner på havbunnen samt tilstedeværelsen av isproksimale avsetninger viser at det var en mer passiv og saktestrømmende is på Trænabanken under siste glasiiale maksimum. Deglasiasjonen har trolig foregått trinnvis med dannelse av morenerygger under mindre opphold eller fremstøt.

Etter at Trænabanken ble isfri har havbunnen vært påvirket av havstrømmer og vertikal migrasjon av fluider.

FORORD

Det er nå snart slutten på tiden som student ved universitetet i Tromsø, og det begynner delvis å gå opp for meg at jeg snart er ferdig. Tiden her i Tromsø har vært fantastisk og 5 år har gått utrolig fort med mange gode minner i bakhodet. Gjennomføringen av masteroppgaven har vært en inspirerende, krevende og ikke minst en lærerik prosess.

Mine veiledere professor Tore O. Vorren og dr. Jan Sverre Laberg har fra dag en vist vei og gitt gode råd og konstruktiv kritikk til oppgaven. Samtidig har alltid kontordøren vært åpen når det har stått på som verst. En stor takk rettes til dere.

Jeg ønsker også å takke dr. Matthias Forwick, Tom Arne Rydningen og Linn Kristensen for gjennomlesning og forslag til forbedringer av oppgaven.

Gjennom studietiden har jeg fått mange gode venner, dere har vært fantastiske på hver deres måte. I fare for å glemme noen vil jeg takke alle på brakka som har bidratt til å gjøre min tid som student til en flott og morsom tid. Spesielt takk til Kjetil, Torgeir og Heidi for mange artige og ikke minst rare opplevelser sammen i passivhuset. Heidi skal også trekkes frem som en fremragende kokk som har fylt min mage med god mat.

Til slutt vil jeg rette en stor takk til mine kjære foreldre, Hans og Elisabeth. Dere har vært fantastiske støttespillere med alltid positive og beroligende ord. Min søster Cathrine skal heller ikke glemmes, tusen takk for at du alt du har bidratt med. Min kjæreste, Fay Erle skal også ha stor takk for at du alltid har vært der for meg. Igjen tusen takk- jeg er glad i dere alle sammen.

Innholdsfortegnelse

1	INNLEDNING	1
1.1	Bakgrunn og mål	1
2	GEOLOGISK RAMMEVERK	1
2.1	Studieområde	1
2.2	Midt-norsk kontinentalmargins morfologi	3
2.3	Prograderende kiler.....	3
2.4	Pre-glasial utvikling av kontinentalmarginen.....	6
2.5	Kenozoisk stratigrafi.....	7
2.5.1	Bryggeformasjonen (Hordalandgruppen)	8
2.5.2	Molo og Kaiformasjonen (Nordlandgruppen).....	8
2.5.3	Naustformasjonen (Nordlandgruppen).....	9
2.6	Glasiasjonshistorie.....	14
2.6.1	Weichsel	16
2.7	Holocene oseanografiske forhold	18
3	MATERIALE OG METODER.....	20
3.1	Dataarbeidet.....	20
3.2	Oppløsning av seismisk data	20
3.2.1	Vertikal oppløsning	20
3.2.2	Horisontal oppløsning	22
3.3	Artefakter.....	23
3.4	Programvarer	24
3.4.1	Petrel.....	24
3.4.2	Corel Draw	25
3.4.3	Global Mapper 13.....	25
4	RESULTATER	26
4.1	Seismisk stratigrafi	26

4.1.1	Refleksjon R8 (bunn av prograderende kile)	26
4.1.2	Refleksjon R7-R6	27
4.1.3	Refleksjon R5	27
4.1.4	Refleksjon R4	27
4.1.5	Refleksjon R3 (URU- Øvre regionale inkonformitetsflate).....	27
4.1.6	Refleksjon R2 og R1	28
4.1.7	Aldersestimat.....	28
4.2	Havbunnens førsteordens formelementer	30
4.3	Morfologiske formelementer på havbunnen.....	31
4.3.1	Parallelle - sub-parallelle rygger	32
4.3.2	Draperende sedimenter (Glasimarine avsetninger)	38
4.3.3	Langstrakte – meandrerende forsenkninger (Smeltevannskanaler)	40
4.3.4	Krumlinjeformete furer (Pløyespør etter isfjell)	44
4.3.5	Semi-sirkulære til sirkulære depresjoner (Pockmarks)	45
4.4	Morfologiske formelementer på begravde flater	48
4.4.1	Bunn Naust T (refleksjonsflate R1)	48
4.4.2	Intra Naust S1 (refleksjonsflate R2).....	55
4.4.3	Bunn Naust S (refleksjonsflate R3-URU:Øvre regionale inkonformitetsflate) .	61
4.4.4	Bunn Naust U (refleksjonsflate R4)	68
4.4.5	Bunn Naust A (refleksjonsflate R5)	73
4.4.6	Intra Naust N2 (refleksjonsflate R6)	78
4.4.7	Intra Naust N1 (refleksjonsflate R7)	86
4.4.8	Bunn Naust N (refleksjonsflate R8)	89
5	DISKUSJON	97
5.1	Bunn Naust N (~2,8 Ma)	97
5.2	Intra Naust N1	98
5.3	Intra Naust N2	99

5.4	Bunn Naust A (~1,5 Ma)	100
5.5	Bunn Naust U (~0,8 Ma)	100
5.6	Bunn Naust S (~0,4 Ma).....	101
5.7	Intra Naust S1	102
5.8	Bunn Naust T (~0,2 Ma).....	103
5.9	Havbunn.....	104
5.10	Sedimentasjonsutvikling gjennom Naust tid	106
6	KONKLUSJON	110
7	REFERANSER	112

1 INNLEDNING

1.1 Bakgrunn og mål

Formålet med denne oppgaven er å analysere de sen kenozoiske avsetningene på den midt-norske kontinentalmarginen ved hjelp av 3D seismiske data, samt evaluere avsetningenes opprinnelse og utlede om paleo-miljøet da de ble avsatt.

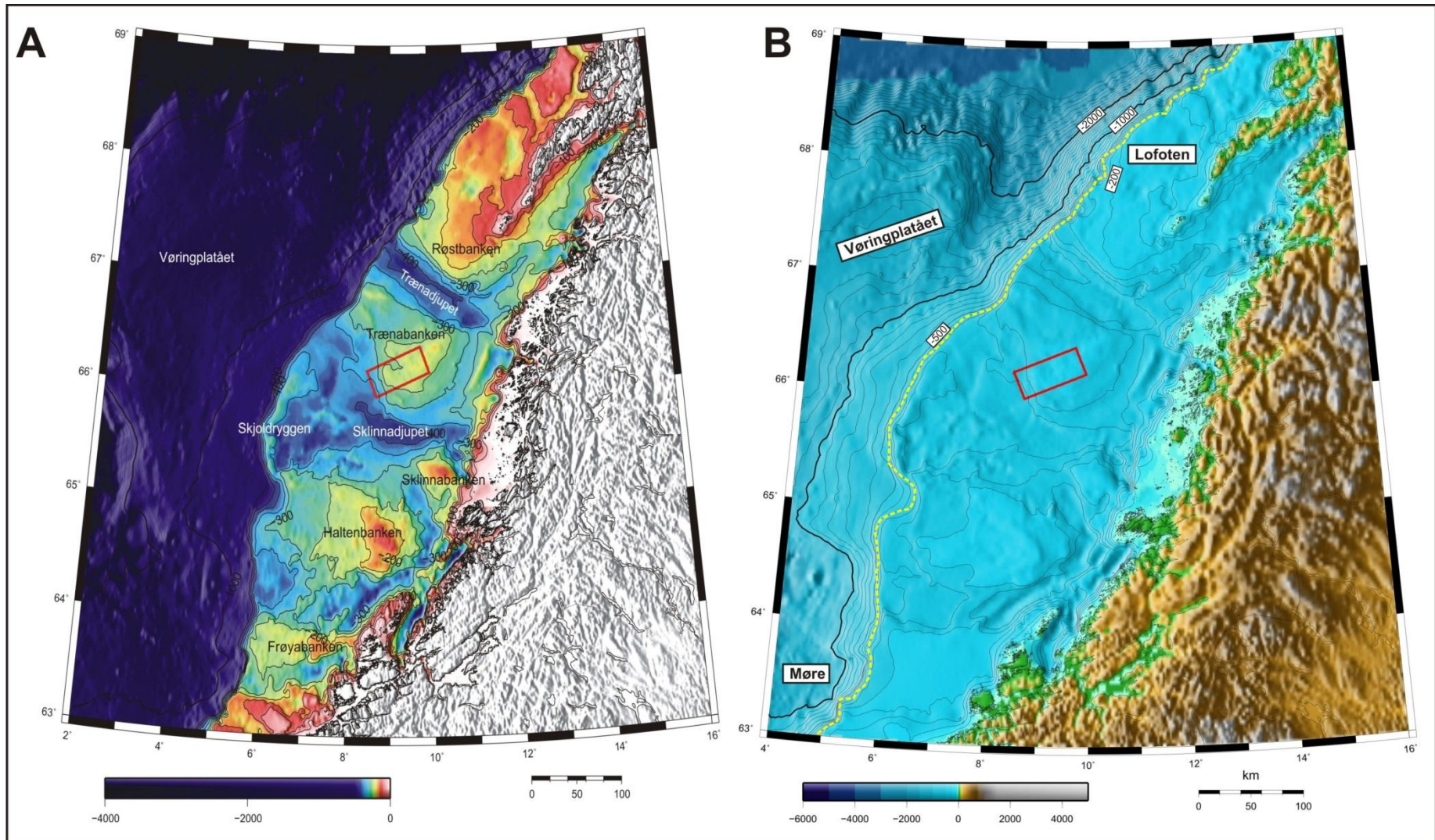
De siste ~2,7 Ma (millioner år) har Fennoskandia vært utsatt for gjentatte glasieringer hvor innlandsisen gjentatte ganger nådde ned til kyststrøk og i noen tilfeller helt ut til datidens eggakant. Naustformasjonen er en mektig avsetning av glasiogene sedimenter avsatt på midt-norsk sokkel i denne perioden. Gjennom en seismisk stratigrafisk analyse skal avsetningene i Naustformasjonen deles inn i seismiske enheter. Hver enkel enhet skal beskrives basert på enhetens geometri og interne seismiske facies. Morfologien til havbunnen og begravde flater på kontinentalhylla og skråninga skal videre beskrives og diskuteres. Deretter skal avsetningene diskuteres i forhold til glasieringshistorien og på den måten bidra til økt kunnskap om utviklingen av kontinentalmarginer under glasiere perioder.

Arbeidet er en del av DEMOCEN-prosjektet (Depositional Models for Cenozoic Sandy Systems) som er finansiert av Norges Forskningsråd og Statoil.

2 GEOLOGISK RAMMEVERK

2.1 Studieområde

Studieområdet for denne oppgaven er lokalisert på den midt-norske kontinentalmarginen mellom 08°50'-10°00'Ø og 65°00'-65°50'N (figur 2-1). Hovedsakelig omfatter studieområdet Trænabanken, med unntak av den sørvestlige delen som strekker seg inn i Sklinnadjupet (figur 2-1A).



Figur 2-1: (A) oversiktskart over den midt-norske kontinentalmarginen som viser at kontinentalhylla domineres av dype, transverse trau og grunnere bankområder. Kontinentalhylla er på sitt bredeste utenfor midt-Norge og blir smalere mot nord (Lofoten) og sør (Møre). (B) områder med smalere kontinentalhylla er karakterisert ved en relativt bratt kontinentalskråning. Eggakanten definerer overgangen mellom kontinentalhylla og skråning og er markert med stiplet gul linje. Studieområdet er innrammet i rødt.

2.2 Midt-norsk kontinentalmarginens morfologi

Den midt-norske kontinentalmarginen varierer både i bredde og dybde. Marginen utenfor Møre har en bredde på omlag 65 km, mens den utenfor Lofoten er om lag 10 km bred. Vøringområdet, som er lokalisert mellom disse to områdene har en maksimumsbredde på 260 km (figur 2-1A og 2-1B). Den smaleste kontinentalhylla er også grunnest, utenfor Lofoten er vanddypet mindre enn 200 m. Dypere områder er lokalisert mellom Møre og Lofoten hvor vanddypet er 250 - 500 m. Kontinentalskråninga er brattest i områder med smal hylle (Vorren et al., 1998). Øvre del av skråninga på den midt-norske marginen har veldig lav gradient, rundt $0,5^\circ$. Lenger nord, ved Lofoten er gradienten på om lag 5° (Dahlgren et al., 2002). Den relativt bratte skråninga ved Lofoten er delt opp av kanjoner og representerer en margin med liten sedimenttilførsel (Bugge, 1983).

Den midt-norske marginen karakteriseres av flere dype transverse traue med en bredde på opptil 100 km og vanddyp på over 450 m. Grunne banker med et minimumsdyp opptil 150 m dyp, separerer disse dype transverse traue (figur 2-1A). Eggakanten ligger på vanddyp mellom 280 - 410 m (Dahlgren et al., 2002). I områder som ikke er påvirket av ras i holocen viser den øvre del av kontinentalskråninga en svak helning ned mot Vøringplataet, mens skråninga heller relativt steilt ut fra plataet og ned mot dyphavsletten som er lokalisert på et vanddyp på ca. 3000 m. Det marginale plataet, Vøringplataet har en bredde opptil 200 km og vanddyp mellom 1200 m og 1400 m (Dahlgren et al., 2002) (figur 2-1).

2.3 Prograderende kiler

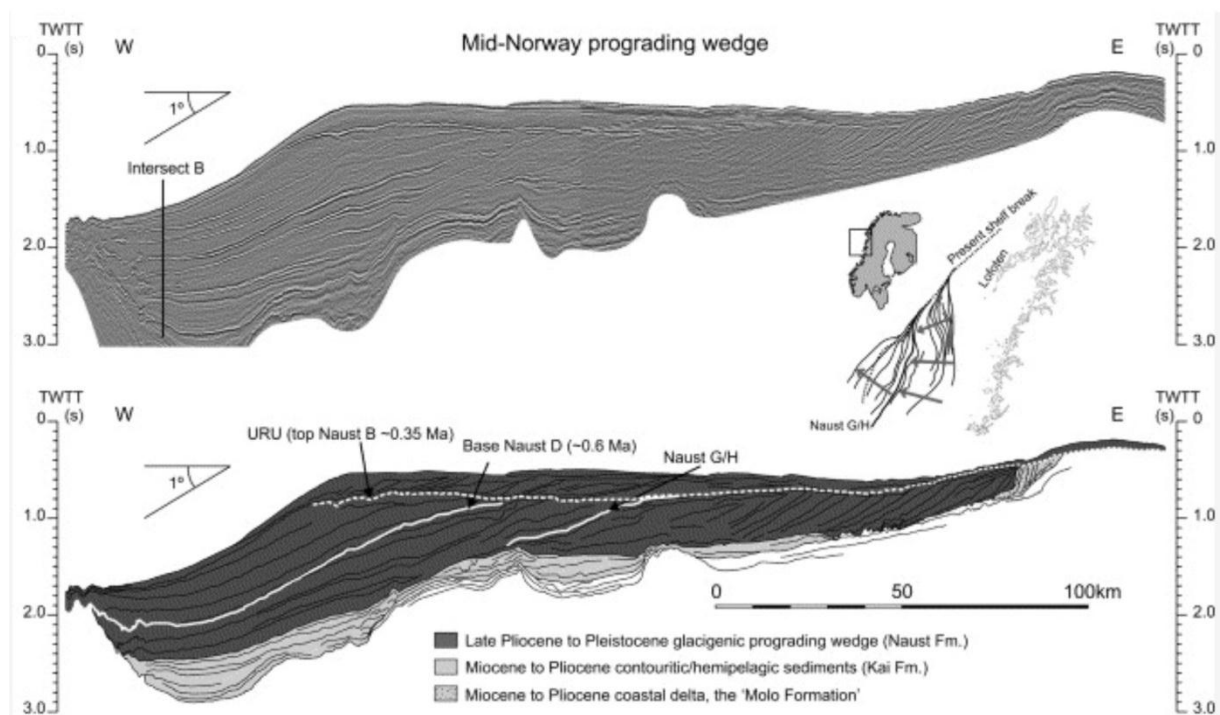
Markante prograderende kiler har gjennom sen pliocen til pleistocen tid blitt avsatt langs hele den NV europeiske kontinentalmargin (figur 2-3-se under). De store prograderende kilene er et resultat av et drastisk sedimentasjonsskifte som har påvirket utviklingen av kontinentalmarginen fra arktiske strøk i nord til Storbritannia og Irland i sør (Dahlgren et al., 2005). De prograderende sedimentære kilene ble avsatt som en respons av at klimaet ble kaldere og fastlands Norge hevet seg i pliocen (Riis, 1996).

Den store økningen i sedimenttilførsel til den midt-norske marginen de siste ca. 2,7 Ma, var et direkte resultat av økt erosjon som følge av landhevingen av fastlands Norge og starten av store glasier i Skandinavia (Hjelstuen et al., 2004a; Rise et al., 2005, 2006; Stoker et al., 2005). Utenfor midt-Norge ble disse sedimentene avsatt som en stor prograderende kile (Dahlgren et al., 2005) (figur 2-2).

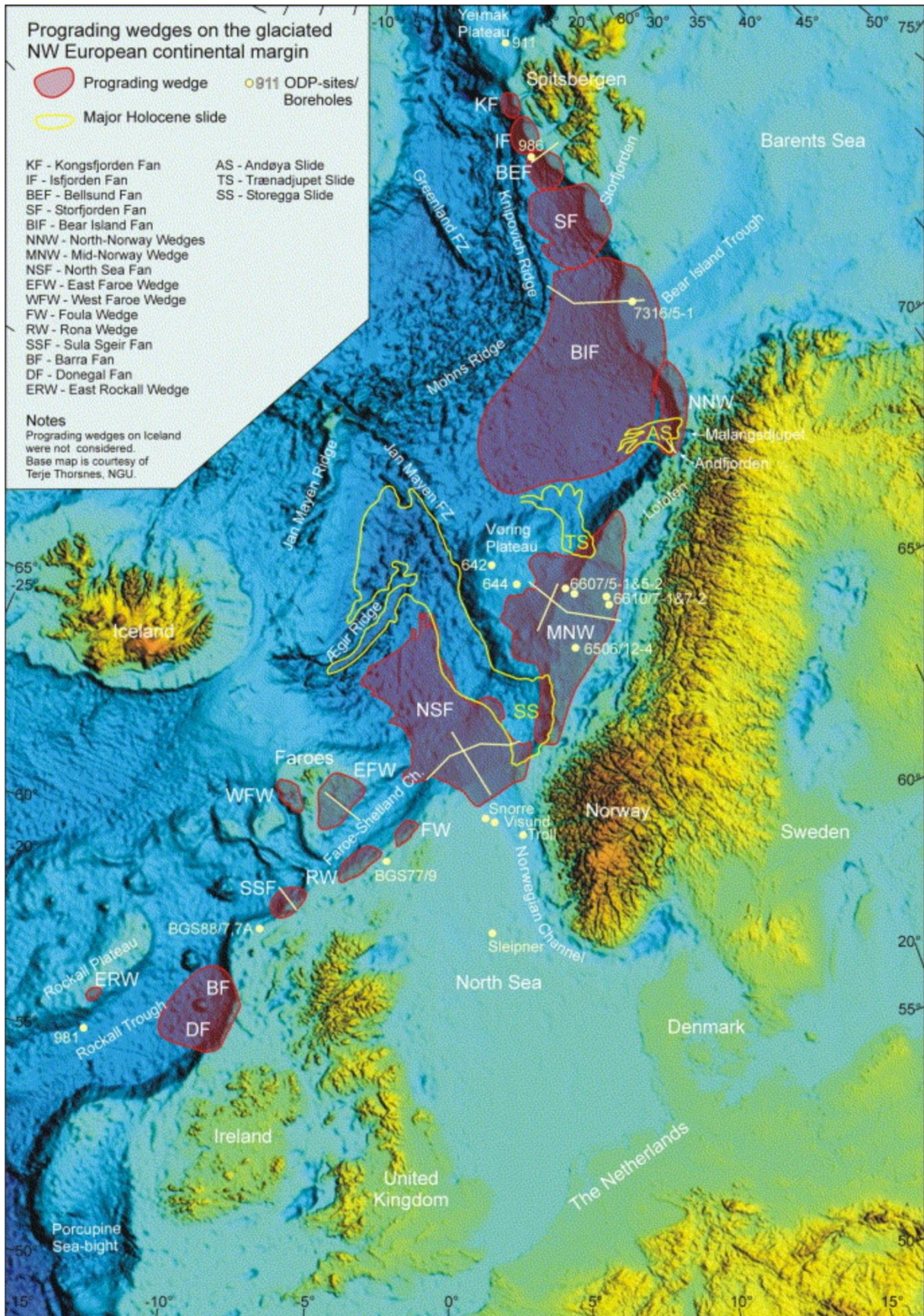
Den prograderende kilen utenfor midt-Norge viser tre delvis sammenflettede deposenter som er lokalisert langs eggkanten ved munningen av transverse trau. Dette indikerer at transporten av sedimenter hovedsakelig var gjennom trauene. I Storeggaområdet er det sørligste deposenteret i stor grad forsvunnet som følge av gjentatte utrasinger (Dahlgren et al., 2005).

Den brede kontinentalmarginen i Haltenbanken og Trænabanken området er hovedsakelig et resultat av omfattende prograderende sedimentære kiler inn i middels dype basseng med svakt hellende gradient i retning havet. Dette har medført til at kontinentalhylla har bygget seg ut 100-150 km vestover (Rise et al., 2005).

Nielsen et al. (2005) diskuterer sammenhengen mellom sokkelens bredde, skråningas gradient og isdynamikken. Der hvor marginen er på sitt bredeste og skråninga har en lav gradient er sedimentene transportert i form av isstrømmer. Kombinasjonen av mindre tilført sedimentært materiale og en brattere gradient på den allerede eksisterende skråninga til dypere basseng i Møre regionen, resulterte i at sedimentene i større grad ble avsatt i dyphavet og at marginen i Møre regionen bygget seg bare ut 30-50 km. I dette området har Storeggaraset av holocen alder også forflyttet skråningssedimentene ut i dypere deler av bassenget (for eksempel Dahlgren et al., 2002; Haflidason et al., 2004; Rise et al., 2005; Bryn et al., 2005).



Figur 2-2: Seismisk profil (over) og tolkning (under) av den prograderende kilen på den midt-norske kontinentalmarginen. Legg merke til de prograderende klinoformene som nedlapper på pre-glasiale strata. Fra Dahlgren et al. (2005).



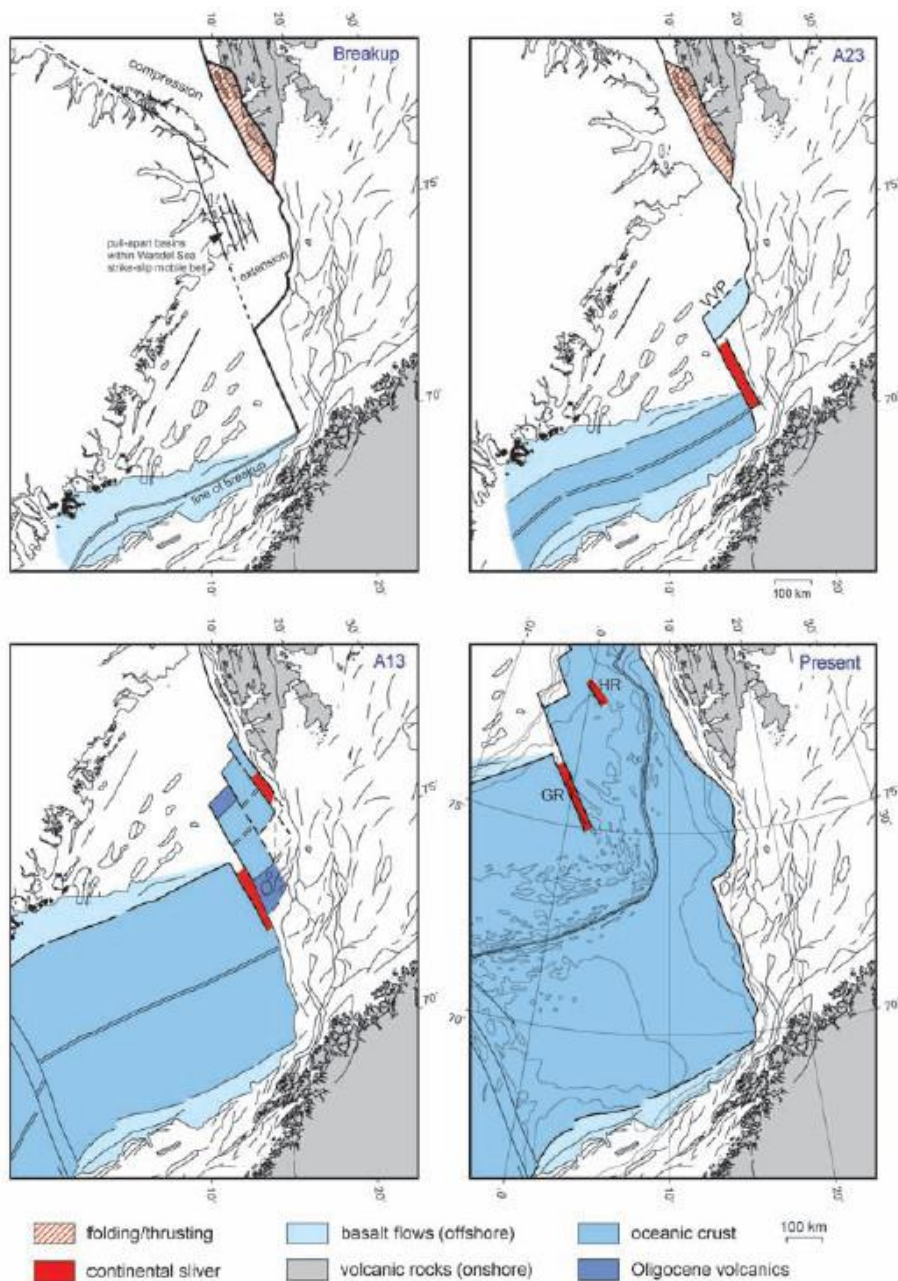
Figur 2-3: Kart som viser utbredelsen av prograderende kiler på den nord-vest Europeiske glasierte kontinentalmargin. Fra Dahlgren et al. (2005).

2.4 Pre-glasial utvikling av kontinentalmarginen

Dannelsen av den norske kontinentalmarginen foregikk som en respons av den tidlig kenozoiske kontinentaloppsprekking og påfølgende åpning av Norske-Grønlandshavet (figur 2-4). Utviklingen av bassengene tilhørende de konjugerte kontinentalmarginene utenfor Norge og Grønland er et resultat av flere episoder av post kaledonsk ekstensjon fra devon til tidlig kenozoikum, hvor fullstendig havbunnsbredning fant sted (Faleide et al., 2008).

Før oppsprekkingen og dannelsen av det moderne Norske-Grønlandshavet, var havområdene mellom nordvest Europa og Grønland en del av et epikontinentalt hav. Oppsprekkingen av litosfæren ble innledet av en riftepisode i øvre kritt som er markert gjennom tydelige normalforkastninger på den ytre delen av marginen. Forkastningsaktiviteten fortsatte under oppsprekkingen, men viser seg å være mindre hyppig gjennom paleocen (Faleide et al., 2008).

I overgangen mellom paleocen og eocen for ca. 55-54 Ma skjedde oppsprekkingen av litosfæren (Faleide et al., 2008). Dette resulterte i en periode på 3-6 Ma med omfattende magmatisk aktivitet og tidlig havbunnsbredning som gradvis forflyttet seg mot nord (figur 2-4). Grønland (og Nord Amerika) forflyttet seg mot vest i forhold til Eurasia etter en platetektonisk reorganisering i tidlig oligocen, siden den gang har ny havbunnskorpe blitt dannet langs hele kontinentalmarginen mellom Norge og Svalbard (figur 2-4). I senere tid har kontinentalmarginen blitt utviklet som følge av sedimentlast og innsynking. Sedimenttilførselen var relativ lav inntil sen pliocen, da glasiasjonen av Fennoskandia og Barentshavet inntraff. Dette medførte til innsynkning av den passive marginen og avsetning av en tykk sedimentkile i forbindelse med omfattende landheving i øst (Faleide et al., 1996; 2008).



Figur 2-4: Oppsummering av den kenozoiske plateutviklingen av Norske-Grønlandshavet. GR: Grønlandsryggen, HR: Hovgårdryggen, VVP: Vestbakken vulkanske provins. Figuren er fra Faleide et al. (2008).

2.5 Kenozoisk stratigrafi

Den kenozoiske lagpakken på midt-norsk sokkel har etter Dalland et al.(1988) blitt inndelt i tre enheter; Brygge, Molo/Kai og Naust formasjonen. Hjelstuen et al. (2004a) identifiserte fem regionale refleksjoner innenfor denne lagpakken; bunn sen pliocen som representerer bunn av Naustformasjonen, nedre miocen refleksjonen som representerer bunn av Kaiformasjonen, topp paleocen som representerer bunn av Bryggeformasjonen og to interne refleksjoner i Bryggeformasjonen (midt og intra oligocen refleksjoner) (tabell 1).

Tabell 1: Identifiserte sekvensgrenser, seismiske facies og litologier som karakteriserer den kenozoiske del av lagrekka på midt-norsk sokkel. Tabellen er hentet fra Hjelstuen et al. (2004).

Sequence boundary (reflector name)	Formation (Dalland et al., 1988)	Seismic pattern	Lithology
Base Late Pliocene (BP)	Naust	High amplitude reflectors separating sub-sequences of non-structurally, weakly layered and chaotic seismic facies. Well-stratified seismic units deposited outside the prograding wedge on the Vøring margin	Diamicton, hemipelagic/ glacial marine sediments, till
Lower Miocene (LM)	Kai	Parallel medium amplitude reflectors. Small-offset faults.	Siliceous ooze
Intra Oligocene (IO)	Brygge	Parallel low to medium amplitude reflectors. Small-offset faults.	Clay
Middle Oligocene (MO)		Chaotic/non-structural to weakly layered	
Top Paleocene (TP)		Band of parallel, non-faulted, high amplitude reflectors characterise the upper unit. An acoustic non-structural seismic pattern dominate the lower unit.	Clay

2.5.1 Bryggeformasjonen (Hordalandgruppen)

Bryggeformasjonen (Hordalandgruppen) ble avsatt i tidlig eocen fram til tidlig miocen (ca. 55-18 Ma), den består hovedsakelig av leirstein på kontinentalsokkelen, mens i Møre og Vøring bassengene hvor også den tykkeste akkumulasjonen av sedimenter forekommer er det slamsedimenter (oozes) som dominerer. Slamsedimentene viser tegn på småskala polygonalforkastninger som følge av kompaksjon og vannfluktasjon (Eidvin et al., 2007). I noen områder er sedimentene i Bryggeformasjonen blitt remobilisert av forskjellige prosesser som følge av avsetningen av den glasigene Naustformasjonen (Eidvin et al., 2007). Sekvensen er delt i tre subenheter av de regionale midt og intra oligocen refleksjoner (Hjelstuen et al., 2004a). Den eldste sekvensen har et høyere sandinnhold i forhold til påfølgende avsetninger og er antatt å ha blitt avsatt i et grunt marint miljø (Laberg et al., 2005a).

2.5.2 Molo og Kaiformasjonen (Nordlandgruppen)

Gjennom oligocen foregikk det tektonisk aktivitet som førte til kompresjon og heving av bassengflankene og landdelen av marginen, dette endte med en regional heving i midten av miocen som er markert via midt miocen inkonformiteten. Over denne inkonformiteten er Molo og Kaiformasjonen lokalisert. Moloformasjonen representerer en kystparallel og sanddominert deltaavsetning på indre del av den midt-norske sokkel. Den ble avsatt mellom midt miocen og tidlig pleistocen (~14-4 Ma), som følge av kystprogradering i et bølgedominert miljø med sterke strømninger langsående kysten (Eidvin et al., 2007).

Molo og Kaiformasjonen er tolket til å ha samme alder i Norskehavet, hvor Kaiformasjonen representerer en dyp marin avsetning (Eidvin et al., 2007). Den tykkeste akkumulasjonen av sedimenter tilhørende Kaiformasjonen finner man på Vøringplatået, hvor opptil 1000 m av konturittavsetninger er bevart (Bryn et al., 2005). Kaiformasjonens seismiske karakteristikk og distribusjonsmønster indikerer at sedimentene under avsetning har blitt påvirket av havstrømmer. Langs den venstre flanken av Helland-Hansen Hvelvet er to generasjoner av strømpåvirkede avsetninger påvist, som muligens kan relateres til to strømningsmønstre i miocen (Hjelstuen et al., 2004a).

2.5.3 Naustformasjonen (Nordlandgruppen)

Naustformasjonen utgjør i dag den yngste formasjonen på den midt-norske kontinentalmarginen og ble avsatt fra sen pliocen og fram til i dag (Eidvin et al., 2007). Bunn av Naustformasjonen er markert med sekvensgrensen bunn sen pleistocen (BLP) og representerer en inkonformitet (Hjelstuen et al., 1999; 2004a). Det foregår et drastisk skifte i seismisk facies mellom miocen og sen plio-pleistocen som gjør at BLP er lett å følge (Hjelstuen et al., 2004a). Naustformasjonen består av en tykk lagpakke dominert av prograderende kiler av glasigene sedimenter (Henriksen og Vorren, 1996; Eidvin et al., 1998; Dahlgren et al., 2002, 2005; Rise et al., 2005; Ottesen et al., 2009).

Dannelsen av kiler av glasigent opphav er langs den norske margin antatt å ha oppstått for <2,74 Ma siden. En tydelig flatliggende inkonformitetsflate kalt øvre regionale inkonformitetsflate (URU), markerer en markant endring i avsetningsmønster i de prograderende kilene. På den midt-norske kontinentalmarginen vokste isbreer til de nådde eggakanten både før og etter utviklingen av URU. Langs den midt-norske marginen er denne endringen i avsetningsmønster datert til å ha forekommet rundt 0,44 - 0,35 Ma (Dahlgren et al., 2005). Flere av de prograderende kilene utenfor fastlands Norge viser denne markante endringen, hvor prograderende strata trunkeres i den flatliggende flaten URU, mens aggraderende strata ligger over (Dahlgren et al., 2005).

Naustformasjonen domineres av to sedimentære facies; akustiske massive sedimentenheter som representerer flatliggende morener på kontinentalhylla og massetransports avsetninger av ulike opprinnelse på skråninga (Rise et al., 2010). Disse avsetningene er avlange ned skråninga, viser en linseform i tverrsnitt og antas å representere glasigene slamstrømmer (debris flows).

Avsetningenes opprinnelse relateres til høy sedimenttilførsel som forekommer når isdekket strekker seg helt ut til eggakanten og avsetter sedimenter som senere kan transporteres ned skråninga i form av slamstrømmer (Dahlgren et al., 2005). På dagens kontinentalsokkel er det masse transports avsetninger som dominerer, mens vest for Helland-Hansen hvelvet dominerer stratifiserte enheter av enten hemipelagiske sedimenter som har falt ut av suspensjon eller konturittiske sedimenter fra havstrømmer. Øst for Helland-Hansen hvelvet ligger disse finkornete sedimentene mellom materiale som kiles ut ned langs skråninga (Rise et al., 2010).

Leirdiapirisme og ras er hendelser som senere har påvirket avsetningene i Naustformasjonen. På Vøringplataet har leirdiapirer perforert havbunnen og dannet diapirfelt slik som Vema og Vigrid. Her har diapirer blitt dannet med relieff på henholdsvis 150 m og 15-30 m (Hjelstuen et al., 1997). Storeggaraset og Trønadjupraset er ras av holocen alder som har forflyttet skråningssedimenter mot dypere bassenger (for eksempel Haflidason et al., 2004, 2005; Laberg et al., 2002; Dahlgren et al., 2002; Bryn et al., 2005).

Rise et al. (2006) delte Naustformasjonen inn i fem avsetningssekvenser N, A, U, S og T hvor N representerer den eldste sekvensen og T den yngste (figur 2-5). Avsetningene i Naust N og A ble avsatt mellom 2,8 - 0,6 Ma siden, hvor kileformede enheter som begge viser et prograderende mønster fra SØ mot NV dominerer (Ottesen et al., 2009). Enhetene viser en massiv akustisk karakter som kan relateres til ulike typer masseforflytning og gravitasjonsstrømmer ned skråninga (Rise et al., 2010).

Naust U sekvensen består av avsetninger som viser et aggraderende og prograderende mønster, som trolig kan relateres til glasiale/interglasiale sykler mellom 0,6-0,4 Ma (Rise et al., 2006). I senere arbeid av Rise et al. (2010) foreslås grensen mellom Naust A og U til å være 0,8 Ma og ikke 0,6 Ma som tidligere antatt (figur 2-5).

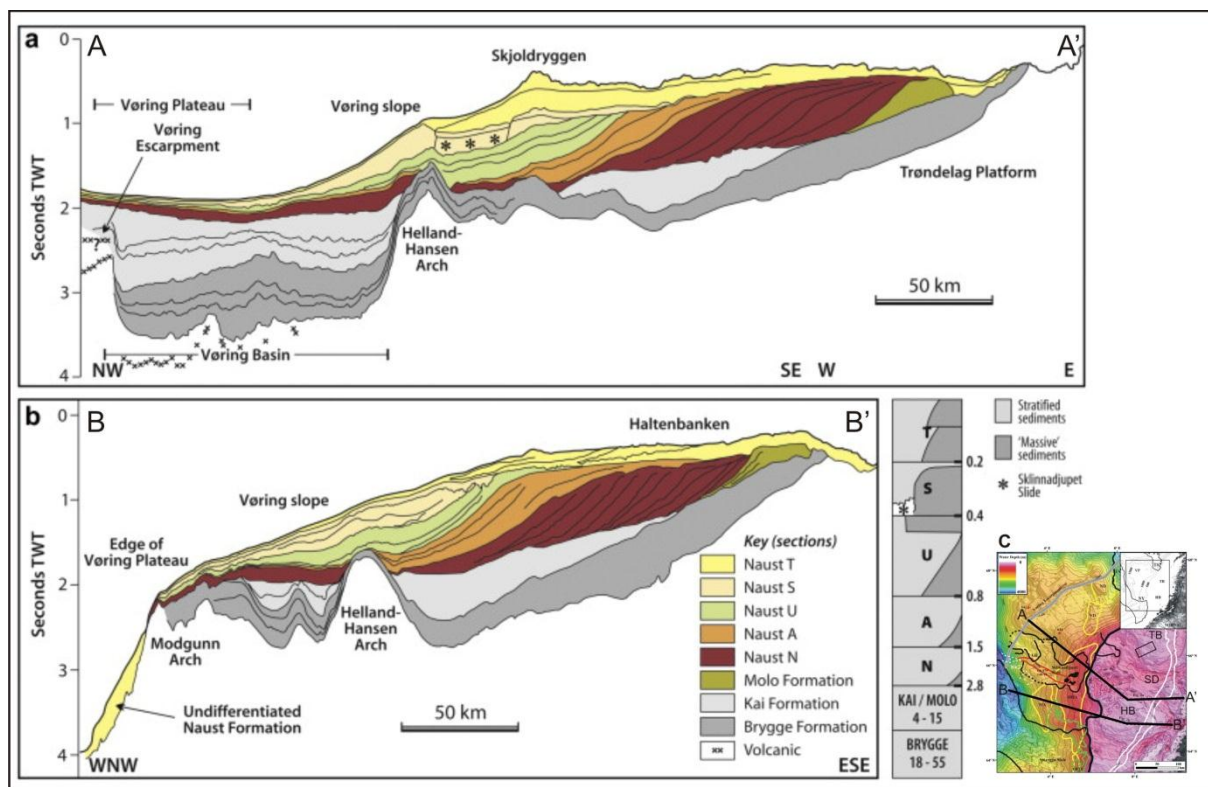
Avsetningene i Naust S sekvensen ble avsatt under elster glasieringen for ca. 300 000 - 400 000 år siden, hvor store mengder sedimenter ble erodert fra den midt-norske kontinentalsokkel og avsatt langs skråninga (Ottesen et al., 2009). Gjennom Naust S perioden prograderte eggakanten opptil 50 km vestover, helt til ryggen av Helland-Hansen hvelvet. Ved Skjoldryggen er det deposenter med opptil 400 m av glasiene sedimenter lokalisert (Rise et al., 2006). Kort tid etter Naust S sedimentene ble avsatt, ble deposenteret delt i to som følge av Sklinnadjupraset (Rise et al., 2006).

Naust T omfatter to store enheter av morener på kontinentalhylla og glasiene slamstrøms (debris flows) avsetninger på skråninga som ble avsatt under saale og weichsel glasiasjonene (Hjelstuen et al., 2004b; Rise et al., 2005;2010). Gjennom disse periodene var sedimentasjonen på den midt-norske marginen sentrert mot Skjoldryggen området. Isstrømmer strømmet gjennom Sklinnadjupet hvor så mye som 350 m av sedimenter ble avsatt og bygde ut eggakanten mot dyphavet.

Tykke sekvenser av glasiere sedimenter ble også avsatt i Trænabanken området, mens nord for Trænabanken ved det vi i dag kjenner som Trænadjupet var sedimentasjonen lav gjennom elster og saale. I weichsel endret dette seg da et nytt deponert ble bygget ut ved Trænadjupet (Dowdeswell et al., 2006). I følge Dowdeswell et al. (2006) ble dette deponert bygget ut som følge av en endring i retning for isstrømmen som strømmet fra Vestfjorden over det som i dag er Trænabanken og inn mot Skjoldryggen området. Som følge av at kontinuerlig sedimenttilførsel og oppfylling av glasiere sedimenter på den midt-norske marginen var det ikke tilstrekkelig med plass for akkumulasjon av sedimenter. Resultatet for isstrømmen i Vestfjorden var at den letteste ruten til eggakanten ikke lengre var over Trænabanken (Dowdeswell et al., 2006).

Tilstedeværelse av glasiere lineasjoner på dagens havbunn, som strekker seg fra Vestfjorden for så å bøye inn mot Trænadjupet og fortsette helt ut mot eggakanten (Ottesen et al., 2005a, 2005b) benyttes som indikasjoner på at isstrømmen endret retning og eroderte ut det 150 m dype trauret vi i dag omtaler som Trænadjupet (Dowdeswell et al., 2006).

Konturittavsetningen på kontinentalskråninga utenfor Lofoten er en avsetning som er tolket til å ha direkte sammenheng med sedimentasjon fra de tidligere isstrømmene som drenerte det Fennoskandiske isdekket gjennom Vestfjorden og Trænadjupet samt andre traue lenger sør på den midt-norske kontinentalmarginen (Laberg et al., 2005b; Rørvik et al., 2010).



Figur 2-5: To tolkede seismiske profiler som viser den kenozoiske stratigrafi på den midt-norske kontinentalmarginen, hvor a) er et tolket seismisk profil (A-A') fra den sørlige delen av Skinnadjuvet (SD) og ut til Vøringplataet og b) er et tolket seismisk profil (B-B') fra Haltenbanken (HB) og ut til kanten av Vøringplataet. Den antatte alder på NAUST enhetene er oppgitt i millioner år. c) lokaliseringskart for de to linjene (A-A' og B-B'). Studieområdet er indikert i sort rektangel på Trænabanken (TB). Modifisert etter Rise et al. (2010).

Naustformasjonen utgjør et totalvolum på omtrentlig $100\,000\text{ km}^3$ (tabell 2) med glasiogene sedimenter, hvor omtrentlig $80\,000\text{ km}^3$ utgjør grunnfjell som ble erodert under det Fennoskandiske isdekkets akkumulasjonsområde og de resterende $20\,000\text{ km}^3$ utgjør sedimenter erodert fra kyststrøk og indre del av kontinentalhylla (Dowdeswell et al., 2010). Dowdeswell et al. (2010) har estimert en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate for de siste 2.7 Ma til $0,24\text{ m k.y.}^{-1}$.

Sedimenttilførselen i Naust A og N periodene var vesentlig lavere enn for de resterende Naustperiodene, hvor sedimenttilførselen var 2-3 ganger så stor (tabell 2). I følge Dowdeswell et al. (2010) var intensivering av sedimenttilførselen til sokkelen et resultat av endringer i dimensjoner og dynamikk i isdekket.

Naustformasjonens seismiske stratigrafi inneholder eksempler på både erosjon og bevaring av begravde kontinentalhyller dannet under tidligere isdekkeaktivitet (Rise et al., 2005). Disse har overlevd glacial erosjon på grunn av hurtig avsetning av sedimenter over kort tid som medførte innsynkning. Innsynkningen sees i de seismiske dataene ved at seismiske refleksjoner faller fralands med økende dyp og økende begravingsdyp.

Disse seismiske refleksjonene representerer tidligere kontinentalhyller i Naustformasjonen og indikerer at stor last av sedimenter har ført til innsynkning (Dowdeswell et al., 2010). Ved innsynkning ble det skapt mer plass for avsetning av sedimenter samtidig som tidligere kontinentalhyller og skråning ble bevart (Dowdeswell et al., 2007).

Tabell 2: Sekvens, alder, tidsintervallet som sekvensen er avsatt i, sedimentvolum, gjennomsnittlig sedimentasjonsrate, erodert sedimentvolum (korrigert med 20 % for kompaksjon), total erosjon og erosjonsrater i isdekkets akkumulasjonsområde for de fem sekvensene av Naustformasjonen på den midt-norske kontinentalmarginen (Modifisert etter Dowdeswell et al. (2010).

Naust-sekvens	Alder (Ma)	Tidsintervall (k.y.)	Sedimentvolum (km ³)	Gjennomsnittlig sedimenttilførselsrate (m k.y. ⁻¹)	Grunnfjellsvolum (20 % kompaksjon) (km ³)	Grunnfjells-erosjon (m)	Gjennomsnittlig grunnfjells-erosjonsrate (m k.y. ⁻¹)
T	0-0.2	200	16,300	0.50	13,000	81	0.41
S	0.2-0.4	200	12,500	0.38	10,000	63	0.31
U	0.4-0.6	200	17,100	0.52	13,700	86	0.43
A	0.6-1.5	900	24,400	0.17	19,500	122	0.14
N	1.5-2.7	1200	34,400	0.18	27,500	172	0.14
Totalt	0-2.7	2700	104,700	0.24	83,700	524	0.19

Notis: Naust T inkluderer glasiasjonen weichsel og saale, og Naust S inkluderer glasiasjonen elster (Rise et al., 2006). Volumestimatene er basert på en gjennomsnittlig lydshastighet på 2.15km s⁻¹ og gjennomsnittlig volumkompaksjon på 20 % er estimert ut ifra tetthetsdata fra mange offshore brønnlogger (Storvoll et al., 2005 og Dowdeswell et al., 2010).

2.6 Glasiasjonshistorie

Glasiale kontinentalmarginene defineres i følge Solheim et al. (1998) som marginer som har blitt påvirket av regionale isdekker, hvor isdekket med jevne mellomrom har vært grunnet på kontinentalhylla. Glasiale kontinentalmarginene omgir i dag områder som er fortsatt dekket av is slik som Antarktis, Grønland, Alaska, Svalbard og den arktiske regionen av Canada. I tillegg kommer marginen rundt tidligere glasierte områder der isdekket ikke eksisterer i interglasiale perioder som Fennoskandia, Russland, Canada og deler av USA (Solheim et al., 1998).

Basert på funn av isdroppet materiale etter isfjell (IRD) har det blitt antatt at det i Norske-Grønlandshavet er blitt avsatt glasiale sedimenter så tidlig som i midten av miocen (~15 Ma). Disse sedimentene hadde mest sannsynlig sin opprinnelse fra Sør Grønland der isbreer antas å ha nådd kysten (Thiede et al., 1998). I senere tid har Eldrett et al. (2007) påvist funn av IRD fra sen eocen til tidlig oligocen i ODP 913 brønnen i Norske-Grønlandshavet. Disse sedimentene er antatt å ha en alder mellom 38 og 30 Ma og stammer trolig fra isfjell som kalvet av langs østsiden av Grønland. Avsetninger av prograderende enheter av glasiale sedimenter langs østsiden av Grønlands startet for 7 Ma siden (Solheim et al., 1998).

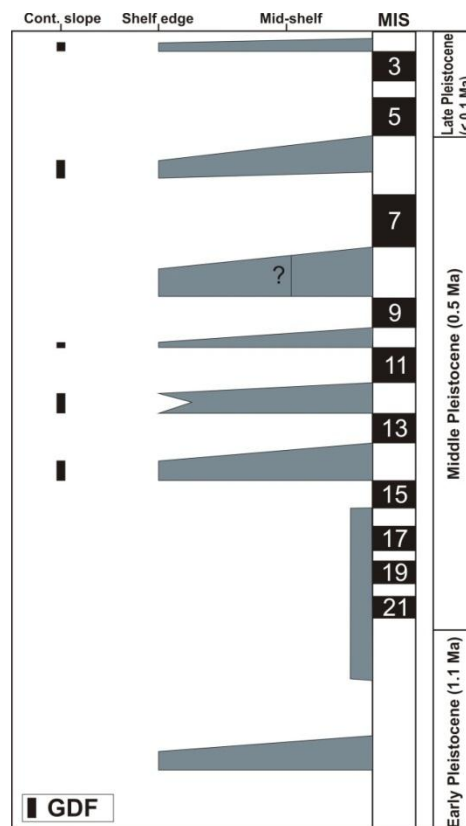
Den norske kontinentalmarginene har gjennomgått gjentatte sykluser av vekst og tilbaketrekning av det Fennoskandiske isdekket. Den seismiske stratigrafien av kontinentalhylla og skråninga, i tillegg til morfologiske elementer på havbunnen viser alle spor etter isaktivitet (Ottesen et al., 2002). Sedimentene på Vøringplatået inneholder isdroppet materiale fra omlag 12 Ma (Fronval og Jansen, 1996; Eidvin et al., 1998). Dette blir benyttet som en indikasjon for at et isdekket for første gang strakk seg ut til kysten i sen miocen i Skandinavia (Mangerud et al., 1996).

Hjelstuen et al. (2004a) viste at bunn av sen pliocen representerer en inkonformitet. Basert på seismiske undersøkelser og sedimentkjerner langs hele den nordøstlige europeiske margin, knytter Hjelstuen et al. (2004a) dannelsen av denne inkonformiteten til den tidligste ekspansjon av is ut på kontinentalhylla for ca. 2.5 Ma på den nordlige halvkule (Hjelstuen et al., 2004a).

Mesteparten av tiden var preget av relativt små isdekker, men den første glasiasjonen hvor isdekket strakk seg helt ut til eggkanten skjedde for 1.1 Ma, denne glasiasjonen omtales som "Fedje glasiasjonen" (Haflidason et al., 1991) (figur 2-6).

Marine avsetninger dominerte etter “Fedje glasieringen” fram til midten av pleistocen, hvor isbreer terminerte i fjorder og på den indre del av sokkelen (figur 2-6). Isdekkene ble etterhvert større og gjennom identifisering av glasiene slamsstrømmer på den midt-norske marginen konkluderer Dahlgren et al. (2002) med at isdekket strakk seg helt ut til eggakanten fra marin oksygen isotopstadiet 14 (figur 2-6). I følge Sejrup et al. (2005) finnes ikke slike indikasjoner sør for den midt-norske marginen, dette indikerer at den mest omfattende glasieringen fant sted lenger nord i denne perioden.

Marin oksygen isotopstadiet 12 (MIS 12; 0,5 Ma) representerer begynnelsen på en ny periode hvor isdekket strakk seg helt ut til eggakanten gjentatte ganger langs hele den nordvest europeiske margin (Hjelstuen et al., 2004a) (figur 2-6). Sejrup et al. (2000) foreslår at mellom de siste 500 000 -130 000 år har isbreer ekspandert ut til eggakanten minimum 4 ganger (figur 2-6). For elster glasieringen under marin oksygen isotopstadium 8 (MIS 8) er det fortsatt usikkerhet hvor stor utbredelse isdekket hadde (figur 2-6). I følge Dahlgren et al. (2002) nådde isdekket kun ut til den indre delen av sokkelen, mens isdekket kan ha strekt seg helt ut til eggakanten i følge Rise et al. (2006).



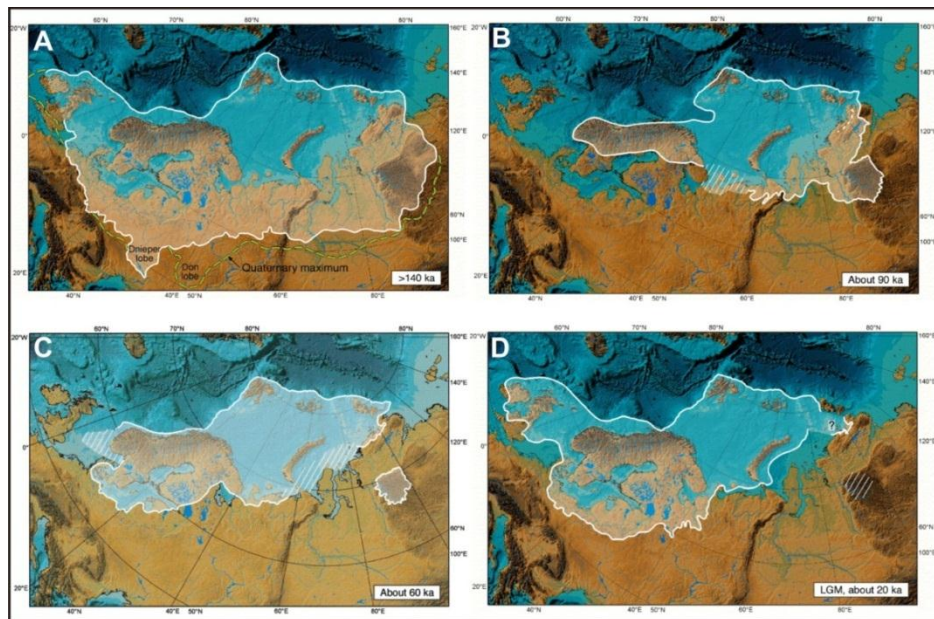
Figur 2-6: Glasiasjonskurve for den midt-norske kontinentalmarginen, MIS: Marine isotoptrinn, GDF: Glacigenic debris flows. Figuren er modifisert fra (Sejrup et al., 2005).

2.6.1 Weichsel

Sporene etter istider som fortsatt eksisterer er hovedsakelig relatert til den siste glasiøse periode (weichsel). I weichsel er det rekonstruert tre glasiøse maksima (Svendsen et al., 2004): (1) i tidlig weichsel (90-80 ka) (2) i midt weichsel (60-50 ka) og (3) i sen weichsel (20-15 ka) (figur 2-7). Generelt gjennom denne perioden ble Barents-Karahavet isdekkene mindre i omfang gjennom hver glasiasjon i motsetning til det Skandinaviske isdekket som generelt ble større i følge Svendsen et al. (2004).

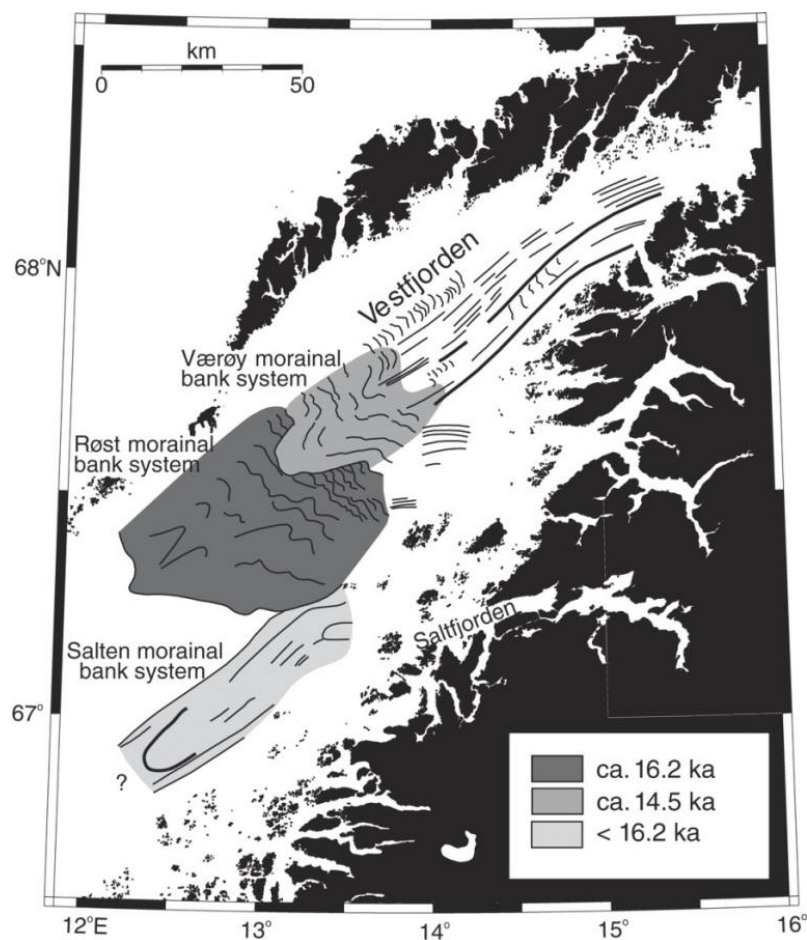
Under den første glasiasjonen i tidlig weichsel (90-80 ka) var Barents-Karahavet isdekkene på sitt største, med en stor isdom som var lokalisert på kontinentalhylla i Karahavet (figur 2-7B). Man er usikker på omfanget av det Skandinaviske isdekket, men mest sannsynlig dekket det Norge, Sverige og Finland. Etter glasiasjonen fulgte en varm periode (85-75 ka) med en omfattende deglasiasjon (Svendsen et al., 2004).

I midt weichsel var det to breframstøt. Først vokste isdekket i Barentshavet sammen med det Skandinaviske isdekket (70-65 ka), og senere mellom 55-45 ka var isdekket mer sentrert til Karahavet (figur 2-7C). Under denne tiden antas det at Barentshavet var isfritt, mens det Skandinaviske isdekket fortsatt var dekket av is og ikke hang sammen med isdekket i Karahavet (Larsen et al., 2006). I følge Svendsen et al. (2004) ble Barentshavet og Karahavets kontinentalsokkel isfri i perioden 50-30 ka.



Figur 2-7: Viser en rekonstruksjon av maksimum utbredelse av isdekker i Eurasia gjennom tid, fra A: sen saale, B: tidlig weichsel, C: midt weichsel og D: sen weichsel. Figuren er modifisert fra Svendsen et al. (2004).

I sen weichsel var isdekket på sitt største og dekket Skandinavia og den vestlige delen av Barentshavet (Siegert et al., 2001) (figur 2-7D). Endemorener er observert flere steder på kontinentalhylla, som indikerer at isdekket har strukket seg helt ut til eggakanten flere steder langs den norske kontinentalmarginen ved siste glasiale maksimum (Sejrup et al., 2005). Skjoldryggmorenen på den midt-norske marginen representerer en slik endemorene (Ottesen et al., 2002). Tilbaketrekningen av det Fennoskandiske isdekket fra kontinentalsokkelen startet for fullt omkring 18 ka (Vorren og Plassen, 2002). Siste fase i tilbaketrekningen av den marine delen av det Fennoskandiske isdekket i fjordområdene var preget av flere opphold og breframstøt. Eldre dryas (ca. 13,8-13,6 ka), yngre dryas (ca. 13-11,5 ka) og de preboreale hendelsene er eksempler på dette (for eksempel: Andersen, 1968, 1975; Andersen et al., 1981; Sollid et al., 1973; Corner, 1978,1980; Vorren et al., 1983, 1988; Rasmussen, 1984; Olsen, 2002; Vorren og Plassen 2002; Lyså et al., 2004; Eilertsen et al., 2005; Laberg et al., 2009). Havbunnen i Vestfjorden reflekterer disse breframstøtene i form av Røst, Værøy og Salten morenebanksystemene (figur 2-8).



Figur 2-8: Morenebankssystemer avsatt under deglasiasjonen av Vestfjorden mellom 16.2-14.5 ka. Fra Laberg et al. (2009).

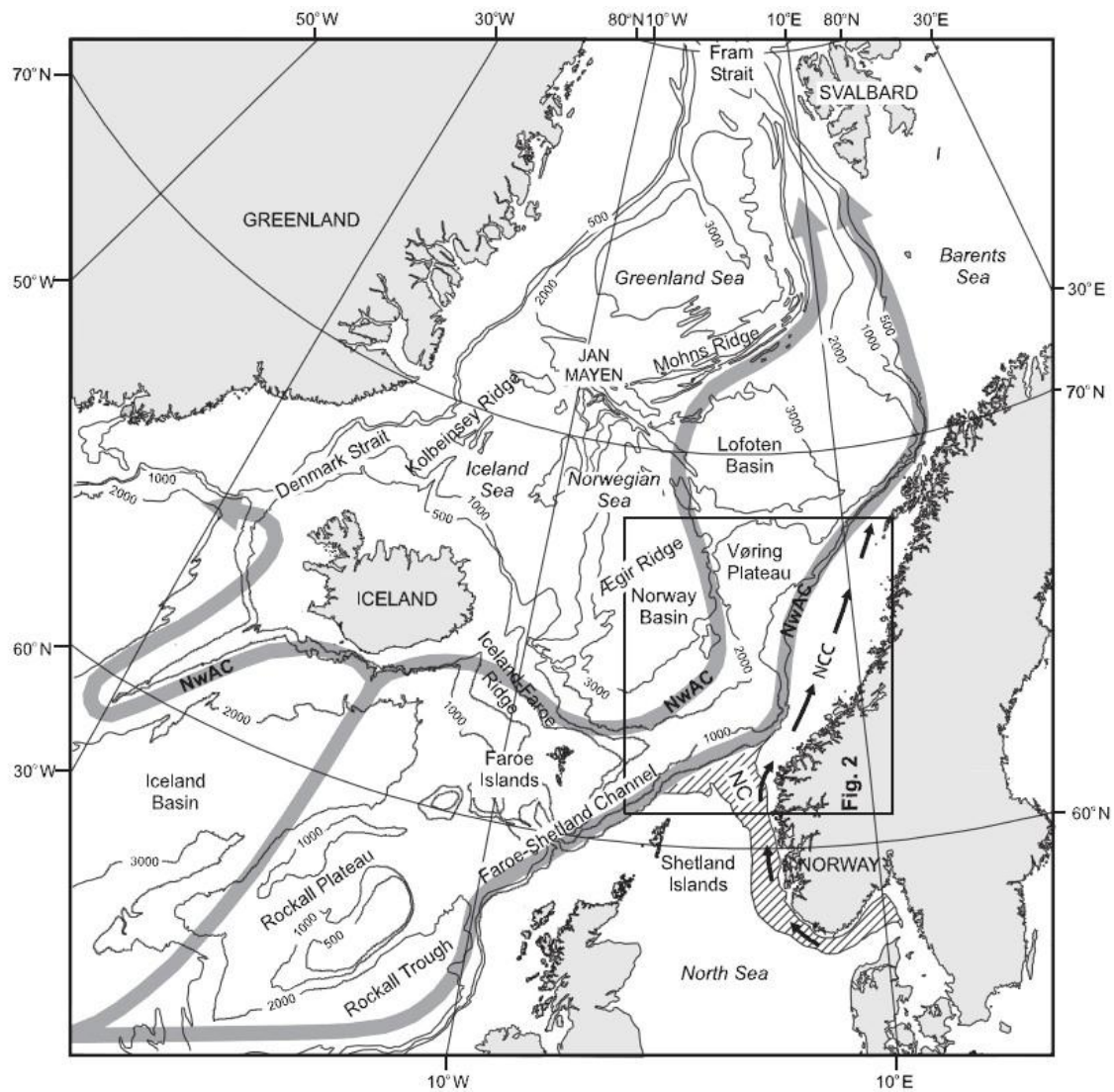
Røst og Værøy morenebanksystemene er datert til ca. 16.2 og 14.5 ka, mens Salten morenebanken er udatert (Laberg et al., 2007). Salten morenebanken ble muligens dannet av et breframstøt av en annen del av det Fennoskandiske isdekket (figur 2-8) (Laberg et al., 2009).

I dagens interglasiale periode har isdekkene blitt redusert til det Grønlandske isdekket som dekker mesteparten av Grønland og isolerte isbreer lokalisert på Nunavut øyene, Sibir, Skandinavia, Svalbard og Island (Nielsen et al., 2005).

2.7 Holocene oseanografiske forhold

I dag domineres den midt-norske kontinentalmarginen hovedsakelig av tre forskjellige typer vannmasser; Atlantisk vann fra syd (NwAC), Atlantisk dyphavsvann i Norske- og Lofotenbassenget (homohalint), og vann fra den norske kyststrømmen(NCC) (Mosby, 1972) (figur 2-9). Varmt (6-10 °C) og salint (35,1-35,3 ‰) overflatevann fra Atlanterhavet transporteres nordover som Norskestrømmen (NwAC). Dette avkjøles (<0 °C) og blir mindre salin (30-34 ‰) mot nord, synker ned og danner bunnvann som i vest strømmer som dype kalde vannmasser sydover langs marginen av østsiden av Grønland (Henrich og Baumann, 1994).

Norskestrømmen (NwAC) består av to greiner. Den østlige delen passerer mellom Færøyene og Shetland og fortsetter videre nordover langs eggakanten. Utenfor fastlands Norge passerer den vestlige grenen mellom Grønland-Skottlandryggen som er lokalisert mellom Island og Færøyene og strømmer videre nordover langs skråninga og ytre del av Vøringplatået (Bryn et al., 2005) (figur 2-9). Skillet mellom det overliggende atlantiske vannet i norskestrømmen (NwAC) og det underliggende norsk-arktiske intermediære vannmasser (NSAIW) er representert ved en sterk termoklin der temperaturen faller fra 5-6 °C til under 0 °C (Bryn et al., 2005). Et tilsvarende meridionalt sirkulasjonssystem som eksisterer i dag i Norske-Grønlandshavet foreslåes av Hebbeln et al. (1998) å ha eksistert de siste 200 000 år.



Figur 2-9: Kart med en oversikt over dagens strømmingsmønster i Nord-Atlanteren. NwAC: Norskestrømmen og NCC: den norske kyststrømmen. Strømmingsmønsteret NwAC av Orvik and Niller (2002). Figuren er fra Hjelstuen et al., (2004a).

3 MATERIALE OG METODER

3.1 Dataarbeidet

Dette studiet er basert på 3D seismisk kube MC3D-NNE2000 innsamlet av Petroleum Geo-Services ved Ramform Valiant/Ramform Explorer i år 2000. Det 3D seismiske datasettet er lokalisert på den sørvestlige delen av Trænabanken på den midt-norske kontinentalmarginen. Datasettet dekker et område på 1492 km². Nærmere informasjon om datasettet er oppsummert i tabell 3.

Tabell 3: Linjeavstand, skuddintervall, opptakslengde, samplingsrate og streameravstand under innsamling av de 3D seismiske data MC3D-NNE2000.

Linjeavstand	25 m
Skuddintervall	18,75 m
Opptakslengde	6 s
Samplingsrate	2.0 ms
Streameravstand	100 m

3.2 Oppløsning av seismisk data

For å kunne fastslå størrelsen av strukturer og elementer i seismiske data og hvordan disse størrelsene varierer med dyp er kunnskap og forståelse for oppløsning nødvendig. En skiller mellom to typer av seismisk oppløsning, vertikal og horisontal oppløsning. Med et økende dyp øker den seismiske hastigheten som følge av at bergarter er eldre og mer kompaktert, mens frekvensen avtar med dypet som følge av at høyere frekvenser i det seismiske signalet raskere blir absorbert enn lavere frekvenser. Dette medfører en bølgelengde som øker drastisk med dypet og gir en dårlig seismisk oppløsning (Brown, 1999) (figur 3-1).

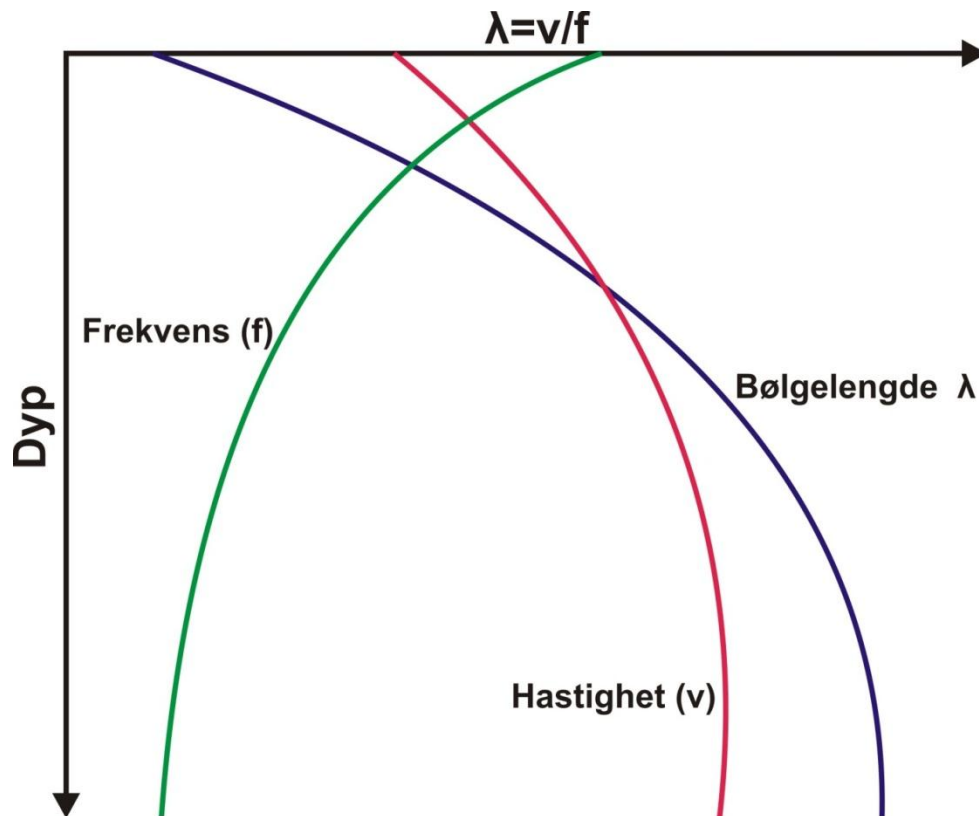
3.2.1 Vertikal oppløsning

Vertikal oppløsning defineres som den minste tykkelsen et lag kan ha for å kunne fremtre som et separat lag i et seismisk profil og er gitt som 1/4 av den dominerende bølgelengden. Så lenge tykkelsen på et lag er større enn 1/4 av bølgelengden (formel 1) er det mulig å skille topp og bunn av laget. Derimot lag med tykkelse helt ned til 1/30 av den bølgelengden vil fremtre som en refleksjon i seismikken, blir de mindre enn dette vil de ikke kunne oppdages i seismikken (Badley, 1986; Brown, 1999).

Formel 1:

$$\lambda = v/f \quad Vr = \lambda/4$$

λ = Bølgelengde til signal (m), v = seismisk hastighet(m/s), f = dominerende frekvens (Hz), Vr = Vertikal oppløsning (m).



Figur 3-1: Figuren viser forholdet mellom frekvens, hastighet og bølgelengde mot dypet. Med en økende hastighet vil frekvensen avta og bølgelengden øker. Dette resulterer da i en dårligere oppløsning. Figuren er modifisert etter Brown (1999).

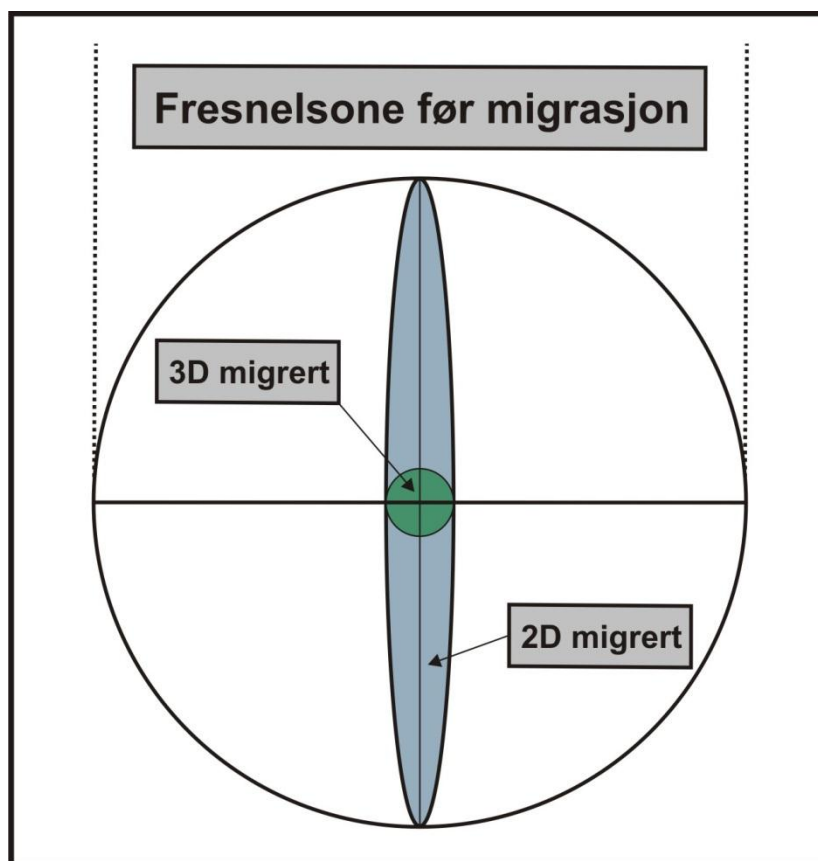
3.2.2 Horizontal oppløsning

Horizontal oppløsning i umigrerte data er definert ved Fresnelsonen, som er definert som den minste horisontale avstand mellom to refleksjonspunkt hvor det fortsatt er mulig å skille dem fra hverandre. For at elementer skal kunne fremtre som separate hendelser i seismiske data er de nødt til å være større enn Fresnelsonen (Badley, 1985). Fresnelsonen reduseres under migrasjon av seismiske data. For 2D migrasjon blir Fresnelsonen redusert til en ellipse perpendikulært med linjen og for perfekt 3D migrasjon, reduseres Fresnelsonen til en liten sirkel med en diameter på $\lambda/4$ (Brown, 1999) (figur 3-2).

Formel 2: Fresnelsonen

$$F = v\sqrt{\frac{t}{f}}$$

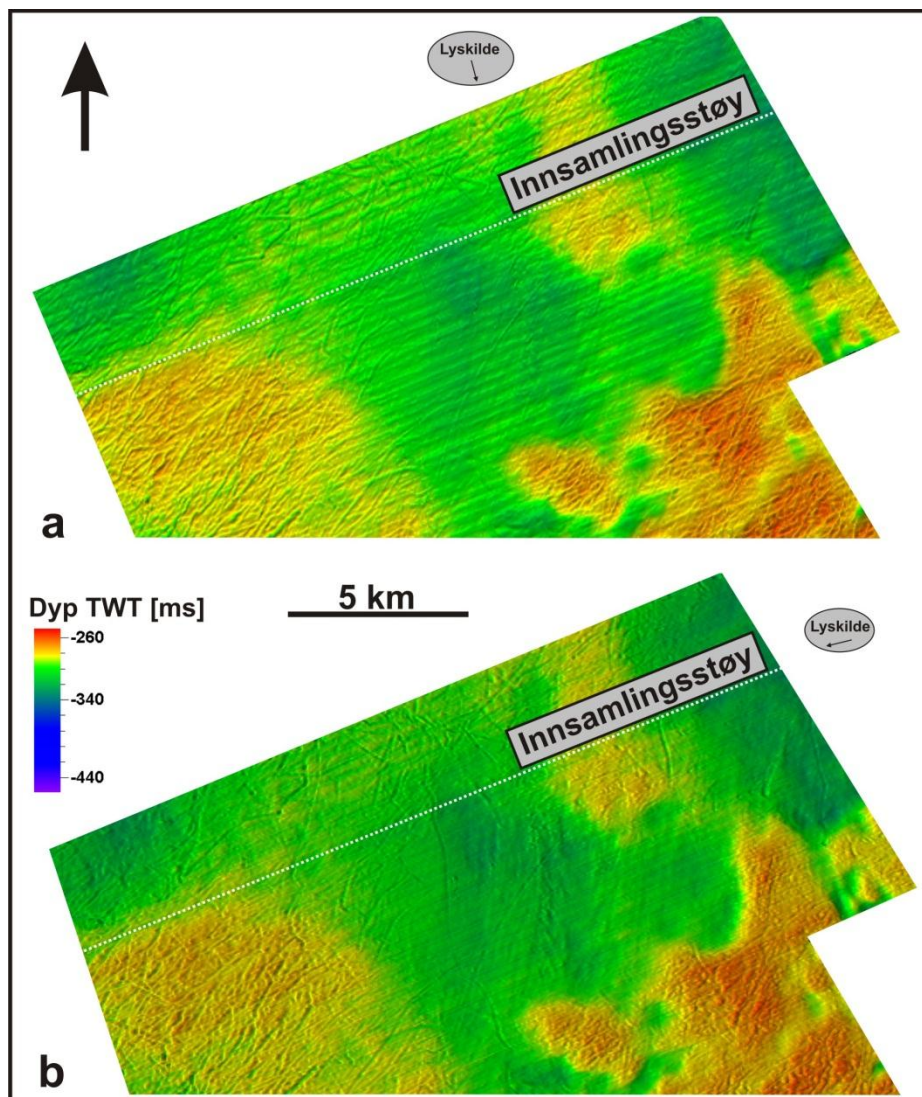
F= Fresnelsonen (m), **v**=hastighet (m/s), **t**= toveis gangtid(s), **f**=frekvens (Hz).



Figur 3-2: Fresnelsonen før migrasjon og etter migrasjon. Den store sirkelen representerer før migrasjon og ellipsen viser etter 2D migrasjon. Den lille sirkelen gir Fresnelsonen etter 3D migrasjon. Figuren er modifisert etter Brown (1999).

3.3 Artefakter

I datasettet MC3D-NNE2000 opptrer artefakter i form av innsamlingsstøy. Innsamlingsstøy defineres som systematisk støy som korrelerer med innsamlingsgeometrien til kilden og mottakeren (Marfurt et al., 1998). Dette er sett i dataene som små tidsskift med lik avstand mellom linjer som gir en bølget effekt på bildet. Innsamlingsstøy danner linesjoner som er parallelle med innsamlingsretning og vil alltid være tilstede i datasettet. Artefakter som opptrer i seismisk data kan virke forstyrrende og/eller feiltolkes til strukturer som i virkeligheten ikke er tilstede. Avhengig av lyssetting vil den visuelle opplevelsen på skyggerelieffkart variere, der hvor lyssettingen settes vinkelrett på innsamlingsstøyen i bildet blir støyen ekstra tydelig (figur 3-3a), mens derimot om lyssettingen settes parallelt med innsamlingsstøyen minimeres effekten av innsamlingsstøy i bildet (figur 3-3b).



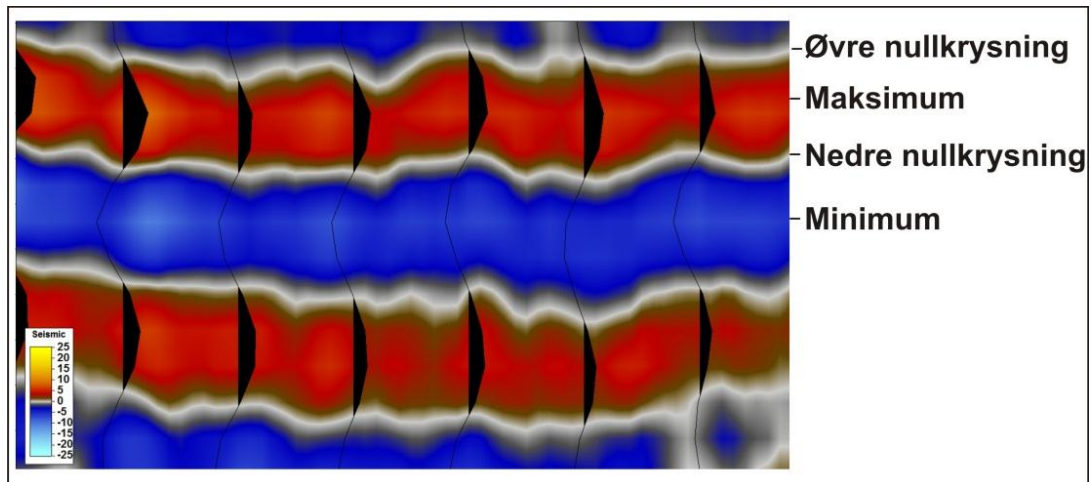
Figur 3-3: a) figuren viser effekten av en lyskilde vinkelrett på innsamlingsstøyen, b) effekten av en lyskilde parallelt med innsamlingsstøyen. Effekten av innsamlingsstøy reduseres betraktelig når lyskilden settes parallelt med innsamlingsstøyen.

3.4 Programvarer

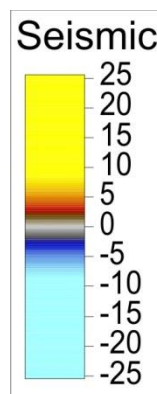
3.4.1 Petrel

Programvaren Petrel 2010.1 utviklet av Schlumberger har i denne oppgaven blitt brukt som tolknings og visualiseringsverktøy. Petrel har en rekke funksjoner og verktøy som kan benyttes til tolkning, generering av attributtkart og andre seismiske attributt-analyser. Petrel definerer høyde over havet som positive verdier og dybde under havnivå som negative verdier. Tolkning av seismiske horisonter i Petrel kan utføres på flere måter. Ved bruk av prosessen “seismic interpretation” har man muligheten til å velge mellom manuell tolkning eller automatisk tolkning. Først må det defineres hvilken del av det seismiske bølgesignalet man ønsker å utføre tolkningen på, man har muligheten til å tolke på maksimum, minimum, øvre nullkryssing eller nedre nullskryssing av det seismiske bølgesignalet (figur 3-4). Ved bruk av manuell tolkning velger brukeren ut to referansepunkt langs refleksjonen og programmet interpolerer mellom disse to punktene. Ved bruk av automatisk tolkning har man tre funksjoner å velge mellom; “guided autotracking”, “2D autotracking” og “3D autotracking”. “Guided autotracking” benytter to brukerdefinerte referansepunkt langs refleksjonen og finner den beste ruten mellom disse punktene. “2D autotracking” tolker ut fra et brukerdefinert referansepunkt langs reflektoren til den møter på en uregelmessighet. Ved bruk av “3D autotracking” benyttes et referansepunkt på reflektoren, programmet tolker ut i alle retninger fra dette punktet. Om refleksjonene er sterke og holder høy kvalitet er denne metoden en effektiv og rask metode for å tolke ut horisonter.

For å oppnå en god tolkning er det viktig at parameterne i programmet defineres etter hva slags hendelser som opptrer i de seismiske dataene. Der hvor refleksjonene viser kontinuasjon kan parameterne defineres mer romslig, mens derimot der hvor refleksjonene viser seg å være mer kaotisk vil det lønne seg å definere strengere parametere for å forsikre seg at man følger riktig refleksjon og minsker sjansen for feiltolkninger. Når tolkning er utført kan det genereres en overflate basert på tolkningen, denne overflaten kan senere grafisk manipuleres for å oppnå et bedre grafisk resultat. Presenterte seismiske snitt i denne oppgaven vil bli vist med samme farge og skalering. I hver presenterte figur vil en seismisk skala bli vedlagt til de seismiske snittene, hvor maksimum bølgetopp er indikert med rødt til gult, minimum bølgedal med blå og nedre/øvre nullkryssing i hvitt (figur 3-5).



Figur 3-4: Det seismiske bølgesignal med øvre nullkrysning, maksimum, nedre nullkrysning og minimum markert.



Figur 3-5: Seismisk skala som er benyttet for alle seismiske profiler i denne oppgaven.

3.4.2 Corel Draw

Denne programvaren er et vektorbasert redigeringsprogram som i denne oppgaven har blitt benyttet til å fremstille figurene som er presentert.

3.4.3 Global Mapper 13

Global mapper er et GIS-verktøy som leveres av Blue Marble Geographics. I denne oppgaven har programmet har blitt benyttet til å fremstille, redigere og analysere georefererte data. Et batymetrisk kart fra IBCAO (Jakobsson et al., 2008) har blitt lagt inn i programmet og kjørt sammen med et havbunnsgrid. Dette for å kunne sette formelementenes opptredende på havbunnen i studieområdet i en mer regional setting. Global mapper har også blitt benyttet til arealberegning av studieområdet samt for oppmålinger av ulike formelementer på havbunnen.

4 RESULTATER

Dette kapitlet bygger på tolkninger av horisonter fra den 3D seismiske blokken MC3D-NNE2000. Først vil en seismisk stratigrafi basert på de identifiserte refleksjonene presenteres. Videre vil havbunnens morfologi bli beskrevet og tolket, deretter vil begravede flater i Naustformasjonen på samme måte beskrives og tolkes. Resultatene vil bli diskutert i kapittel 5.

4.1 Seismisk stratigrafi

Den seismiske stratigrafien definert i dette studiet er korrelert til den etablerte seismiske stratigrafi på den midt-norske kontinentalmarginen utarbeidet av Ottesen et al. (2009). Formålet med denne korrelasjonen har vært å relatere de identifiserte refleksjonene til de ulike undersekvensene i Naustformasjonen, samt å gi dem et aldersestimat.

Ottesen et al. (2009) har etablert en seismisk stratigrafi for hele Naustformasjonen basert på regionale 2D-seismiske linjer. Datasettet som er benyttet i denne oppgaven er korrelert opp mot den seismiske linjen GMNR-94-106 som krysser Trænabanken på den NØ-delen av studieområdet (figur 4-1). Ottesen et al. (2009) benytter aldersmodellen av Rise et al. (2006). Denne aldersmodellen er senere blitt revidert av Rise et al. (2010) og sistnevnte aldersmodell er benyttet i dette studiet. Beskrivelsen av refleksjonsmønster er basert på Badley (1985).

I studieområdet er det to refleksjonsmønstre som dominerer; de dypere refleksjonene (R4-R7) er en del av prograderende sigmoide og oblikke kliniformer (figur 4-1), mens de grunne refleksjonene (havbunn-R3) opptrer i et aggraderende mønster (figur 4-1).

4.1.1 Refleksjon R8 (bunn av prograderende kile)

De prograderende kliniformene (R7-R4) nedlapper på refleksjon R8 som definerer bunnen av den prograderende kilen. Refleksjon R8 er horisontal til sub-horisontal og amplituden varierer fra høy til lav. Ofte er det en sammenheng mellom kontinuitet og amplitude, der amplituden er høy er kontinuiteten høy og i områder med lav amplitude er refleksjonen ofte diskontinuerlig. Refleksjon R8 er en inkonformitet og markerer en markant endring i avsetningsmønster. Refleksjon R8 korreleres derfor til bunn av Naustformasjonen og representerer dermed bunn av sekvens N (figur 4-1).

4.1.2 Refleksjon R7-R6

Refleksjon R7 og R6 representerer begge flater med fall mot vest og har høy amplitude og kontinuitet. Refleksjon R7 har størst fall ($\sim 2^\circ$), mens refleksjon R6 representerer en flate som viser en slakere gradient ($\sim 1^\circ$). Den seismiske enheten N-1 mellom R8 og R6 består av sigmoide til oblikke klinoformer med en indre akustisk transparent seismisk signatur. Den seismiske enheten N-2 mellom refleksjon R6 og R5 består av sigmoide til oblikke klinoformer med mer stratifiserte lagpakker (figur 4-1B). Refleksjonene R7 og R6 korreleres til interne refleksjoner i sekvens N i Naustformasjonen (figur 4-1A og B). Basert på denne korrelasjonen omtales heretter refleksjon R7 som intra Naust N1, og refleksjon R6 som intra Naust N2 (figur 4-1A og B).

4.1.3 Refleksjon R5

Refleksjon R5 representerer en flate med et fall mot vest-nordvest og har høy amplitude og kontinuitet. Sammenlignet med de eldre flatene R7 og R6 har R5 en slakere gradient ($\sim 0,7^\circ$). Mellom refleksjon R5 og R4 består den seismiske enheten av sigmoide til oblikke klinoformer med mer stratigrafiske lagpakker (figur 4-1B). Refleksjon R5 korrelerer med bunn av sekvens Naust A (figur 4-1A og B).

4.1.4 Refleksjon R4

R4 har høy amplitude og kontinuitet og trunkeres av den overliggende refleksjonen R3. Den seismiske enheten mellom refleksjon R4 og R3 består av aggraderende refleksjoner og sigmoide til oblikke klinoformer som har en akustisk transparent og homogen seismisk signatur (figur 4-1B). Basert på arbeidet av Ottesen et al. (2009) korreleres derfor refleksjon R4 til bunn av sekvens U i Naustformasjonen.

4.1.5 Refleksjon R3 (URU- Øvre regionale inkonformitetsflate)

De underliggende klinoformene trunkeres av refleksjon R3 som representerer en inkonformitet-URU. Den seismiske enheten mellom refleksjon R3 og R1 er dominert av aggraderende refleksjoner (figur 4-1B). Refleksjon R3 representerer dermed en endring fra et prograderende til et aggraderende avsetningsmønster. Refleksjon R3 observeres som en horisontal til sub-horisontal refleksjon og har høyest kontinuitet i de sørlige delene av datasettet. Lengre nord er refleksjon R3 karakterisert ved lav kontinuitet. Denne endringen korresponderer til bunn av sekvens S hos Ottesen et al. (2009) og refleksjon R3 korreleres derfor til bunn av sekvens S (figur 4-1A og B).

URU er en polysyklisk glasial erosjonsflate (Vorren et al., 1992) og det er derfor stor usikkerhet rundt lokalisering og alder på URU i den nordlige delen av studieområdet (figur 4-1B).

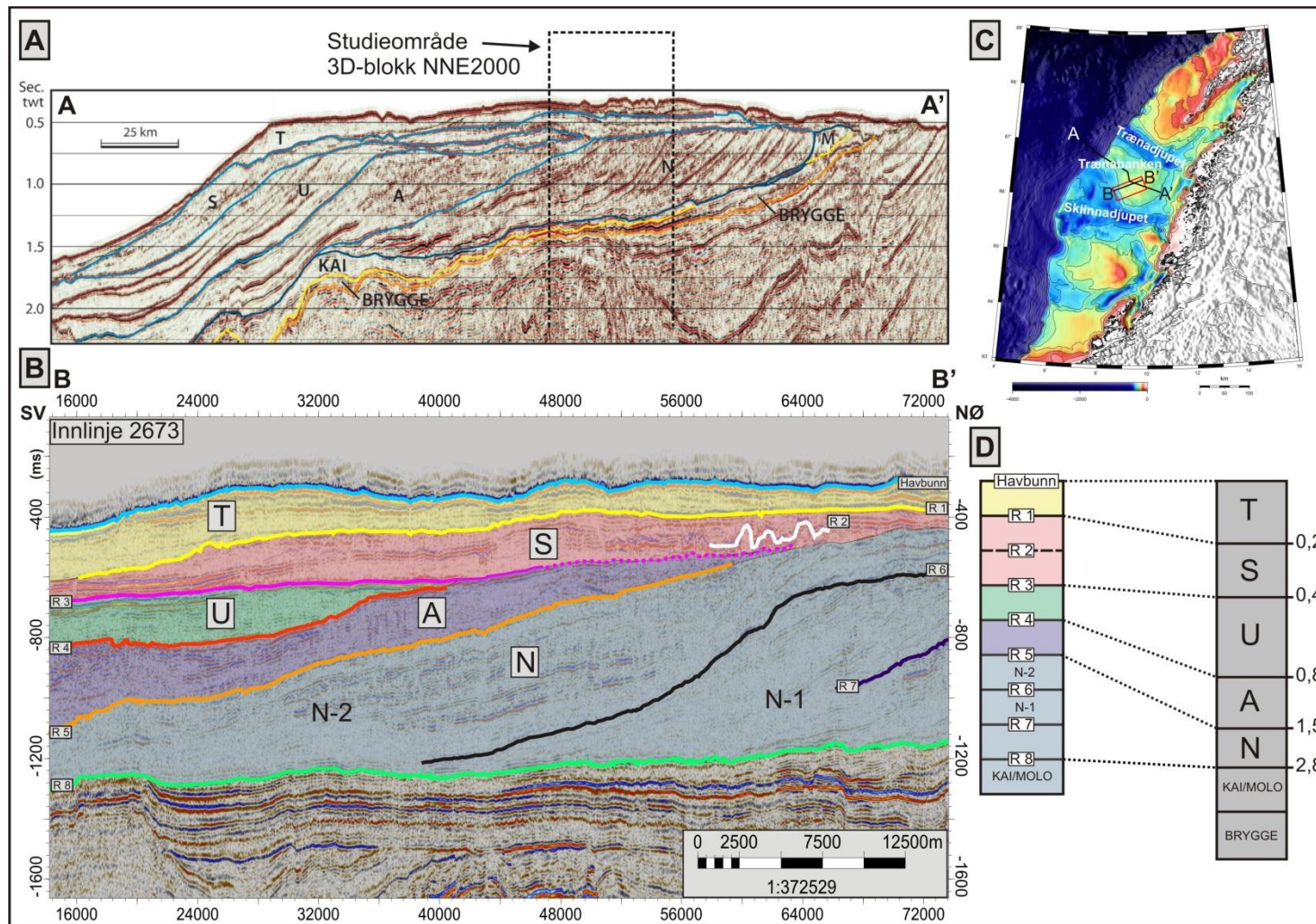
4.1.6 Refleksjon R2 og R1

Refleksjon R2 er en svært undulerende reflektor, med høy amplitude og lav kontinuitet, noe som kompliserer tolkningsarbeidet. Etter arbeidet til Ottesen et al. (2009) korreleres refleksjon R2 som en intern refleksjon innenfor sekvens Naust S (figur 4-1A og B) og vil heretter omtales som intra Naust S1.

Refleksjon R1 er en horisontal til sub-horisontal refleksjon med høy kontinuitet og høy amplitude. Refleksjon R1 korrelerer med bunn av sekvens T i Naustformasjonen (Ottesen et al., 2009) (figur 4-1A og B). Den seismiske enheten T domineres av aggraderende refleksjoner (figur 4-1B).

4.1.7 Alderestimater

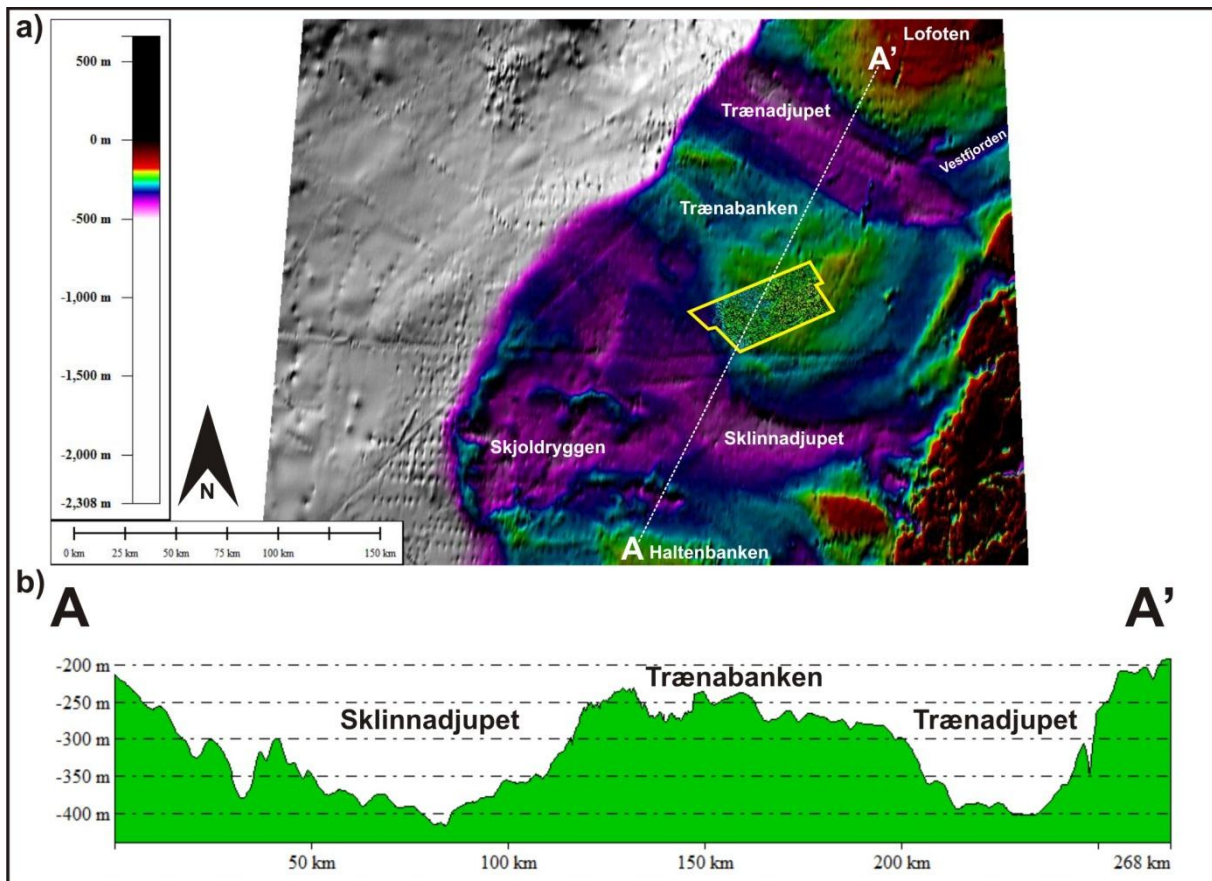
Alderen på de ulike sekvensene i Naustformasjonen og da spesielt for de eldste sekvensene, er ikke fastslått (Ottesen et al., 2009). Refleksjon R8 som er korrelert til bunn Naust N har etter aldersmodellen til Rise et al. (2010) en antatt alder på ca. 2,8 Ma (figur 4-1D). Refleksjon R5 korrelerer med bunn Naust A og har da en antatt alder på 1,5 Ma (figur 4-1D). Intra Naust N1 (refleksjon R7) og intra Naust N2 (refleksjon R6) representerer interne refleksjoner i Naust N og har derved en alder mellom 2,8 – 1,5 Ma (figur 4-1D). Videre korrelerer refleksjon R4 med bunn Naust U som har en antatt alder på 0,8 Ma (figur 4-1D). Bunn Naust S korrelerer med refleksjon R3 og har en antatt alder på 0,4 Ma (figur 4-1D). Refleksjon R1 korrelerer med bunn Naust T og er antatt å ha en alder på 0,2 Ma (figur 4-1D). Intra Naust S1 (refleksjon R2) representerer en intern refleksjon i sekvens Naust S har da en antatt alder mellom 0,4 – 0,2 Ma (figur 4-1D).



Figur 4-1: (A) seismisk profil (GMNR-94-106) over Trænabanken der Naustsekvensene N, A, U, S og T er markert. Studieområdet er også lokalisert. Figuren er modifisert etter Ottesen et al., (2009). (B) seismisk profil (innlinje 2673) over Trænabanken fra 3D-blokk NNE-2000 hvor de identifiserte reflektorene er korrelert opp mot den etablerte stratigrafien for Naustformasjonen (Ottesen et al., 2009). (C) lokaliseringskart der seismisk profil fra Ottesen et al. (2009) er markert (A-A'). Studieområdet (rødt rektangel) og innlinje 2673 (B-B') er også lokalisert. (D) korrelasjon av seismisk stratigrafi etablert i dette studiet og aldersmodell til Rise et al. (2010). Alderen på de ulike NAUST enhetene er oppgitt i millioner år.

4.2 Havbunnens førsteordens formelementer

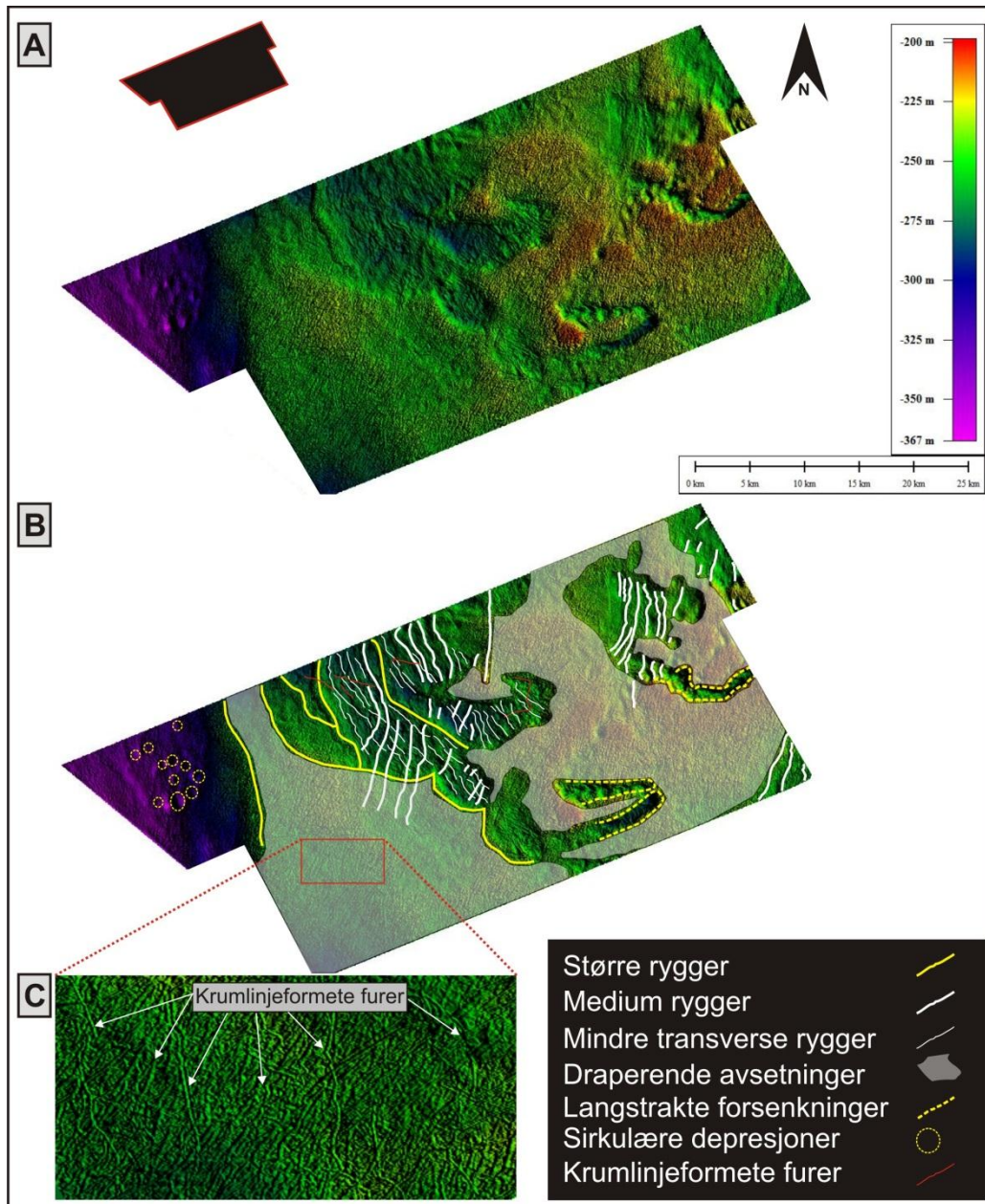
Førsteordens formelementer på en glasiert kontinentalmargin omfatter banker og store depresjoner i form av trau (Vorren, 2003). I studieområdet er det identifisert to førsteordens glasiere formelementer på havbunnen. Trænabanken dominerer studieområdet med unntak av i sørvest hvor den nordlige del av et transverst trau, Sklinnadjupet kommer inn (figur 4-2). Grensen mellom de to sees ved en markant økning i vanddyb (figur 4-2).



Figur 4-2: a) morfologien på kontinentalhylla utenfor midt-Norge hvor studieområdet er innrammet i gult (belysning er fra NV). b) Batymetrisk profil som viser forskjellen i vanddyb mellom Sklinnadjupet, Trænabanken og Trænadjupet.

4.3 Morfologiske formelementer på havbunnen

På havbunnen i studieområdet er det observert en rekke forskjellige formelementer (figur 4-3). Disse inkluderer flere grupper av parallelle til sub-parallele ryggelementer, overliggende akustisk transparente avsetninger med en overflate som inkluderer lange spor eller furer, noen med hurtige retningsskift, langstrakte forsenkninger og sirkulære forsenkninger. Disse vil under bli beskrevet og tolket. Vandndyp er beregnet fra tovegs gangtid (TWT) til meter ved bruk av en vannhastighet på 1480 m/s.



Figur 4-3: (A) skyggerelieffkart over havbunnen i studieområdet. (B) tolket skyggerelieffkart over havbunnen hvor alle observerte geomorfologiske formelementer er markert. (C) eksempler på pløyespor. Figuren er presentert med en 10x vertikal overdrivelse og med en belysning fra øst.

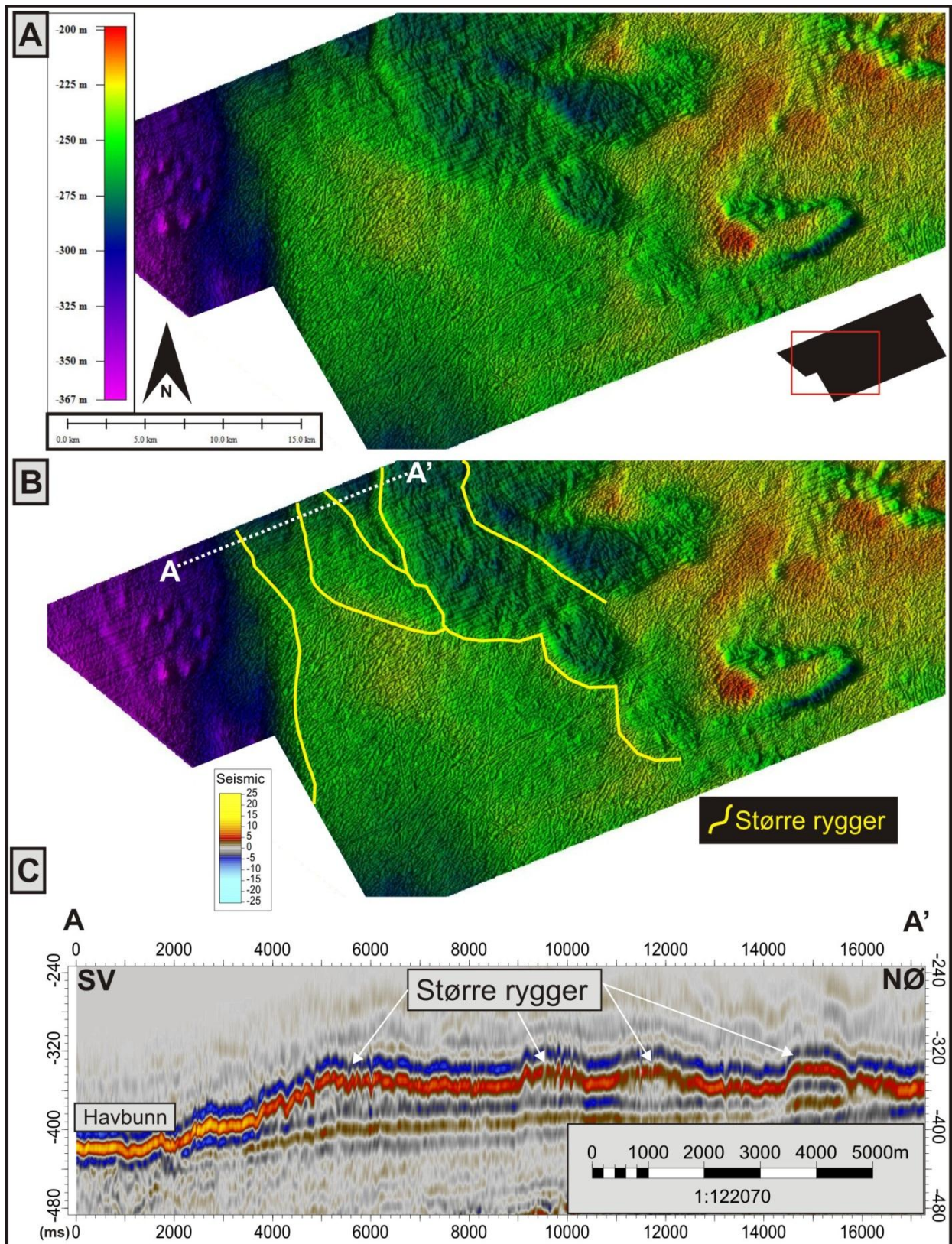
4.3.1 Parallele - sub-parallele rygger

4.3.1.1 Store rygger på ytre delen av banken (Frontavsetninger)

Nordvest i studieområdet er det identifisert fem rygger med et markant relieff (figur 4-4). De har en høyde mellom 10-30 m og en bredde fra 2000-2500 m. Ryggene er orientert i NV-SØ retning og har en lengde fra om lag 10 til 30 km. De ligger på sørlige, ytre del av banken, den vestligste helt ut mot overgangen til trauret (figur 4-3 og 4-4). Ryggene har en kurvet form og to av ryggene trunkeres av en tredje rygg. I det seismiske snittet viser ryggene en seismisk transparent indre signatur (figur 4-4).

Tolkning:

Basert på ryggenes lokalisering og geometriske form tolkes disse ryggene til å representere isfrontavsetninger dannet foran islober. Dannelsen av slike frontavsetninger kan relateres til opphold eller framrykk under tilbaketrekningen av isdekket på Trænabanken. Ryggen som trunkerer to rygger er trolig dannet under et fremstøt, for de andre to gir ikke dataene grunnlag for å skille mellom genese relatert til opphold eller fremstøt.



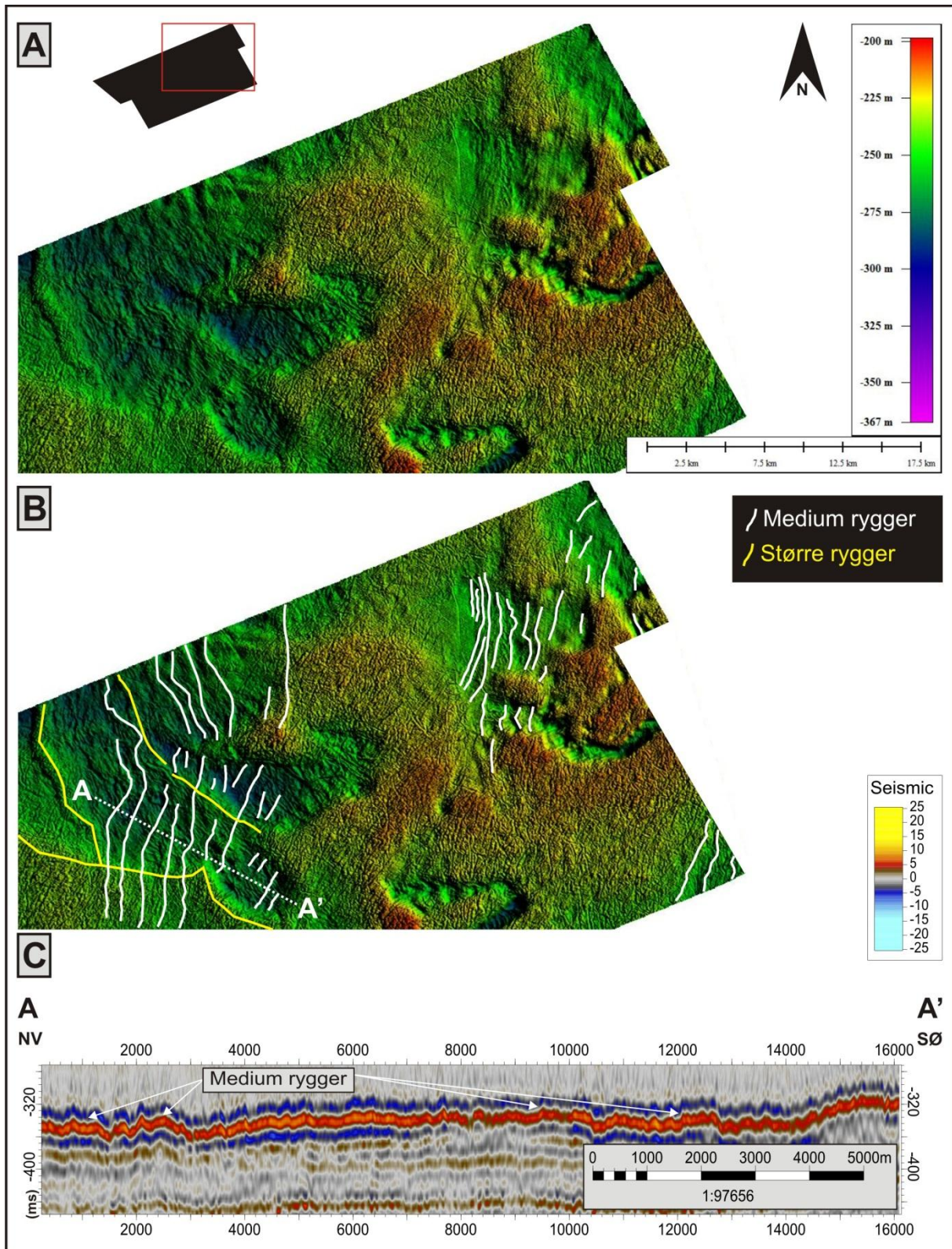
Figur 4-4: (A) skyggerelieffkart av havbunnen i et område hvor større langstrakte rygger forekommer. (B) tolket skyggerelieffkart av havbunnen hvor de større ryggene er markert med heltrukken gul linje. (C) linjen A-A' viser et seismisk snitt over de større ryggene. Ryggene ser ut til å være akustisk transparente. Figuren er vist med 20x vertikal overdrivelse og belysning fra øst.

4.3.1.2 Medium rygger på sentrale deler av banken (Eldre frontavsetninger)

Disse ryggene er orientert sub-transvers til transvers i forhold til de større ryggene og i sørvest strekker de seg delvis inn i områder med draperende avsetninger og en større rygg hvor de er mindre tydelige som følge av overlaging (figur 4-5). Ryggene har en lengde fra 500 m og opp til 12 km og en bredde mellom 200-1250 m. Relieffet varierer mellom 2-9 m og avstanden mellom hver rygg varierer mellom 500-1000 m. De fleste ryggene viser en NØ-SV orientering, men noen av ryggene ser ut til å endre retning til en mer NV-SØ orientering nord i studieområdet. Ryggene har en svakt kurvet til lineær form. Sentralt i den nordre delen av studieområdet er disse ryggene overlagret av et sett med mindre rygger (se under). Høyest tetthet av medium rygger forekommer sentralt i den nordlige delen av studieområdet (figur 4-5), mens en mindre gruppe med medium rygger er identifisert nordøst og sørøst i studieområdet. Disse er noe mindre tydelige.

Tolkning:

Ryggene er lokalisert innenfor de store ryggene og er orientert semi-transvers til transvers i forhold til disse. Dette indikerer at disse ryggene ikke ble dannet under islobenes tilbaketrekning fra ytre del av banken, men representerer en eldre fase med dannelse av rygger. Ut fra det faktum at ryggene er mindre enn de store ryggene tolkes de til å være dannet under en tidligere istid under kortere stopp eller mindre fremstøt sammenlignet med de store ryggene.



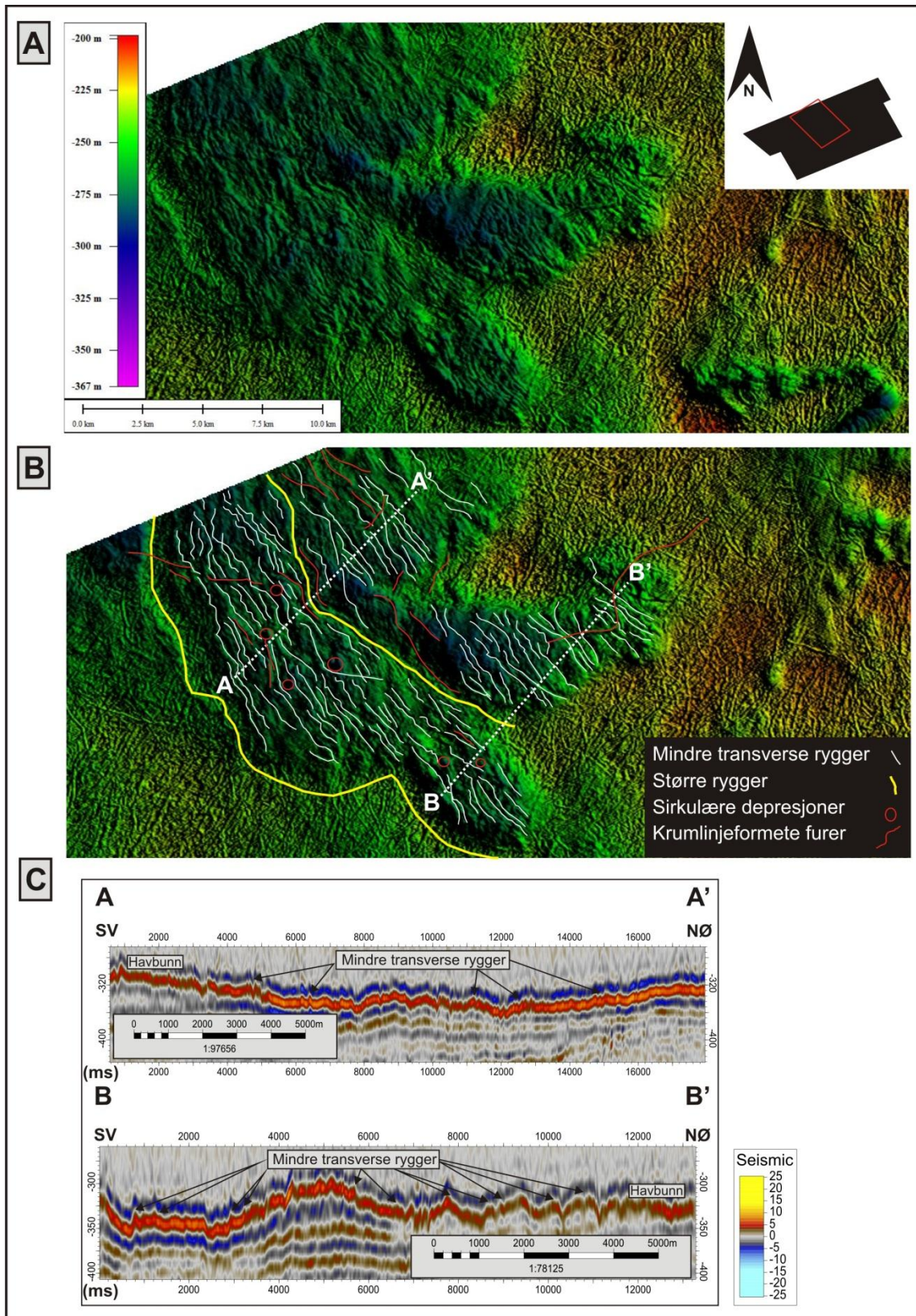
Figur 4-5: (A) skyggerelieffkart over havbunnen i studieområdet hvor medium rygger forekommer.(B) tolket skyggerelieffkart hvor medium rygger er markert med hvite heltrukne linjer. Disse ryggene er trolig frontavsetninger som trolig stammer fra en tidligere istid enn de større ryggene. (C) et seismisk profil over noen av ryggene. Figuren er vist med en 15x vertikal overdrivelse og belysning fra øst.

4.3.1.3 Mindre transverse rygger på sentrale deler av banken (mindre frontavsetninger)

Nord på den sentrale delen i studieområdet opptrer mindre, transverse rygger oppå ryggene av medium størrelse (figur 4-3 og 4-6). De har en NV-SØ trend og avstanden mellom hver rygg varierer mellom 100-300 m og de er semi-parallell til parallell med de største ryggene. Ryggformene befinner seg på et vandyp på omtrentlig 250 m, og høyden på ryggformene varierer fra 1-2 m og opp til 4-5 m. Ryggformene har en lengde som varierer mellom 0,5-8 km og har en svakt kurvet form (figur 4-6). Sirkulære depresjoner og krumlinjeformete furer fra en senere fase er identifisert i samme område som de mindre transverse ryggene.

Tolkning:

Disse ryggformene er parallell til semi-parallell med de største ryggformene og de ligger innenfor disse. På denne bakgrunn tolkes disse ryggene til å være avsatt under isens tilbaketrekning fra en maksimum-posisjon på ytre del av banken og dannet under relativt korte stopp eller fremstøt. Disse ryggene antas derfor å være de yngste ryggformene i studieområdet. De sirkulære depresjonene og krumlinjeformete furer er tolket til å representere pockmarks og pløyespor etter grunnstøtte isfjell.



Figur 4-6: (A) skyggerelieffkart over havbunnen hvor mindre, transverse rygger forekommer. (B) tolket skyggerelieffkart over havbunnen hvor mindre transverse rygger som trolig er mindre tilbaketrekningsmorener er markert i heltrukne hvite linjer. (C) linjene A-A' og B-B' viser seismiske snitt over de mindre ryggene. Figuren er vist med en 20x vertikal overdrivelse og en belysning fra sørvest-vest.

4.3.2 Draperende sedimenter (Glasimarine avsetninger)

Om lag halvparten av havbunnen i studieområdet er relativt flat og litt grunnere enn resten av området (figur 4-3 og 4-7). Seismiske data viser her et positivt relieff på den øvre seismiske enhet som har en dominerende transparent signatur (figur 4-7). Enheten ligger over formelementene som beskrevet over og har en mektighet mellom ~28 og 40 m (ved bruk av en hastighet på 1480 m/s). Enhetens overflate inkluderer krumlinjeformete furer, noen med hurtige retningsskift, og sirkulære forsenkninger. Tre større, langstrakte forsenkninger er også identifisert (figur 4-8).

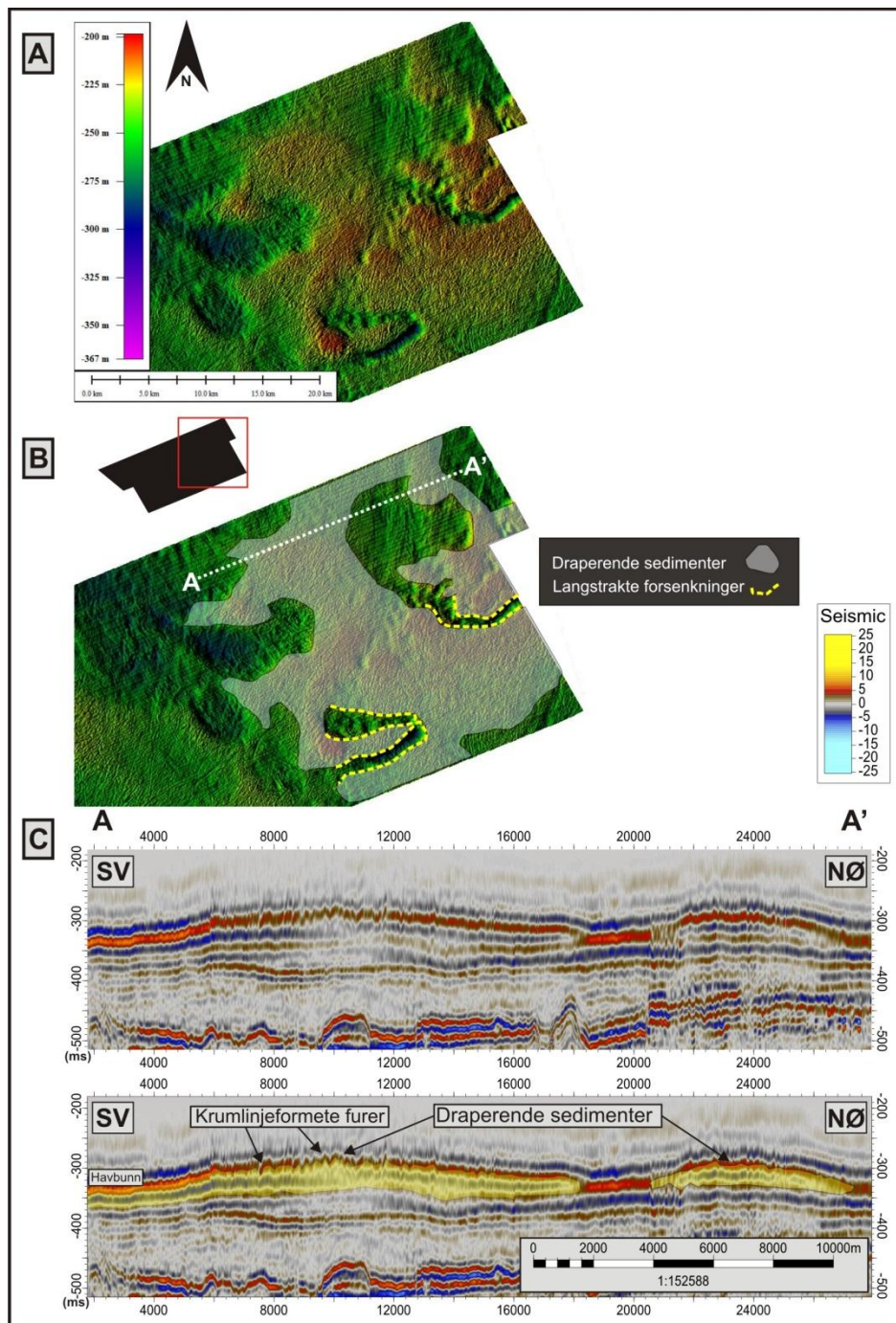
Tolkning:

Basert på avsetningens geometri tolkes den til å representere glasimarine sedimenter avsatt fra suspensjon foran en eller flere smeltevannskanaler. Avsetningene kan således representere deler av en subakvatisk utvasknings-vifte. Slike vifter dannes fra subglasiale og basale smeltevannstunneler ved grunningslinjen til isbreer som terminerer i marine miljø. Moderne studier har vist at ved slutten av smeltevannsesongen er det høy smeltevannstilførsel og derved også høy sedimenttilførsel (Cowan, 1988). Dette medfører at en slags jetstråle av sedimentrikt smeltevann strømmer ut av tunnelåpningen ved brefronten, denne jetstrålen endres til en sky av suspenderte sedimenter når treghetsmomentet i strømmen er mindre enn kraften i oppdriften (Powell, 1990).

Oppdriftskraften virker på det innkommende sediment-rike ferskvannet i glasimarine miljøer og danner skyer av suspenderte sedimenter som er kapable til å transportere finkornet sediment med seg vekk i fra viften. Slike suspenderte sedimenter kan opprettholdes flere titalls kilometer fra brefront som resulterer i et distalt leirbelte (Syvitski et al., 1987). Avsetninger av slike suspenderte sedimenter kan oppnå tykkelser opp til flere titalls meter og kan enten være massive eller stratifiserte avhengig av den teksturelle karakteristikk på de innkommende sedimentene (Walker og James, 1992).

Det faktum at de glasimarine avsetningene ikke dekker hele studieområdet kan skyldes fordelingen av smeltevannskanaler som påvirker fordelingen av suspenderte sedimenter og/eller at fordelingen ble påvirket av vind og havstrømmer. Avsetningene er også delvis erodert (se under).

En alternativ tolkning kan være at de draperende sedimentene er konturittavsetninger avsatt fra havstrømmer. Dette skal ikke utelukkes, men basert på identifiseringen av smeltevannskanaler (se under) i umiddelbar nærhet av de draperende sedimentene favoriserer at de er glasimarine avsetninger.



Figur 4-7: (A) et forstørret skyggerelieffkart av havbunnen i studieområdet hvor draperende sedimenter forekommer nordøst i studieområdet. (B) tolket skyggerelieffkart hvor draperende sedimenter som antas å være glasimarine avsetninger er markert. (C) linjen A-A' viser geometrien til de draperende sedimentene. Legg merke til krumlinjeformete furer som i senere tid har omarbeidet sedimentene på toppen av de draperende sedimentene. Figuren er presentert med en 20x vertikal overdrivelse og med en belysning fra vest.

4.3.3 Langstrakte – meandrerende forsenkninger (Smeltevannskanaler)

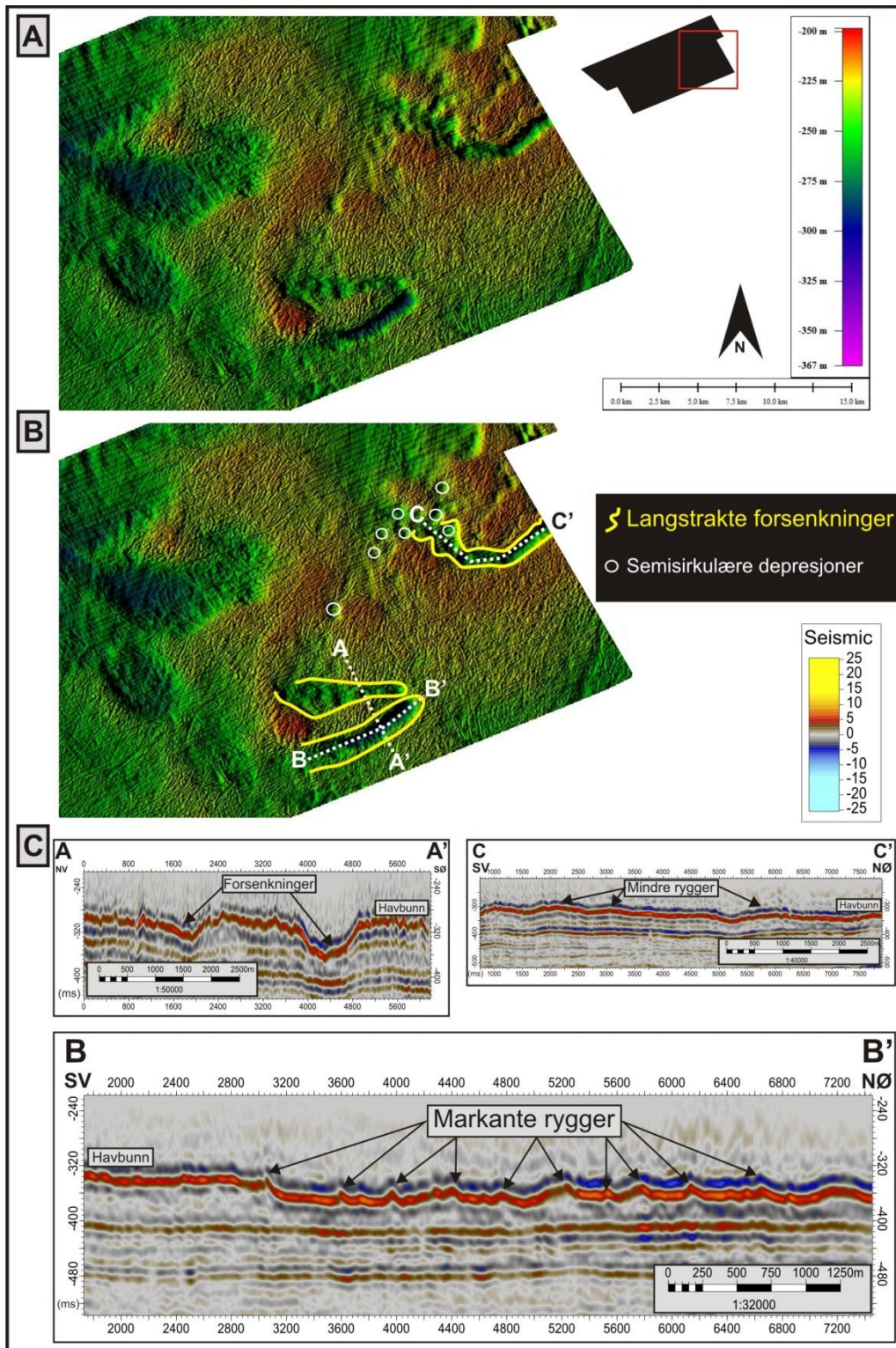
Tre relativt rette til meandrerende langstrakte forsenkninger forekommer nordøst og sørøst i studieområdet (figur 4-3 og 4-8). Bredden til forsenkningene varierer mellom 800-2500 m og dybden mellom 20-50 m. Den nordøstre forsenkningen har en lengde på ca. 10 km, mens forsenkningene i sørøst begge har en lengde på ca. 7 km. Felles for alle forsenkningene er at de har en undulerende bunnflate med positive former som ligger på tvers av bunnen (figur 4-8). Disse ryggformene opptrer relativt parallelt og avstanden mellom hver ryggform er mellom 250-400 m. Høyden på ryggene varierer mellom 2-14 m. Nordøst i studieområdet er semi-sirkulære depresjoner observert i munningen og omkringliggende av den ene meandrerende forsenkningen (figur 4-8). Dybden på disse varierer mellom 5 m og 10 m og de har en diameter på mellom 500 og 1000 m.

Tolkning:

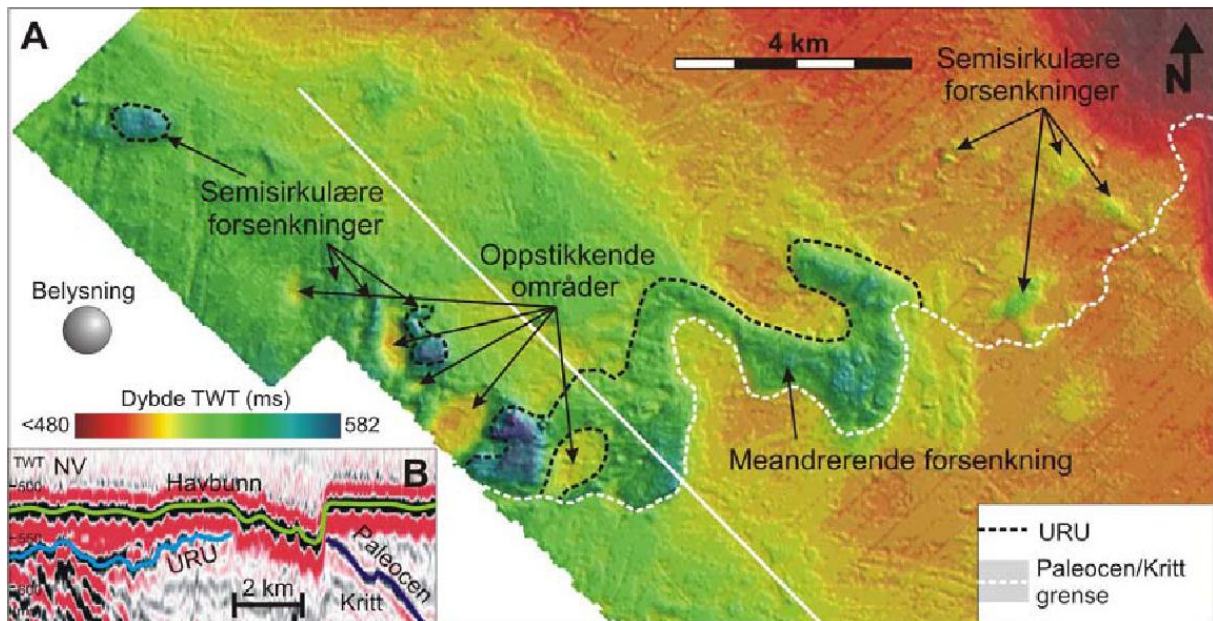
De tre relativt rette til meandrerende forsenkningene er ut fra formen tolket til å være subglasiale smeltevannkanaler. Mattingsdal (2008) har beskrevet en meandrerende smeltevannskanal ved Nordkappbanken i det sørvestlige Barentshavet. De tre observerte smeltevannskanaler i dette studiet viser en noenlunde samme størrelsesorden og likheter som den beskrevet av Mattingsdal (2008). Mattingsdal (2008) har også observert en undulerende flate i bunnen av forsenkningene med lokale forsenkninger og høyder, samt semi-sirkulære depresjoner like ved den meandrerende forsenkningen (figur 4-9). Wellner et al. (2006) har tolket en lignende kanal i Antarktis (figur 4-10) til å være en subglasial tunneldal dannet av smeltevann. Denne kanalen er 1 km bred og minst 10 km lang og erodert i sedimentære bergarter. Tunneldaler viser ofte en undulerende bunnflate med overfordypede områder langs bunnen av forsenkningen og kan ha en utstrekning på over 100 km og være over 4 km brede. Genesen til de markante ryggene som er lokalisert på tvers av kanalretningen er vanskelig å redegjøre for, men de kan være bevart på grunn av større motstandsdyktighet i forhold til erosjon enn de omkringliggende sedimentene. En alternativ tolkning er at ryggene er avsatt som sedimentbølger av havstrømmer.

De semisirkulære depresjonene kan ha vært dannet av det samme smeltevannet som eroderte ut forsenkningen i nordøst, men da med en mindre kraft slikt at det bare ble dannet enkeltstående semisirkulære depresjoner og ikke en sammenhengende meanderende forsenkning.

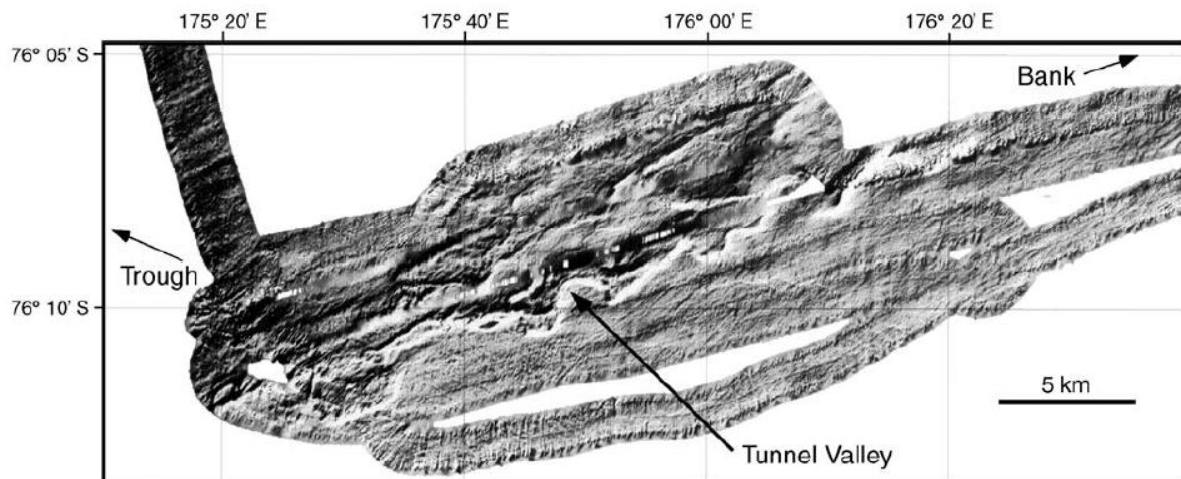
En annen tolkning kan være at de semi-sirkulære depresjonene er pockmarks. Pockmarks viser en semi-sirkulær til sirkulær form og er depresjoner som er dannet som følge av fluidmigrasjon gjennom ukonsoliderte havbunnsedimenter. Pockmarks kan i noen tilfeller vise indikasjoner på fluidmigrasjon nedover i lagpakken i form av maskering av det seismiske signalet (King og Maclean, 1970; Hovland, 1981; 1982). I det seismiske profilet viser ingen av depresjonene maskering av det seismiske signalet som kan tyde på en grunn kilde og kort migrasjonsvei for fluidene. Genesen til de semi-sirkulære depresjonene er noe uklar, men jeg finner det mest sannsynlig at de på grunn av sin nærhet til smeltevannskanalen kan relateres til erosjon av smeltevann.



Figur 4-8: (A) viser et forstørret skyggerelieffkart av havbunnen hvor tre langstrakte forsengkninger er presentert. (B) tolket skyggerelieffkart av havbunnen hvor langstrakte forsengkninger tolket til å være smeltevannskanaler er markert med heltrukne gule linjer og semi-sirkulære depresjoner er markert med hvite sirkler. (C) linjene A-A', B-B' og C-C' viser seismiske snitt av smeltevannskanalen. Legg merke til de markante ryggene i linjen B-B'. Figuren er vist med 10x vertikal overdrivelse og med en belysning fra vest.



Figur 4-9: (A) et skyggerelieffkart av havbunnen ved Nordkappbanken, hvor en meandrerende forsenkning forekommer. (B) seismisk snitt (hvit linje) gjennom området, Dybden er gjengitt i toveisgangtid i ms. Fra Mattingdal (2008).



Figur 4-10: Multistrålebilde av en tunneldal i observert i det vestlige Rosshavet i Antarktis. Fra Wellner et al. (2006).

4.3.4 Krumlinjeformete furer (Pløy espor etter isfjell)

Krumlinjeformete furer dominerer havbunnen og spesielt er tettheten stor i de grunnere delene av studieområdet hvor vanddyppet varierer mellom 200-250 m (figur 4-11). Furene varierer i lengde fra noen hundre meter og opp til 20 km. I tverrsnitt viser furene en V eller U-form (figur 4-11) med en bredde varierende fra ca. 80 m og opp til 200 m. Dybden på furene varierer fra 2-10 m. Dype og smale furer viser en V form i tverrsnitt, mens de mer grunne og brede furene viser en U form i tverrsnitt.

Furene viser en foretrukket orientering i NØ-SV retning. Ofte viser furene en eller flere retningsskifter og krysser hverandre. I den nordlige sentrale delen av havbunnen er tilstedeværelsen av krumlinjeformete furer liten. De krumlinjeformete furene opptrer med størst tetthet på de grunnere delene av studieområdet. Noen av de krumlinjeformete furene på de grunne områdene blir mindre tydelig ut mot den sentrale nordlige delen av studieområdet som er dypere. Disse krumlinjeformete furene ser ut til å gjenoppstå og bli tydeligere igjen på de grunne områdene (figur 4-3).

Tolkning:

Basert på de krumlinjeformete furenes geometriske form, dybde og orientering tolkes de til å være pløy espor dannet av isfjell. Lien (1983) finner at pløy espor av isfjell forekommer på vanddypp mellom 120 m – 500 m på den norske kontinentalhylle og pløy esportene har en maksimums bredde og dyp på 250 m og 25 m. Identifiseringen av frontavsetninger i studieområdet vitner om en tidligere marin isbre som har gitt opphav til dannelsen av isfjell. Isfjell som pløyer og skurer havbunnen er et vanlig fenomen i front av marine isbreer (Barnes og Lien, 1988). Dannelsen av pløy espor fra isfjell forekommer når kjølen av et isfjell overstiger vanddyppet og på den måten eroderer i havbunns sedimentene (Lien, 1983; Vorren, 2003). Isfjell som dannes ved kalving fra marine isbreer og is-bremmer kan transporteres store avstander før de smelter bort. Hovedsakelig er det havstrømmer og vind som påvirker isfjells transportretning.

I studieområdet viser pløy esportene en orientering i SV-NØ retning. Dette indikerer at det har vært havstrømmene som har fulgt marginen fra SV mot NØ, som har vært viktigst for isfjellenes transportretning.

Grunnen til at noen pløy espor forsvinner og så gjenoppstår kan relateres til isfjelllets størrelse kombinert med vanddypp. Isfjellet er ikke stort nok til å nå helt til havbunnen på de dypere

delene av studieområdet og etterlater seg dermed ingen pløyespor her. Når isfjellene transporteres over grunnere områder når undersiden av isfjellet ned til havbunnen igjen, eroderer og danner pløyespor. En annen forklaring på dette kan tenkes å være påvirkning av tidevann. Hvor undersiden av isfjellene har nådd ned under fjære perioder, mens vandypet har vært for stort for at undersiden av isfjellene har nådd ned til havbunnen under flo perioder.

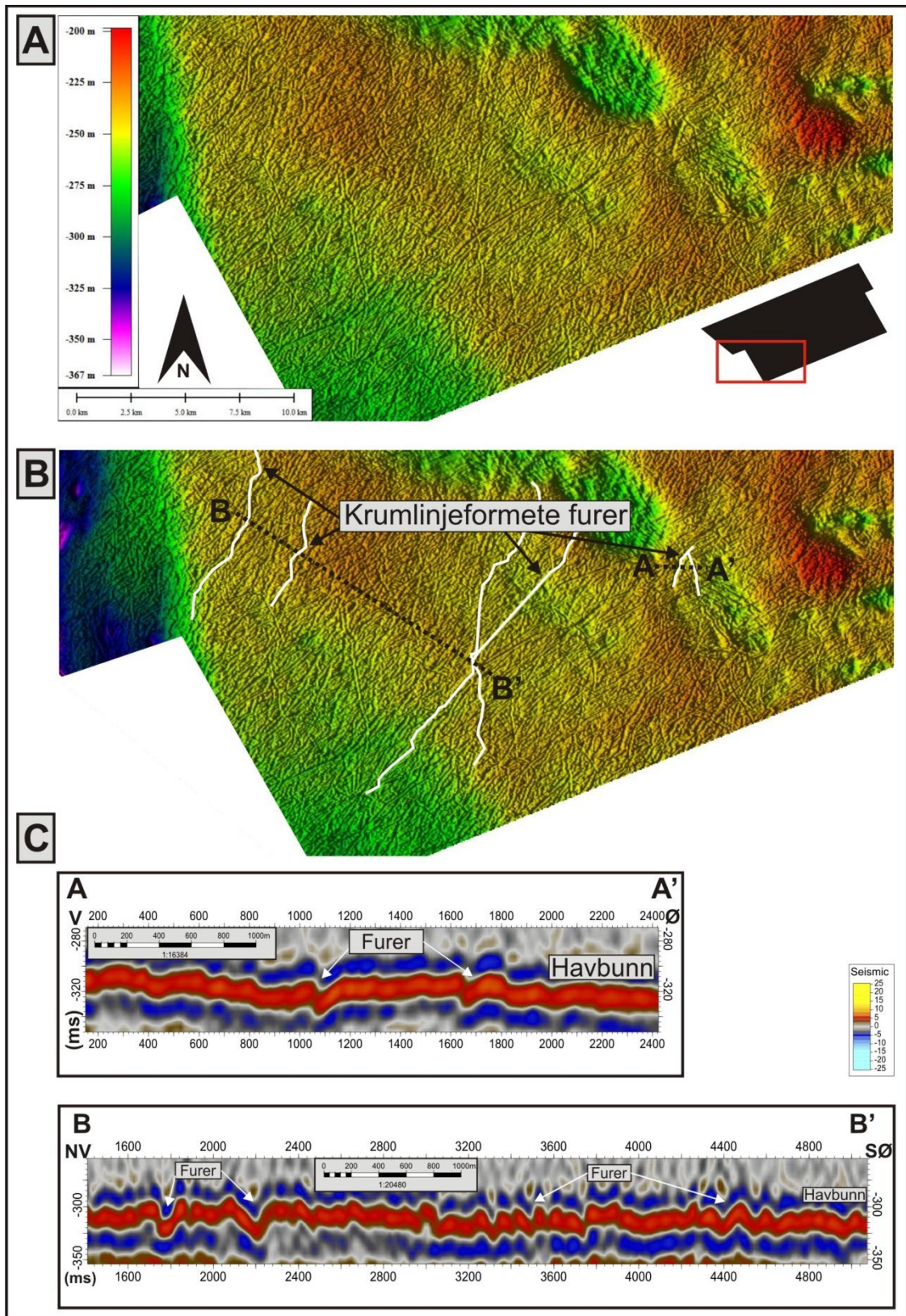
4.3.5 Semi-sirkulære til sirkulære depresjoner (Pockmarks)

Sørvest for overgangen mellom Trænabanken og Sklinnadjupet forekommer det depresjoner med en semi-sirkulær til sirkulær form (figur 4-12). De semi-sirkulære til sirkulære depresjonene har en variasjon i diameter fra 450 m og opp til 1300 m og en variasjon i dyp fra 2-16 m. I tverrsnitt viser de en parabolform uten omkringliggende rygger. Det er identifisert akustisk maskering av det seismiske signalet for noen av depresjonene. Krumlinjeformete furer ser ut til å krysse noen av depresjonene (figur 4-12).

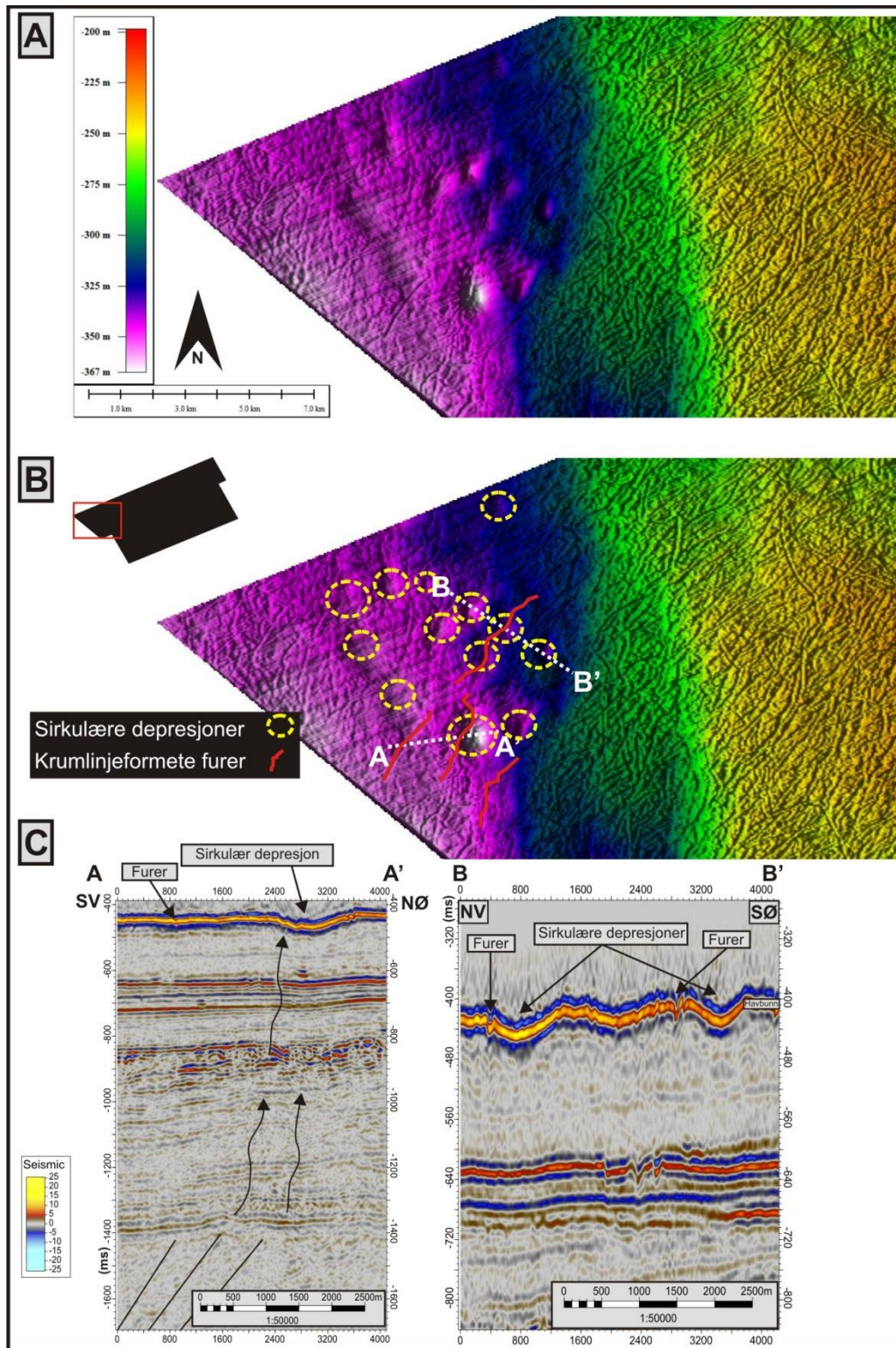
Tolkning:

Depresjonens geometri indikerer at de representerer pockmarks. Pockmarks viser en semi-sirkulær til sirkulær form og er depresjoner som er dannet som følge av fluidmigrasjon gjennom ukonsoliderte havbunnssedimenter. I noen tilfeller kan indikasjoner på fluidmigrasjon følges nedover i lagpakken i form av maskering av det seismiske signalet (King og Maclean, 1970; Hovland, 1981; 1982). Dette er observert for noen av pockmarksene i studieområdet hvor det ser ut til at fluider har migrert langs roterte forkastningsblokker i de dypere lagpakker gjennom pipestrukturer til havbunnen (figur 4-12C). Pockmarks uten akustisk maskering i de underliggende lagpakker tyder på en grunn kilde og kort migrasjonsvei for fluider.

En alternativ tolkning er at de sirkulære til semi-sirkulære depresjonene kan være dannet av grunnstøtte isfjell som har stoppet opp i områder med markert reduksjon i vandyp. De krumlinjeformete furene som i noen tilfeller krysser noen av de semi-sirkulære til sirkulære depresjonene tolkes til å representere pløyespor av isfjell. Det ser imidlertid ikke ut til at noen av depresjonene er direkte forbundet med pløyespor ved at pløyespor ender i en depresjon. Denne tolkningen antas derfor å være mindre sannsynlig for å forklare dannelsen av depresjonene innen studieområdet. Disse formene er heller ikke trolig relatert til smeltevann da de ligger relativt langt unna andre former som kan knyttes til denne type erosjon.



Figur 4-11: (A) skyggerelieffkart av havbunnen som viser et utsnitt av en grunnere del av studieområdet. (B) eksempler på krumlinjeformete furer (hvit heltrukket linje), legg merke til at noen av furene krysser hverandre.(C) linjene A-A' og B-B' er seismiske profiler over krumlinjeformete furer. Figuren er presentert med 10x vertikal overdrivelse og belysning fra vest.



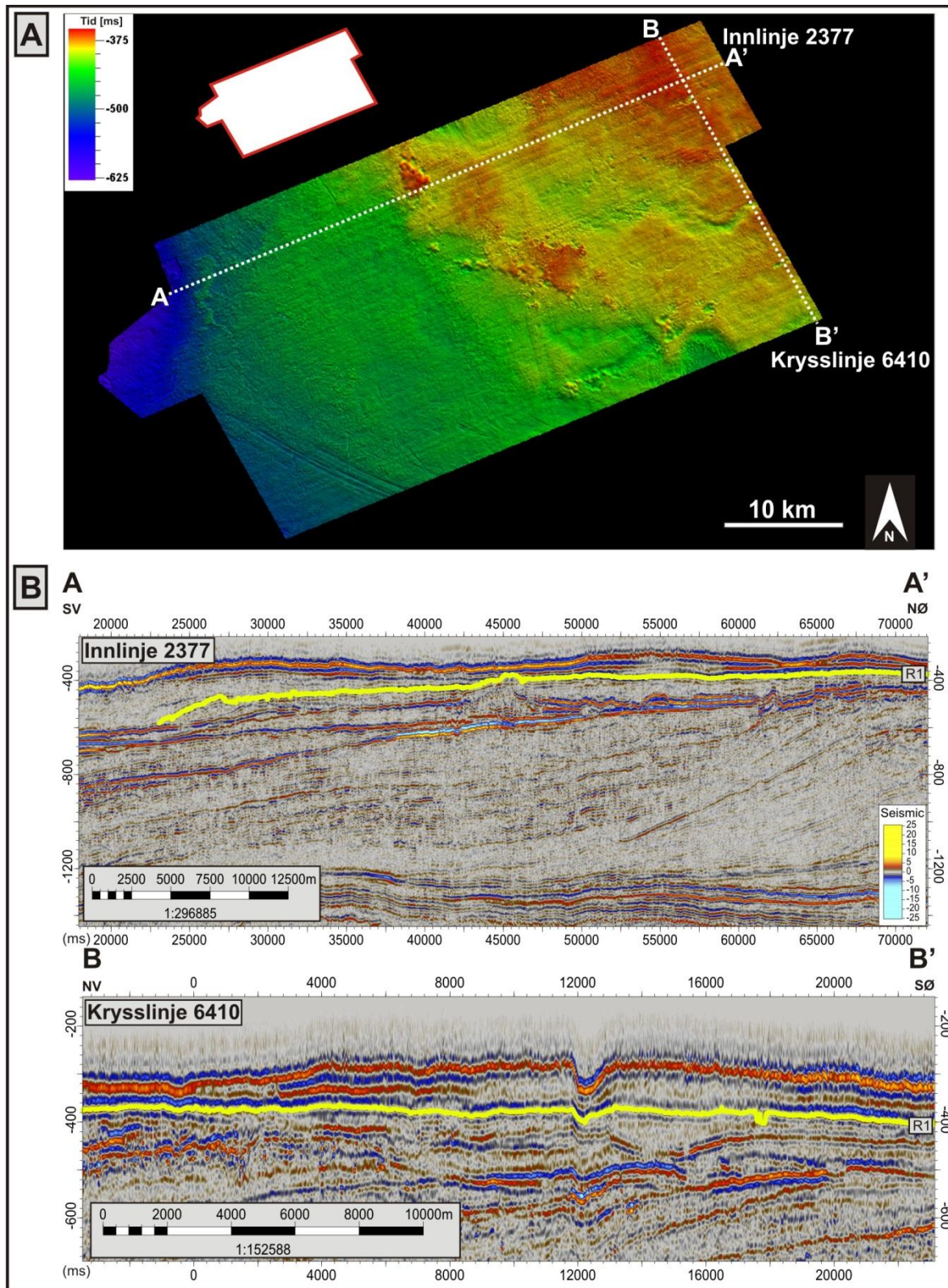
Figur 4-12: (A) skyggerelieffkart av havbunnen hvor sirkulære til semi-sirkulære depresjoner forekommer. (B) tolket skyggerelieff kart hvor depresjonene som tolket til å være pockmarks er markert som gule stiplede sirkler). (C) seismiske profiler (Linjene A-A' og B-B') som krysser pockmarks. Legg merke til at noen krumlinjeformete furer tolket til å være pløyespor fra isfjell (rød heltrukken linje) krysser enkelte pockmarks. Heltrukne sorte linjer indikerer roterte forkastningsblokker og sorte piler mulige migrasjonsruter for fluider. Figuren er presentert med 10x vertikal overdrivelse og belysning fra vest.

4.4 Morfologiske formelementer på begravde flater

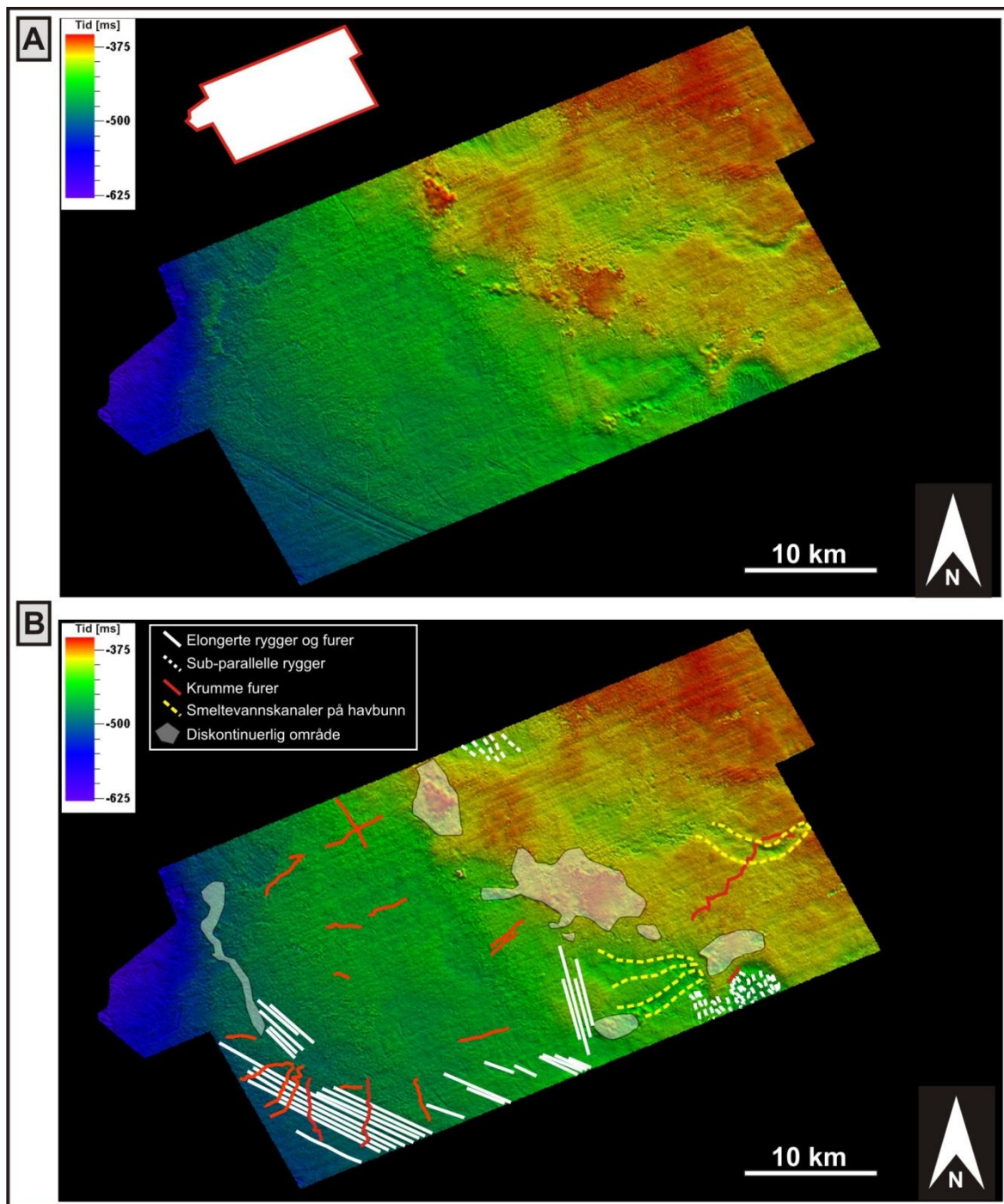
Totalt er det identifisert 8 begravde flater som er navngitt R1 (yngst) – R8. Disse flatene representert ved refleksjonene R1-R8 som tidligere i oppgaven er korrelert med den etablerte stratigrafien for Naustformasjonen (Ottesen et al., 2009). For beregninger av mektigheter og relieff er det benyttet en seismisk hastighet på 1700 ms^{-1} ved refleksjon R1, 1800 ms^{-1} ved R2 og R3 og for de resterende refleksjonene R4-R8 en seismisk hastighet på 2000 ms^{-1} .

4.4.1 Bunn Naust T (refleksjonsflate R1)

Denne refleksjonsflaten ligger i den øvre, aggraderende seismiske enhet (figur 4-13). Det er identifisert tre ulike geomorfologiske formelementer på denne flaten; sub-parallelle rygger, elongerte rygger og furer samt krumme furer (4-14). Denne flaten inneholder noen områder som er problematiske å tolke som følge ved at refleksjonen har lav amplitude og er diskontinuerlig. Disse områdene vil bli markert i de presenterte figurene og merkes “diskontinuerlige områder”. Dyp blir presentert i tovegs gangtid (TWT) i millisekund (ms).



Figur 4-13: (A) viser et skyggerelieffkart av bunn Naust T (refleksjonsflate R1). (B) to seismiske linjer (innlinje 2377 og krysslinje 6410) viser hvor bunn Naust T (refleksjonflate R1) er stratigrafisk lokalisert. Belysningen er fra SV og presentert med en 15x vertikal overdrivelse.



Figur 4-14: (A) utolket skyggerelieffkart av bunn Naust T. (B) tolket skyggerelieffkart av flaten bunn Naust T hvor geomorfologiske fornelementer er markert. Figuren er presentert med en 5x vertikal overdrivelse og en belysning fra SV.

4.4.1.1 Elongerte rygger og furer (Mega-skala glasierte lineasjoner)

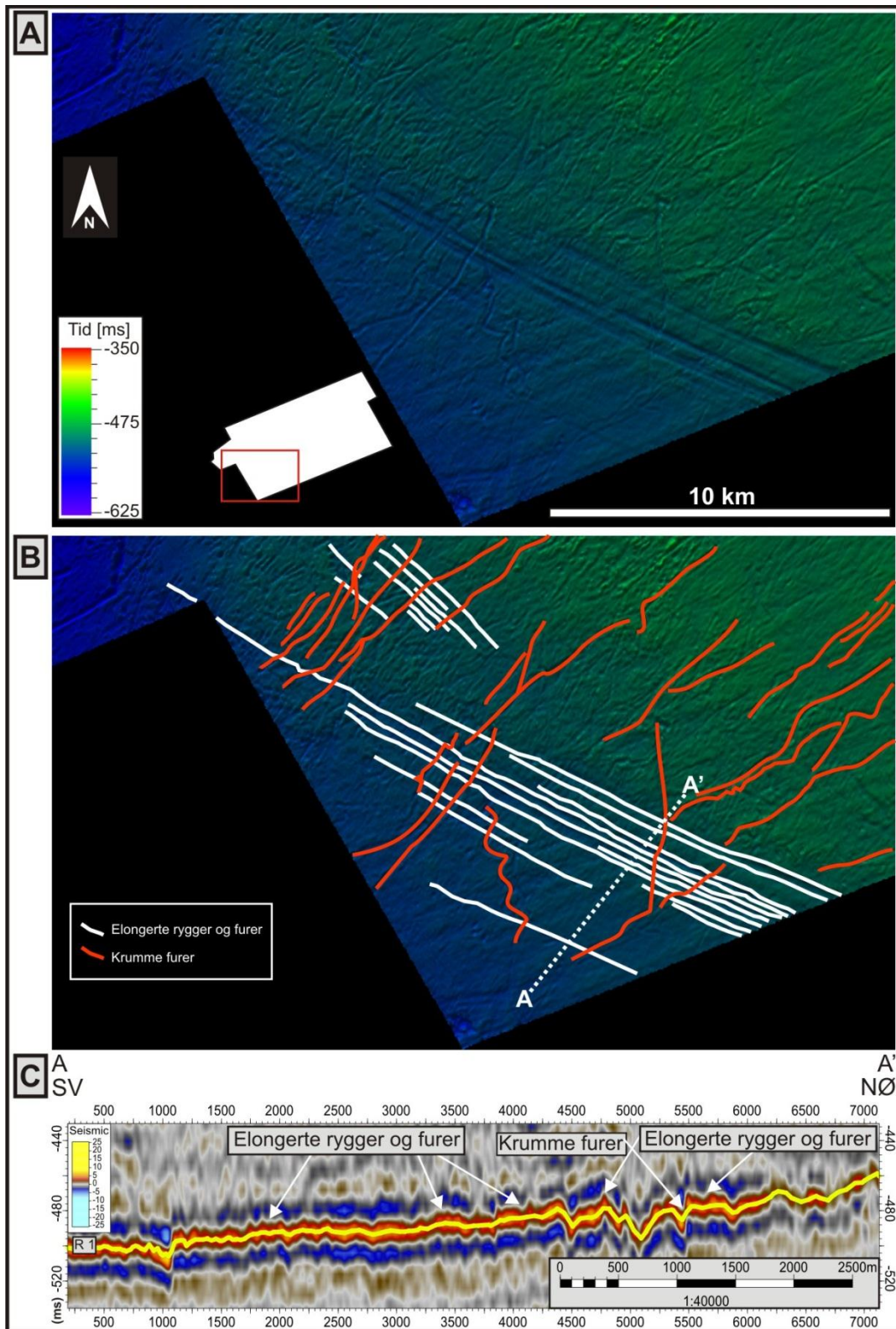
Sør-sørvest på bunn Naust T forekommer det flere elongerte furer og rygger med en nordvest-sørøst orientering og en tilnærmet rettlinjert form (figur 4-14 og 4-15). Et unntak er sentralt i den sørlige delen hvor fire elongerte rygger og furer med en mer NNW-SSØ orientering forekommer (figur 4-14). Generelt er lengden på alle observerte elongerte furer og rygger fra 1 km og opp til 17 km og de har et relieff mellom 2,5 m og opptil 13 m. Bredden varierer mellom 80 m og opptil 300 m.

Lengde/bredde-forholdet er fra 10:1 og opp mot 56:1. De elongerte furene og ryggene har i senere tid blitt påvirket av pløyespor (se under) (figur 4-14 og 4-15).

Tolkning:

Formen og lengde/bredde-forholdet til de langstrakte ryggene og furene gjør at de tolkes til å representere mega-skala glasierte lineasjoner. Mega-skala glasierte lineasjoner er geomorfologiske formelementer som antas å være dannet av hurtigstrømmende is (Clark, 1993; Stokes og Clark, 1999; 2002). De er tidligere beskrevet på land i det nordlige Canada (Clark, 1993) og i tidligere glasierte marine miljøer både fra Antarktis (Stokes og Clark, 2001; Dowdeswell et al., 2004) og utenfor Norge, Svalbard og i Barentshavet (Ottesen et al., 2002, 2005; Rafaelsen et al., 2002; Dowdeswell et al., 2006).

I sen weichsel var traueene på kontinentalhylla utenfor Norskekysten okkupert av isstrømmer som forårsaket storskala erosjon, sporene etter isstrømmene er bl.a. mega-skala glasierte lineasjoner på havbunnen (for eksempel: Andreassen et al., 2007).



Figur 4-15: (A) skyggerelieffkart av et utsnitt av Bunn Naust T. (B) utsnitt av bunn Naust T hvor elongerte furer og rygger tolket til å være mega-skala glisiale lineasjoner er markert. Legg merke til krumme furer tolket til å være pløyespor som har erodert i de mega-skala glisiale lineasjonene. (C) seismisk linje (A-A') over mega-skala glisiale lineasjoner. Figuren er fremstilt med en belysning fra øst og en 20x vertikal overdrivelse.

4.4.1.2 Sub-parallele rygger (De Geermorener)

I sørøst og sentralt i nord på bunn Naust T forekommer sub-parallele rygger orientert tilnærmet N-S (figur 4-14 og 4-16). Avstanden mellom toppen av ryggene varierer mellom 100-300 m, og de har en lengde mellom 0,5-2,5 km. Ryggene viser en noe kurvet form og har en høyde varierende mellom 3 m - 6 m. Det er observert krumme furer nord i området i sørøst. (figur 4-16).

Tolkning:

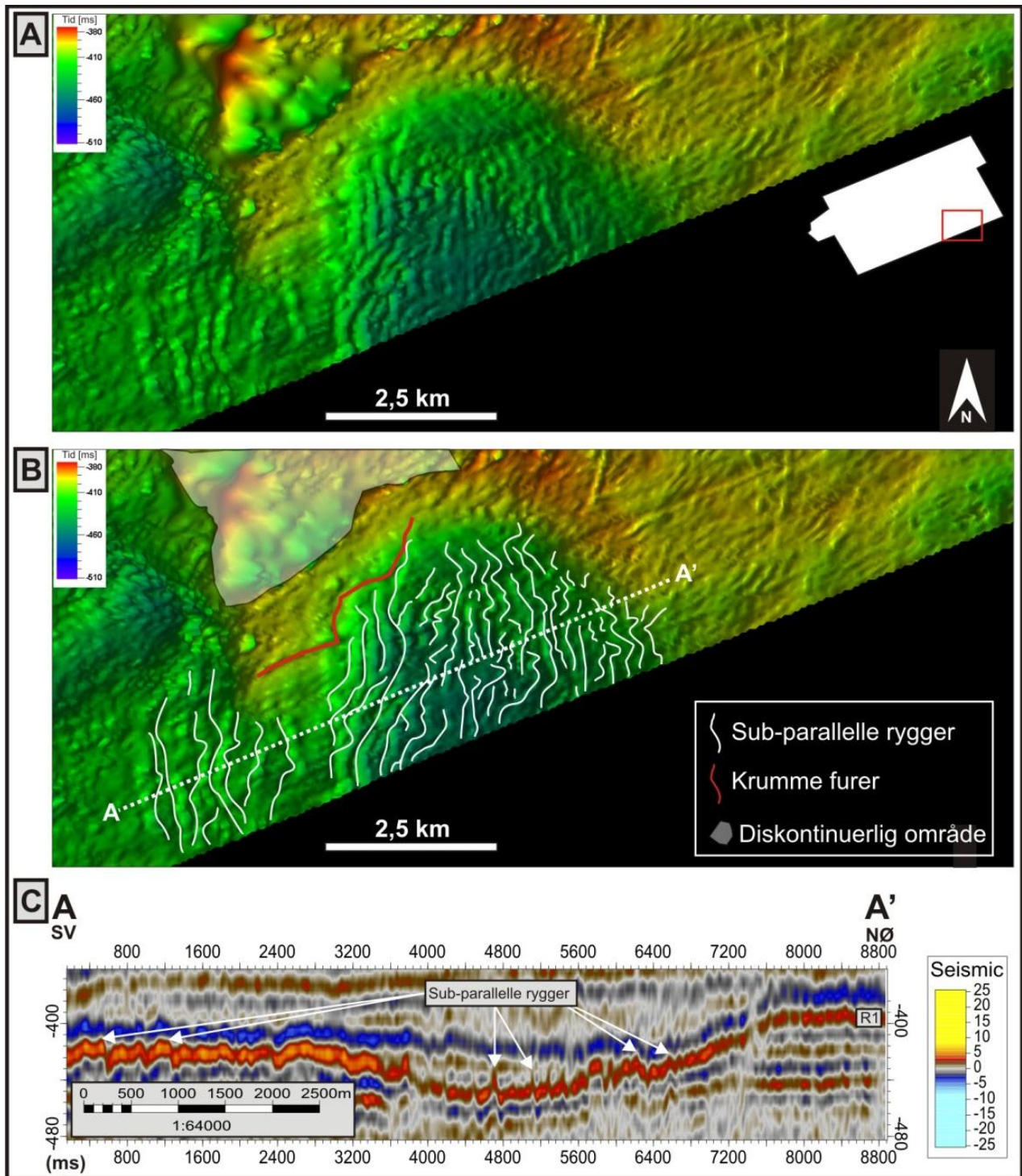
Ryggene tolkes til å representere De Geermorener dannet under tilbaketrekningen av isdekket, hvor hver enkelt rygg representerer et mindre breframstøt eller kortvarige opphold om vinteren under tilbaketrekningen. Dowdeswell et al. (2007) beskriver lignende rygger og tolker de til å representere årlige morener dannet av mindre breframstøt under tilbaketrekningen av et isdekke. Dette er typiske landformer dannet på tvers og i front av tidevannsbaserte isbreer som er grunnstøtt (Dowdeswell et al., 2007; Ottesen et al., 2005).

4.4.1.3 Krumme furer (Pløyedor)

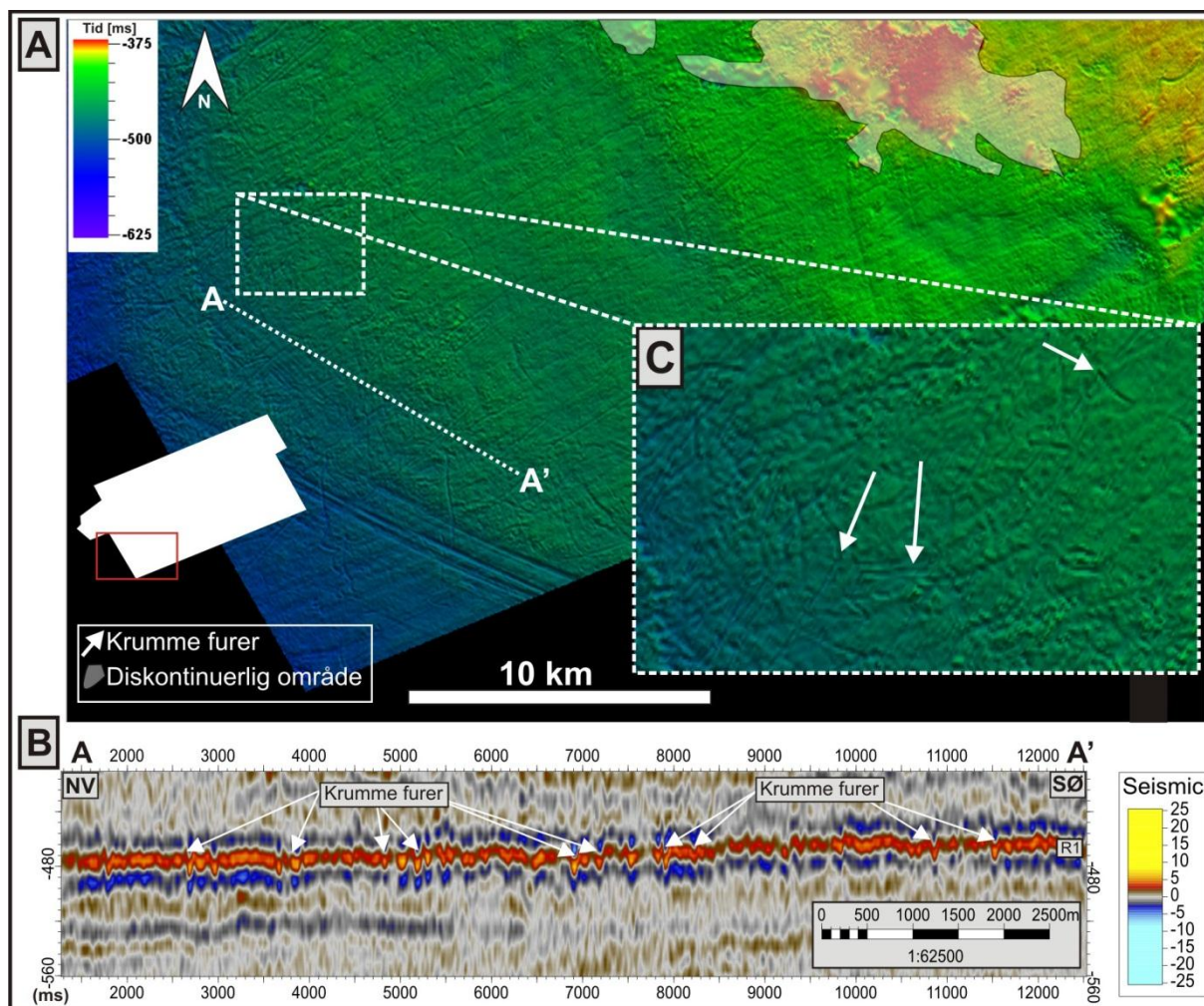
Krumme furer er observert med størst tetthet i den sørvestlige delen av bunn Naust T (figur 4-14 og 4-17), mens enkeltstående krumme furer er utbredt på hele flaten (figur 4-14). Generelt viser de krumme furene en Ø-V og NØ-SV orientering. Furene varierer i lengde fra rundt 500 meter og opp til 15 km. Bredden og dybden på furene varierer mellom 50 m og 200 m og rundt 1 m – 12 m. De grunneste furene viser en U-form i tverrsnitt, mens de dypere viser for det meste en V-form i tverrsnitt.

Tolkning:

Basert på de krumme furenes geometri og fordeling, kombinert med observasjoner av tilsvarende former på havbunnen i studieområdet tolkes disse til å være pløyedor etter isfjell.



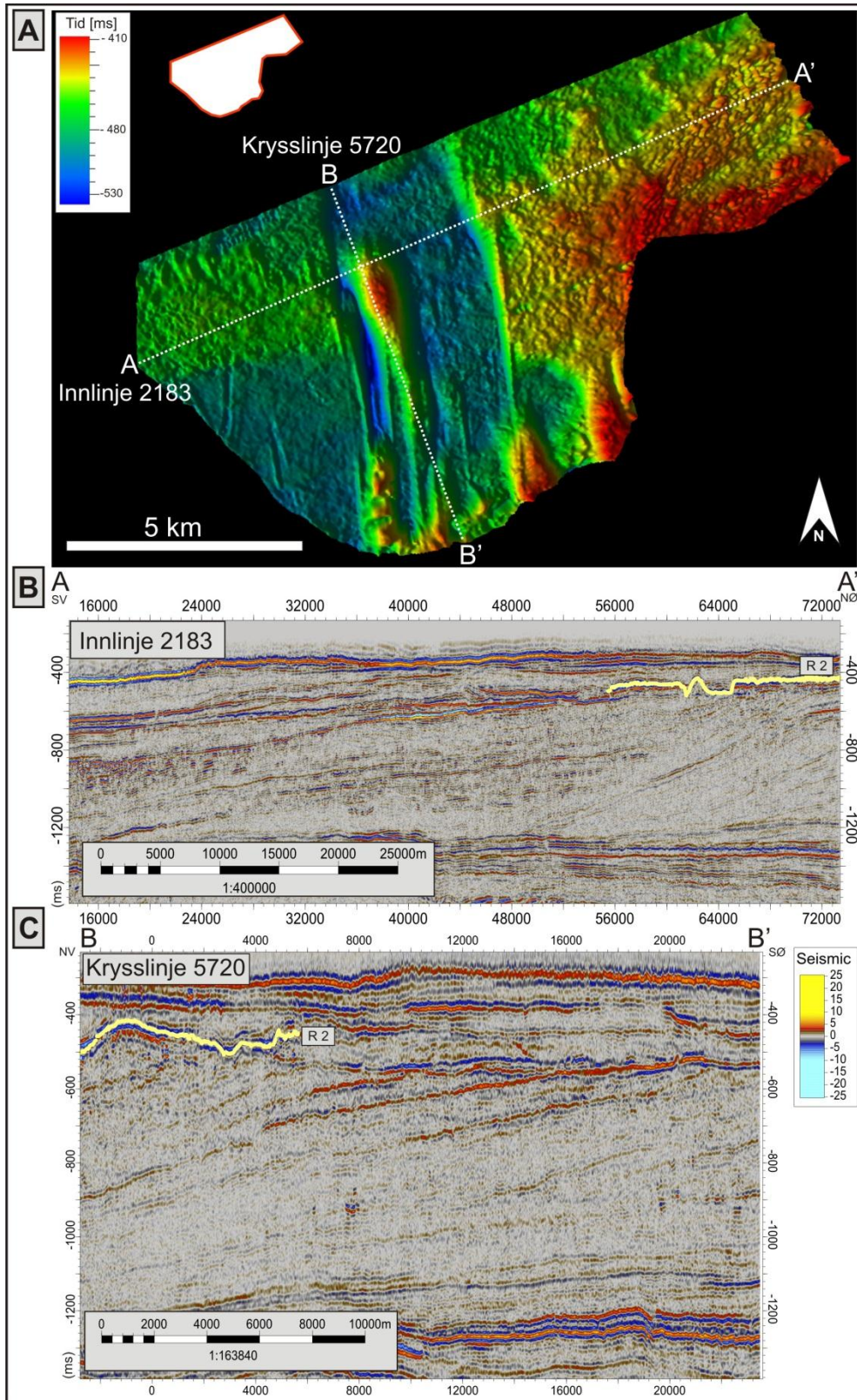
Figur 4-16: (A og B) skyggerelieffkart over bunn Naust T hvor sub-parallele rygger tolket til å være De Geermorener. (C) et seismisk snitt (linjen A-A') over De Geermorener. Figuren er vist med en belsning satt fra øst og en 15x vertikal overdrivelse. Diskontinuerlige områder er markert.



Figur 4-17: (A) utsnitt av skyggerelieffkart av bunn Naust T, hvor krumme furer tolket til å representere pløyespor forekommer. (B) linjen A-A' viser et seismisk snitt hvor pløyespor er indikert. (C) detalj fra bunn Naust T hvor man tydelig kan se pløyespor (hvite piler). Diskontinuerlige områder hvor reflektoren er diskontinuerlig er markert. Figuren er presentert med en belysning fra NV og 10x vertikal overdrivelse.

4.4.2 Intra Naust S1 (refleksjonsflate R2)

Deler av intra Naust S1 er identifisert og tolket i den nordøstre delen av datasettet. Dette som følge av at denne refleksjonen er meget diskontinuerlig og til tider viser en så kompleks seismisk signatur at tolkningsarbeidet har vært meget komplisert og til dels umulig (figur 4-18). Intra Naust S1 befinner seg i den aggraderende seismiske enhet, og på den genererte flaten er en stor ryggform, mindre rygger og langstrakte furer identifisert (figur 4-19 og 4-20).



Figur 4-18: (A) skyggerelieffkart av deler av intra Naust S1. (B) innlinjen 2183 (A-A') og (C) krysslignjen 5720 (B-B') viser intra Naust S1 (refleksjonsflate R2) sin stratigrafiske lokalisering. Legg merke til den komplekse seismiske signaturen i både (B) og (C). Figuren er presentert med belysning fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.2.1 Stor ryggform (Crag and tail)

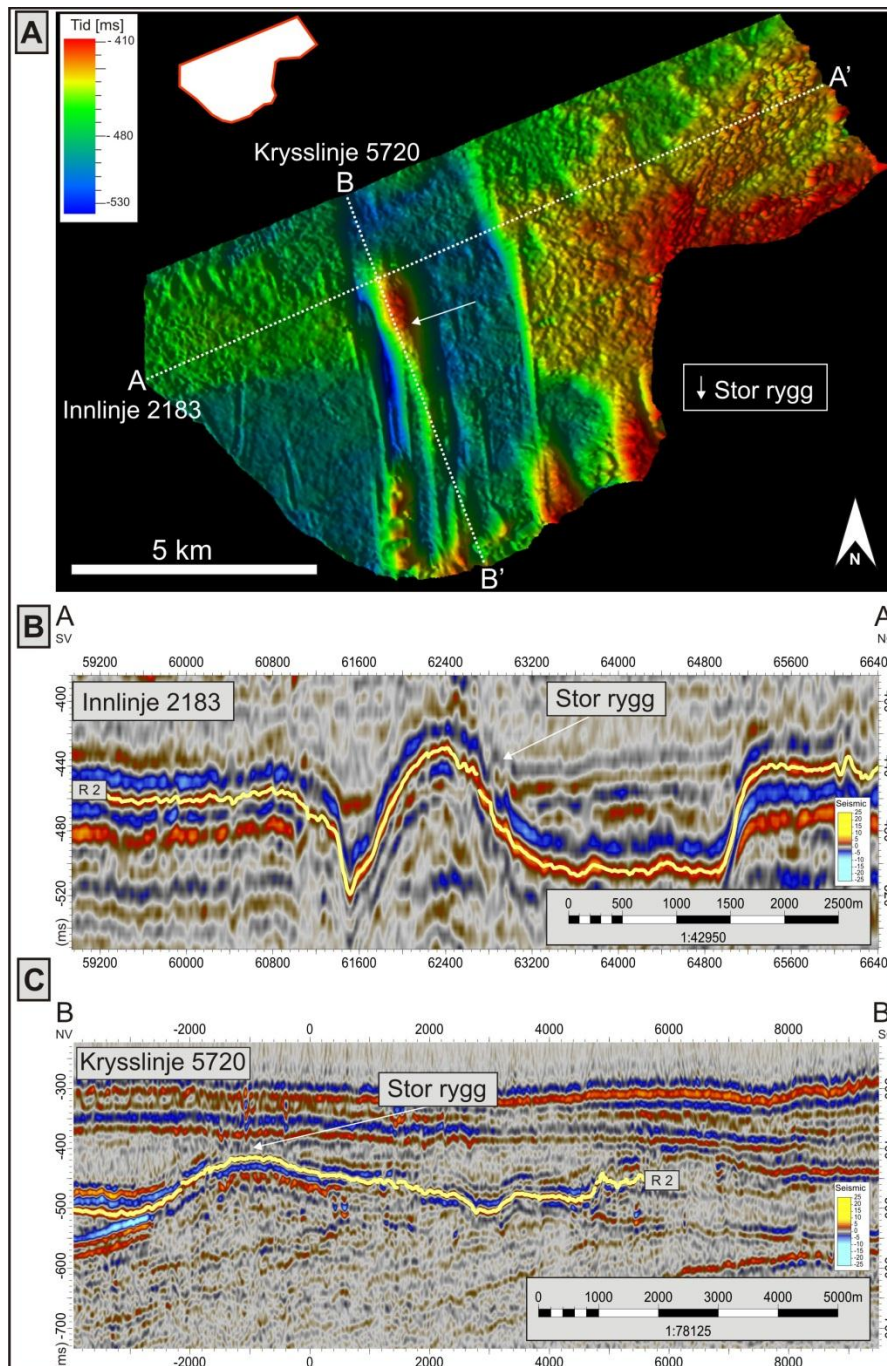
Sentralt på intra Naust S1 i en markert forsenkning er en stor langstrakt ryggform med orientering i NNV-SSØ retning identifisert (figur 4-19). Ryggen har en dråpeform hvor relieffet er størst i nord og gradvis avtagende mot sør. I nord har ryggen en høyde på omtrentlig 70 m, mens i sør er høyden omlag 9 m. Ryggen har en lengde på ca. 6400 m og bredden varierer fra rundt 1500 m og opp til 1100 m. Ryggformen er brattest i nord hvor den også er på sitt bredeste, videre sørover har ryggens overflate et gradvis fall i gradient samtidig som den også blir smalere. Et tverrsnitt av ryggen viser en indre transparent/kaotisk seismisk signatur med enkelte svake refleksjoner (figur 4-19B). I et lengdesnitt av ryggen ser man en indre kontinuerlig seismisk refleksjon med en svak helning mot sør kombinert med underliggende strukturløse og svake seismiske refleksjoner (figur 4-19C). Omkringliggende mindre rygger i den markerte forsenkningen viser samme orientering og noen av de mindre ryggene trunkerer inn i den større ryggformen.

Tolkning:

Ryggens form og lokalisering gjør at den tolkes til å være en crag and tail. Crag and tails dannes av en "crag" oppstrøms, bestående av enten motstandsdyktig grunnfjell eller større blokker etterfulgt av en langstrakt hale (tail) av sediment. Når is støter mot et oppstikkende parti som representerer "crag'en" vil trykket fra isen være høyt. Dette medfører en sone bak crag'en hvor trykket er lavt hvor morenemateriale vil akkumuleres og skjermes mot erosjon (Benn og Evans, 2010). En "crag" av oppstikkende grunnfjell kan utelukkes som følge av at ryggformen befinner seg i den øvre del av Naustformasjonen som er av glasigen opprinnelse (King et al., 1987, 1991; Rokoengen et al., 1995; Henriksen og Vorren, 1996; Eidvin et al., 1998; Dahlgren et al., 2005; Rise et al., 2005; Ottesen et al., 2009). Det er derfor heller trolig at crag'en består av en større blokk. Is har da trolig strømmet fra nord mot sør, hvor ryggen har en bratt støttside som trolig representerer crag'en, videre sørover blir ryggen gradvis smalere kombinert med et gradvis fall i helning, dette er da trolig halen (tail'en). Forsenkningen hvor crag and tail'en og de mega-skala glasiiale lineasjonene (se under) er lokalisert kan relateres til erosjon langs bresålen av isstrømmen.

En alternativ tolkning kan være at ryggformen er en mega-skala glasiial lineasjon. På begge sider av den store ryggformen er det lokalisert flere mindre langstrakte ryggformer. Disse er også tolket til å representere mega-skala glasiiale lineasjoner (se under).

Årsaken til at denne store ryggformen skiller seg i forhold til de omkringliggende mindre mega-skala glasiøle lineasjonene kunne eventuelt relateres til motstandsdyktighet i forhold til erosjon, hvor den nordlige delen av ryggen består av sedimenter som ikke har vært like eroderbare i motsetning til de omkringliggende mindre ryggene. Dette kan være en forklaring på den store forskjellen i relieff. Denne tolkningen ansees å være mindre sannsynlig.



Figur 4-19: (A) skyggerelieffkart over intra Naust S1. (B) linjen A-A' (innlinje 2183) viser et tverrsnitt over ryggen tolket til å være en crag and tail hvor en tydelig strukturløs indre seismisk signatur kan observeres. (C) krysslinjen 5720 (B-B') gir et lengdesnitt av ryggformen, hvor en svak hellende intern reflektor sammen med underliggende strukturløse/kaotiske seismiske reflektorer kan observeres. Figuren er presentert med en belysning fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.2.2 Mindre rygger (Mega-skala glasiale lineasjoner)

I den markante forsenkningen på intra Naust S1 kan mindre langstrakte rygger observeres både øst og vest for crag and tail'en beskrevet ovenfor (figur 4-20). De mindre ryggene viser samme NNV-SSØ orientering som crag and tail'en og noen av ryggene starter ut fra crag and tail'en. De har et mindre relieff, varierende mellom 13 og 18 m. Ryggene viser en tilnærmet lineær form og har en lengde mellom 1500 m og 6400 m. Bredden varierer mellom 100 m og 150 m. I det seismiske snittet viser alle en transparent indre signatur.

Tolkning:

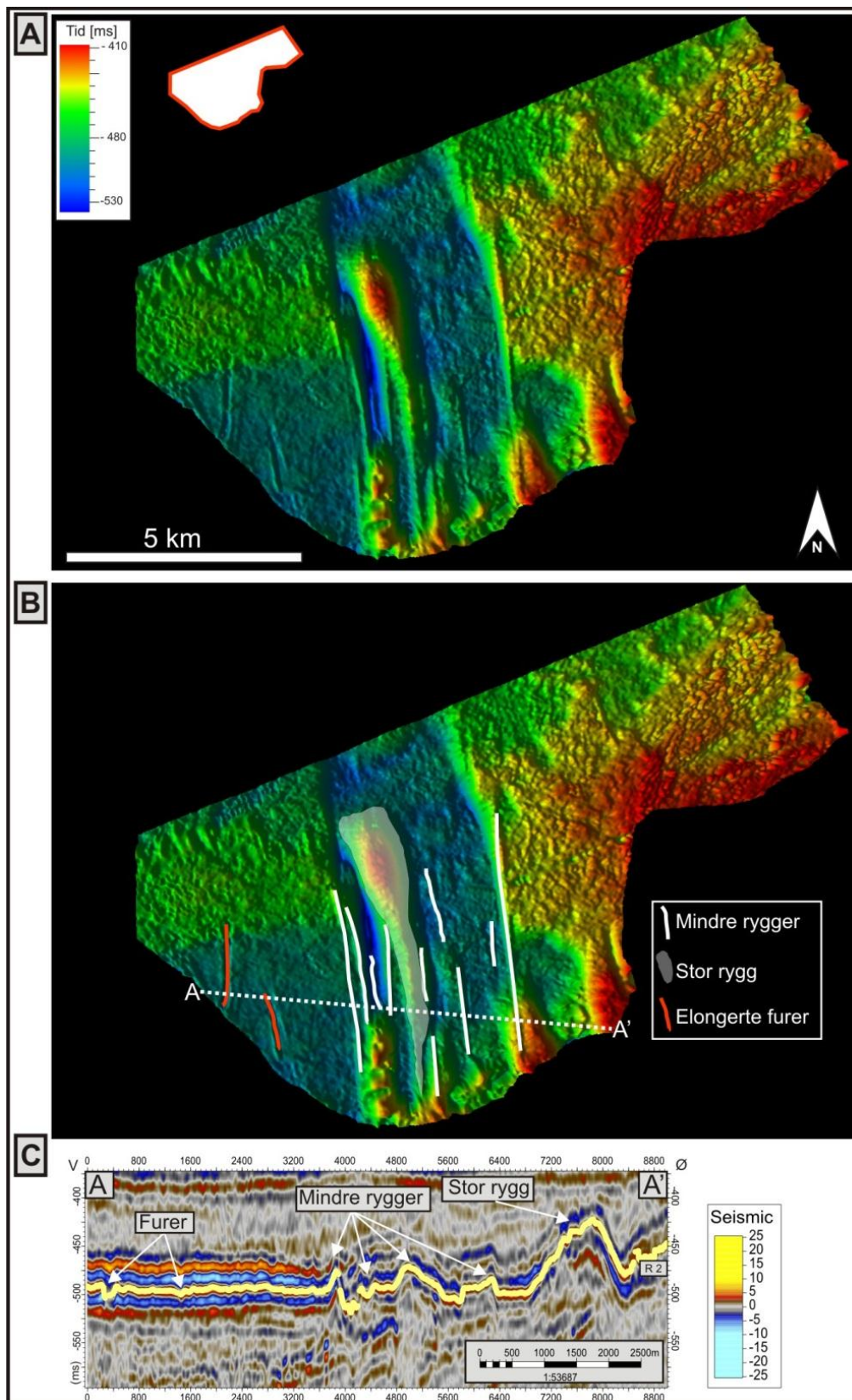
Ryggenes plassering, orientering og form samt likhet med tilsvarende former identifisert i dette studiet tolkes de å være mega-skala glasiale lineasjoner.

4.4.2.3 Elongerte furer (Pløyesper)

Helt vest på intra Naust S1 er to tilnærmet lineære elongerte furer observert (figur 4-20). Begge furene har en lengde på omtrentlig 2000 m og en bredde omkring 200 m. Furen lengst vest har en orientering NNØ-SSV og har en dybde på omtrentlig 9 m. Den andre furen lenger øst har en orientering NNV-SSV og en dybde på omtrentlig 4,5 m.

Tolkning:

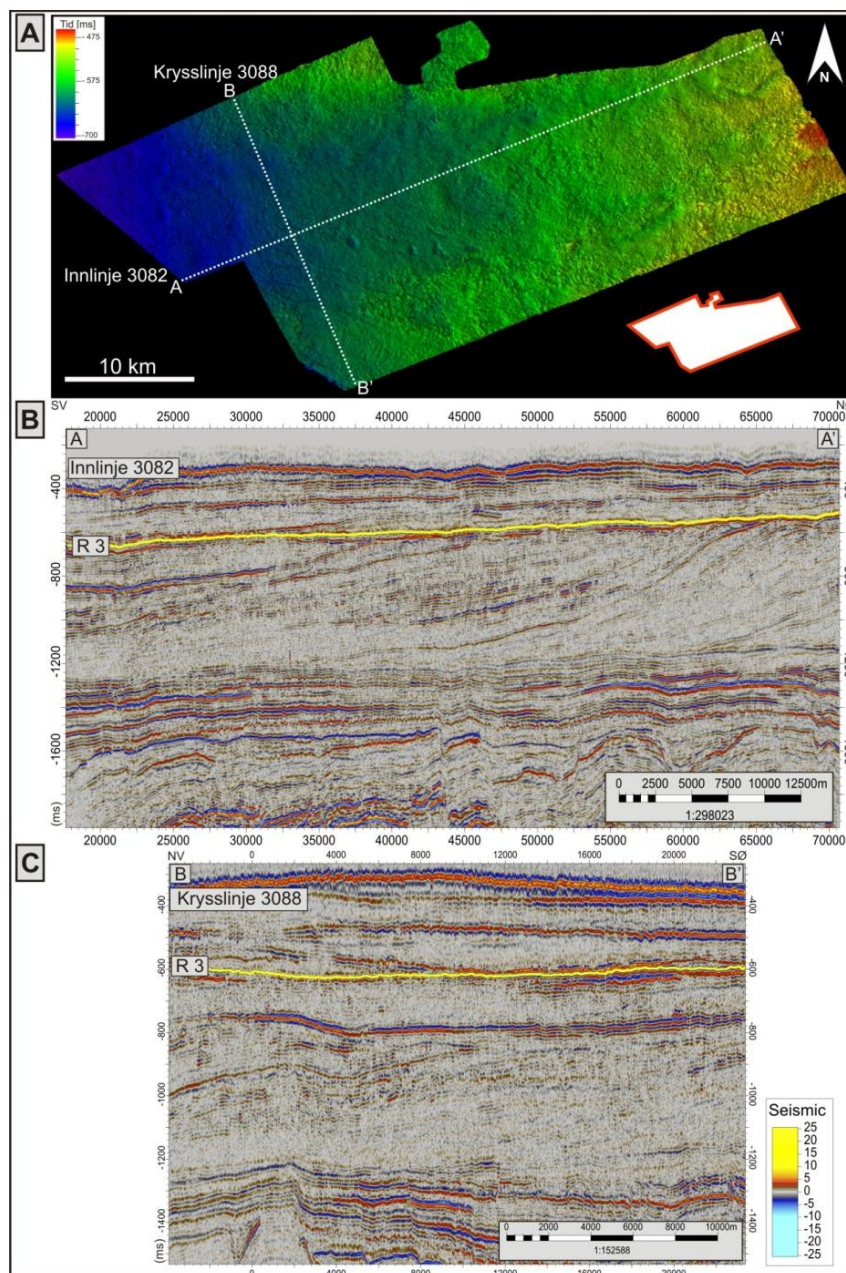
Basert på de tilnærmete lineære elongerte furenes geometriske form og likhet med tilsvarende former på havbunnen tolkes de til å være pløyesper dannet av grunnstøtte isfjell som har erodert datidens havbunn. Orienteringen for begge pløyesporene viser en tilnærmet N-S orientering kan tolkes til isfjellenes foretrukne transportretning.



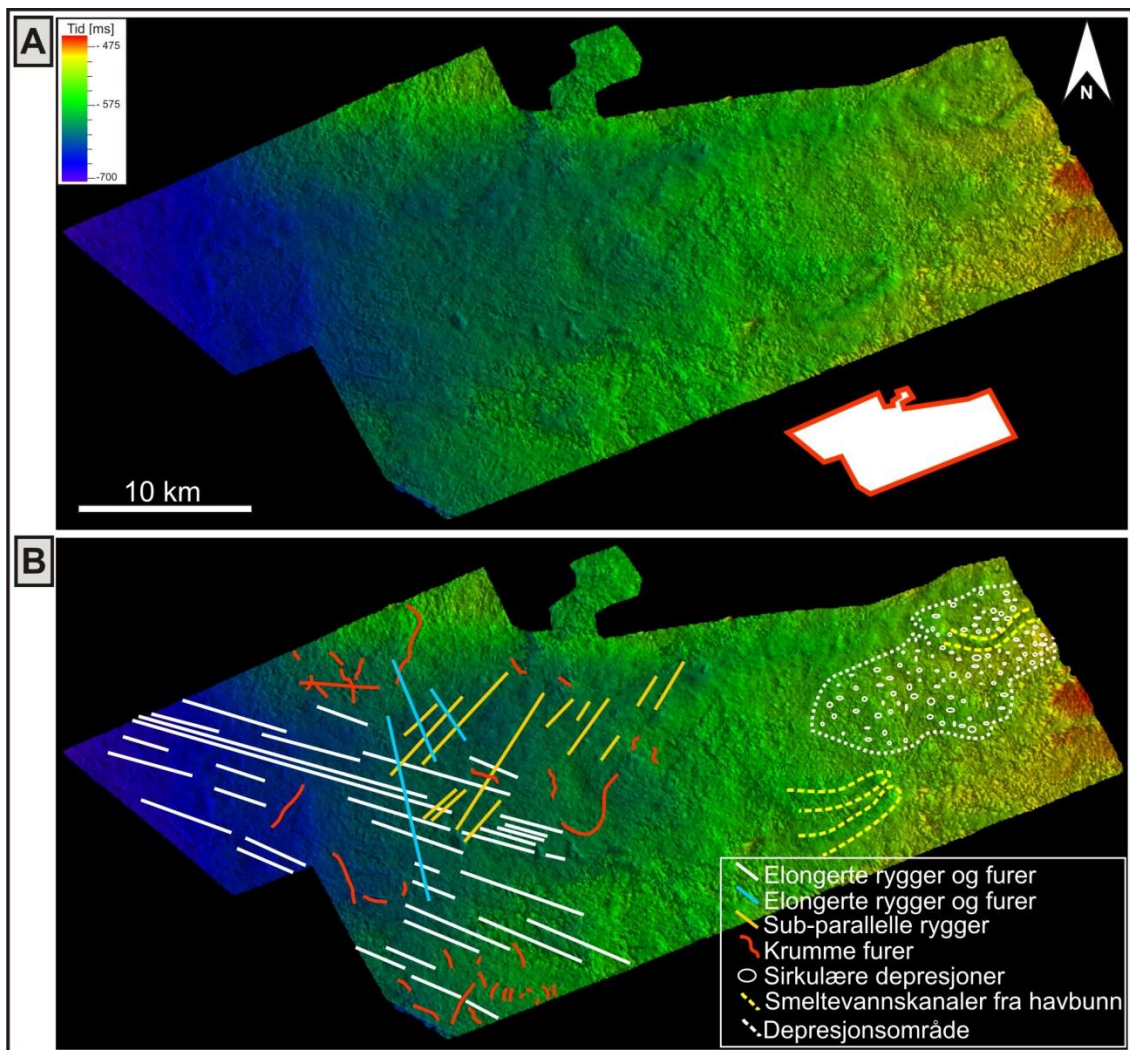
Figur 4-20: (A) viser et skyggerelieffkart av intra Naust S1 hvor mindre rygger og lineære elongerte furer er identifisert. (B) tolket skyggerelieff kart hvor mindre rygger tolket til å være mega-skala glasiøse lineasjoner er markert (heltrukket hvit linje) sammen med lineære elongerte furer tolket til å være pløyespor (heltrukket rød linje) etter isfjell. Crag and tail'en er skravert i grått. (C) den seismiske linjen (A-A') viser et tverrsnitt over lineasjonene sammen med pløyespor og crag and tail'en.

4.4.3 Bunn Naust S (refleksjonsflate R3-URU:Øvre regionale inkonformitetsflate)

Refleksjon R3 representerer en inkonformitet hvor de underliggende refleksjonene trunkeres (figur 4-21) og definerer endringen mellom de prograderende og aggraderende seismiske enhetene. På bunn Naust S er det identifisert tre ulike geomorfologiske formelementer inkludert elongerte rygger og furer, krumme furer med markerte retningsskift og sirkulære depresjoner (figur 4-22). På grunn av et meget komplisert seismisk signatur nordøst i dette datasettet er det kun deler av bunn Naust S hvor de seismiske refleksjonene er kontinuerlige som er tolket og presentert i dette delkapittelet.



Figur 4-21: (A) skyggerelieffkart av bunn Naust S (refleksjonsflate R3). (B) den seismiske innlinjen 3082 (A-A') viser bunn Naust S sin stratigrafiske lokalisering. (C) krysslinjen 3088 (B-B') viser bunn Naust S sin lokalisering i stratigrafien. Figuren er vist med en belysning fra VSV og med en 15x vertikal overdrivelse.



Figur 4-22: (A) utolket skyggerelieffkart av bunn Naust S. (B) skyggerelieffkart over bunn Naust S hvor alle tolkede formelementer er markert. Figuren er presentert med en 10x vertikal overdrivelse og en belysning fra SV.

4.4.3.1 Elongerte rygger og furer (Mega-skala glasiale lineasjoner)

Det er identifisert flere sett med elongerte rygger og furer med en tilnærmet lineær form i den dypere delen av bunn Naust S (figur 4-23). Størst tetthet er det av rygger og furer med orientering VNV-ØSØ. Det er også identifisert rygger og furer med en tilnærmet en N-S orientering. Disse ser ut til å tilhøre et sett av elongerte rygger og furer fra en eldre fase da disse er overlappet av ryggene og furene med VNV-ØSØ orientering (figur 4-23). I tillegg til å overlappet elongerte rygger og furer med N-S, overlapper de også et sett med sub-parallele rygger med en tilnærmet lineær form og en NØ-SV orientering. Lengden på de elongerte ryggene og furene varierer mellom 1 km og opp til 20 km.

Generelt varierer bredden mellom 100 m og 150 m. Lengde/bredde-forholdet er mellom 10:1 og 133:1 på sitt største. Høyden varierer mellom 2 m og 5 m og krumme furer ser ut til å kutte enkelte av de elongerte ryggene og furene.

Tolkning:

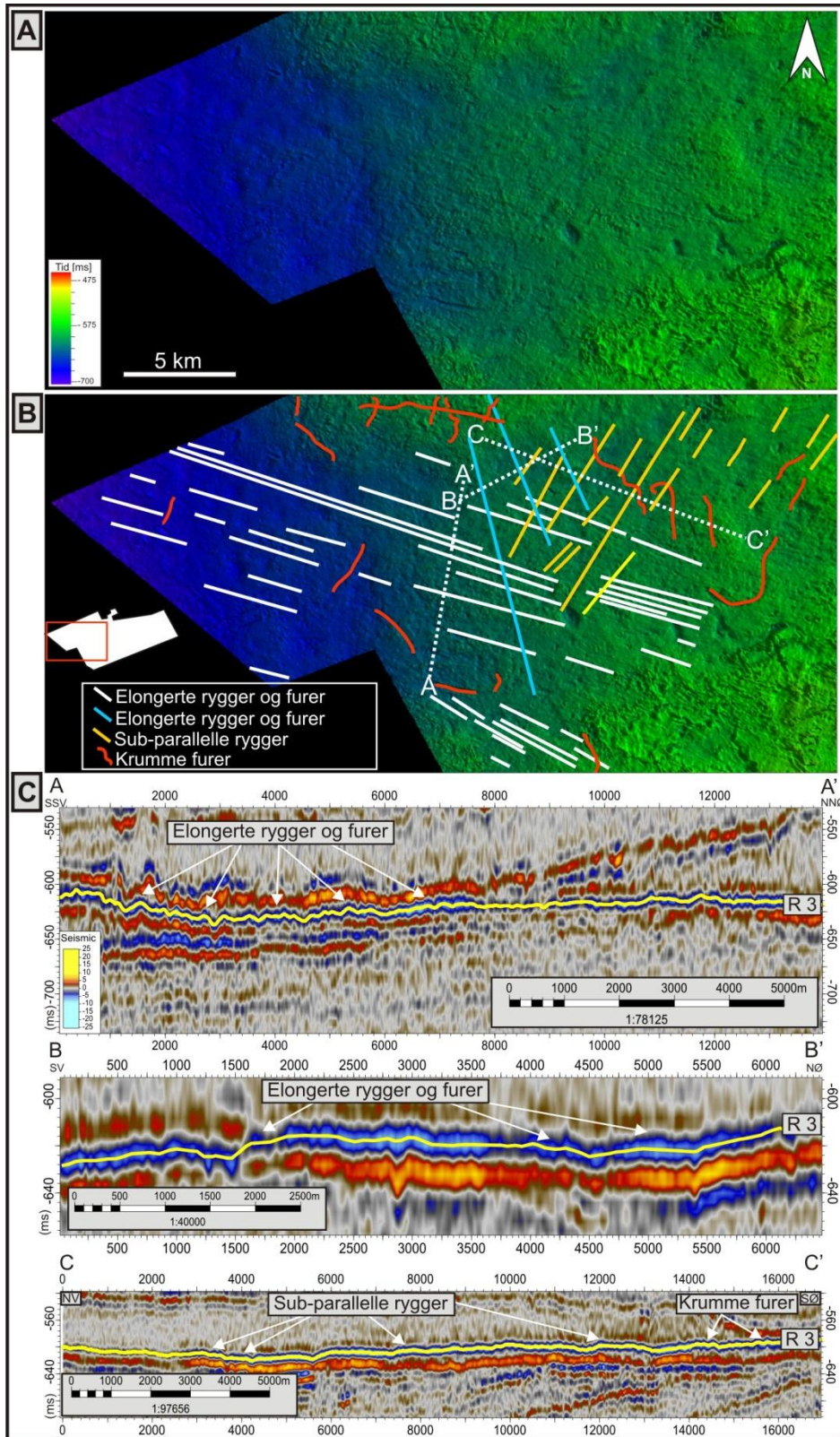
De elongerte ryggene og furene med en tilnærmet rettlinjert form er tolket til å representere mega-skala glasiiale lineasjoner basert på deres geometri, lengde/bredde forhold og likhet med tilsvarende former på yngre flater i studieområdet. Identifiseringen av flere sett med mega-skala glasiiale lineasjoner med forskjellige orienteringer vitner om at isdreneringen i dette området har endret retning over tid. Krumme furer tolket til å være pløyespor (se under) etter grunnstøtte isfjell har i en senere fase erodert i enkelte av de mega-skala glasiiale lineasjonene.

4.4.3.2 Sub-parallele rygger (Frontavsetninger)

I det sørvest-vestlige og dypere området av bunn Naust S er det identifisert sub-parallele rygger med en tilnærmet rettlinjert form (figur 4-23). Ryggene har en NØ-SV orientering og kontinuiteten til ryggene varierer mye. De korteste bare 1-2 km, mens de lengste opp mot 14 km. Bredden på ryggene er mellom 200-500 m og avstanden mellom hver topp er ca. 1-2 km. Ryggene er orientert sub-transvers til transvers i forhold til de elongerte ryggene og furene tolket til å være mega-skala glasiiale lineasjoner. Lineasjonene overlager de sub-parallele ryggene slikt at ryggene fremtrer svakt på skyggerelieffkart.

Tolkning:

Basert på ryggenes form og lokalisering tolkes de til å representere frontavsetninger etter midlertidige opphold og/eller fremrykk under tilbaketrekningen av breranden. At frontavsetningene fremtrer svakt på skyggerelieffkartet indikerer at de tilhører en senere fase enn de overlagrede elongerte ryggene og furene som er tolket til å være mega-skala glasiiale lineasjoner. Formen på frontavsetningene er ganske rettlinjert. Dette vitner om en relativt rett brefront.



Figur 4-23: (A) et forstørret utolket skyggerelieffkart av bunn Naust S hvor elongerte rygger og furer og sub-parallelle rygger forekommer. (B) tolket skyggerelieffkart av bunn Naust S hvor elongerte rygger og furer som trolig er mega-skala glisiale lineasjoner er markert med hvit og blå heltrukne linjer og sub-parallelle rygger tolket til å være frontavsetninger er markert med gule heltrukne linjer. (C) seismiske linjer (A-A', B-B' og C-C') som viser et tverrsnitt over elongerte rygger og furer tolket til å være mega-skala glisiale lineasjoner og sub-parallelle rygger som er tolket til å være frontavsetninger. Pløysespor er markert med røde heltrukne linjer. Figuren er vist med en belsning fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.3.3 Krumme furer (Pløyesper)

Krumme furer forekommer sporadisk på de dypere delene av bunn Naust S (figur 4-24). Det er høyest tetthet av furer som viser en tilnærmet NØ-N-SV-S orientering, men det forekommer også flere furer som viser en mer Ø-V orientering. De har en dybde varierende mellom 2-3 m og opp til 9 m og bredde mellom 100 og 250 m. De dypere, men smalere furene viser en mer V-form enn de mer grunnere og bredere furene som viser en mer U-form. Lengden på de krumme furene varierer mellom noen få hundre meter og opp til 5-6 km. Noen av de krumme furene krysser hverandre. I en senere fase har enkelte furer erodert i de megaskala glasielle lineasjonene.

Tolkning:

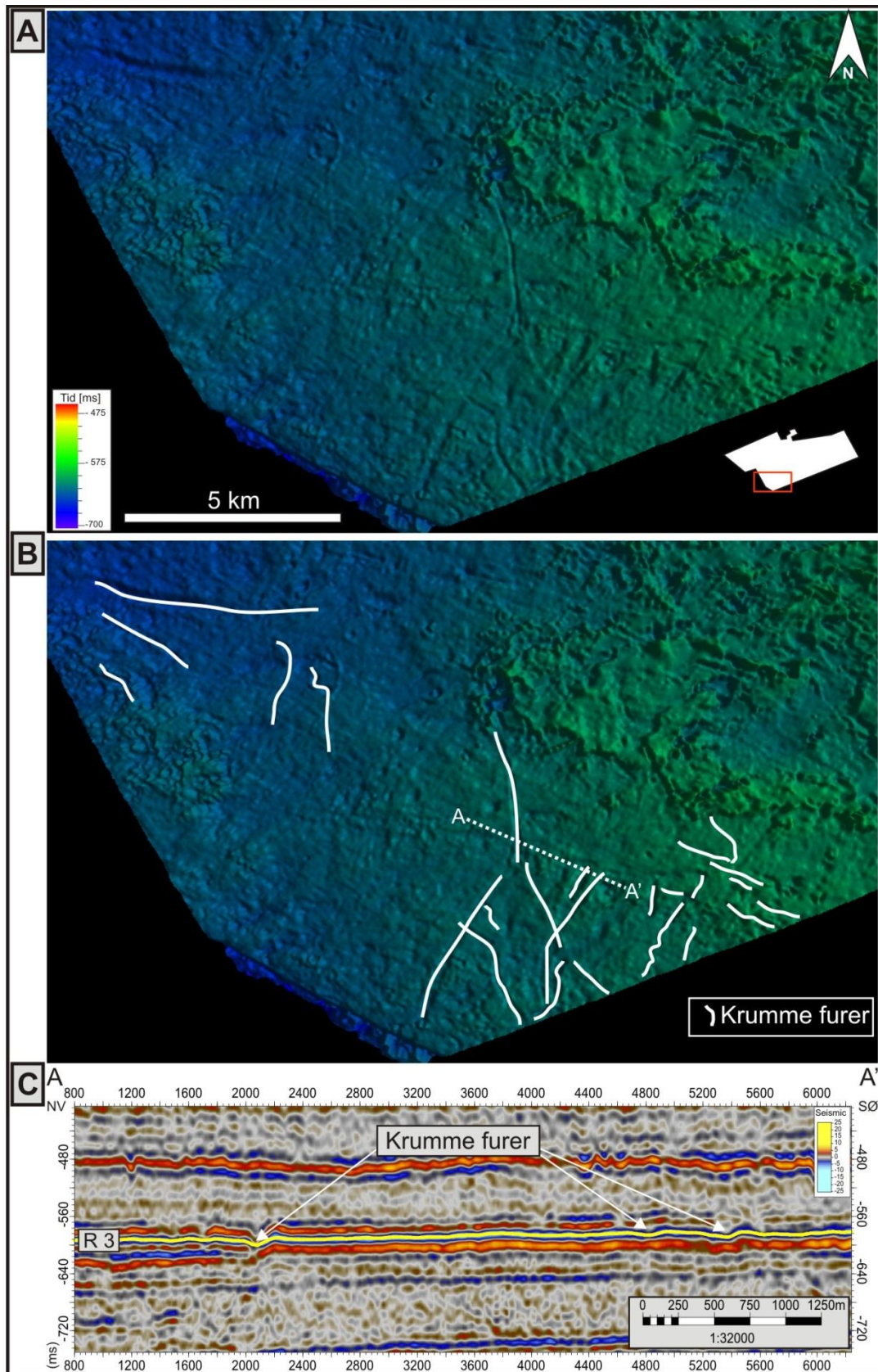
Furenes form, dybde og sporadiske opptreden gjør at de tolkes til å være pløyesper. Pløyesporenes orientering i NØ-N-SV-S og Ø-V tolkes til å representere isfjellenes to forskjellige foretrukne transportretninger.

4.4.3.4 Semi-sirkulære til sirkulære depresjoner (Pockmarks)

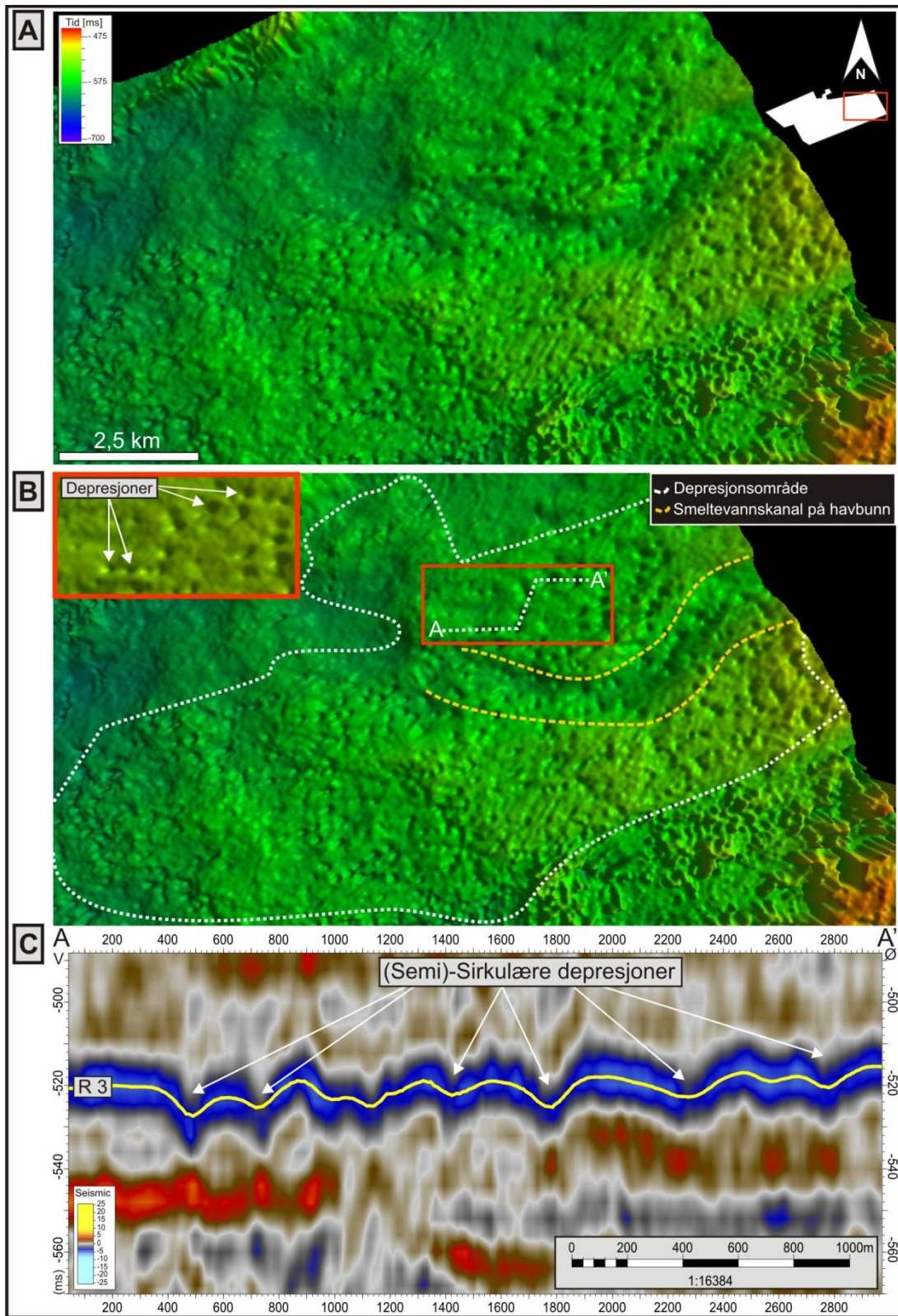
Øst på bunn Naust S er det identifisert et stort antall semi-sirkulære til sirkulære depresjoner (figur 4-22 og 4-25). Generelt har de en dybde fra 2-3 m og opp til 9 m og en diameter varierende mellom 80 m og opp til omlag 300 m. De viser i tverrsnitt en parabolform uten omkringliggende rygger (figur 4-25). I det seismiske profilet er det stor andel depresjoner som viser akustisk maskering av det seismiske signalet, samtidig som det også er en stor andel depresjoner som ikke viser tegn til akustisk maskering av det seismiske signalet.

Tolkning:

De semi-sirkulære til sirkulære depresjonenes geometri indikerer at de representerer pockmarks. Pockmarks er dannet som følge av fluidmigrasjon gjennom ukonsoliderte havbunnssedimenter. I noen tilfeller kan indikasjoner på fluidmigrasjon følges nedover i lagpakken i form av maskering av det seismiske signalet (King og Maclean, 1970; Hovland, 1981; 1982). I det seismiske profilet er det identifisert noen pockmarks som viser akustisk maskering i de underliggende lagpakken noe som vitner en aktiv fluidmigrasjon. Samtidig er det også er flere pockmarks som ikke viser noen tegn til akustisk maskering noe som tyder på en grunn kilde og kort migrasjonsvei for fluidene.



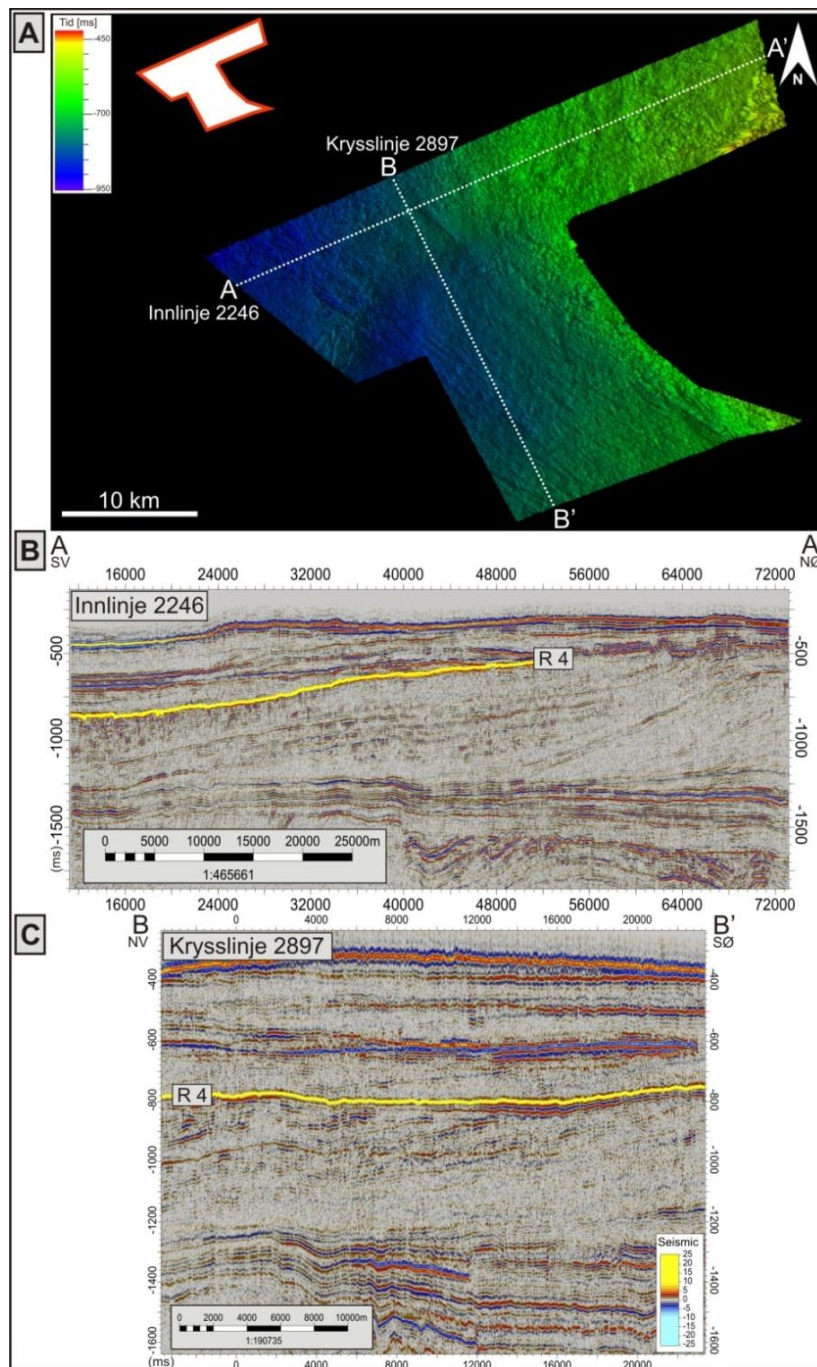
Figur 4-24: (A) eksempler på krumme furer på et forstørret skyggerelieffkart av bunn Naust S. (B) tolket forstørret skyggerelieffkart av bunn Naust S hvor krumme furer tolket til å være pløyespor er markert (hvit heltrukket linje). (C) linjen (A-A') viser et seismisk tverrsnitt av pløyespor. Figuren er vist med belysning fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.



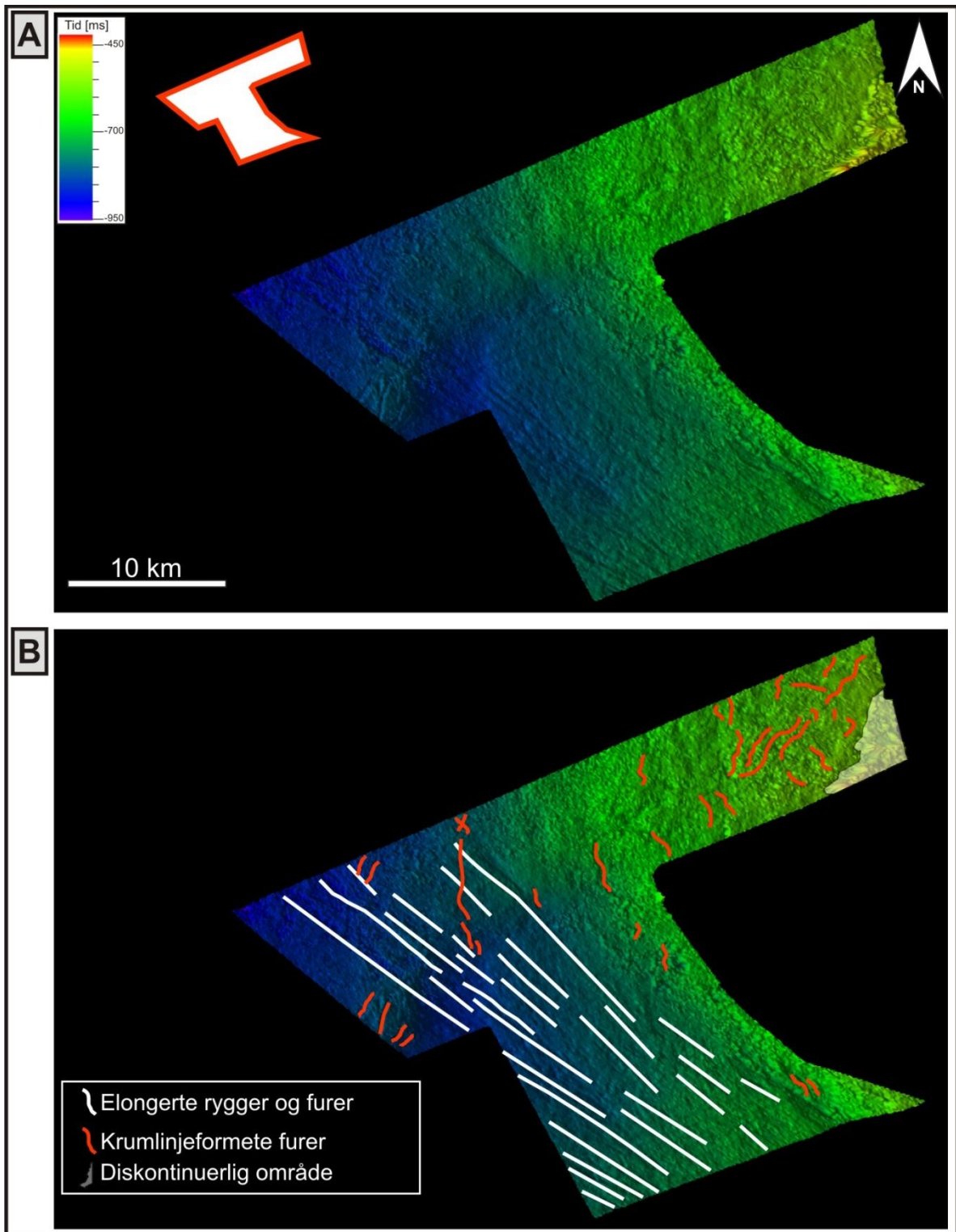
Figur 4-25: (A) forstørret skyggerelieff kart av bunn Naust S hvor semi-sirkulære- sirkulære depresjoner er observert. (B) tolket forstørret skyggerelieffkart hvor semi-sirkulære til sirkulære depresjoner tolket til å være pockmarks befinner seg innenfor hvitstiplet område. Rød innrammet boks viser eksempler på pockmarks. Legg merke til markeringen av smeltevannskanalen fra havbunnen (gul stiplet linje) som her opptrer som en artefakt på den begravde bunn Naust S flaten. (C) seismisk linje (A-A') over pockmarks. Legg merke til parabolformen til pockmarks. Figuren presenteres med en belysning fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.4 Bunn Naust U (refleksjonsflate R4)

Bunn Naust U er generert kun fra deler av refleksjon R4, dette fordi i noen områder er refleksjonen karakterisert ved lav amplitude og/eller er diskontinuerlig (figur 4-26). Bunn Naust U er lokalisert i den prograderende seismiske enhet, hvor den har et strøk i NV-SØ retning og faller mot SV. Flaten har en gradient på $0,5^\circ$. Det er identifisert to ulike geomorfologiske elementer; elongerte furer og rygger og krumlinjeformede furer (figur 4-27).



Figur 4-26: (A) skyggerelieffkart av bunn Naust U. (B) viser den stratigrafiske lokaliserings av bunn Naust U på innlinjen 2246 (A-A'). (C) stratigrafisk lokaliserings av bunn Naust U på krysslinjen 2897 (B-B'). Figuren vises med lys fra NV og en 15x vertikal overdrivelse.



Figur 4-27: (A) utolket skyggerelieffkart av bunn Naust U. (B) tolket skyggerelieffkart av bunn Naust U med alle de identifiserte geomorfologiske formelementene markert. Figuren er presentert med en belysning satt fra NV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.4.1 Elongerte furer og rygger

Vest-sørvest i den dypere delen av bunn Naust U er det identifisert elongerte rygger og furer med en NV-SØ orientering (figur 4-28). De har en lengde varierende mellom 1 km og opptil 30 km og variasjon i bredde mellom omtrentlig 100 m og 300 m. Lengde/bredde forholdet er fra 10:1 og opp til 100:1 på det største. Relieffet til de elongerte ryggene og furene varierer mellom 2-3 m og opp til 8 m (figur 4-28).

Tolkning:

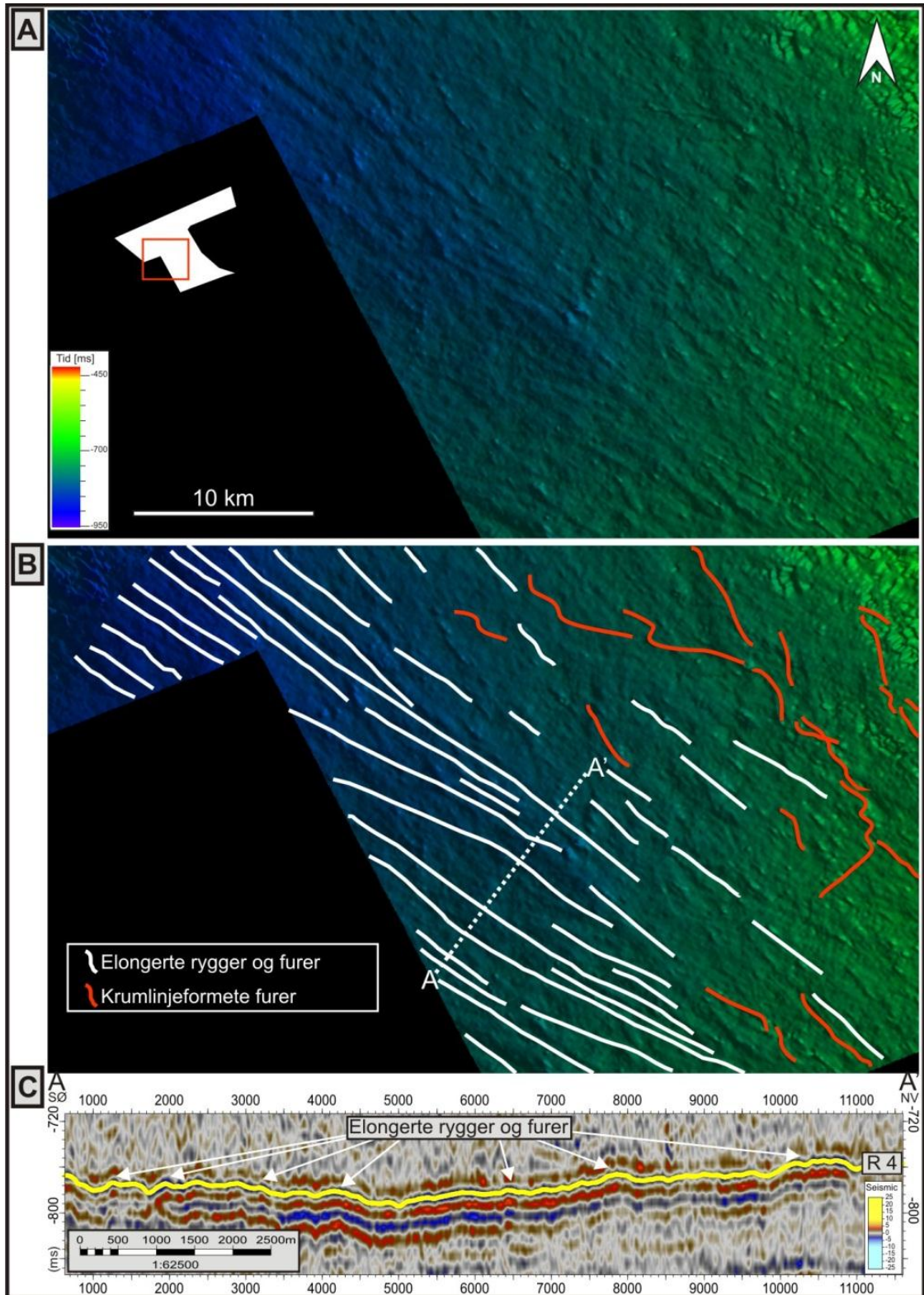
De elongerte ryggene og furenes geometri og lengde/bredde-forhold indikerer at de er megaskala glasiøse lineasjoner dannet subglasiøst ved at is har strømmet relativt hurtig fra sørøst mot nordvest.

4.4.4.2 Krumlinjeformete furer (Pløyespør)

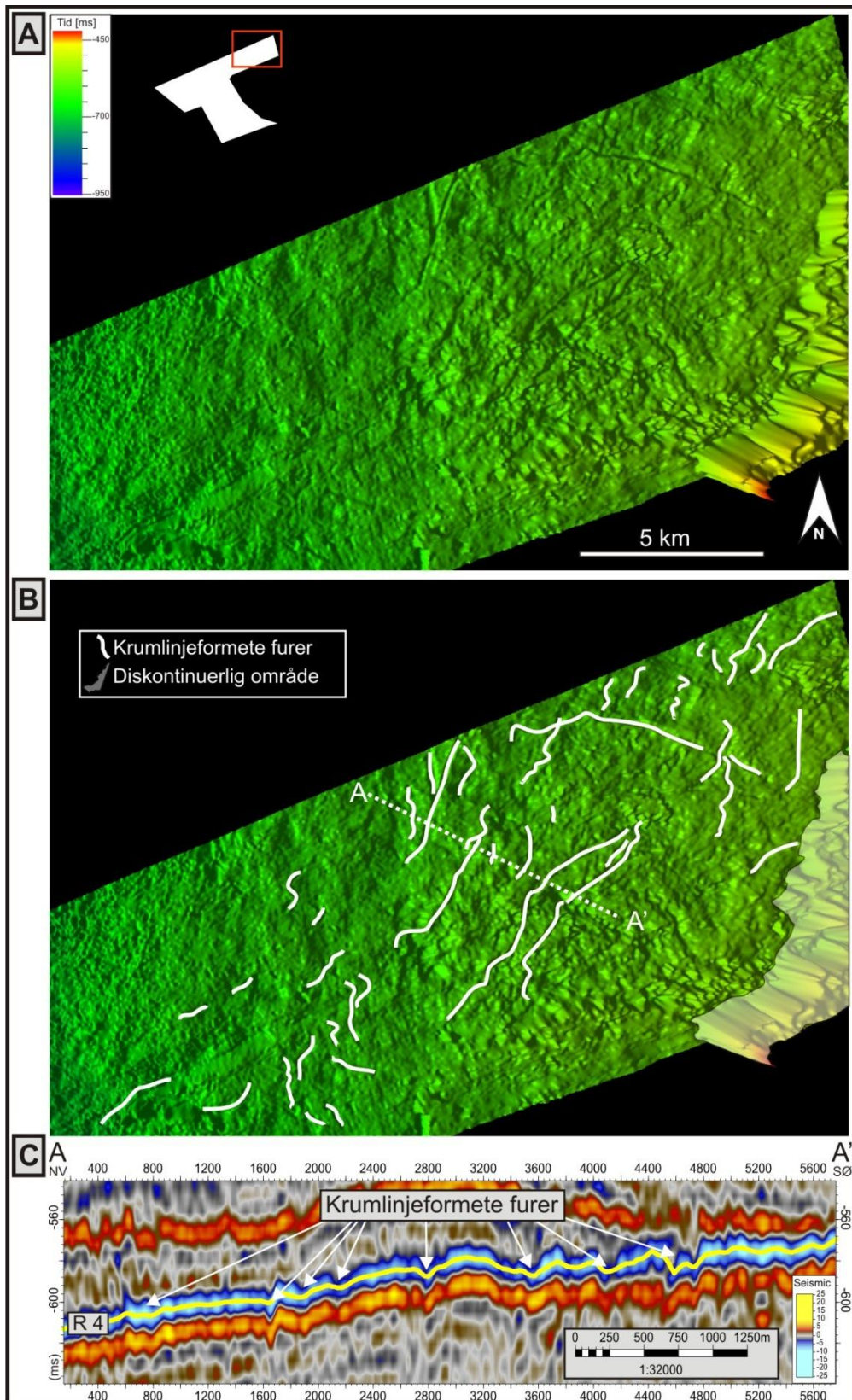
Det er størst tetthet av krumlinjeformete furer i de grunnere områdene av bunn Naust U, men noen forekommer også på de dypere delene av flaten (figur 4-27 og 4-29). Furene har en NØ-SV orientering i de grunnere områdene og N-S orientering i de dypere områdene. Lengden varierer mellom noen hundre meter og opp til 3-4 km, og bredden fra 100-200 m. Variasjonen i dybde er mellom 1-2 m og opptil 8 m. De grunnere furene viser en U-form i tverrsnitt, mens de dypere furene har en mer V-form i tverrsnitt.

Tolkning:

De krumlinjeformete furenes geometri og dybde indikerer at de er pløyespør etter grunnstøtte isfjell. Den NØ-SV til N-S orienteringen viser den foretrukne transportretning til datidens isfjell.



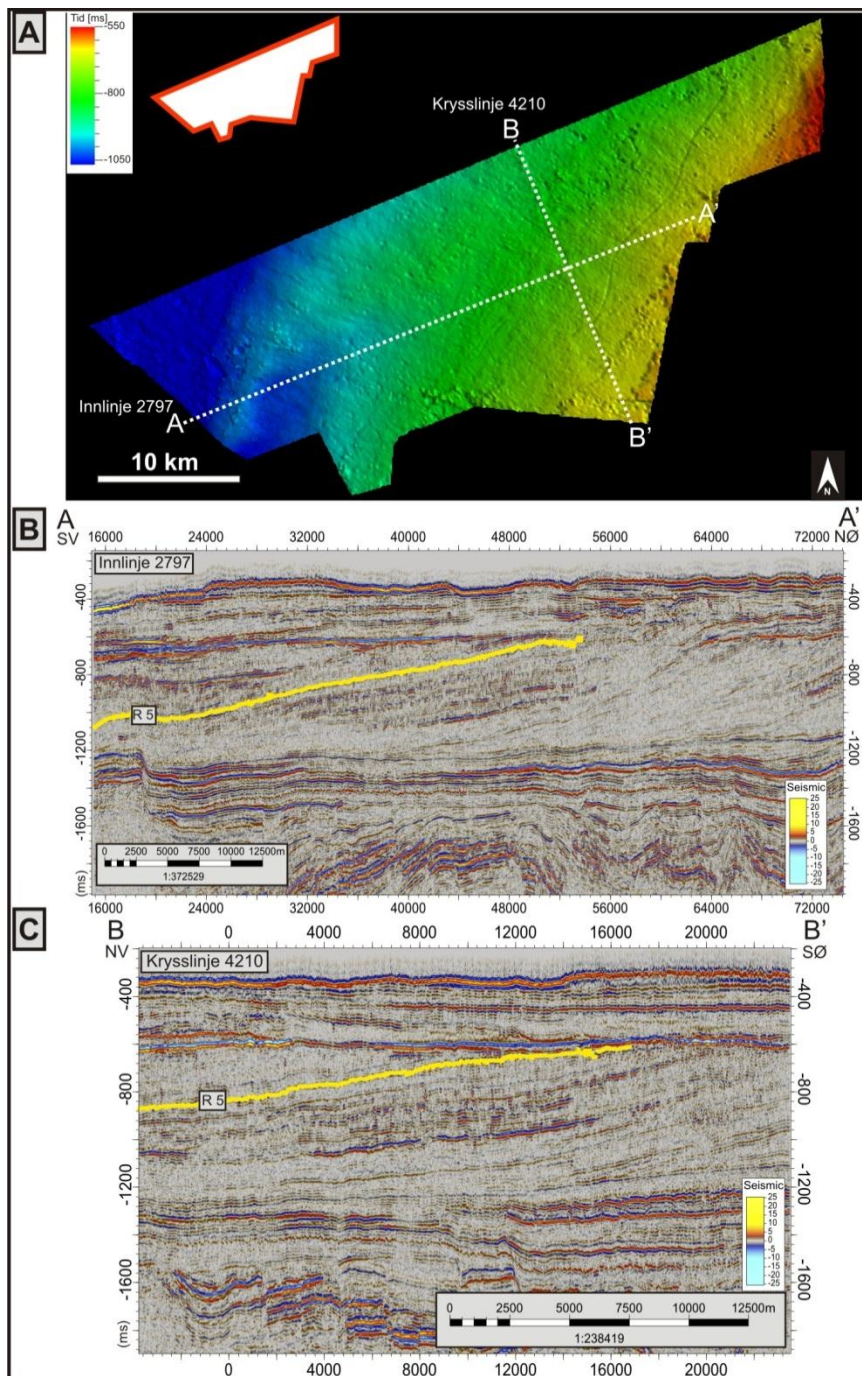
Figur 4-28: (A) forstørret utolket skyggerelieffkart av bunn Naust U hvor elongerte rygger og furer er observert. (B) tolket skyggerelieffkart av bunn Naust U hvor elongerte furer og rygger tolket til å være mega-skala glisiale lineasjoner (MSGL) er markert i hvite heltrukne linjer.(C) seismisk tverrsnitt (linjen A-A') over mega-skala glisiale lineasjoner. Figuren er vist med belysning fra NV og en 15x vertikal overdrivelse.



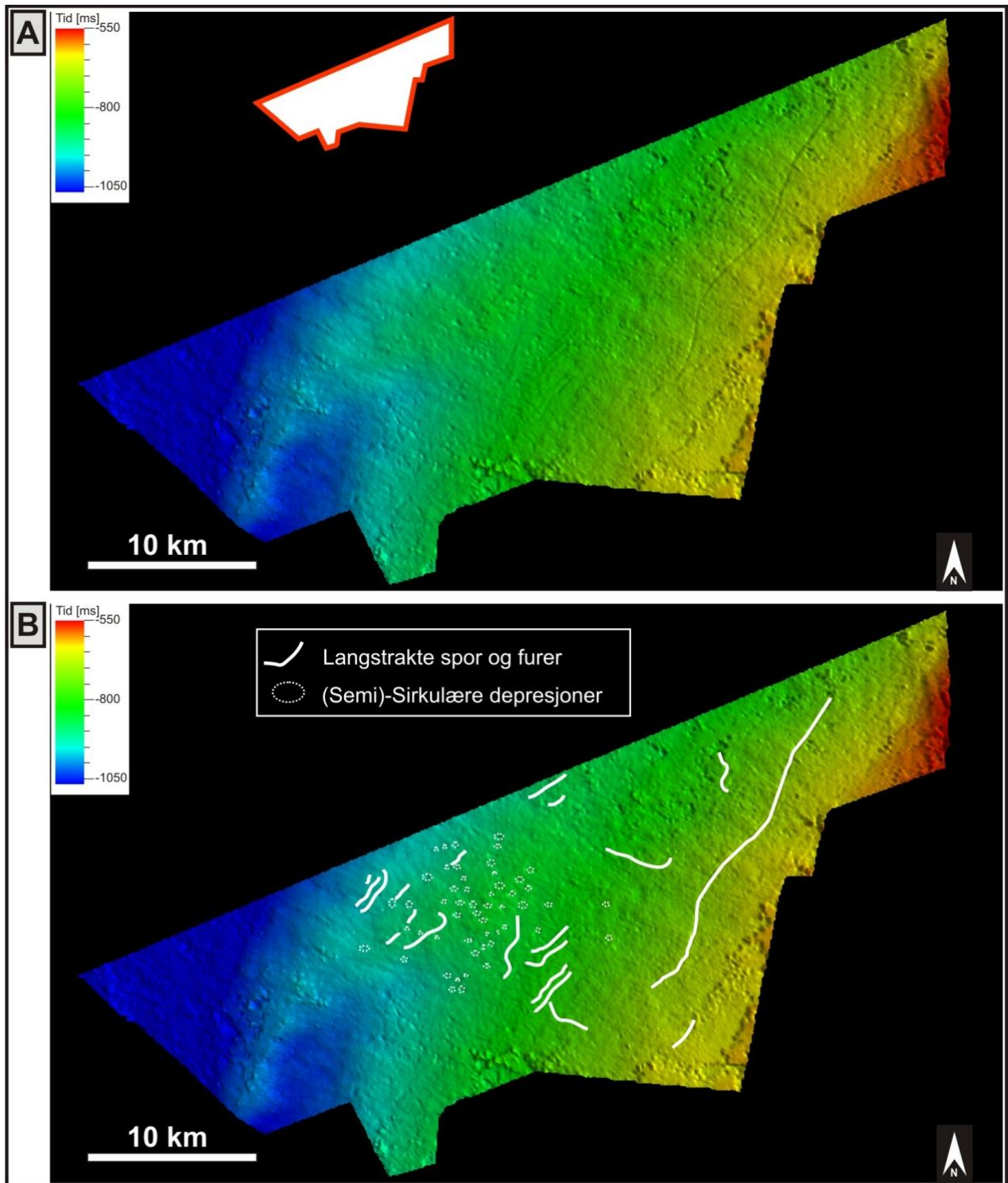
Figur 4-29: (A) utolket og forstørret skyggerelieffkart av bunn Naust U flaten hvor krumlinjeformete furer forekommer. (B) tolket skyggerelieffkart hvor krumlinjeformete furer tolket til å være pløyespor etter isfjell er markert med heltrukne hvite linjer. Legg merke til område tolket "diskontinuerlig område" som representerer et område hvor refleksjonen er diskontinuerlig og har svakt signal. (C) seismisk linje (A-A') viser tverrsnitt av pløyespor. Legg merke til både U og V form. Figuren er presentert med en belysning fra NV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.5 Bunn Naust A (refleksjonsflate R5)

Bunn Naust A er en hellende refleksjonsflate som stryker NNØ-SSV og har et fall mot VNV. Flaten har en gradient på ca. $0,7^\circ$ og er lokalisert i den prograderende seismiske enhet av Naustformasjonen (figur 4-30). På bunn Naust A er to forskjellige geomorfologiske formelementer identifisert; langstrakte spor og furer og semi-sirkulære til sirkulære depresjoner (figur 4-31).



Figur 4-30: (A) Skyggerelieffkart av bunn Naust A (refleksjonsflate R5). (B) innlinjen 2797 viser den stratigrafiske lokaliseringen av bunn Naust A. (C) krysslinjen 4210 viser den stratigrafiske lokaliseringen av bunn Naust A. Figuren er vist med en belysning fra NØ og en 10x vertikal overdrivelse.



Figur 4-31: (A) viser et utolket skyggerelieffkart over bunn Naust A flaten. (B) tolket skyggerelieffkart som viser de ulike geomorfologiske formelementene som er identifisert på bunn Naust A. Figuren er presentert med en belysning fra NØ og en 10x vertikal overdrivelse.

4.4.5.1 Langstrakte spor og furer (Pløy espor)

Størst tetthet av langstrakte spor og furer finnes på de grunnere delene av bunn Naust A (figur 4-31 og 4-32). Furene viser NØ-SV orientering og varierer i lengde fra ca. 1 km og opp til 22 km. Dybden på furene er mellom 4 m og 9 m, hvor de dypere og smalere furene viser en mer V-form i tverrsnitt, mens de grunnere og bredere furene viser en mer U-form i tverrsnitt. Bredden til furene varierer mellom 150 m og 250 m.

Tolkning:

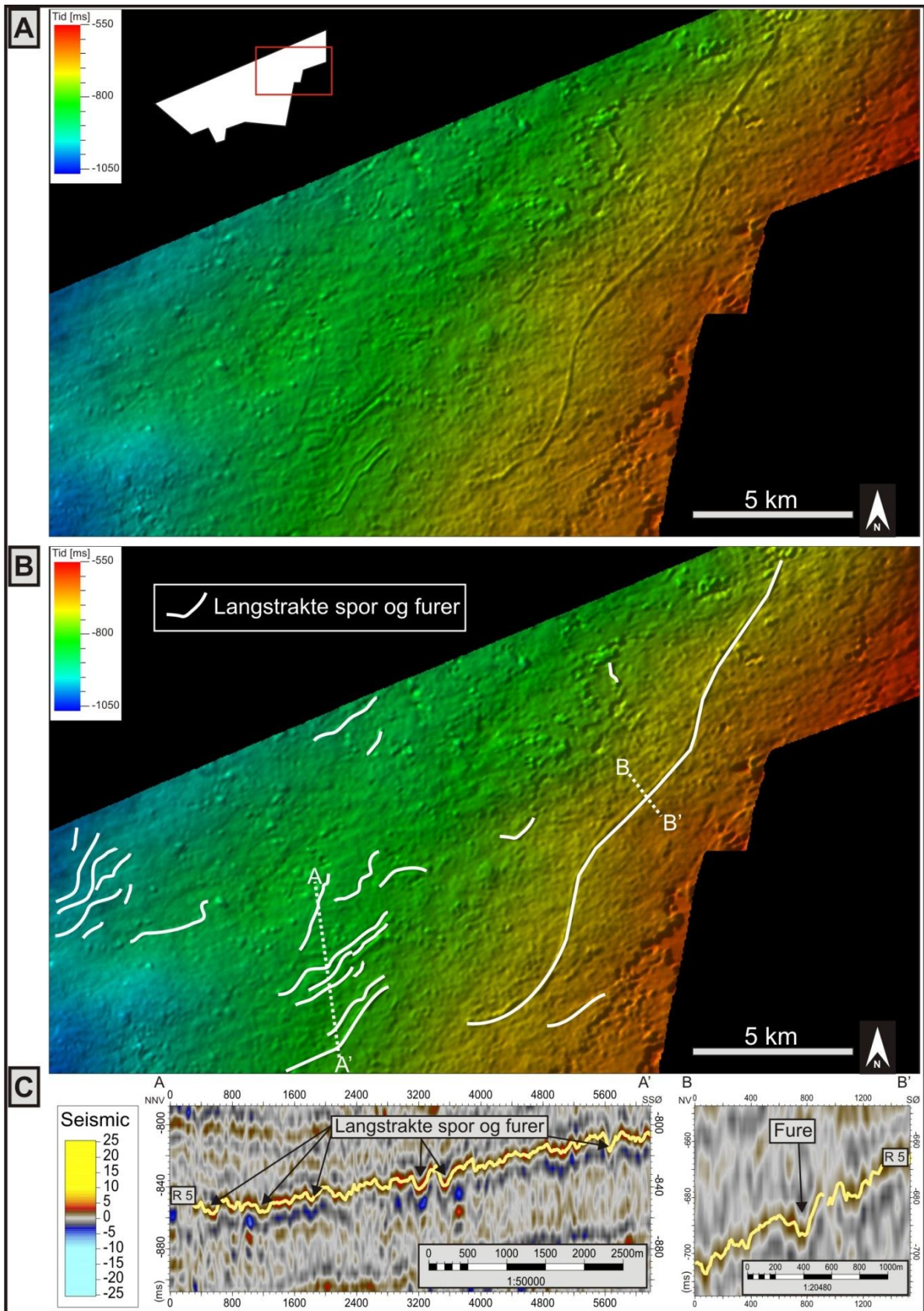
De langstrakte spor og furenes form indikerer at de er pløy espor etter grunnstøtte isfjell. Datidens foretrukne transportretning er tolket til NØ-SV.

4.4.5.2 Semi-sirkulære til sirkulære depresjoner (Pockmarks)

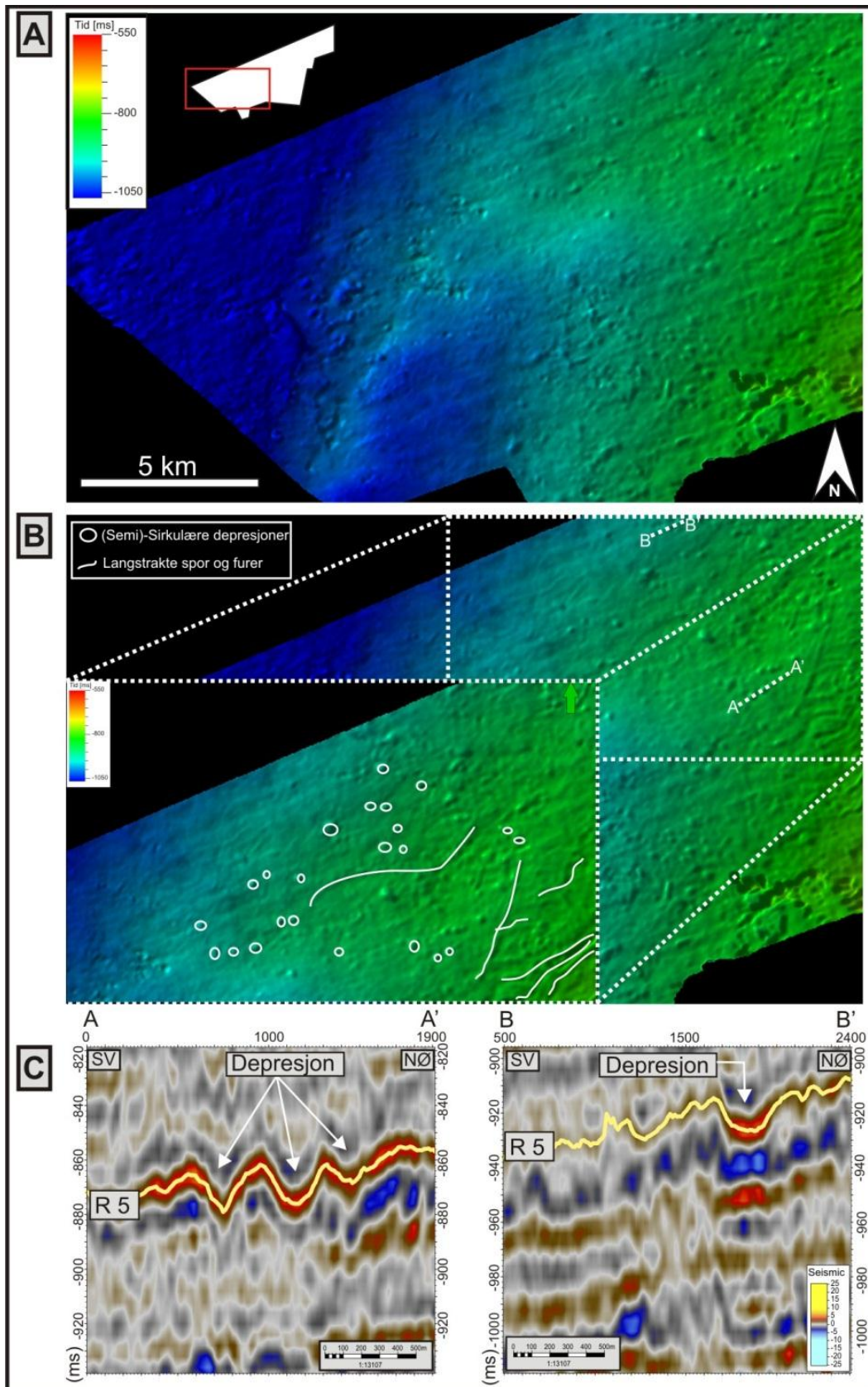
Sentralt i studieområdet er flere semi-sirkulære til sirkulære depresjoner identifisert (figur 4-31 og 4-33). I tverrsnitt viser de en parabolform og dybden varierende mellom 2-3 m opp til 10 m (figur 4-33C). Diameteren på depresjonene varierer mellom 100 m og 400 m. Det er også identifisert akustisk maskering av det seismiske signalet for flere av depresjonene.

Tolkning:

Depresjonenes geometri gjør at de kan tolkes til å være pockmarks. Identifiseringen av akustisk maskering i det seismiske profilet vitner om fluidmigrasjon fra underliggende lagpakker.



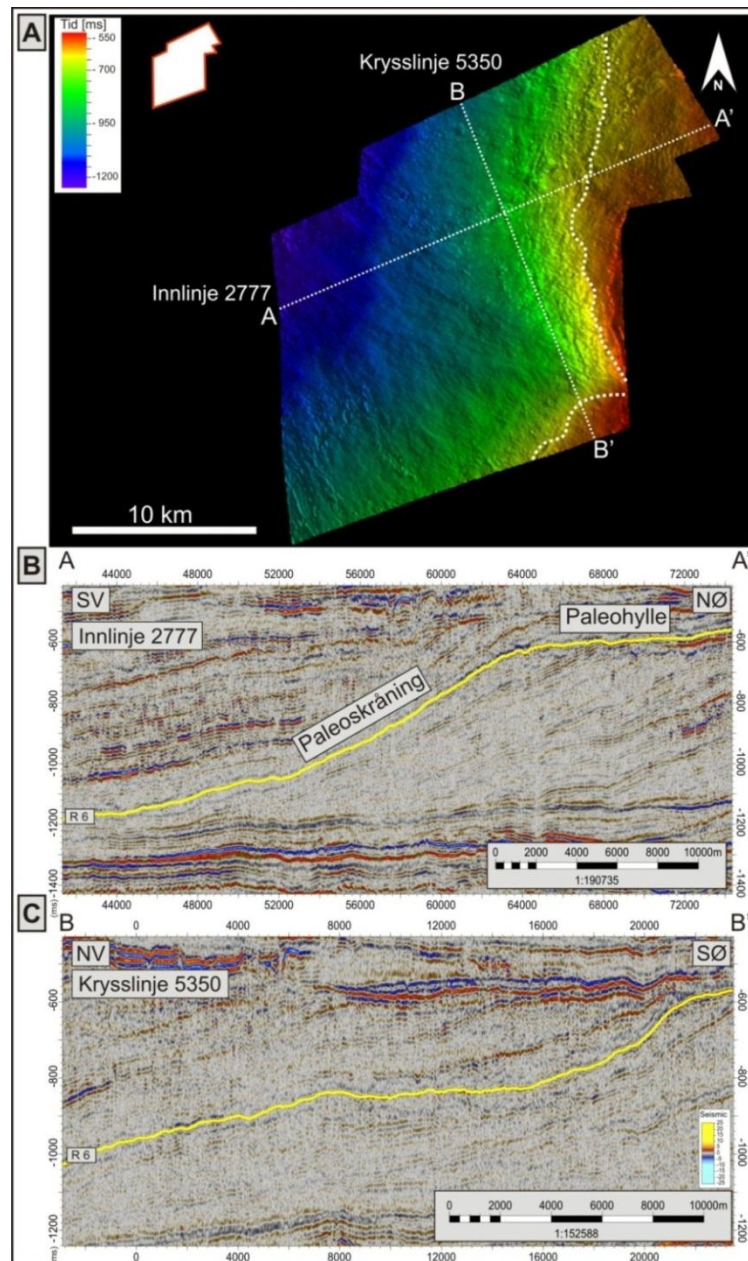
Figur 4-32: (A) utolket og forstørret skyggerelieffkart av bunn Naust A hvor langstrakte spor og furer forekommer. (B) viser et tolket skyggerelieffkart hvor langstrakte spor og furer tolket til å være pløyespor etter isfjell er markert med heltrukne hvite linjer. (C) to seismiske linjer (A-A' og B-B') som viser tverrsnitt av pløyespor. Figuren er presentert med belysning fra NØ og en 10x vertikal overdrivelse.



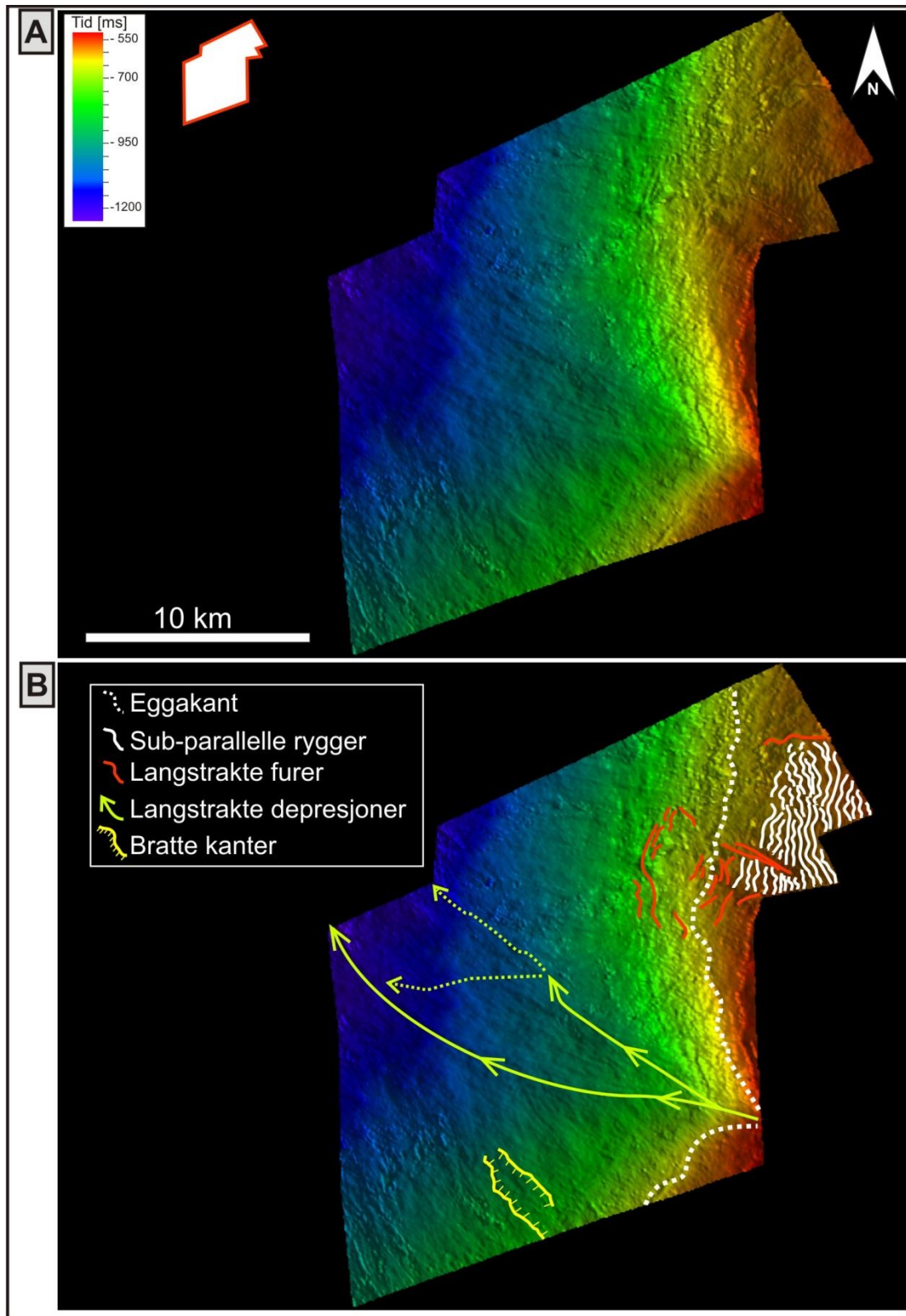
Figur 4-33: (A) viser et utolket skyggerelieffkart av bunna Naust A hvor semisirkulære til sirkulære depresjoner er observert. (B) tolket forstørret skyggerelieffkart (Stiplet hvit boks) hvor semisirkulære til sirkulære depresjoner tolket til å være pockmarks er markert (hvite sirkler). Omkringliggende pløyespor er markert i med heltrukken hvit linje. (C) to seismiske linjer som viser tverrsnitt over pockmarks. Legg merke til parabolform. Figuren er vist med en belysning fra NØ og en 10x vertikal overdrivelse.

4.4.6 Intra Naust N2 (refleksjonsflate R6)

Intra Naust N2 inngår også i den prograderende seismiske enhet av Naustformasjonen og inkluderer ytre del av paleo-kontinentalhylla og paleo-kontinentalskråninga (figur 4-34). Flaten stryker omtrentlig N-S og har et fall mot V. På kontinentalhylla er to geomorfologiske elementer identifisert. Dette inkluderer sub-parallele rygger og langstrakte furer (figur 4-35). Den studerte del av kontinentalskråninga har en gradient på omtrentlig 1° og inneholder to geomorfologiske elementer; to høyder og to langstrakte depresjoner (figur 4-35).



Figur 4-34: (A) skyggerelieffkart av intra Naust N2 (refleksjonsflate R6), paleoeggkant markert med hvitstiplet linje. (B) stratigrafisk lokalisering av intra Naust N2 på innlinjen 2777 (A-A'). (C) stratigrafisk lokalisering av intra Naust N1 på krysslinjen 5350 (B-B'). Figuren vises med en lyskilde fra NØ og en 15x vertikal overdrivelse. Legg merke til paleohylla og skråning.



Figur 4-35: (A) utolket skyggerelieffkart av intra Naust N2. (B) tolket skyggerelieffkart av intra Naust N2 hvor alle identifiserte geomorfologiske elementer er markert. Presentert med lyskilde fra NØ og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.6.1 Sub-parallele rygger (Frontavsetninger)

Sub-parallele rygger er identifisert på ytre del av paleo-kontinentalhylla (figur 4-35 og 4-36). Ryggene har en kurvet form og en lengde fra 500 m og opp til 4,5 km. Avstanden mellom ryggene (målt mellom hver topp) varierer mellom 200 m og 450 m. På de seismiske profilene viser ryggene en indre transparent signatur.

Tolkning:

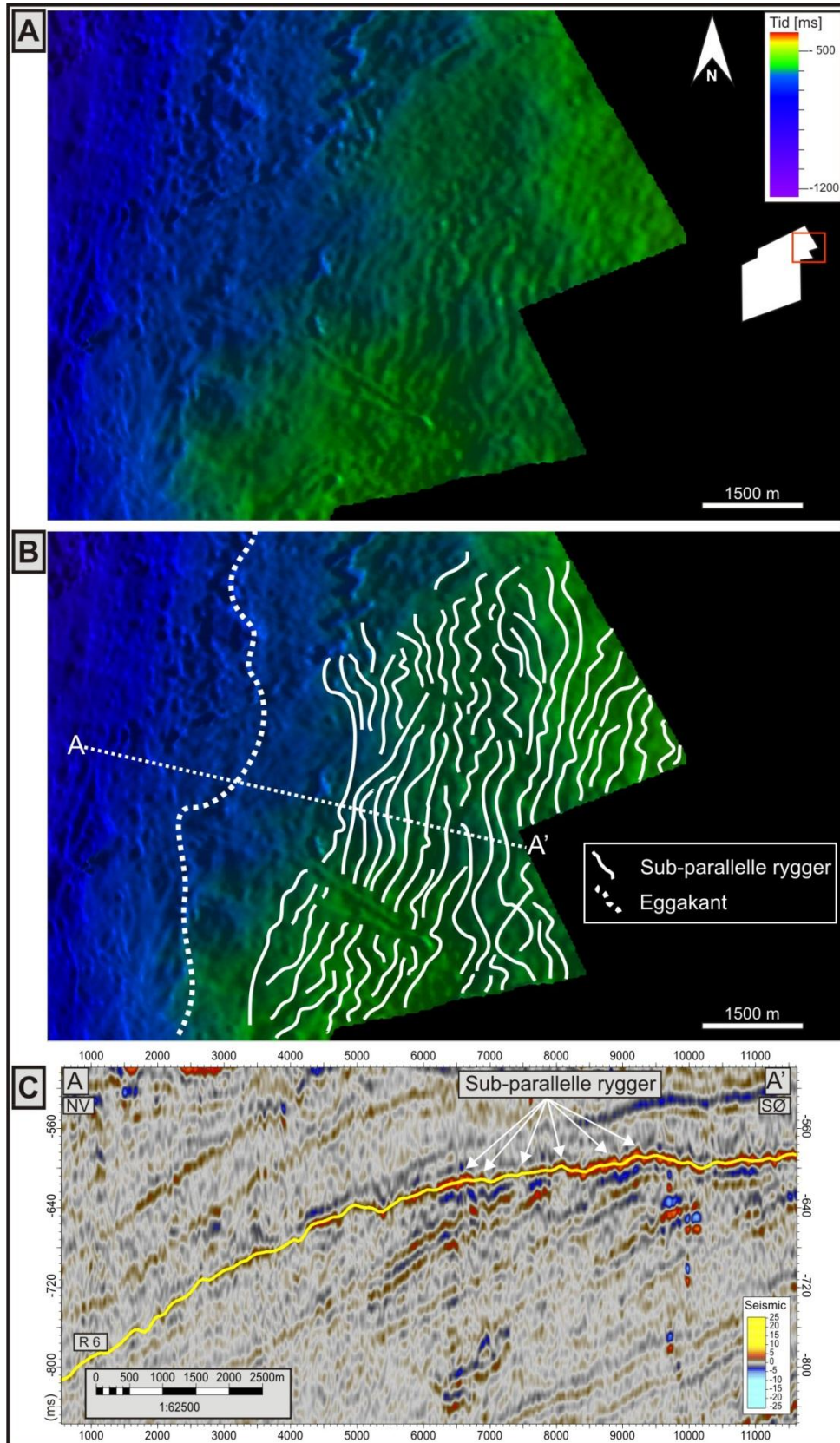
Basert ryggens lokalisering og geometriske form er de tolket til å representere isfrontavsetninger. Ryggene kan trolig relateres til opphold og/eller mindre framrykk under tilbaketrekningen av isdekket på Trænabanken.

4.4.6.2 Langstrakte furer (Pløyesper)

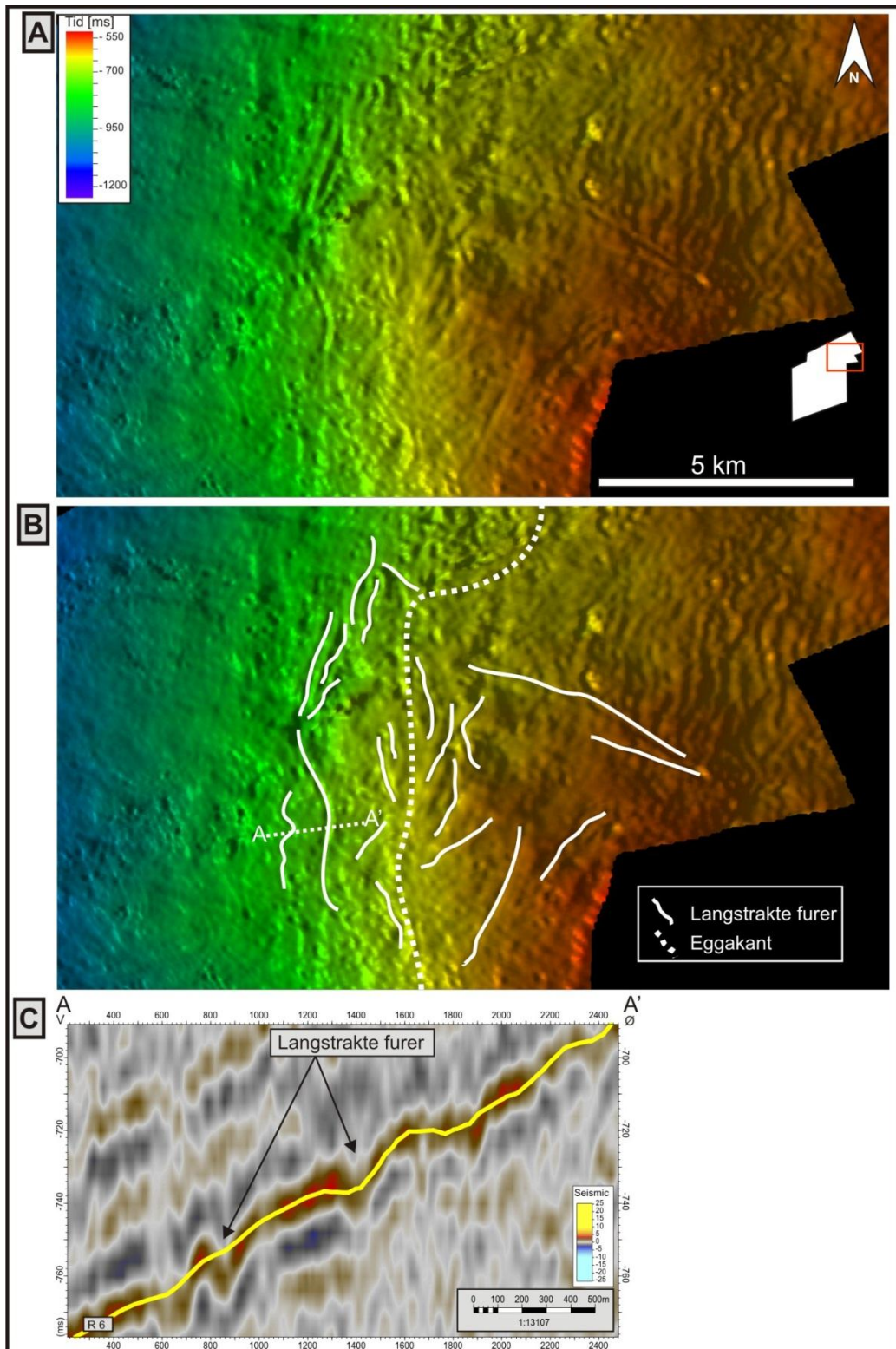
Sentralt i overgangen mellom det grunne og dypere partiet på flaten intra Naust N2 er langstrakte furer observert (figur 4-35 og 4-37). Furene har forskjellige orienteringer, men størst tetthet er det langstrakte furer med en tilnærmet NØ-SV orientering. To langstrakte furer som i krysser de sub-parallele ryggene, samt en fure nord for de sub-parallele ryggene viser en mer Ø-V orientering. Dybden på de langstrakte furene varierer mellom 2-3 m og 12 m. Furenes lengde varierer mellom 800 m og opp til omtrent 4,5 km, mens bredden varierer mellom 100 m og ca. 300 m.

Tolkning:

Geometrien til furene og lokaliseringen deres gjør at de kan tolkes til å være pløyesper etter isfjell. Størst tetthet av pløyesper finnes på de grunne områdene av intra Naust N2 som også vil være naturlig da denne er tolket til å representere en paleo kontinentalhylla. Pløyesporene forsvinner ved overgangen mellom hylle og skråning som indikerer at datidens isfjell ikke var store nok til å overgå vanddypet på områder vest for eggakanten og erosjon etter isfjell i form av pløyesper er derfor fraværende. Isfjellenes foretrukne transportretning gjenspeiles i pløyesporenes NØ-SV og Ø-V orientering.



Figur 4-36: (A) utolket forstørret skyggerelieffkart på intra Naust N2 flaten hvor sub-parallele rygger forekommer. (B) tolket forstørret skyggerelieffkart på intra Naust N2 hvor sub-parallele rygger tolket til å være frontavsetninger er markert (heltrukken hvit linje). Legg merke til eggakant (hvit stiplet linje). (C) seismisk linje (A-A') over frontavsetningene. Figuren er presentert med en 15x vertikal overdrivelse og en belysning fra NØ.



Figur 4-37: (A) utolket og forstørret skyggerelieffkart av intra Naust N2 flaten hvor langstrakte furer er identifisert. (B) tolket skyggerelieffkart over intra Naust N2 hvor langstrakte furer tolket til å være pløyespor etter isfjell er markert. Legg merke til eggkant som definerer overgangen mellom kontinentalhylla og kontinentalskråninga. (C) seismisk tversnitt over to pløyespor. Figuren er vist med en lyskilde fra NØ og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.6.3 Langstrakte depresjoner (Kanaler på kontinentalskråninga)

Vest for eggakanten, langs det svakt hellende partiet sentralt i den sørlige delen på intra Naust N2 flaten er to langstrakte depresjoner identifisert (figur 4-35 og 4-38). Depresjonene viser en noe kurvet form og har en lengde mellom 20 km og 27 km. Bredden på depresjonene er rundt 200 -300 m og de har en dybde på mellom 5 og 10 m. De viser begge en tilnærmet Ø-V orientering.

Tolkning:

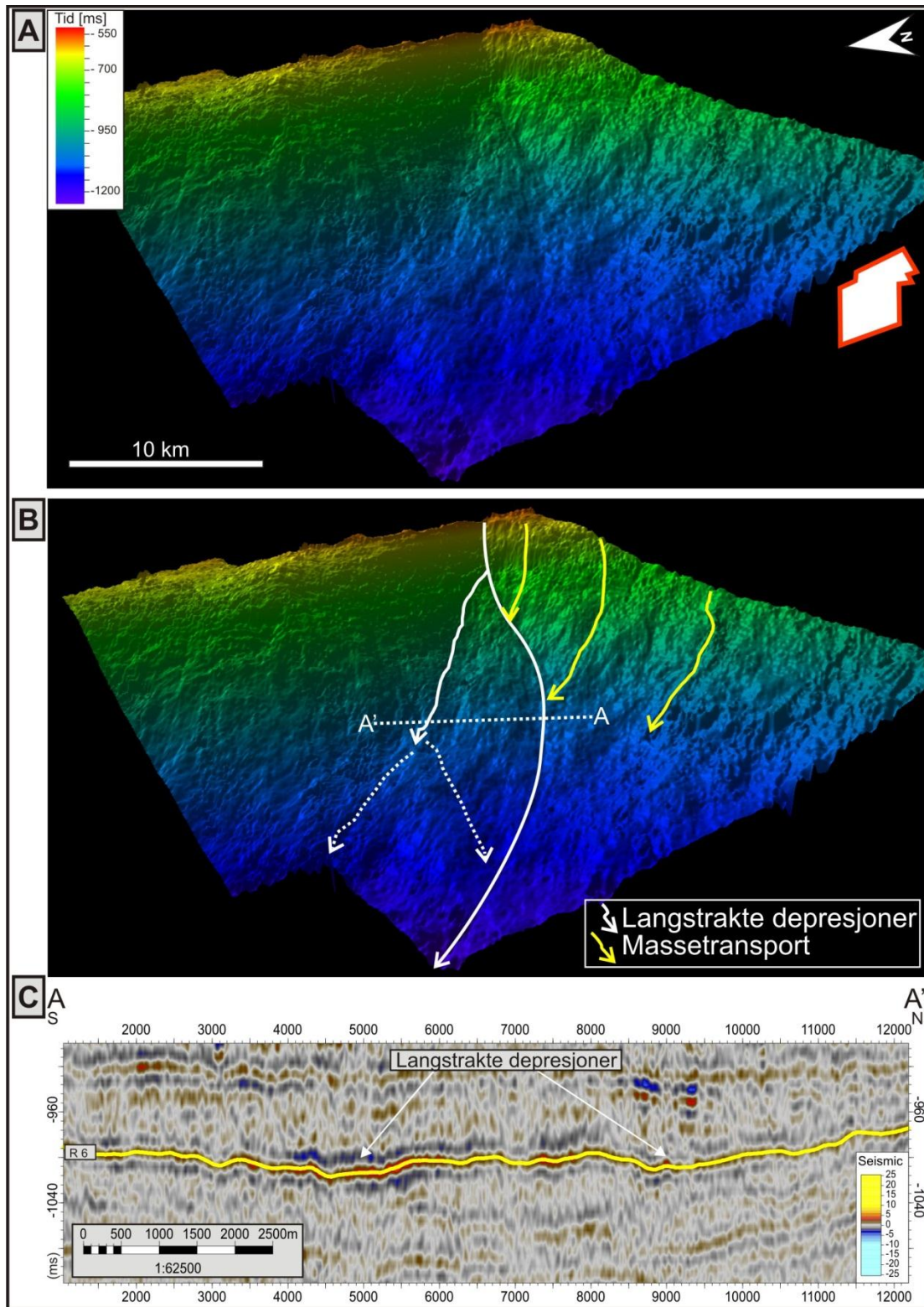
Depresjonenes form og lokalisering kan tolkes til å representere kanaler som har drenert materiale nedover langs kontinentalskråninga. Kanalene ser ut til å ha fungert som en transportvei for materiale tilført fra omkringliggende områder både i sør, vest og i nord (figur 4-38).

4.4.6.4 Bratte kanter på paleo-skråninga (Sidevegger i undersjøisk ras)

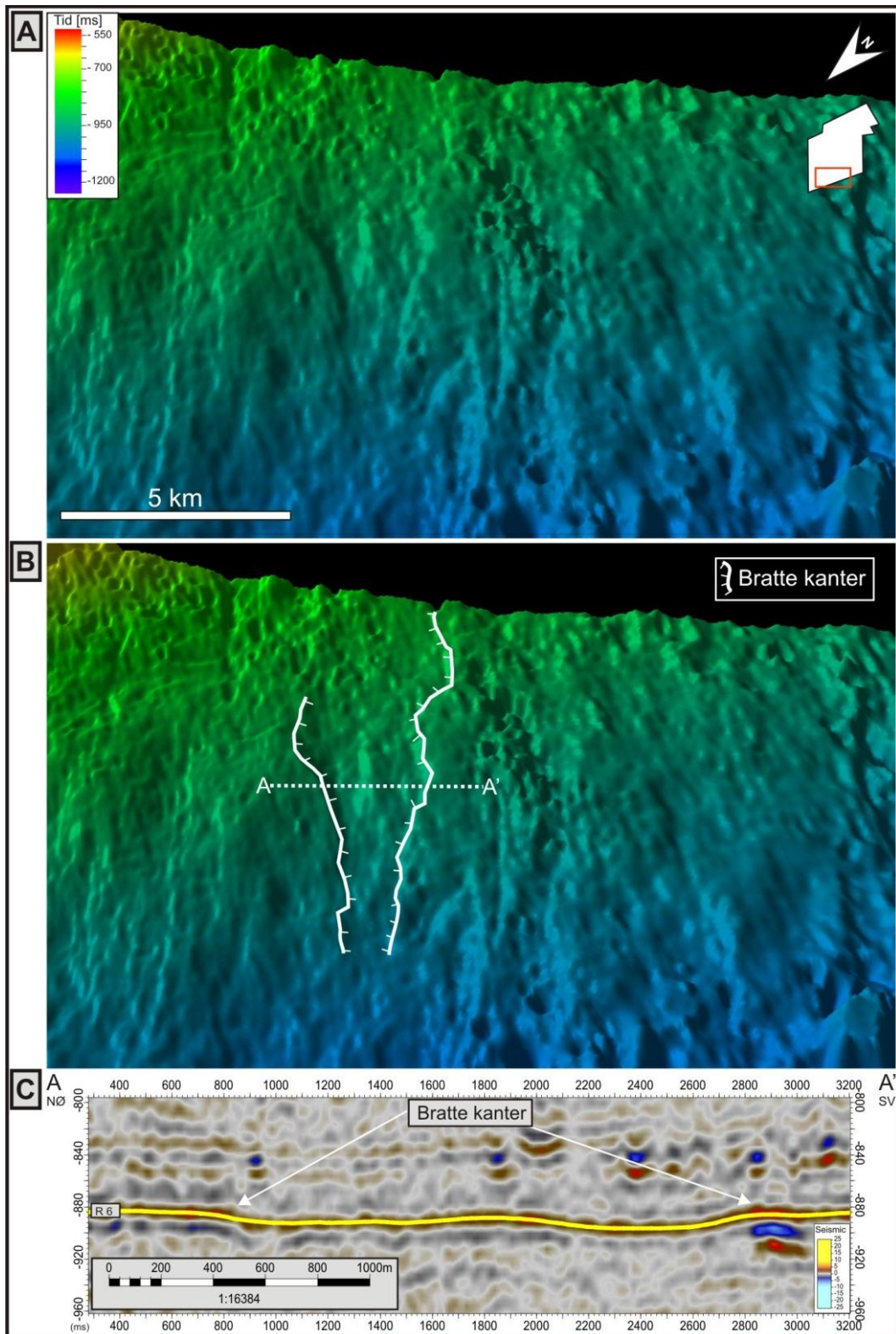
To bratte kanter orientert parallelt med den svakt hellende delen i sør på intra Naust N2 (figur 4-35 og 4-39). I tverrsnitt ser man at refleksjonen mellom de to kantene ligger på et lavere nivå (figur 4-39). Høydeforskjellen mellom de to kantene og refleksjonen er målt til omtrent 10 m. De to bratte kantene kan følges omtrentlig 6 km, har en NV-SØ orientering og en bredde målt mellom de to bratte kantene som varierer mellom 1-2 km.

Tolkning:

Ut fra det faktum at de bratte kantene er orientert parallelt med den svakt hellende delen av intra Naust N2 som er tolket til å være en paleo-kontinentalskråning er de bratte kantene tolket til å være sidekanter av et undersjøisk ras på øvre del av skråninga. Refleksjonen mellom de to bratte kantene er lokalisert på et lavere stratigrafisk nivå, dette tyder på at masseutglidning mellom de to kantene.



Figur 4-38: (A) utolket skyggerelieffkart over intra Naust N2 hvor langstrakte depresjoner tolket til å være to kanaler er identifisert. (B) viser et tolket skyggerelieffkart hvor to kanaler er markert med hvite piler og mulige ruter for massetransport er indikert med gule piler. Stiplet hvite piler indikerer mulig fortsettelse av kanalene . (C) seismisk linje (A-A') gir et tversnitt over de to kanalene. Figuren er presentert med en lyskilde fra NØ og en 15x vertikal overdrivelse.



Figur 4-39: (A) utolket og forstørret skyggerelieffkart av intra Naust N2 hvor to bratte kanter orientert parallelt med skråningas fallretning er identifisert. (B) tolket skyggerelieffkart hvor to bratte kanter tolket til å være sidekanter av et undersjøisk ras er identifisert. Sidekanter av raset er markert i heltrukken hvit linje. (C) seismisk linje (A-A') gir et tverrsnitt av raset hvor sidekanter (bratte kanter) av raset er markert. Figuren er presentert med en 15x vertikal overdrivelse og lyskilden er satt ifra NØ.

4.4.7 Intra Naust N1 (refleksjonsflate R7)

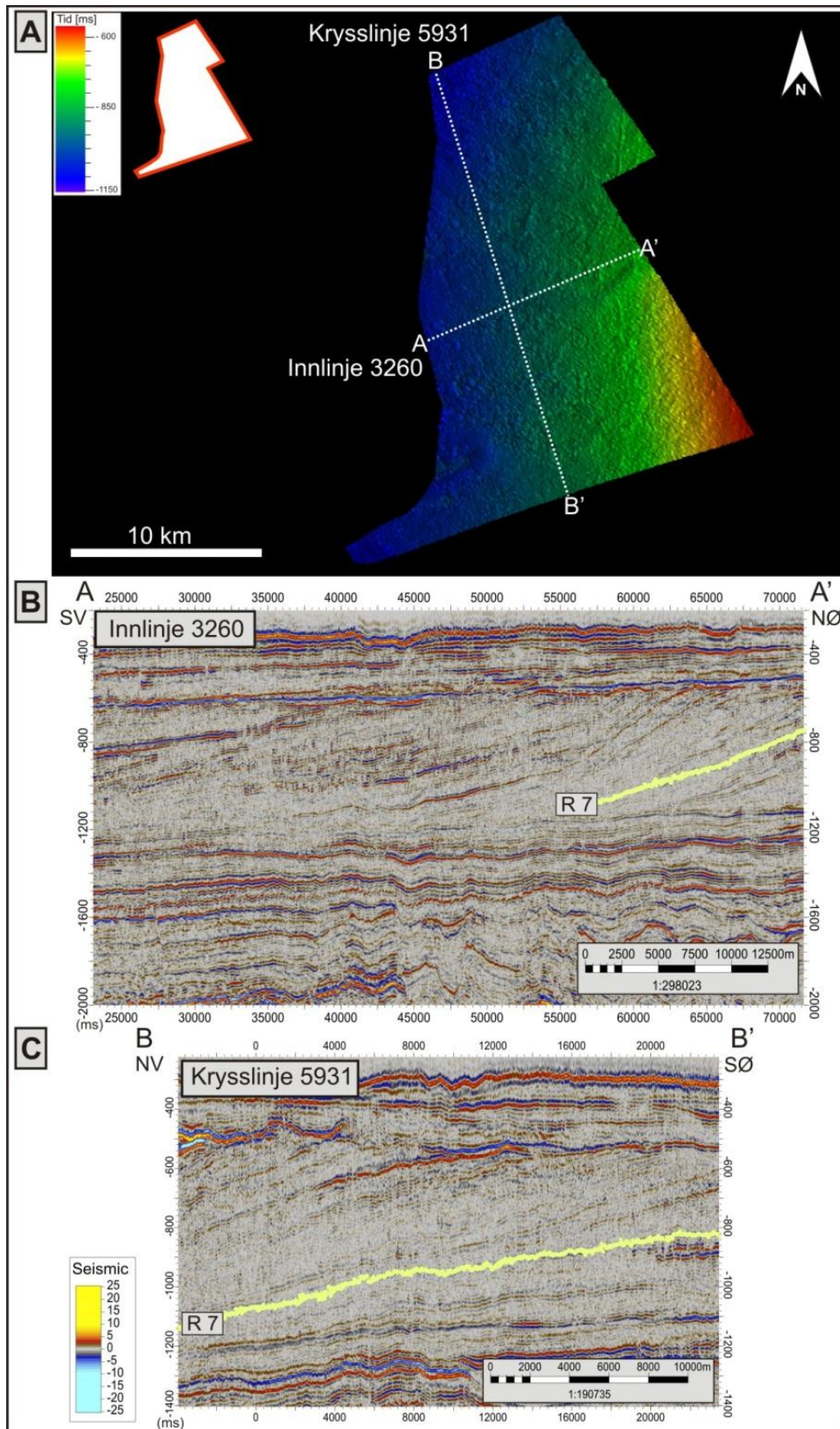
Intra Naust N1 er en hellende flate med en gradient på ca. 2° og stryker i N-S retning. Intra Naust N1 faller er mot V og inngår også i den prograderende seismiske enhet (figur 4-40). Det eneste geomorfologiske element som er identifisert er krumme furer (figur 4-41).

4.4.7.1 Krumme furer (Pløyespor)

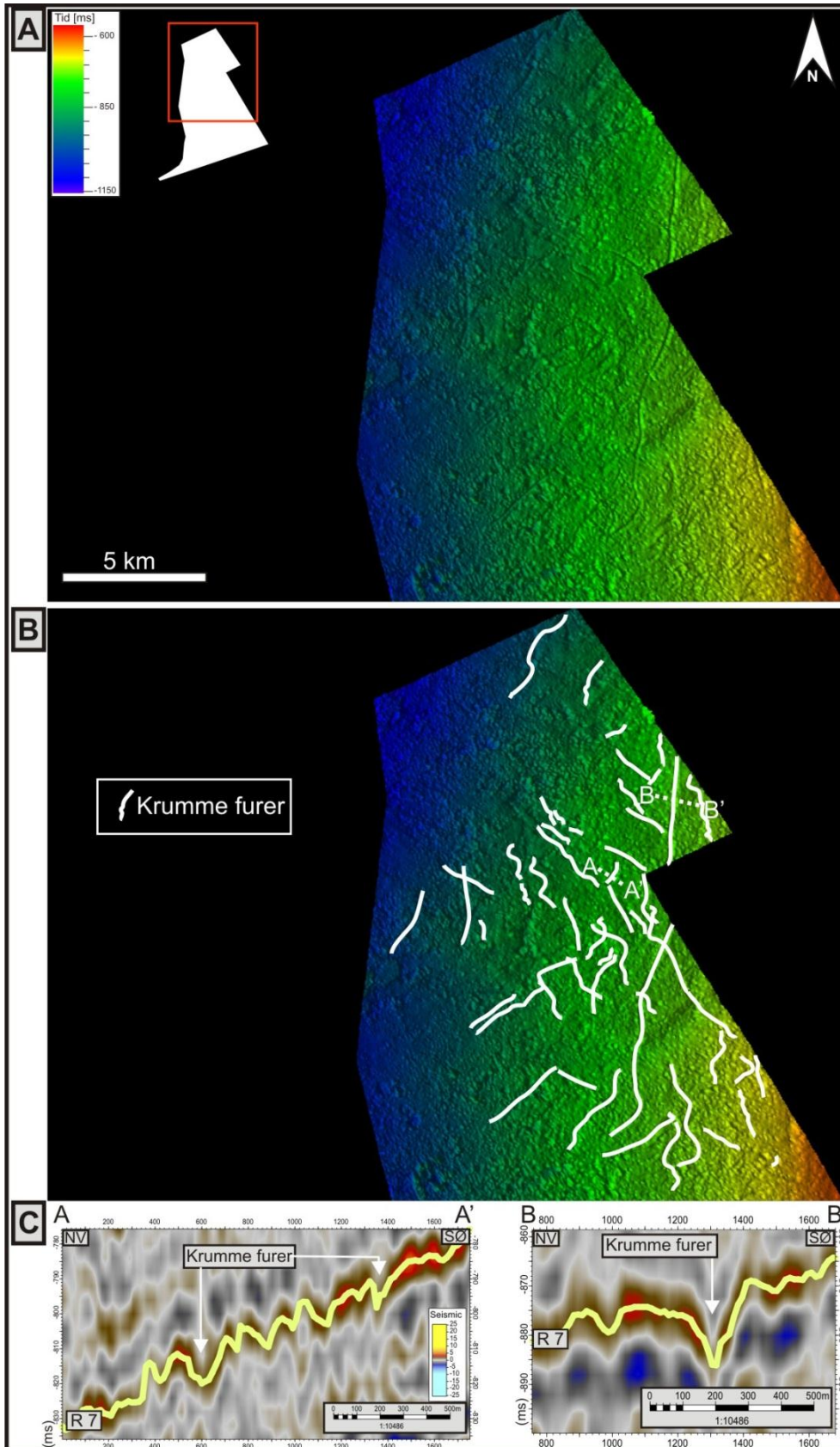
Krumme furer er identifisert sporadisk over hele intra Naust N1 flaten (figur 4-41). Furene varierer i lengde mellom omtrentlig 500 m og 8 km og har en bredde varierende mellom 80 og 200 m. I tverrsnitt viser de grunne, men brede furene en U-form, mens de dypere og smalere furene en mer V-form. Dybden varierer mellom 2-3 m og opp til 18 m. Generelt varierer orienteringen på furene mellom NNØ-SSV og NNV-SSØ.

Tolkning:

De krumme furene er tolket til å representere pløyespor etter isfjell hvor kjøldybene til isfjell har overgått vanddypet og har derfor grunnstøtt med havbunnen og erodert. Orienteringen på pløyesporene tolkes til å representere datidens isfjells favoriserende transportretning.



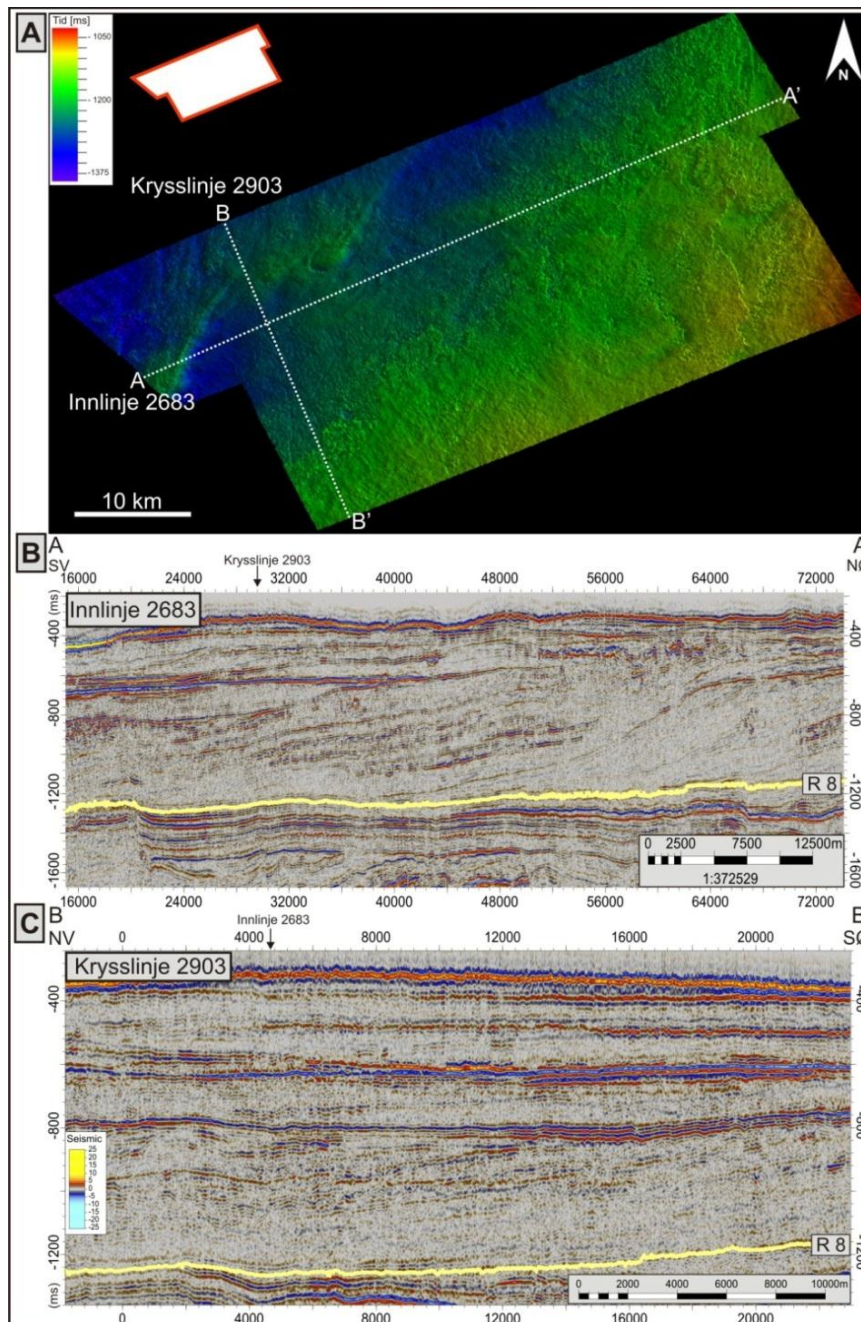
Figur 4-40: (A) skyggerelieffkart av intra Naust N2 flaten. (B) stratigrafisk lokalisering av intra Naust N2 flaten på innlinjen 3260 (A-A') og (C) på krysslinsjen 5931 (B-B'). Presentert med en lyskilde fra NV og 7,5 vertikal overdrivelse.



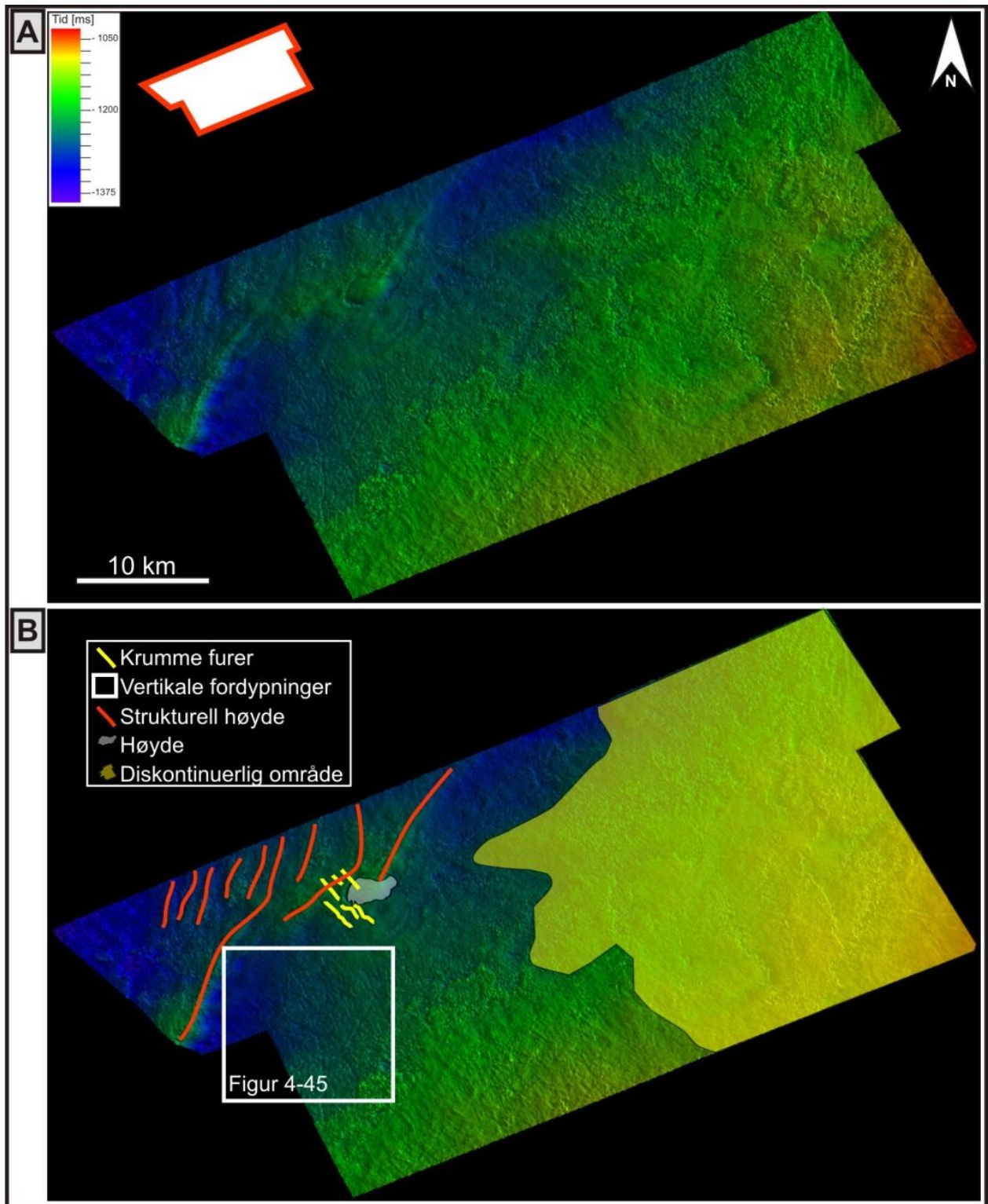
Figur 4-41: utolket skyggerelieffkart av intra Naust N1 hvor krumme furer er identifisert. (B) tolket skyggerelieffkart av intra Naust N1 hvor krumme furer tolket til å være pløyespor etter isfjell er markert. Legg merke til pløyespor som viser både U og V-form. Figuren er presentert med en lyskilde fra NV og en 7,5x vertikal overdrivelse.

4.4.8 Bunn Naust N (refleksjonsflate R8)

Bunn Naust N er flatliggende og representerer en inkonformitet hvor de overliggende refleksjonene nedlapper på bunn Naust N (figur 4-42). Bunn Naust N definerer grensen mellom en underliggende aggraderende og en overliggende prograderende seismiske enhet (figur 4-42). På bunn Naust N er det identifisert krumme furer, en større høyde, små vertikale fordypninger, samt langstrakte høyder (figur 4-43). Bunn Naust N viser visse områder hvor det seismiske signalet er svakt og dermed vanskelig å tolke.



Figur 4-42: (A) skyggerelieffkart av bunn Naust N. Figuren vises med en lyskilde fra SV og en 15x vertikal overdrivelse. (B) den stratigrafiske lokaliseringen av bunn Naust N på innlinjen 2683 (A-A'). (C) stratigrafisk lokalisering av bunn Naust N på krysslinjen 2903 (B-B').



Figur 4-43: A) utolket skyggerelieffkart over bunn Naust N. (B) tolket skyggerelieffkart av bunn Naust N hvor alle identifiserte geomorfologiske elementer er markert. Deler av flaten som har vært vanskelig å tolke er markert (“diskontinuerlig område”). Vertikale fordypninger presenteres nærmere i figur 4-47. Figuren er presentert er med en lyskilde fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.8.1 Krumme furer (Pløyespør)

I den sentrale delen av bunn Naust N er krumme furer med en NV-SØ orientering identifisert (figur 4-43 og 4-44). Furene er mellom 800 m og 5 km lange og har en bredde mellom 100 m og 200 m. Dybden på furene varierer fra 2-3 m og opp til 7 m og de er delvis lokalisert på forhøyningen.

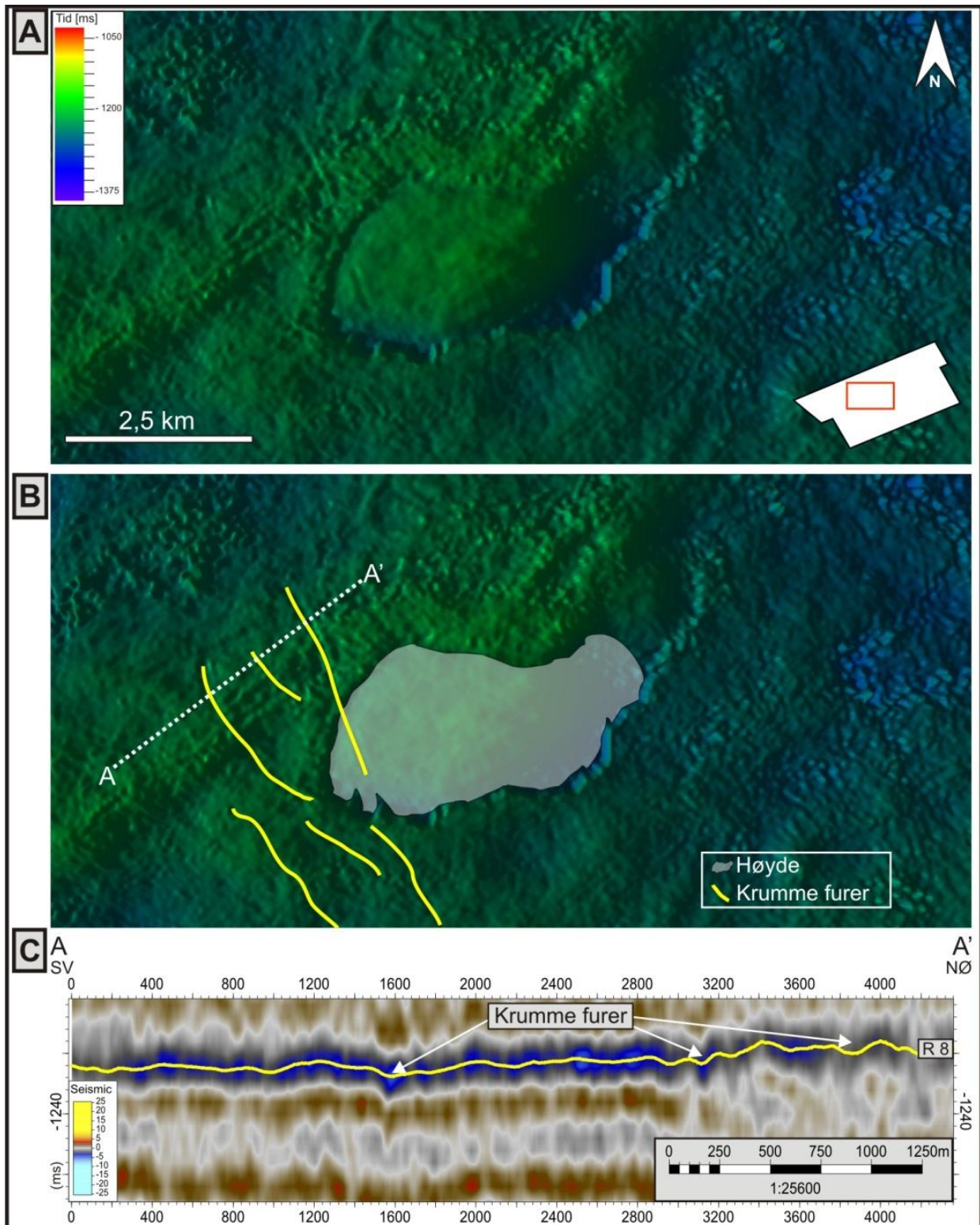
Furenes form og lokalisering samt likhet med tilsvarende former på yngre flater, gjør at de tolkes til å være pløyespør etter grunnstøtte isfjell som har erodert i datidens havbunn. Det kan imidlertid ikke utelukkes at disse representerer deler av et polygonalt forkastningsmønster som eksisterer på denne flaten (se under), men dette ansees som mindre sannsynlig ettersom det ikke er identifisert noen tegn til vertikal forskyvning i lagrekkene i det seismiske snittet (figur 4-44).

4.4.8.2 Vertikale fordypninger (Polygonale forkastninger)

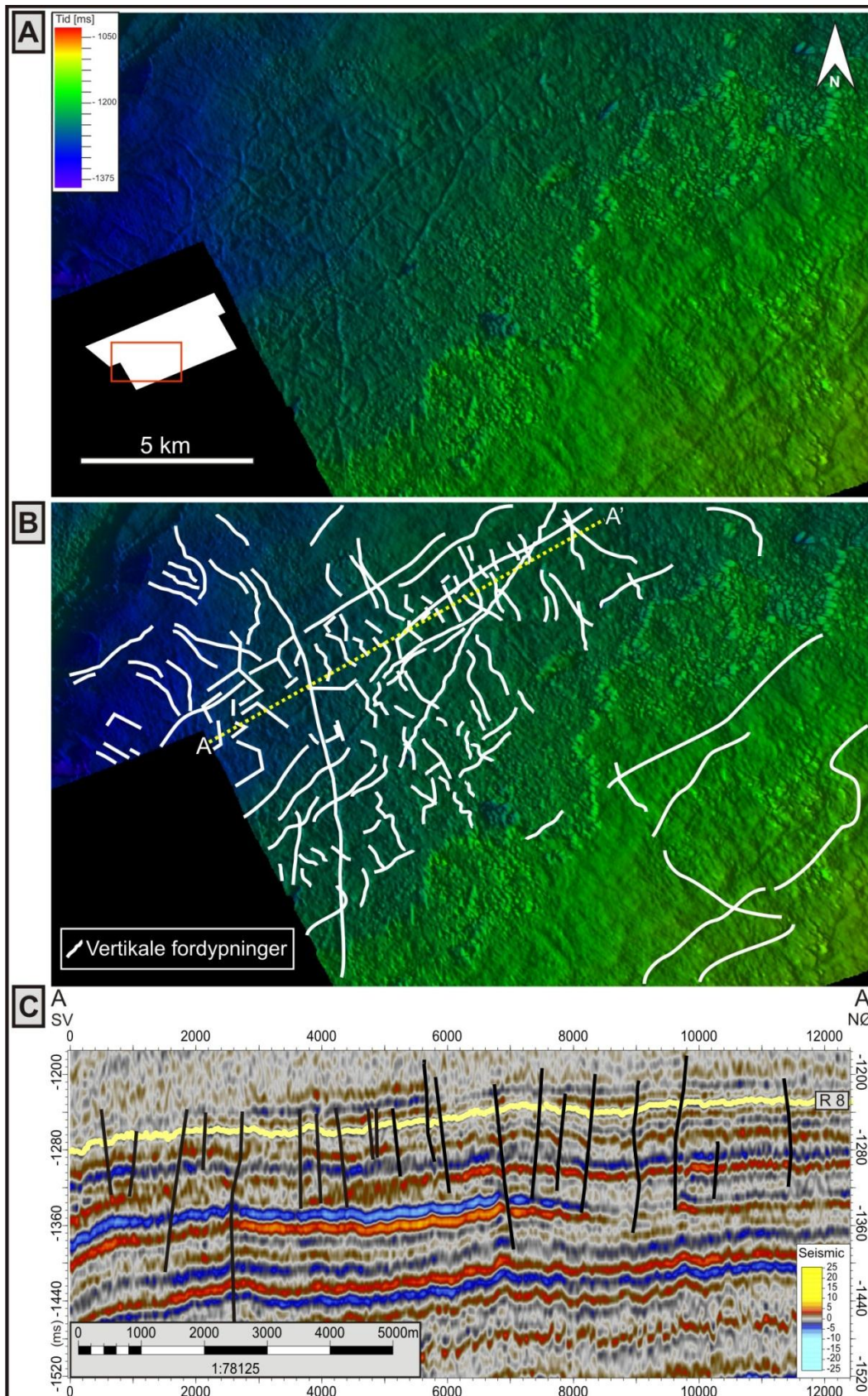
I den sørvestlige delen er langsgående vertikale fordypninger i flaten identifisert (figur 4-43 og 4-45). Disse varierer i lengde fra noen hundre meter og opp til 10 km og spranghøyden er liten. De viser en tilfeldig orientering og danner polygonale mønster. Den stratigrafiske utbredelsen er begrenset (figur 4-45).

Tolkning:

Basert på form og opptreden i lagrekka er disse tolket til å være polygonale forkastninger. Polygonale forkastninger er definert av Cartwright et al. (2003) til å være strukturer av lagbundne ekstensjonsforkastninger som ikke er relatert til tektonisk aktivitet. Forkastningene i studieområdet opptrer i øvre del av Kaiformasjonen og nederste del av Naust og har således en begrenset stratigrafisk utbredelse. Slike forkastninger er et vanlig fenomen i lagrekker med finkorning sediment hvor de danner et polygonalt mønster og disse strukturene er tidligere beskrevet fra Kaiformasjonen på midt-norsk sokkel (Berndt et al., 2003).



Figur 4-44: (A) utsnitt av bunn Naust N hvor krumme furer er identifisert. (B) tolket utsnitt av bunn Naust N der krumme furer tolket til å være pløyespor etter datidens grunnstøtte isfjell er indikert. Legg merke til en høyde som er markert. (C) seismisk linje (A-A') gir et tverrsnitt over pløyesporene. Figuren er presentert med en lyskilde fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.



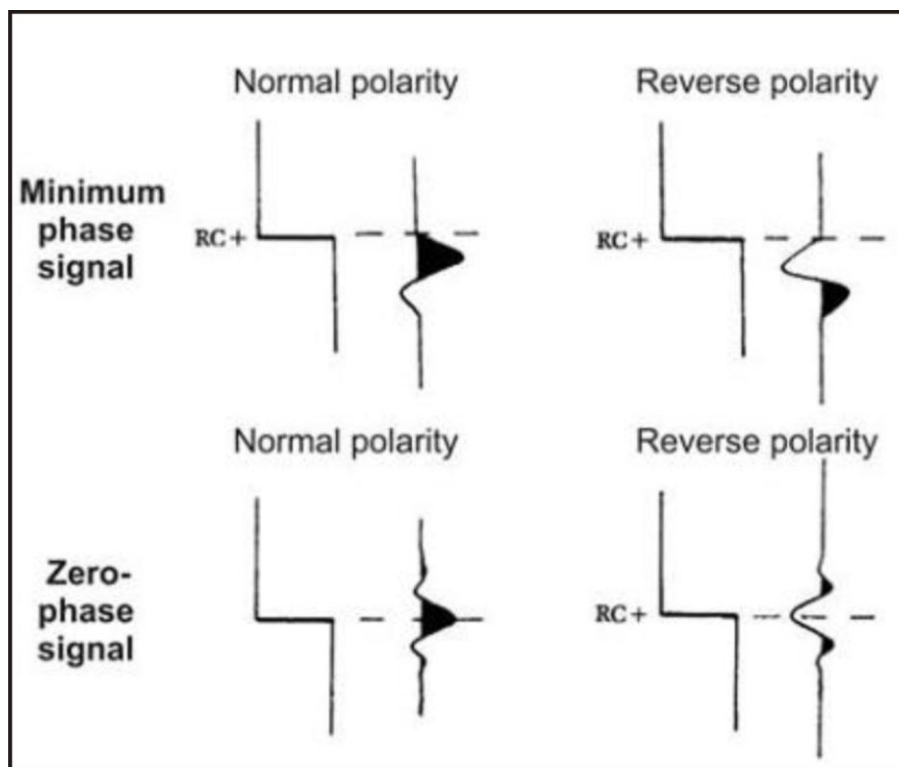
Figur 4-45: (A) utsnitt av bunn Naust N hvor langsgående vertikale fordypninger er identifisert. (B) tolket utsnitt der de langsgående vertikale fordypningene tolket til å være polygonale forkastninger er markert. (C) seismisk tversnitt (linjen A-A') viser at forkastningene (sorte heltrukne linjer) har relativt steile plan, er karakterisert ved små forskyvninger og har en begrenset stratigrafisk utbredelse. Figuren presenteres belysning fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.8.3 Høyde (Domstruktur med ansamling av gass?)

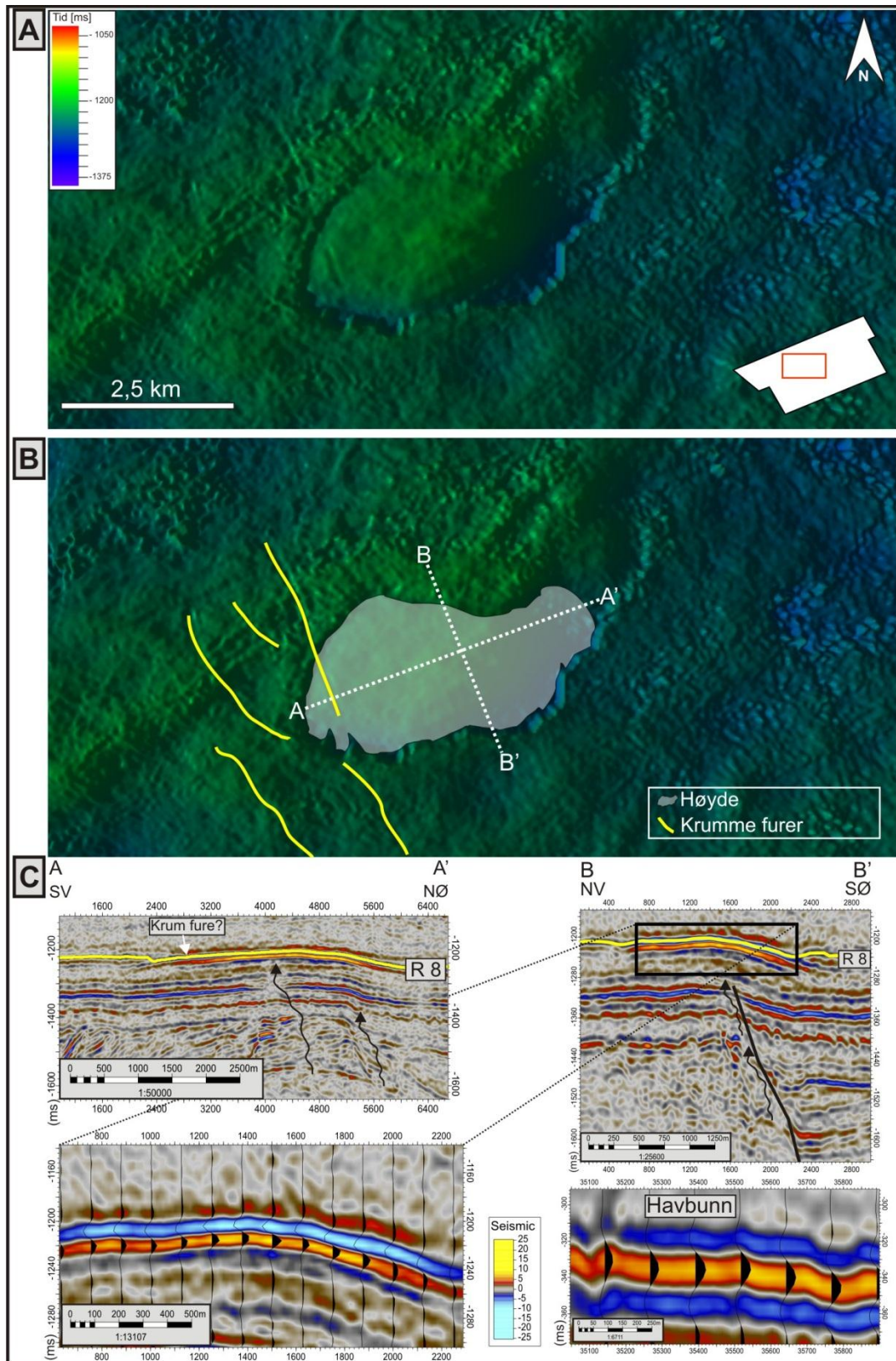
Sentralt på bunn Naust N er en større høyde identifisert (figur 4-43 og 4-47 -se under). Den er lokalisert ovenfor en større forkastning (figur 4-47-se under). Høyden er karakterisert ved høye amplituder samt akustisk maskering i form av pipestrukturer i de underliggende lagrekkene.

Tolkning:

Forhøyningen er tolket til å være en domstruktur som er dannet ved innsynkning av området mot sørøst. De høye amplitudene antas å skyldes gassansamling i sedimentene på dette nivå. Ved bruk av SEG (Society of Exploration Geophysicist) standardiserte polaritets konvensjon (figur 4-46) viser havbunnen en normal polaritet og null-fase signal, mens domstrukturenes høye amplituder viser en reversert polaritet og null-fase signal. Den akustiske maskeringen og pipestrukturene tolkes til å være migrasjonsruter for gassen langs den større forkastningen.



Figur 4-46: Viser SEG (Society of Exploration of Geophysicist) standardiserte polaritets konvensjon.



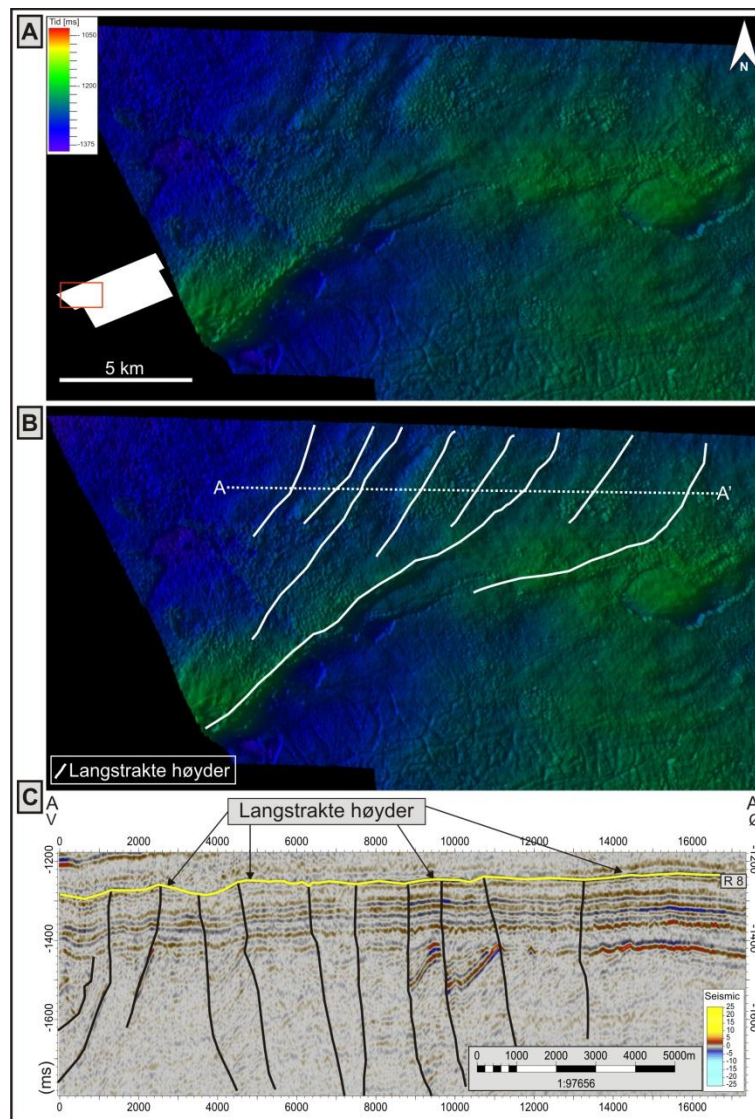
Figur 4-47: (A) et utolket skyggerelieffkart av bunn Naust N hvor en større høyde er identifisert. (B) tolket skyggerelieffkart der en høyde er tolket til å være en domstruktur dannet av fluidansamling i sedimentene er markert. (C) seismiske tversnitt (linjene A-A' og B-B') viser at domstrukturen er karakterisert med høye amplituder som vist i detalj i utsnittet under. Domstrukturen viser en reversert polaritet og null-fase signal, mens havbunnen viser en normal polaritet og null-fase signal. Sorte piler indikerer mulige migrasjonsruter for fluider og forkastningen er markert i heltrukket sort linje. Figuren er presentert med en lyskilde fra SV og en 15x vertikal overdrivelse.

4.4.8.4 Langstrakte høyder (Roterte forkastningsblokker)

Det er identifisert flere langstrakte høyder på bunn Naust N. Et eksempel på dette er vist i figur 4-48. Høydene er orientert NØ-SV og har en lengde mellom 2-3 km og opp til omtrent 18 km. Høydene er lokalisert sub-parallelt i forhold til hverandre og avgrenset av forkastninger.

Tolkning:

Basert på form og lokaliseringen til de langstrakte høydene er de tolket til å representere roterte forkastningsblokker på grunn av tektonisk aktivitet som har påvirket den underliggende Kaiformasjonen.



Figur 4-48: (A) utsnitt av bunn Naust N hvor langstrakte høyder er identifisert. (b) tolket utsnitt av skyggerelieffkart av bunn Naust N flaten der langstrakte høyder tolket til å være roterte forkastningsblokker etter tektonisk aktivitet i de underliggende lagpakker er markert. (C) seismisk linje (A-A') viser tverrsnitt over de langstrakte høydene. Forkastninger er markert i heltrukken sort linje.

5 DISKUSJON

Under vil formelementene på de ulike flatene diskuteres og relateres til utviklingen av studieområdet gjennom de siste ~2.8 Ma med fokus på områdets glasierings-historie.

5.1 Bunn Naust N (~2,8 Ma)

På Bunn Naust N er det identifisert mulige pløyespor etter isfjell. Denne tolkningen er beheftet med usikkerhet, men hvis den er riktig, vitner det om isfjell som har kalvet i havet (figur 5-1a). Basert på stor økning av isdroppet materiale (IRD) er det antatt at de første glasieringene der breen strakk seg ut til kysten forekom for omtrent 2,74 Ma siden (Henrich og Baumann, 1994; Mangerud et al., 1996; Jansen et al., 2000; Dahlgren et al., 2005). Ottesen et al. (2009) har identifisert isdroppet materiale i en kjerne fra brønnen 6610/7-2 på Trænabanken. Denne prøven er lokalisert svært nær bunnen av Naustformasjonen og dokumenterer også et glisialinfluert miljø i studieområdet på denne tiden. Det er ikke identifisert formelementer som tyder på at innlandsisen strakk seg ned til havnivået innenfor studieområdet i dette tidsrommet, men isen kan ha nådd ned til havnivå andre deler på midt-norsk sokkel. I det nordlige Barentshav er det antatt at isen strakk seg ut forbi kyststrøk på den vestlige delen av Svalbard-Barentshavmarginen i perioden mellom ~2,7 og 2,4 Ma (Knies et al., 2009). Langs sørøstsiden av Grønland er det identifisert isdroppet materiale fra isfjell datert til sen miocen alder (~7,3 Ma). Dette indikerer at isdekker som var store nok til å nå ned til havnivået lenge før de omfattende glasieringene på den nordlige halvkule inntraff for ~2,7 Ma (St. John og Krissek, 2002). Pløyesporene på bunn Naust N kan derfor stamme fra is som har kommet fra nord i Barentshavet eller fra isfjell som har kommet fra den sørlige delen av Grønland.

Pløyespor på dagens havbunn forekommer generelt på et vanddyb mellom 500 m og 120 m (Lien, 1983), men er også rapportert ned til 1000 m (Kuijpers et al., 2007). Pløyesporene er orientert i NV-SØ retning, dette kan tyde på at isfjellenes foretrukne bevegelsesretning var styrt av en havstrøm som strømmet mot NV. Ut fra det lave antallet av identifiserte pløyespor er det dog vanskelig å angi en foretrukken transportsretning for isfjellene.

Polygonale forkastninger har påvirket bunn Naust N. Slike forkastninger er et vanlig fenomen i de øvre deler av Bryggeformasjonen og i Kaiformasjonen på midt-norsk sokkel (Berndt et al., 2003). De overliggende lagpakker til bunn Naust N viser ingen tegn til deformasjon i studieområdet.

Berndt et al. (2003) finner at Naustformasjonen generelt ikke er påvirket av disse forkastningene, men i områder hvor de underliggende sedimentene innehar polygonale forkastninger er Naustformasjonen noe deformert. Dannelsen av de polygonale forkastninger antas å være favorisert av den raske avsetningen av Naustformasjonen.

En domstruktur (se kap.4.4.8.3) med høyamplitude refleksjoner i øvre del med reversert polaritet og null fase signal i forhold til havbunnen tolkes som akkumulasjon av gass i sedimentene i dette nivået. Gassen har trolig migrert fra de underliggende lagrekker, noe som på de seismiske data indikeres i form av akustisk maskering av det seismiske signalet under nivået med høyamplituder. Akkumulasjonen av gass på bunn Naust N nivå tolkes til å være influert av den raske avsetningen av Naustformasjonen som kan ha trigget migrasjon av fluider. Den overliggende Naustformasjonen fungerer som takbergart for fluidene og hindrer videre fluidmigrasjon (Reemst et al., 1996; Watterson et al., 2000; Hjelstuen et al., 2004a).

5.2 Intra Naust N1

På Intra Naust N1 er det identifisert en rekke pløyesper, noe som indikerer et stort antall isfjell i perioden 2,8-1,5 Ma (figur 5-1b). Lien (1983) har påvist at isfjell under siste istid har beveget seg med havstrømmen nord-nordøst parallelt med Norskekysten. Pløyesporenes orientering varierer mellom NNØ-SSV og NNV-SSØ og kan knyttes til en slik foretrukken transportretning. Denne orienteringen kan forklares med en sterk havstrøm som har hatt stor påvirkning på isfjellenes bevegelser da et havsirkulasjonsmønster som i dag ble trolig etablert i Norske-Grønlandshavet i løpet av miocen (Laberg et al., 2005a).

Pløyesper etter isfjell er blant de siste formelementene som dannes under tilbaketrekningen av et isdekke (Mosola og Anderson, 2006). Disse er trolig dannet under isens tilbaketrekning etter avsetning av den eldste del av Naust N (figur 5-1b). Det at formelementer dannet av en grunnstående bre ikke er identifisert på dette nivå skyldes at det er bare deler av paleo-kontinentalskråninga som er studert.

5.3 Intra Naust N2

Intra Naust N2 tolkes til å representere en tidligere glasiert kontinentalhylle og kontinentalskråning. På paleo-hylla er det indentifisert sub-parallelle rygger tolket til å være frontavsetninger dannet av en tilbaketrekkende isfront. Frontavsetningene kan trolig relateres til opphold og/eller mindre framrykk samtidig som fordelingen av disse indikerer en grunnstående isbre som nådde fram til datidens eggakant i perioden 2,8-1,5 Ma (figur 5-1c).

Ved eggakanten er det indentifisert pløyespor etter isfjell, som indikerer en kalvende brefront. Størst tetthet er det av pløyespor med NØ-SV orientering og denne retningen er trolig relatert til en kystparallel havstrøm som har ført med seg isfjell mot NØ. Dowdeswell et al. (2007) har indentifisert pløyespor etter isfjell på en paleo-kontinentalhylle i den øvre delen av Naust N sekvensen på Trænabanken. Disse pløyesporene er antatt å ha en alder på ca. 2 Ma. Det samme er også observert av Ottesen et al. (2009) lenger syd på Haltenbanken. Her er pløyespor med en N-S orientering observert langs paleo-eggakant i den øvre delen av Naust N sekvensen.

Kanaler på intra Naust N2 paleo-skråninga vitner om gravitasjonsdrevne sedimenttransport. Basert på resultater fra dagens kontinentalskråning antas kanalene å være dannet av turbidittstrømmer. Et moderne eksempel på turbidittkanaler finnes på nordsiden av Bjørnøyvifta, Inbis-kanalen (Vorren et al., 1998). Deler av et undersjøisk ras er indentifisert i den sørvestlige delen av intra Naust N2 flaten. Undersjøiske ras er typiske elementer på glasierte kontinentalmarginer (Bugge, 1983, Kuvaas og Kristoffersen, 1996, Laberg og Vorren, 2000). Høy sedimenttilførsel under glasieringen har trolig medført høye sedimentasjonsrater på kontinentalskråninga, noe som favoriserer ustabilitet i avsetningene og utrasinger (Vorren og Laberg, 1997).

5.4 Bunn Naust A (~1,5 Ma)

Fraværet av subglasiale formelementer på Bunn Naust A indikerer at isdekket ikke nådde ut til eggakanten i denne perioden (1.5 Ma) (figur 5-1d). Pløyespør på bunn Naust A flaten dokumenterer tilstedeværelsen av isfjell. Det er ikke mulig å bestemme opphavssted for disse, men mest sannsynlig ble pløyesporene dannet da et isdekke på midt-norsk sokkel trakk seg tilbake etter avsetning av den yngste del av Naust N. Pløyesporene viser en generell NØ-SV orientering som representerer isfjellenes foretrukne transportretning. Dette indikerer at isfjellene på denne tiden drev med havstrømmen mot NØ slik som i intra Naust N1 og N2 tid (~2,8-1,5 Ma).

Submarine pockmarks er en indikator på fluidmigrasjon gjennom ukonsoliderte havbunnssedimenter. For flere av pockmarksene på bunn Naust A er det identifisert pipestrukturer som vitner om fluidmigrasjon fra dypere lagrekker. Bunn Naust A er en hellende flate hvor refleksjonen nedlapper på bunn Naust N. Pockmarks på bunn Naust A er lokalisert på den dypere delen av flaten som også er lokalisert nær bunn Naust N, hvor roterte forkastningsblokker er identifisert i de underliggende lagrekker. Datasettet gir ikke muligheten til å identifisere noen kilde for disse, men det ser ut til at fluidene har migrert langs forkastningsplanet på disse blokkene og dannet pockmarks på bunn Naust A. Fraværet av pipestrukturer for noen av pockmarksene tolkes til å være et resultat av kort migrasjonsvei for fluidene kombinert med en grunn kilde.

5.5 Bunn Naust U (~0,8 Ma)

Bunn Naust U tolkes ut fra formen til å representere et paleo-trau. Dette har fungert som dreneringsrute for hurtigstrømmende is ut mot eggakanten da mega-skala glasiale lineasjoner (MSGSL) er identifisert på dette nivået (figur 5-1e). Mega-skala glasiale lineasjoner indikerer lokalisering og retning av hurtigstrømmende is (Dowdeswell et al., 2006). Lineasjonene viser en klar NV-SØ orientering og vitner om en hurtigstrømmende isstrøm som har drenert over den sørlige delen av Trænabanken mot NV en gang mellom 0,8 og 0,4 Ma (Rise et al., 2010). Lineasjonene stammer trolig fra en isstrøm som drenerte et mindre og ekspanderende isdekke sør for studieområdet og viser at paleo-Sklinnadjuptrauet trolig var lokalisert noe lenger nord i denne perioden (figur 5-2A).

Dowdeswell et al. (2006) har også beskrevet et paleo-trau med MSGSL på Trænabanken, og konkluderer med at en isstrøm strømmet ut Vestfjorden og over Trænabanken inn i Skjoldryggen området under elster og saale glasiasjonene.

Dette paleo-trauet er lokalisert på 500-580 ms⁻¹ dyp. Bunn Naust U er ligger på 650-800 ms⁻¹ dyp, noe som vitner om at et slikt dreneringsmønster også har vært etablert tidligere enn det som ble antatt av Dowdeswell et al. (2006).

Pløyesporene på bunn Naust U er N-S til NØ-SV orientert, trolig styrt av havstrømmer. Størst tetthet av pløyespor finnes på de grunnere områdene. Pløyesporene er forholdsvis korte og har en generell dybde mellom noen få meter opp til 8 m. Dette kan være som følge av de morfologiske forhold på datidens havbunn som har påvirket isfjellenes bevegelser.

5.6 Bunn Naust S (~0,4 Ma)

To sett med mega-skala glasiøle lineasjoner er identifisert på bunn Naust S. Disse har forskjellig orientering; lineasjonene med N-S orientering er overlappet av lineasjonene med en VNV-ØSØ orientering. Dette vitner om to faser der hurtigstrømmende is har drenert over studieområdet (figur 5-1f). Flaten bunn Naust S definerer overgangen mellom Naust U og Naust S og er antatt å ha en alder på 0,4 Ma (Rise et al., 2010). Naust S sekvensen representerer avsetninger fra elster i følge Rise et al. (2006). Dette er muligens den største glasiøle gjennom sen kenozoikum (Mangerud et al., 1996) og var en svært erosiv glasiøle på midt-norsk sokkel (Rise et al., 2006). Dowdeswell et al. (2006) har identifisert en isstrøm som har endret dreneringsretning over Trænabanken. I følge modellen til Dowdeswell et al. (2006) strømmet is først ut Vestfjorden og over det som i dag er Trænabanken og inn mot Skjoldryggen området gjennom både elster og saale. Dette gav opphav til et N-S dreneringsmønster og subglasiøle formelementer med samme orientering. Ved en senere anledning endret dreneringsretningen seg til ØSØ-VNV, noe som indikerer isdrenering fra nærliggende kyst og ut mot eggakanten (figur 5-1f og 5-2B).

Endring i isstrømmenes dreneringsmønster er av Dowdeswell et al. (2006) foreslått å være forårsaket av at glasiøle sedimenter har bygget seg opp over tid og dermed tvunget isstrømmen til å endre sin posisjon slikt at isstrømmen kunne drenere is videre. I følge Dowdeswell et al. (2006) kan det heller ikke utelukkes at retningskifte for isstrømmer også kan være relatert til: 1) glasiøle forandringer i dimensjonene til isdomen som isstrømmene drenerte fra, eller 2) termale forhold langs isdekkets bunn.

Frontavsetninger orientert sub-transvers til transvers i forhold til de eldste lineasjonene er identifisert på bunn Naust S. Disse er overlappet av de yngste lineasjonene og det er derfor trolig at disse avsetningene kan relateres til en eldre fase med tilbaketrekning etter at is drenerte i N-S retning.

Etter isens tilbaketrekning har isfjell passert over bunn Naust S flaten og etterlatt seg pløyesper. Et mindre antall pløyesper med ulike orienteringer er identifisert. Flere av pløyesporene krysser hverandre og har forholdsvis kort utstrekning. Dette indikerer liten innflytelse fra havstrømmer og/eller at vind av fra ulike retninger påvirket isfjellene på denne tid (figur 5-1f).

Et stort antall av mindre pockmarks er identifisert øst på bunn Naust S. Det store antallet kan tenkes å være et resultat av en kombinasjon mellom en dyp kilde i dypere lagrekker og en lang migrasjonsrute sammen med en grunn kilde og en kort migrasjonsrute. Pipestrukturer kan for noen pockmarks følges ned til større forkastningssystemer på 1500 ms^{-1} dyp (under bunn Naust S). Det er derfor mulig at fluider fra dypere lagrekker har migrert opp til bunn Naust S. Fraværet av pipestrukturer for en del pockmarks tolkes til å være et resultat av en grunn kilde kombinert med en kort migrasjonsvei for fluidene. Det store antallet kan også relateres til at det har vært store mengder med fluider som har migrert og derfor gitt et stort antall pockmarks. Eventuelt kan det også tenkes at antallet er avhengig av permeabiliteten i sedimentene og antall tilgjengelige migrasjonsruter. Hovland og Judd (1988) diskuterer sammenhengen mellom permeabilitet og tetthet av pockmarks. Lav permeabilitet i sedimenter medfører færre migrasjonsruter for fluider som igjen resulterer i et færre antall pockmarks. Det kan derfor tenkes at sedimentene under bunn Naust S har høy permeabilitet og er mer grovkornet som har gitt et større antall migrasjonsruter og dermed et stort antall pockmarks.

Bunn Naust S representerer en flate hvor is ekspanderte ut mot eggakanten. Dannelsen av pockmarks på bunn Naust S kan være kan ha funnet sted like etter isens tilbaketrekning. I følge en slik modell har det overliggende trykket fra en grunnstående is fungert som forsegling for de underliggende fluidene. Ved en påfølgende deglasiasjon har forseglingen av is forsvunnet slikt at fluider har fått migrere videre.

5.7 Intra Naust S1

På denne flaten er en crag and tail, mega-skala glasiale lineasjoner og pløyesper identifisert. Crag and tail og mega-skala glasiale lineasjoner er subglasiale avsetningsformer som indikerer at en isstrøm har drenert gjennom studieområdet (figur 5-1g). Orienteringen av de subglasiale avsetningene gjør at isbevegelsen antas å ha vært fra nord mot sør (figur 5-2C). Sammenlignet med bunn Naust S ser man at isstrømmen endret sin retning fra ØSØ-VNV til mer N-S (figur 5-2B og C).

En slik dreneringsretning er også beskrevet av Dowdeswell et al. (2006) fra elster glasiasjonen. Isfjell har dannet pløyespor med den samme orientering som de subglasiale avsetningene. Identifiseringen av pløyespor viser at isfjell også var til stede i intra Naust S tid (figur 5-1g).

Naust S sekvensen består av sedimenter avsatt under elster glasiasjonen (Rise et al., 2010). Intra Naust S1 viser at isdekket under denne perioden må ha hatt minst to fremstøt på kontinentalhylla, adskilt av en periode med tilbaketrekning da isfronten lå øst for studieområdet.

5.8 Bunn Naust T (~0,2 Ma)

Naust T sekvensen er antatt å være glasiogene sedimenter avsatt under saale og weichsel (Hjelstuen et al., 2004b; Rise et al., 2005, 2010). To sett av mega-skala glasiiale lineasjoner, to grupper av De Geermorener og pløyespor er identifisert på bunn Naust T flaten (figur 5-1h). Det eldste settet med lineasjoner fremtrer svakt og har en NNV-SSØ orientering. Trolig stammer disse fra en tidligere fase med S-SØ orientert istrøm fra en isdom i nord (figur 5-2D). Som beskrevet over antas is å ha drenert gjennom Vestfjorden, over Trænabanken og inn mot Skjoldryggen under en tidlig fase av elster og saale (Dowdeswell et al., 2006).

Dette korrelerer godt med de eldste lineasjonene identifisert på denne flaten (figur 5-2D). Den mest aktive isdreneringen under saale antas å ha vært gjennom paleo-Sklinnadjuptrauet (Rise et al., 2005, 2006, 2010). Det andre og mer tydelige settet av mega-skala glasiiale lineasjoner er yngre, orientert SØ - NV og stammer mest sannsynlig fra en isstrøm som drenerte fra kysten i sørøst og ut mot eggakanten (figur 5-2D). Dette viser at det har foregått en endring i dreneringsmønster ved bunn Naust T tid hvor isdreneringen over Trænabanken endret retning fra NNV-SSØ til SØ-NV (figur 5-2D). Denne retningen representerer trolig et glasialt maksimum der det Fennoskandiske isdekket drenerte fra land og ut på sokkelen (figur 5-1h).

Den foreslåtte modellen av Ottesen et al. (2012) for isdreneringen fra siste glasiiale maksimum korrelerer godt med den observerte retningen for isdrenering av det Fennoskandiske isdekket på bunn Naust T. De Geermorener er orientert transvers til sub-transvers i forhold til de yngste lineasjonene. Det er derfor sannsynlig at disse morene kan relateres til opphold og/eller fremstøt under tilbaketrekningen av isdekket (figur 5-1h). Pløyespor etter isfjell har i en senere fase erodert bunn Naust T og ble trolig dannet under deglasiasjonen (figur 5-1h).

Orienteringen på pløyesporene viser en foretrukken SSV-NNØ retning og er derfor mest sannsynlig påvirket av havstrømmer.

5.9 Havbunn

Havbunnen er dominert av isproksimale, subglasiale samt postglasiale formelementer. Tre ulike parallelle – sub-parallele rygger er identifisert; store rygger på ytre del av banken samt medium og mindre rygger på de sentrale deler av banken. De større ryggene er tolket til å være avsetninger dannet i front av islober lokalisert på banken under opphold eller fremstøt under siste deglasiasjon (figur 5-1i). Ryggene med medium størrelse er tolket til å representere mindre frontavsetninger. Det faktum at de fremtrer svakt på havbunnen, er orientert transvers til de større og mindre ryggene samtidig som de er overlagret av de mindre ryggene, indikerer at de stammer fra en eldre fase med tilbaketrekning og at de er delvis erodert under et senere fremstøt da isen nådde ytre deler av banken og de store ryggene ble avsatt.

De mindre ryggene er orientert parallelt til semi-parallelt med de største ryggformene på ytre delen av banken og er lokalisert innenfor disse. Dette gjør at de trolig stammer fra samme periode. Disse avsetningene ble trolig dannet under korte opphold og/eller fremstøt og kan representere årlige frontavsetninger hvor breranden stod i ro eller gjorde et fremstøt om vinteren da avsmeltingen var betraktelig mindre.

Tre relativt rette til meanderende smeltevannskanaler er identifisert. De er erodert gjennom havbunnen og kanalene har en undulerende bunnflate med topografiske høyder og depresjoner. Dette tyder på at kanalene er dannet av subglasialt smeltevann. Kanalene er lokalisert innenfor de største frontavsetningene og viser at det trolig var mye smeltevann tilgjengelig i denne fasen av isens tilbaketrekning. Bunnflaten i smeltevannskanalene har et visst relieff. Dette er trolig et resultat av at sedimenter med høy motstandsdyktighet har fungert som hinder for smeltevannet som har kunne strømme over som følge av det høye hydrostatiske trykket. Det kan også være store sedimentbølger som forårsaker relieffet.

På midt-norsk sokkel er det er identifisert få smeltevannskanaler. I følge Ottesen et al. (2012) skyldes dette muligens at vanddypet er større her enn i Nordsjøen. Men det kan også skyldes at få 3D-seismiske data har blitt detaljert tolket. I Nordsjøen er det derimot identifisert flere begravde tunneldaler og kanaler. Disse er tolket til å være dannet av subglasialt smeltevann under deglasiasjonene under de siste omfattende glasiasjonene.

Disse tunneldalene og kanalene kan bli flere kilometer lange, flere hundre meter dype og opptil 5 km brede (for eksempel: Huuse og Lykke-Andersen, 2000; Praeg, 2003; Ottesen et al., 2012). På Grand Banks i Newfoundland er det beskrevet smeltevannskanaler med dyp på 25 m og en bredde på noen hundre meter (Moran og Fader, 1997; Vorren, 2003).

I store deler av studieområdet draperer glasimarine avsetninger de underliggende formelementene. Dette er sedimenter som trolig ble avsatt isproksimalt gjennom suspensjon av sedimenter fra smeltevann som drenerte via de subglasiale smeltevannskanalene. I senere tid har isfjell erodert i avsetningene og dannet pløyespor. Den ujevne fordelingen av glasimarine sedimenter på havbunnen er trolig et resultat av havstrømmer som i en senere tid har påvirket de glasimarine sedimentene. Det kan også være at denne fordelingen er et direkte resultat av plasseringen av smeltevannskanalene som påvirker sedimentfordelingen.

Ettersom dette er sedimenter som trolig er blitt avsatt ved suspensjon, vil det kreves forholdsvis mye energi for å kunne erodere de glasimarine sedimentene som vil være kohesive. Det er derfor mest sannsynlig at det er havstrømmer som har vært kapable til å erodere vekk deler av de glasimarine sedimentene som har skapt den ujevne fordelingen av glasimarine sedimenter. I følge Ottesen et al. (2012) har det forekommet lite avsetning av sedimenter kombinert med erosjon fra havstrømmer på de grunnere områdene på midt-norsk sokkel siden isdekket trakk seg tilbake for omtrent 13 000 ¹⁴C år BP.

Pløyesporene dominerer i de grunne områdene. Pløyesporene har en dominerende SV-NØ orientering, noe som tyder på at disse ble transportert med havstrømmer. Lien (1983) påpeker at det er høyest tetthet av pløyespor etter isfjell på de sørlige delene av bankene. Dette indikerer at isfjell har blitt transport langs kysten av Norge fra S-SV mot N-NØ, som også er retningen til dagens havstrømmer.

Pockmarks er identifisert med størst tetthet ved overgangen mellom Trænabanken og Sklinnadjupet. Pockmarks er dannet av postglasiale prosesser og er dermed blant de yngste formelementene på havbunnen. Dannelsen av pockmarks på havbunnen kan tenkes å være relatert til mektigheten på avsetningene av diamikton. Plassen og Knies (2009) påpeker at der hvor det er tykkeste diamiktonavsetninger i Andfjorden er det også oftest flest pockmarks. I overgangen mellom Trænabanken og Sklinnadjupet vil det mest sannsynlig være størst mektighet av diamikton avsatt av isstrømmer, i motsetning til i midten av Sklinnadjupet. Isstrømmen vil trolig ha høyest trykk i midten av trauet ettersom den er på sitt tykkeste der.

Dette vil gi et mer komprimert diamikton med en lavere permeabilitet enn i ytterkanten av trauret hvor isstrømmen trolig var tynnere og trykket fra isstrømmen var mindre. Det er derfor mulig at permeabiliteten langs flankene av trauret er høyere noe som kan gi flere pockmarks. I det seismiske snittet er det identifisert pipestrukturer som tyder på fluidmigrasjon fra dypere lagrekker (se figur 4-12). Pipestrukturene kan følges ned til et dyp på $\sim 1000 \text{ ms}^{-1}$ under havbunnen, noe som peker mot en dyp kilde. Pockmarks på havbunnen er lokalisert i omtrent samme område som de som er identifisert på bunn Naust A. Det er derfor mulig at pockmarks på begge flatene trolig har en dyp kilde og fluider har migrert langs forkastningsplan på de underliggende roterte forkastningsblokkene.

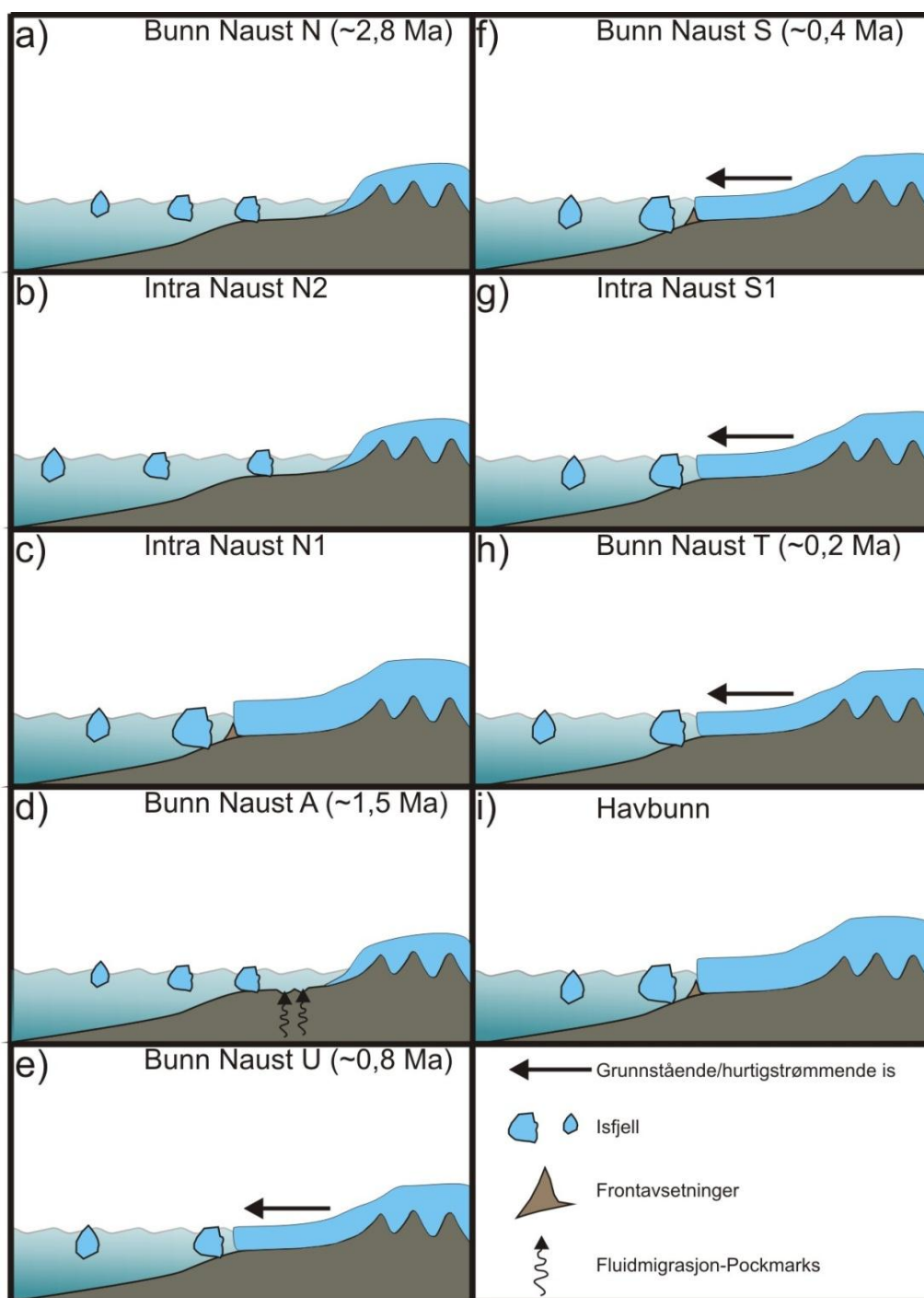
En slik tolkning er i overensstemmelse med Plassen og Knies (2009). De finner at store mengder av pockmarks på overgangen mellom Andfjorden og Sveinsgrunnen. Siden diamiktonet har et lavt innhold av organisk materiale foreslår de derfor at fluider må være derivert fra dypere kilder, og at fluider har migrert langs forkastningssoner og strukturelementer opp til havbunnen.

Ved Ormen Lange domene på midt-norsk sokkel er det identifisert polygonale forkastninger i øvre del av Brygge og Kai formasjonen (Stuevold et al., 2003). Her er det pipestrukturer som starter i den øvre termineringen av polygonalforkastninger. Berndt et al. (2003) foreslår disse til å være mulige migrasjonsruter for fluider. I noen tilfeller kan pipestrukturer følges fra øvre terminering av polygonalforkastninger og opp til havbunnen hvor pipestrukturen ender i pockmarks. Det er ikke observert noen sammenheng mellom polygonale forkastninger, pipestrukturer og pockmarks i dette studiet.

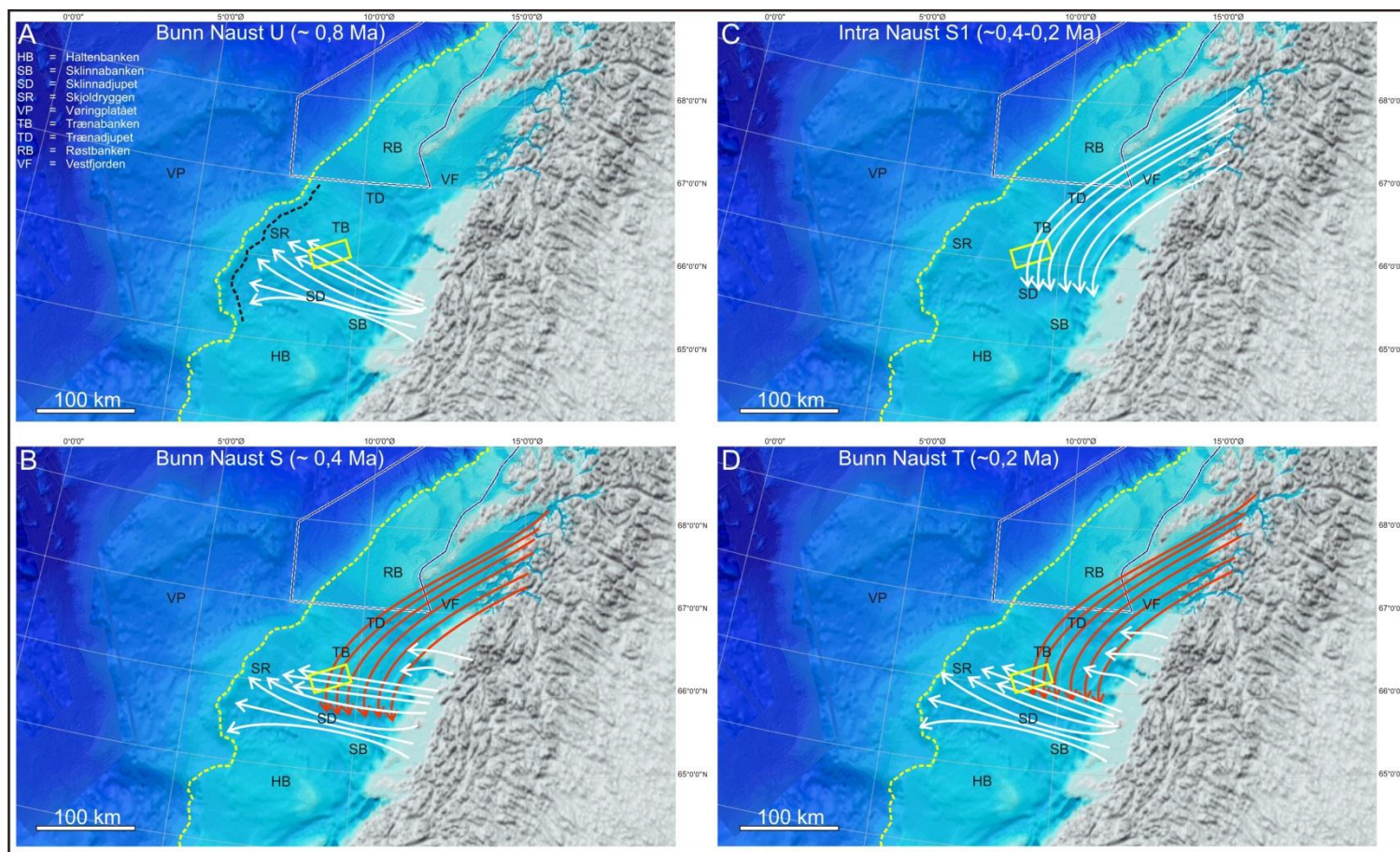
5.10 Sedimentasjonsutvikling gjennom Naust tid

Basert på den 2D seismiske linjen (GMNR-94-106) er prograderingen av eggakanten gjennom Naust tid estimert i Trænabanken området. Under de eldste sekvensene (N, A og U) i Naustformasjonen ble eggakanten bygget ut omtrent 145 km vest på den midt-norske kontinentalmarginen. Under den eldste sekvensen Naust N ($\sim 2,8-1,5 \text{ Ma}$) prograderte eggakanten med omtrent 60 km mot vest. Det samme forekom også under Naust A ($\sim 1,5-0,8 \text{ Ma}$) da eggakanten prograderte omtrent 60 km mot vest. Under Naust U ($\sim 0,8-0,4 \text{ Ma}$) avtok utbyggingen og eggakanten var lokalisert omtrent 25 km vest for den tidligere eggakanten i Naust A. Ved bunn Naust S ($\sim 0,4 \text{ Ma}$) skjedde en endring i avsetningsmønsteret. Denne endringen er markert ved URU der avsetningsmønsteret endret seg fra prograderende kliniformer under URU til et aggraderende mønster over URU (Dahlgren et al., 2005).

De yngre sekvensene Naust S (~0,4-0,2 Ma) og T (~0,2-) representerer aggraderende avsetninger og består trolig av flatliggende morenemateriale fra de tre siste glasiasjonene elster, saale og weichsel.



Figur 5-1: Skjematisk modell av glasiasonshistorien i studieområdet for de tolkede flatene: a) bunn Naust N (~2,8 Ma) hvor pløyespor, en domstruktur, polygonale forkastninger samt roterte forkastningsblokker er identifisert. b) pløyespor er eneste morfologiske element identifisert på intra Naust N1. c) intra Naust N2 hvor pløyespor, sammen med frontavsetninger, kanaler langs skråninga og et undersjøisk ras identifisert. d) på bunn Naust A (~1,5 Ma) er submarine pockmarks sammen med pløyespor identifisert. e) bunn Naust U (~0,8 Ma) representerer et paleo-trau hvor mega-skala glasiiale lineasjoner og pløyespor er identifisert. f) bunn Naust S (~0,4 Ma), her er to sett av mega-skala glasiiale lineasjoner, frontavsetninger, pløyespor og en stor gruppe submarine pockmarks identifisert. g) på intra Naust S1 er en crag and tail, pløyespor og flere mega-skala glasiiale lineasjoner identifisert. h) bunn Naust T hvor to sett mega-skala glasiiale lineasjoner, De Geermorener og pløyespor er identifisert. i) På havbunnen er pløyespor, pockmarks, smeltevannskanaler, glasiimarine avsetninger samt tre grupper med frontavsetninger identifisert. For mer detaljert beskrivelse refereres det til kapittel 5.1-5.9.



Figur 5-2: (A) identifiserte mega-skala glasiere linesjoner (MSGL) (hvite piler) på bunn Naust U. Linesjoneene har en NV-SØ orientering og representerer en drenering av hurtigstrømmende is fra SØ mot NV. Paleo-Skinnadjupetrauet var tidligere trolig lokalisert lenger nord enn hva vi ser i dag. Eggakanten under Naust U er markert (sort stiplede linje). (B) bunn Naust S viser to sett med msgl's. Røde piler indikerer linesjoner fra en isstrøm som drenerte fra nord mot sør. Det andre settet med linesjoner peker mot en senere fase der dreneringen av is endret seg til ØSØ-VNV retning (hvite piler). Dette vitner om to faser der hurtigstrømmende is har drenert over studieområdet. (C) intra Naust S1 viser subglasiere formelementer med N-S orientering. Sammenlignet med bunn Naust S tid har nå isstrømmen endret sin retning fra ØSØ-VNV til en mer N-S retning (hvite piler). Denne dreneringsretningen er trolig fra elster glasiere sjonen. (D) To sett av msgl's er identifisert på bunn Naust T, et sett med en NNV-SSØ orientering som er overlappet av et sett med SØ-NV orientering. Dette indikerer at det foregikk en endring i dreneringsmønster ved bunn Naust T tid hvor isdreneringen over Trænbanken endret retning fra NNV-SSØ til SØ-NV. Trolig er denne retningen representativ for en glasiere maksimums situasjon der det Fennoskandiske isdekket drenerte is fra land og ut mot eggakanten. Studieområdet er markert i gult rektangel. Kartet modifisert og hentet fra www.mareano.no.

6 KONKLUSJON

I denne oppgaven er det analysert et 3D seismisk datasettet for å kunne utvide kunnskapen om det senkenzoiske sedimentasjonsmiljø på den midt-norske kontinentalmarginen de siste ~2,8 Ma. Resultatene kan oppsummeres som følger:

- Begravde glasialt påvirkede flater er blitt identifisert. På samtlige flater har pløyespor etter isfjell blitt identifisert (med usikkerhet rundt bunn Naust N) og dette viser at de ulike Naustenheterne ble avsatt i et glasialt avsetningsmiljø.
- Mulige pløyespor indikerer et glasialt miljø ved bunn Naust N tid (~2.8 Ma).
- En paleo-kontinentalhylle og skråning er identifisert i de øvre deler av Naust N sekvensen. Frontavsetninger på paleo-hylla vitner om et isdekke som nådde ut til paleo-eggakant i perioden ~2,8-1,5 Ma.
- Flere sett av mega-skala glasiiale lineasjoner med ulike orienteringer er identifisert på bunn Naust U, S, intra S1 og T. Dette vitner om eksistensen av hurtigstrømmende breer. Forskjeller i orienteringer viser at isstrømmer har endret dreneringsrute på den midt-norske kontinentalmarginen de siste 0,8 Ma. Et paleo-trau på bunn Naust U viser at paleo-Sklinnadjuptrauet trolig var lokalisert noe lenger nord i perioden ~0,8-0,4 Ma.
- Pockmarks er identifisert på begravde flater på ulike nivåer i Naustformasjonen (bunn Naust A og S). Fluidier har trolig migrert fra dypere kilder langs forkastningssoner og dannet pockmarks på de ulike nivåene.
- Havbunnen er preget av tre hovedgrupper av formelementer: 1) isproksimale formelementer 2) subglasiiale formelementer 3) postglasiiale formelementer.
- Fraværet av mega-skala glasiiale lineasjoner på havbunnen samt tilstedeværelsen av isproksimale avsetninger viser at det var en mer passiv saktestrømmende is på Trænabanken under siste glasiiale maksimum. Tilbaketrekningen av isen på Trænabanken har trolig foregått trinnvis med dannelse av morenerygger med forholdsvis jevne mellomrom mellom hver rygg.

- Etter at Trænabanken ble isfri har havstrømmer og vertikal migrasjon av fluider omarbeidet havbunnen, dette gjenspeiles ved identifiseringen av glasimarine avsetninger som delvis dekker havbunnen i studieområdet, sammen med mulig fluidmigrasjon fra dypere lagrekker som har dannet pockmarks.

7 REFERANSER

- Andersen, B. G. (1968), Glacial geology of western Troms, North Norway: Norges Geologiske Undersøkelse, v.256, p. 1-160.
- Andersen, B. G. (1975), Glacial geology of northern Nordland, NorthNorway: Norges Geologiske Undersøkelse, v. 320, p. 1-74.
- Andersen, B. G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A., og Vallevik, P. N. (1981), Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway, *Geografiska Annaler*, v. 63A, p. 155-160.
- Andreassen, K., Ødegaard, C., og Rafaelsen, B. (2007), Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 277, p. 151-169.
- Badley, M. E. (1985), *Practical Seismic Interpretation*, 265 pp., International Human Resources Development Corporation, Boston.
- Barnes, P. W. og Lien, R. (1988), Iceberg rework shelf sediments to 500m off Antarctica, *Geology*, v. 16, p. 1130-1133.
- Benn, D. I., og Evans, D. J. A. (2010), *Glaciers and glaciation*, 816 pp., Hodder Education.
- Berndt, C., Bünz, S., og Mienert, J. (2003), Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow, In *Subsurface sediment mobilization* (ed. P. van Rensbergen, R.R. Hillis, A. J. Maltman & C. K. Morley), Special Publication, (London), Geological Society of London, v.216, p. 283-290.
- Brown, A. R. (1999), *Interpretation of three- dimensional seismic data*, 424 pp., AAPG Memoir, Tulsa, Oklahoma.
- Bryn, P., Berg, K., Stoker, M. S., Haflidason, H., og Solheim, A. (2005), Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin, *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 85-96.
- Bugge, T. (1983), Submarine slides on the Norwegian continental margin, with special emphasis on the Storegga area, *Continental Shelf Institute*, v.110, p.152.
- Cartwright, J., James, D., og Bolton, A. (2003), The genesis of polygonal fault systems, a review, *Geological Society London Special Publications*, v.216, p. 223-243.
- Clark, C. D. (1993), Mega-scale-glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms, *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 18, p. 1-29.
- Corner, G. D. (1978), Deglaciation of Fugløy, Troms, North Norway, *Norsk Geografisk tidsskrift* (Norwegian Journal of Geography), v. 32, p. 137-142.
- Corner, G. D. (1980), Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms: North Norway, *Boreas*, v. 9, p. 239-249.
- Cowan, E. A. (1988), *Sediment transport and deposition in a temperate glacial fjord, Glacier Bay, Alaska*. Ph.D. Thesis, Northern Illinois University, DeKalb.

Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O., og Laberg, J. S. (2002), Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin - 65 to 68 degrees N, *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 1089-1113.

Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O., Stoker, M. S., Nielsen, T., Nygard, A., og 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*, v. 22, p. 1089-1110.

Dalland, A., Worsley, D., og Ofstad, K. (1988), A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway Norwegian, *Petroleum Directorate Bulletin*, v. 4, p. 65.

Dowdeswell, J. A., O Cofaigh, C., og Pudsey, C. J. (2004), Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream, *Geology*, v. 32, p. 13-16.

Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., og Rise, L. (2006), Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets, *Geology*, v. 34, p. 313-316.

Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., Rise, L., og Craig, J. (2007), Identification and preservation of landforms diagnostic of past ice-sheet activity on continental shelves from three-dimensional seismic evidence, *Geology*, v. 35, p. 359-362.

Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., og Rise, L. (2010), Rates of sediment delivery from the Fennoscandian Ice Sheet trough an ice age, *Geology*, v.38, p. 3-6.

Eldrett, J. S., Hardin, I. C., Wilson, P. A., Butler, E., og Roberts, A. P. (2007), Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene, *Nature*, v. 446, p. 176-179.

Eidvin, T., Brekke, H., Riis, F., og Renshaw, D. K. (1998), Cenozoic stratigraphy of the Norwegian Sea continental shelf, 64 degrees N-68 degrees N, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 78, p. 125-151.

Eidvin, T., Bugge, T., og Smelror, M. (2007), The Molo Formation, deposited by coastal progradation on the inner Mid-Norwegian continental shelf, coeval with the Kai Formation to the west and the Utsira Formation in the North Sea, *Norwegian Journal of Geology*, v. 87, p. 75-142.

Eilertsen, R., Corner, G. D., og Aasheim, O., (2005), Deglaciation chronology and glaciomarine successions in the Malangen-Målselv area, northern Norway, *Boreas*, v. 34, p. 233-251.

Faleide, J. I., Solheim, A., Fiedler, A., Hjelstuen, B. O., Andersen, E. S., og Vanneste, K. (1996), Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin, *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 53-74.

Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, O., Wilson, J., og Eldholm, O. (2008), Structure and evolution of the continental margin off Norway and Barents Sea, *Episodes*, v. 31, p. 82-91.

Fronval, T. og Jansen, E. (1996), Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea: evidence from the Iceland and Vøring Plateaus, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, v. 151, p. 455-468.

- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J. E., Sejrup, H. P., Løvlieb, R., og Reither, E. (1991), Quaternary stratigraphy of the Draugen area, mid-Norwegian shelf, *Marine geology*, v. 101, p. 125-146.
- Haflidason, H., Sejrup, H. P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C. F., Berg, K., og Masson, D., (2004), The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development, *Marine Geology*, v.213, p. 201-234.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. F., og Bryn, P. (2005), The dating and morphometry of the Storegga Slide, *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 123-136.
- Hebbeln, D., Henrich, R., og Baumann, K. H. (1998), Paleooceanography of the last interglacial/glacial cycle in the Polar North Atlantic, *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 125-153.
- Henrich, R., og Baumann, K. H. (1994), Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.6 m.y.: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 108, p. 75-94.
- Henriksen, S., og Vorren, T. O. (1996), Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf, *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 171-199.
- Hjelstuen, B. O., Eldholm, O., og Skogseid, J. (1997), Vøring Plateau diapir fields and their structural and depositional settings, *Marine geology*, v. 144, p. 33-57.
- Hjelstuen, B. O., Eldholm, O., og Skogseid, J. (1999), Cenozoic evolution of the northern Vøring margin, *Geological Society of America Bulletin*, v. (111), p. 1792-1807.
- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Berg, K., og Bryn, P. (2004a), Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62 degrees N-68 degrees N, *Marine geology*, v. 213, p. 257-276.
- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Nygård, A., Berstad, I. M., og Knorr, G. (2004b), Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea, *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1847-1865.
- Hovland, M. (1981), Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench, *Marine geology*, v. 39, p. 103-117.
- Hovland, M. (1982), Pockmarks and the recent geology of the central section of the Norwegian Trench, *Marine geology*, v. 47, p. 283-301.
- Hovland, M., og Judd, A. G. (1988), Seabed pockmarks and seepages: Impact on geology, biology and the marine environment, London, Graham & Trotman Ltd., 293p.
- Huuse, M., og Lykke-Andersen, H. (2000), Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin, *Quaternary Science Reviews*, v. 19, p. 1233-1253.
- Jansen, E., Fronval, T., Rack, F. og Channell, J. (2000), Pliocene-Pleistocene ice rafting history and cyclicity in the Nordic Seas during the last 3.5 Myr, *Paleocenaography*, v. 15, p. 283-301.

- Jakobsson, M., Macnab, R., Mayer, L., Anderson, R., Edwards, M., Hatzky, J., Schenke, H. W., og Johnson, P. (2008), An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses, *Geophysical Research Letters*, v.35, L07602.
- King, L. H., og Maclean, B. (1970), Pockmarks on the Scotian Shelf, *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3141-3148.
- King, L. H., Rokoengen, K. og Gunleiksrud, T. (1987), Quaternary seismostratigraphy of the Mid Norwegian Shelf, 65°-67°30'N-a till tongue stratigraphy, *Continental Shelf Institute Publication*, v.114, p.58.
- King, L. H., Rokoengen, K., Fader, G. B. J. og Gunleiksrud, T. (1991), Till-tongue stratigraphy, *Geological Society of America Bulletin*, v.103, p. 637-659.
- Knies, J., Matthiessen, J., Vogt, C., Laberg, J. S., Hjelstuen, B. O., Smelror, M., Larsen, E., Andreassen, K., Eidvin, T., og Vorren T. O. (2009), The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea-Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy, *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 812-829.
- Kuijpers, A., Dalhoff, F., Brandt, M. P., Hümbes, P., Schott, T., og Zotova, A. (2007), Giant iceberg plow marks at more than 1 km water depth offshore West Greenland, *Marine Geology*, v.246, p. 60-64.
- Kuvaas, B., og Kristoffersen, Y. (1996), Mass movements in glaciomarine sediments of the Barents Sea continental slope, *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 287-307.
- Laberg, J. S., og Vorren, T. O. (2000), The Trænadjupet Slide, offshore Norway- morphology, evacuation and triggering mechanisms, *Marine geology*, v. 171, p. 95-114.
- Laberg, J. S., Vorren, T. O., Mienert, J., Bryn, P., and Lien, R. (2002), The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4,000 years ago, *Geo-Marine Letters*, v.22, p. 19-24.
- Laberg, J. S., Dahlgren, K. I. T., og Vorren, T. O. (2005a), The Eocene-late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea—paleoceanographic implications, *Marine geology*, v. 214, p. 269-285.
- Laberg, J. S., Stoker, M. S., Dahlgren, K. I. T., Haas, H. D., Haflidason, H., Hjelstuen, B. O., Nielsen, T., Shannon, P. M., Vorren, T. O., van Weering, T. C. E., og Ceramicola, S. (2005b), Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin, *Marine and Petroleum Geology*, v.22, p. 1069-1088.
- Laberg, J. S., Eilertsen, R. S., Salomonsen, G. R. og Vorren, T. O. (2007), Submarine push moraine formation during the early Fennoscandian Ice Sheet deglaciation, *Quaternary Research*, v.67, p. 453-462.
- Laberg, J. S., Eilertsen, R. S., og Vorren, T. O. (2009), The paleo-ice stream in Vestfjorden, north Norway, over the last 35 k.y.: Glacial erosion and sediment yield, *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 434-447.
- Larsen, E., Kjaer, K., Demidov, I. N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., og Lysa, A. (2006), Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia, *Boreas*, v. 35, p. 394-424.

- Lien, R. (1983), Iceberg scouring on the Norwegian continental shelf, Continental Shelf Institute, Norway, Publication, v. 109. 147.
- Lyså, A., Sejrup, H. P., og Aarseth, I. (2004), The Late glacial-Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway, *Marine Geology*, v. 211, p. 45-78.
- Mangerud, J., Jansen, E., og Landvik, J. Y. (1996), Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets, *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 11-26.
- Marfurt, K. J., Scheet, R. M., Sharp, J. A., og Harper, M. G. (1998), Suppression of the acquisition footprint for seismic sequence attribute mapping, *Geophysics*, v. 63, p. 1024-1035.
- Mattingsdal, R. (2008), Glacial geomorfologi og deglasiasjon av Nordkappbanken-området, sørvestlige Barentshav, basert på 3D- og 2D- seismiske data, Universitetet i Tromsø, 156pp.
- Moran, K. og Fader, G. (1997), Glaciomarine seismic features and groundtruth: Halibut Channel, Grand Banks of Newfoundland, *Glaciated Continental Margins: an Atlas of Acoustic Images*, Chapman and Hall, England, p. 217-220.
- Mosby, H. (1972), Basic problems in the Norwegian Sea, *Ambio Special Report*, p. 7-10.
- Mosolova, A. B., og Anderson, J. B. (2006), Expansion and rapid retreat of the West Antarctic Ice Sheet in eastern Ross Sea; possible consequence of over-extended ice streams?, *Quaternary Science Reviews*, v.25, p. 2177-2196.
- Nielsen, T., De Santis, L., Dahgren, K. I. T., Kuijpers, A., Laberg, J. S., Nygard, A., Praeg, D., og Stoker, M. S. (2005), A comparison of the NW European glaciated margin with other glaciated margins, *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 1149-1183.
- Olsen, L. (2002), Mid and Late Weichselian, ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen Glacier, Nordland, northern Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse, Bulletin*, v. 440, p. 39-52.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Rise, L., Rokoengen, K., og Henriksen, S. (2002), Large-scale morphological evidence for past ice-stream flow on the mid-Norwegian continental margin, *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins*, *Geological Society* v. 203, p. 245-258.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., og Rise, L. (2005a), Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice Sheet: The 2,500 km long Norwegian-Svalbard margin (57° to 80°), *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1033-1050.
- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L. og Henriksen, S. (2005b), The Vestfjorden-Trænadjupet palaeo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf, *Marine Geology*, v. 218, p. 175-189
- Ottesen, D., Rise, L., Andersen, E. S., Bugge, T., og Eidvin, T. (2009), Geological evolution of the Norwegian continental shelf between 61 degrees N and 68 degrees N during the last 3 million years, *Norwegian Journal of Geology*, v. 89, p. 251-265.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Rise, L., og Bugge, T. (2012), Large-scale development of the mid-Norwegian shelf over the last three million years and potential for hydrocarbon reservoirs

in glacial sediments, Geological Society, London, Special Publications, v. 368, first published online.

Plassen, L., og Knies J. (2009), Fluid flow structures and processes; indications from the North Norwegian continental margin, Norwegian Journal of Geology, v. 89, p. 57-64.

Powell, R. D. (1990), Glacimarine processes at grounding line fans and their growth to ice contact deltaes, Geological Society, London, Special Publications, v. 53, p. 53-73.

Praeg, D. (2003), Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin-high resolution from low frequencies, Journal of Applied Geophysics, v. 53, p. 273-298.

Rafaelsen, B., Andreassen, K., Kuilman, L. W., Lebesbye, E., Hogstad, K., og Midtbo, M. (2002), Geomorphology of buried glacigenic horizons in the Barents Sea from three-dimensional seismic data, in Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins, edited by J. A. Dowdeswell og C. O. Cofaigh, p. 259-276.

Rasmussen, A. (1984), Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen Islands, North Norway, Norsk Geografisk Tidsskrift (Norwegian Journal of Geography), v. 64, p.193-219.

Reemst, P., Skogseid, J., og Larsen, B. T. (1996), Base Pliocene velocity inversion on the eastern Vøring Margin-causes and implications, Global and Planetary Change ,v.12, p. 201-211.

Rokoengen, K., Rise, L., Bryn, P., Frengstad, B., Gustavsen, B., Nygaard, E. og Sættem, J. (1995), Upper Cenozoic stratigraphy on the mid-Norwegian continental shelf, Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 75, p. 88-104.

Riis, F. (1996), Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data, Global and Planetary Change, v. 12, p. 331-357.

Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., og Lundin, E. (2005), Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years, Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 33-44.

Rise, L., Chand, S., Hjelstuen, B. O., Haflidason, H., og Bøe, R. (2010), Late Cenozoic geological development of the south Vøring margin, mid-Norway, Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 1789-1803.

Rise, L., Ottesen, D., Longva, O., Solheim, A., Andersen, E. S., og Ayers, S. (2006), The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin, Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 569-583.

Rørvik, K.-L., Laberg, J. S., Hald, M., Ravna, E. K., og Vorren, T. O. (2010), Behavior of the northwestern part of the Fennoscandian Ice Sheet during the Last Glacial Maximum- a response to external forcing, Quaternary Science Reviews, v. 29, p. 2224-2237.

Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E., Haflidason, H., og Nesje, A. (2000), Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region, Quaternary Science Reviews, v. 19, p. 667-685.

Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Dahlgren, K. I. T., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygard, A., Praeg, D., Stoker, M. S., og Vorren, T. O. (2005), Pleistocene glacial history of the NW European continental margin, Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 1111-1129.

Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A., Hald, M., og Svendsen, J. I. (2001), Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle, *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 367-385.

Solheim, A., Faleide, J. A. N. I., Andersen, E. S., Elverhøi, A., Forsberg, C. F., Vanneste, K., Uenzelmann-Neben, G., og Channell, J. E. T. (1998), Late Cenozoic seismic stratigraphy and glacial geological development of the East Greenland and Svalbard–Barents Sea continental margins, *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 155-184.

Sollid, J. L., Andersen, S., Tveitå, T., og Wilhelmsen, A. (1973), Deglaciation of Finnmark, North Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift (Norwegian Journal of Geography)*, v. 27, p. 233-325.

St. John, K. E. K., og Krissek, L. A., (2002), The late Miocene to Pleistocene ice-rafting history of southeast Greenland, *Boreas*, v.31, p. 28-35.

Stoker, M. S., Praeg, D., Hjelstuen, B. O., Laberg, J. S., Nielsen, T., og Shannon, P. M. (2005), Neogene stratigraphy and the sedimentary and oceanographic development of the NW European Atlantic margin, *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 977-1005.

Stokes, C. R., og Clark, C. D. (1999), Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams, *Annals of Glaciology*, v. 28, pp. 67-74.

Stokes, C. R., og Clark, C. D. (2001), Palaeo-ice streams, *Quaternary Science Reviews*, v. 20, p. 1437-1457.

Stokes, C. R., og Clark, C. D. (2002), Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow?, *Boreas*, v. 31, p. 239-249.

Storvoll, V., Bjørlykke, K., og Mondol, N. M. (2005), Velocity-depth trends in Mesozoic and Cenozoic sediments from the Norwegian shelf, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 89, p. 359-381.

Stuevold, L., Faereth, R., Arnesen, L., Cartwright, J., og Moller, N. (2003), Polygonal faults in the Ormen Lange Field, More Basin, offshore Mid Norway, *Geological Society London Special Publications*, v. 216, p. 263-281.

Svendsen, J. I., et al. (2004), Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1229-1271.

Syvitski, J. P. M., Burell, D. C. og Skei, J. M. (1987), *Fjords: processes and products*: New York, Springer-Verlag, 379 pp.

Thiede, J., Winkler, A., Wolf-Welling, T., Eldholm, O., Myhre, A. M., Baumann, K. H., Henrich, R., og Stein, R. (1998), Late Cenozoic history of the Polar North Atlantic: Results from ocean drilling, *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 185-208.

Vorren, T. O., Edvardsen, M., Hald, M., og Thomsen, E. (1983), Deglaciation of the continental shelf off southern Troms, North Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse*, v.380, p. 173-187.

Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S., og Løvlie, R. (1988), The last deglaciation (20, 000-11,000BP) on Andøya, northern Norway, *Boreas*, v. 17, p. 41-77.

Vorren, T. O., Rokoengen, K., Bugge, T., og Larsen O. A. (1992), The continental shelf, thickness of Quaternary sediments, 1:3 mill National Atlas of Norway, Map 2.3.9, Statens Kartverk.

Vorren, T. O., og Laberg, J. S. (1997), Trough mouth fans – palaeoclimate and ice-sheet monitors, *Quaternary Science Reviews*, v. 16, p. 865-881.

Vorren, T. O., Laberg, J. S., Blaume, F., Dowdeswell, J. A., Kenyon, N. H., Mienert, J., Rumohr, J., og Werner, F. (1998), The Norwegian Greenland Sea continental margins: Morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment, *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 273-302.

Vorren T.O., og Plassen, L. (2002), Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway, *Boreas*, v. 31, p. 97-125.

Vorren, T. O. (2003), Subaquatic landsystems: Continental margins, *in* Evans, D.J.A., ed., *Glacial Landsystems*, Hodder Arnold, p. 289-312.

Walker, R. G., og James, N. P. (1992), Facies models: response to sea level change, Geological Association of Canada.

Watterson, J., Walsh, J., Nicol, A., Nell, P. A. R., og Bretan, P. G. (2000), Geometry and origin of a polygonal fault system, *Journal of the Geological Society (London)*, v.157, p. 151-162.

Wellner, J. S., Heroy, D. C., and Anderson, J. (2006), The death mask of the Antarctic ice sheet: Comparison of glacial geomorphic features across the continental shelf, *Geomorphology*, v. 75, p. 157-171.

Nettsteder:

Figur 4-2

IBCAO-datasett:

http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html

Figur 5-2:

Oversiktskart:

<http://www.mareano.no>