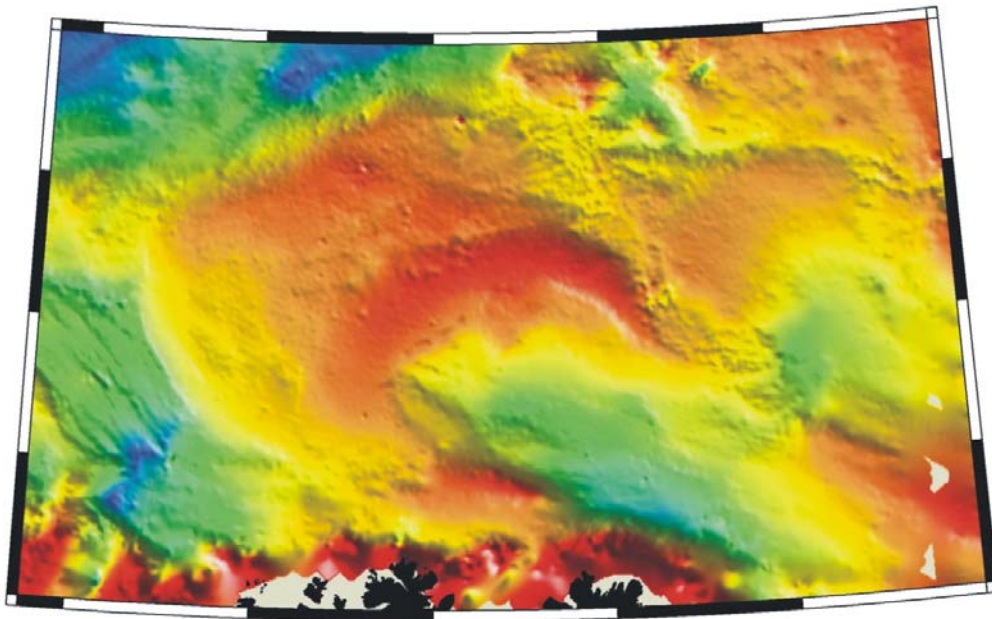




GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Glacial geomorfologi og deglasiasjon av
Nordkappbanken-området, sørvestlige Barentshav,
basert på 3D- og 2D-seismiske data



Rune Mattingsdal

Mai, 2008

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Glacial geomorfologi og deglasiasjon av
Nordkappbanken-området, sørvestlige Barentshav,
basert på 3D- og 2D-seismiske data

Rune Matningsdal

Mai, 2008

Sammendrag

Formålet med oppgaven har vært å gi en geomorfologisk analyse av havbunnen og grunne begravde flater i de glasigene sedimentene i området rundt Nordkappbanken i det sørvestlige Barentshavet for å øke vår kunnskap om deglasiasjonen i dette området. Datagrunnlaget har vært fem 3D-seismiske datasett i kombinasjon med et tett nett av regional 2D-seismikk. Oppgaven viser at havbunnen i det sørvestlige Barentshav er sterkt preget av pløyesporene fra isfjell. Disse pløyesporene er brukt til å rekonstruere havstrømmene under deglasiasjonen, og viser at den dominerende havstrømmen i det sørvestlige Barentshavet var fra vest-nordvest mot øst-sørøst. På havbunnen er det også funnet ryggformer dannet ved at store isfjell har skjøvet opp sedimentene. Slike former er tidligere ikke beskrevet i litteraturen. Subglasiale smeltevannskanaler og tunneldaler viser at det har vært et stort subglasialt dreneringssystem med store mengder smeltevann i studieområdet.

Nordkappbanken er en avsetning som består av Nordkappbanken bueformede rygg, som er tolket til å være dannet som en stor morenebanke ved en grunningslinje fra is som har kommet ut fra Djuprenna, og av Nordkappbanken sedimentære kile, som for det meste trolig består av glasimarine sedimenter fra isen som dannet den bueformede ryggen. Isdekkets plassering ved dannelsen av Nordkappbanken er deretter rekonstruert.

Innholdsfortegnelse

| | |
|--|-----------|
| 1 Innledning | 4 |
| 1.1 Formål | 4 |
| 1.2 Barentshavets batymetri..... | 4 |
| 1.3 Studieområdet | 6 |
| 1.4 Strukturell utvikling og pre-glasial geologisk historie..... | 6 |
| 1.5 Glasiasjonshistorie | 8 |
| 1.5.1 Glasiasjoner under siste istid | 8 |
| 1.5.2 Den siste deglasiasjonen | 10 |
| 1.5.3 Havstrømmer under deglasiasjonen | 12 |
| 1.5.4 Glasiale sedimenter | 14 |
| 2 Materiale og metoder | 16 |
| 2.1 Datagrunnlag..... | 16 |
| 2.2 Seismiske data..... | 17 |
| 2.2.1 3D seismikk | 17 |
| 2.2.2 2D seismikk | 18 |
| 2.3 Seismisk oppløsning | 19 |
| 2.3.1 Vertikal oppløsning..... | 19 |
| 2.3.2 Horisontal oppløsning..... | 19 |
| 2.4 Tolkingsmetode..... | 21 |
| 2.4.1 Tolkning av 3D seismiske reflektorer..... | 21 |
| 2.4.2 Seismiske attributter..... | 22 |
| 2.4.3 3D seismiske attributtkart | 22 |
| 2.4.4 Visualisering av data..... | 23 |
| 2.5 Artefakter | 24 |
| 2.5.1 Innlinjestøy (eng: acquisition footprint) | 24 |
| 2.5.2 Terrasse effekt (eng: terracing)..... | 25 |
| 2.5.3 Imbrikerte strukturer | 26 |
| 3 Morfologiske formelementer som opptrer ofte i studieområdet | 27 |
| 3.1 Krumlinjede furer..... | 27 |
| 3.1.1 Beskrivelse av krumlinjede furer | 27 |
| 3.1.2 Tolkning av krumlinjede furer | 29 |
| 3.2 Megaskala parallelle lineasjoner..... | 31 |
| 3.2.1 Beskrivelse av megaskala parallelle lineasjoner..... | 31 |
| 3.2.2 Tolkning av megaskala parallelle lineasjoner..... | 32 |
| 3.2.3 Isstømmer..... | 34 |
| 3.3 Smeltevannskanaler | 36 |
| 3.3.1 Tunneldaler | 37 |
| 4 Morfologi av havbunnen og grunne begravde flater | 39 |
| 4.1 Førsteordens geomorfologi til havbunnen i studieområdet | 39 |
| 4.2 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område A | 42 |
| 4.2.1 Forsenkninger på havbunnen | 43 |
| 4.2.2 Ryggformer i enden av breie furer på havbunnen | 46 |
| 4.2.3 Geomorfologi av begravd flate under kileformet sedimentakkumulasjon i øst..... | 52 |
| 4.2.4 Kileformet sedimentakkumulasjon i øst | 55 |
| 4.3 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område B | 58 |
| 4.3.1 Havbunnsgeomorfologi..... | 59 |

| | |
|---|------------|
| 4.3.2 Meandrerende forsenkning på havbunnen | 64 |
| 4.3.3 Begravd flate rB | 67 |
| 4.3.4 Kileformet sedimentakkumulasjon | 71 |
| 4.4 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område C | 76 |
| 4.4.1 Havbunns morfologi i 3D-område C | 79 |
| 4.4.2 Ryggformet sedimentakkumulasjon | 85 |
| 4.4.3 Dyp meandrerende langstrakt forsenkning på havbunnen | 88 |
| 4.4.4 Begravd dal og kanalsystem | 91 |
| 4.4.5 Begravd flate i nordøst | 96 |
| 4.4.6 Begravd flate i sør, reflektor rC | 98 |
| 4.5 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område D | 101 |
| 4.5.1 Havbunns morfologi | 102 |
| 4.5.2 Begravd flate rD | 103 |
| 4.5.3 Begravd svingende forsenkning | 105 |
| 4.6 Beskrivelse og tolkning av observasjoner på 2D-seismikk utenfor 3D-områdene | 108 |
| 4.6.1 Begravd dal øst for 3D-område D | 108 |
| 4.6.2 Begravd dal vest for 3D-område C | 110 |
| 5 Korrelasjon og kronologi | 112 |
| 5.1 Korrelering av 3D-områdene på Nordkappbanken | 113 |
| 5.2 Korrelering med tidligere arbeid | 115 |
| 5.2.1 Brønn 7227/07-U-01 | 117 |
| 5.3 Kronologi på Nordkappbanken | 117 |
| 6 Diskusjon | 120 |
| 6.1 Havbunnsgeomorfologi | 120 |
| 6.1.1 Isfjellpløy espor | 120 |
| 6.1.2 Rygger oppskjøvet av isfjell | 124 |
| 6.1.3 Subglasiale kanaler på havbunnen | 126 |
| 6.2 Begravde tunneldaler | 128 |
| 6.3 Nordkappbanken | 132 |
| 6.3.1 Nordkappbanken buformede rygg | 133 |
| 6.3.2 Nordkappbanken sedimentære kile | 135 |
| 6.3.3 Rekonstruksjon av isdekket ved avsetning av Nordkappbanken | 138 |
| 7 Oppsummering | 145 |
| Referanser | 147 |

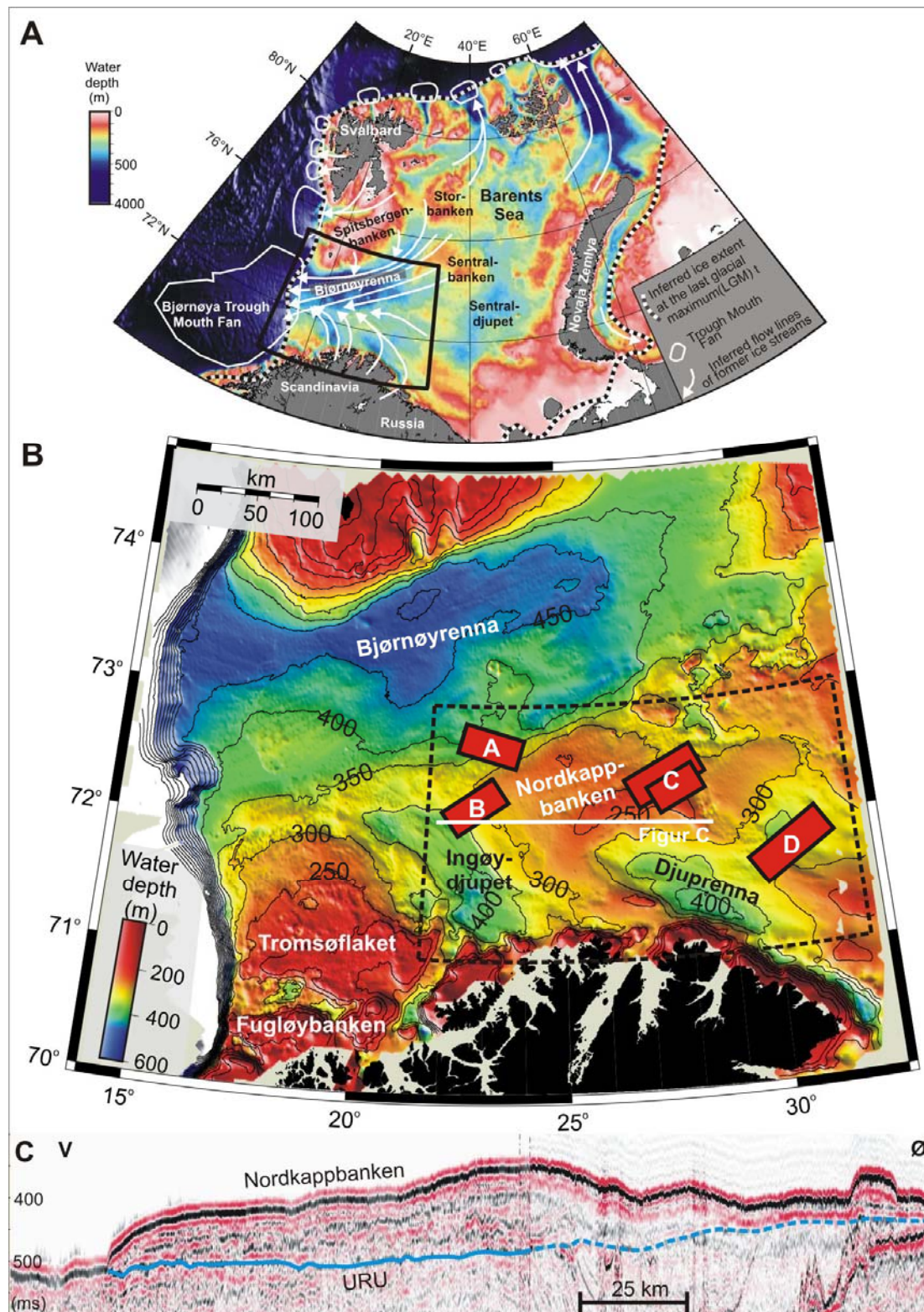
1 Innledning

1.1 Formål

Fra tidligere arbeid er det vist at Nordkappbanken er et område som under deglasiasjonen kan ha vært utsatt for flere brefremstøt fra forskjellige deler av Barentshavet (Andreassen et al., 2008). Formålet med denne oppgaven har vært: 1) å gi en geomorfologisk analyse av havbunnen og grunne begravde flater i de glasigene sedimentene i området rundt Nordkappbanken i det sørvestlige Barentshavet (figur 1.1B), 2) å drøfte disse resultatene med fokus på deglasiasjonen i dette området. Datagrunnlaget har basert seg på tre typer data: 1) fem 3D-seismiske industri datasett på og rundt Nordkappbanken (figur 1.1B), 2) et tett nett av regional industri 2D-seismisk (figur 2.1), 3) et detaljert batymetrisk havbunnskart.

1.2 Barentshavets batymetri

Barentshavet er et epikontinentalt hav med en gjennomsnittlig dybde på 230 m og dekker et areal på ca 1,2 millioner km² (figur 1.1A). I vest avgrenses det mot Norske-Grønlandshavet, i øst av Novaja Semlja. I nord grenser Barentshavet mot Polhavet, Svalbard og Franz Josefs Land. Nordlige deler av Norskekysten og Kolahalvøya danner den sørlige grensen. Dagens topografi i Barentshavet er delvis påvirket av sammensetningen av underliggende bergarter og strukturelle trender, men også av omfattende glasial erosjon i sen-kenozoisk tid (Vorren et al., 1991; Faleide et al., 1996). Havbunns morfologien er dominert av relativt grunne banker på 100-200 m, adskilt av glasialt eroderte renner og traue med dyp opptil 400 - 500m. Store submarine vifter, ofte kalt "Trough Mouth Fans" (TMF), med konveks form finnes ved utløpet av disse rennene (Vorren et al., 1988; Vorren og Laberg, 1997) (figur 1.1A).



Figur 1.1: (A) Batymetrisk kart over Barentshavet, fra IBCAO (Jacobsson et al., 2000). Innrammet område er vist i B. (B) Skyggerelieffkart over batymetrien i det sørvestlige Barentshavet. Illuminasjon fra sørvest. Rektanglene viser lokaliteten til de studerte 3D-seismiske datasettene. Stiplet rektangel viser lokalisering av studieområdet. Modifisert etter Andreassen et al (2007). (C) Seismisk profil fra Nordkappbanken.

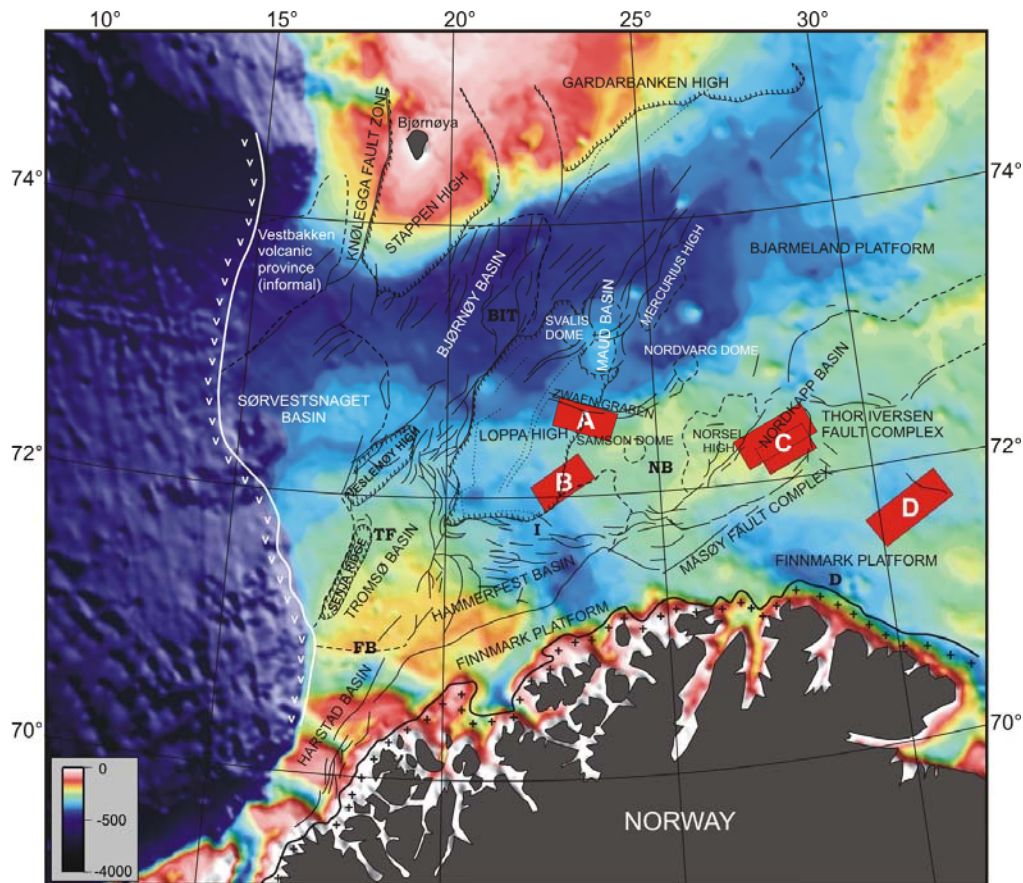
Det sørvestlige Barentshavet (figur 1.1B) dekker omkring 240 000 km². Området er dominert av Bjørnøyrenna, som når dyp ned til 500 m. Sør for denne rennen ligger Tromsøflaket og Nordkappbanken på havdyp rundt 200-300 m. To renner utenfor Norskekysten, Ingøydjupet og Djuprenna, når dyp på rundt 400 m. Utenfor Bjørnøyrenna ligger Bjørnøyrenna TMF, som er den største viften i Barentshavet (figur 1.1A). Avsetningen på denne viften kan i størrelse sammenlignes med avsetningene til viftene ved Amasonas og Mississippi deltaene (Vorren et al., 1991; Faleide et al., 1996; Elverhøi et al., 1998b).

1.3 Studieområdet

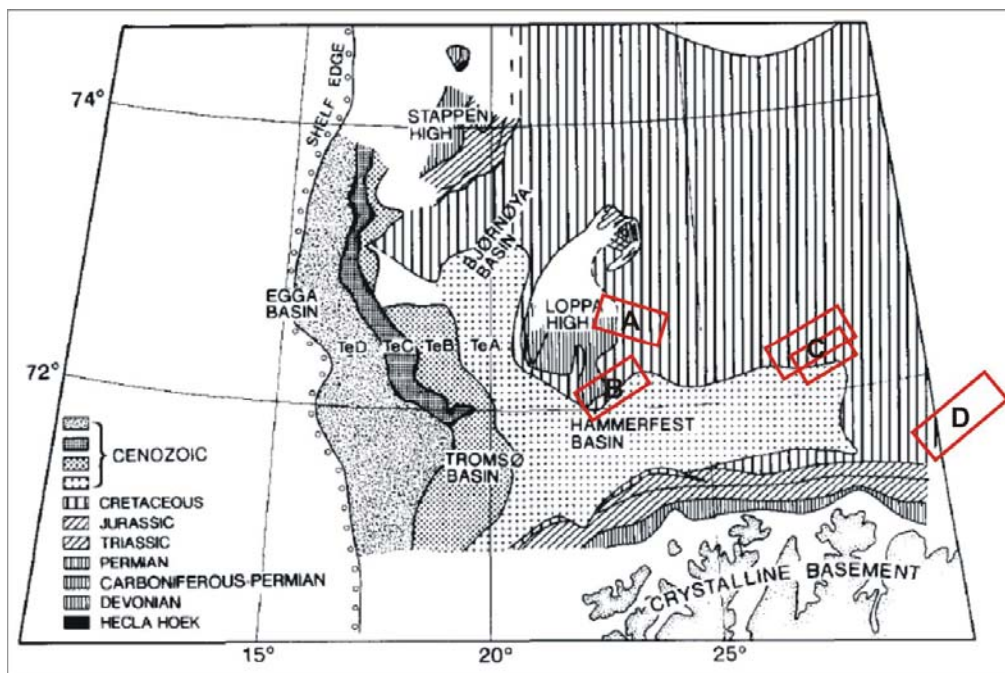
Studieområdet er lokalisert mellom 21°30'-32°Ø og 71°-73°N (figur 1.1B). Området omfatter deler av Ingøydjupet og Djuprenna, med Nordkappbanken som kjerneområde. I studieområdet er det fem 3D-seismiske blokker lokalisert på fire forskjellige steder. Blokk A og B er begge lokalisert delvis på den vestlige delen av Nordkappbanken. Blokk C, som består av to overlappende blokker, utgjør et større 3D-område øst på Nordkappbanken. Den østligste blokk D er lokalisert sørøst for Nordkappbanken og nordøst for Djuprenna.

1.4 Strukturell utvikling og pre-glasial geologisk historie

Hovedstrukturelementene i Barentshavet er vist i figur 1.2. Barentshavet har en intrakratonsk ramme og er påvirket av flere faser med tektonikk etter avslutningen av den Kaledonske orogesen i tidlig devon. Sokkelen er strukturelt dominert av ØNØ-VSV til NØ-S og NNØ-SSV til NNV-SSØ gående elementer. Hovedstrukturelementene i det sørvestlige Barentshavet inkluderer flere bassenger, høyder og plattformer dannet fra Paleozoikum til Tertiær (Gabrielsen et al., 1990). Den grunne berggrunnen er dominert av bergarter fra Kritt og Tertiær, med lokale unntak ved strukturelle høyder og langs en sone mot kysten hvor eldre berggrunn er blottet (Sættem et al., 1992b) (figur 1.3).



Figur 1.2: Strukturkart over Barentshavet. Studerte 3D-områder er merket med røde rektangler. Kartet er upublisert, men laget av Karin Andreassen.



Figur 1.3: Geologisk blottingskart for inkonformitetsflaten URU (Upper regional unconformity). Den tertiære underinndelingen er basert på seismostratigrafi brukt av Vorren et al (1989, 1991). Studerte 3D områder er merket med røde rektangler. Modifisert etter Vorren et al (1991).

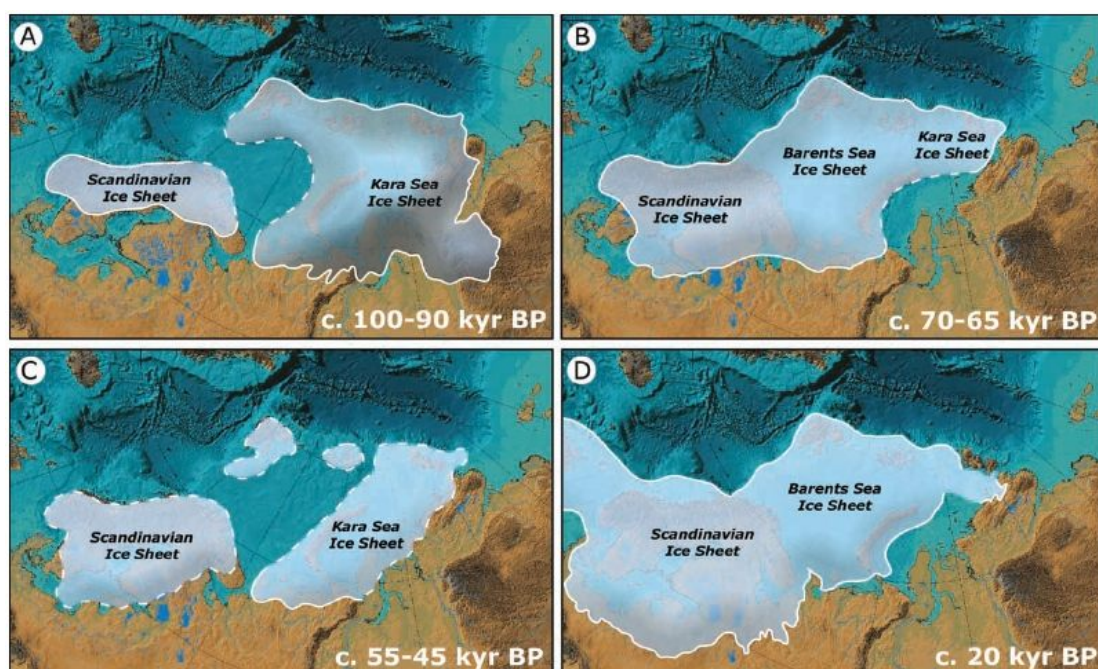
1.5 Glasiasjonshistorie

Den nordlige halvkule har gjentatte ganger vært dekket av is. Isdroppet materiale i Norskehavet fra midtre Miocen antyder at de innledende glasiasjonene på den nordlige halvkule inntraff på omkringliggende landområder for ca 12-14 millioner år siden (Thiede et al., 1998). I Barentshavsområdet indikerer en økt sedimentasjonsrate langs Svalbard marginen at isbreer begynte å vokse for rundt 2,3 millioner år siden (Faleide et al., 1996; Forsberg et al., 1999; Butt et al., 2000). Det første store glasiale framstøt som nådde eggakanten utenfor Svalbard skal ha skjedd i perioden fra 1,5 til 1,3 millioner år siden (Butt et al., 2000). I det sørvestlige Barentshavet tyder nyere studier på at isen også her nådde eggakanten for ca 1,3-1,5 millioner år siden (Andreassen et al., 2007). Siden den gang har isdekker i dette området gjort minst åtte framstøt helt ut til eggakanten (Laberg og Vorren, 1996; Andreassen et al., 2004). Kontinentalsokkelen har blitt dypt erodert av alle glasiasjonene (Vorren et al., 1991). Det kan ha vært så mye som 1000-1500 m vertikal erosjon av Barentshavet siden begynnelsen av glasiasjonene (Elverhøi et al., 1998b). Når isdekkene nådde eggakanten, og maksimal størrelse var oppnådd, har isdynamikken trolig forandret seg fra tykke eroderende isdekker til hurtigstrømmende isstrømmer etablert i de store rennene på sokkelen (Elverhøi et al., 1998a; Solheim et al., 1998). Disse hurtigstrømmende isstrømmene var hovedleverandør av sedimenter til eggakanten (Sættem et al., 1992a; Laberg og Vorren, 1995; Dowdeswell et al., 1998).

1.5.1 Glasiasjoner under siste istid

I løpet av siste istid, Weichsel, for ca 100 til 10 tusen år siden, skal Barentshavet ha vært dekket helt eller delvis under tre store glasiasjoner (Mangerud et al., 1998; Svendsen et al., 2004a; Svendsen et al., 2004b). Nyere data indikerer at det kan ha vært fire store glasiasjoner i dette området (figur 1.3) (Larsen et al., 2006). Det skal ha vært en generell økning i størrelsen til disse isdekket over tid (Siegert et al., 2001; Svendsen et al., 2004a). I tidlig Weichsel for ca 100-90 tusen år siden (figur 1.4A) var glasiasjonen dominert av et østlig isdekke i Karahavet med et begrenset isdekke over Skandinavia (Svendsen et al., 2004a). Dataene kan tyde på at det under denne glasiasjonen kan ha vært en isfri korridor i Barentshavet mellom disse to isdekkene (Larsen et al., 2006). Larsen et al. (2006) deler midtre Weichsel i to større

glasiasjoner. En glasiasjon som inntraff for ca 70-65 tusen år siden (figur 1.4B) som var et Barentshav dominert isdekke som vokste sammen med isdekket over Skandinavia. Den andre glasiasjon skal ha fulgt kort tid etter for ca 55-45 tusen år siden (figur 1.4C). Isdekket var da sentrert rundt Karahavet og var uavhengig av det Skandinaviske isdekket, samtidig som Barentshavet forble isfritt (Larsen et al., 2006). Tidligere modeller har operert med én glasiasjon i midtre Weichsel for ca 65-50 tusen år siden som dekket både Skandinavia, Barentshavet og Karahavet (Mangerud et al., 1998; Siegert et al., 2001; Svendsen et al., 2004a).



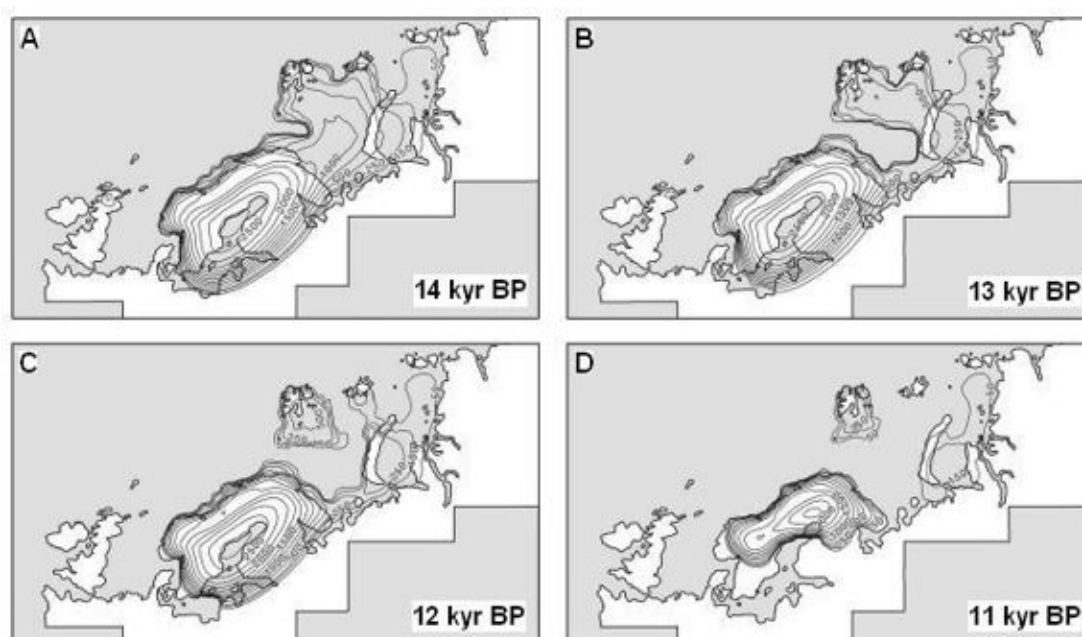
Figur 1.4: Rekonstruksjon av isdekker under Weichsel for (A) ca 100-90 000 år siden, (B) ca 70-65 000 år siden, (C) ca 55-45 000 år siden, (D) ca 20 000 år siden (Larsen et al., 2006).

Den siste glasiasjonen, i sen Weichsel for 25-10 tusen år siden (figur 1.4D), var den største glasiasjonen i den vestlige delen av Barentshavet under hele Weichsel istiden (Siegert et al., 2001). Den dekket hele Barentshavet, Svalbard, Skandinavia og store deler av de Britiske øyer. Under denne glasiasjonen skal isdekket i det sørvestlige Barentshavet ha nådd ut til eggkanten to ganger (Laberg og Vorren, 1995; 1996): den første for litt over 22 tusen år siden og den andre for litt under 19 tusen år siden. Modellering av maksimal istykkelse for ca 16 tusen år siden gir 2,7 km is over Skandinavia og rundt 1 km i det sentrale Barentshavet (Siegert og Dowdeswell, 2002). En annen modell for 15 tusen år siden gir en istykkelse mellom 1500 og 1800

m i Barentshavet (Svendsen et al., 2004a). En tredje modell antyder en maksimal istykkelse i Barentshavet på mer enn 2000 m (Landvik et al., 1998).

1.5.2 Den siste deglasiasjonen

Deglasiasjonen av det siste isdekket i Barentshavet startet for ca 15 tusen år siden (Vorren og Laberg, 1996; Landvik et al., 1998). Det er antatt at en økning i havnivået på denne tiden førte til en økning av isfjell som kalvet i de dypere traueene og rennene, spesielt i Bjørnøyrenna (Landvik et al., 1998; Siegert og Dowdeswell, 2002).

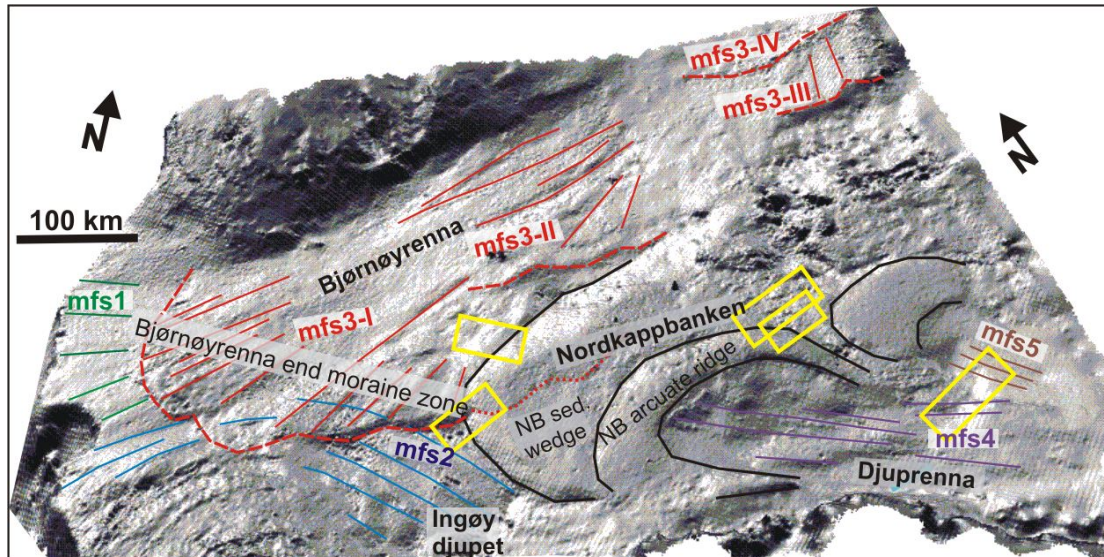


Figur 1.5: Modellert tykkelse og utbredelse av isdekket under deglasiasjonen for (A) 14 000 år siden, (B) 13 000 år siden, (C) 12 000 år siden, (D) 11 000 år siden. (Siegert og Dowdeswell, 2002).

En av modelleringene av tilbaketrekningen av isdekket utført av Siegert og Dowdeswell (2002) er vist i figur 1.5. Denne modellen fremhever hvordan Bjørnøyrenna hadde en sentral rolle for isdekkets hurtige tilbaketrekning, og at isdekket etter hvert ble oppsplittet i individuelle isdomer under deglasiasjonen. Hendelsesforløpet for modellen er følgende: For 14 000 år siden var de dypeste rennene, slik som Bjørnøyrenna, trolig deglasiert og dannet store innskjæringer i isdekket (figur 1.5A). For 13 000 år siden hadde innskjæringen ved Bjørnøyrenna blitt forstørret slik at mye av området mellom Skandinavia og Novaja Zemlya var isfritt (figur 1.5B). For 12 000 år siden var mesteparten av det sentrale Barentshavet isfritt,

og Svalbard hadde en egen isdom som separerte den fra isen over Skandinavia og Russisk Arktis (figur 1.5C). For 11 000 år siden var isdekket ytterligere fortynnet og bestod av tre mindre adskilte ismasser (figur 1.5D). For 10 000 år siden var den eneste gjenværende isen et lite isdekke over Skandinavia og mindre isrester på Svalbard, Franz Josef Land og Novaja Zemlya (Landvik et al., 1998; Siegert og Dowdeswell, 2002).

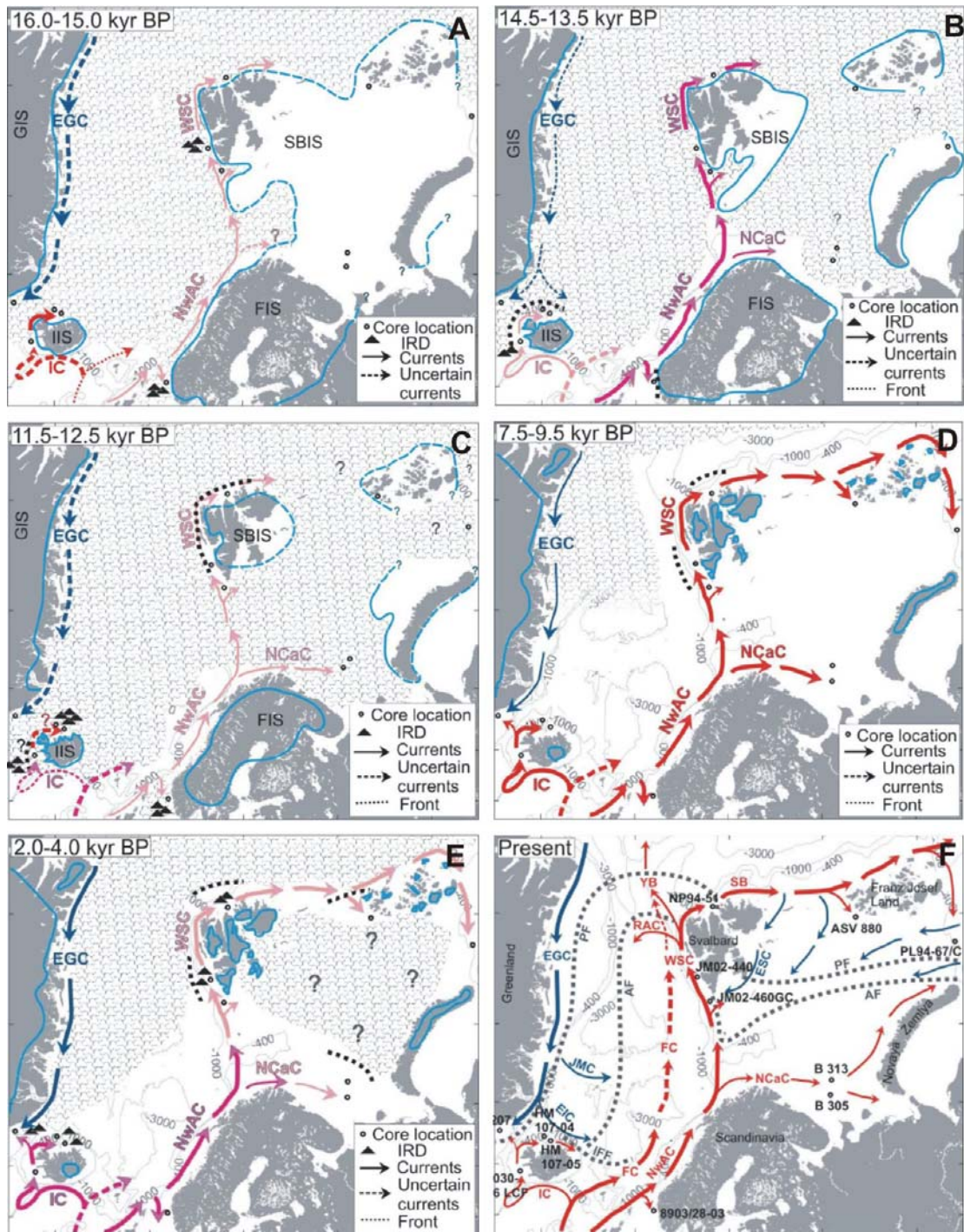
Et nytt kart over havbunnen i det sørvestlige Barentshavet generert fra et tett 2D-seismisk linjenett (figur 1.1B og 1.5) kombinert med 3D seismiske data fra noen utvalgte områder har belyst nye sider av glasiasjonshistorien i dette området (Andreassen et al., 2008). Tre spesifikke isstrømhendelser under den siste glasiasjonen dokumenterer siste istids maksimum (LGM) og to fremrykk under selve deglasiasjonen. Disse er delt inn i forskjellige megaskala lineasjonstrømsett, navngitt mfs1 til mfs5 (figur 1.6). Mfs1 og mfs2 er de eldste fra henholdsvis Bjørnøyrenna og Ingøydjupet og representerer isstrømmer fra det nordøstlige Barentshavet og nordlige Skandinavia som strømmet ut til kontinentalmarginen under LGM. Mfs3, som også har sitt opphav fra isstrømmer i Bjørnøyrenna fra nordøst, representerer trolig et gjentakende fremrykk tidlig under deglasiasjonen. Mfs4 og mfs5 er de yngste hendelsene og omfatter is som strømmet nordvestover langs norskekysten. Disse hadde antakelig opphav fra is sentrert lenger øst i Barentshavet i tillegg til tilførsel fra isdekket over Skandinavia. Etter LGM er det tidligere antatt at isen trakk seg jevnt tilbake, først i de marine delene, deretter på landområdene, for å etter hvert forsvinne helt (Landvik et al., 1998; Siegert og Dowdeswell, 2002; 2004). De nye dataene til Andreassen et al (2008) viser tydelig at under den siste glasiasjonen oppførte isdekket i Barentshavet seg på en mye mer dynamisk måte enn hva som tidligere har vært antatt.



Figur 1.6: Belyst dybderelieffkart av geomorfologien på havbunnen i det sørvestlige Barentshav. De mest fremtredende morfologiske formelementene er navngitt. NB: Nordkappbanken. Mfs1 til mfs5 er de mest fremtredende megaskala lineasjonstrømsettene i dette området. Gule rektangler er studerte 3D-områder. Kartet, generert fra 2D seismiske data, er det samme som det vist i figur 1.1B. Bildet er sett fra sør og illuminasjonen er fra nordvest. Vertikal overdrivelse er x40. (Andreassen et al., 2008)

1.5.3 Havstrømmer under deglasiasjonen

Under hele deglasiasjonen har Atlantisk vann av variabel styrke strømmet inn i de Nordiske hav og Barentshavet uavhengig av klimatiske forhold og forekomst av sesongbetont havis, isfjell og/eller smeltevann (Slubowska et al., 2008) (figur 1.7). Under den siste delen av glasieringen (16-15k kalibrerte år BP) var glasieringen fremherskende, med bare litt innstrømning av Atlantisk vann (figur 1.7A). Før begynnelsen av Bølling interstadialen økte innstrømningen av Atlantisk vann sakte. Under Bølling-Allerød perioden (14,5-13,5k kalibrerte år BP) var det en kraftig innstrømning av Atlantisk vann som nådde helt opp til det Arktiske hav (figur 1.7B). Under yngre dryas (12,5-11,5k kalibrerte år BP) var det en svak innstrømning av Atlantisk vann, og på sokkelen i Barentshavet var det glasieringen (figur 1.7C). Den kraftigste innstrømningen forekom i tidlige deler av holocen (9,5-7,5k kalibrerte år BP) (figur 1.7D). Under sen holocen (4-2k kalibrerte år BP) ble innstrømningen redusert til et nivå så vidt over tilstanden under Bølling-Allerød (figur 1.7E). Dagens situasjon er til sammenligning vist i figur 1.7F).

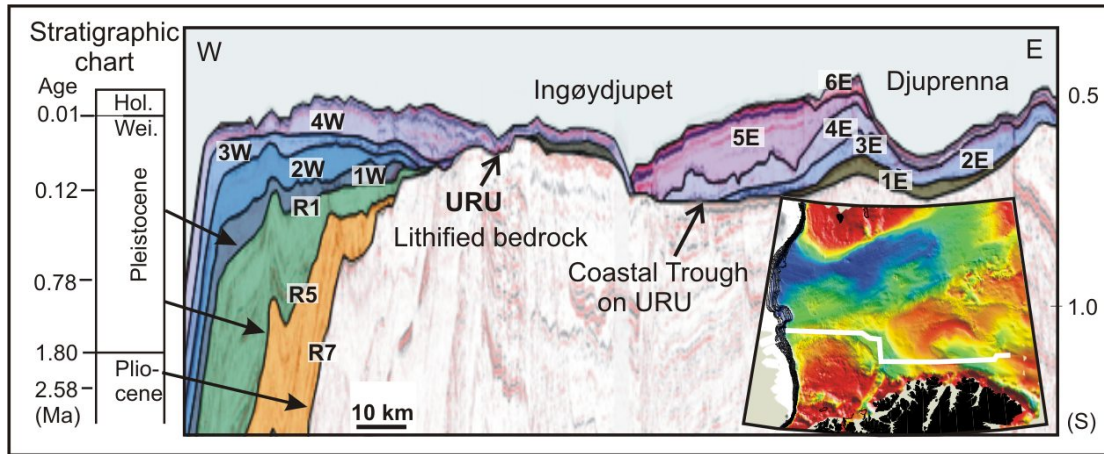


Figur 1.7: Tidssnittekonstruksjoner for fem forskjellige perioder under deglasiasjonen og dagens havsirkulasjon. Piler: rød = varmt Atlantisk vann, mørkerosa = avkjølt Atlantisk vann, lyserosa = relativt kaldt Atlantisk vann, og mørkeblå = Polart vann. (A) Sen glacial. (B) Bølling-Allerød interstadialer. (C) Yngre dryas. (D) Tidlig holocen. (E) Sen holocen. (F) Dagens situasjon. (Slubowska et al., 2008)

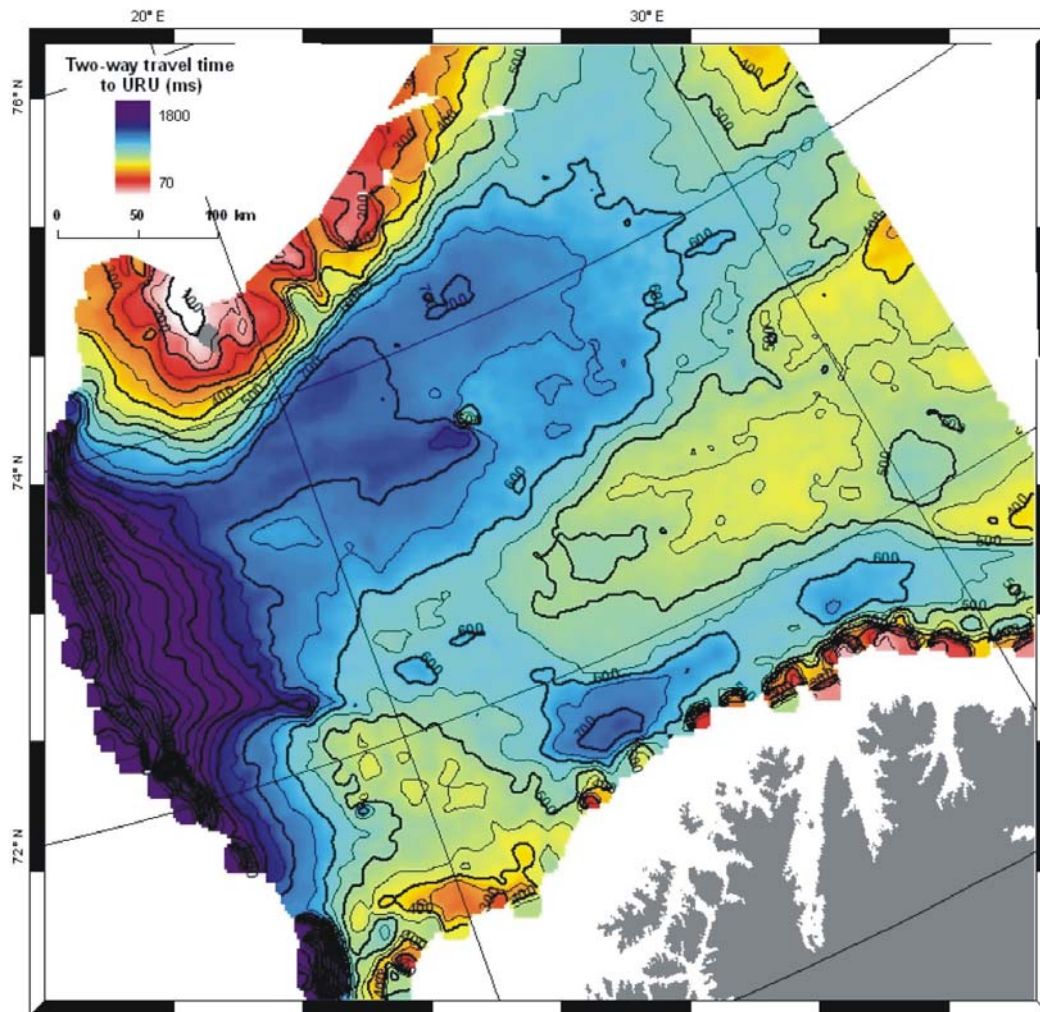
1.5.4 Glasiale sedimenter

De glasigene sedimentene i Barentshavet er adskilt fra underliggende sedimentære bergarter av en regional diskordans kalt URU (Upper Regional Unconformity, figur 1.8 og 1.9) (Solheim og Kristoffersen, 1984; Vorren et al., 1986). URU representerer sannsynligvis erosjonsbunnen for mange glasiasjoner på kontinentalsokkelen. På det meste av sokkelen er den lett identifiserbar, men i avsetningsområdet på den ytre sokkelen er den ikke lenger en inkonformitetsflate og dermed vanskelig å identifisere. Den glasigene sekvensen over URU har varierende tykkelse. I det nordlige og sentrale Barentshavet er dette et tynt dekke vanligvis mindre enn 10-15 m (Elverhøi og Solheim, 1983). På sokkelen i det sørvestlige Barentshavet varierer tykkelsen fra 0 og opp til 300 m (Vorren et al., 1988). Rennene og traueene på kontinentalsokkelen har vanligvis en tykkelse mindre enn 10 m (Vorren et al., 1990). De tykkeste sedimentene finnes langs kontinentalmarginen i vest hvor de er opp til 3,5 km tykke (Eidvin og Riis, 1989; Faleide et al., 1996). Den dominerende litologien i de glasigene sedimentene er en massiv, mudrete diamikton bestående av siltig, sandig leire med spredt grus (Sættem et al., 1992b).

I det sørvestre Barentshavet kan de glasigene sedimentene på sokkelen deles inn i flere seismiske enheter (figur 1.8) med en lateral utbredelse som varierer fra mer enn 300 til mindre enn 100 km. Maksimal tykkelse er rundt 150 m (Vorren et al., 1989; 1990). Grensene mellom enhetene er semiregionale, kontinuerlige, høyamplitude refleksjoner som kan være både glatte og ujevne erosjonsflater. De fleste av de seismiske enhetene hører enten til en ytre vestlig eller en indre østlig provins som begge kiler ut i de sentrale delene av det sørvestre Barentshavet (Vorren et al., 1990). I studieområdet er det tidligere blitt identifisert elleve seismiske enheter som kan være et resultat av sedimentasjon og erosjon under gjentatte glasiale framstøt og tilbaketrekninger. Mange av disse enhetene har et prograderende avsetningsmønster, noe som indikerer at de kan være avsatt i nærheten av ismarginen (Lebesbye, 2000).



Figur 1.8: Geoseismisk profil fra kontinentalmarginen til helt øst i det sørvestlige Barentshavet. R1, R5 og R7 er seismiske reflektorer. 1W til 4W og 1E til 6E er seismiske enheter. (Andreassen et al., 2008)

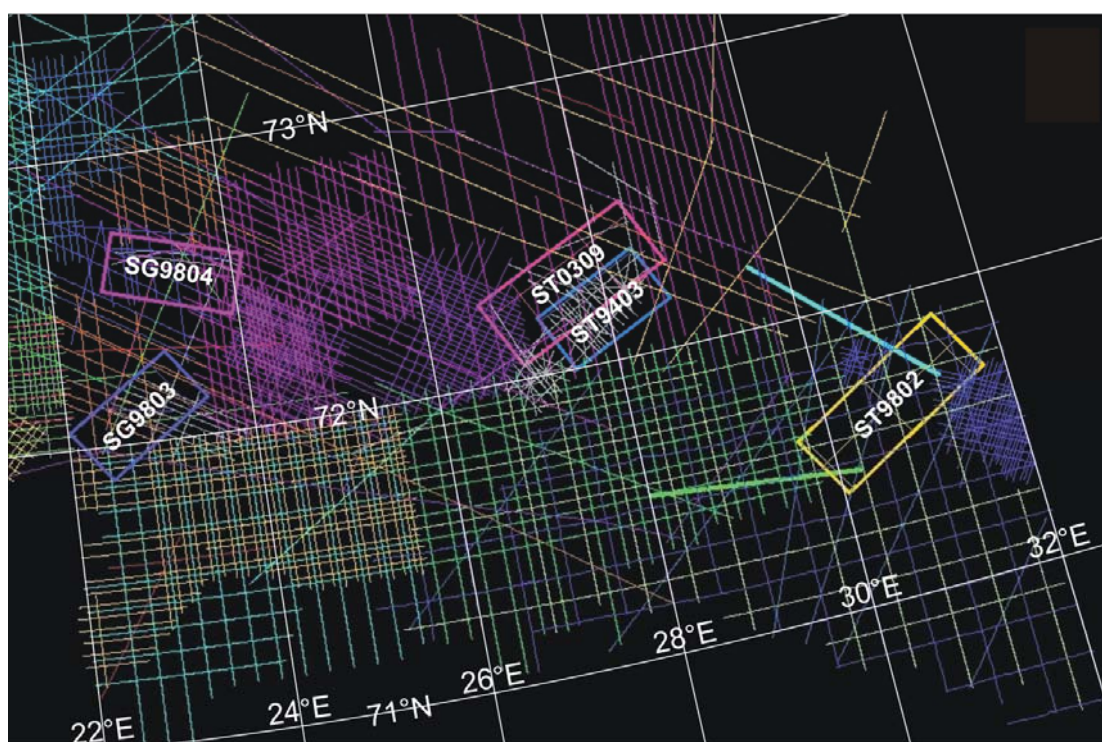


Figur 1.9: Konturkart av URU i det sørvestlige Barentshavet. Konturintervallet er 100 ms toveisgangtid mellom tykke konturer. (Andreassen et al, under forberedelse)

2 Materiale og metoder

2.1 Datagrunnlag

Denne masteroppgaven er i hovedsak basert på studier av 3D seismiske data fra det sørvestlige Barentshavet i området på og rundt Nordkappbanken (figur 1.1 og 2.1). 3D-dataene er samlet inn av oljeindustrien. Konvensjonell 2D seismikk er benyttet i områder som ikke er dekket av 3D-data og for å korrelere mellom de forskjellige 3D-data områdene.

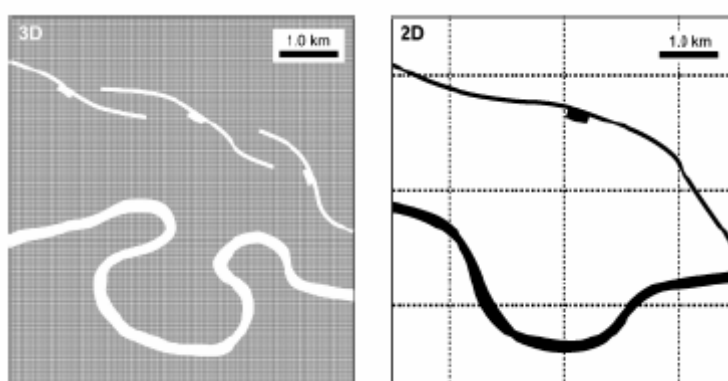


Figur 2.1: Oversiktsbilde fra Charisma av 3D-områder og 2D-linjer fra det sørvestlige Barentshavet studert i denne oppgaven. Regional lokalisering av studieområdet er vist i figur 1.1.

I tillegg til seismiske data er det i oppgaven også benyttet et skyggerelieffkart som viser en detaljert batymetri i det sørvestlige Barentshavet (vises for eksempel i figur 1.1B og 4.1). Kartet viser havdyp og er basert på et tett nett av multikanals 2D-seismisk data innsamlet av industrien. Kartet er compilert for Statoil av Eirik Muring ved NGU.

2.2 Seismiske data

Ved tolkning av 2D seismiske data kan formler i området dekket av et 2D nett (eng: grid) ofte ikke sees fordi de er mindre enn avstanden mellom de seismiske linjene (figur 2.2). Den 3D seismiske metoden derimot skiller seg fra 2D metoden på to vesentlige områder. For det første er avstanden mellom de seismiske linjene redusert fra rundt en km ved 2D innsamling til 25 m eller mindre ved 3D innsamling. For det andre gir 3D seismisk linjetetthet i kombinasjon med avanserte 3D seismiske migrasjonsalgoritmer nøyaktig posisjonering av refleksjoner i alle retninger (Cartwright og Huuse, 2005).



Figur 2.2: Illustrasjon som viser romlig oppløsning av 3D kontra 2D seismiske datasett. Skissen til venstre viser lokalisering av forkastninger og en kanal kartlagt ved hjelp av 3D seismikk med et nettintervall på 12,5-50 m. Bildet til høyre viser samme strukturer kartlagt ved hjelp av 2D seismikk med et nettintervall på 2 km. (Cartwright og Huuse, 2005)

2.2.1 3D seismikk

På og rundt Nordkappbanken finnes det flere tilgjengelige 3D-datasett. I denne oppgaven er seks forskjellige datasett studert. Navn, innsamlingsår, størrelse og koordinater til disse datasettene er indikert i tabell 2.1. Lokaliseringen av datasettene på kart er vist i figur 2.1 og 1.1.

Dominerende frekvens for 3D datasettene er bestemt ved spektralanalyse av utvalgte innlinjer. Spektralanalysen er gjort i det stratigrafiske intervallet studert i denne oppgaven, det vil si den øvre glasigene lagpakken. 3D-område A og B har her en dominerende frekvens på henholdsvis ca 35 og ca 30 Hz. Dominerende frekvens for 3D-område C1 er 40 Hz, for 3D-område C2 ca 35 Hz, og for 3D-område D er den rundt 25 Hz. Dette er oppsummert i tabell 2.2.

| 3D-område | Navn | Innsamlingsår | Størrelse i km ² | Breddegrad (N) | Lengdegrad (E) |
|-----------|--------|---------------|-----------------------------|----------------|----------------|
| A | SG9804 | 1998 | Ca 990 | 72°44'24.7" | 22°43'18.4" |
| | | | | 72°36'31.6" | 24°08'24.4" |
| | | | | 72°24'43.7" | 23°55'46.6" |
| | | | | 72°32'31.5" | 22°31'30.6" |
| B | SG9803 | 1998 | Ca 860 | 72°04'15.6" | 21°59'52.9" |
| | | | | 72°18'59.0" | 23°08'07.0" |
| | | | | 72°08'21.8" | 23°31'58.4" |
| | | | | 71°53'46.7" | 22°24'04.6" |
| C1 | ST0309 | 2003 | Ca 970 | 72°17'46.3" | 26°36'43.8" |
| | | | | 72°33'07.3" | 28°22'11.0" |
| | | | | 72°19'09.9" | 28°43'26.5" |
| | | | | 72°04'00.2" | 26°59'02.0" |
| C2 | ST9403 | 1994 | Ca 940 | 72°12'56.3" | 27°13'06.3" |
| | | | | 72°23'07.7" | 28°23'34.7" |
| | | | | 72°11'18.4" | 28°41'26.5" |
| | | | | 72°01'13.4" | 27°31'34.2" |
| D | ST9802 | 1998 | Ca 1480 | 71°36'42.2" | 29°39'10.7" |
| | | | | 71°55'20.9" | 31°23'08.4" |
| | | | | 71°42'25.8" | 31°45'52.9" |
| | | | | 71°23'59.3" | 30°02'44.7" |

Tabell 2.1. De studerte 3D-områdene har i denne oppgaven blitt navngitt A, B, C og D. C består av to 3D-områder, C1 og C2. Tabellen viser navn, innsamlingsår, størrelse og koordinater til studerte 3D-områder.

2.2.2 2D seismikk

De 2D seismiske dataene benyttet i denne oppgaven er innsamlet av mange forskjellige selskaper / institusjoner med forskjellig type utstyr og kvalitet. Lokaliseringen til 2D linjene er vist i figur 2.1. Dominerende frekvensen for 2D linjene varierer fra datasett til datasett, men i det stratigrafiske intervallet studert er den vanligvis mellom 30 til 40 Hz.

2.3 Seismisk oppløsning

Oppløsning er definert som evnen til å kunne skille to nært plasserte enheter fra hverandre slik at de fremstår som separate enheter (Sheriff, 2002). Seismisk oppløsning er å vertikalt kunne skille forskjellige reflekterende flater og horisontalt kunne skille forskjellige formelementer på de reflekterende flatene.

2.3.1 Vertikal oppløsning

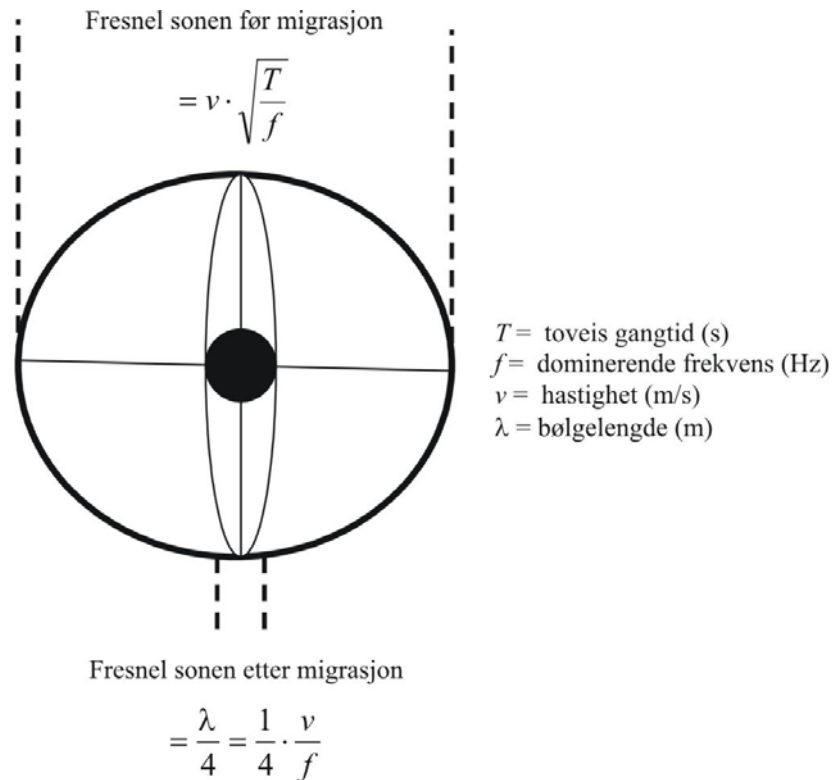
Vertikal oppløsning er teoretisk oppgitt til $\frac{1}{4}$ av den dominerende bølgelengden (λ). Når tykkelsen på en lagpakke blir tynnere enn dette vil den kun registreres som én reflekterende flate, ikke som en lagpakke med én flate i topp og én i bunn (Badley, 1985; Sheriff, 2002). Den vertikale oppløsningen til de seismiske dataene brukt i denne oppgaven varierer ettersom den dominerende frekvens varierer mellom 3D-blokkene og for 2D linjene. Tabell 2.2 viser utregnet vertikal oppløsning for forskjellige dominerende frekvenser.

| Dominerende frekvens (Hz) | 3D-områder med denne dominerende frekvensen i det studerte stratigrafiske intervallet | Vertikal oppløsning (m) |
|---------------------------|---|-------------------------|
| 45 | | 10 |
| 40 | C1 | ~11,3 |
| 35 | A, C2 | ~12,9 |
| 30 | B | 15 |
| 25 | D | 18 |

Tabell 2.2. Vertikal oppløsning beregnet fra $\frac{1}{4} \lambda = \frac{1}{4} v/f$, der v = hastighet i sedimentene og f = dominerende frekvens. Hastigheten, v , til de studerte glasisene sedimentene er antatt å være ~1800 m/s (Sættem et al., 1992b).

2.3.2 Horisontal oppløsning

Umigrerte seismiske data har en horisontal oppløsning som er definert av størrelsen til Fresnel sonen (figur 2.3). Formelementer mindre enn Fresnel sonen vil ikke kunne ses på seismikken. Migrasjon er hovedteknikken for å forbedre horisontal oppløsning. Perfekt 3D migrasjon kan gi en horisontal oppløsning på $\frac{1}{4} \lambda$ (Brown, 1996) (figur 2.3), men i praksis blir den sjeldent så god (Bulat, 2005).



Figur 2.3: Figur som viser Fresnel sonen og den horisontale oppløsningen før og etter migrasjon. Stor sirkel er før migrasjon, ellipseformen er etter 2D migrasjon og den lille sorte sirkelen er etter 3D migrasjon. Modifisert etter Brown (1996).

I tabell 2.3 er horisontal oppløsning regnet ut før og etter migrasjon for en rekke dominerende frekvenser ved hjelp av formlene gitt i figur 2.3.

| Dominerende frekvens (Hz) | 3D-områder med denne dominerende frekvensen i det studerte stratigrafiske intervallet | Horisontal oppløsning (m) | |
|---------------------------|---|---------------------------|-----------------|
| | | Før migrasjon | Etter migrasjon |
| 45 | | ~190 | 10 |
| 40 | C1 | ~201 | ~11,3 |
| 35 | A, C2 | ~215 | ~12,9 |
| 30 | B | ~232 | 15 |
| 25 | D | ~255 | 18 |

Tabell 2.3. Horisontal oppløsning, før og etter migrasjon, for forskjellige gitte dominerende frekvenser. Toveis gangtid, T , er antatt å være 500 ms. Hastigheten, v , er antatt å være 1800 m/s (glasiale sedimenter).

2.4 Tolkingsmetode

I denne oppgaven har den seismiske tolkningen blitt utført ved bruk av den Unix baserte programvaren Charisma Geoframe. Dataene som er studert er den kvartære lagpakken som befinner seg over den øvre regionale innkonformiteten (URU). To av 3D-blokkene som er studert har tidligere blitt beskrevet i to hovedfagsoppgaver ved Universitetet i Tromsø (Midtbø, 2000; Rafaelsen, 2000). Denne oppgaven fokuserer blant annet på å gjøre nye tolkninger av disse dataene basert på ny regional kunnskap. Ved tolkning og fremstilling av 3D-data er det mange metoder som kan tas i bruk. Det vil her bare bli beskrevet de metodene som er brukt i denne oppgaven. Mye av teorien i dette delkapittelet er hentet fra brukermanualen til Charisma (Schlumberger, 2000).

2.4.1 Tolkning av 3D seismiske reflektorer

Flatene i 3D-blokkene som er studert i denne oppgaven er tolket delvis manuelt og delvis automatisk på følgende måte: Den manuelle delen består av å bruke funksjonen ”autotrack” til å tolke flatens refleksjon på et utvalg av de seismiske linjene. Hvor mange seismiske linjer som må tolkes på denne måten avhenger av kvaliteten på dataene. Etter dette brukes den automatiske funksjonen ”ASAP Paintbrush Tracking”. Denne funksjonen tolker automatisk arealet mellom de manuelt tolkede linjene ved å benytte de manuelt tolkede punktene som utgangspunkt og utvide arealet omkring disse punktene automatisk langs den valgte reflektoren. Hvor høye krav til nøyaktighet den automatiske tolkningen skal bruke kan justeres ved hjelp av forskjellige parametere. Ved første automatiske gjennomgang er det en fordel å sette parametrene strengt, slik at man får færrest mulige feilplukk. Etter at et areal er automatisk tolket for første gang vil det vanligvis være mange hull som mangler tolkning. Parameterverdiene kan da senkes til å bli mindre strenge, slik at større deler av arealet kan tolkes ved neste gjennomgang. I tillegg bør det også tolkes noen linjer manuelt i områdene med hull for å hjelpe den automatiske tolkningen. Denne prosessen kan gjentas flere ganger for å få et best mulig resultat. Når den automatiske tolkningen er feil, må det manuelt gjøres endringer. Det feiltolkede arealet må slettes og nye manuelle tolkninger må gjøres for å hjelpe den automatiske tolkningen videre. Hull som gjenstår tettes igjen ved å interpolere fra de omkringliggende punktene rundt hullene. Etter interpoleringen kan det på nytt gjøres en automatisk tolkning som kan

forbedre det interpolerte arealet. Dette for å få en mest mulig korrekt seismisk tolkning. Til slutt kan den ferdigtolkede horisonten filtreres ved hjelp av et Hammingfilter. Dette vil fjerne uønskede topper (eng: spikes) og feilplukk.

2.4.2 Seismiske attributter

Seismiske attributter brukes for å supplere og forbedre den normale amplitudevisningen. Atributter gjør det mulig å kunne identifisere forskjellige egenskaper til det seismiske signalet og å bruke disse egenskapene som hjelp i tolkningen og i kvalitativ analyse. Det finnes mange forskjellige attributter, men det er bare de som er brukt i denne oppgaven som er nevnt her.

- Refleksjonsstyrke viser styrken til en refleksjon som den totale mengde energi langs en seismisk trase. Denne attributten er brukt til å finne større forandringer i litologi, som for eksempel overganger til gass eller salt.
- Øyeblikkelig fase viser vinkelen av den tidsavhengige fasen til en seismisk trase. Denne attributten er brukt til å vise kontinuiteten til forskjellige elementer i en seismisk trase, spesielt der det er svake horisonter. Den er også brukt til å se vanskelige forkastninger og hellende lag bedre.
- Cosinus til fasen viser det samme som øyeblikkelig fase, men forskjellen er at skalaen er +/- 1 istedenfor +/- 180. Som for øyeblikkelig fase kan denne attributten være til hjelp for å følge svake horisonter og for å vise vanskelige forkastninger og hellende lag.
- Tilsynelatende polaritet viser polaritet pluss styrken til polariteten proporsjonal med refleksjonsstyrken. Denne attributten er til hjelp for å kunne indikere elementer som kan forandrer polaritet, slik som forandring i litologi og diskordanser. Den har spesielt vært nyttig til å se toppen av saltdiapirer, hvor det er en veldig tydelig polaritetsforandring.

2.4.3 3D seismiske attributtkart

Ved tolkning av 3D-seismiske data kan forskjellige attributtkart genereres for enhver tidshorizont. Attributtkartene kan gjøre det enklere å tolke tidshorizontene og å identifisere og kartlegge f.eks. forskjellige sedimentasjonsmiljø. Det finnes tre hovedtyper attributtkart: overflatebaserte, volumbaserte og gridbaserte attributtkart. I

denne oppgaven har alle de forskjellige tolkede 3D-seismiske flatene blitt testet mot forskjellige slike attributtkart. Dessverre har ingen av attributtkartene gitt et resultat som er brukbart til denne oppgaven. 3D seismiske attributtkart av typen over er derfor ikke presentert i denne oppgaven.

Korrelasjonskart er en annen type attributtkart. De er generert fra verdier utledet etter å ha beregnet krysskorrelasjonen av hver trase mot et bestemt antall nærliggende traser. Den beregnede attributtverdien gir et mål på hvor lav eller høy krysskorrelasjonen av trasen er i forhold til en eller flere av nabotrasene. Verdiene kan utregnes for en tolket horisont eller for en konstant dybde. Attributten kan brukes til å detektere forandringer i seismisk signatur forårsaket av forkastninger eller andre strukturelle eller stratigrafiske egenskaper. Attributtkart kan ligne et blotningskart (eng: crop-map). I denne oppgaven har denne typen attributtkart vært brukt med godt resultat i 3D-område C for å kartlegge en begravd dal og flere kanaler erodert ned i berggrunnen (kapittel 4.4.4).

2.4.4 Visualisering av data

Når en horisont er ferdigtolket i Charisma er det flere måter å visualisere dataene på.

- Overflatekart er det gridbaserte kartet tolkningen foregår på. Dette er et todimensjonalt tidsstrukturkart der z-aksen er null. Z-aksen er representert ved en fargeskala gitt i millisekunder, noe som gir et tredimensjonalt bilde av formler selv om bildet er representert todimensjonalt. Ved å justere forskjellige parametere til fargeskalaen kan formlerene tre bedre frem.
- Attributtkart kan brukes til å visualisere forskjellige morfologiske trekk som ikke kommer så lett til syne ved bruk av overflatekartet eller Geoviz. Dette kan for eksempel være interne elementer i en lagpakke. Som nevnt i kapittel 2.4.3 har ikke attributtkartene gitt noe brukbart resultat til denne oppgaven.
- Geoviz er et visualiseringsprogram som gir tredimensjonale kart. Her kan en horisont visualiseres fra enhver ønskelig vinkel. Lyssettingen kan justeres for å best mulig fremheve de formlerene som skal studeres. Det er vanlig å overdrive z-aksen for å fremheve formlerene bedre.

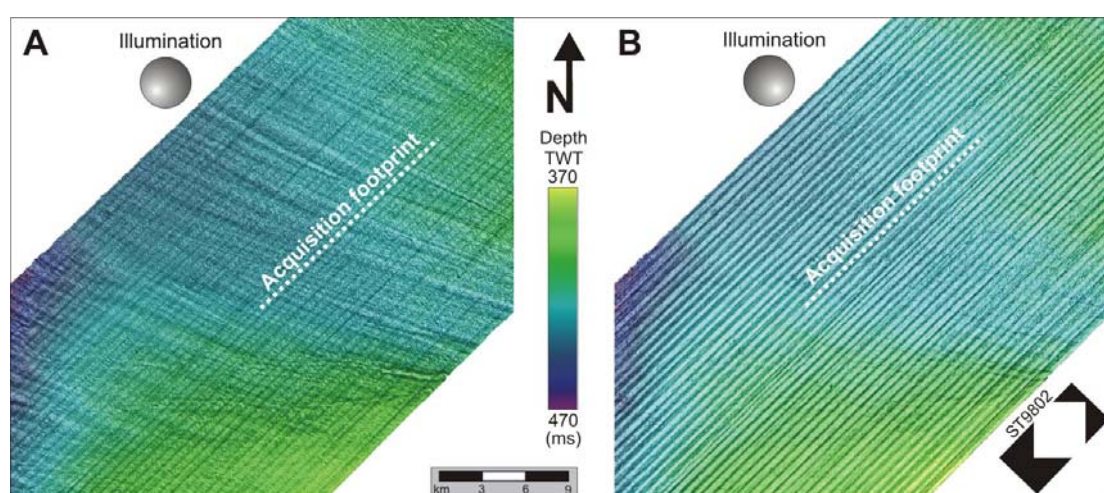
Tidssnittkart er en måte å visualisere data på uavhengig av en tolket horisont. Slike kart viser amplitudeverdier for et bestemt tidsnivå, og kan beskrives som et horisontalt snitt gjennom ett 3D datasett.

2.5 Artefakter

Under tolkning av 3D datasett er det en rekke seismiske artefakter som det må tas hensyn til (Bulat, 2005). I dette delkapittelet blir det bare nevnt artefakter som har vært tilstede på horisonter i 3D datasettene som er studert i denne oppgaven.

2.5.1 Innlinjestøy (eng: acquisition footprint)

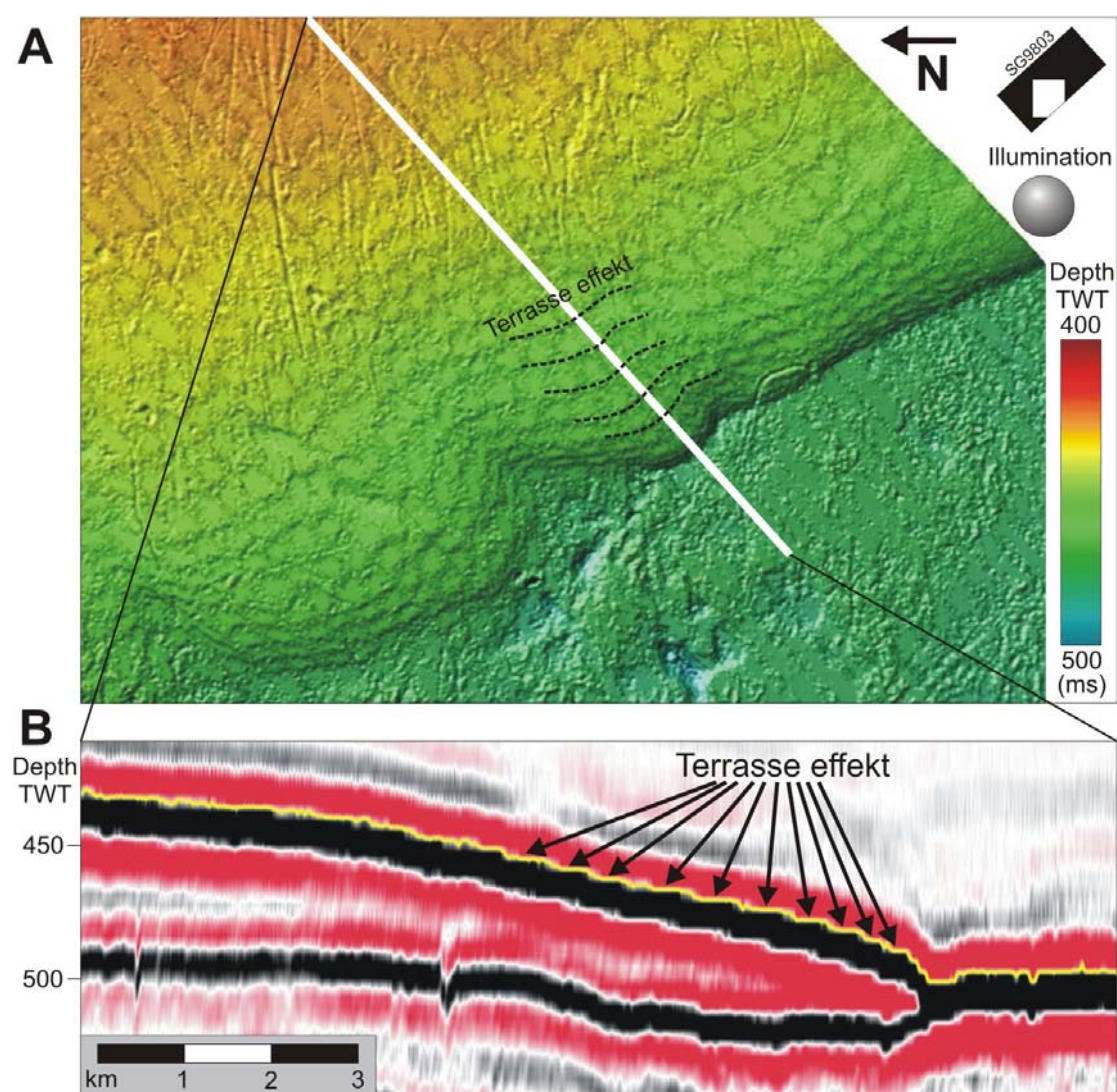
Innlinjestøy er definert som systematisk støy som har sammenheng med innsamlingsgeometrien til kilden og mottakeren (Marfurt et al., 1998), og observeres som små tidsvariasjoner mellom nærliggende innlinjer med lik avstand gjennom hele datasettet (Rafaelsen et al., 2002; Bulat, 2005). Innlinjestøy ligner på lineasjoner parallelle med innsamlingsretningen til seismikkfartøyet (figur 2.4), og observeres i alle 3D datasettene som er studert i denne oppgaven. Den visuelle innvirkningen av innlinjestøy på skyggerelieffkart kan begrenses ved å justere den kunstige belysningen til å være på langs av innlinjene (figur 2.4). Dette vil undertrykke skyggeeffekter dannet av innlinje lineasjonene (Bulat og Long, 2001; Bulat, 2005) (figur 2.4).



Figur 2.4: Innlinjestøy er parallelle lineasjoner med samme orientering som innsamlingsretningen til seismikkfartøyet. På figurene over kan de ses som linjer med retning NØ-SV. Kunstig belysning (A) på langs av innlinjene, og (B) på tvers av innlinjene. Figuren er tatt fra 3D-område D.

2.5.2 Terrasse effekt (eng: terracing)

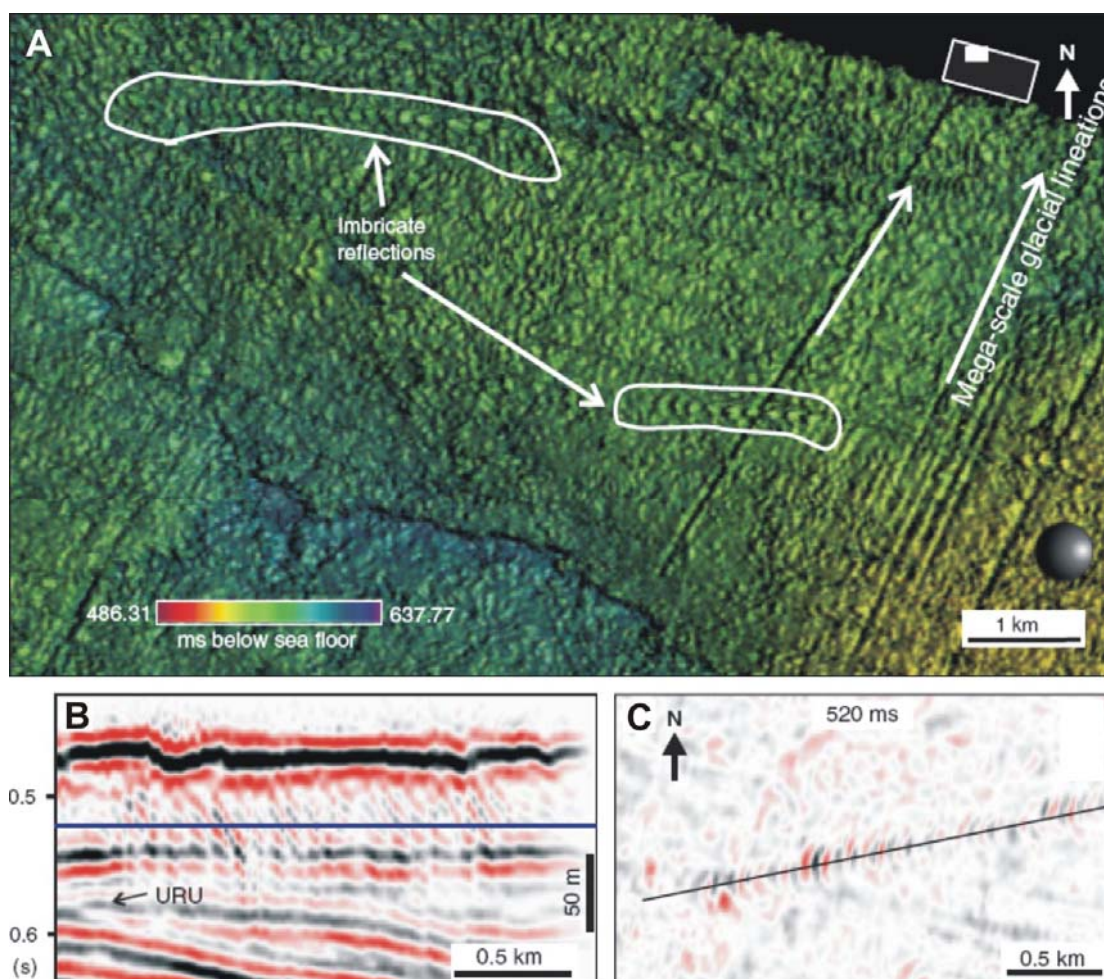
På deler av havbunnsreflektoren i 3D-område B opptrer en tydelig trappetrinn lignende topografi som ødelegger den visuelle kontinuiteten (figur 2.5). Denne artefakten kalles terrasse effekt. Disse terrassene følger slavisk to-veis gangtiden eller dybdekontorene (Bulat, 2005). Under opplasting av et datasett til en arbeidsstasjon har det vært vanlig å skalere og klippe de seismiske amplitudene for å kunne forbedre gjengivelsen av dypere refleksjoner som vanligvis har mye lavere amplitude enn havbunnsreflektoren. Dette resulterer i at autoplukkeren genererer terrasser istedenfor en jevn interpolering av den seismiske horisonten, noe som reduserer bildekvaliteten (Bulat, 2005).



Figur 2.5: (A) Terrasse effekten kan ses på figuren som mer eller mindre parallelle terrasser på ulike nivåer. (B) Seismisk profil på tvers av terrasse effekten. Figuren er tatt fra 3D-område B.

2.5.3 Imbrikerte strukturer

Imbrikerte refleksjoner i 3D-område A ser på overflatekart ut som godt utviklede lineasjoner av U-formede halvmåner (figur 2.6A). Slike refleksjoner kan lett mistolkes for å være glasitektoniske imbrikerte strukturer (Rafaelsen et al., 2007). Figur 2.6B viser hvordan imbrikasjonene fremtrer på et seismisk profil. Refleksjonene er isteden antatt å være relatert til den rette delen av flanken på øst-vest gående isbergpløyespor på havbunnen (Rafaelsen et al., 2007). For å oppdage denne type artefakter er det derfor viktig å ha kjennskap til skyteretningen ved datainnsamling.



Figur 2.6: (A) Skyggerelieffkart som viser imbrikerte struktur på en begravd flate i 3D-område A. (B) Seismisk profil gjennom en imbrikert struktur. (C) Tidsstrukturkart som viser hvordan imbrikasjonene fra B fremtrer horisontalt. B og C er ikke lokalisert i A. Figurene er hentet fra Rafaelsen et al (2007).

3 Morfologiske formelementer som opptrer ofte i studieområdet

I dette kapittelet vil formelementer som opptrer ofte i studieområdet bli beskrevet og diskutert.

3.1 Krumlinjede furer

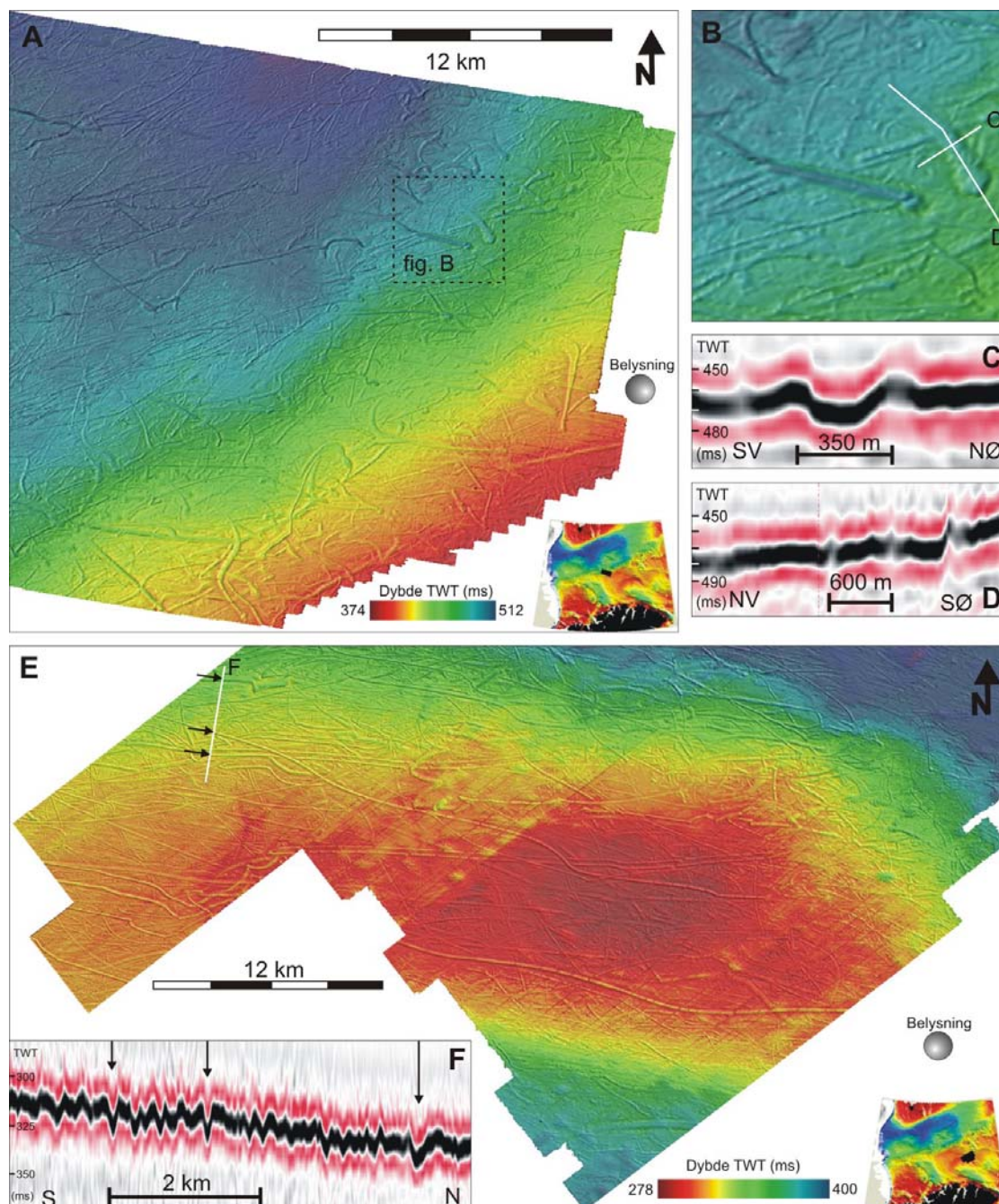
Med krumlinjet er her ment linjer som vanligvis er krummet eller bøyd, altså ikke helt rette eller lineære. Det innbefatter også linjer med kurver, buer eller svinger. Krumlinjeformede furer opptrer på alle de studerte havbunnsreflektorene. De fremstår mer eller mindre like i alle de studerte 3D-områdene, med noen mindre variasjoner. Det er her valgt å beskrive disse furene med utgangspunkt i et utsnitt av havbunnsreflektoren fra 3D-område A og område C (figur 3.1).

3.1.1 Beskrivelse av krumlinjede furer

Furene har en orienteringen som noen steder virker tilfeldig, andre steder har de en tydelig foretrukket retning (figur 3.1). Det er vanlig at furene krysser og kutter hverandre, og noen steder opptrer to furer parallelt (et godt eksempel er vist i figur 4.3). Tettheten til de krumlinjede furene varierer, men størst tetthet observeres på de grunneste områdene. Mange av furene har knekkpunkt der de tydelig skifter retning, andre svinger rolig, og noen kan også dane sløyfer. Furene har i profil ofte V- eller U-form med rygger på flankene (figur 3.1F). Lengden på furene varierer fra noen få hundre meter opp til 33 km. Bredden varierer fra rundt 40 opp til 700 meter og dybden mellom 1,5 til over 20 meter. De vanligste verdiene er 100-300 meter for bredde og 3-10 meter for dybde. Det kan være stor variasjon i dybde, bredde og form, både mellom furene og internt i furene.

Basert på form og størrelse kan furene grovt deles inn i to typer. Den første og mest utbredte typen er de relativt smale furene som ofte er kontinuerlige over store avstander. De har vanligvis V-form i tverrsnitt, men kan variere stort i størrelse (figur 3.1F). De observeres over hele havbunnen på alle slags dyp, med størst tetthet på de

grunne områdene. I områder der de er rettlinjede over store avstander har de ofte en foretrukket orientering. I område B og C (figur 3.1E) har de tydelig en øst-vest til øst-sørøst vest-nordvestlig orientering.



Figur 3.1: (A) og (E) Skyggerelieffkart som viser krumlinjede furer med varierende orientering på havbunnen fra henholdsvis 3D-område A og C. (B) Forstørret område fra figur A som viser to store furer. (C) og (D) Profiler som viser henholdsvis et tverrsnitt og et lengdeprofil til en av furene fra figur B. Den er tydelig U-format, 2,3 km lang, 350 meter bred, 12 meter dyp, og avslutter i en bratt rygg som er over 12 meter høy. (F) Seismisk profil som viser V-formede furer. Pilene henviser til piler på figur E.

Den andre typen furer er bredere og ofte dypere, og de har vanligvis et mer U-formet tverrsnitt med en flat bunn. Det som vanligvis kjennetegner denne typen furer er at de ofte er kortere og at de i den ene enden har en sirkelformet uthulning med en tydelig rygg langs kanten (figur 3.1B-D). Denne uthulningen er som regel lokalisert i den enden av furen som er grunnest. Flest furer av denne typen observeres i område A (figur 3.1A), men de forekommer også i område B og C. Der de forekommer har disse furene typisk en øst-vest til nord-sørlig orientering, der den sirkelformede uthulningen er i østlig til sørlig posisjon. De to typene furer beskrevet overkjører begge hverandre.

Dybden furene observeres på varierer litt i mellom de studerte 3D-områdene. I område A, på nordvest siden av Nordkappbanken ut mot Bjørnøyrenna, observeres furene over hele havbunnen på dyp ned til 420 meter (figur 3.1A og 4.3A). I område B, på vestsiden av Nordkappbanken ut mot Ingøydjupet, er det tydelig mindre furer under 360 meters havdyp, selv om flere kan observeres på mer enn 380 meters dyp (figur 4.9A). I de østlige 3D-områdene er furene grunnere. Område C, på de østlige delene av Nordkappbanken, har få furer under 305 meters havdyp, men noen få furer observeres i det dypeste området på nesten 320 meters dyp (figur 4.16A). Minst furer opptrer i område D, sørøst for Nordkappbanken (figur 4.27A). I dette området observeres ingen furer under ca 315 meters havdyp.

3.1.2 Tolkning av krumlinjede furer

De krumlinjede furene med varierende orientering tolkes til å være pløyespor dannet av isfjell. Det er tidligere publisert flere artikler fra Barentshavet der multistråledata og 3D-seismiske data begge viser at havbunnen er full av krumlinjede furer som i alle tilfeller er tolket som pløyespor fra isfjell (Rafaelsen et al., 2002; Andreassen et al., 2007; Bellec et al., 2008). Parallele furer som opptrer parvis er tolket til å være pløyespor dannet av isfjell som har hatt flere iskjøler der hver kjøle danner separate pløyespor (Rafaelsen et al., 2002). Isfjell som pløyer havbunnen er i dag en vanlig prosess på kontinentalsokler på høyere breddegrader (Barnes og Lien, 1988; Lien et al., 1989; Solheim et al., 1990; Woodworth-Lynas et al., 1991; Dowdeswell et al., 1993; O'Brien et al., 1997; Syvitski et al., 2001). Isfjell, som dannes ved kalving fra marine breer og isbremmer, kan bli ført store avstander før de smelter (Dowdeswell et al., 1993). Havstrømmer er hoveddrivkraften, men vind, bølger og havis kan også

innvirke på isfjellenes driftretning (Woodworth-Lynas et al., 1985; Lewis og Woodworth-Lynas, 1990). Der kjølen til driftende isfjell kommer i kontakt med havbunnen dannes furer med rygger av oppløyd material langs begge kanter (Lien, 1983; Lewis og Woodworth-Lynas, 1990). Pløyespor som danner sløyfer, enten de er fullt eller delvis formet, er vanligvis forårsaket av at den dominerende havstrømmen er blitt overlagret av tidevannsstrømmer eller treghetsstrømmer (Woodworth-Lynas et al., 1985).

Begge typer furer beskrevet over er trolig dannet ved at kjølen til isfjell pløyet havbunnen. Selve formen på de pløyende isfjellene er det vanskelig å si noe om, da den delen av et isfjell som er under havnivå hurtig blir degradert til irregulære former (Lien et al., 1989). De bredeste pløyesporene med flat U-formet bunn (figur 3.1B-D) er trolig dannet av isfjell med en tabulær underside. Innfylling av sediment kan utjevne bunnen på mindre pløyespor, men det er lite trolig at dette er årsaken til den flate bunnen til de bredeste pløyesporene (Lien et al., 1989). Den ofte sirkelformede uthulningen i den ene enden av pløyemerkene er tolket til å indikerer hvor de havbunnspløyende isfjellene stoppet å bevege seg. Etter at bevegelsen stoppet opp kan isfjellene ha blitt stående og bevege seg med påvirkning fra bølger, tidevann og stormflo. Resultatet kan da bli et utgravd sirkelformet hull med en rygg rundt. Avslutningen til pløyespor kan utvetydig brukes for å indikere retningen isfjellene hadde når de grunnstøtte (Syvitski et al., 2001). De to typene furer beskrevet er sannsynligvis dannet mer eller mindre i samme tidsrom, siden begge typer furer overkjører hverandre. Det at mange av pløyesporene har en foretrukket orienteringen kan si noe om de dominerende havstrømmene i området når pløyesporene ble dannet (Lewis og Woodworth-Lynas, 1990). Havdybden pløyesporene befinner seg på kan si noe om størrelsen til isen isfjellene stammet fra (Dowdeswell og Bamber, 2007). Betydningen av orienteringen og dybden til pløyesporene blir nærmere omtalt i kapittel 6 (diskusjon).

I Barentshavet er det observert pløyespor fra isfjell over hele kontinentalsokkelen i havdyp ned til 450 meter (Vorren et al., 1989; Solheim, 1997a). Moderne isfjell i Barentshavet har sjeldent en kjøldybde på over 100 meter, noe som indikerer at dypere pløyespor er relikte (Solheim, 1997a). De fleste relikte pløyesporene i Barentshavet ble trolig dannet under den siste deglasiasjonen i sen-Weichsel, (Lien,

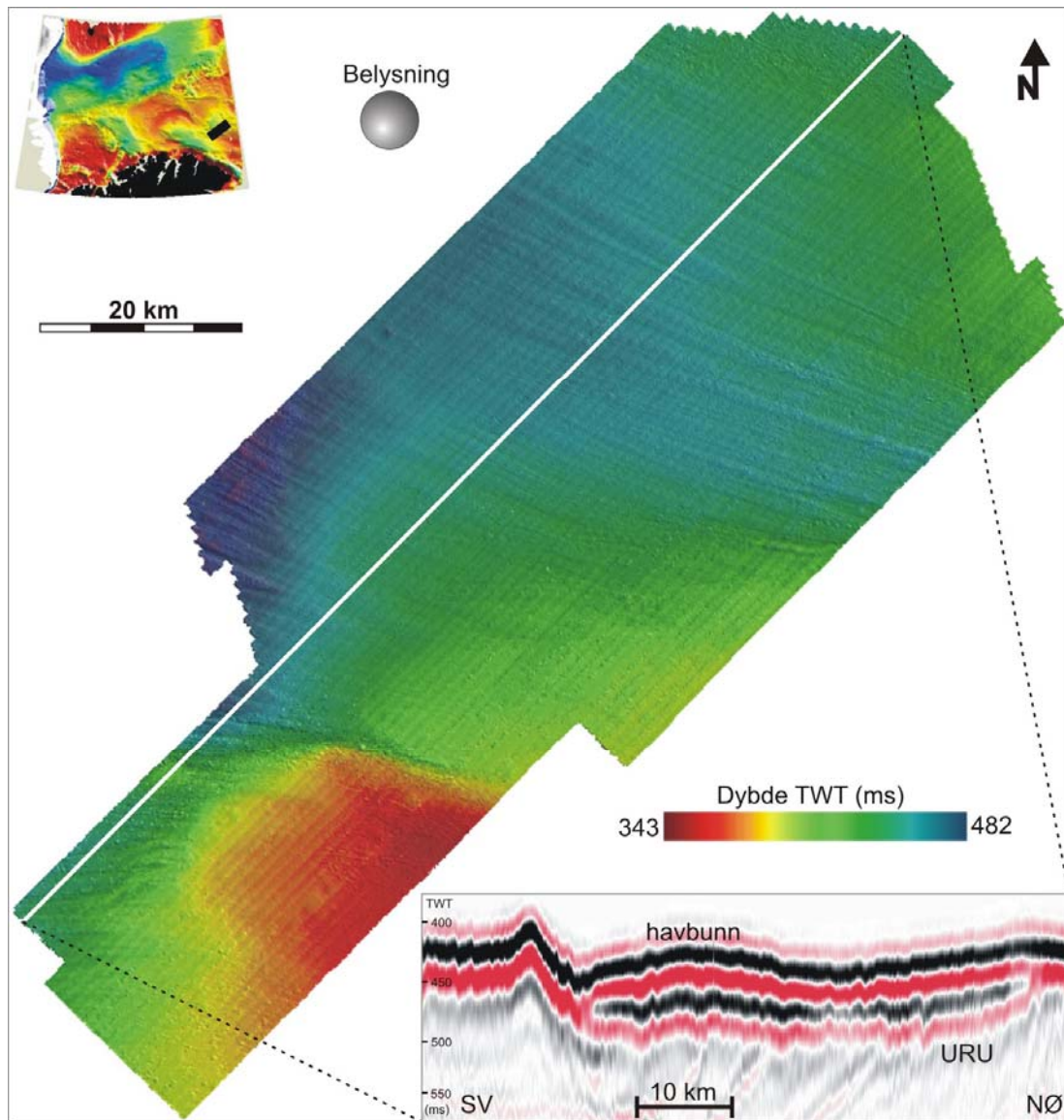
1983; Solheim et al., 1988; Andreassen et al., 2007). Lien (1983) argumenterer for at pløyesporene hovedsaklig er dannet i perioden fra rundt 13 000 BP til 10-11 000 BP. Andreassen et al (2007b) derimot hevder de er dannet rundt 20-15 000 BP. Fossile pløyespor tidligere beskrevet fra Barentshavet har en maksimal bredde på 500 m og maksimal dybde på 25 m (Vorren et al., 1989; Andreassen et al., 2007).

I studieområdet observeres ikke pløyespor med bredde mindre enn rundt 40 meter. Fra Grønland og Antarktis er moderne pløyespor fra isfjell beskrevet med bredde langt mindre enn 40 meter (Barnes og Lien, 1988; Lien et al., 1989; Dowdeswell et al., 1993; Syvitski et al., 2001). Det kan være flere forklaringer til denne forskjellen. En forklaring kan være at små furer hurtigere fylles igjen av Holocene sedimenter enn hva større furer gjør. På Tromsøflaket er det for eksempel registrert innfylling av opp til 2 meter, vanligere rundt 0,5 meter, med finkornede sedimenter i pløyespor (Lien, 1983). En annen forklaring kan være at oppløsningen til de seismiske dataene ikke er god nok til å få med de små furene. Det er vist at det ved bruk av 3D-seismiske data kan være vanskelig å observere de minste pløyesporene på havdyp grunnere enn rundt 300 meter. Dette er et resultat av at støyen øker med grunnere havdyp og resulterer i dårligere avbildning av pløyemerker (Bulat, 2005).

3.2 Megaskala parallelle lineasjoner

3.2.1 Beskrivelse av megaskala parallelle lineasjoner

Parallelle lineasjoner er langstrakte furer og rygger som i studieområdet opptrer parallelt på havbunnen eller på begravde flater (figur 3.2). Lineasjonene kan følges over store avstander og er tilnærmet lineære eller svakt krummede. I områder hvor lineasjonene ligger tett inntil hverandre kan det være vanskelig å avgjøre om lineasjonene er positive eller negative formenter. Lengden på lineasjonene varierer fra noen få km til over 30 km. Mange av lineasjonene ser ut til å fortsetter utover 3D-områdene, så mange av dem er trolig lengre enn det som er observert fra 3D-dataene. Bredden til lineasjonene varierer fra noen hundre meter til over 1,5 km. Relieffet er fra rundt 3 til 4 meter, men noen steder mer enn 8 meter. Lengde/bredde forholdet er opp mot 100:1 på det meste.



Figur 3.2: (A) Skyggerelieffkart fra 3D-område D som viser parallelle lineasjoner på havbunnen. Retningsrender er inntegnet med røde streker. Vertikal overdrivelse: x6. (B) Seismisk profil fra A som viser hvordan ryggene og furene til lineasjonene fremtrer i profil.

3.2.2 Tolkning av megaskala parallelle lineasjoner

De parallelle lineasjonene observert på havbunnen er morfologisk like, og tolket til å være landformer beskrevet som megaskala glasiøse lineasjoner (Clark, 1993). Disse formelementene er beskrevet som langstrakte strømlinjeformede rygger og furer i sedimenter dannet subglasiøst. Slike former er observert i tidligere glasierte marine miljøer både fra Antarktis (Shipp et al., 1999; Canals et al., 2000; Anderson et al., 2001; Ó Cofaigh et al., 2002; Dowdeswell et al., 2004) og utenfor Norge, Svalbard og i Barentshavet (Ottesen et al., 2002; Rafaelsen et al., 2002; Andreassen et al., 2004;

Dowdeswell et al., 2006; Ottesen et al., 2007). Megaskala glasiiale lineasjoner er et viktig geomorfologiske kriterium for å kunne fastslå om et område tidligere har vært utsatt for isstrømaktivitet (Clark, 1993; Stokes og Clark, 1999; 2001; 2002). Lengde/bredde forholdet til disse formelementene kan si mye om isstrømmens strømningshastighet. Formelementer med store lengde/bredde forhold, vanligvis > 10:1, indikerer rask strømningshastighet for isstrømmen (Stokes og Clark, 1999; 2001; 2002). De observerte lineasjoner på havbunnen har et lengde/bredde forhold opp mot 100:1. Orienteringen til de parallelle lineasjonene indikerer strømningsretningen til paleo isstrømmer. Dette kan være til hjelp ved tolkning av tidligere isdekkers form og utbredelse.

Megaskala glasiiale lineasjoner er sannsynligvis dannet enten under hurtigstrømmende is over kort tid eller mer saktestrømmende is over lengre tid (Clark, 1993; Stokes og Clark, 2002). Formelementer av denne typen er observert til å ha et konvergerende strømningsmønster, høyt lengde/bredde forhold og tydelig avgrensede laterale marginer til omkringliggende områder uten lineasjoner. Alle disse trekkene er karakteristiske for isstrømmer (Stokes og Clark, 1999). Dette har fått Stokes & Clark (2002) til å konkludere at megaskala glasiiale lineasjoner er dannet av rask strømningshastighet. Det har vært diskutert om lineasjonene er dannet som rygger ved avsetning eller som furer ved erosjon (Clark et al., 2003). En teori er at lineasjonene er rygger dannet av subglasial sediment deformasjon fra en punktkilde (Clark, 1993; Ó Cofaigh et al., 2005). En nyere modell (figur 3.3) går ut på at morenematerialet under isen blir pløyet av større ujevnheter i de basale delene av isstrømmen som fungerer som iskjøler og danner langstrakte furer med mellomliggende rygger av oppressede sedimenter (Tulaczyk et al., 2001; Clark et al., 2003). Tidligere ble det lagt vekt på at det var klaster frosset fast under isen som pløyde morenematerialet, men observasjoner fra Vest Antarktiske isstrømmer viser at slike klaster mangler (Tulaczyk et al., 2001). Problemet med å sikkert avgjøre om lineasjonene er positive rygger eller negative furer skyldes mangelen av referansehorisont (Clark et al., 2003). Det er også foreslått at dannelsen av megaskala glasiiale lineasjoner kan være en kombinasjon av subglasial sediment deformasjon fra en punktkilde og furepløying (Ó Cofaigh et al., 2005).



Figur 3.3: Skjematisk tverrsnitt av en isstrøm. Modifisert etter Clark et al. (2003).

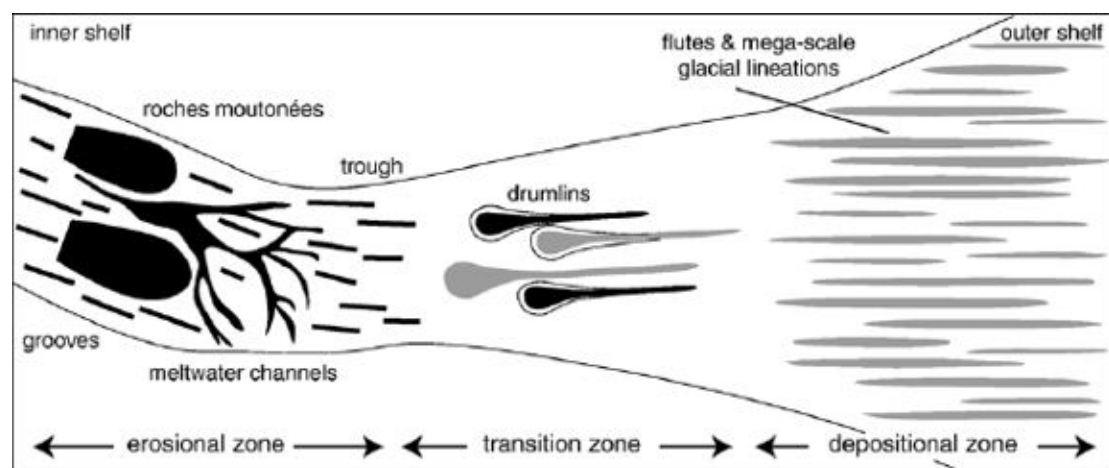
Det at parallelle lineasjoner bare observeres på havbunnen i det østlige 3D-område D kan ha flere forklaringer. Havdybden lineasjonene befinner seg på er stort sett under den dybden pløyemerker fra isfjell observeres på i dette området. I områder der mange isfjell har grunnstøtt og pløyet havbunnen kan sedimentene være deformert og omarbeidet ned til mange meter under havbunnen (Vorren et al., 1983; Barnes og Lien, 1988). Lineasjoner kan da bli utslettet. Fraværet av pløyesper er nok en av hovedgrunnene til at de parallelle lineasjonene er bevart i dette området. En annen forklaring kan selvsagt være at dette er det eneste steder der parallelle lineasjoner i utgangspunktet ble dannet.

3.2.3 Isstømmer

De megaskala glasiale lineasjonene beskrevet over er en god indikasjon på tidligere isstrømaktivitet. Isstømmer er områder i et isdekke som beveger seg mye raskere enn omkringliggende områder i isen (Stokes og Clark, 1999; 2001; Bennett, 2003). Bevegelsen til isstømmer påvirker mye av strukturen til et isdekke. Dette gjelder både tilsigsfelt, plassering av isskinner, samt lokal og regional topografi til isdekket (Stokes og Clark, 2001). Isstømmer har en evne til å hurtig kunne drenere bort store deler av et isdekke, og spiller derfor en viktig rolle i å kontrollere den totale istykkelsen (Stokes og Clark, 2001). Dette vises ved at overflatetopografien til et isdekke blir senket av isstømmer (Bennett, 2003). Isstømmer som er relativt stabile i de øvre delene kan ha vesentlige sideveis forflytninger av de nedre delene over så lite som noen få hundre år (Boulton et al., 2001). I de fleste isdekker er det isstømmer som avgir det meste av isen og sedimentene, som for eksempel i Antarktis der over 90% av isen og sedimentene i dag stammer fra isstømmer (Bennett, 2003). I områder

hvor isstrømmer ekspanderer over en kontinentalsokkel med sedimentært underlag vil store volumer av subglasiale sedimenter bli levert til marginen hvor de så på ny blir avsatt nedover kontinentalskråningen (Ó Cofaigh et al., 2003). Noen isstrømmer kan derfor erodere kraftig, og marine isstrømmer kan flere steder ha vært den viktigste mekanismen for transport av sedimenter til kontinentalmarginen (Stokes og Clark, 2001). Der de marine isstrømmene drenerer via renner eller trau kan de i front av disse avsette store sedimentakkumulasjoner i form av submarine vifter utenfor kontinentalmarginen, ofte kalt Trough Mouth Fans (TMF) (Vorren og Laberg, 1997).

Isstrømmer skiller seg klart fra resten av isen i et isdekke og etterlater vanligvis et særpreget ”geomorfologisk avtrykk” (Stokes og Clark, 2001). De geomorfologiske formelementene fra tidligere isstrømmer kan i mange tilfeller inndeles etter hvor på sokkelen de er avsatt (figur 3.4) (Wellner et al., 2001). Det er påvist en direkte kobling mellom dannelsen av strømlinjeformede subglasiale former og paleoisstrømmer (Ó Cofaigh et al., 2002; Clark et al., 2003). Det er også utviklet flere geomorfologiske kriterier for å kunne identifisere slike områder som tidligere har hatt isstrømaktivitet (Stokes og Clark, 1999).



Figur 3.4: Subglasiale geomorfologiske former rundt Antarktis. Svart farge representerer områder med erosjon, grå farge representerer områder med avsetning (Wellner et al., 2001).

Prosessene som forårsaker den hurtige strømmingen til isstrømmer er fortsatt ikke fullt forstått, men det er enighet i at de basale prosessene er fundamentale for mekanikken i isstrømmene. (Ó Cofaigh et al., 2005). Den mest aksepterte modellen er at den hurtige strømnings hastigheten er et resultat av deformasjon av et underliggende sedimentlag

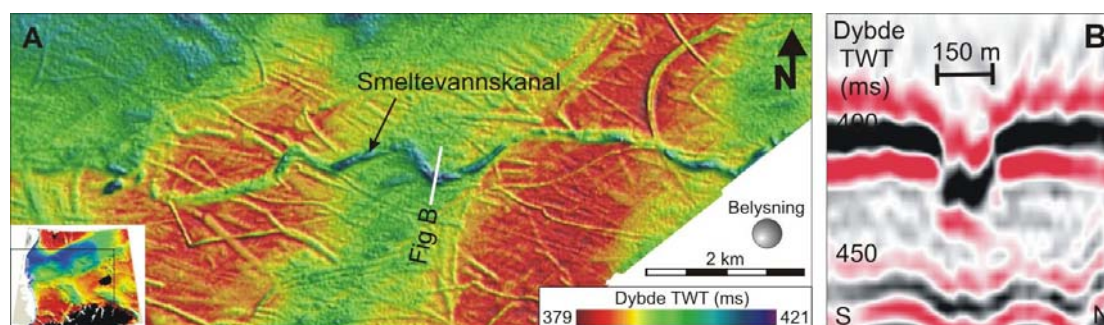
(Tulaczyk et al., 2001; Dowdeswell et al., 2004). Morenelag under isstrømmen kan fungere som et smørende lag i overgangen mellom is og underliggende bergarter, som da kan redusere den basale motstanden i så stor grad at drivkraften hovedsaklig er støttet av de laterale skjærmarginene (Christoffersen og Tulaczyk, 2003). Det er observert at subglasial deformasjon kan være ansvarlig for opp mot 90% av bevegelsen til en isstrøm (Bennett, 2003). Hastigheten til isstrømmer er trolig regulert av friksjon fra laterale skjærsoner og av ujevnheter under isstrømmen, kalt iskjøler, som pløyer de underliggende sedimentene og skaper basal friksjon (Clark et al., 2003).

Moderne isstrømmer er karakterisert av store dimensjoner, vanligvis mer enn 20 km brede og 150 km lange (Stokes og Clark, 1999). De kjennetegnes også av hurtigheten som vanligvis er mer enn 300 m per år, noe som danner en brå og snever skjærmargin til omkringliggende is (Stokes og Clark, 1999). Hurtigheten i front av den tidligere isstrømmen i Bjørnøyrenna, den største i Barentshavsisdekket, er estimert til omkring 2,5 km per år (Vorren og Laberg, 1996). De fleste moderne isstrømmer kan klassifiseres som enten rene eller topografiske isstrømmer. Rene isstrømmer synes ikke å være lokalisert i renner og traue i berggrunnen, mens topografiske isstrømmer derimot hovedsaklig er begrenset av topografien til underliggende berggrunn (Stokes og Clark, 1999). Det er antatt at isstrømmer kan oppstå og dø ut over perioder på noen få hundre år (Boulton et al., 2001). Isstrømmer har tidligere hatt en rolle å spille under pådriv av plutselige klimaforandringer (Stokes og Clark, 2001). Tidligere isstrømmer kan derfor være til hjelp for å kunne forutsi reaksjonen til moderne isstrømmer under fremtidige klimaforandringer (Stokes og Clark, 1999).

3.3 Smeltevannskanaler

Smeltevannskanaler kan dannes i tre forskjellige miljøer: (1) subglasialt, (2) langs ismarginen eller (3) proglasialt (Benn og Evans, 1998). De er i alle tilfellene erosive former i berggrunn eller konsoliderte sedimenter. Subglasiale kanaler kan være opp til noen tusen meter lange og noen titalls meter brede. Et av de sterkeste kriterier som skiller subglasiale fra subaerale kanaler er en ujevn lengdeprofil som krysser topografiske barrierer (Benn og Evans, 1998). Da smeltevannskanalene observert i denne oppgaven varierer stort i form og størrelse blir de omtalt hver for seg i kapittel 4.

Et eksempel på en kanal fra denne oppgaven tolket som en subglasial smeltevannskanal er vist i figur 3.5.



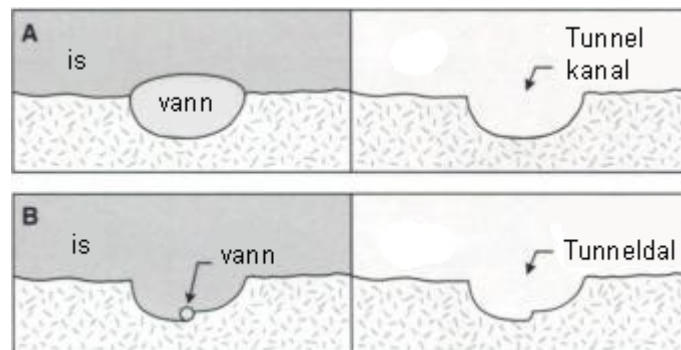
Figur 3.5: Kanal fra havbunnen i 3D-område C, tolket til å være en subglasial smeltevannskanal. Kanalen er beskrevet og tolket i kapittel 4.4.3.

3.3.1 Tunneldaler

Store subglasiale kanaler kalles tunneldaler eller noen ganger tunnelkanaler. I kapittel 4 blir flere former tolket som tunneldaler beskrevet. Tunneldaler er langstrakte forsenkninger erodert ned i berggrunn eller glasigene sedimenter der sidene kan være bratte og asymmetriske. De er ofte svingete og kan forme anastomerende nettverk, men finnes også som individuelle rette daler. Ofte har de konkav eller undulerende lengdeprofil, traverserer berggrunnshøyder og har overfordypede områder langs bunnen. De kan være over 100 km lange og over 4 km brede (Ó Cofaigh, 1996). Det eksisterer ingen enighet om hvordan tunneldaler dannes. Det største problemet med å forklare dannelsen er den store størrelsen. Hvis disse store kanalene noen gang var helt fylt av smeltevann vil det tilsi vannmengder mye større enn det som kan ha blitt opprettholdt av likevektssmelting (Benn og Evans, 1998). Det eksisterer i dag to hovedteorier for hvordan tunneldaler dannes: (1) tiltagende graving i underliggende sediment fra normal strømming i forbindelse med subglasial sedimentdeformasjon; (2) utgraving under ekstremt store kortvarige uttømminger i forbindelse med katastrofale innsjødreneringer (Benn og Evans, 1998). Teori 1 gjelder bare i områder der tunneldalen er gravd ut i underliggende glasigene sedimenter. I denne modellen siger sediment gradvis inn i tunnelen og blir transportert ut av subglasialt smeltevann (Boulton og Hindmarsh, 1987). Teori 2, som involverer episoder med katastrofal drenering, har flere forskjellige forklaringer for hvordan tunneldalene er dannet. Et stort tunneldalsystem i Nord-Tyskland dypt erodert ned i underliggende berggrunn er

forklart dannet av flere flomutbrudd sammen med mellomliggende perioder med omforming og utvidelse fra isbreer (Ehlers og Linke, 1989). Et annet nettverk av tunneldaler ved de store sjøene i USA er tolket som kanaler dannet i sin helhet av en eller flere katastrofale flommer av subglasialt smeltevann (Clayton et al., 1999). I Canada er store nettverk av tunneldaler flere steder tolket som et resultat av én ekstremt stor katastrofal innsjødrenering som har dekket et stort område (Brennand og Shaw, 1994; Rains et al., 2002). Det er også blitt foreslått at dannelsen er en kombinasjon av de tre endeledene: vedvarende subglasial smeltevannserosjon, enkeltstående katastrofale smeltevannsutbrudd, og glasial erosjon (Huuse og Lykke-Andersen, 2000).

Flere forfattere skiller mellom tunneldaler og tunnel kanaler (Clayton et al., 1999; Sjogren et al., 2002). Tunnelkanaler er da de kanalene som er formet av subglasialt smeltevann som har flommet i hele kanalen fra bredde til bredde. En tunneldal derimot er en kanal som over tid er formet av en lateralt bevegende subglasial elv som er mye smalere enn selve dalen (figur 3.6).



Figur 3.6: Tverrsnitt som viser dannelsen av to forskjellige typer grøfter dannet av subglasiale elver. (A) Tunnel kanal. Kanalen er erodert av en subglasial elv som er like stor som kanalen. (B) Tunneldal. Kanalen er erodert av en subglasial elv som er mye mindre enn dalen. Modifisert etter Clayton et al 1999.

4 Morfologi av havbunnen og grunne begravde flater

I dette kapittelet blir først førsteordens geomorfologien til havbunnen i studieområdet beskrevet, deretter blir hvert av 3D-områdene beskrevet og tolket hver for seg og relatert til førsteordens geomorfologien. Etter dette blir observasjoner utenfor 3D-områdene som utelukkende er basert på 2D-seismiske data beskrevet og tolket.

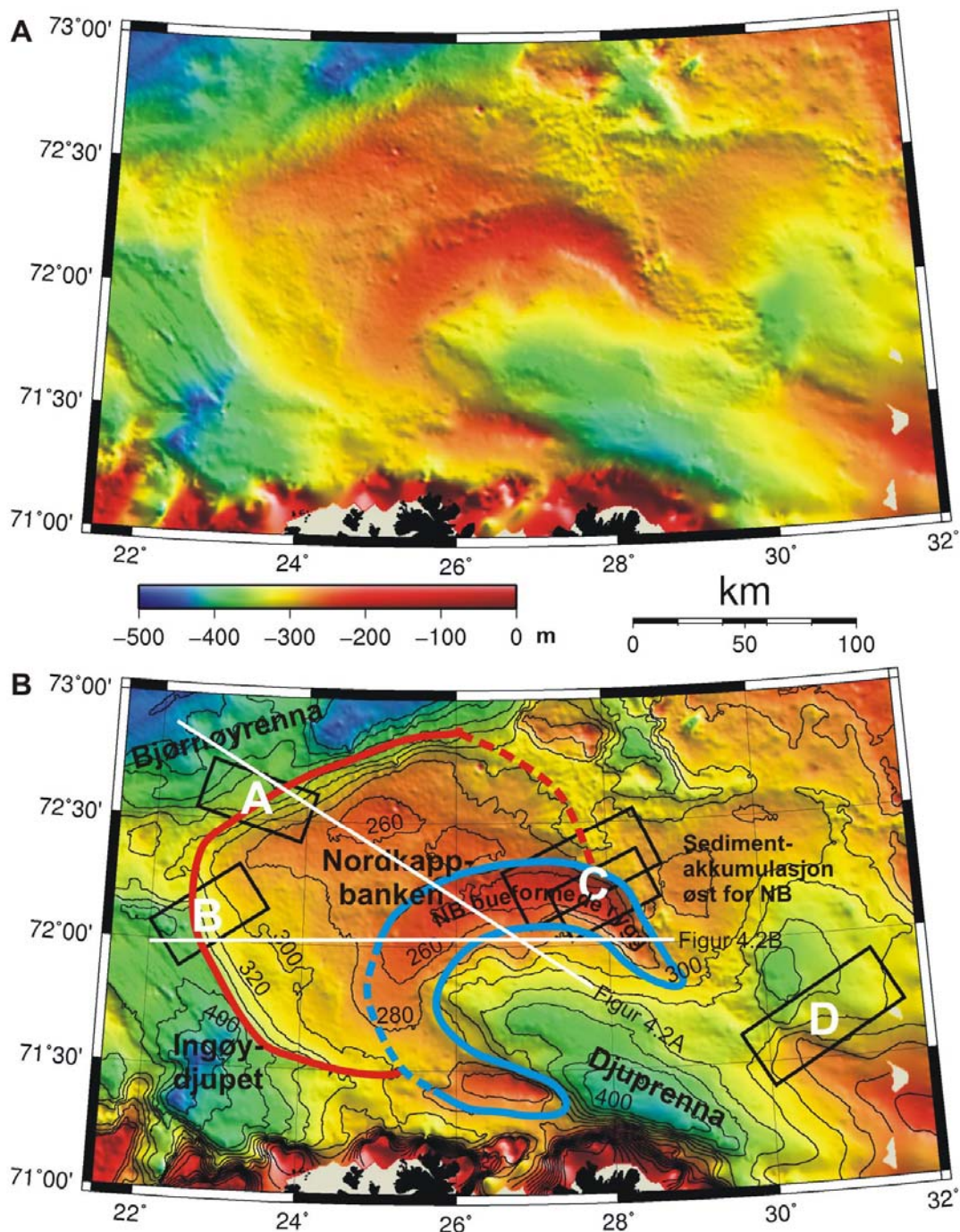
4.1 Førsteordens geomorfologi til havbunnen i studieområdet

Havbunnen i studieområdet er dominert av Nordkappbanken (figur 4.1). Dette bankområdet er omgitt av Djuprenna i sør og sørøst, Ingøydjupet i vest og sørvest, og Bjørnøyrenna i nord og nordvest. Øst for Nordkappbanken ligger en mindre, dypere og mer utydelig banke som tidligere er omtalt som sedimentakkumulasjonen øst for Nordkappbanken (Andreassen et al., 2008).

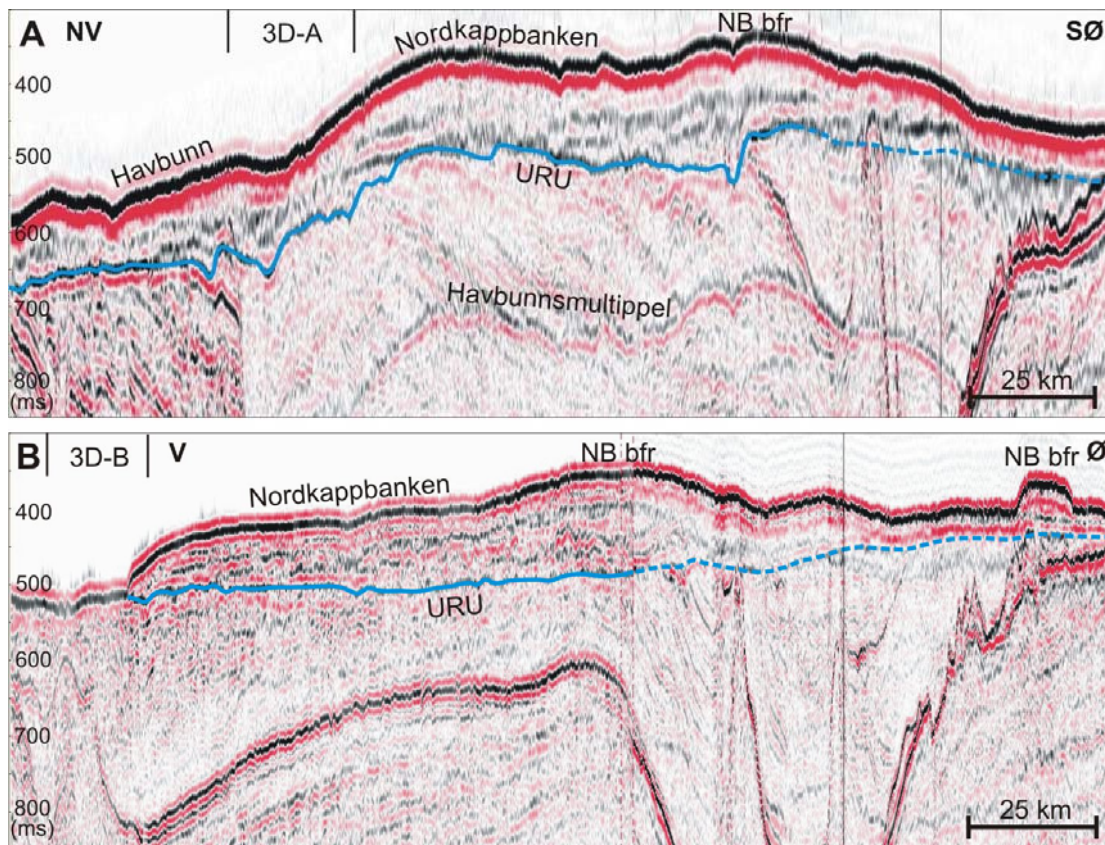
Nordkappbanken er en stor banke som dekker et areal på over 20 000 km² på havdyp mellom 230 og 375 meter. Den består av en glasigen lagpakke med en tykkelsen som mange steder er rundt 100 meter og på det meste opp mot 160 meter (med en hastighet på 1800 m/s). Flere steder ut mot kantene av banken kiler tykkelsen på lagpakken ut (figur 4.2B). Banken er delvis lokalisert i et område der URU flaten er en regional høyde. I den sørlige delen, mellom Ingøydjupet og Djuprenna er det en tykk glasigen lagpakke opp mot 250 meter tykk. Denne lagpakken har fylt igjen en kystparallel renne som er godt utviklet på URU flaten. Nordkappbanken kan grovt deles inn i to områder. En sedimentakkumulasjon i nord til vestlige deler som kiler ut mot kantene og en bueformet rygg i sør til østlige deler (figur 4.1B). Disse er navngitt henholdsvis Nordkappbanken sedimentære kile og Nordkappbanken bueformede rygg (Andreassen et al., 2008). Seismiske profiler gjennom banken viser tydelig kileformen til sedimentakkumulasjonen (figur 4.2). Den har en brå, klart konveks avslutning i vest (figur 4.2B), med en helning opp mot 2,5 grader nederst ved den brå avslutningen. I nord er avslutningen mer gradvis (figur 4.2A), og den østlige avgrensningen er mer irregulær (figur 4.1).

I den østlige delen av banken fremtrer tydelig ryggformen (til høyre i figur 4.2B). Denne ser ut til å fortsette som en bue først mot vest, så mot sør og deretter mot sørøst

(figur 4.1), men er ikke like fremtredende over alt. Noen steder går den nesten i ett med resten av Nordkappbanken. En litt ujevn stor øst-vest gående forsenkning i den sørlige delen kan nesten se ut til å kutte ryggsformen.



Figur 4.1: Skyggerelieffkart over havbunnen i studieområdet. For lokalisering av studieområdet se figur 1.1B. (A) Figur uten tolkninger og navn som fremhever havbunnsgeomorfologien. (B) Samme figur men med 20 meter dybdekonturer, inntegnede rektangler som viser lokalisering av de studerte 3D-områdene, og avmerkede navn som er nevnt i teksten. Rødt omriss viser utstrekningen til Nordkappbanken sedimentære kile. Blått omriss viser utstrekningen av Nordkappbanken buedeformede rygg.

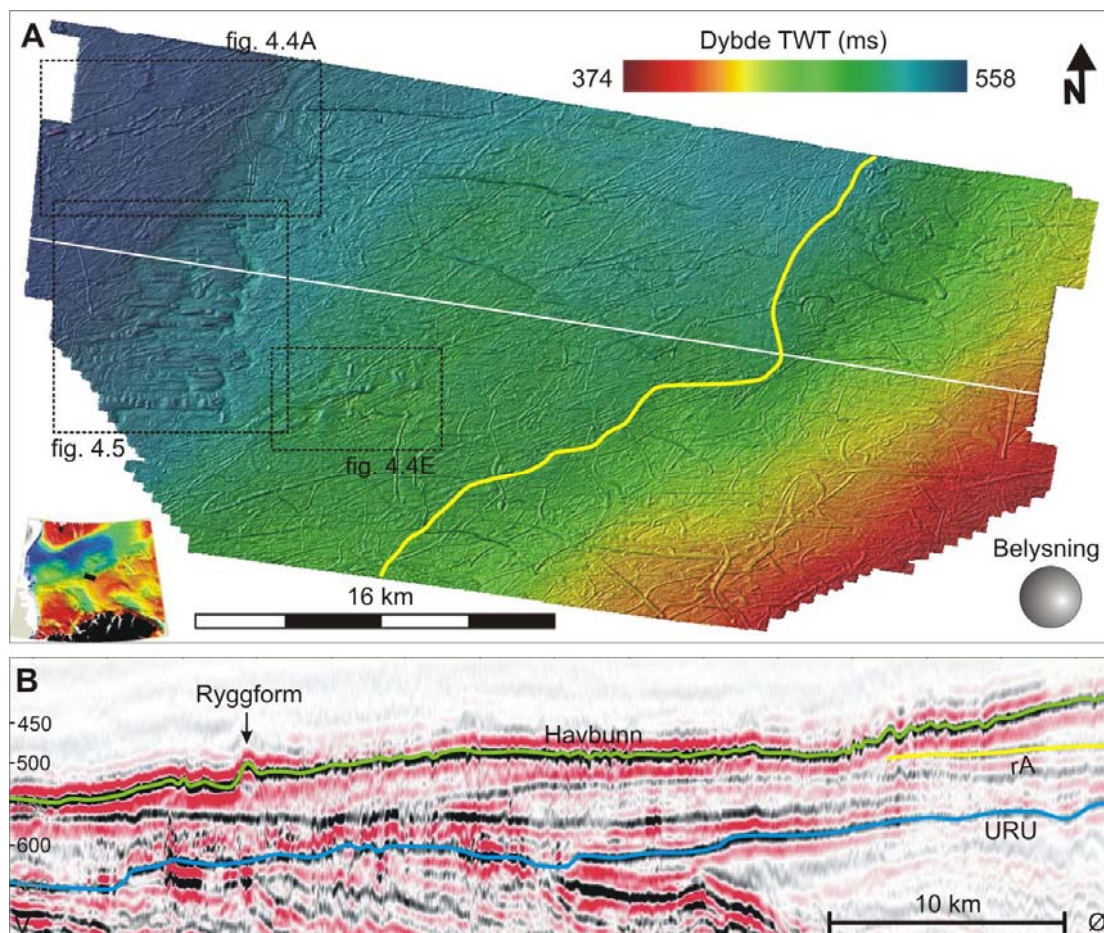


Figur 4.2: (A, B) 2D-seismiske profiler gjennom Nordkappbanken. Dybde er angitt i toveisgangtid (ms). Lokalisering er vist i figur 4.1. NB bfr = Nordkappbanken bueformede rygg. URU = Øvre regionale innkonformitet. Vertikal svart strek er krysningspunktet til profilene.

Havbunnen på Nordkappbanken er forholdsvis jevn, men ser av havbunnskartet ut til å kunne ha flere lokale semisirkulære forsenkninger i de sentrale delene. Den er grunnest på den bueformede ryggen i sør og i øst, blir litt dypere i de sentrale områdene før den igjen blir litt grunnere i nord. Mot vest blir den gradvis dypere og har en konveks form ved den brå avslutningen ved Ingøydjupet (figur 4.2B). Den nordlige flanken blir også gradvis dypere ut mot Bjørnøyrenna, men avslutning er ikke like tydelig som i vest. Mellom 3D-område A og B fortsetter en forhøyning vestover mellom Ingøydjupet og Bjørnøyrenna. Havbunnen mellom Nordkappbanken og sedimentakkumulasjonen øst for Nordkappbanken er preget av ujevnheter. Området med ujevn havbunn ser ut til å fortsette i en nord nordvestlig retning langs den nordøstlige delen av Nordkappbanken og sørøst i retning fordypningen sør for sedimentakkumulasjonen øst for Nordkappbanken.

4.2 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område A

Dette 3D-området er omfattende beskrevet og tolket i en tidligere hovedfagsoppgave ved Universitetet i Tromsø (Rafaelsen, 2000), og flere av resultatene ble publisert i en artikkel (Rafaelsen et al., 2002). Det ble i disse arbeidene foretatt en detaljert beskrivelse av de interne reflektorene og stratigrafiske lagpakkene i den glasige lagpakken over URU. I denne oppgaven beskrives og tolkes bare havbunnsreflektoren og en av de begravde reflektorene (heretter kalt rA) med tilhørende lagpakke. Reflektor rA er lokalisert under en kileformet sedimentakkumulasjon øst i 3D-område A (figur 4.3).



Figur 4.3: (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D-område A. Hvit linje er lokalisering av profil vist i figur B. Gul linje viser utstrekning av en kileformet sedimentakkumulasjon i øst. Vertikal overdrivelse: x2. (B) Seismisk profil gjennom 3D-område A. Blå strek er tolket URU flate. Gul strek representerer bunnen av den kileformede sedimentakkumulasjonen i øst. Grønn strek er havbunnen vist på figur A. Pil viser en ryggform som trer godt fram i figur A. Dybden er oppgitt i toveis gangtid (ms).

3D-område A er lokalisert i den nordvestlige delen av Nordkappbanken ved skråningen ned mot Bjørnøyrenna (figur 4.1 og lite kart i figur 4.3A). Havdypet varierer fra 280 til 418 meter (374-558 ms TWT). Havbunnen skråner nedover fra sørøst mot nordvest (figur 4.3). Det midterste partiet av 3D-område A er forholdsvis flatt. Den østlige og sørøstlige delen har en litt større helningsvinkel enn resten av området. Denne delen har en sedimentakkumulasjon med en underliggende reflektor (vist med gul linje i figur 4.3A) som er beskrevet henholdsvis i delkapittel 4.2.4 og 4.2.3. Havbunnen er for det meste dominert av krumlinjede furer (figur 4.3), tolket til å være pløyespor fra isfjell (kapittel 3.1). Tettheten til pløyesporene er høy over hele 3D-området, men de dypeste områdene i vest synes å være litt mindre oppløyd.

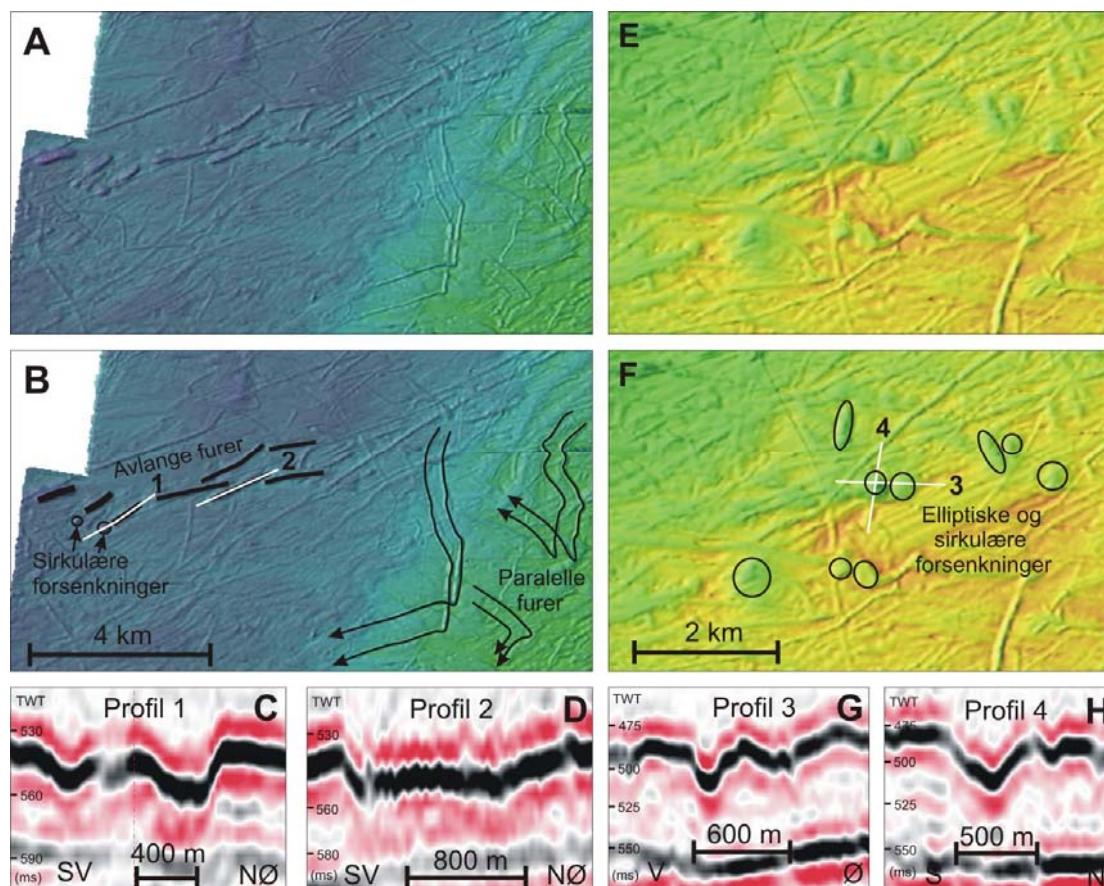
4.2.1 Forsenkninger på havbunnen

Beskrivelse av avlange forsenkninger på havbunnen

Helt nordvest i 3D-området (figur 4.4A) opptrer flere avlange forsenkninger som tydelig er litt dypere enn omkringliggende isfjellpløyespor. Havdypet i dette området er rundt 400 meter. I tilknytning til noen av de avlange forsenkningene forekommer noen steder sirkulære forsenkningene (figur 4.4A, C). De avlange forsenkningene kan også beskrives som furer med en østvestlig til sørvest-nordøstlig orientering. Denne orienteringen er nokså lik orienteringen mange av de lange kontinuerlige isfjellpløyesporene i nærheten har. De to sirkulære forsenkningene merket av på figur 4.4B har en diameter på 280 til 370 meter og har mange steder en rygg langs kantene. De er 10-12 meter dype fra bunn til topp av ryggen, som igjen er rundt 3 meter over havbunnen utenfor dem. De to avlange forsenkningene i nærheten av de sirkulære forsenkningene er 600 til 720 meter lange og rundt 250 meter brede. Dybden er 11 til 12 meter med en rygg langs kantene som ligger rundt 1 til 3 meter over omkringliggende havbunn. Vest for disse er den dypeste forsenkningen lokalisert. Den er 1000 meter langt, 400 meter bredt og opp til 17 meter dyp. Videre øst forekommer en rekke med flere avlange forsenkninger eller furer (figur 4.4A, D) som har en lengde på 1 til 1,7 km, bredde mellom 150 og 200 meter og dybde fra 6 til 9 meter. De har brattest kant og best utviklet rygg i den vestlige delen. Flere steder rundt disse formene observeres det mindre tydelige sirkulære forsenkninger.

Beskrivelse av elliptiske og sirkulære forsenkninger på havbunnen

Flere steder på havbunnen observeres elliptiske og sirkulære forsenkninger (figur 4.4E). Forsenkningene har flere steder en rygg langs kantene som kan være opp til 3 meter over havbunnen (figur 4.4G-H). De sirkulære forsenkningene varierer i omkrets fra 200 til 400 meter. De elliptiske forsenkningene har en lengde fra 400 til 600 meter og bredde fra 150 til 250 meter. Dybdene på dem varierer fra 8 til 15 meter.



Figur 4.4: (A) Forstørret område fra figur 4.3A. (B) Tolket versjon av A. Parallele furer er i kapittel 3.1 tolket som pløyespor fra isfjell med to kjøler. Retningen isfjellene hadde da furene ble dannet er angitt med pilene. For to av dem er dette basert på hvordan furene overkjører hverandre, for den tredje på bakgrunn av at furene avslutter i tydelige rygger. De avlange furene og de to sirkulære forsenkningene som er merket av er beskrevet nærmere i teksten. (C, D) Seismiske profiler som viser lengdeprofiler gjennom to av disse. (E) Forstørret område fra figur 4.3A som viser elliptiske og sirkulære forsenkninger på havbunnen. (F) Tolket versjon av E. (G,H) Seismiske profiler som viser et tverrsnitt gjennom noen forsenkninger. Dybde er angitt i toveisgangtid (ms). Målestokk, fargekode og annen informasjon er det samme som for figur 4.3A.

Tolkning av avlange forsenkninger

De avlange forsenkningene på havbunnen nordvest i 3D-område A, som også kan beskrives som furer (figur 4.4B), er tolket til å være pløy espor fra store isfjell (kapittel 3.1). Isfjellene har, på grunn av den større dybden, sannsynligvis vært større enn isfjellene som har dannet mesteparten av de omkringliggende pløyesporene på havbunnen. Forklaring på at furene ser ut til å være lokalisert som en rekke kan være at isfjellene som dannet dem alle stammer har stammet fra én hendelse fra samme område der det ble generert flere store dype isfjell som har hatt samme driftretning. De to sirkulære forsenkningene (figur 4.4B) i tilknytning til to av furene er tolket til å være hull dannet av grunnstøtte isfjell. En forklaring på at de to sirkulære hullene forekommer i nærheten av pløy espor kan være at det er samme isfjell som har laget både det sirkulære hullet og den avlange furen i nærheten. Isfjellet kan først ha laget hullet, enten ved kanti ng eller grunnstøting, for så å pendle opp fra det, som følge av påvirkning fra bølger, tidevann eller stormflo, og så treffe bunnen igjen og lage furen (Bass og Woodworth-Lynas, 1988; Syvitski et al., 2001). Furen kan alternativt ha vært dannet først, og så hullet. Det kan også tenkes at begge hullene er laget av samme isfjell med to kjøler og samme prosess som beskrevet over kan ha dannet to parallelle furer.

Tolkning av elliptiske og sirkulære forsenkninger

De elliptiske og sirkulære forsenkningene vist på figur 4.4 kan tenkes å være dannet av isfjell. Lignende forsenkninger på Tromsøflaket er tidligere beskrevet og tolket som dannet av isfjell (Bellec et al., 2008). Subsirkulære kratre, eller hull, med sirkulær eller elliptisk form kan dannes når et isfjell kantrer eller ruller rundt fra en ustabil posisjon, blir dypere og treffer havbunnen (Bass og Woodworth-Lynas, 1988; Syvitski et al., 2001). Rundt slike kratre vil det dannes en rygg av sedimenter som er slynget opp fra selve hullet. Isfjell kan bli opp til 50% dypere ved rulling eller kantring. (Woodworth-Lynas et al., 1985; Lien et al., 1989). Lignende hull kan også dannes av isfjell som grunnstøter og mister framdriften før det blir dannet pløyemerker. Det grunnstøtte isfjellet kan da rotere og rulle i ro på havbunnen og danne sirkulære eller elliptiske hull omsluttet av en rygg (Lewis og Woodworth-Lynas, 1990). Samme prosess er trolig også årsak til de sirkulære uthulningene i enden til mange av de breie furene beskrevet i kapittel 3.1 (figur 3.1B).

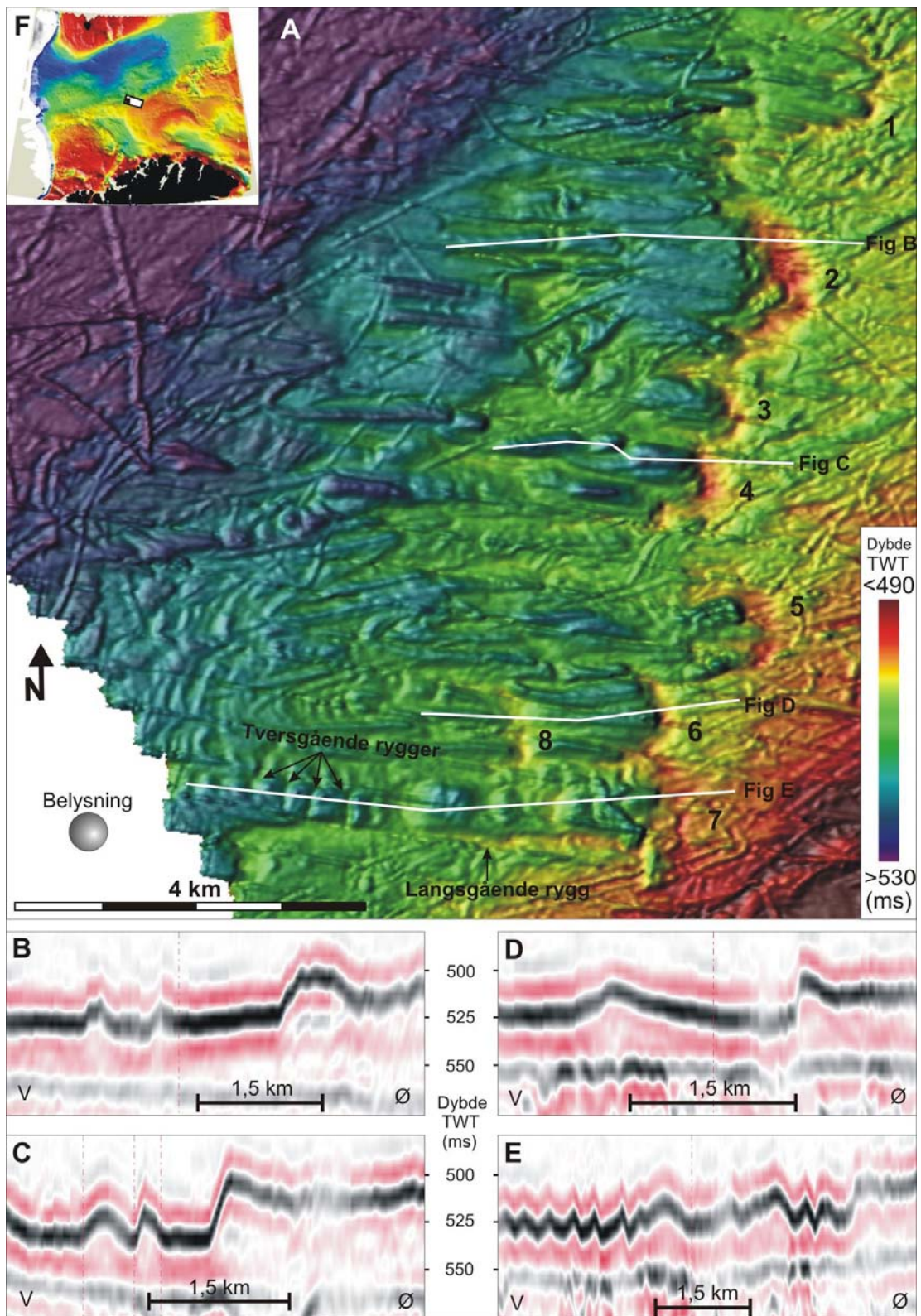
Pockmarks, som beskrevet av Hovland (1981, 1982), fremtrer også som elliptiske og sirkulære forsenkninger på havbunnen. Pockmarks som kan ligne på flere av forsenkningene beskrevet her er tidligere beskrevet fra område C på østsiden av Nordkappbanken (Chand et al., 2008). Dette er groper dannet som resultat av fluidmigrasjon fra lag i eller under bløte havbunnssedimenter. De har et konisk eller parabolformet tverrsnitt vanligvis uten omkringliggende rygger, og indikasjoner på fluidmigrasjon kan noen ganger følges nedover lagpakken i underliggende reflektorer (Hovland, 1981; 1982). Det som kan skille pockmarks fra hull dannet av isfjell er at de noen ganger forekommer i store grupper, og at indikasjoner på fluidmigrasjon noen ganger kan følges nedover i lagpakken under pockmarkene. Det kan imidlertid være vanskelig å skille disse formelementene dannet av isfjell og fluidmigrasjon fra hverandre.

De elliptiske og sirkulære forsenkningene vist i figur 4.4E består sannsynligvis både av hull dannet fra isfjell og av pockmarks. Det har i denne oppgaven imidlertid ikke vært mulig å bestemme eksakt hvilke forsenkninger som er dannet av hva.

4.2.2 Ryggformer i enden av breie furer på havbunnen

Beskrivelse

Vest i 3D-område A (figur 4.3) opptrer en serie med ryggformer på havbunnen (merket 1-8 i figur 4.5A). Disse ryggene strekker seg over et område som er rundt 10 km langt fra nord til sør og de er fra 250 meter opp til 1 km brede. Havbunnen rundt ryggene ligger på distale deler av Nordkappbanken på rundt 375 meters dyp der havbunnen blir dypere mot vest. Ryggene er opp mot 8 meter høyere enn den omkringliggende havbunnen i øst. Rygg 8 skiller seg ut ved at den ikke er en del av den sammenhengende serien og at den ligger et stykke vest for de andre ryggene. Hver av ryggformene (1-8 i figur 4.5A) har en bueform som flere steder ser ut til å være sammensatt av flere mindre bueformer. Bueformene er generelt orientert med åpning mot vest, men mindre avvik fra dette forekommer. Ryggene er brattest i vest med en mye slakere helning i øst (figur 4.5B-D). Helningsvinkelen på brattkanten varierer fra rundt 3 til opp mot 10 grader. På vestsiden av ryggene er det forsenkninger som ligger rundt 10 meter, men på det meste opp mot 15 meter, lavere enn den omkringliggende havbunnen. Høyden på ryggene fra bunn av forsenkningene



Figur 4.5: (A) Utsnitt fra havbunnen i 3D-område A vist i figur 4.3. Skyggerelieffkartet viser en serie med ryggformer, merket 1 til 8, på havbunnen vest i 3D-område A. Vertikal overdrivelse: x4. (B, C, D, E) Seismiske profiler fra A som viser profilen til noen av ryggene. (F) Lokalisering av 3D-område A.

i vest til topp varierer fra rygg 1, som er den laveste ryggen, på rundt 11 meter opp til rygg 4, som er den høyeste ryggen, på nesten 23 meter. Flere steder ser ryggene ut til å overkjøre omkringliggende ”smale” isfjellpløyespor. På rygg 2 og rygg 5 observeres det som kan ligne små isfjellpløyespor oppe på selve ryggene. Innlinjestøy på ryggene kan noen steder lett forveksles med kantene til slike pløyespor, men tas det hensyn til vinkelen skiller reelle pløyespor seg fort ut.

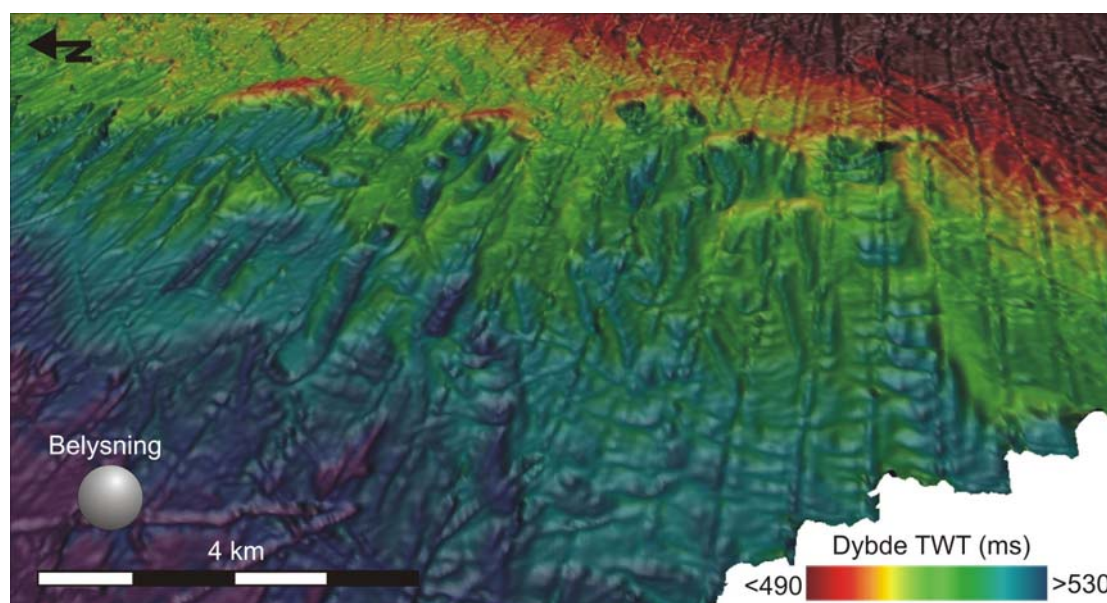
Vest for ryggene består terrenget av et 4 til 7 km bredt område av større og mindre for det meste avlange og rette forsenkninger (figur 4.5A-D). Disse forsenkningene kan flere steder beskrives som store breie furer. Dette terrenget skiller seg ut fra omkringliggende havbunn ved at ”smale” pløyespor fra isfjell (kapittel 3.1) ikke forekommer i samme antall og form. Det er imidlertid flere furer, med bredde fra 150 til 200 meter, som overkjører den sørvestlige delen av området i en vest-sørvestlig øst-nordøstlig retning. Selve forsenkningene har for det meste en øst-vest retning og mange av dem fortsetter helt fram til den vestlige delen av ryggformene. De midtre delene av forsenkningene har de fleste steder en relativt flat bunn som i vestlige deler skråner slakt oppover til nivå med havbunnen. Den østlige delen avslutter vanligvis i en brattere kant, for flere er dette brattkanten til ryggformene. De forsenkningene som ikke har en østlig avslutning i en av ryggformene (1-8 i figur 4.5A) avslutter ofte i en egen liten rygg (figur 4.5B-C). Bredden til forskjellige forsenkninger varierer fra mindre enn 250 meter opp mot 700 meter, med rundt 400 meter som et gjennomsnitt. Lengden er fra 0,5 til over 4 km. I tverrsnitt har de en U- eller V-form og dybden fra omkringliggende havbunn varierer fra noen få meter opp mot 15 meter. Der forsenkningene ligger i nærheten av hverandre er det vanligvis en langsgående forhøyning, eller rygg, i mellom dem. Noen steder ligger de derimot så tett inntil hverandre at det kan være vanskelig å skille dem fra hverandre. Dette gjelder spesielt forsenkningene vest for rygg 2 og til dels rygg 1. Vest for rygg 2 kan det nesten virke som om det er én stor forsenkning, men innlinjestøy vanskeliggjør bestemmelsen av dette. Noen av de avlange forsenkningene har en tydelig krumlinjet form. Forsenkningen i nordlige deler av rygg 5 ser ut til å bestå av tre smale furer med mindre forhøyninger imellom dem. Noe lignende observeres også midt på toppen av rygg 2, der en mindre forsenkning ser ut til å bestå av to furer med en forhøyning imellom. Alle disse furene har en vest-sørvestlig øst-nordøstlig retning.

Helt sør i området, vest for rygg 7, ligger en forsenkning som skiller seg ut fra de andre (figur 4.5E). Denne forsenkningen er over 5,5 km lang, og det er mulig den fortsetter lenger vest for studieområdet. På sørsiden av forsenkningen er det en tydelig utviklet kontinuerlig langsgående rygg på 4,5 km som er opp mot 4 meter høyere enn havbunnen og mellom 300 til 400 meter bred. På nordsiden observeres en mindre tydelig rygg. Bredden på forsenkningen er rundt 800 meter og dybden er fra 0 til over 14 meter fra bunn til topp av sideryggen. Lengdeprofilen (figur 4.5E) viser tydelig at det er en rekke rygger som ligger på tvers av forsenkningen. Disse ryggene er fra 4 til 10 meter høyere enn bunn av forsenkningen og ser ut til å være brattest på østsiden. Lengst øst i forsenkningen, rett vest for ryggform 7, er en annen mindre avlang forsenkning, eller fure, med nord-vest sør-østlig retning som ser ut til å kutte den store forsenkningen. Denne mindre forsenkningen, eller furen, ser også ut til å skjære inn i de sørlige delene av ryggform 7 hvor den har en bratt kant på over 11 grader med relieff på rundt 11 meter.

Tolkning av ryggformer i enden av breie furer på havbunnen

Forsenkningene i figur 4.5, som mange steder ligner på de store furene beskrevet i kapittel 3.1 som isfjellpløyespor, er store, ofte U-formede og har flat bunn. Brede furer med flat bunn kan være formet av isfjell med en tabulær underside (Lien et al., 1989). På bakgrunn av dette er forsenkningene tolket til å være dannet av store flatbunnede kjøler under isfjell. Av figur 4.6 kommer det fram at flere av de store furene ser ut til å ende opp i noen ryggformer. Formen på ryggene har brattest kant i vest, bueform med åpning vestover og forsenkninger på vestsiden. Dette indikerer at ryggene er dannet ved oppskyvning av sedimenter fra vest mot øst. Flere store furer tolket som pløyespor i området vest for ryggene har orientering mot ryggene (figur 4.6). Ryggene er på bakgrunn av dette tolket til å være dannet av flere store isfjell, trolig med relativt flate undersider, som har kommet inn fra vest, pløyet dypt i havbunnsedimentene, og dannet store rygger av oppløyd materiale. Tidligere er disse ryggformene blitt tolket som morenerygger dannet av et isdekke som beveget seg fra vest mot øst (Rafaelsen, 2000). Flere av ryggene består av flere mindre bueformer eller har tydelig flere forsenkninger på vestsiden, noe som kan bety at flere isfjell kan ha bidratt til å danne hver av ryggene eller at det har vært store isfjell med flere kjøler. Alle forsenkningene og ryggene opptrer noenlunde på samme havdyp, noe som indikerer at isfjellene sannsynligvis har vært noenlunde like dyptgående men med ulik

bredde og lengde. De mindre forsenkningene oppe på noen av ryggene (2 og 5 på figur 3.5) er tolket som pløyespor fra isfjell med flere parallelle nærliggende kjøler. Disse isfjellene har avsatt små rygger mellom kjølene og dannet en rygg med bratt vestsida der de stoppet.



Figur 4.6: Samme utsnitt som vist i figur 4.5, men sett på skrå ovenfra i fra vest. Vertikal overdrivelse: x4. De parallelle linjene med øst-vest orientering er innlinjestøy.

Siden de fleste furene vest for ryggene har noenlunde samme orientering er det også blitt spekulert i om mesteparten av ryggene hovedsaklig kan være dannet av ett gigantisk isfjell. Et slikt gigantisk isfjell, som ved bunnen kanskje kan ha vært opp mot 10 km bredt, kan tenkes å ha knekt av fra et isdekke eller isstrøm som har blitt flytende under deglasiasjonen. Ujevnheter i bunn av isdekket eller en isstrøm kan da ha fungert som flere iskjøler. Har isfjellet knekt av fra en isstrøm kan ujevnhetene stamme fra de basale delene av isstrømmen, de samme ujevnhetene som danner de megaskala glasielle lineasjonene når isstrømmen er aktiv. Den tydelige langsgående ryggen ved den sørligste forsenkningen (figur 4.5A) kan da tenkes å representere den ene yterkanten av isfjellet når det har pløyet havbunnen. Siden flere av furene tydelig er litt krummede i forhold til resten (figur 4.6), må sannsynligvis noen av furene være dannet i ettertid av mer enkeltstående isfjell. Observasjoner kan ikke utelukke denne forklaringen.

En alternativ forklaring til den isfjellpløyende dannelsen av disse ryggformene med tilhørende forsenkninger kan være at de er såkalte glasitektoniske haug-hull (eng.: hill-hole) par. På norsk kontinentalsokkel forekommer slike formelementer flere steder (Sættem, 1990; Ottesen et al., 2005). Et haug-hull par består av en topografisk forsenkning, hullet, med omtrent samme størrelse som haugen, eller ryggen. Haugen er ofte buformet og konkav i retning mot tidligere isbevegelsesretning, og ligger nedstrøms for forsenkningen (Sættem, 1990). Aksen gjennom haug-hull paret er subparallel med den antydende isflytretningen (Ottesen et al., 2005). Haug-hull parene Ottesen et al (2005) beskriver fra Skagerrak har hauger med høyde vanligvis mindre enn 15 meter og forsenkninger vanligvis mindre enn 20 meter dype. Haug-hull paret Sættem (1990) beskriver fra Tromsøflaket, helt sørvest i Barentshavet (figur 1.1B), har en høyde på 90 meter og dybde på 80 meter. Ryggene og forsenkningene beskrevet fra studieområdet har maksimal høyde og dybde i forhold til havbunne på henholdsvis 7,5 og 15 meter, og faller derfor innenfor størrelsesordenen beskrevet av Ottesen et al (2005). Formen kan også minne om haug-hull parene beskrevet av dem. Rafaelsen (2000) har tidligere spekulert i om disse ryggene med tilhørende forsenkninger kan være slike glasitektoniske former. Hvis det er tilfelle at de er haug-hull par tilsier formen at de skal være dannet av et grunnstøtt isdekke med orientering fra vest. At det observeres ”små” pløyemerker fra isfjell i like stort antall både foran og bak formene, og at de både overkjører og blir overkjørt av ryggene gjør det vanskelig å forestille seg at det har vært et grunnstøtt isdekke i dette området som dannet dem. En brebevegelsesretning fra vest passer heller ikke inn med den storskala havbunnsmorfologien som er beskrevet fra det sørvestlige Barentshavet av Andreassen et al (2008).

Mønsteret av parallelle rygger og forsenkningene på tvers av den lange forsenkningen lengst sørvest i 3D-området (figur 4.5A og E) ligner på former tidligere beskrevet som vaskebrettmønster (Barnes og Lien, 1988; Bass og Woodworth-Lynas, 1988; Lien et al., 1989). Slike former kan dannes av store isfjell med flat bunn som pløyer havbunnen (Bass og Woodworth-Lynas, 1988). Havbunnstrykk opparbeidet i front av iskjølen under pløyingen kan resultere i at isfjellet begynner å krenge. Draftet til isfjellet blir da redusert og det kan krysse over ryggen. Det kan så på nytt støte ned i bunnen, pløye opp en ny rygg, og gjenta denne prosessen opptil flere ganger. Kraften som dytter isfjellet framover kan komme fra havstrømmer, vind eller i form av dytting

fra havis eller en isbrem. Ryggene parallelt med forsenkningen er trolig siderygger dannet under pløying fra samme isfjell. Den store lange forsenkningen er derfor tolket til å være dannet av et stort isfjell med en tabulær underside rundt 800 meter bred. Furen lengst øst i forsenkningen med orientering nord-vest sør-øst er tolket til å stamme fra et isfjell med denne orienteringen som avsluttet bevegelsen i ryggen.

Oppsummert er konklusjonen at ryggformene sannsynligvis er dannet av store flatbunnede isfjell som har kommet inn fra vest og pløyd opp store rygger. Det har trolig vært mange slike store isfjell som har hatt samme tykkelse og derfor grunnstøtt på samme havdyp. Hver av de store ryggene kan være resultatet av flere isfjell som har pløyet og endt sin ferd i samme område. En alternativ forklaring kan imidlertid være at ryggformene hovedsaklig er dannet av ett gigantisk isfjell med ujevnheter på undersiden som har fungert som flere iskjøler.

4.2.3 Geomorfologi av begravd flate (rA) under kileformet sedimentakkumulasjon i øst

Beskrivelse

Refleksjonen fra flate rA har moderat amplitude og er mange steder ujevn og diskontinuerlig. Dette gjør at flaten kun kan tolkes over en mindre del av 3D-område A. Flaten kiler ut mot vest og er derfor bare mulig å kartlegge i den østligste delen av 3D-området (figur 4.7). De grunneste områdene er i sør og sørøst og flaten blir dypere i nordlig retning fra 447 til 535 ms under havnivå. Av profiler gjennom 3D-området (figur 4.3B) ser denne flaten ut til å ha en helningsprofil som er lik havbunnen i de sentrale delene av 3D-området.

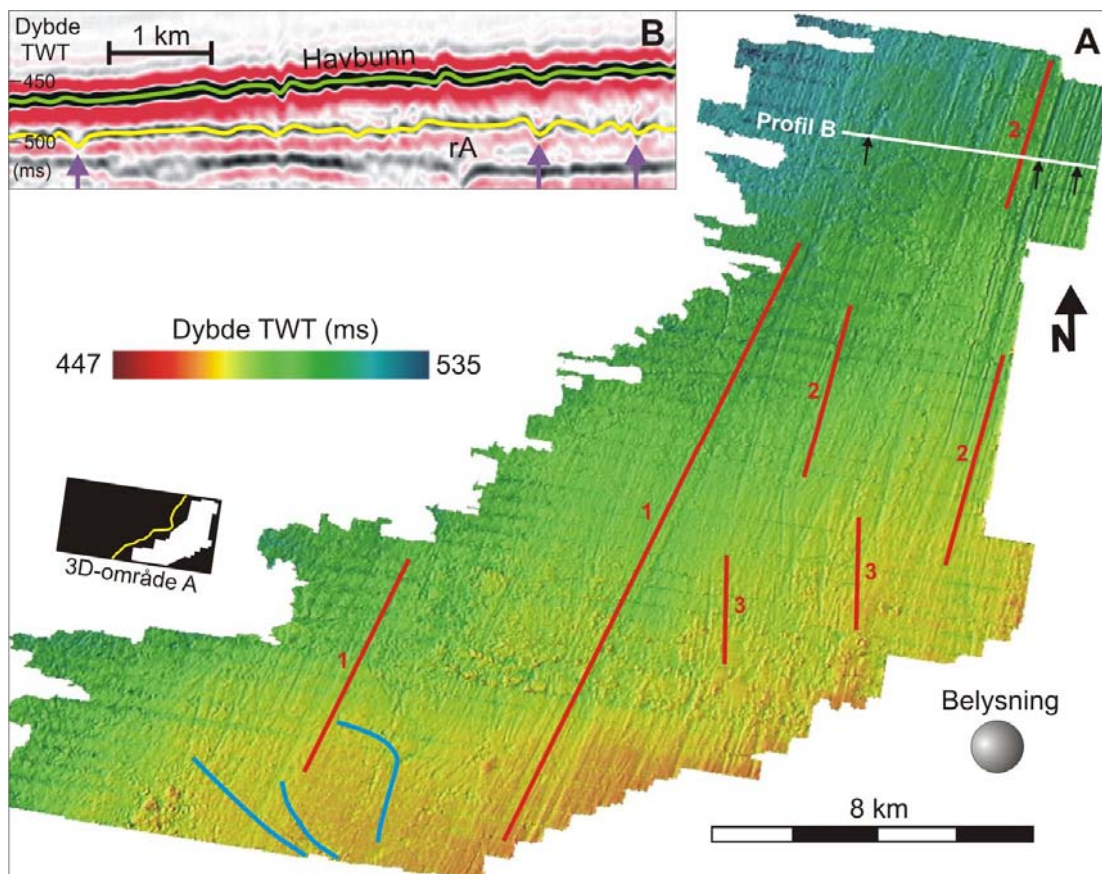
Det dominerende formelementet på denne flaten er rettlinjede parallelle furer og rygger (figur 4.7A). Furene og ryggene er fra rundt 1,5 til over 20 km lange, 100-300 meter brede, og 3-15 ms dype fra topp av rygg til bunn av fure (figur 4.7B). To forskjellige orienteringer med NNØ-SSV retning dominerer (1 og 2), men en tredje N-S retningstrend er også observert (3). Orientering 1 dominerer i de sørlige delene og orientering 2 i de nordlige delene. Orientering 3 er bare tilstede i den sentrale østlige delen. Det kan se ut som om orientering 1 noen steder blir overkjørt av orientering 2 og at orientering 2 noen steder blir overkjørt av orientering 3. Men på grunn av få

steder der de krysser hverandre kan denne bestemmelsen være noe usikker. Helt sør på flaten er det observert tre krumlinjede furer (figur 4.7A) som retningsmessig skiller seg fra de andre furene. En av dem har en tydelig bueform og de to andre har en nordvest-sørøstlig orientering.

Tolkning av begravd flate (rA)

De lineære parallelle furene og ryggene som dominerer denne flaten er tolket til å være megaskala glasiøse lineasjoner (kapittel 3.2). Dette indikerer at flaten er subglasiøst dannet under en fremrykkende bre, mest sannsynlig under en isstrøm. Denne tolkningen innebærer at flaten danner toppen av et subglasiøst avsatt deformerbart morenelag (kapittel 3.2.3). Orienteringen til lineasjonene viser brebevegelsen, enten den ene eller den andre retningen. Lineasjonene med orientering 1 er sannsynligvis eldst siden de noen steder krysses av lineasjonene med orientering 2. Samme resonnering gjør sannsynligvis lineasjonene med orientering 3 yngst. Slik kryssing av lineasjoner kan representere intern reorganisering av isen, eller kanskje mer sannsynlig en tilbaketrekning av ismarginen (Andreassen et al., 2008).

De krumlinjede furene i de sørlige delene er tolket til å være pløyespør fra isfjell (kapittel 3.1). Dette indikerer at flaten har vært utsatt for isfjellpløying før den ble begravd av de overliggende sedimentene. Siden det er så få furer som er observert er det lite trolig at hele flaten har vært utsatt for isfjellpløying. At pløyemerkene bare er observert i den sørligste delen kan bety at det bare er den delen som har vært utsatt for isfjellpløying. Mangelen av pløyespør indikerer at sedimentene over har blitt avsatt før isfjellene som har pløyet omkringliggende havbunn gjorde seg gjeldende. Dette kan ha skjedd enten før, samtidig eller rett etter at isen som dannet lineasjonene forsvant. Et mulig alternativ kan være at sedimentene representert ved flate rA er hardere og mer kompakte enn andre steder slik at isfjell ikke så lett har kunnet pløye her.



Figur 4.7: (A) Skyggerelieffkart over den begravde flaten rA. Røde linjer viser trenden til retningen av rettlinjede furer med forskjellig orientering forskjellige steder på figuren. Tallene 1-3 viser alderen på furer med forskjellig orientering. 1 er eldst og 3 er yngst. Blå streker viser noen kurvede furer i sør som skiller seg ut fra de andre furene. Gul strek på oversikten over 3D-område A viser utstrekningen av den sedimentære kilen i øst. (B) Seismisk profil som viser den begravde flaten rA med gul strek. Piler viser noen utvalgte furer som henviser til piler på figur A.

Profiler gjennom 3D-området (figur 4.3B) viser at denne flaten har samme helning som havbunnen vest for flaten. Dette kan kanskje indikere at flaten er en østlig forlengelse av denne havbunnen som senere kan være dekket til av sedimenter. Sedimentakkumulasjonen over flate rA er beskrevet i neste delkapittel. Hvis en slik antakelse er riktig kan flate rA og havbunnen vest for den være dannet samtidig. Da kan det tenkes at de samme parallelle lineasjonene som er observert på flate rA også skulle kunne finnes på havbunnen i vestlig forlengelse av rA. Skyggerelieffkartet over havbunnen viser derimot ingen tegn til slike lineasjoner (figur 4.3A). Den er fullstendig dominert av pløyespor fra isfjell. Det er ikke utenkelig at lineasjoner kan ha blitt utvisket av all isfjellpløyingen. En annen forklaring kan være at isen som dannet lineasjonene hadde sin vestlige avgrensning i samme området som flate rA.

4.2.4 Kileformet sedimentakkumulasjon i øst

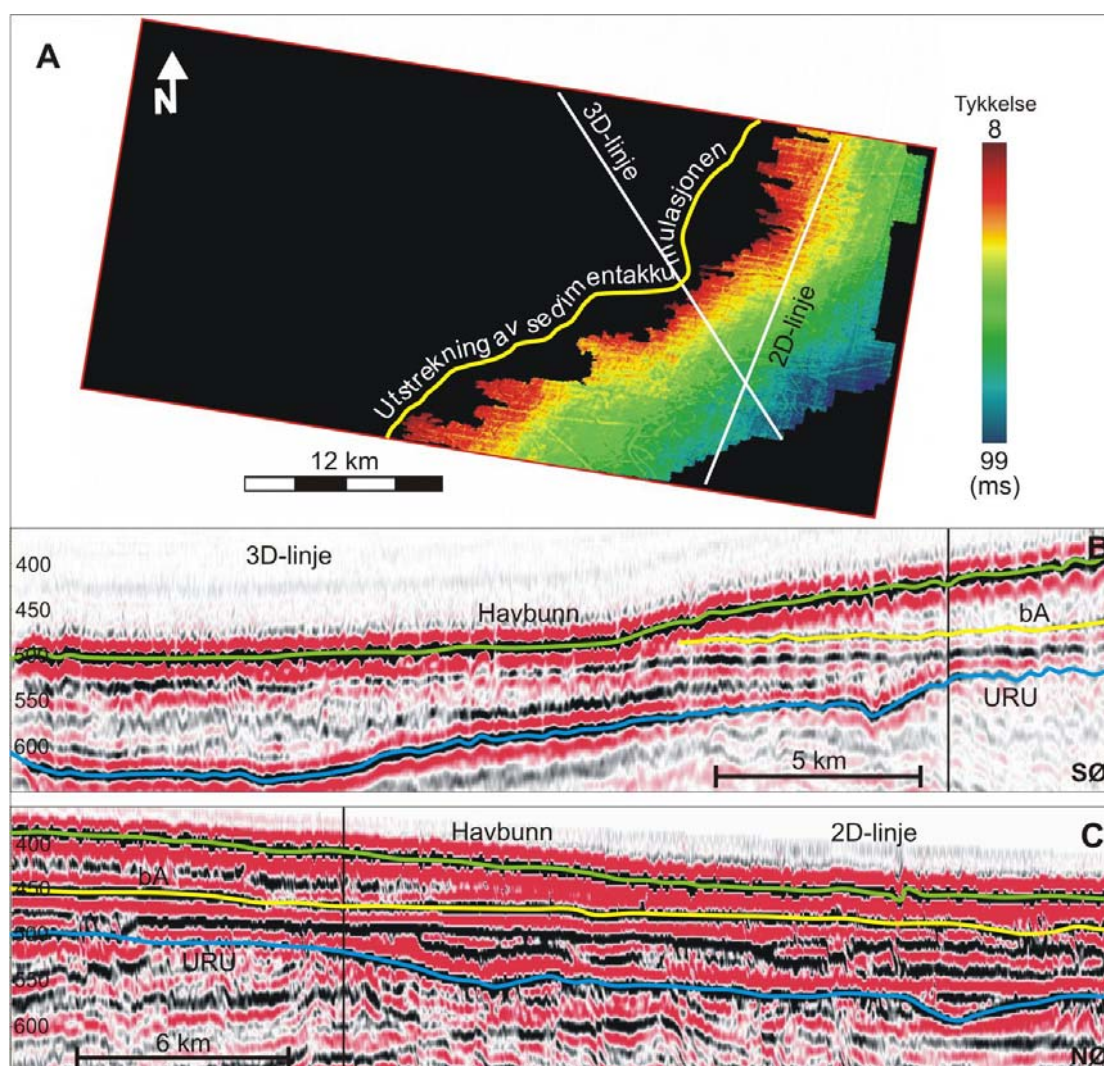
Beskrivelse

I den østlige delen av dette 3D-området finnes en sedimentakkumulasjon mellom reflektor rA og havbunnen som har en tydelig kileform (Mitchum et al., 1977) (figur 4.3A og 4.8B). Tykkelsen varierer fra 8 til 99 ms (7 til 89 meter med en hastighet på 1800 m/s) (figur 4.8A). Kilen strekker seg litt lenger vestover enn hva som kommer fram av tykkelseskartet fordi der den kiler ut er laget så tynt at oppløsningen til de seismiske dataene ikke er god nok (figur 4.8A-B). Fra kanten i vest blir kilen tykkere i en sørøstlig retning. Den seismiske signaturen til enheten er semitransparent til transparent på 3D-profiler (figur 4.8B). På 2D-linjer ser det ut som om det kan være en litt diskontinuerlig intern refleksjon i de sørøstligste delene der enheten er tykkest (figur 4.8C). Bunnen av sedimentakkumulasjonen, representert ved reflektor rA, er relativt flat og inneholder det som er tolket som megaskala glasiøse lineasjoner. Overflaten av kilen, representert ved havbunnen, har de fleste steder en helning på under 0,3 grader. Mot utkilingen i vest blir det litt brattere med en helning på over 0,7 grader. Sedimentakkumulasjonen fortsetter ut av 3D-området mot sør og øst. Av havbunnskartet (figur 4.1) kan det se ut som om denne sedimentakkumulasjonen representerer de ytterste delene av en større avsetning på Nordkappbanken.

Tolkning av kileformet sedimentakkumulasjon

Det har vist seg vanskelig å si så mye om sammensetningen til sedimentakkumulasjonen basert på den seismiske signaturen. Forskjellen på intern seismisk signatur på 3D- og 2D-linjer skyldes sannsynligvis forskjeller i oppløsning. At det muligens er en intern refleksjon i 2D-linjene kan i så fall indikere at avsetningen er avsatt i flere hendelser, men dette er høyst usikkert. Det er vanskelig å si om avsetningen har et subglasiøst eller glasiøst opphav basert på de seismiske dataene. Selve formen på avsetningen kan minne om det som fra midtnorsk sokkel er kalt morenetunger (eng: till-tongues) (King et al., 1991; Rokoengen og Frengstad, 1999). Det er akustisk inkoherente kileformede enheter som er antatt å være en del av et grunningslinjesystem i forbindelse med en flytende breterminus (King et al., 1991). Slike avsetninger er også omtalt som glasiøse kiler (eng: glaciøse sheet-wedges) (Powell og Alley, 1997). King et al (1991) argumenterer for at slike avsetninger består av subglasiøst morenemateriale og resedimentert materiale avsatt

proglasialt. Det er ikke enighet om det er subglasialt morenemateriale eller glasimarine avsetninger slike enheter består av, trolig kan det være en kombinasjon (Syvitski, 1991; Powell og Alley, 1997). På bakgrunn av observasjonene gjort i denne oppgaven har det ikke vært mulig å konkludert med at denne avsetningen er en tynn glasimarin kile eller morenetunge som beskrevet over. Det er imidlertid konstatert at formen kan ligne litt på det slike former tidligere er beskrevet som fra litteraturen. Opphavet til denne avsetningen, som er en del av Nordkappbanken, blir diskutert mer i kapittel 6.

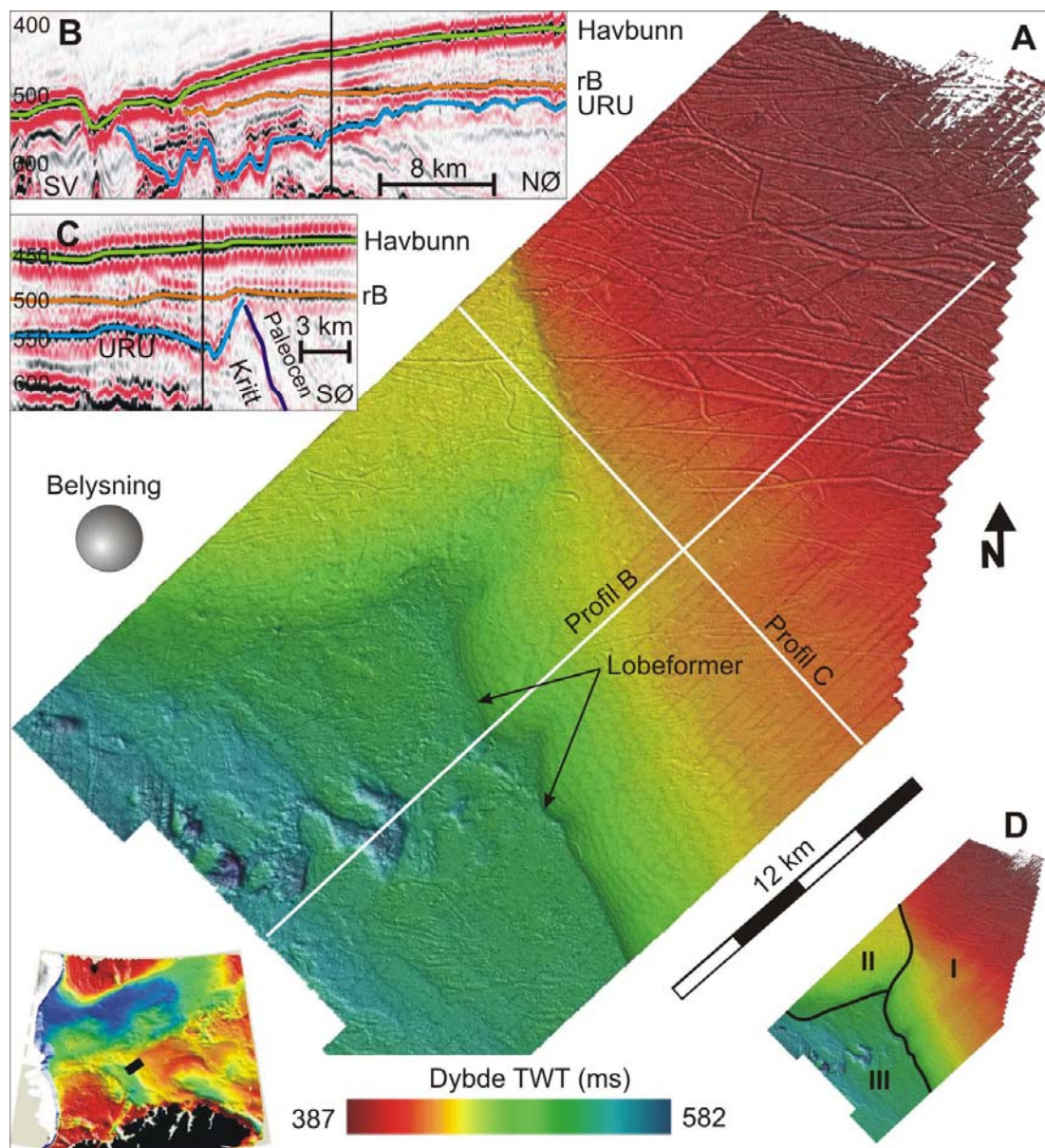


Figur 4.8: (A) Tykkelseskart som viser tykkelsen til sedimentakkumulasjonen mellom reflektor rA og havbunnen oppgitt i ms. (B) Seismisk profil fra 3D-datasettet som viser kileformen til sedimentakkumulasjonen mellom rA og havbunnen. (C) Seismisk 2D-linje gjennom sedimentakkumulasjonen. Dybde er oppgitt i toveisgangtid i ms. Krysningspunktet til de to profilene er avmerket med en svart vertikal strek.

Bunn av denne sedimentakkumulasjonen, reflektor rA, ser på bakgrunn av helningen ut til å være en forlengelse av flaten som danner havbunnen vest for sedimentkilen (figur 4.8B) (kapittel 4.2.3). De godt bevarte lineasjonene på reflektor rA indikerer muligens at det har vært lite erosjon i dette området etter at flate rA ble dannet og før denne sedimentakkumulasjonen ble avsatt. Kildeområdet til sedimentkilen har sannsynligvis vært fra sørøst, siden enheten blir tykkere i den retningen og avtar i nordvestlig retning.

4.3 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område B

I 3D-område B er lagpakken over URU omfattende kartlagt i en tidligere hovedfagsoppgave ved UiTø (Midtbø, 2000). I denne oppgaven omtales bare havbunnsreflektoren og en begravd reflektor (heretter kalt rB) med overliggende lagpakke (figur 5.1).



Figur 4.9: (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D-område B. Hvite linjer viser til profiler vist i B og C. (B, C) Seismiske profiler gjennom 3D-område B. Dybden er angitt som toveisgangtid i ms. (D) Områdeinndeling av A.

4.3.1 Havbunnsgeomorfologi

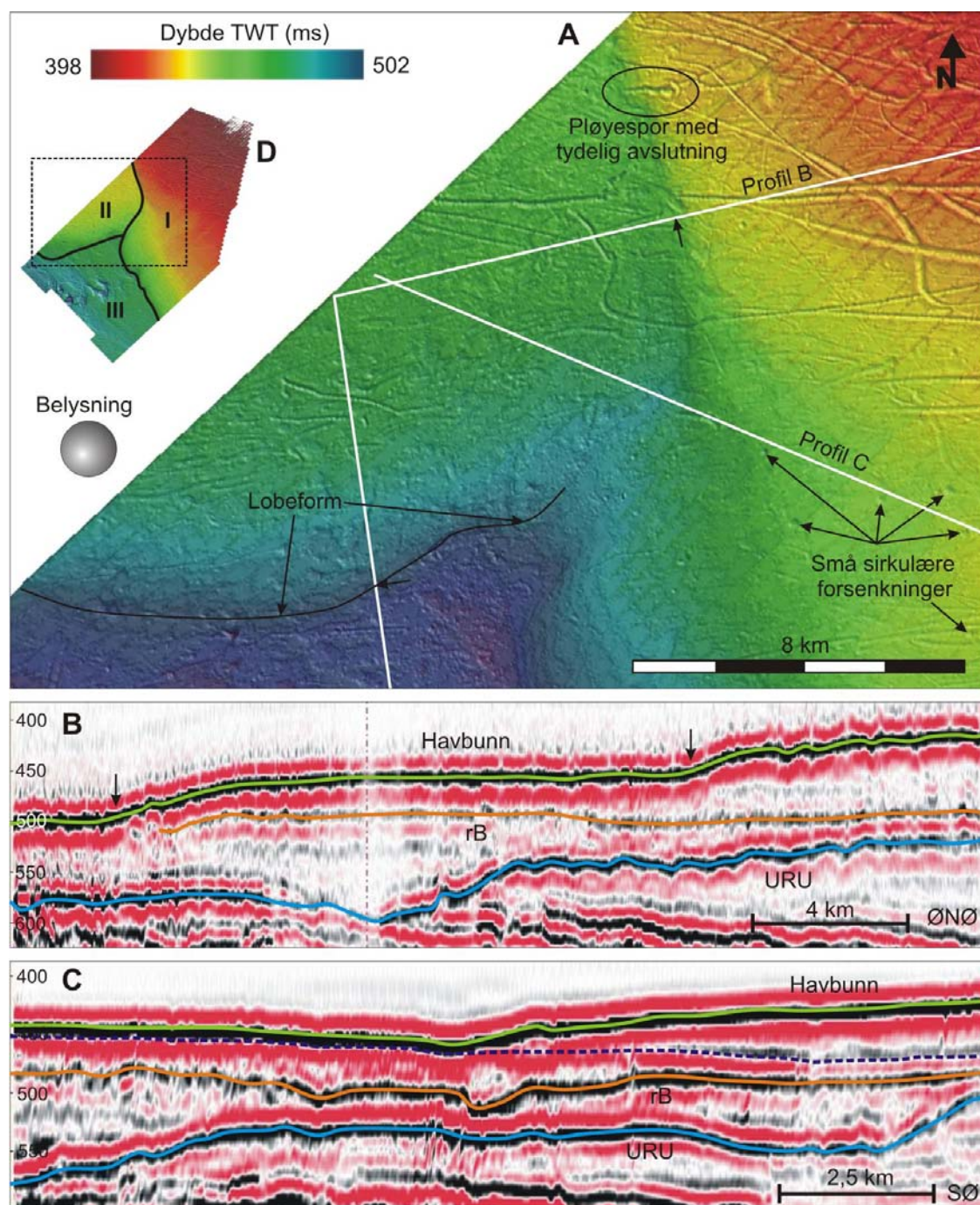
Havbunnen i 3D-område B er delt inn i tre områder: I, II og III (figur 4.9D). Område I omfatter de grunneste områdene på rundt 290-315 meters dyp og flanken ned mot det dypeste området. Område II dekker et område i nordvest på 330-345 meters dyp som på flanken skråner ned mot de dype områdene. Område I og II skilles av en litt brattere skråning (figur 4.10). Område III dekker det dypeste området i sør som ligger på rundt 375-390 meters havdyp.

Beskrivelse av havbunnsgeomorfologien i områdene I, II og III

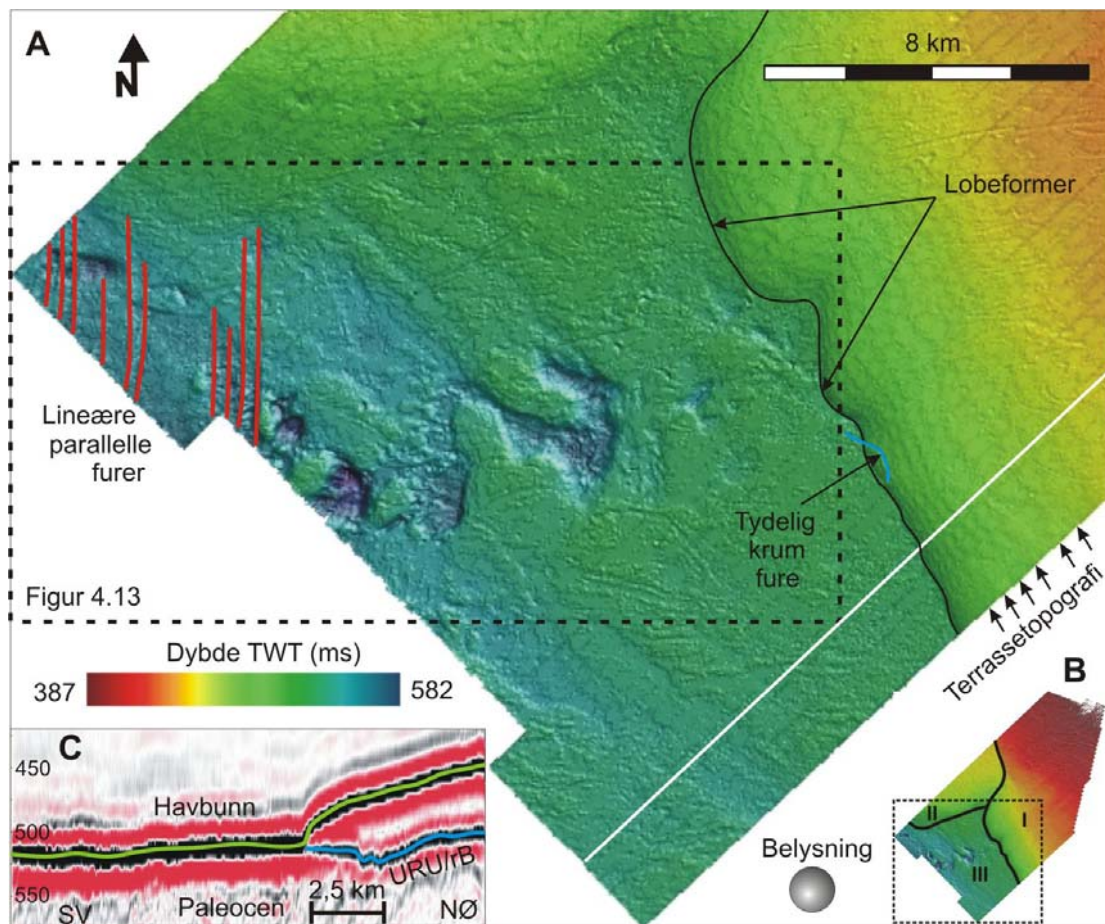
Havbunnen i område I er dominert av krumlinjede furer i det meste av de grunne områdene i nordøst (figur 4.9A). Disse er tidligere tolket som isfjellpløyespor (kapittel 3.1). Pløyesporene synes å forsvinne gradvis i antall nedover mot de dypere områdene i sørvest. De tydelige pløyesporene i nordøst har en orientering dominert av en øst-vest til sørøst-øst nordvest-vestlig retning (figur 4.9A). Flere av dem har en østlig avslutning i en uthulning med en rygg rundt (figur 4.10A). På skråningen ned mot de dype områdene observeres det få pløyespor. Det dypeste pløyesporene er observert på er rundt 380 meters havdyp. Et unntak er helt nederst hvor det er observert en tydelig krum fure (figur 4.11A). Skråningen ned mot område III er dominert av en terrasselignende topografi (figur 4.11A) som også er tydelige på seismiske profiler (figur 4.11C). Område I har en brå avslutning mot område III (figur 4.11C). Denne avslutningen er forholdsvis jevn, men kan flere steder se ut til å ha lobeform (figur 4.9A og 4.11A). Skråningen har en konveks helning fra litt over 0,3 grader opp mot 2,5 grader nederst ved den brå avslutningen. Noen steder på område I observeres sirkulære forsenkninger med en diameter på rundt 100-200 meter og dybde på et par meter (figur 4.10A). Ned mot område II er det en tydelig skråning i et område som er rundt 1 km bredt (figur 4.10). Helningen er her rundt 1 grad.

Område II skilles fra område I ved den tydelige skråningen i de nordøstlige delene (figur 4.10A). Skråningen avsluttes med en konveks form (figur 4.10B). Området har mange isfjellpløyespor som kan se ut til å ha en øst-vestlig orientering. Det observeres pløyespor på hele skråningen ned til område III ved rundt 360 meters havdyp. Denne skråningen har en helningsvinkel på rundt en halv grad og har også en konveks avslutning (figur 4.10B). Avslutningen av område II mot område III kan se ut til å ha

svakt utviklet lobeform (figur 4.10A), men ikke like tydelige som mellom område I og III.



Figur 4.10: (A) Skyggerelieffkart av forstørret område fra 3D-område B. (B) S sammensatt seismisk profil fra 3D-datasettet. Tydelige knekkpunkt ved konvekse avslutninger er avmerket med piler som også er gjengitt på figur A. (C) 2D-seismisk profil. Stiplet linje er tolkning som viser at område II kan fortsette inn under område I. Dybde er angitt i toveisgangtid (ms). (D) Lokalisering av A i 3D-område B.



Figur 4.11: (A) Skyggerelieffkart av den sørlige delen av 3D-område B. Hvit linje er profil vist i C. (B) Lokalisering i 3D-område B. (C) Seismisk profil som viser utkilingen av det som er en sedimentkile over URU/rB. Havbunnen sammenfaller med URU utenfor kilen. Dybde er angitt i toveisgangtid (ms).

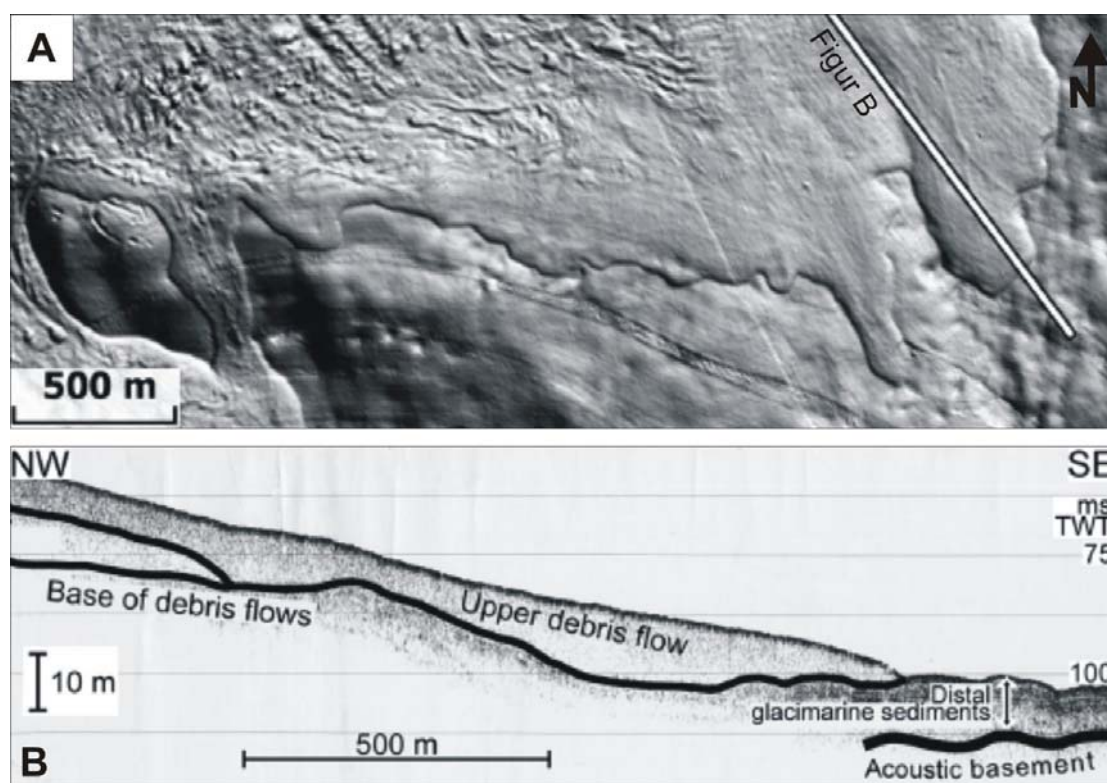
Område III dekker de dypeste delene av 3D-område B (figur 4.11). Området er dominert av en meanderende forsenkning i den midterste delen. Denne er beskrevet og tolket for seg selv i kapittel 4.3.2. I de sørøstlige og den nordlige delen er havbunnen forholdsvis flat og jevn. Det kan observeres flere isfjellpløyespor med varierende orientering i disse delene av området, men de er svakere utviklet og mindre enn i område I og II. Den vestlige delen er mer kupert med flere forsenkninger og forhøyninger. Her er det flere parallelle lineære furer med en nord-sør orientering. Noen av dem synes å forsvinne inn under område II, men de er likevel ikke observert på flaten under område II. Havbunnen sørøst for den meanderende forsenkningen ser ut til å sammenfalle med URU (figur 4.11C). Nord for forsenkninger er det en glasigen lagpakke over URU (figur 4.13B).

Tolkning av havbunnsgeomorfologien i områdene I, II og III

Uthulningen med en rygg rundt observert i den østlige enden til flere av isfjellpløyesporene indikerer at isfjellene kom pløyende fra vest. Et eksempel på en slik avslutning ses godt i figur 4.10A. Den øst-vest til sørøst-øst nordvest-vestlig dominerte orienteringen til pløyesporene kan indikere at den dominerende havstrømmen kan ha vært fra vest til nordvest-vest (Woodworth-Lynas et al., 1985). At det er få pløyespor på skråningen i område I kan tyde på at det ikke har vært så mange isfjell med dybde dyp nok til å pløye havbunnen her. At det er observert pløyespor i de dypeste områdene og flere pløyespor på samme dybde i område II indikerer imidlertid at det har vært isfjell med denne dybden tilstede i dette området. Mangelen av pløyespor på skråningen ned fra område I til område III kan være en indikasjon på at det kan ha skjedd massebevegelser (eng: debrisflows) i dette området etter at isfjellpløyningen sluttet, slik at pløyesporene kan ha blitt utslettet. Furen observert i den nederste delen (figur 4.11A) kan i så fall ha blitt dannet av et enslig isfjell etter massebevegelser. En annen forklaring på at få pløyespor observeres i den sørvestlige skråningen av område I kan være den terrasselignende topografien. Denne terrasselignende topografien er tolket som en artefakt (kapittel 2.5.2). Det er vist at en slik artefakt reduserer bildekvaliteten (Bulat, 2005). Med redusert bildekvalitet er det ikke umulig at svake pløyespor kan bli maskert av støyen. En slik forklaring utelukker likevel ikke at det kan ha vært massebevegelser i dette området, men kan indikere at det i så fall har skjedd samtidig eller før isfjellpløyningen.

Massestrømmer kan kanskje være en forklaring på den veldig tydelige konvekse avslutningen mot område III (figur 4.11C), som flere steder har lobeform i overgangen mellom område I og II til område III (figur 4.10A og 4.11A). Massestrømmer avsettes ofte i en lobeform og kan ha en konveks avslutning. Fra Svalbard er det beskrevet lober fra massestrømmer som har en helning fra 1-2 grader med litt brattere avslutning (Plassen et al., 2004; Ottesen og Dowdeswell, 2006). Skyggerelieffkart av havbunnsbatymetrien i områder der det har vært massestrømmer viser flere velutviklede lobeformer, men også en nokså jevn avslutning med mindre utviklede lober (figur 4.12A). Seismiske profiler av lobene fra Svalbard har en konveks avslutning (figur 4.12B), og kan ligne mye på profiler vist her (figur 4.10B og 4.11C). Plassen et al (2004) har beskrevet den akustiske signaturen som transparent til semitransparent. Oppløsningen vist i figur 4.11C er ikke god nok til å

kunne si noe om den akustiske signaturen bortsett fra at den er støyete, men helningsvinkelen er den samme. På grunn av manglende seismisk oppløsning har det ikke vært mulig å avgjøre helt sikkert om den brå avslutningen skyldes massestrømmer, men sammenligningen med data fra Svalbard kan styrke denne teorien.



Figur 4.12: (A) Skyggerelieffkart av swath-batymetri fra Borebukta på Svalbard. Fra nord har det kommet massestrømmer som flere steder er lobeformede. Massestrømmene har en nokså jevn avslutning, med unntak av de store velutviklede lobene. (B) Høyoppløselig seismisk profil gjennom en av lobene. Loben har en brå konveks avslutning. Modifisert etter Ottesen og Dowdeswell (2006).

De sirkulære forsenkningene som er observert flere steder (figur 4.10A) er tolket til å være pockmarks (kapittel 4.2.1). Denne tolkningen styrkes av at seismiske profiler viser reflektor maskering rett under forsenkningene, et tydelig tegn på tilstedeværelsen av gass (Hovland, 1982).

Skråningen som skiller område I og II kan indikere at disse områdene har blitt avsatt uavhengig av hverandre. Sedimentene på område I har trolig blitt avsatt etter sedimentene på område II basert på helningen til skråningen (figur 4.9) og at det ut fra seismiske profiler kan se ut som om område II fortsetter inn under område I (figur

4.10C). Skråningen ned fra område II mot område III har en lavere helningsvinkel, viser ikke like godt utviklet terrasseeffekt, og har ikke like godt utviklet avslutning som skråningen tidligere omtalt fra område I. Mindre terrasseeffekt kan ha en sammenheng med den lavere helningsvinkelen, da skråningen i område I ser ut til å ha størst terrasseeffekt i de bratteste områdene. Alternativt kan denne artefakten kanskje også ha sammenheng med retningen seismikkfartøyet hadde under innsamling. Siden de to skråningene har forskjellig helning mot innsamlingsretningen (SV-NØ) kan dette ikke utelukkes. Mindre helningsvinkel og mindre tydelig avslutning kan tyde på at det kan ha vært forskjellige avsetningsmiljøer for de to skråningene.

Pløyesporene på havbunnen i område III viser tydelig at isfjell har nådd ned til de dypeste delene av dette 3D-området, men sannsynligvis ikke i samme antall som i de grunne områdene. Sørøst for den meandrerende forsenkningen synes havbunnsreflektoren å fortsette over i URU. Det at pløyespor opptrer her kan tyde på at det er et tynt dekke med sedimenter over URU, men at den vertikale oppløsningen til de seismiske dataene ikke er god nok til å få med dette sedimentdekket.

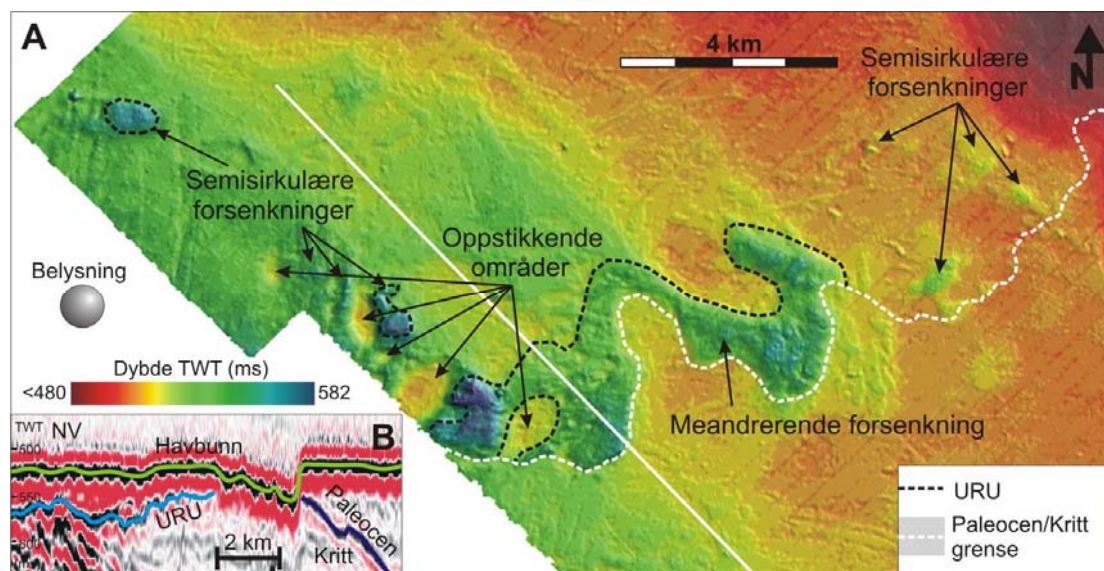
De parallelle lineære furene helt vest i område III er tolket til å være megaskala glasiale lineasjoner avsatt under en isstrøm (kapittel 3.2). Siden det kan se ut som noen av lineasjonene er dekket av sedimentene i område II kan det tyde på at de er eldre enn hendelsen som avsatte sedimentene under område II. Retningen til lineasjonene indikerer at isstrømmen som dannet dem må ha kommet fra nord eller sør. Den ujevne havbunnen og den meandrerende forsenkningen blir beskrevet og tolket i neste delkapittel.

4.3.2 Meandrerende forsenkning på havbunnen

Beskrivelse

På havbunnen i område III opptrer en tydelig meandrerende forsenkning på et dyp rundt 400 meter (figur 4.13A). Forsenkningen har en bredde fra rundt 400 meter til over 2 km. Lengden er over 10 km, men synes å fortsette ut av 3D-området mot vest. Dybden på forsenkningen, målt fra omkringliggende havbunn til bunn av forsenkningen varierer fra under 9 meter til 48 meter. Mesteparten av forsenkningen synes å være erodert ned til berggrunnen (figur 4.13B). Sør og østsiden synes å følge

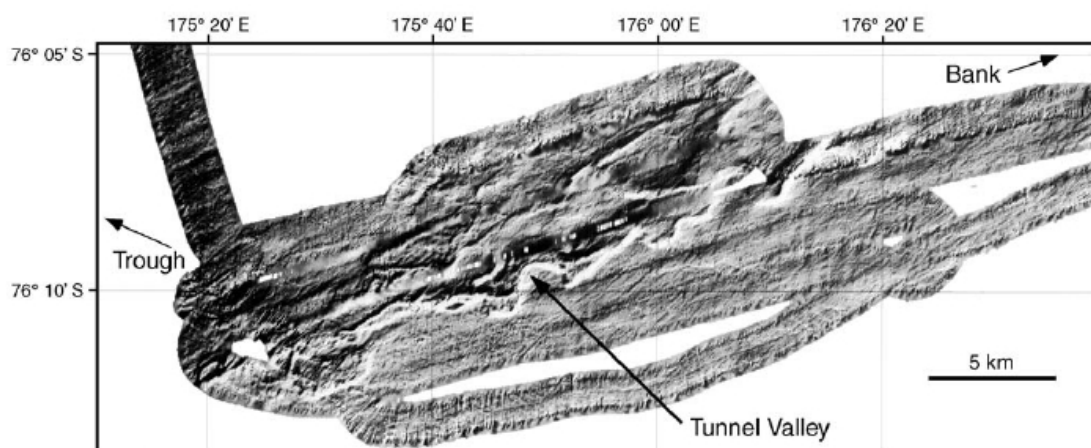
en tydelig berggrunnsgrense, overgangen mellom kritt og paleocen. I nord og vest avgrensnes forsenkningen delvis av overgangen mellom berggrunn og overliggende glasigene sedimenter (Figur 4.13B). Området på den sørøstlige siden av berggrunnsgrensen ser kun ut til å ha et tynt lag av overliggende sedimenter. Øst for den meandrerende forsenkningen er det flere semisirkulære forsenkninger (figur 4.13A), den største opp til 1 km i diameter og 15 meter dyp, som alle ligger på samme side av berggrunnsgrensen som den meandrerende forsenkningen. Noen lignende forsenkninger finnes også vest og nordvest for den meandrerende forsenkningen. To av disse er erodert helt ned til berggrunnen. Den største er 24 meter dyp med en diameter på rundt 750 meter. Et sted i den meandrerende forsenkningen og flere steder vest for denne observeres enkeltstående områder som stikker opp over den omkringliggende havbunnen. Disse områdene har en semisirkulær, konveks form og er opp til 15 meter høyere enn omkringliggende havbunn. Bunnen av den meandrerende forsenkningen, som ser ut til å være erodert ned til berggrunnen, er ujevn med flere lokale forsenkninger og forhøyninger. I den østlige delen av den meandrerende forsenkningen ser et område av den omkringliggende havbunnen på østsiden av berggrunnsgrensen ut til å være erodert mer enn den omkringliggende havbunnen.



Figur 4.13: (A) Skyggerelieffkart over havbunnen rundt den meandrerende forsenkningen. Hvit linje er seismisk profil vist i B. (B) Seismisk profil gjennom området. Dybde er angitt som toveisgangtid i ms.

Tolkning

Den store meandrerende forsenkningen er tolket til å være en subglasial smeltevannskanal. En lignende kanal i Antarktis er tolket til å være en subglasial tunneldal dannet av smeltevann (Wellner et al., 2006) (figur 4.14). Tunneldaler er dannet subglasialt av smeltevann og har ofte et konkavt eller undulerende lengdeprofil med overfordypede områder langs bunnen. De kan være over 100 km lange og over 4 km brede (kapittel 3.3.1). Størrelsen på kanalen i 3D-område B er av samme størrelsesorden som tidligere beskrevet for tunneldaler, den har ujevnt lengdeprofil i størrelsesordenen titalls meter, og den har overfordypede traue. Dette tyder på at den meandrerende forsenkningen er en tunneldal. Subaeral dannelse kan ganske sikkert utelukkes da kanalen ligger på havdyp rundt 400 meter under dagens havoverflate, men det kan ikke utelukkes at den har vært subaeralt initiert i sen-Tertiær, da det er antatt at store deler av Barentshavet da var eksponert over havnivå (Vorren et al., 1991).



Figur 4.14: Multistrålebilde fra den midtre sokkelen i det vestlige Rosshavet, Antarktis. En tunneldal kan tydelig ses i midten av bildet (Wellner et al., 2006).

På nordsiden av kritt-paleocen grensen har kanalen, eller tunneldalen, erodert i glasigene sedimenter helt ned til berggrunnen (figur 4.13). Av berggrunnskart over Barentshavet fremgår det at denne berggrunns grensen er grensen mellom paleocen og kritt (figur 1.2). I Barentshavet danner en relativt uniform hiatus denne grensen (Faleide et al., 1993). På seismiske profiler er grensen tydelig i det meste av 3D-område B (for eksempel figur 4.13B). I det sørvestlige Barentshavet varierer tykkelsen på den øvre lagpakken i kritt, men kritt består for det meste av forskjellige

skifre og leirsteiner (Faleide et al., 1993). Lenger øst i Barentshavet er det rapportert bergarter fra kritt som består av lagdelt siltstein, sandstein og leirstein (Gataullin et al., 1993). Den paleocene lagpakken er bevart over hele det sørvestlige Barentshavet, og er dominert av leirstein med innslag av siltstein, tuff og karbonater (Faleide et al., 1993). At kanalen som observeres opptrer nøyaktig ved denne grensen er nok ikke tilfeldig. Kanalen er erodert ned til berggrunn i kritt sedimenter og er avgrenset på den sørlige siden av den paleocene lagpakken. En sannsynlig forklaring kan være at den paleocene lagpakken er mer motstandsdyktig mot erosjon enn lagpakken fra kritt. Lenger øst i Barentshavet er det vist at lagpakken fra kritt er lett eroderbar (Gataullin et al., 1993; Gataullin et al., 2001). Det kan også være at det er en svakhetssone langs grenseflaten som kan fremme erosjon langs denne grensen. Antagelsen om at lagpakken fra kritt er lettere eroderbar enn lagpakken fra paleocen styrkes av observasjoner fra URU. Flere steder langs paleocen-kritt grensen på URU i områder der kanalen ikke har erodert ned ser det ut til å være mer erosjon av lagpakken fra kritt enn av lagpakken fra paleocen (figur 4.9C og 4.15B). En slik observasjonen kan imidlertid indikere at området langs denne grensen kan ha vært erodert før kanalen ble dannet, og at kanalen bare har erodert ned til URU i en glasigen lagpakke. Er dette tilfelle er det likevel trolig at smeltevannet som er antatt å ha dannet kanalen kan ha erodert litt videre ned i lagpakken fra kritt og ha dannet den ujevne overflaten som observeres flere steder i bunn av kanalen.

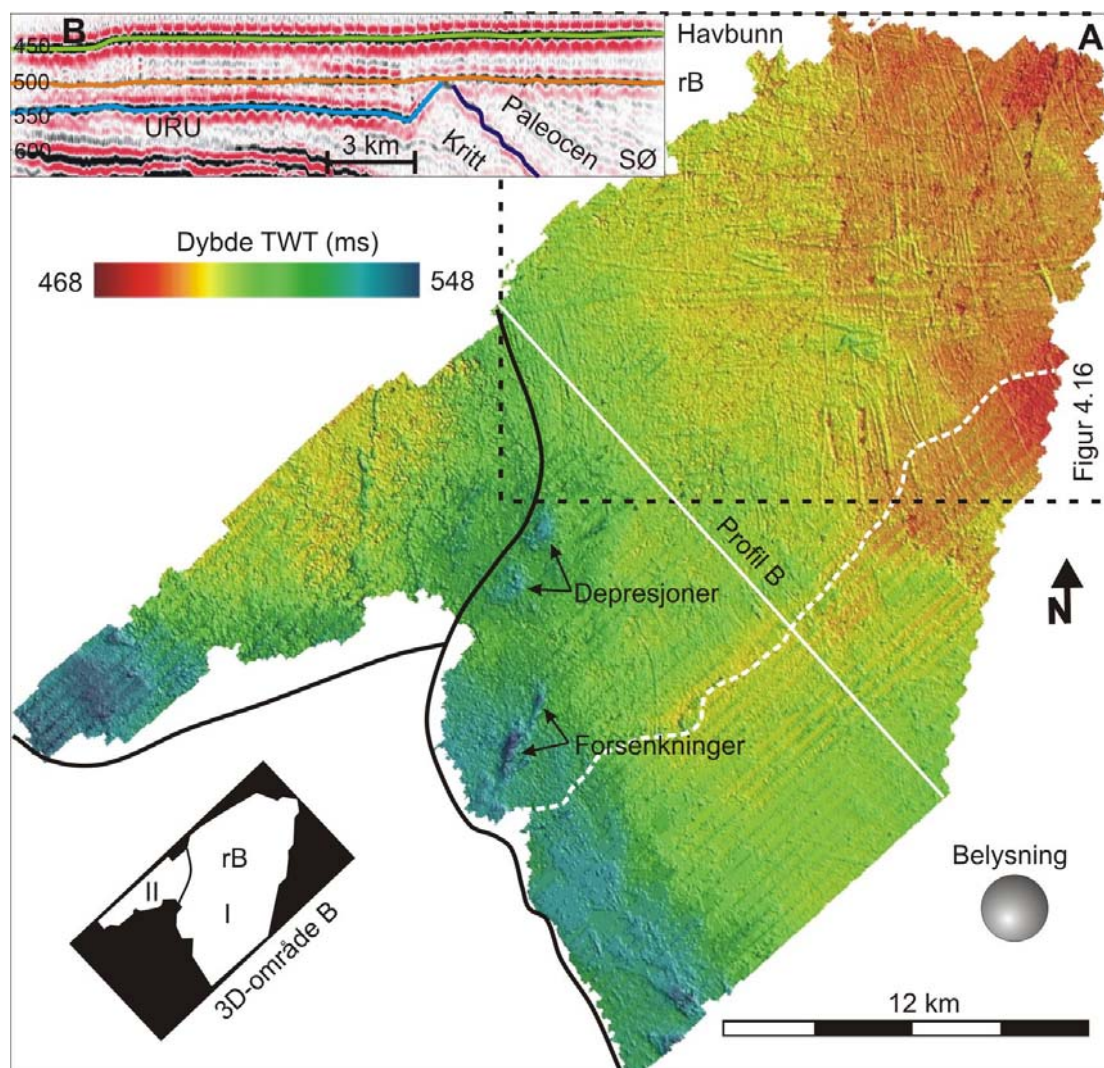
De semisirkulære forsenkningene i området nordøst for kanalen (figur 4.13A) kan være erodert av det samme smeltevannet som dannet selve kanalen. De oppstikkende områdene kan være erosjonsrester, enten fra subglasial erosjon eller det subglasiale smeltevannet som kan ha dekket store deler av dette området.

4.3.3 Begravd flate rB

Beskrivelse

I 3D-område B er det én flate som er grei å tolke mellom havbunnen og URU, her kalt rB (figur 4.15). Denne flaten er lokalisert under område I og II og ser ut til å være en forlengelse av havbunnen i område III (figur 4.9B og 4.11C). De sørøstlige delene av flaten sammenfaller med URU, i øvrige deler av området har flaten en glasigen lagpakke under seg (figur 4.15B). Flate rB er grunnest i nordøst og dypest i vest og

sørvest. Under område II er refleksjonen fra flaten flere steder litt mindre tydelig enn under område I (figur 4.10C). Dette har gitt utslag på den tolkede flaten i at dette området inneholder litt mer støy. Under område II er det få formelementer som kan gjenkjennes bortsett fra en langstrakt forsenkning, eller fure, med en nord-sør orientering og et par krumlinjede furer. Den vestligste delen er et dypere område som består av en forsenkning.



Figur 4.15: (A) Skyggerelieffkart av begravd flate rB. Hvit stiplet linje representerer grensen mellom paleocen og kritt. I området sørøst for denne grensen er URU sammenfallende med rB. Svart strek skiller område I og II. (B) Seismisk profil fra flate rB. Grensen mellom paleocen og kritt er markert.

Mellom område I og II er det to tydelige sirkulære depresjoner med en diameter på rundt 1 km (figur 4.15A). I område I opptrer det både lineære og krumlinjede furer på flate rB (figur 4.15A og 4.16). Disse furene har en dominerende orientering både

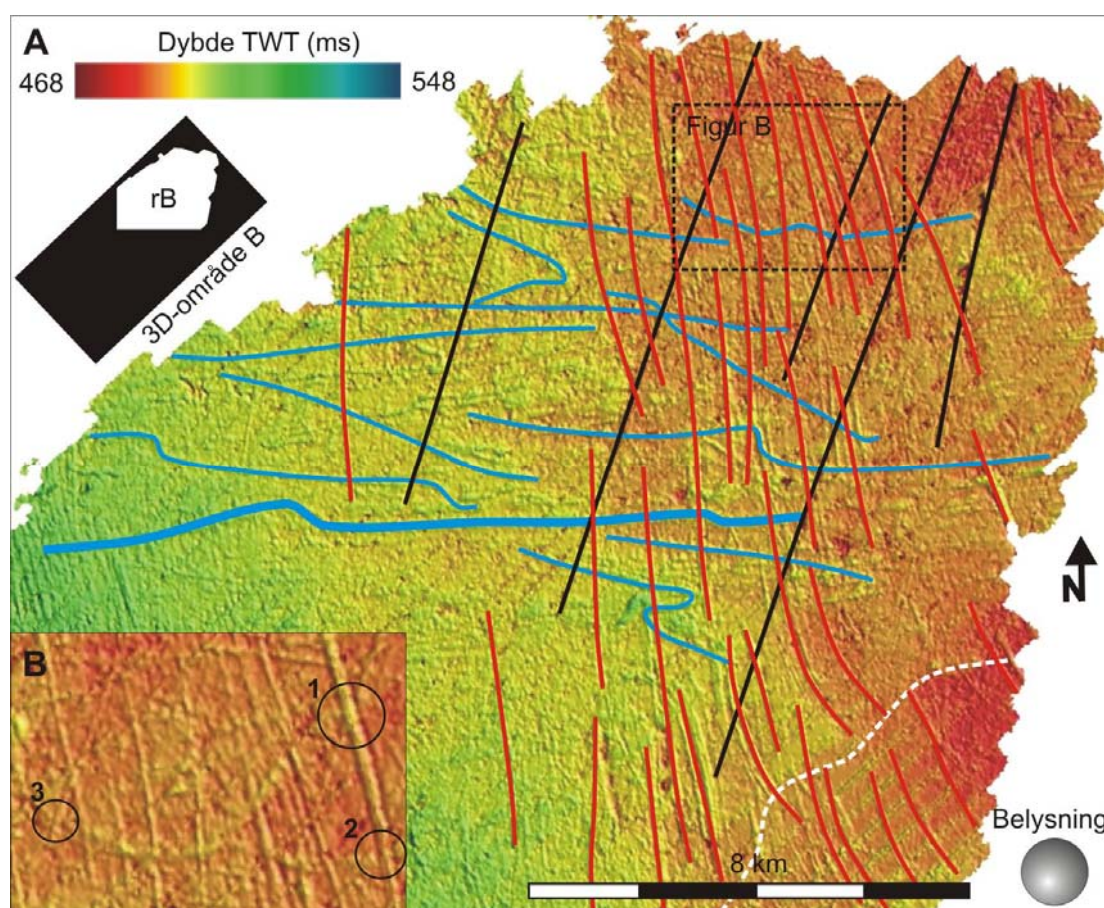
nord-sør og øst-vest. De nord-sør orienterte furene synes å ha to dominerende retninger. En som er nokså nord-sør, og en annen som er mer nord-nordøst sør-sørvest. Disse furene opptrer tett i de nordlige delene og mer sporadisk lenger sør. Av de nord-sør gående er den lengste målt til 14 km, men rundt 4 km er mer vanlig. Bredden varierer fra 50-200 meter. Flere av de øst-vest gående furene er tydelig kurvede. Den største av disse er rundt 350 meter bred, 10 ms dyp og godt over 14 km lang. Av hvordan furene overkjører hverandre ser det ut til at de øst-vestlige er eldst og de nord-sørlige yngst (figur 4.16B). På sørøst siden av kritt-paleocen berggrunnsgrensen (hvit stiplet linje i figur 4.15A) opptrer furene kun i de helt nordøstligste delene. Det er ellers få ting som skiller de to sidene av denne grensen. Området i de sørvestlige delene er tydelig dypere enn resten av flaten, og har flere forsenkninger (figur 4.15A), den største er 2 km lang, 27 ms dyp og over 500 meter bred.

Tolkning av begravd flate rB

Den begravde flaten rB i område I og II er tolket til å representere en forlengelse av flaten som danner havbunnen i område III. Denne tolkningen er hovedsaklig basert på de seismiske profilene som ligger på noenlunde samme nivå (figur 4.9B og 4.11C). Forsenkningene observert nord for berggrunnsgrensen i kanten av flaten på grensen mot område III av havbunnen er også med på å forsterke denne tolkningen. Disse forsenkningene kan ha samme opphav som de semisirkulære forsenkningene observert i område III på havbunnen (figur 4.13). De sirkulære depresjonene observert på grensen mellom område I og II kan også stamme fra samme hendelse. De er alle erodert ned i glasigene sedimenter. Er det riktig at de har samme opprinnelse som forsenkningene i område III av havbunnen, betyr det at de kan være dannet subglasialt av smelte vann. Alternativt kan disse forsenkningene og depresjonene være dannet av erosjon under et isdekke.

Furene som er observert i stort antall i de nordlige delene av reflektor rB er tolket til å være en kombinasjon av både pløyespor fra isfjell og megaskala glasiale lineasjoner dannet under en grunnstøtt bre (figur 4.16A). Furene med en dominerende øst-vest retning har flere steder tydelige krumninger og svinger som gjør at disse er tolket til å være isfjellpløyespor (kapittel 3.1). Orienteringen på disse er ganske sammenfallende med orienteringen til pløyesporene på havbunnen rett over (figur 4.9), noe som kan

indikere at havstrømforholdene under dannelsen har vært nokså like som da havbunnen ble pløyet. De nord-nordøst sør-sørvestlig dominerte furene er tolket til å være megaskala glasiøle lineasjoner dannet under en grunnstøtt bre (kapittel 3.2). Det er ikke så mange av dem, men de som er der er tydelig lineære og parallelle (figur 4.16A). Lengde:bredde forholdet for disse furene er opp mot 1:70 og de synes å fortsette nordøstover ut av 3D-området. De mer nord-sør orienterte furene er også tolket til å være megaskala glasiøle lineasjoner dannet under en grunnstøtt bre, selv om mange av disse furene er noe mer bøyde mot sørøst. Avbøyningen kan tyde på at isen ikke har hatt helt rettlinjert bevegelse, muligens på grunn av tynn is. Disse furene er ikke like kontinuerlige, men de har likevel et lengde:bredde forhold på rundt 1:40. Men det kan ikke utelukkes at noen av disse er isfjellpløyespor.



Figur 4.16: (A) Skyggerelieffkart av den nordlige delen av reflektor rB. Hvit stiplede linje er paleocen – kritt berggrunnsgrensen. Blå streker er furer med en dominerende øst-vest orientering. Røde streker er furer med en dominerende nord-sør orientering. Svarte streker er furer med en dominerende nord-nordøst sør-sørvest orientering. (B) Forstørret område fra A som er et eksempel på hvordan furene overkjører hverandre. 1 og 2 viser tydelig at furene merket med rød strek i A er yngst. 2 og 3 viser tydelig at de øst-vest orienterte furene er eldst.

De øst-vest orienterte pløyesporene er tolket til å være eldst (figur 4.16B). Deretter kommer de nord-nordøst sør-sørvest orienterte lineasjonene, fulgt av de nord-sør orienterte lineasjonene som er yngst. Dette kan tyde på at området har blitt overkjørt av is etter å ha blitt pløyet av isfjell. For at isfjellpløyedor skal bevares under en fremrykkende bre kreves det sannsynligvis at de har blitt overdekket av materiale før breen rykket over dem. Uten det ville de nok trolig blitt utvisket. De to settene med parallelle lineasjonene kan stamme fra to forskjellige brefremrykk, men det er også en mulighet for at de kan stamme fra samme brefremrykk. Kryssende lineasjoner kan forekomme der en islobe reorganiseres under tilbaketrekning av isen (Andreassen et al., 2008). At furer med forskjellig orientering tolket til å stamme fra forskjellige hendelser opptrer på samme flate kan ha sammenheng med at den vertikale oppløsningen for 3D-seismiske data er dårlig. Forskjellige flater som ligger tettere enn oppløsningen kan da fremtre som en (kapittel 2.3.1). Det er få observerte furer i den sørlige delen av denne flaten (figur 4.15A). Det kan bety at isen som har laget lineasjonene ikke nådde lengre fram enn det som er indikert av de tolkede lineasjonene. Dette indikerer i så fall at isen kom fra nord mot sør. Hvorfor det også der er mindre isfjellpløyedor kan kanskje forklares ved at den sørlige delen ligger litt dypere enn den nordlige delen, eller at sedimentene i dette området har vært vanskeligere å pløye i.

4.3.4 Kileformet sedimentakkumulasjon

Beskrivelse

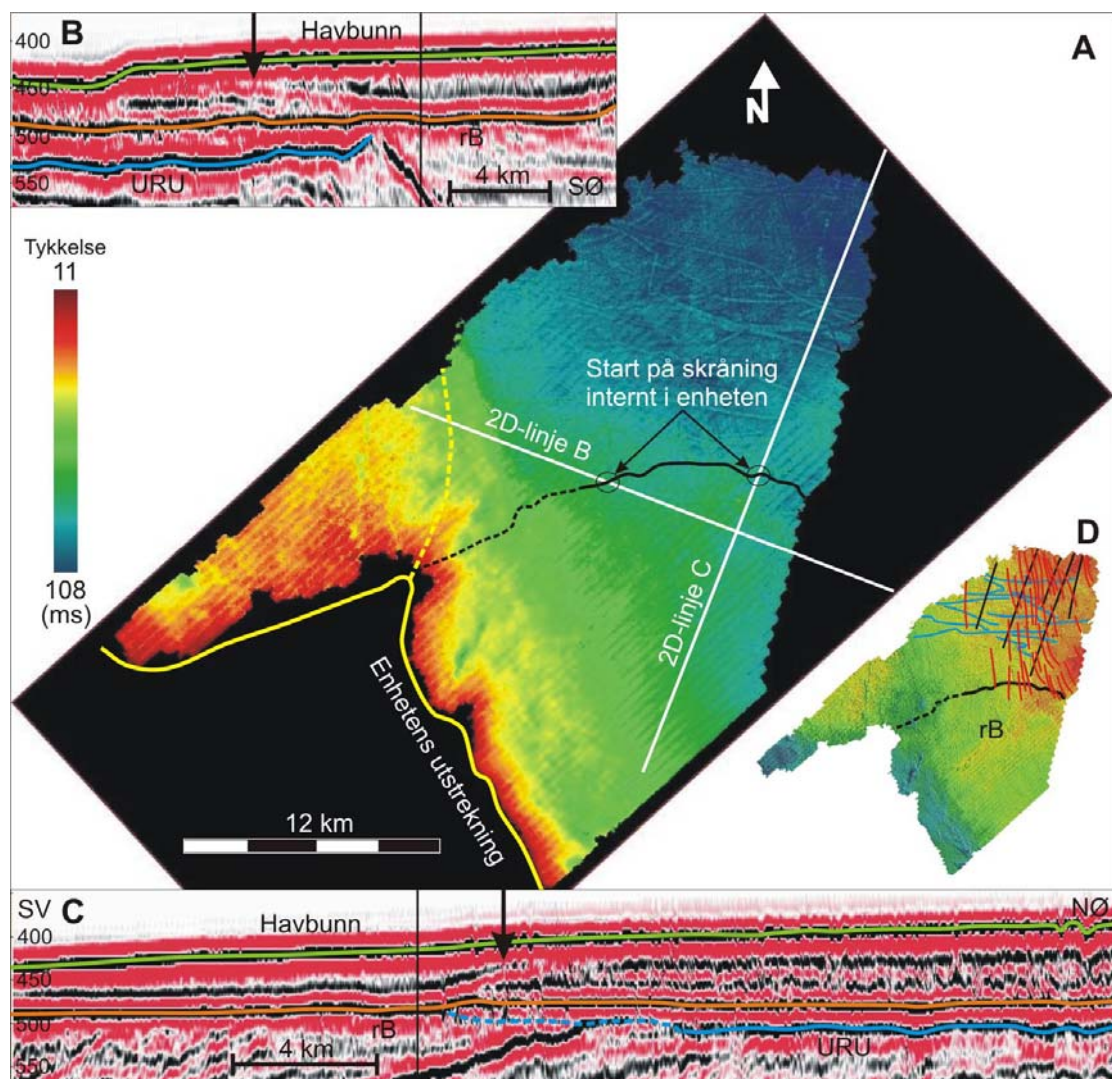
I 3D-område B er det mellom reflektor rB og havbunnen en forholdsvis tykk sedimentakkumulasjon (figur 4.17A). Enheten avgrenses av den tydelige overgangen mellom område I og III på havbunnen og av overgangen mellom område II og III (figur 4.9D). Enheten fortsetter ut av 3D-området både i vest, nord, øst og sørøst. Tykkelsen varierer fra 11-108 ms (10-97 meter med en hastighet på 1800 m/s) på tykkelseskartet. Den tynneste biten helt ned til 0 meter i avslutningsområdene er ikke med på grunn av begrensninger i vertikal oppløsning. Avsetningen har en tydelig kileform under område I av havbunnen (figur 4.9B og 4.11C). Under område II kan formen også minne om en kileform, men er ikke fullt så tydelig (figur 4.10B). Internt kan området grovt deles inn i to deler som skilles av skråningen til en intern reflektor (figur 4.17). På grunn av mye støy er det ikke mulig å tolke denne interne reflektoren

ved hjelp av de 3D-seismiske dataene (figur 4.9B-C og 4.15B). Sør for den interne reflektoren, som er inntegnet som en avgrensning på figur 4.17A, er den akustiske signaturen transparent (figur 4.17B-C). Nord for avgrensningen har den tydelige diskontinuerlige interne refleksjoner (figur 4.17C). Det kan ikke utelukkes at den transparente delen også er tilstede over området med de diskontinuerlige interne refleksjonene, men seismikken gjør det vanskelig å avgjøre dette sikkert (figur 4.17C). Den interne signaturen i den vestligste utstikkende delen, som ligger under område II fra havbunnen, er det vanskelig å si noe om da den er dominert av mye støy og flere steder er for tynn til at oppløsningen gir et godt bilde (figur 4.10B-C). Furene observert i bunn av enheten på flate rB er stort sett lokalisert på nordsiden av den interne avgrensningen (figur 4.17D).

Tolkning av kileformet sedimentakkumulasjon

Denne sedimentakkumulasjonen er tolket til å bestå av sedimentenheter fra flere avsetningshendelser. Ulik indre seismisk signatur i de to områdene som skilles av en intern reflektor er en observasjon som støtter denne tolkningen. Om hendelsene har skjedd samtidig eller etter hverandre er det litt vanskeligere å si noe om. De diskontinuerlige interne refleksjonene i den nordlige delen kan tyde på at den delen har blitt avsatt over tid, kanskje i flere hendelser. Vertikal oppløsningen er dårlig og kan derfor ikke si så veldig mye om sedimentene. Men en mulighet kan være at de diskontinuerlige interne refleksjonene representerer forskjellige avsetninger som ligger over hverandre. Avsetningene består sannsynligvis av morenematerial, glasimarine sedimenter eller en kombinasjon.

Den største østlige delen av sedimentakkumulasjonen har en tydelig kileform som blir tykkere i nordøstlig retning. Av havbunnskartet (figur 4.1) ser det ut som om kilen er en del av en større avsetning på Nordkappbanken. Det ser ut som om denne delen kan ha blitt avsatt fra en øst til nordøstlig retning. Den mindre vestlige delen av avsetningen, som ser ut til å blir tykkere nordover, ser ut til å være en del av forhøyning mellom Ingøydjupet og Bjørnøyrenna (figur 4.1), som av Andreassen et al (2008) er kalt for Bjørnøyrenna grunningsoneområde. Formen på denne kan indikere at den kanskje har blitt avsatt fra en nordlig retning.



Figur 4.17: (A) Tykkelseskart som viser tykkelsen til sedimentakkumulasjonen mellom reflektor rB og havbunnen oppgitt i ms. Sirklene henviser til piler vist på profil B og C. Stiplet gul linje skiller den kileformede enheten på Nordkappbanken fra enheten som ligger vest for Nordkappbanken. (B) 2D seismisk profil. Pil henviser til sirkel fra A. (C) 2D seismisk profil. Pil henviser til sirkel fra A. Dybde er oppgitt i toveisgangtid (ms). Krysningspunktet til de to profilene er avmerket med en svart vertikal strek. (D) Reflektor rB med tolkede furer inntegnet. Samme grense som i A er inntegnet.

Furene observert på flate rB tolket til å være megaskala glasiale lineasjoner dannet under en fremrykkende bre (kapittel 4.3.3) kan tyde på at det har vært en isstrøm i dette området. Isstrømmer er beskrevet i kapittel 1.5. At lineasjonene er konsentrert på den nordlige siden av den interne grensen kan indikere at grensen representerer det sørligste området isstrømmen som dannet lineasjonene nådde. Det kan spekuleres i om de interne refleksjonene på nordsiden av grensen representerer forskjellige isstrømhendelser. I så fall skulle det kanskje forventes å finne lineasjoner på de interne reflektorene, men dette lar seg ikke påvise da den vertikale oppløsningen i 3D-

dataene er for dårlig. Hvis hele avsetningen derimot skulle vært dannet av én hendelse der en isstrøm har vært stabil over lengre tid skulle det ikke vært forventet å finne tydelige interne reflektorer (Powell og Alley, 1997). Andreassen et al (2008) har indikert at det har vært forskjellige isstrømhendelser i dette området, og observasjonene gjort her kan derfor styrke denne teorien. Men avsetningen trenger ikke være avsatt av isstrømmer. Etter at lineasjonene på flate rB ble dannet kan området ha blitt dekket i flere hendelser av glasimarine sedimenter fra en bre som har ligget i området nord og / eller øst for dette 3D-området.

Den sørlige delen av sedimentakkumulasjonene har en transparent akustisk signatur. Avslutningen av enheten ser ut til å kunne være lobeformet flere steder (figur 4.11A) og det er tidligere spekulert i om dette kan skyldes massebevegelser (kapittel 4.3.1). Den seismisk transparente signaturen observert på de 2D-seismiske linjene vist her (figur 4.17B-C) kan støtte opp om denne spekulasjonen. Utgliding, utrasing og gravitasjonsstrømmer er en vanlig prosess ved tidevannsterminusen til tempererte og subpolare breer, og slike hendelser kan transportere store mengder sedimenter flere titalls km bort fra breen (Powell og Domack, 1995). Denne avsetningen kan derfor tenkes å bestå av flere slike store massestrømmer som kan ha hatt sitt utspring ved grunningslinjen til en tidevannsbre som kan ha ligget i nord til østlig retning.

Overflaten i område I i den østlige delen av den kileformede sedimentakkumulasjonen (figur 4.9) gir lite indikasjoner som skulle tilsi at sedimentene under består av to forskjellige akustiske signaturer. Den ser ganske jevn ut helt ned til den brå avslutningen mot område III i de dype delene. En årsak til denne jevne overflaten kan være isfjellpløying som kan ha omformet og deformert den opprinnelige avsetningen (Vorren et al., 1983). Dette kan fullstendig ha deformert og ødelagt primære avsetningsformer. Det er trolig at den transparente avsetningen fortsetter som et tynt lag over området med interne refleksjoner. Spekulasjonen framsatt i kapittel 4.3.1 om at flaten som danner havbunnen i område II fortsetter inn under område I (figur 4.10C og 4.17B) kan i så fall styrke denne teorien. Da representerer kanskje den skrånende overgangen mellom område I og II (figur 4.10A) samme hendelse som avsatte den lobeformede avslutningen mellom område I og III (figur 4.11A). Enheten i område II, som kan representere Bjørnøyrenna grunningsoneområde, fortsetter da trolig inn under de nordlige delene av den østlige enheten der de interne refleksjonene er

tilstede. Men de seismiske dataene er de fleste steder for dårlige til å kunne avgjøre dette sikkert. Reflektor rB viser også spor av isfjellpløying. Hvis den tidligere spekulasjonen om at de interne refleksjonene i den nordlige delen av sedimentakkumulasjonen representerer forskjellige isstrømhendelser er riktig, kan det tenkes at disse flatene har vært utsatt for liknende pløying i isfrie perioder mellom hendelsene. Dette kan i så fall kanskje forklare at de interne refleksjonene ser litt opphakkert ut (figur 4.17C). En annen forklaring på at det ikke er tydelige spor etter eventuelle massebevegelser kan være at hele området i ettertid kan ha blitt dekket av glasimarine sedimenter som igjen er blitt pløyet av isfjell.

Det fremgår av diskusjonen over at det har vært vanskelig å tolke denne sedimentakkumulasjonen. Den eneste konklusjonen som med rimelig sikkerhet kan fastslås er at enheten sannsynligvis består av to typer avsetninger. En med en akustisk transparent signatur og en annen som inneholder diskontinuerlige interne refleksjoner. Det kan nok også muligens fastslås at den vestlige delen av enheten, enheten i område II, ved Bjørnøyrenna grunningsoneområde sannsynligvis fortsetter inn under Nordkappbanken i området med interne refleksjoner.

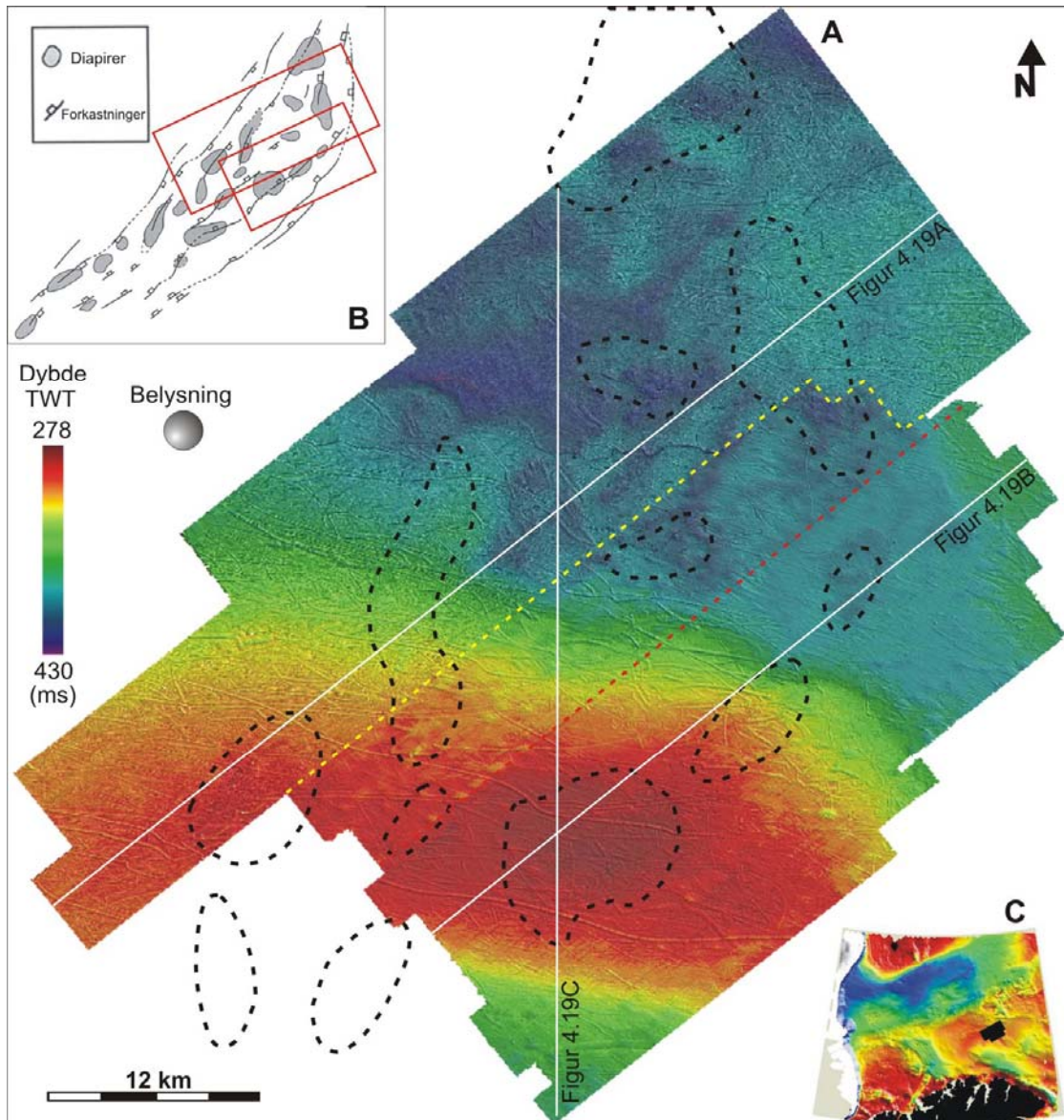
4.4 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område C

3D-område C består av to overlappende 3D-områder, heretter referert til som C1 (nordlige del) og C2 (sørlige del). Den seismiske oppløsningen varierer for de to 3D-områdene. Forskjellen i horisontal oppløsning kommer godt til syne på skyggerelieffkartet over havbunnen (figur 4.18A). I 3D-område C1 kommer isfjellpløyespor tydeligere fram både på havbunnskartet og i tverrsnitt (figur 4.19). Det observeres også flere pløyespor av mindre størrelse i C1 enn i C2. Seismiske profiler gjennom begge 3D-områdene viser tydelig at C1 har best vertikal oppløsning nært havbunnen (figur 4.19). Havbunnsrefleksjonen er sterk og tydelig i begge områdene, men er noen steder forstyrret av underliggende salt. Et eksempel på dette kan ses til høyre i figur 4.19A. Det underliggende saltet forstyrrer mest i 3D-område C2. 3D-område C2 har i tillegg et lite internt tidsskifte i den delen som grenser mot 3D-område C1 som også bidrar til å forringe denne overgangen. Dette tidsskiftet fremtrer på havbunnskartet (figur 4.18A) som et område der havbunnsreflektoren har en toveisgangtid et par ms høyere enn resten av 3D-området.

Begge 3D-områdene er plassert på den østlige delen av Nordkappbanken, over deler av Nordkappbassenget. Nordkappbassenget er et avlangt 300 km langt basseng med en øst-nordøstlig retning (figur 4.18B) som er fullstendig dominert av salt diapirer (Faleide et al., 1984; Koyi et al., 1993; Henriksen og Vorren, 1996). De sterke underliggende reflektorene som skaper forstyrrelser i havbunnsreflektoren stammer fra områder over disse saltstrukturene. På seismiske profiler kommer det tydelig fram hvordan saltstrukturene har deformert berggrunnen (figur 4.19). Rundt 21% av berggrunnen under de glasigene sedimentene ved Nordkappbassenget skal bestå av alloktont salt fra disse salt diapirene (Koyi et al., 1993).

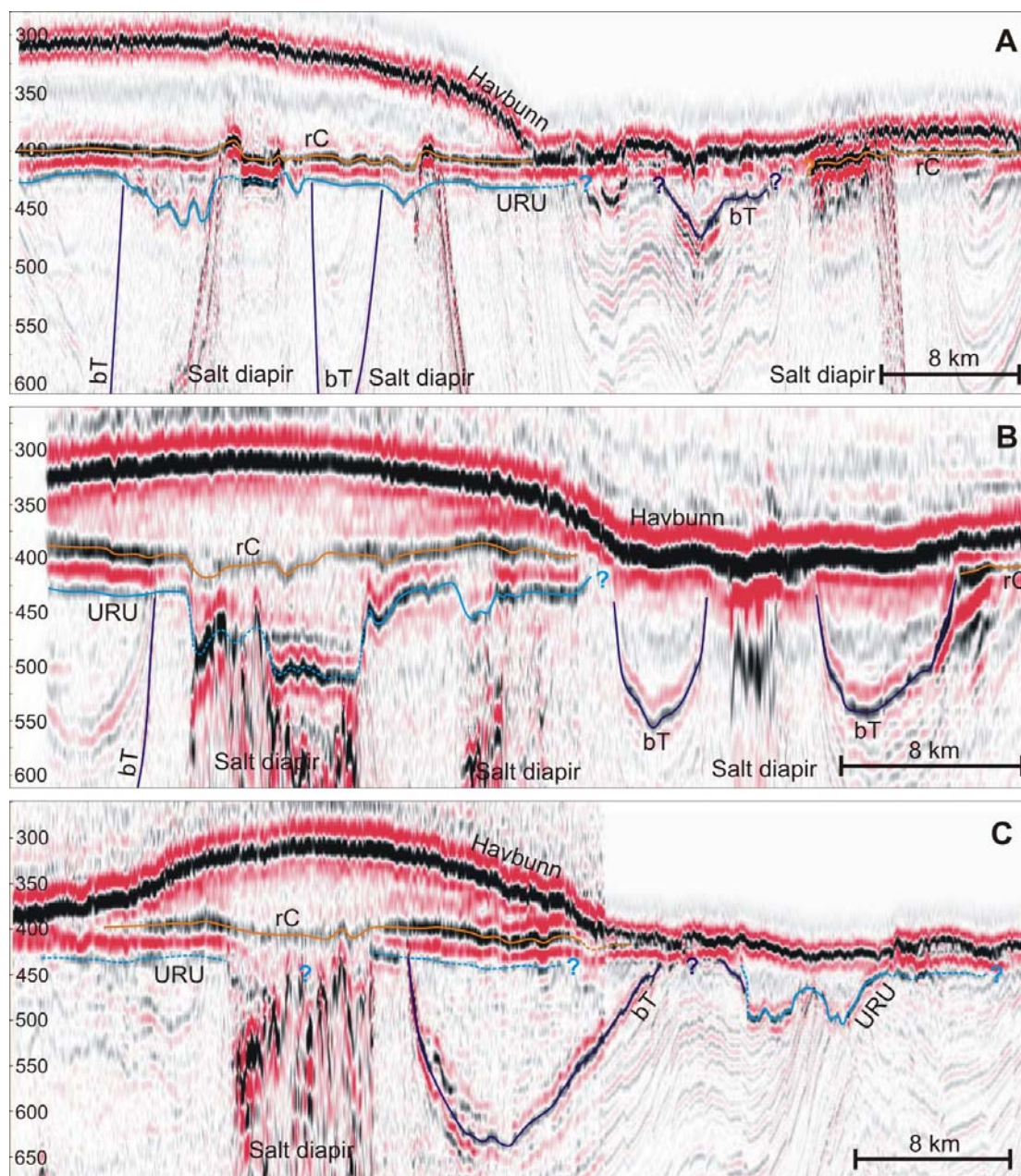
Den glasigene lagpakken over URU har i 3D-område C få interne reflektorer (figur 4.19). Mellom URU og havbunnen er det bare en reflektor som er tolkbar i deler av området, heretter kalt rC. Denne ligger mange steder rett over URU. I den sørlige delen er denne reflektoren flere steder grei å tolke. Det er her en sedimentakkumulasjon uten interne refleksjoner rett over rC (figur 4.19). De midterste delene av 3D-område C har lite sedimenter over URU. Dette gjør det vanskelig å følge rC over til de nordlige og østlige delene der et tynt lag med overliggende

sedimenter igjen gjør det mulig å følge denne reflektoren til en viss grad. Saltstrukturene vanskeliggjør i mange tilfeller tolkningen av flatene. Siden saltstrukturer ikke er et fokus i denne oppgaven er tolkninger av disse utelatt fra oppgaven. En høyamplitude erosiv refleksjon i berggrunnen under URU er flere steder bøyd opp og brutt ved URU på grunn av salt diapirenes deformasjon av undergrunnen (bT på figur 4.19). Denne refleksjonen representerer basen til den



Figur 4.18: (A) Skyggerelieffkart over havbunnen i 3D-område C. Gul linje skiller område C1 (nord) og C2 (sør). Rød linje viser hvor det er et tidsskifte internt i 3D-område C2. Svarte stiplede semisirkulære sirkler viser lokalisering av underliggende saltstrukturene vist i B. (B) Lokalisering av 3D-områdene i forhold til saltstrukturer i Nordkappbassenget. Modifisert etter Koyi et al (1993). (C) Lokaliseringskart.

tertiære lagpakken, paleocen–kritt grensen, og er en tydelig innkonformitet (Henriksen og Vorren, 1996). Dette og at URU i mange tilfeller ser ut til å følge denne berggrunnsgrensen har i noen områder vanskeliggjort tolkningen av URU.



Figur 4.19: (A) Seismisk profil gjennom 3D-område C1. (B) Seismisk profil gjennom 3D-område C2. (C) S sammensatt seismisk profil gjennom begge 3D-områdene. Lokalisering av profilene er vist i figur 4.18A. Tallene til venstre er dybde vist som toveis gangtid (TWT) i ms. bT = tertiær base.

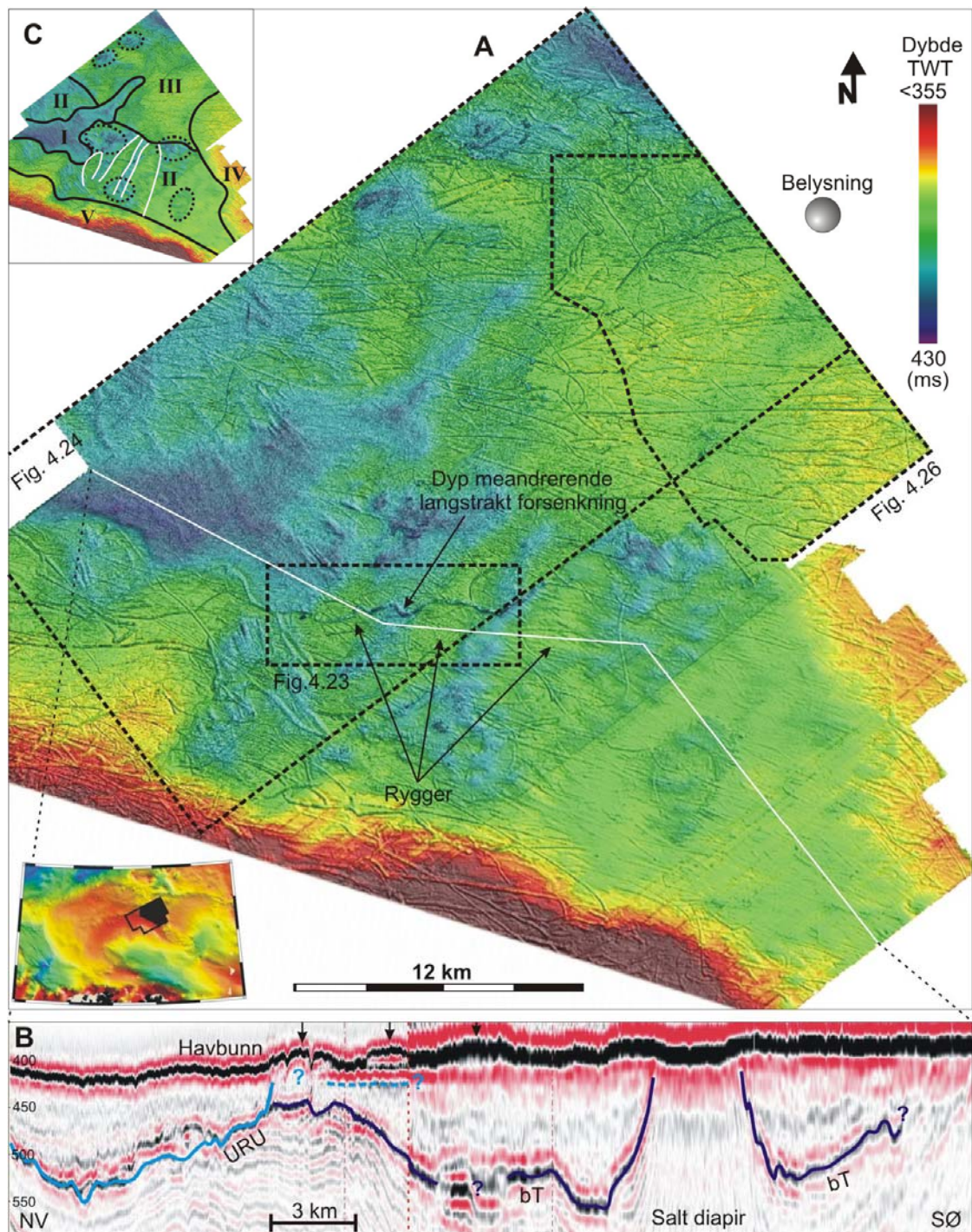
4.4.1 Havbunnsmorfologi i 3D-område C

Havdypet i 3D-området C varierer fra 208 til 322 m (278 til 430 ms) (figur 4.18). Det meste av havbunnen er dominert av krumlinjede furer (figur 4.18, 4.20 og 4.21), tolket til å være pløy espor fra isfjell (kapittel 3.1). Den nordlige halvdel av havbunnen er nokså flat men har en variert morfologi (figur 4.20A). Den sørlige halvdel består av en stor forhøyning med en nokså jevn overflate dominert av pløy espor (figur 4.21A). Morfologisk er havbunnen i 3D-område C delt inn i fem områder: områdene I, II, III, IV og V (figur 4.20C).

Beskrivelse av havbunnsgeomorfologien i områdene I, II, III, IV og V

Område I er den dypeste delen nordvest i 3D-område C hvor det observeres få pløy espor dypere enn ca 305 meters dyp, med noen få unntak (figur 4.20). Dette er en forsenkning med nokså flat bunn som ser ut til å ha én forgreining i nordøstlig retning og en i øst-sørøstlig retning. Område I ser av seismiske profiler ut til å bestå av en tykk glasigen lagpakke over URU (til venstre i figur 4.20B). Denne lagpakken er omtalt mer i kapittel 4.4.3.

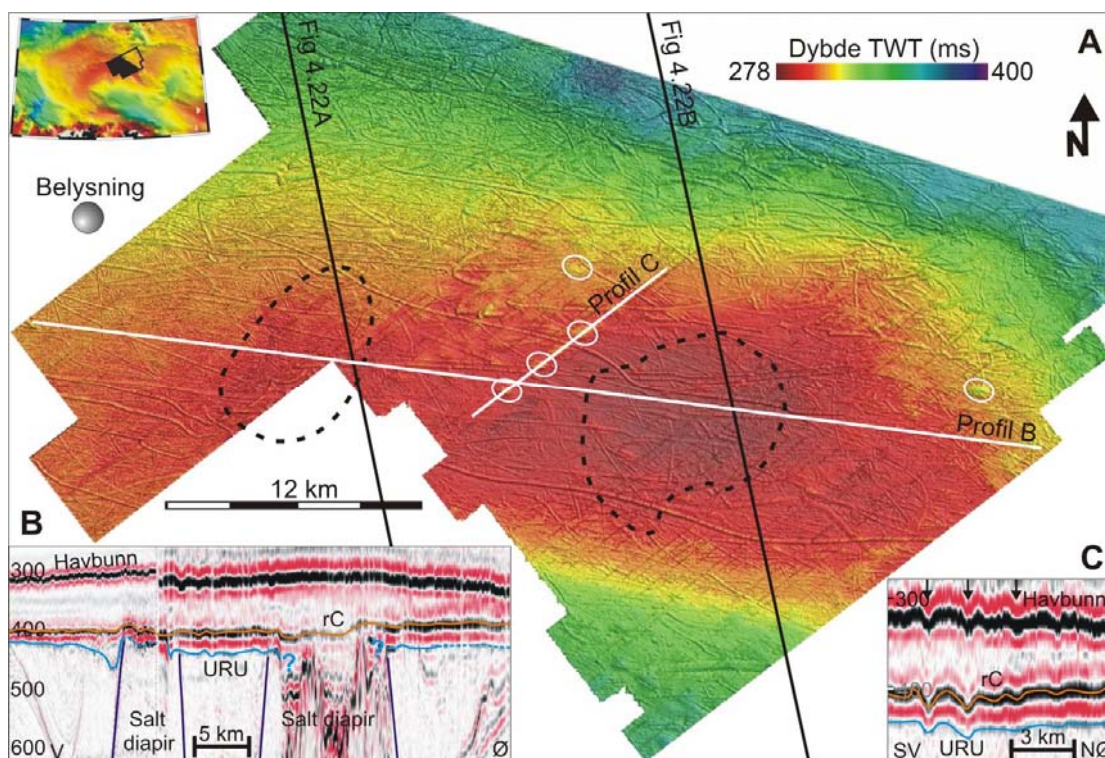
Område II ligger på begge sider av forsenkningen i område I. Det strekker seg fra vest til sørøst og er et område med varierende sedimenttykkelse. Sentralt i området befinner det seg tre lave ryggformer adskilt av forsenkninger med tynt sedimentdekke (figur 4.20). Ryggene er fra 8 til 15 meter høyere enn den omkringliggende havbunnen. En dyp meanderende langstrakt forsenkning skjærer gjennom disse ryggene. Den er beskrevet i kapittel 4.4.2. Den sørøstlige delen av område II har et tynt eller veldig lite dekke av sedimenter (figur 4.20B). Oppløsningen til de seismiske dataene er ikke god nok til å kunne si hvor tynt dette dekket er. Vest i området er det et litt tykkere sedimentdekke som noen steder kan se ut til å gå i ett med sedimentene i område V. Den nordlige delen av område II har ujevn havbunn og et tynt sedimentdekke. Flere steder på havbunnen i område II og også i område III observeres semisirkulære depresjoner med en ujevn og forstyrret havbunn. I den østlige delen av område II, på havdyp rundt 290 meter, er det færre isfjellpløy espor enn i områdene rundt.



Figur 4.20: (A) Skyggerelieffkart fra de nordlige delene av havbunnen i 3D-område C. (B) Seismisk profil med tolket URU inntegnet med blå strek. bT = bunn av tertiær lagpakke som er merket med lilla strek. I de midtre deler av profilet går det fram at det kan være vanskelig å skille URU fra bT. Profilet er sammensatt av en linje fra 3D-område C1 og en fra C2 med forskjellig oppløsning. (C) Tolket inndeling av området. Stiplede sirkler viser områder med ujevn og forstyrret havbunn. Hvite streker anviser ryggformer fra A.

Område III dekker de nordlige delene av 3D-område C (figur 4.20). De sørøstlige delene av område III består av en tydelig sedimentakkumulasjon (ses til høyre i figur 4.19A), men området er oppstykket av små depresjoner, og den øvre reflektoren er mange steder litt diskontinuerlig (figur 4.26B-C). I nordlige og vestlige deler av område III er oppstykkingen mer utviklet med tydelige forsenkninger og forhøyninger. Område III går gradvis over i område IV. Område IV omfatter de østligste delene av 3D-område C. Det har en tydelig sedimentakkumulasjon (ses til høyre i figur 4.19B) som fortsetter østover ut av 3D-området. Sedimentakkumulasjonen er opp mot 20 meter høyere enn havbunnen i område II. Det tynne sedimentdekket i område II har gjort det vanskelig å korrelere sedimentakkumulasjonene i område III og IV på en sikker måte med sedimentene i område V.

Område V, den sørlige halvdel av havbunnen i 3D-område C (figur 4.21), er dominert av en stor ryggformet forhøyning. Forhøyningen har en øst-vest til sørøst-nordvestlig orientering med en jevn flanke ned mot de dypere områdene i nord. Forhøyningen blir også dypere i de sørligste delene, men 3D-område C dekker lite av denne delen. Helningsvinkelen på flankene er vanligvis mindre enn 0,5 grader. Forhøyningen er opp til 70 meter høyere enn omkringliggende havbunn i område II. Det er en tett konsentrasjon av isfjellpløyespor på denne ryggformede forhøyningen. Orienteringen kan mange steder virke tilfeldig, men de fleste lange kontinuerlige pløyesporene har en tydelig øst-vest til øst-sørøst vest-nordvestlig orientering. Der det er mulig å måle bredden på forhøyningen er den rundt 25 km bred. Lengden i øst-vest retning er på kartet over 50 km, men den fortsetter tydelig ut av kartet i begge retninger. Det grunneste området av forhøyningen ser ut til å være lokalisert over en av salt diapirene (figur 4.21A-B). På overflaten av forhøyningen er det flere depresjoner med en semisirkulær form som har en diameter fra 800 til 1000 meter (noen av de tydeligste er merket av på figur 4.21). Den dypeste har en dybde på 15 meter.



Figur 4.21: (A) Skyggerelieffkart fra den sørlige delen av havbunnen i 3D-område C, omtalt som område V. Stiplede svarte sirkler viser hvor to av de underliggende salt diapirene som krysses av profil B befinner seg. Hvite sirkler viser noen sirkulære forsenkninger som av Andreassen et al (2007) er tolket som "fluid escape features". (B) Sammensatt seismisk profil fra begge 3D-områdene som viser et snitt på langs av ryggsformen. Salt diapirene merket av på kartet kommer tydelig fram. Dybde er oppgitt som toveis gangtid i ms. (C) Seismisk snitt gjennom tre av de sirkulære forsenkningene. Pilene viser til forsenkningene merket av på havbunnen.

Tolkning av havbunnsgeomorfologien i områdene I, II, III, IV og V

Havbunnen i 3D-område C har blitt delt inn i fem områder, område I, II, III, IV og V basert på morfologiske trekk (figur 4.20). De seismiske dataene har gitt god horisontal oppløsning på selve havbunnsreflektoren, men den dårlige vertikale oppløsningen gjør tolkninger av underliggende reflektorer og lagpakker vanskelig. Det er de fleste stedene vanskelig å si om sedimentene har et morene- eller glasifluvialt opphav basert på de seismiske dataene. Isfjellpløyemerker ser ut til å kunne være årsaken til den diskontinuerlige refleksjonen flere steder (figur 4.26B-C). Felles for alle områdene er at pløyesporene har en øst-vest til øst-sørøst vest-nordvestlig orientering. Dette antyder retningen på de dominerende havstrømmene under tiden da isfjellene var tilstede (Woodworth-Lynas et al., 1985).

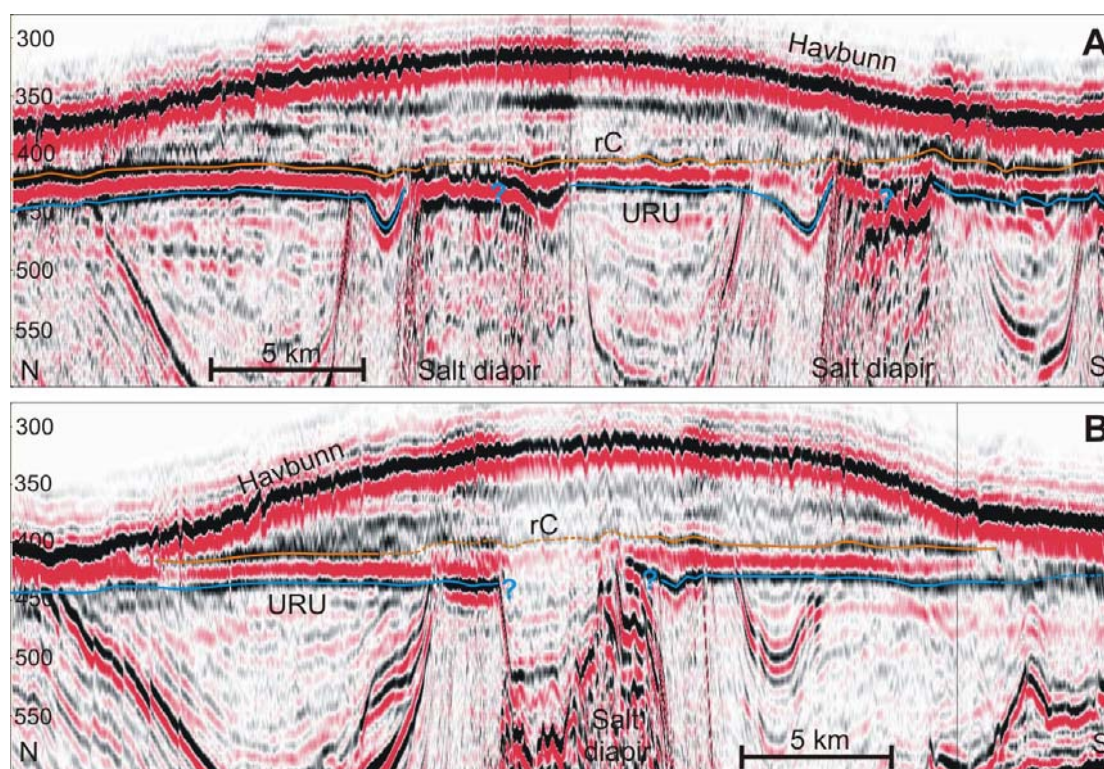
Område I er det dypeste området og har en nokså jevn overflate med få pløy espor. At det observeres lite eller ingen isfjellpløy espor kan bety at dette området var dypere enn det de fleste isfjell i dette området klarte å nå ned til. En annen forklaring på den jevne havbunnen kan være at dette dype området har vært en oppsamlingsplass for suspendert materiale som har fylt inn eventuelle pløy espor og jevnet ut havbunnen. Den tykke glasigen lagpakken under område I er beskrevet og tolket i kapittel 4.4.3.

Område II har lite sedimenter sammenlignet med de andre områdene. Et unntak er ryggene som er lokalisert midt i området. Det sørøstlige området har på seismiske profiler lite sedimenter, men på grunn av dårlig vertikal oppløsning kan ikke tykkelsen bestemmes. Her er det også mindre og mer utydelige pløyemerker. Dette kan kanskje forklares med det tynne sedimentdekket og at det kanskje er berggrunn eksponert noen steder. Ryggene midt i område II kan være en form for morenerygger, kanskje dannet subglasialt ved en grunningslinje som har forandret posisjon over tid (Powell et al., 1996). De kan også tenkes å være skyvemorener dannet foran en fremrykkende bre (Powell og Domack, 1995). Den dype meanderende langstrakte forsenkningen som skjærer igjennom alle ryggene gjør imidlertid tolkningen av ryggene litt vanskeligere. Dette er diskutert mer i kapittel 4.4.3.

Område III fortsetter der område II slutter i nordlig retning. Sedimentdekket blir her tykkere, men det er ikke umulig at det stammer fra samme hendelse som har avsatt sedimenter i område II. Den nordvestlige delen som ser ut til å bestå av flere ryggformer adskilt av forsenkninger kan være et resultat av forskjellige glasiale bevegelser som kan ha skjøvet opp material ujevnt. De semisirkulære depresjonene med ujevn og forstyrret havbunn som er observert flere steder både i område II og III ser ut til å sammenfalle med områder der det er saltstrukturer i undergrunnen (figur 4.18). En forklaring på ujevnheten og forstyrrelsene kan være at salt diapirene forstyrrer de seismiske dataene. En annen forklaring kan være at det har vært aktivitet i salt diapiren etter avsetning. Dette kan muligens være i form av ujevn innsynkning eller at saltet har beveget seg oppover over et ujevnt område. I og med at det er depresjoner over salt diapirene der ujevnheten observeres er kanskje innsynkning den beste forklaringen. En tredje mulig forklaring kan være at det har vært mer erosjon over saltstrukturene, kanskje som resultat av smeltevann eller is i direkte kontakt med alloktont salt. Dette kan kanskje ha dannet erosjonsgroper over salt

diapirene som så senere har blitt fylt inn med sedimenter. Flere av de seismiske profilene indiker at det kan være forsenkninger over noen av saltdiapirerene (figur 4.19B-C og 4.21B) Har denne innfyllingen f.eks. skjedd glasimarint kan det muligens forventes en drapering over slike groper som kan fremstå som depresjoner på havbunnen.

Område IV har en gradvis overgang både til område II og III. Det at sedimentene kan se ut til å bli tykkere østover og at de fortsetter i den retningen ut av 3D-området kan tyde på at dette er utkanten av en større avsetning plassert i mer østlig retning. Av havbunnskartet over studieområdet (figur 4.1) ser det ut til at sedimentpakken i område IV er den østlige delen av det som er blitt omtalt som sedimentakkumulasjonen øst for Nordkappbanken (Andreassen et al., 2008).



Figur 4.22: (A, B) Seismiske profiler fra 2D-linjer gjennom ryggformen. Dybde er angitt i toveis gangtid i ms. Data til høyre for de vertikale linjene ligger utenfor 3D-området. Lokalisering er vist i figur 4.21.

Av havbunnskartet (figur 4.1) kommer det tydelig fram at den ryggformede forhøyningen i område V er en del av det som er omtalt som Nordkappbanken bueformede rygg (Andreassen et al., 2008). De semisirkulære forsenkningene som

flere steder er observert på ryggformen er på bakgrunn av seismisk signatur (figur 4.21C) tolket som fluidmigrasjons groper (Andreassen et al., 2008).

4.4.2 Ryggformet sedimentakkumulasjon

Beskrivelse

Den sørlige delen av 3D-område C, område V, består som tidligere beskrevet av en stor ryggformet forhøyning (figur 4.22). Seismiske profiler gjennom området (figur 4.19, 4.22) viser tydelig at forhøyningen består av en ryggformet sedimentakkumulasjon. Denne sedimentakkumulasjonen er opp til 70 meter tykk fra reflektor rC (kapittel 4.4.6) til havbunnen på topp av ryggen. På 3D-seismiske profiler er sedimentakkumulasjon uten interne refleksjoner, og kan beskrives som akustisk transparent (figur 4.19, 4.21B). Seismiske 2D-linjer gjennom ryggformen viser derimot flere steder interne refleksjoner av varierende styrke (figur 4.22). Forskjellen skyldes trolig at 2D-linjene har bedre vertikal oppløsning. Helningsvinkelen til flankene på ryggen er vanligvis mindre enn 0,5 grader. Flanken på nordsiden kan imidlertid se ut til å være litt slakere enn flanken på sørsiden (figur 4.19C, 4.22B). Av seismiske profiler (figur 4.21B, 4.22B) kan det se ut som om det under den ryggformede sedimentakkumulasjonen er en stor innfylt forsenkning over den østligste av de avmerkede diapirene (figur 4.21A, 4.22B).

Tolkning av ryggformet sedimentakkumulasjon

Sedimentakkumulasjonen er en del av Nordkappbanken bueformede rygg, og har et tydelig positivt topografisk relieff med en bankeform. Banker kan være store og er blant de vanligste seismiske enheter på kontinentalsokler (Mitchum et al., 1977). Banker som dannes ved grunningslinjen til en bre kalles morenebanker og er antatt å være resultatet av en kombinasjon av fluvial avsetning og suspensjonssedimentering av hemipelagiske sedimenter, kalvingsdumping og utsmelting av stein og gruskorn, trykk fra overliggende bre, oppstuing fra breen, og oppsamling og deformasjon av morenematerial (Powell og Alley, 1997). Morenebanker er oppbygd av forskjellige iskontakt litofacies som kan inkludere en kaotisk blanding av forskjellige diamikton, grus, småstein, sand og leire facies (Powell og Domack, 1995; Powell og Alley, 1997).

Siden 2D-linjene har bedre vertikal oppløsning enn 3D-linjer gir de sannsynligvis et bedre bilde av virkeligheten enn linjene fra 3D-datasettet, men det er likevel rimelig å anta at bildet ikke er komplett da 2D-dataene også har en forholdsvis dårlig oppløsning sammenlignet med høyoppløselig seismikk. Moreneavsetninger har ofte en kompleks indre struktur, med inkoherent refleksjonsmønster (Syvitski, 1991; King, 1993). Semitransparent signatur kan indikere en avsetning bestående av relativt homogene finkornede sedimenter med få store klaster (Vorren et al., 1989; 1990). Seismiske data alene kan ikke gi et entydig svar på om en glasial avsetning er avsatt subglasialt eller proglasialt (Stewart og Stoker, 1990; King, 1993). Derfor er det interessant å merke seg at den begravde flaten rC direkte under den semitransparente lagpakken (kapittel 4.4.6) inneholder furer tolket til å være pløyemerker fra isfjell (figur 4.28). Dette kan indikere at sedimentene rett over denne flaten er avsatt fra glasimarin suspensjon fremfor under en fremrykkende bre. (Vorren et al., 1990). Dette kan kanskje bety at banken til å begynne med ble avsatt glasimarint foran en bre som etter hvert rykket fremover over de glasimarine avsetningene. Dette kan igjen bety at banken består av sedimenter avsatt både subglasialt og glasimarint. Overflaten til ryggen er sterkt påvirket av pløy Spor fra isfjell (kapittel 3.1). Dette kan være en prosess som har foregått gjennom hele oppbygningen av morenebanken. Banken kan da ha mottatt isfjell både fra selve breen som bygget banken og av brekanter lokalisert andre steder i Barentshavet (f.eks. Bjørnøyrenna). Denne pløyeprosessen kan da kontinuerlig ha deformert og omarbeidet primære avsetningsstrukturer etter hvert som de ble avsatt, og resultert i en grovere diamikton (Vorren et al., 1983) som er vanskeligere å kjenne igjen.

Størrelsen til den ryggformede banken, 70 meter høy, 25 km bred, og over 50 km lang (250 km for hele Nordkappbanken buformede rygg), kan være en indikasjon på at den kan ha tatt lang tid å avsette. Det kan bety at grunningslinjen til breen som avsatte avsetningen kanskje hadde en stabil posisjon over lengre tid eller at den var svakt fremrykkende (Powell og Alley, 1997). Den lave skråningsvinkelen til avsetningen, som de fleste stedene er mindre enn 0,5 grader, kan tyde på at det har vært store mengder vann tilstede under avsetningen (Powell og Alley, 1997). Det er tidligere antydnet at morenebanker sannsynligvis dannes av tempererte eller subpolare breer hvor det er rikelig med subglasialt smeltevann tilstede, og at termineringen er kalvingsveggen til en tidevannsbre (Powell og Domack, 1995; Powell og Alley,

1997). Fluviale systemer danner vanligvis slakest helning på den distale delen av en grunningslinje (Powell og Alley, 1997). Seismiske profiler på tvers av ryggformen viser at den har en litt slakere helning på nordsiden (figur 4.19C, 4.22B). Dette kan indikere at sedimentakkumulasjonen er avsatt av en bre som har kommet fra sør ut Djuprenna. Det kan også spekuleres i om morenebanken er en stor moreneavsetning avsatt foran en surgende del av et isdekke i Djuprenna. Morenebanken kan da tenkes å ha blitt avsatt som en skyvemorenebanke (Powell og Domack, 1995). Den surgende tidevannsbreen Bråsvellbreen på Nordaustlandet nord i Barentshavet har en stor relikte surge morene distalt for den nåværende posisjonen. Det er en asymmetrisk rygg der den ytre skråningen er slakest med en helning på 1-3 grader, mens den indre skråningen er brattere med en skråning fra 3-6 grader (Solheim, 1991). Ryggformen beskrevet over har en helningsvinkel på rundt 0,5 grader og er betraktelig større, så det er derfor vanskelig å dra noen direkte parallell mellom disse to avsetningene.

Den ryggformede sedimentakkumulasjonen er på bakgrunn av det som er diskutert over tolket til å være en del av en større morenebanke som utgjør Nordkappbanken bueformede rygg. Morenebanken kan bestå av en kombinasjon av subglasial morene og glasimarine sedimenter avsatt ved og foran en grunningslinje.

Det har i denne oppgaven ikke vært hensikten å tolke særpreg ved salt diapirene, selv om det er mange interessante fenomener relatert til diapirene. Men det har likevel ikke vært mulig å la være å legge merke til forsenkningen over den største diapiren, som ser ut til å være fylt inn av en tykk lagpakke (figur 4.19B-C, 4.21B og 4.22B). Denne forsenkningen kan muligens være resultatet av glasial eller glasifluvial erosjon av alloktont salt som har kommet i kontakt med en overkjørende bre. Det er også interessant å legge merke til at direkte over denne diapiren ser havbunnen ut til å være på det grunneste (figur 4.21A). Dette kan være tilfeldig, alternativt kan saltet ha vært aktivt i tiden etter avsetting av banken, slik at havbunnen har hevet seg litt. Men av de seismiske profilene er det vanskelig å finne tegn som kan støtte opp om denne teorien.

4.4.3 Dyp meandrerende langstrakt forsenkning på havbunnen

Beskrivelse

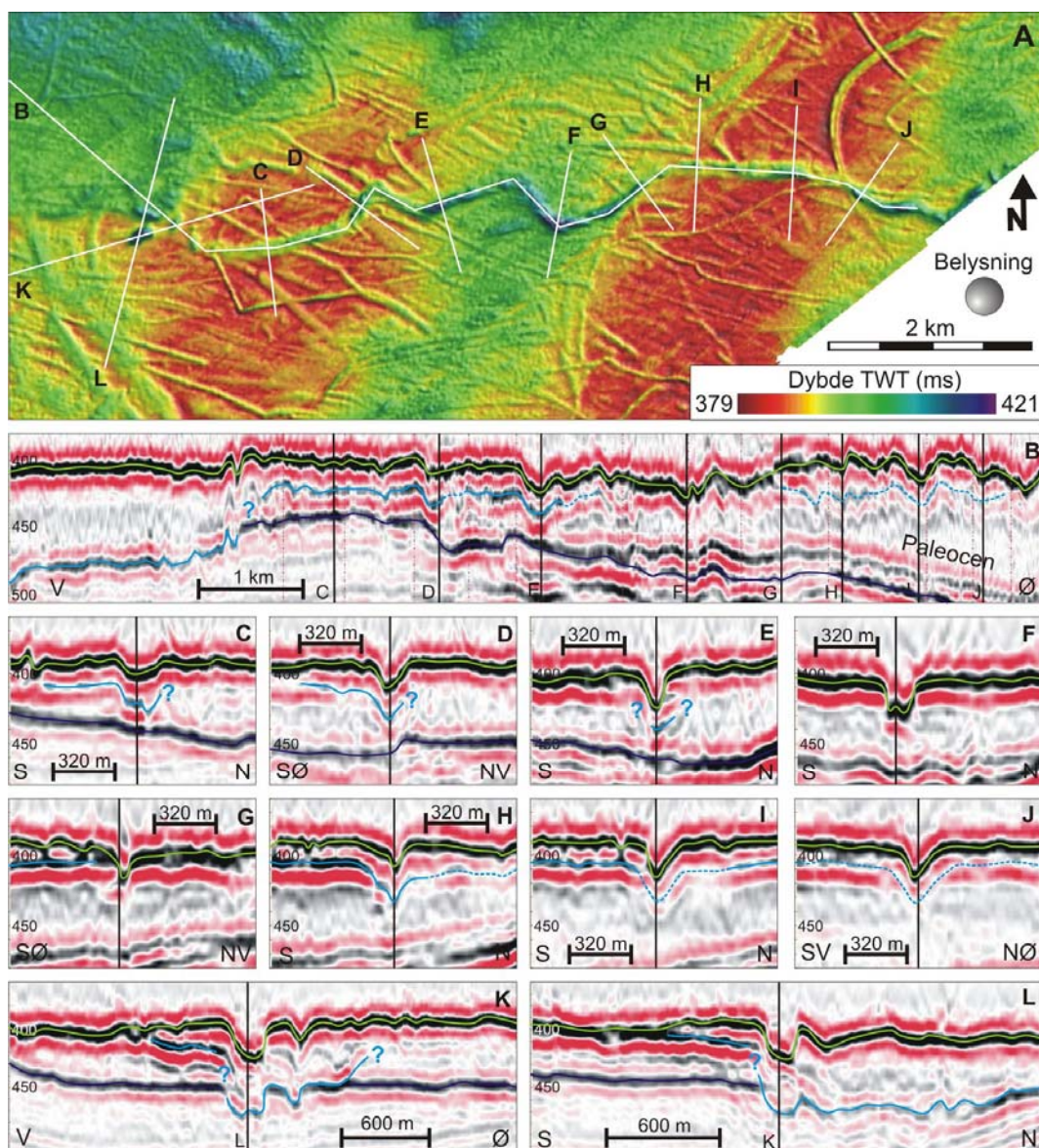
I område II på havbunnen opptrer en dyp meandrerende langstrakt forsenkning som bukte seg i øst-vest retning (figur 4.23A). Den er flere steder erodert ned til URU. Forsenkningen befinner seg på havdyp mellom 300 og 320 meter. Den kan følges i 12 km over både forhøyninger og forsenkninger. Lengdeprofilen er ujevnt (figur 4.23B) og dybden varierer fra rundt 7 til 20 meter. I tverrsnitt har forsenkningen en U eller V form (figur 4.23C-J) med bredde fra 150 til 250 meter. I bunn av forsenkningen kan det flere steder observeres semisirkulære hull. Området rundt forsenkningen domineres av krumlinjede furer tolket som isfjellpløyespor (kapittel 3.1) som flere steder overkjører forsenkningen. Forsenkningen skiller seg fra pløyesporene ved den ujevne bunnen og mangelen av langsgående rygger. Noen av stedene hvor pløyesporene krysser forsenkningen kan det se ut som om forsenkningen har blitt innfylt av litt sedimenter.

Av de seismiske profilene (figur 4.23) kan det se ut som om forsenkningen er en del av en delvis gjenfylt underliggende forsenkning som er erodert ned til URU (figur 4.23B-J). I de midterste delene ser forsenkningen ut til å ha minst innfylte sedimenter (figur 4.23E-G). På forhøyningene er det mer sedimenter i forsenkningen (figur 4.23C-D, H-J). Det er vanskelig å se den østlige termineringen av forsenkningen (figur 4.23A), men i vest ser det ut som om den forsvinner gradvis. Der den forsvinner i vest observeres fem til seks semisirkulære hull av forskjellig størrelse (figur 4.23K-L). Det største hullet har lengste og korteste diameter på henholdsvis 350 og 210 meter, og er opp til 24 meter dypt. Alle hullene ser ut til å reflektere forsenkninger på URU flaten (figur 4.23K).

Tolkning av dyp meandrerende langstrakt forsenkning på havbunnen

Den dype meandrerende langstrakte forsenkningen er tolket til å være en stor subglasial smeltevannskanal (kapittel 3.3). Lignende kanaler er tidligere beskrevet på havbunnen i Pine Island Bay utenfor Antarktis (Anderson og Shipp, 2001; Lowe og Anderson, 2002; 2003). Et av de sterkeste kriterier som skiller subglasiale fra subaerale kanaler er et ujevnt lengdeprofil som krysser topografiske barrierer (Benn og Evans, 1998). Kanalen beskrevet her krysser tydelig topografiske hinder og har en

ujevnhet langs bunnen som er i størrelsesordenen titalls meter (figur 4.23B). Subaeralt opphav kan derfor trolig utelukkes. At kanalen ligger rundt 300 meter under dagens havoverflate underbygger også denne konklusjonen da maksimal eustatisk havnivåsenkning under siste istids maksimum bare var mellom 120 og 135 meter (Clark og Mix, 2002). Kanalen har samme størrelse som flere av isfjellpløyesporene i området, men formen, mangelen på rygger langs kantene og lengdeprofilen skiller den klart ut fra isfjellpløyespor.



Figur 4.23: (A) Skyggerelieffkart av havbunnen som viser en dyp meandrerende langstrakt forsenkning. Lokalisering er vist i figur 4.20. (B) Lengdeprofil av forsenkningen. (C-J) Tverrsnitt fra forskjellige steder langs lengdeprofilen. (K, L) Tverrsnitt gjennom noen av hullene i vest. Dybde er oppgitt som toveis gangtid i ms. Grønne streker representerer havbunnen. Lilla streker er paleocen-kritt grensen. Blå streker er tolket URU. URU er ikke tolket der den går i ett med havbunnen.

De semisirkulære hullene som er observert i den vestlige enden av kanalen kan kanskje være en form for storskala jettegryter. Jettegryter kan dannes av strømvirvler i smeltevann under høyt trykk, eller av kavitasjonserosjon som danner hull der turbulent subglasialt smeltevann treffer underlaget med en vinkel (Benn og Evans, 1998). Det er vanlig at de forekommer i områder med større forandringer i helning (Kor et al., 1991). Jettegryter forekommer ofte i sammenheng med smeltevannskanaler, og det kan derfor tenkes at de observerte hullene er dannet av det samme smeltevannet som har erodert selve kanalen. De semisirkulære hullene i bunn av kanalen kan også tolkes som jettegryter. I Dry Valley området i Antarktis er det tidligere beskrevet jettegryter i smeltevannskanaler som kan ligne på det som er observert her (Sugden et al., 1991). Der er jettegrytene flere titalls meter både breie og dype, og de forekommer hovedsaklig tre steder: ved sammenløpet av to eller flere kanaler, i skarpe svinger langs kanaler, og i den øvre overflaten mellom kanaler. Flere steder langs kanalen forekommer de semisirkulære hullene i områder med krappe svinger. Hullene i den vestlige enden forekommer i et område hvor kanalen på havbunnen ser ut til å forsvinne. Seismiske profiler viser at der kanalen forsvinner begynner et større begravd dalsystem (figur 4.25C). Hullene kan også ses på den begravde flaten (figur 4.25B). Det er en markant forandring i helning i dette området, noe som kan underbygge at hullene er en form for storskala jettegryter.

Størrelsen til kanalen (150-250 m bred, 7-20 m dyp og 12 km lang) kan tyde på at dette er en form for tunneldal (kapittel 1.6). Nøyaktig hvilke subglasiale prosesser som har dannet kanalen er vanskelig å si, men den store størrelsen tyder på at det kan ha vært katastrofale smeltevannsflokker involvert (Brennand og Shaw, 1994; Clayton et al., 1999; Rains et al., 2002; Sjogren et al., 2002). Alternativt kan det ha vært en viss mengde smeltevann over lang tid. De store hullene i bunn av kanalen, tolket som jettegryter, kan underbygge at det har vært store mengder vann tilstede. Kanalen er delvis innfylt av sedimenter, noe som antyder at dannelsen av kanalen ikke var den siste hendelsen i dette området. Innfyllingen av kanalen er størst der kanalen skjærer gjennom noen rygger. At innfyllingen er ujevnt fordelt kan bety at den ikke skyldes avsetning fra f.eks. glasimarin suspensjon. Det er mest trolig at kanalen er dannet samtidig med eller etter ryggene. Hadde kanalen vært dannet før ryggene er det lite trolig at den ville fremtre så tydelig som den gjør. En annen mulighet er at kanalen har vært dannet før den siste hendelsen og etter dette har vært helt innfylt. En

senere episode med smeltevann kan så delvis ha erodert ned i den samme kanalen og etterlat sedimenter i noen områder.

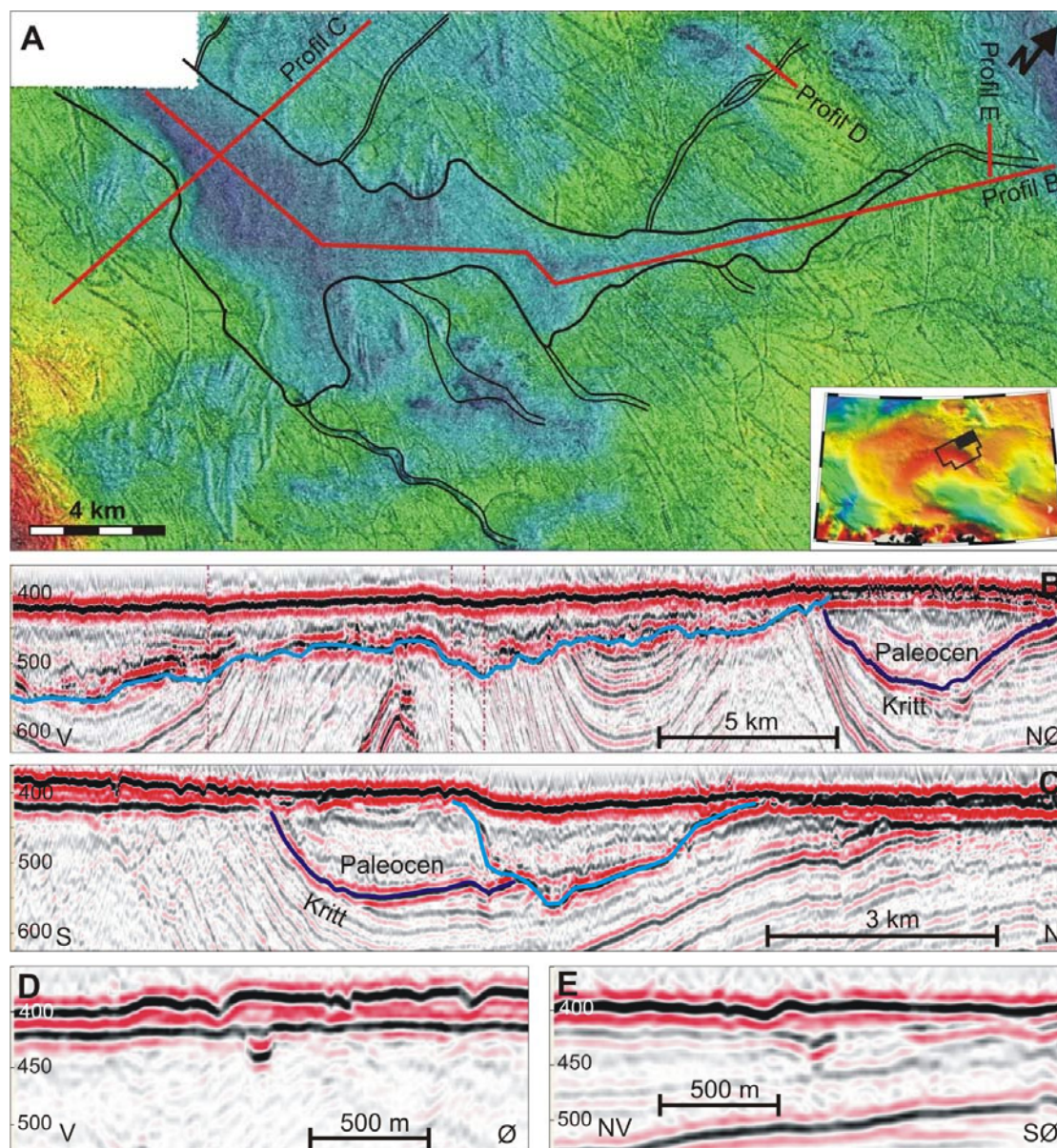
4.4.4 Begravd dal og kanalsystem

På skyggerelieffkartet av havbunnen (figur 4.20A) danner område I en forsenkning. Seismiske profil (figur 4.24 og 4.25) avslører at det er en tykk glasigen lagpakke over URU i dette området. URU fremstår som en innfylt dalbunn som fortsetter ut av 3D-området mot vest. Det har med få unntak vært vanskelig å tolke URU-flaten eller noen interne flater god, men studier av seismiske profil kombinert med tidsstrukturkart og korrelasjonskart på forskjellige dybder viser tydelig formen på den begravde dalen (figur 4.24 og 4.25).

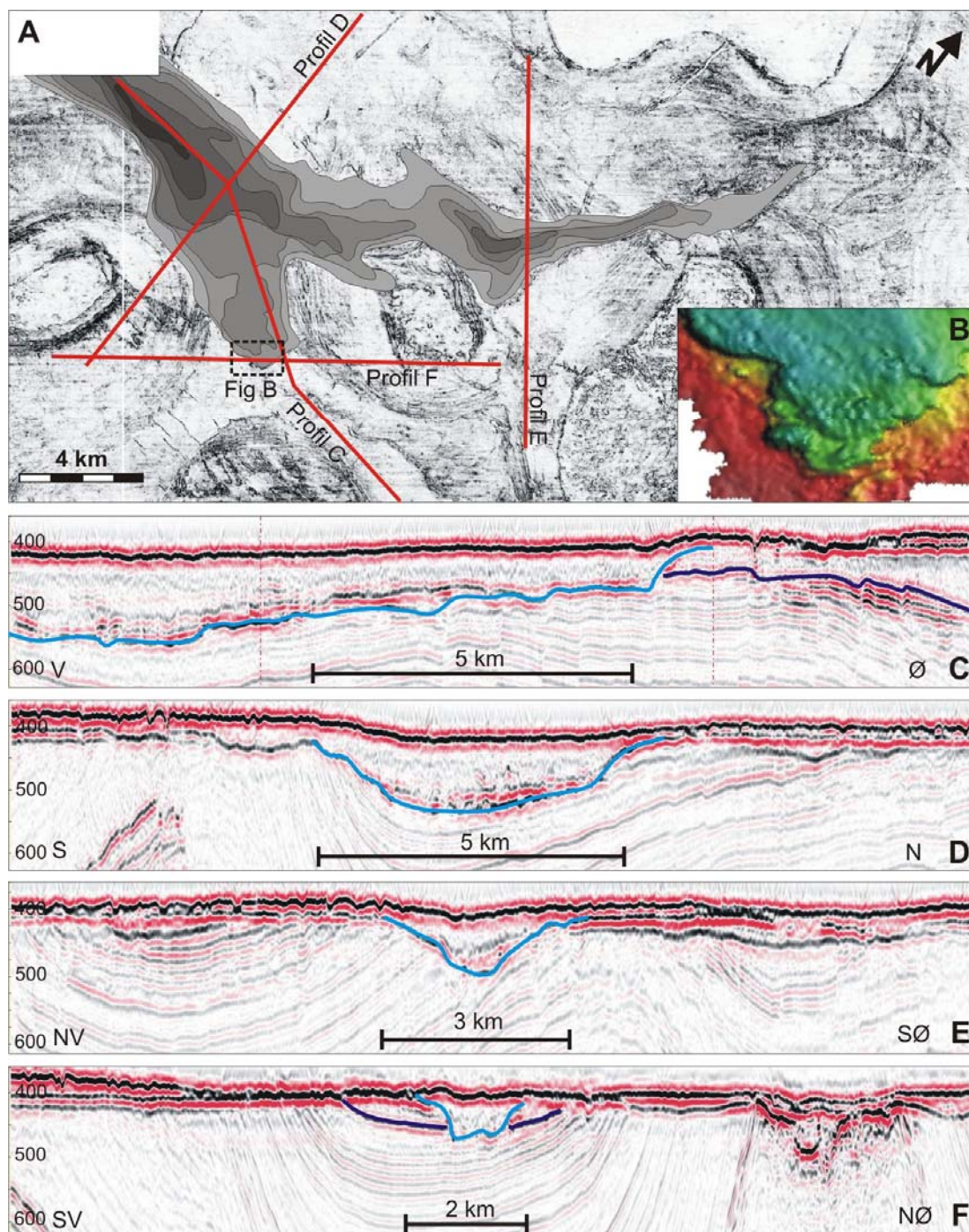
Beskrivelse

Dalen har én forgreining i nordøstlig retning og en annen i øst-sørøstlig retning. Fra kanten av kartet i vest og inn den øst-sørøstlige forgreiningen er det rundt 12 km (figur 4.25C). Fra kanten og inn den nordøstlige forgreiningen er det over 25 km (figur 4.24B). URU har en ujevn lengdeprofil i begge tilfellene. I de vestligste delene er dalen litt over 3 km bred og i de midtre delene over 6 km bred. Bredden på den nordøstlige forgreiningen smalner gradvis av i nordøstlig retning, men med noen mindre utvidelser underveis. Den øst-sørøstlige forgreiningen avslutter brått i et område der dalen er rundt 2 km bred. Tykkelsen på lagpakken over URU er i de dypeste områdene i vest rundt 130 ms (rundt 117 meter med en toveis gangtid på 1800 m/s) og blir gradvis tynnere innover forgreiningene. Den nordøstlige forgreiningen har et tydelig overfordypet trau midt på lengdeprofilet (figur 4.24B og 4.25A) som også vises som en forsenkning på havbunnen (figur 4.24A). I dette traует er tykkelsen opp til 100 ms (90 meter). Ved avslutningen av den øst-sørøstlige forgreiningen er skråningen målt opp mot 20 grader (figur 4.25C). Dalen ser noen steder grovt ut til følge underliggende berggrunnslag (figur 4.25D), mens den andre steder tydelig er erodert på tvers av berggrunnslagning (figur 4.24C og 4.25F). Tverrsnittet til dalen har U- eller V-form (figur 4.24C og 4.25D-F), flere steder med en bred bunn. V-formen er tydeligst innover den nordøstlige forgreiningen. Den målbart bratteste stigningen dalsidene har er på rundt 25 grader på sørsiden av dalen. Det meste av lagpakken som har innfylt dalen er uten interne refleksjoner, med unntak av bunn av

lagpakken hvor det flere steder skimtes interne reflektorer (figur 4.24B-C og 4.25C-F). I områder der URU har stor helningsvinkel samtidig som den kutter berggrunnslag har det mange steder vært vanskelig å tolke URU reflektoren, spesielt i områder der den paleocene lagpakken kattes (figur 4.24C). Dette fordi den seismiske signaturen til den paleocene lagpakken er nokså lik den glasigene lagpakken over URU.



Figur 4.24: (A) Utsnitt fra havbunnskyggerelieffkartet med tolket avgrensninger av det begravde dal og kanalsystemet inntegnet med svarte streker. (B, C) Seismiske profiler fra det begravde dalsystemet som viser avgrensningen til dalsystemet (URU) med blå streker. (D, E) Seismiske profiler som viser to av de begravde kanalene. Dybde er angitt i toveisgangtid (ms).



Figur 4.25: (A) Korrelasjonskart fra dyp på 445 ms toveis gangtid med tolkede dybdekonturer til dalen overlagt. Konturene går fra 440 til 560 ms med intervall på 20 ms. Mørk farge er dypest. Salt diapirene kommer godt fram på korrelasjonskartet. Utsnittet er det samme som vist i figur 4.24A (B) Forstørret område fra A som viser litt av tolket URU flate. (C-F) Seismiske profiler fra det begravde dalsystemet der blå streker viser tolket avgrensninger (URU). Dybde er angitt i toveisgangtid (ms).

Ved å studere tidsstruktur- og korrelasjonskart har området rundt den begravde dalen vist seg å inneholde flere kanaler (figur 4.24A og 4.25A). Denne kartleggingen har bare vært mulig i 3D-område C1, hvor oppløsningen er god nok. En av disse, kanalen

beskrevet i kapittel 4.4.3, er godt synlig på havbunnen. De andre ser ut til å være begravd av overliggende sedimenter (figur 4.24D-E). Alle kanalene virker erodert ned i underliggende berggrunn. Eksemplene vist i figur 4.24D og E er rundt 150 meter brede og henholdsvis rundt 20 og 10 meter dype. Kanalene leder alle inn mot dalsystemet. Tre kommer inn fra nord, en fra nordøst, og fire fra øst. De områdene på kartet der kanalene ikke er mulig å følge lenger er i områder med salt diapirer (figur 4.24A). Et unntak er den bredeste kanalen (nummer to fra sør), som det har vært mulig å følge over en salt diapir. Den ser ut til å være bred og dyp over salt diapiren (ses til høyre i figur 4.25F), men denne tolkningen er vanskelig på grunn av saltets forstyrrelse av de seismiske signalene.

Et lite område av den sørøstligste delen av dalsystemet hvor URU har vært mulig å tolke er vist i figur 4.25B. Et stort semisirkulært hull skiller seg tydelig ut. Dette hullet er lokalisert direkte under det største hullet vest for kanalstrukturen observert på havbunnen (figur 4.23A). Denne sammenhengen kan også tydelig ses fra profiler som krysser hullet (figur 4.23K-L). Flere av de andre hullene observert på havbunnen ser også ut til å ha tilhørende forsenkninger på denne begravde flaten, men de er ikke så godt utviklet.

Tolkning av begravd dal og kanalsystem

Det begravde dal og kanal systemet er tolket til å være et begravd tunneldalsystem. Tunneldaler er omtalt i kapittel 3.3.1. Begravde tunneldaler av samme størrelsesorden som her er tidligere beskrevet på land fra f.eks. Nord-Tyskland (Ehlers og Linke, 1989) og marint utenfor f.eks. Canada (Boyd et al., 1988) og flere steder i Nordsjøen (Huuse og Lykke-Andersen, 2000; Praeg, 2003; Lonergan et al., 2006). Det er også beskrevet lignende tunneldaler på havbunnen i Nordsjøen som ikke er begravd (Bradwell et al., 2008). Av seismiske profiler (f.eks. figur 4.24B) og dybdekonturene (figur 4.25A) kommer det tydelig fram at dalen i 3D-område C har irregulært lengdeprofil med overfordypede traue. Dette er et tydelig tegn på at tunneldalen kan være dannet av subglasialt vann under trykk fra et overliggende isdekke (Lonergan et al., 2006). Denne tolkningen styrkes av forekomst av storskala jettegryter i bunn av dalen (figur 4.25B). Jettegryter er et sikkert tegn på tilstedeværelsen av subglasialt smeltevann (Benn og Evans, 1998). Berggrunnen i området rundt tunneldalen er kraftig påvirket av salt diapirer. Lokale variasjoner i styrken til underliggende

berggrunn som følge av saltstrukturer kan ha betydning for lokaliseringen av tunneldaler (Huuse og Lykke-Andersen, 2000). De seismiske profilene gjennom dalen (figur 4.24B-C og 4.25C-F) viser tydelig at den underliggende berggrunnen flere steder trolig har hatt betydning for lokalisering av dalen, som følger berggrunnsлагningen. Sedimentene som har fylt inn dalen opptrer på seismiske profiler stort sett semitransparente. Ved å sammenligne havbunnen og dybdekonturen til dalen kommer det tydelig fram at havbunnen over dalen reflekterer bunn av dalen (figur 4.24A og 4.25A). Dette og den homogent transparente seismiske signaturen kan være en indikasjon på at dalen er fylt inn av glasimarine sedimenter (Vorren et al., 1989; 1990). I bunn av dalen kan det noen steder se ut som om det finnes tynne underliggende lagpakker. Dette kan kanskje være glasifluviale sedimenter avsatt av smeltevann (Ó Cofaigh, 1996; Praeg, 2003), men de seismiske dataene kan ikke alene gi svar på dette. Det er få direkte observasjoner gjort i denne oppgaven som kan underbygge om tunneldalen er dannet av én eller flere hendelser. De refererte tunneldalene fra Nordsjøen og Nord-Tyskland er tolket til å være dannet av flere smeltevannshendelser (Ehlers og Linke, 1989; Huuse og Lykke-Andersen, 2000; Praeg, 2003; Lonergan et al., 2006) i kombinasjon med glasial erosjon (Ehlers og Linke, 1989; Huuse og Lykke-Andersen, 2000). Den store dimensjon (opp til 6 km bred og over 100 meter dyp) på den observerte tunneldalen må sannsynligvis ha krevd enorme mengder vann for å kunne ha blitt dannet under én hendelse. Derfor kan det være mer sannsynlig at den er dannet av flere mindre smeltevannshendelser. Erosjon fra selve breen mellom smeltevannshendelsene kan også godt ha bidratt til å forme den. Det kan heller ikke utelukkes at dalen kan ha vært subaeralt initiert i midt- og tidlig pleistocen når Barentshavet var oppløftet (Vorren et al., 1991).

Kanalene som er observert rundt hoveddalen leder alle inn mot denne, og formen minner veldig om et forgreinet dreneringssystem med et nettverk av kanaler (Benn og Evans, 1998). Alle disse kanalene er begravd foruten den som er beskrevet i kapittel 4.4.3. Det kan bety at kanalene ikke er dannet samtidig. Eventuelt kan den ikke begravde kanalen være lokalisert i et område som ikke har blir overdekket. Felles for alle er at de er erodert ned i underliggende berggrunn. Siden dataene fra kanalene er begrenset er det vanskelig å si så mye om dem. Men størrelsen på alle er i samme størrelsesorden som den beskrevet i kapittel 4.4.3. Dette og at de alle leder inn mot den store tunneldalen kan tyde på at de har et felles opphav. Orienteringen til kanalene

varierer fra nordlig til østlig retning. Dette kan tyde på, hvis det er smeltevann som har dannet både disse og den store tunneldalen, at vannet har kommet fra forskjellige retninger.

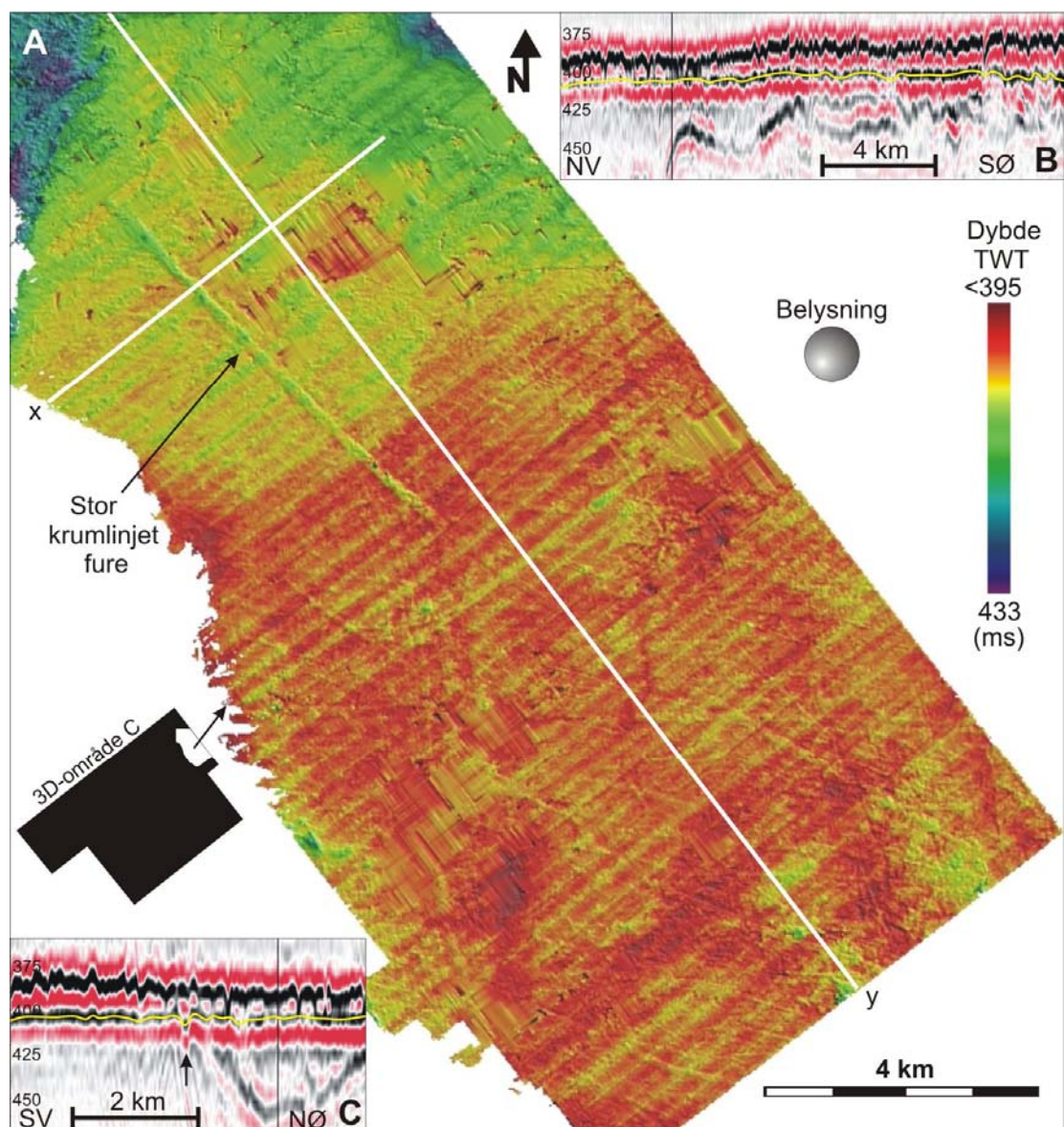
4.4.5 Begravd flate i nordøst

Beskrivelse av begravd flate i nordøst

Det eneste stedet utenfor ryggformen i sør hvor det har vært mulig å tolke et stort areal av en begravd flate som har gitt et noenlunde bra resultat, er mellom område III og IV på havbunnen i den nordøstlige delen av 3D-område C (figur 4.26). Flaten har en ganske jevn profil, med noen dypere områder i nord og helt i nordvest. Flaten viser en tydelig stor krumlinjet fure som strekker seg i en sørøst til nordvestlig retning i over 16,5 km. Den ser ut til å fortsette ut av kartet i sørøst, mens den forsvinner mot de dypere delene i nordvest. Der den er best utviklet er denne furen opp til 7 meter dyp og 250 meter bred. Det kan se ut som om den er erodert ned i den underliggende berggrunnen. Den er svakest i den midtre delen og tydeligst i nord. På flaten er det også flere svake furer av varierende orientering. I den nedre delen har flere av disse svake furene en øst-vest orientering, andre steder forekommer noen med en mer nordvest sørøstlig retning.

Tolkning av begravd flate i nordøst

Den begravde flaten i nordvest (figur 4.26A) er begravd under havbunnen av et tynt sedimentdekke representert ved en delvis diskontinuerlig reflektor. Det tydeligste formelementet på flaten er en stor krumlinjet fure som ser ut til å kunne være erodert ned i underliggende berggrunn. Hvis det er riktig tolket at den er erodert ned i berggrunnen kan det være en indikasjon på at den ikke er et isfjellpløyespor. Den kan være en fure erodert ut under en bre. Men det er sannsynligvis ikke utenkelig at store isfjell kan pløye i berggrunnen hvis den består av bløte sedimentære bergarter. Hvis den er dannet under en bre kan orienteringen si noe om bevegelsesretningen til breen, i dette tilfellet en sørøst til nordvestlig retning (eller motsatt). De svakere furene med varierende orientering og de som tydelig har en øst-vest retning kan se ut til å speile isfjellpløyespor på havbunnen.



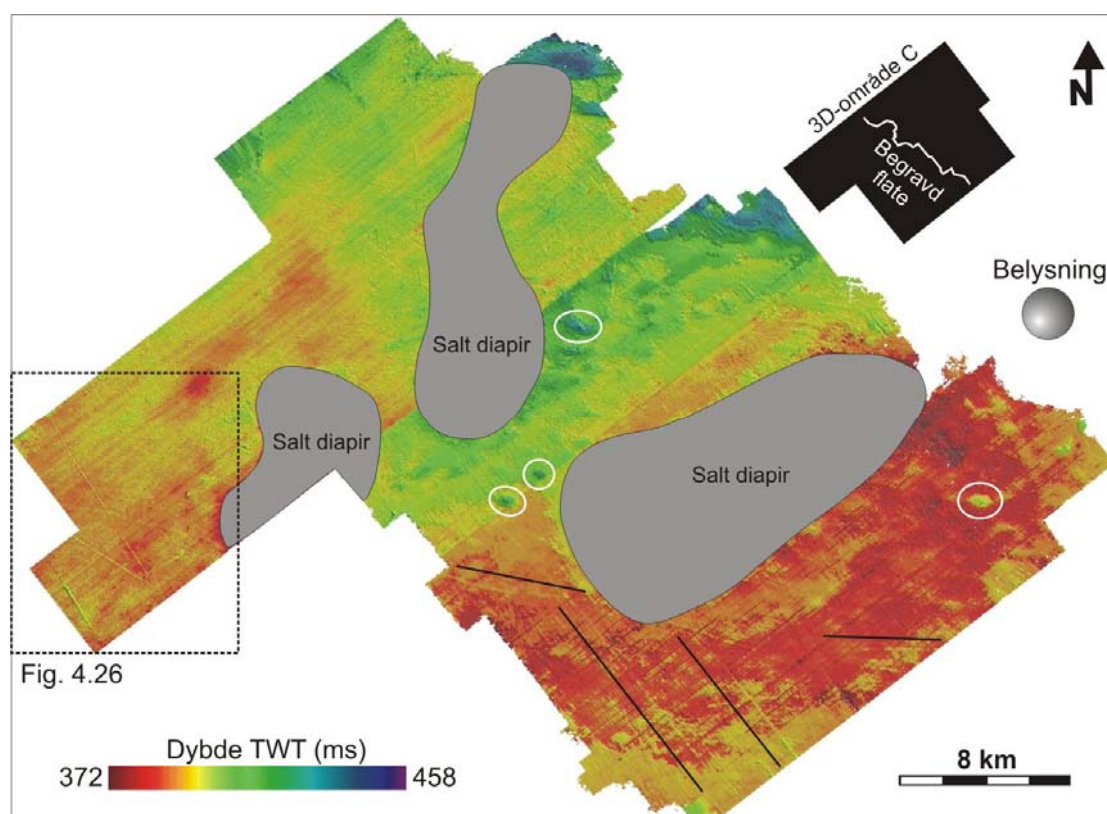
Figur 4.26: (A) Begravd flate fra område III i den nordøstlige delen av 3D-område C. Lokalisering er vist i figur 4.20. Flaten var vanskelig å tolke og bærer derfor mange steder preg av interpolering. Innlinjestøy ses som kraftig SV-NØ gående støylinjer. (B, C) Seismiske profiler der den tolkede flaten er vist med gul strek. Den tydelige furen i figuren er merket på profil C med en svart pil. Furen er her ca 180 meter bred og 6 meter dyp. Dybden til profilene er oppgitt som toveis gangtid i ms.

Dette kan være et resultat av det tynne sedimentdekket og / eller dårlig vertikal oppløsning. Flaten kan se ut til å representere URU eller en flate rett over URU (figur 4.26B-C).

4.4.6 Begravd flate i sør, reflektor rC

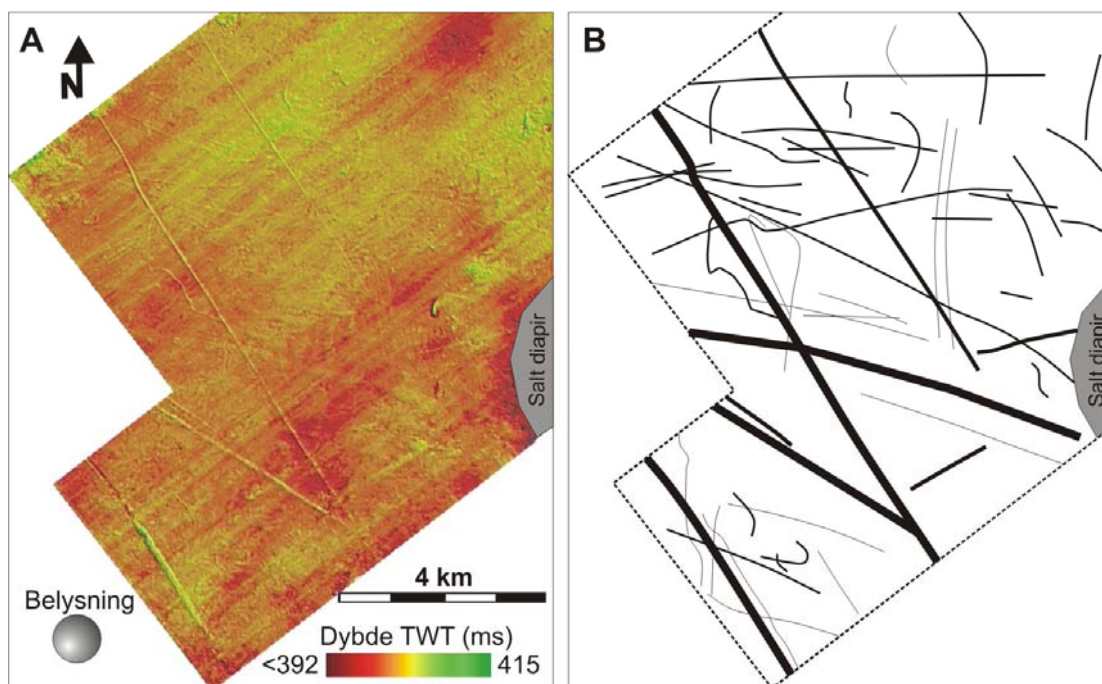
Beskrivelse

Reflektor rC under den ryggformede sedimentakkumulasjonen i den sørlige delen av 3D-område C (figur 4.19, 4.21 og 4.22) har høy amplitude og er grei å tolke over det meste av området der det ikke er salt diapirer (figur 4.27). På flaten er det flere semisirkulære forsenkninger med diameter opp til 1 km. Disse forsenkningene er lokalisert direkte under forsenkninger observert i område V av havbunnen (figur 4.21).



Figur 4.27: Skyggerelieffkart av den begravede flaten under den ryggformede sedimentakkumulasjonen sør i 3D-område C. Områder med salt diapirer er vanskelige å tolke og er derfor utelatt. Den interne tidsforskyvningen i 3D-område C2 kommer godt til syne i midten av figuren. Hvide sirkler anviser noen av de mest tydelige semisirkulære forsenkningene. Svarte streker viser retningstrend til observert furer sør på flaten.

Sør på flaten er det flere tydelige furer i en nordvest-sørøstlig retning. Flere andre tydelige furer har en vest-nordvestlig øst-sørøstlig orientering. Den lengste furen kan følges i over 17 km. Flest furer observeres i den vestligste delen (figur 4.28A).



Figur 4.28: (A) Forstørret område fra figur 4.27. (B) Tolkede furer fra flaten i A.

Tolkning av begravd flate i sør, reflektor rC

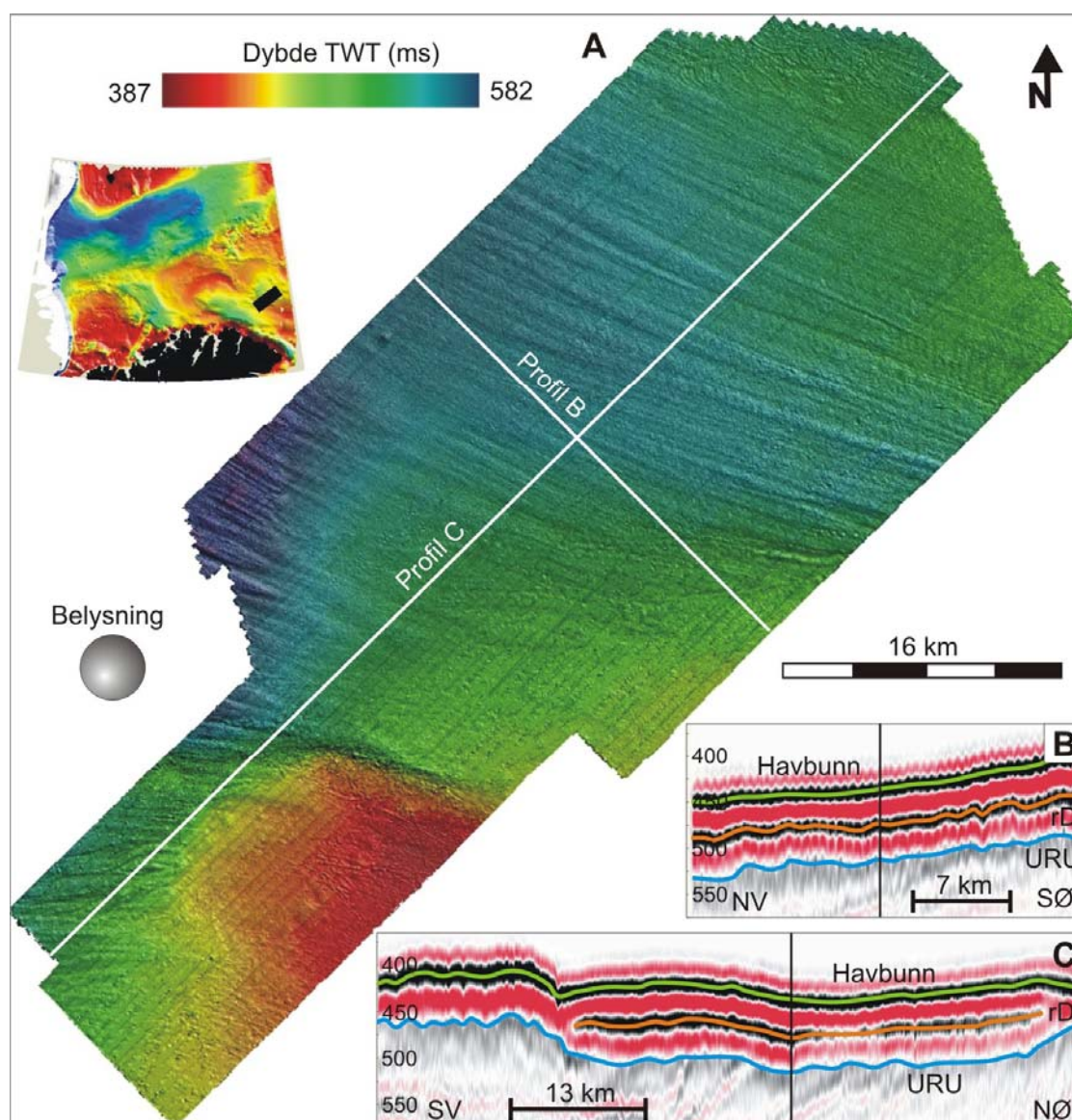
Den begravde flaten i sør (figur 4.27 og 4.28) ligger rett under den ryggformede sedimentakkumulasjonen i område V av havbunnen (figur 4.21A). De sirkulære forsenkningene på denne flaten ligger direkte under lignede forsenkninger på havbunnen (figur 4.21A), som av Andreassen et al (2007) er tolket som "fluid escape features". Dette er ikke et fokusområde i denne oppgaven, og vil derfor ikke bli omtalt mer. Furene observert på denne flaten er tolket som begravde isfjellpløyespor (kapittel 3.1). Noen steder har de en foretrukket orientering, men mange steder har de tydelig svært varierende orientering (figur 4.6). Områder på havbunnen der furer opptrer med varierende orientering samtidig som noen av furene kan ha en foretrukket orientering, er et vanlig kjennetegn på havbunn utsatt for isfjellpløying (Lien, 1983). Det ser ut til at den foretrukne orienteringen har en nordvest-sørøstlig til vest-nordvestlig øst-sørøstlig retning. Dette avviker litt fra det som er observert på havbunnen rett over dette området der de fleste lange kontinuerlige pløyesporene har en tydelig øst-vest til vest-nordvestlig øst-sørøstlig orientering (figur 4.21A). Den foretrukne orienteringen til pløyespor fra isfjell kan indikere trenden til isfjelldriften som ofte styres av de dominerende havstrømmene i området (Woodworth-Lynas et al., 1985; Lewis og Woodworth-Lynas, 1990). Dette kan muligens bety at havstrømmene under avsetning av pløyesporene på den begravde flaten kan ha vært litt annerledes enn hva de var når

havbunnen ble pløyet. Hullene med en rygg rundt (figur 4.28A) er tolket til å være en form for krater med en omkransende rygg av oppslyngede sedimenter, dannet når et isfjell har støtt ned i bunnen ved kalving eller under velting (kapittel 4.2.1).

Av figur 4.27 kommer det fram at mange av de tydeligste furene er lineære og har en nordvest sørøstlig orientering. Det kunne vært argumentert for at disse furene er det som i kapittel 3.2 er omtalt som parallelle lineasjoner avsatt under en isstrøm. Men ved å studere figur 6.26A ser det ut til at de tydeligste furene er de yngste. Forutsatt at det er riktig tolket at furene med varierende orientering er pløyespor fra isfjell, er det lite trolig at slike pløyespor skulle blitt bevart under en hurtigstrømmende isstrøm.

4.5 Geomorfologisk beskrivelse og tolkning av 3D-område D

3D-område D ligger sørøst for Nordkappbanken (figur 4.29). Oppløsningen i 3D-område D er den laveste av de studerte 3D-områdene. Det har likevel vært mulig å tolke en intern refleksor mellom havbunnen og URU i deler av området, her kalt refleksor rD. Den lave oppløsningen har ikke gjort det mulig å bruke den akustiske signaturen til å si noe om sammensetningen til de glasigene sedimentene over URU.



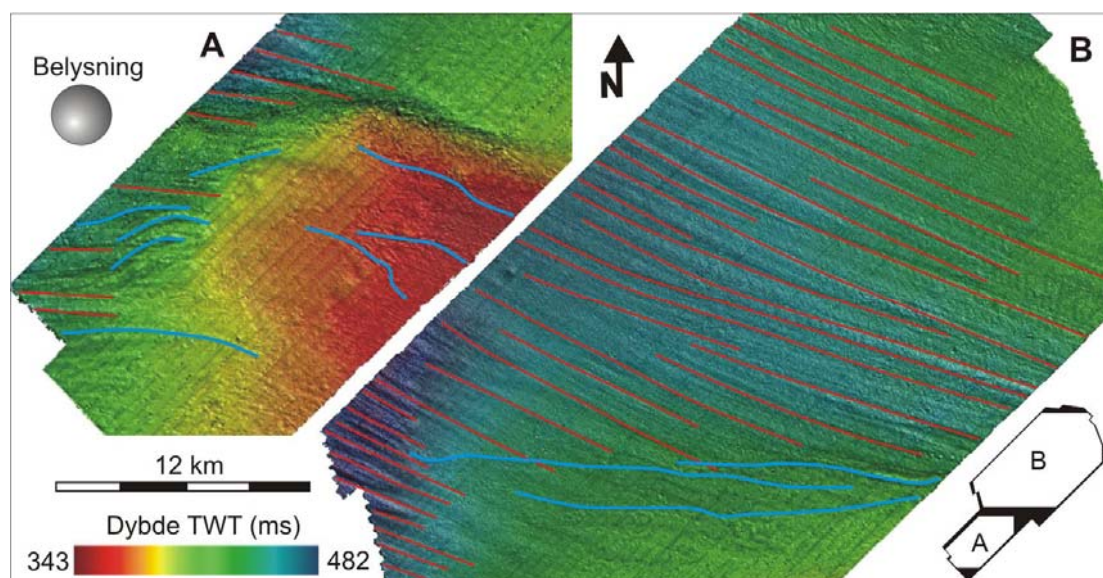
Figur 4.29: (A) Skyggerelieffkart av havbunnen i 3D-område D. (B, C) Seismiske profiler fra 3D-området. Dybde er oppgitt i toveisgangtid (ms). Svart vertikal strek indikerer kryssningspunktet.

4.5.1 Havbunns morfologi

Havbunnen i dette 3D-området er tidligere blitt omtalt i flere publiserte artikler (Andreassen et al., 2007; 2008).

Beskrivelse

Dybden til havbunnen varierer fra 257 til 362 meter (figur 4.29). Krumlinjede furer tolket som isfjellpløyespor (kapittel 3.1) observeres på det grunneste området i sør, men noen steder også helt ned til 315 meter. De kan se ut til å ha en øst-vest dominert orientering som noen steder overkjører mer nordvest-sørøst orienterte furer. Disse nordvest-sørøst orienterte furene dominerer mye av havbunnen og er tidligere tolket som megaskala glasiale lineasjoner (MSGSL, kapittel 3.2) Et unntak er det grunneste området i sør hvor MSGL ikke observeres. De har en nordvest-sørøstlig orientering i nordøst som blir gradvis litt mer øst-vest orientert mot sørvest. Lengden på lineasjonene varierer fra noen få km til over 30 km. De fleste lineasjonene ser ut til å fortsetter utenfor 3D-område D, så mange av dem er trolig lenger enn det som kan observeres. Bredden til lineasjonene varierer fra noen hundre meter til over 1,5 km. Relieffet er fra rundt 3 til 4 meter, men noen steder mer enn 8 meter. Lengde/bredde forholdet er opp mot 100:1 på det meste.



Figur 4.30: (A, B) Tolkede deler av kartet vist i figur 4.29. Lokalisering er vist i liten figur nede til høyre. Megaskala glasiale lineasjoner er vist med røde streker. Isfjellpløyespor er vist med blå streker.

Tolkning av havbunns morfologi

Retningen til isfjellpløyesporene (figur 4.30) indikerer at havstrømmene i dette området kan ha hatt en øst-vest retning på den tiden isfjellene var tilstede (Woodworth-Lynas et al., 1985). Det er få observasjoner som indikerer om retningen var østover eller vestover. At det er få isfjellpløyespor i de dype områdene kan tyde på at isfjellene ikke har vært dype nok til å nå ned til disse dypene. Pløyesporene overkjører noen steder de megaskala glasiale lineasjonene og er derfor sannsynligvis yngre.

Det meste av 3D-område D er lokalisert i et trau nord for Djuprenna (figur 4.1). Isstrømmer som danner megaskala glasiale lineasjonene er ofte lokalisert i renner og trau (Stokes og Clark, 1999). Dette kan være en hovedgrunn til at de megaskala glasiale lineasjonene observeres akkurat her. Fraværet av pløyespor kan sannsynligvis også være en av grunnene til at de parallelle lineasjonene er så godt bevart som de er. I områder der mange isfjell har grunnstøtt og pløyet havbunnen kan primære avsetninger være ødelagt som følge av at sedimenter blir deformert og omarbeidet ned til mange meter under havbunnen (Vorren et al., 1983; Barnes og Lien, 1988).

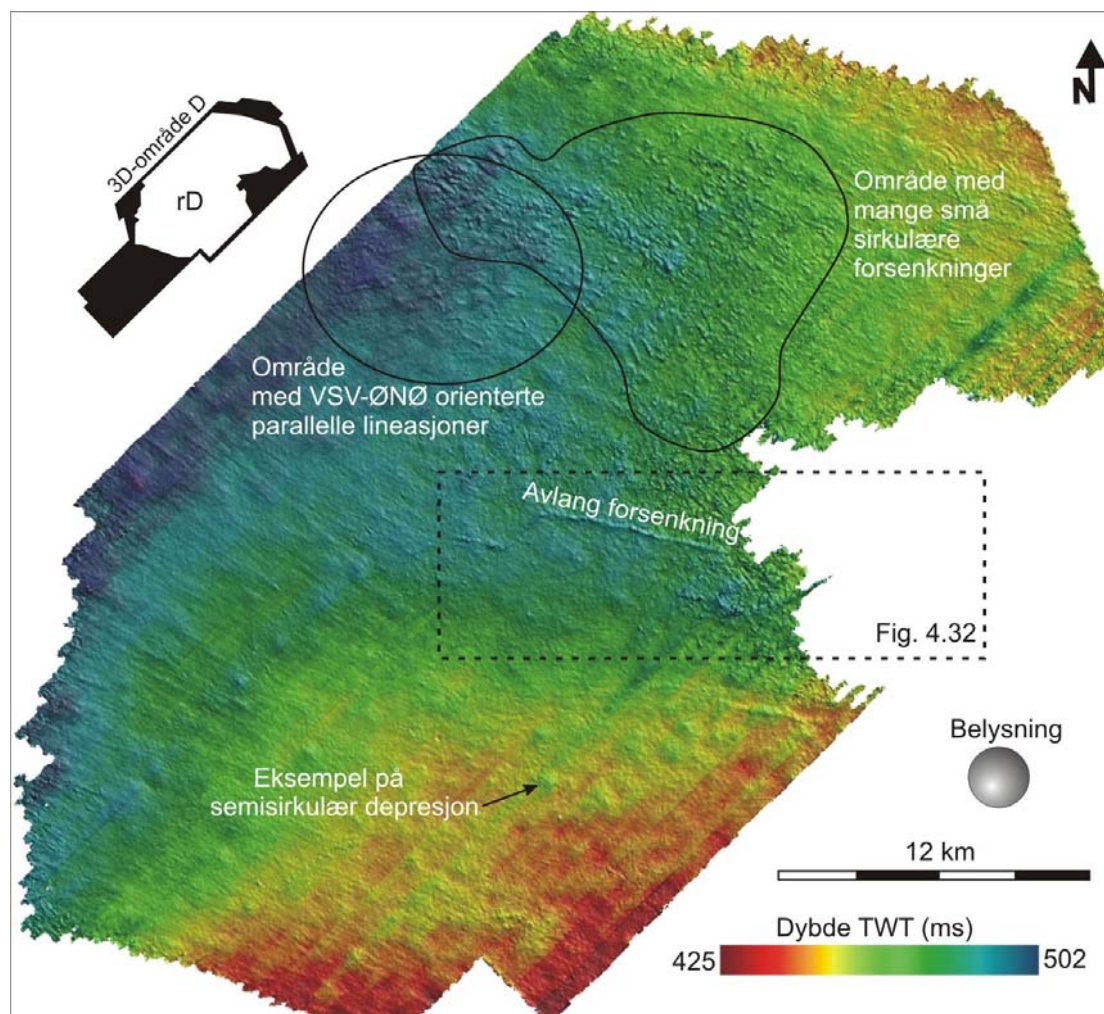
4.5.2 Begravde flate rD

Den begravede flaten rD dekker over halvparten av 3D-område D (figur 4.31). Den er lokalisert i den nordlige delen av 3D-området hvor havbunnen er dypest.

Beskrivelse

Flate rD inneholder mange sirkulære til semisirkulære forsenkninger og depresjoner (figur 4.31). I den nordlige delen er et område dominert av mange små sirkulære forsenkninger (figur 4.31). Forsenkningene har en diameter på rundt 100-200 meter og er opp til 10 ms dype. Over det meste av flaten, spesielt i de sørlige delene, kan også større semisirkulære depresjoner observeres. De har en diameter på rundt 300-1000 meter og kan være over 10 ms dype. De kan se ut til å kunne være representert på hele flaten, med størst konsentrasjon i det sørligste grunnere området. I den nordvestre delen er det et lite område hvor det er observert noen svake parallelle lineasjoner (figur 4.31). De er opp til 7 km lange, rundt 200 meter brede og bare 1-2 ms dype. Dette gir et lengde:bredde forhold på 1:35. Orienteringen har en VSV-ØNØ

retning. Over mye av flaten kan det også flere steder skimtes lange svake lineasjoner med en NV-SØ orientering. Omtrent midt på flaten befinner det seg en avlang forsenkning som i den vestlige delen ser ut til å ta en stor sving. Bredden er rundt 200 meter og dybden opp til 10 ms. Lengden er over 10 km.



Figur 4.31: Skyggerelieffkart av begravd flate rD.

Tolkning

Både de små sirkulære forsenkningene observert i den nordlige delen av flaten og de litt større semisirkulære depresjonene observert over det meste av flaten er tolket til å være pockmarks (kapittel 4.2.1). De seismiske dataene viser klare tegn på tilstedeværelsen av gass i de dypere lagene, men siden dette ikke er et fokusområde i denne oppgaven omtales ikke dette i detalj. Lineasjonene med en NV-SØ orientering som svakt observeres over mye av flaten er tolket til å være megaskala glasiøse lineasjoner (kapittel 3.2). De ser ut til å ha samme orientering og plassering som

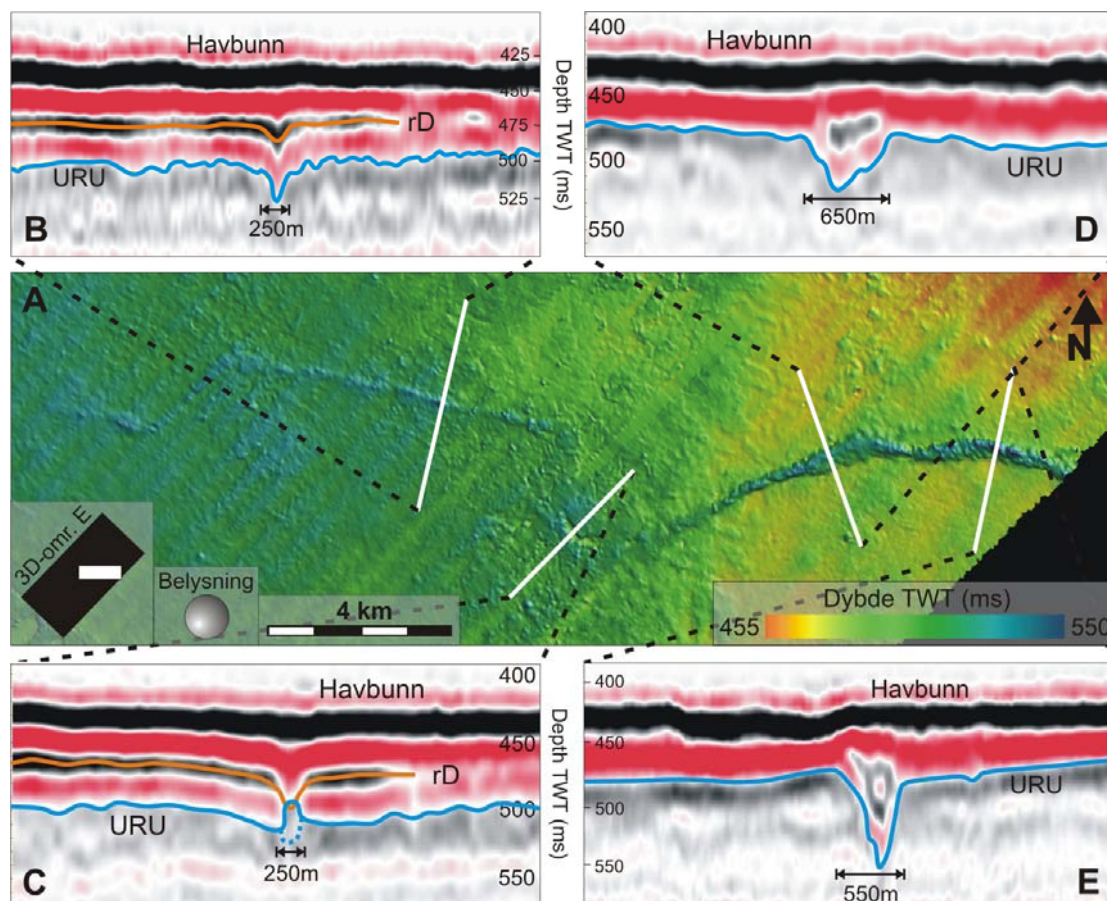
lineasjonene på havbunnen, og det kan ikke utelukkes at de representerer de samme lineasjonene. Begravde flater kan reflektere formelementer fra forskjellige nivå alt etter kvaliteten på den vertikale oppløsningen (kapittel 2). Men de kan også representere en tidligere episode av isstrømaktivitet i dette området som har hatt samme retning som det som er observert på havbunnen. De parallelle lineasjonene observert i den nordvestlige delen av området er også tolket til å være megaskala glasiale lineasjoner. Men den begrensede utstrekningen gjør det vanskelig å dra noen slutning av denne observasjonen, bortsett fra at isen som avsatte dem må ha hatt en VSV-ØNØ retning. Den avlange forsenkningen er tolket til å være den samme svingende forsenkning som er observert på URU flaten rett under. Dette formelementet er omtalt i kapittel 4.5.3 og tolkningen av denne formen er derfor gjort i det kapittelet.

4.5.3 Begravde svingende forsenkning

Den begravde svingende forsenkningen beskrevet her er en del av URU flaten. Andre deler av URU flaten er ikke beskrevet i denne oppgaven da den inneholder få formelementer.

Beskrivelse

Forsenkningen har en lang smal form som har flere tydelige svinger (figur 4.32A). Lengden er ca 25 km, dybden opp til 75 ms, og bredden varierer fra 250 til 750 meter. Det er tydelig at den fortsetter ut av 3D-område D mot øst. I vest forsvinner forsenkningen gradvis. Den østlige delen er dypest. Tverrsnitt gjennom forsenkningen viser en tydelig V-form (figur 4.32B, D, E). I den østligste delen er det en liten intern refleksjon i selve forsenkningen (figur 4.32E). Det kan se ut som om de vestlige delene av forsenkningen også er representert på reflektor rD som ligger rett over URU flaten (figur 4.32B-C og figur 4.31). I den ene store svingen midt i forsenkningen på URU er ikke lenger formen en forsenkning men en oppstikkende form (figur 4.32A, C). På rD flaten rett over ser den imidlertid ut som en forsenkning. I øst kan det se ut som om det er flere mindre sirkulære forsengkninger i bunn av den store forsenkningen. Lengdeprofilen er ujevn.



Figur 4.32: (A) Skyggerelieffkart av en begravd svingende forsenkning på URU flaten. (B, C, D, E) Seismiske profiler som viser tverrsnitt av forsenkningen. Stiplet del av den blå linjen i C er en tolkning for hva som er riktig basert på overliggende refleksjon. Autoplukkeren tolker sannsynligvis feil her på grunn av lav amplitude på URU refleksjonen i denne forsenkningen. På den tolkede flaten i A opptrer denne autoplukkerfeilen som et oppstikkende område i svingen til forsenkningen profil C skjærer gjennom.

Tolkning

Den begravde svingende forsenkningen er tolket til å være en tunneldal (kapittel 3.3.1). Størrelsen, som er over 25 km lang og opp til 750 meter bred, tilsier at den kan være noe mer enn en vanlig smeltevannskanal. Smeltevannskanaler er vanligvis ikke større enn et par tusen meter lange og noen titalls meter brede (kapittel 3.3). Tunneldaler er en form for store smeltevannskanaler (kapittel 3.3.1). Forsenkningen er erodert ned som en del av URU, den har undulerende lengdeprofil, og den har overfordypede områder langs bunnen. Dette sammen med størrelsen er gode indikatorer for at det er en tunneldal (Ó Cofaigh, 1996). Den interne refleksjonen i de østlige delene kan tyde på at den her har en egenartet innfylling stor nok til å fremtre på den vertikale oppløsningen. At dalen er godt synlig på reflektor bD kan bety at den

har vært aktiv i flere glasiøse hendelser og / eller over lang tid. Det kan da ha blitt erodert ned i samme område etter at området har vært dekket av sedimenter eller samtidig. En annen forklaring kan være at enheten mellom URU og reflektor rD representerer en avsetning som er drapert over den opprinnelige overflaten, for eksempel fra glasimarint suspensjon. Det kan da kunne forventes at formen vil fremtre på den overliggende avsetningen. At den ikke fremtrer på havbunnen kan tyde på at den ikke har vært aktiv i de siste delene av glasiasjonen. Det kan også tyde på at avsetningen over rD ikke er avsatt glasimarin fra suspensjon, siden den ikke draperer denne forsenkningen. Den oppstikkende formen i den ene svingen i midten av kanalen er sannsynligvis en tolkningsfeil (figur 4.32C). På flate rD rett over URU er forsenkningen veldig tydelig. Feiltolkningen er sannsynligvis et resultat av at reflektoren i dette området har vært for svak for autoplukkeren. På grunn av at reflektoren er så svak i dette området har det heller ikke vært mulig å korrigere dette manuelt. Figur 4.32C viser tydelig hvor svak, tildels fraværende, den øvre nullkryssingen som er brukt i tolkningen er i akkurat dette området.

4.6 Beskrivelse og tolkning av observasjoner på 2D-seismikk utenfor 3D-områdene

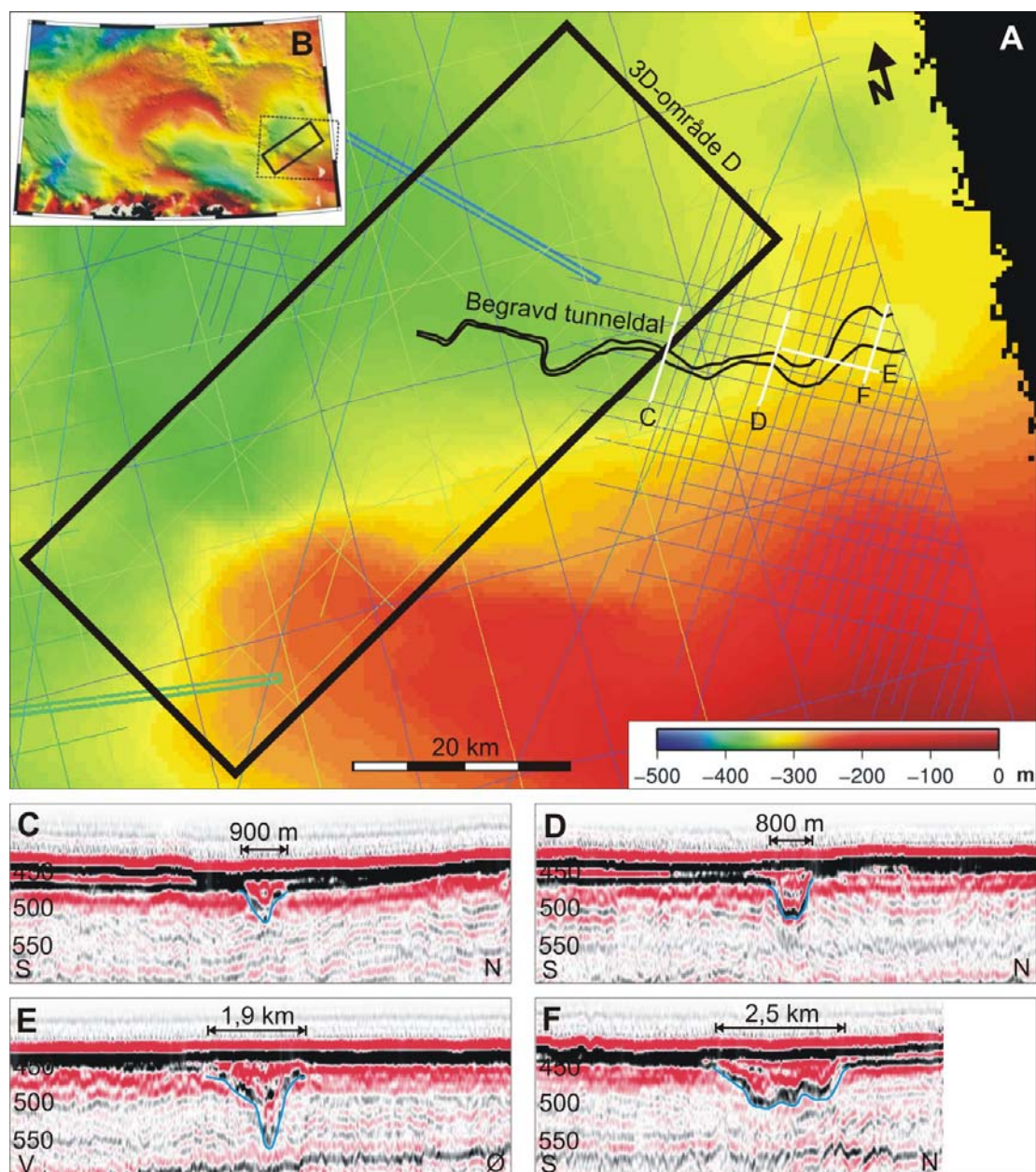
I dette kapitlet blir observasjoner gjort utenfor 3D-områdene beskrevet og tolket. Til dette er 2D-seismiske linjer benyttet. 2D-dekningen i studieområdet varierer. Noen steder er det høy dekning, andre steder lav. Kvaliteten på de forskjellige 2D-datasettene varierer betraktelig, noe som betyr at høy dekning nødvendigvis ikke betyr god seismisk oversikt.

4.6.1 Begravd dal øst for 3D-område D

Kartleggingen av en begravde dal øst for 3D-område D er gjort ved hjelp av et 2D-datasett med en linjedekning med linjeavstand på 1-3 km. Det er ikke observert andre tilsvarende begravde daler i dette området.

Beskrivelse

Den kartlagte dalen er erodert ned i URU flaten og er i dag begravd (figur 3.31). På havbunnen er det ingen tegn til denne begravde dalen (figur 4.33C-F). Den har en lengden fra kanten av 3D-område D til den østligste tilgjengelige 2D-linjen på rundt 25 km, men den ser tydelig ut til å fortsette videre østover. Orienteringen er fra vest-nordvest til øst-sørøst. Bredden til dalen er smalest i den vestlige delen og blir gradvis bredere mot øst. Bredden varierer fra rundt 400 meter til over 2,5 km. Tverrsnittet har vanligvis en U-form, men V-form og bred og ujevn bunn forekommer også (figur 4.33C-F). Vertikal oppløsning er dårlig, og det er derfor vanskelig å si noe sikkert om den akustiske signaturen til innfyllingen i dalen. Noen steder ser signaturen transparent til semitransparent ut, andre steder kan det se ut som det er diskontinuerlige interne refleksjoner tilstede (figur 4.33C-F). Lengdeprofilen er ujevnt med en dybde som varierer fra 57-112 ms (50-100 meter med en hastighet på ~1800 m/s). Dalen ser ut til å være en østlig forlengelse av den begravde svingende forsenkningen beskrevet i kapittel 5.4.3 (figur 4.32).



Figur 4.33: (A) Skjermbilde fra Charisma rundt 3D-område D. Strekene er tilgjengelige 2D-linjer. Bakgrunnskartet er samme havbunnskart som vist i B. Inntegnet er tolket tunneldal. Tolkning innenfor 3D-område D er hentet fra kapittel 4.5.3. (B) Lokalisering i studieområdet. (C, D, E, F) Tverrsnitt fra seismiske 2D-linjer som viser størrelsen til tunneldalen. Blå strek er tolket utstrekning av tunneldalen. Dybde er angitt som toveisgangtid (ms).

Tolkning

Den begravde dalen er tolket til å være en tunneldal (kapittel 3.3.1). Både størrelsen, formen og den ujevne lengdeprofilen støtter opp om denne tolkningen (Ó Cofaigh, 1996). Den er tydelig en østlig forlengelse av tunneldalen beskrevet fra 3D-område D (kapittel 4.5.3). Tolkningen gjort i 3D-område D vil være gjeldende her også (kapittel

5.4.3). Lenger sørøst i Barentshavet, i Kolarennan nord for Kolahalvøya, er det tidligere beskrevet kanaler med lignende seismiske tverrsnitt og størrelse (Gataullin og Polyak, 1997b). Disse kanalene har en vest-nordvest øst-sørøstlig orientering parallelt med Kolarennan, og er tolket til å være dannet av glasial erosjon (Gataullin og Polyak, 1997b). Det er ikke umulig at disse kanalene også kan være tunneldaler slik som den beskrevet her. Tunneldaler kan være dannet både av subglasialt smeltevann og glasial erosjon (Ehlers og Linke, 1989; Huuse og Lykke-Andersen, 2000).

4.6.2 Begravde dal vest for 3D-område C

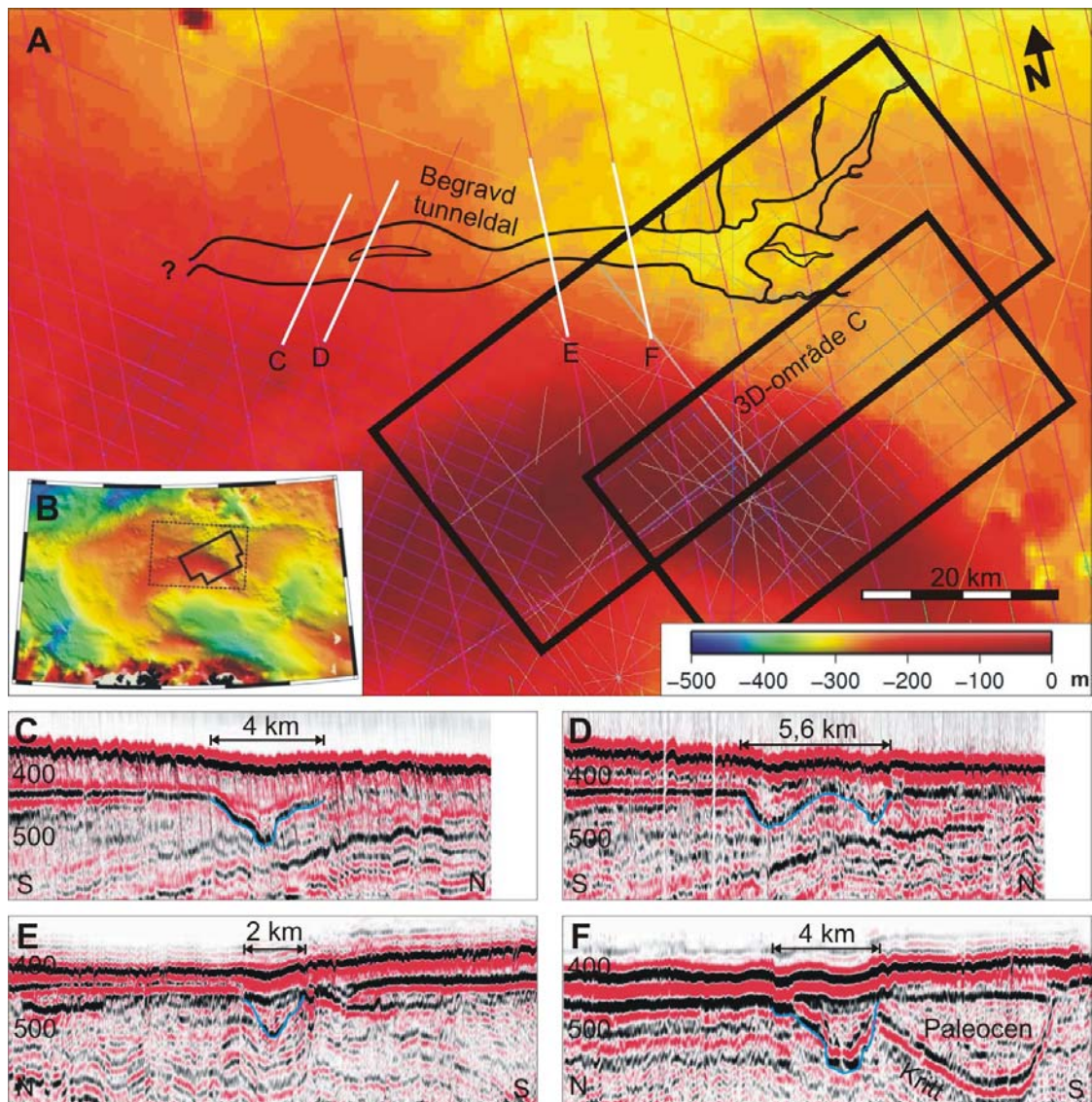
Kartleggingen av en begravde dal vest for 3D-område C er gjort ved hjelp av forskjellige 2D-datasett med dårlig linjedekning. På det beste er linjeavstanden i underkant av 4 km, men flere steder opp mot 8 km. Det er ikke observert andre tilsvarende begravde daler i dette området.

Beskrivelse

Den kartlagte dalen er erodert ned i URU (figur 4.34). Den er i dag innfylt av sedimenter, men formen kan skimtes som en svak forsenkning på havbunnen (figur 4.34C-F). Fra kanten av 3D-område C kan den følges i nesten 50 km vestover før den plutselig forsvinner. Den har en vest-nordvest øst-sørøstlig orientering. Bredden varierer fra 2-4 km med en U- eller V-form. I ett område er dalen splittet opp i to (anastomerende) (figur 4.34A, D). Lengdeprofilen er ujevnt med en dybde som varierer fra 32-100 m (30-90 meter ved en hastighet på ~1800 m/s). Grunnet er den i vest i området der den forsvinner. Den seismiske signaturen til innfyllingen i dalen er semitransparent, noen steder med en indre refleksjon (figur 3.32C-F). Dalen ser ut til å være en vestlig forlengelse av den begravde dalen i 3D-område C (kapittel 4.4.4).

Tolkning

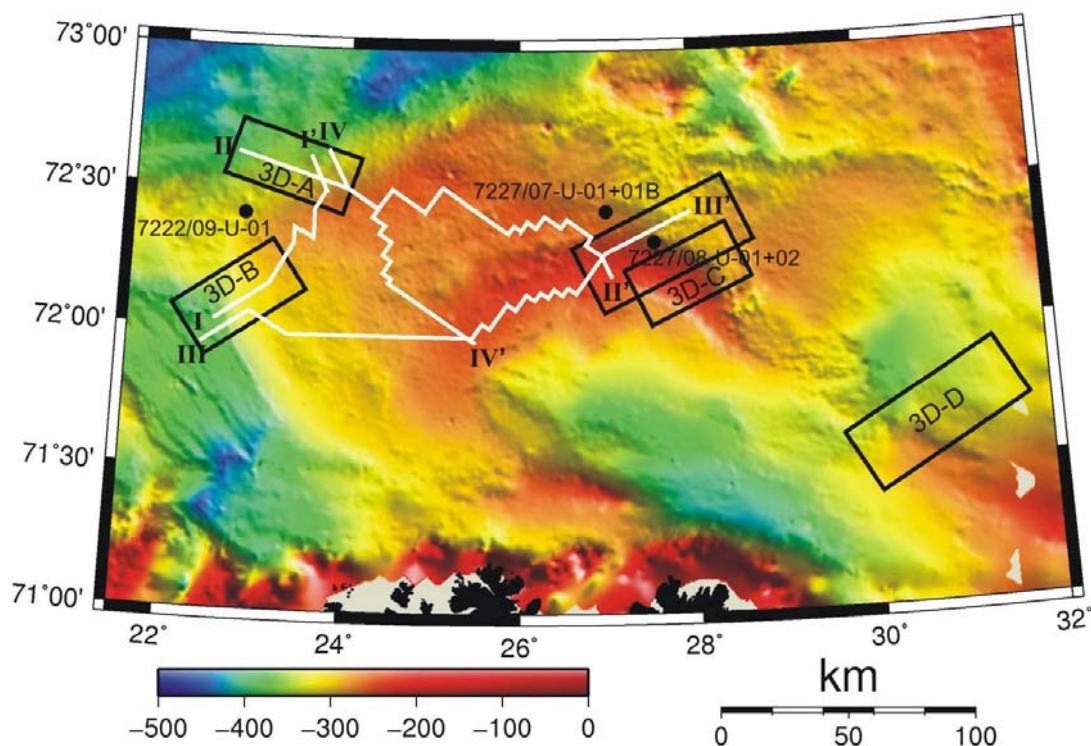
Dalen er tolket til å være en begravde tunneldal (kapittel 3.3.1) som er forlengelsen av tunneldalen beskrevet fra 3D-område C (kapittel 4.4.4), og tolkninger gjort der vil også være gjeldende her. Størrelsen, den ujevne lengdeprofilen, brå avslutning og det at den er anastomerende er alle vanlige kjennetegn for tunneldaler (Ó Cofaigh, 1996).



Figur 4.34: (A) Skjerm bilde fra Charisma rundt 3D-område C. Strekene er tilgjengelige 2D-linjer. Bakgrunnskartet er samme havbunnskart som vist i B. Inntegnet er tolket tunneldal. Tolkning innenfor 3D-område C er hentet fra kapittel 4.4.4. (B) Lokalisering i studieområdet. (C, D, E, F) Tversnitt fra seismiske 2D-linjer som viser størrelsen til tunneldalen. Blå strek er tolket utstrekning av tunneldalen. Dybde er angitt som toveisgangtid (ms).

5 Korrelasjon og kronologi

I dette kapitlet foretas først en korrelasjon mellom reflektorene beskrevet fra de forskjellige 3D-områdene ved hjelp av 2D-seismiske linjer. Deretter foretas en korrelasjon mot seismostratigrafi og grunne borerer fra tidligere publiserte arbeid fra området. Til slutt blir den tilgjengelige kronologien gjennomgått. Figur 5.1 viser lokalisering til noen av de sammensatte korreleringslinjer som her er benyttet. Tilgjengelige grunne borerer i Nordkappbanken området er også vist i figur 5.1. Det har vært mulig å korrelere stratigrafien i 3D-områdene A, B og C med hverandre, men ved 3D-område D sørøst for Nordkappbanken er 2D-dekningen for dårlig og den glasigene lagpakken for tynn til at en sikker korrelering mot 3D-områdene på Nordkappbanken har vært mulig.

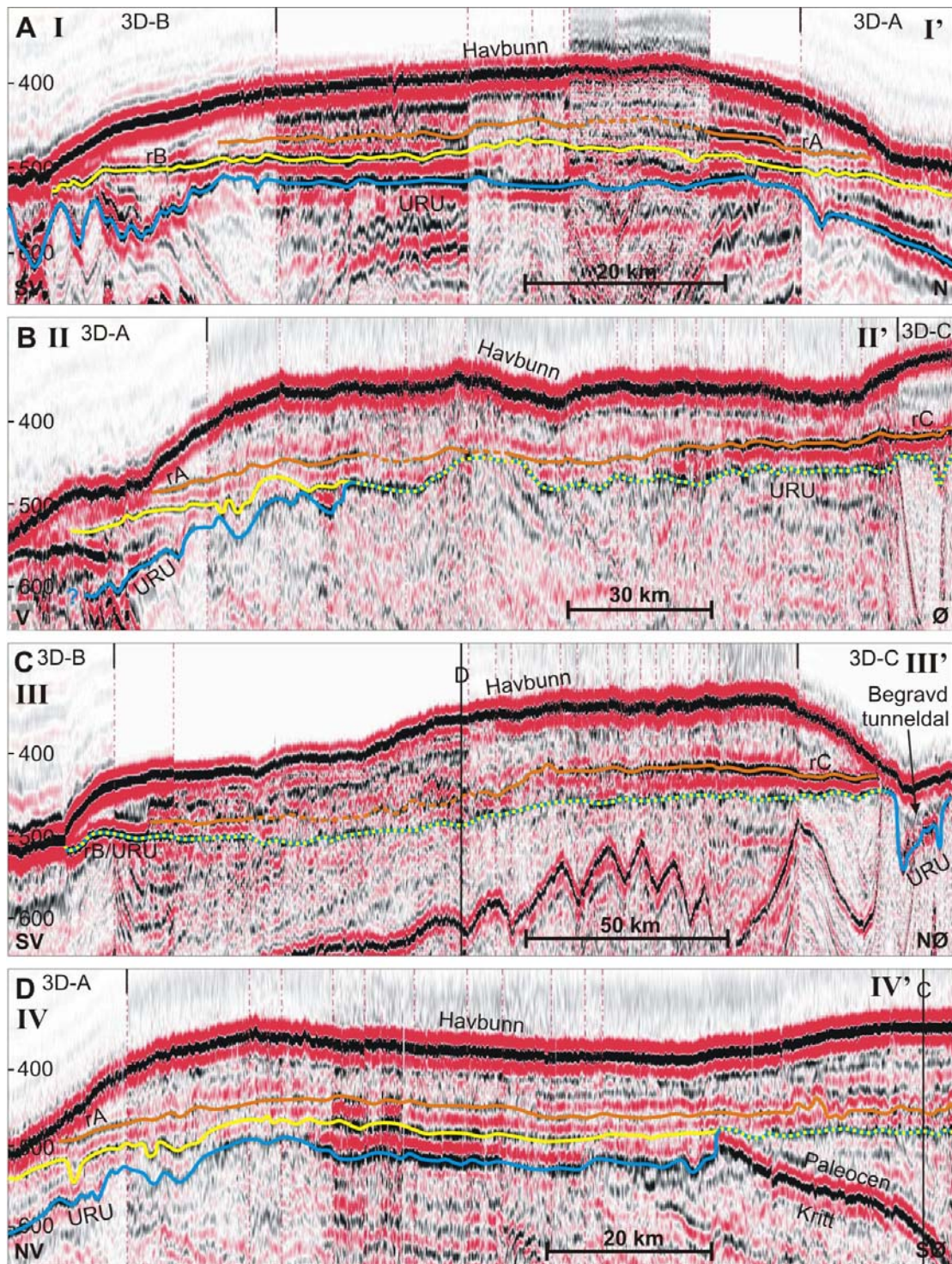


Figur 5.1: Skyggerelieffkart over studieområdet. Korreleringslinjer vist i figur 5.2 er merket A-A' til D-D'. Svarte sirkler med tilhørende benevnelse er brønner nevnt i dette kapitlet.

5.1 Korrelering av 3D-områdene på Nordkappbanken

Den glasigene lagpakken på Nordkappbanken er omtrent 100 ms tykk, men inneholder få tydelige interne refleksjoner (figur 5.2). Under den glasigene avsetningen på Nordkappbanken er URU reflektoren mange steder diffus og ikke alltid representert ved en tydelig refleksjon (figur 5.2B-D). Det er antatt at dette delvis kan skyldes glasitektonikk som har dannet en deformasjonssone (Gataullin et al., 1993; 2001). Denne deformasjonssonen er vanligvis rundt 5-10 meter tykk (Gataullin og Polyak, 1997a). Fra det østlige Barentshavet har Gataullin et al. (1993, 2001) beskrevet en deformasjonssone i lagpakken fra kritt som kan være opp mot 20 meter tykk, men i lagpakken fra trias er ikke deformasjonssonen mer enn 1 meter tykk. Likevel er det de fleste steder greit å korrelere URU ved hjelp av regionale 2D-seismiske linjer. Profiler viser at interne refleksjoner opptrer i den glasigene lagpakken på Nordkappbanken, og at de få som opptrer flere steder er svake eller diskontinuerlige (figur 5.2). Korrelasjon av reflektorer på Nordkappbanken er gjort ved hjelp av sammensatte regionale 2D-seismiske linjer, ofte fra forskjellige datasett. Denne korrelasjonen har stedvis vært vanskelig da 2D-linjene har varierende kvalitet og linjedekningen i forskjellige deler av studieområdet varierer.

Reflektor rA fra 3D-område A er korrelert med reflektor rC fra 3D-område C (figur 5.2B). Reflektoren har høy amplitude og er kontinuerlig i de østlige delene ved 3D-område C (figur 5.2B-C). Her representerer den bunn av sedimentakkumulasjonen som danner Nordkappbanken bueformede rygg (kapittel 4.4). I de sentrale delene av Nordkappbanken blir reflektoren mer utydelig og flere steder diskontinuerlig (figur 5.2B-D). Dette har gjort korreleringen litt usikker, men det har likevel vært mulig å følge reflektoren i dette området. Ved 3D-område A blir reflektoren igjen kontinuerlig, men mange steder er den svak. I dette området representerer den bunn av Nordkappbanken sedimentære kile. Ved hjelp av spredte 2D-linjer har det vært mulig å følge denne reflektoren over til 3D-oråde B, hvor den er svak og utydelig (figur 5.2A, C). Det har ikke vært mulig å tolke denne reflektoren i 3D-område B ved hjelp av autoplukker på grunn av sterk innlinjestøy og svak refleksjon. Reflektoren synes i 3D-område B å bli kuttet av en intern skrånende reflektor (figur 5.2A og kapittel 4.3.4 figur 4.15).



Figur 5.2: S sammensatte 2D-linjer fra studieområdet. Lokalisering er vist i figur 5.1. Blå strek er URU. Gul strek er korrelert med reflektor rB. Oransje strek er korrelert med reflektor rA og rC. Ved stiplede gul/blå strek sammenfaller reflektor rB og URU. (A, B, C, D) Korrelering mellom henholdsvis 3D-område A og B, 3D-område A og C, 3D-område B og C, og mellom 3D-område A og profil C.

Reflektor rB er fra 3D-område B korrelert østover til å sammenfalle med URU (figur 5.2B-D). Det er bare i den nordvestlige og nordlige delen av Nordkappbanken denne reflektoren ligger over glasigene sedimenter. Der den ikke er sammenfallende med URU er den kontinuerlig fra svak til sterk (figur 5.2A,B,D). I både 3D-område A og B kan denne reflektoren følges videre vest og nord for Nordkappbanken.

Internt i lagpakken over reflektor rA/rC ser det flere steder ut til å være en intern refleksjon (figur 5.2A), kanskje flere (figur 5.2C-D). Disse refleksjonene er ikke omtalt i detalj i denne oppgaven, da de ikke er tydelige nok i noen av 3D-områdene og at kvaliteten på 2D-linjene gjør det vanskelig å studere dem.

5.2 Korrelering med tidligere arbeid

Det er flere tidligere studier som har studert de glasiiale sedimentene i det sørvestlige Barentshavet (Solheim og Kristoffersen, 1984; Sættem og Hamborg, 1987; Vorren et al., 1989; Hald et al., 1990; Vorren et al., 1990; Sættem et al., 1992b; Vorren og Laberg, 1996; Lebesbye, 2000; Rafaelsen et al., 2002). Disse studiene har hovedsaklig brukt høyoppløselig seismikk til å studere de glasiiale sedimentene. De seismiske dataene brukt i denne oppgaven har vært lavfrekvent seismikk med forholdsvis dårlig vertikal oppløsning. I tillegg kommer to hovedfagsoppgaver der 3D-område A og B er studert (Midtbø, 2000; Rafaelsen, 2000). Fra disse to arbeidene omtales her bare enheter som kan knyttes opp mot reflektorer beskrevet i denne oppgaven, generelt vil det si enheter som kan knyttes opp mot den glasiiale lagpakken på Nordkappbanken. En oppsummering av denne korrelasjonen er vist i figur 5.3.

Det finnes resultater fra tre grunne borer beskrevet fra Nordkappbanken (figur 5.1). Brønn 7222/09-U-01 helt nordvest på Nordkappbanken sedimentære kile er lokalisert mellom 3D-område A og B (figur 5.1). Denne brønnen er tidligere korrelert til seismiske enheter ved hjelp av 2D-data (Hald et al., 1990; Sættem et al., 1992b). Sættem et al (1992) har delt denne brønnen inn i tre enheter: b5, b4 og b2? (figur 5.3). Brønn 7227/08-U-01+02 helt øst på Nordkappbanken, lokalisert på den nordlige delen av Nordkappbanken bueformede rygg (figur 5.1), er delt inn i enhet a6 og a7, og er korrelert henholdsvis med b4 og b5 (Hald et al., 1990) (figur 5.3). Brønn 7227/07-U-01+01b som også ligger øst på Nordkappbanken (figur 5.1) er omtalt under.

| 3D-område A (Rafaelsen et al 2002) | 3D-område A | 7222/09-U-01 (Sættem et al 1992) | 3D-område B | Sørlige Nord- kappbanken (Lebesbye 2000) | 3D-område C | 7227/08-U-01 (Hald et al 1990) |
|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------------------------------|
| Havbunn | Havbunn | Havbunn | Havbunn | Havbunn | Havbunn | Havbunn |
| bE | rA | b5 | | E5 ? E6 | rC | a7 |
| bD | | b4 | rB | E4 | URU | a6 |
| bC | | ? b2? | URU | URU | URU | URU |
| bB/URU | URU | URU | URU | | | |
| V | | | | | | Ø |

Figur 5.3: Oversikt over korreleringer gjort i denne oppgaven. Figuren er ikke skalert. Figuren inneholder en blanding av seismo- og litostratigrafi.

Vorren et al. (1989, 1990) har delt den glasigene stratigrafien på Nordkappbanken inn i forskjellige seismostratigrafiske enheter. Den delen av Nordkappbanken som dekker området der det er gjort korreleringer og beskrevet reflektorer fra i denne oppgaven er delt inn i enhetene 4E, 5E og 6E (Vorren et al., 1990). Lebesbye (2000) har gjort en omfattende kartlegging av seismostratigrafien i den sørlige delen av Nordkappbanken mellom Ingøydjupet og Djuprenna og de sørlige deler av den buformede ryggen. Han har navngitt enhetene E4, E5 og E6 (figur 5.3), som grovt tilsvarer enhetene Vorren et al (1990) beskrev som 4E, 5E og 6E. Den største forskjellen er at E6 består av 6E og deler av 5E (Lebesbye, 2000). Foruten den sørlige delen av Nordkappbanken mellom Ingøydjupet og Djuprenna mangler enhet 5E og 6E en tydelig separerende refleksjon og er sammenfallende (Lebesbye, 2000).

Rafaelsen et al (2002) har tidligere studert 3D-område A og B og korrelert dem mot brønn 7222/09-U-01 (korrelasjon for 3D-område A er vist i figur 5.3). Det er her bare fokusert på den øverste reflektoren rA (bE fra Rafaelsen et al (2002)). De andre reflektorene i 3D-område A som tidligere er tolket (Rafaelsen, 2000; Rafaelsen et al., 2002) (figur 5.3) er ikke retolket i denne oppgaven. Enhetene over og under reflektor bE er av Rafaelsen et al (2002) korrelert med henholdsvis enhet b5 og b4 fra Sættem et al (1992). Korrelasjon av reflektor rA i denne oppgaven med arbeidet til Sættem et

al (1992) er i samsvar med Rafaelsen et al (2002). Reflektor rB fra 3D-område B er korrelert med reflektor bD fra Rafaelsen et al (2002) i 3D-område A (figur 5.2A), og til bunn av enhet b4 fra Sættem et al (1992) (figur3). Dette er forskjellig fra korrelasjonen til Rafaelsen et al (2002) og Midtbø (2000) der denne reflektoren er korrelert med bE (rA) fra 3D-område A og bunn av enhet b5 fra Sættem et al (1992). Fra 3D-område C tilsvarer rC sannsynligvis bunn av E6 fra Lebesbye (2000) og bunn av a7 fra Hald et al (1990) (figur 5.3). Korreleringer av rA og rB gjort østover over Nordkappbanken mot henholdsvis rC og URU (figur 5.1 og 5.2) viser at disse reflektorene sannsynligvis korrelerer med bunn av henholdsvis enhet E4 og E5/E6 fra Lebesbye (2000).

5.2.1 Brønn 7227/07-U-01

Brønn 7227/07-U-01+01b ligger også øst på Nordkappbanken, men nord for den buformede ryggen (figur 5.1). Den er lokalisert rett over den begravde tunneldalen beskrevet fra dette området (kapittel 4.6.2). Om denne lokaliseringen rett på forsøkningsrepresentert ved tunneldalen er tilfeldig eller om den er valgt med hensikt nevnes ikke i artiklene som omtaler brønnen. Brønnen har i tillegg til enhet a6 (b4) og a7 (b5) også en øvre enhet a8 (Hald et al., 1990). Enhet a8 er korrelert mot enhet b6 som flere steder i det sørvestlige Barentshavet finnes over b5 (Hald et al., 1990; Sættem et al., 1992b). Sættem et al (1992) har indikert at enhet b6 er tilstede flere steder i de sørlige og østlige delene av Nordkappbanken. Det kan virke som om de flere steder har hatt vansker med å skille b6 og b5 fra hverandre, som også Lebesbye (2000) har hatt problem med å skille E6 og E5 fra hverandre. I denne oppgaven er ingen reflektorer som kan korreleres med bunn av den øvre enheten i denne brønnen studert. 2D-linjedeckningen i dette området er veldig begrenset, og har vanskeliggjort slik korrelasjon. I de seismiske linjene kan det synes som om det flere steder er svake refleksjoner tilstede over både rA og rC (figur 5.2). En av disse refleksjonene kan trolig tilsvare bunn av den øvre enheten i denne brønnen.

5.3 Kronologi på Nordkappbanken

Det finnes ingen fullstendig oversikt over kronologien på Nordkappbanken, men noen få radiokarbondateringer og aminosyreresultat er tilgjengelige fra arbeidet til Hald et

al. (1990). På bakgrunn av aminosyreresultatene er det blitt konkludert at sedimentene i lagpakken på Nordkappbanken er eldre enn den siste deglasiasjonen og at mesteparten av sedimentene er forholdsvis unge (Hald et al., 1990). Aminosyreresultatene indikerer en alder fra tidlig sen weichsel til sen middel weichsel (Hald et al., 1990). Foraminiferfaunaen viser en ren glasimarin fauna i hele lagpakken fra a6/b4 og opp til de øverste holocene sedimentene (Hald et al., 1990). Et inverst forhold mellom noen av C-14 dateringene, blandede foraminiferfaunaer og aminosyreresultatene indikerer alle at sedimentene har blitt omarbeidet og sannsynligvis stammer fra tidligere interglasialer og interstadialer der omarbeidingen har skjedd i ettertid av subglasial erosjon eller isfjellpløying (Hald et al., 1990). De eneste C-14 dateringene som er tilgjengelige er fra sedimenter nært bunnen av enhet a6/b4 datert til å være yngre enn 27 320 år BP (sen middel weichsel), og i den øvre delen av enhet a6/b4 som er datert til å være yngre enn 24 880 år BP (tidlig sen weichsel) (Hald et al., 1990). Sættem og Hamborg (1987) har i tillegg på bakgrunn av aminosyre målinger indikert en alder yngre enn 20 000 år BP for den øvre seismiske enheten på Nordkappbanken. Denne seismiske enheten samsvarer sannsynligvis med enhet E5/E6 fra Lebesbye (2000) og b5/b6 fra Sættem et al (1992). Vorren og Laberg (1996) har antydnet at deres enhet 5E (stort sett korrelerbar med E5 fra Lebesbye (2000)) er avsatt under interstadialen mellom LGM I og II for rundt 21-19 000 år BP. Enhet a8, beskrevet fra den øvre delen av brønnen over tunneldalen ved 3D-område C (kapittel 5.2.1) og korrelert med enhet b6, er på bakgrunn av aminosyreresultat også antatt å ha en alder fra sen middel weichsel til tidlig sen weichsel (Hald et al., 1990).

Deglasiasjonen langs sokkelkanten i det sørvestlige Barentshav er antatt å ha startet for rundt 15-14,5 000 C-14 år siden (Vorren og Laberg, 1996). C-14 dateringer indikerer at deglasiasjonen startet for rundt 13 700 C-14 år siden i det sørvestlige Barentshavet (Thomsen og Vorren, 1986) og for rundt 12 700 C-14 år siden i det sørøstlige Barentshavet (Polyak et al., 1995). Det kan da være sannsynlig at deglasiasjonen ved Nordkappbanken startet i tidsrommet mellom 13,7-12,7 000 C-14 år BP, og at de øverste glasigene sedimentene i enhet b5/b6 (E5/E6) derfor er eldre enn dette.

Basert på resultatene over har enheten mellom reflektor rB/URU og rA/rC (enhet a6/b4 fra Hald et al (1990) og enhet E4 fra Lebesbye (2000)) sannsynligvis en alder

mellom litt mer enn 27 320 år BP og 21 000 år BP (sen middel weichsel til tidlig sen weichsel). Enhetene over reflektor rA/rC har sannsynligvis en alder mellom 21 000 år BP og 13,7-12,7 000 år BP (tidlig til sen sen weichsel). Dette inkluderer enhet a7/b5 og a8/b6 (Hald et al., 1990; Sættem et al., 1992b), som også er benevnt E5/E6 (Lebesbye, 2000). Aminosyreresultatene fra den øvre enheten a8/b6 i brønnen ved tunneldalen gjør denne tolkningen usikker, da disse resultatene viser en alder fra sen middel weichsel til tidlig sen weichsel. Hovedårsaken til denne uoverensstemmelsen er sannsynligvis den antatte omarbeidingen som har funnet sted. Det kan derfor stilles spørsmålsteget ved om disse aldersbestemmelsene egentlig egner seg til å bestemme alderen individuelt på enhetene. Maksimumsalderen til enhet b4 på litt mer enn 27 320 C-14 år BP og alderen til deglasiasjonen på rundt 13,7-12,7 000 C-14 år BP gir imidlertid nokså sikre yttergrenser for alderen til den totale lagpakken over reflektor rB/URU på Nordkappbanken.

6 Diskusjon

6.1 Havbunnsgeomorfologi

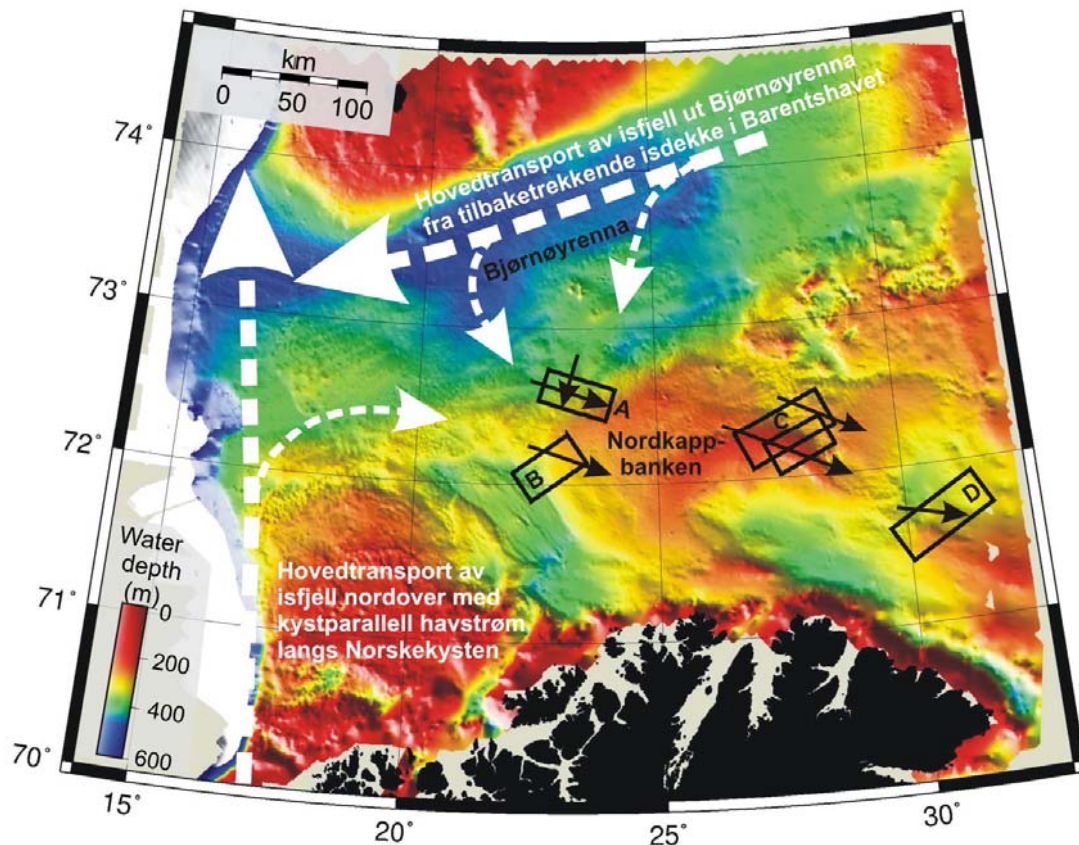
I denne oppgaven er flere forskjellige geomorfologiske formelementer på havbunnen beskrevet. Disse formelementene kan hver for seg si noe om glasiasjonshistorien i det studerte området.

6.1.1 Isfjellpløyespor

De studerte 3D-områdene viser tydelig at havbunnen i denne delen av Barentshavet er sterkt preget av isfjellpløyespor (kapittel 4). Pløyermerker fra isfjell indikerer at det har vært glasimarine forhold med isfjell i perioden de ble dannet. Isfjellpløyespor er blant de siste formelementer som blir dannet under tilbaketrekningen av et isdekke (Mosola og Anderson, 2006). Utbredelsen av pløyespor er topografisk kontrollert. Fremstående områder, som banker, rygger, og lignende, har flest pløyespor på den siden isfjellene kom fra, og i helninger på lesiden av hovedtransportretningen er det et mindre antall pløyespor (Lien, 1983; Lien et al., 1989). 3D-område A på nordvestsiden av Nordkappbanken ut mot Bjørnøyrenna er det området som i denne studien virker mest utsatt for isfjellpløying. Dette kan indikere at flesteparten av isfjellene kanskje kom fra Bjørnøyrenna. 3D-område D sørøst for Nordkappbanken har vært minst utsatt for pløying og har trolig vært lengst unna kilden til isfjellene. I litteraturen er det beskrevet to faser under deglasiasjonen med stor isfjellkalvingsrate i Barentshavet, en for rundt 16 000 år siden og en annen for rundt 13 500 år siden (Siegert og Dowdeswell, 2002).

Basert på den dominerende retningen til de største og lengste pløyesporene på havbunnen i de studerte 3D-områdene er det laget et kart med oversikt over den dominerende driftrretningen til pløyesporene i de forskjellige 3D-områdene (figur 6.1). Driftrretningen er bestemt fra observasjoner av hvordan pløyesporene terminerer (kapittel 3.1). På dette kartet er det på bakgrunn av den dominerende driftrretningen også tegnet inn mulige hovedtransportveier for isfjellene som har pløyet havbunnen i det sørvestlige Barentshavet under deglasiasjonen, noe som er diskutert mer under. Det gjøres oppmerksom på at kartet bare viser hovedretningen til de lange kontinuerlige pløyesporene som har en tydelig orientering. I tillegg til dette

forekommer det også mange pløyespor med tilfeldige orienteringer som ikke kommer fram av kartet. Noen av disse kan i tillegg til å stamme fra områdene merket av på kartet også tenkes å ha sitt opphav fra andre steder langs det tilbaketrekkende isdekket øst i Barentshavet.



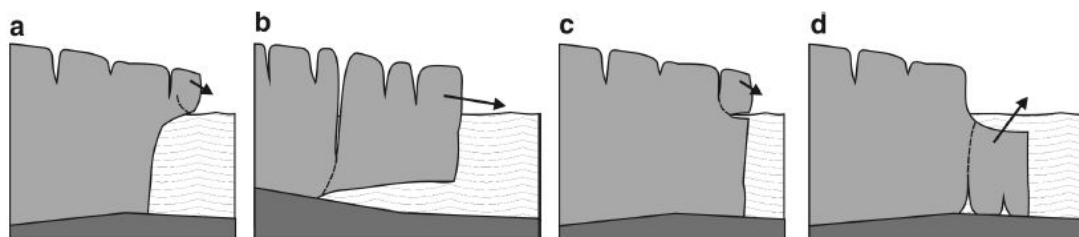
Figur 6.1: Skyggerelieffkart over det sørvestlige Barentshav. Studerte 3D-områder er merket med svarte rektangler. Svarte piler i rektanglene er tolket hoveddriftretninger til isfjell lokalt i 3D-områdene. Hvite piler er antatte hovedtransportretninger for isfjell under deglasiasjonen.

Havdypet isfjellpløyespor observeres på kan si noe om tykkelsen til isen som dannet isfjellene (Dowdeswell og Bamber, 2007). Både eustatisk og isostatisk havnivåendring etter istiden vil imidlertid ha betydning for tolkning av istykkelse basert på nåværende havdyp til isfjellpløyespor. Mangelen av isfjellpløyespor på de grunneste bankene på den norske kontinentsokkelen indikerer at mesteparten av pløyingen fant sted i perioden da havnivået var minst 100 meter lavere enn i dag (Lien, 1983). Maksimal eustatisk havnivåsenkning under LGM var mellom 120 og 135 meter (Clark og Mix, 2002). Dette betyr at i perioden isfjellene pløyet havbunnen har havnivået trolig vært mellom 100 og 135 meter lavere enn i dag. Den isostatiske

responsen til jordskorpen i Barentshavet som følge av isdekkets tyngde finnes det ingen god oversikt over. Men generelt kan det sies at på grunn av treghet vil maksimal nedtrykking av skorpen opptre under deglasiasjonen (Boulton, 1990). I Barentshavet finnes det flere modeller for maksimal istykkelse som varierer fra 1-2 km (kapittel 1.4). Maksimal nedtrykking fra is med denne tykkelsen er fra 150-300 meter (Boulton, 1990). Maksimal istykkelse var øst for studieområdet (Siegert og Dowdeswell, 2002; 2004), noe som vil gi gradvis mindre nedtrykking vestover i det sørvestre Barentshavet ut mot kanten av isdekket. En motvirkende faktor til nedtrykking fra selve Barentshavisdekket kan være skorpeoppløft som følge av oppbuling rundt det mye tykkere isdekket over Skandinavia (Lambeck, 1995). De isostatiske bevegelsene i Barentshavet kan derfor ha vært forholdsvis kompliserte slik at hva som har vært sluttresultatet kan være vanskelig å si. Det er kanskje ikke utenkelig at disse effektene lokalt i studieområdet kan ha utlignet hverandre.

Hvis det ses bort fra isostatiske bevegelser, eller at det antas at de hadde liten betydning i studieområdet, er kanskje et havnivå rundt 100 meter lavere enn i dag tenkelig for perioden under deglasiasjonen da studieområdet ble pløyet av isfjell. Store deler av Nordkappbanken ville da ha hatt en dybde fra 220 til 140 meter under havnivå. I 3D-område A nordvest på Nordkappbanken ut mot Bjørnøyrenna ville isfjellene da ha pløyet ned til 300 meter under havnivå. Kjølodybden til isfjellene som pløyet de studerte områdene kan derfor sannsynligvis ha vært i størrelsesordenen 300-140 meter. Dette sier likevel ikke så mye om hva som har vært maksimal tykkelse av isdekket under deglasiasjonen. Størrelsen til isfjell som kalver fra en isvegg kan ha stor variasjon og trenger ikke representere tykkelsen til isdekket (figur 6.2). Det som derimot kan si noe om tykkelsen til isdekket ved grunningslinjen er den maksimale dybden pløyespor fra isfjell observeres på (Mosola og Anderson, 2006; Dowdeswell og Bamber, 2007). I Barentshavet er det observert pløyespor ned til 450 meter under havnivå (Vorren et al., 1989; Solheim, 1997a). Antas det at kanten av isdekket har vært nært flytepunktet vil rundt 10% av den totale tykkelsen ligge over havnivå. Det indikerer at det tilbaketrekkende isdekket kan ha hatt en kalvende isvegg opp til 400-500 meter, alt etter hva eustatisk og isostatisk havnivåendring har vært. Denne tykkelsen stemmer godt overens med hva som er observert tykkelse for isfjell kalvet fra dagens hurtigstrømmende utløpsstrømmer fra Antarktis (Dowdeswell og

Bamber, 2007). Dette styrker teorien om at det i perioder av deglasiasjonen har vært en fremrykkende isstrøm til stede i Bjørnøyrenna (Andreassen et al., 2008).



Figur 6.2: Forskjellige kalvingsmekanismer for produksjon av isfjell ved en grunningslinje. **(a)** Subaeral kalving av en isblokk som følge av overforbratting av isveggen på grunn av differensiert isbevegelse. **(b)** Kalving av et relativt stort isfjell som følge av sprekkdannelse gjennom hele isdekket. **(c)** Kalving som følge av termisk erosjon ved vannlinjen. **(d)** Subbakvatisk kalving av en submarin plattform. (van der Veen, 2002).

Mengden pløyespor indikerer at det må ha vært et stort antall isfjell tilstede under tilbaketrekningen av isdekket i Barentshavet.. Et scenario som kan produsere et stort antall dyptgående isfjell er nettopp deglasiasjonen av store kontinentalsokler (Dowdeswell og Bamber, 2007), slik som Barentshavet. Akkurat hvordan deglasiasjonen av Barentshavet skjedde er fortsatt ikke fullt forstått. Tidligere modeller har lagt vekt på at det tidlig under deglasiasjonen ble dannet en kalvingsbukkt inn Bjørnøyrenna som gradvis ble større (Vorren et al., 1990; Vorren og Laberg, 1996; Siegert og Dowdeswell, 2002). Slike kalvende bukter kan akselerere tilbaketrekningen til isdekker, og hurtig kalvingstilbaketrekning kan danne plutselige utbrudd av store mengder isfjell fra marine isstrømmer (Hughes, 2002). En slik kalvende bukt i Bjørnøyrenna kan delvis forklare hvorfor det er registrert to faser med isfjell i Barentshavet, en for rundt 16 000 år siden og en annen for rundt 13 500 år siden (Siegert og Dowdeswell, 2002). Den første fasen henger trolig sammen med dannelse av selve kalvingsbukten i Bjørnøyrenna, og den andre fasen representere trolig hurtig kalving av store deler av resten av isdekket (Vorren og Laberg, 1996). Ny forståelse av tilbaketrekningen av isdekket har imidlertid vist at det trolig har vært isstrømmer tilstede i Bjørnøyrenna i flere stadier av deglasiasjonen (Andreassen et al., 2008). Disse isstrømmene har trolig også stått for en betydelig produksjon av isfjell.

Isfjellene som har pløyet havbunnen i det sørvestlige Barentshavet kan ha kommet fra flere steder. Det er mest trolig at hovedmengden av isfjellene har kommet fra

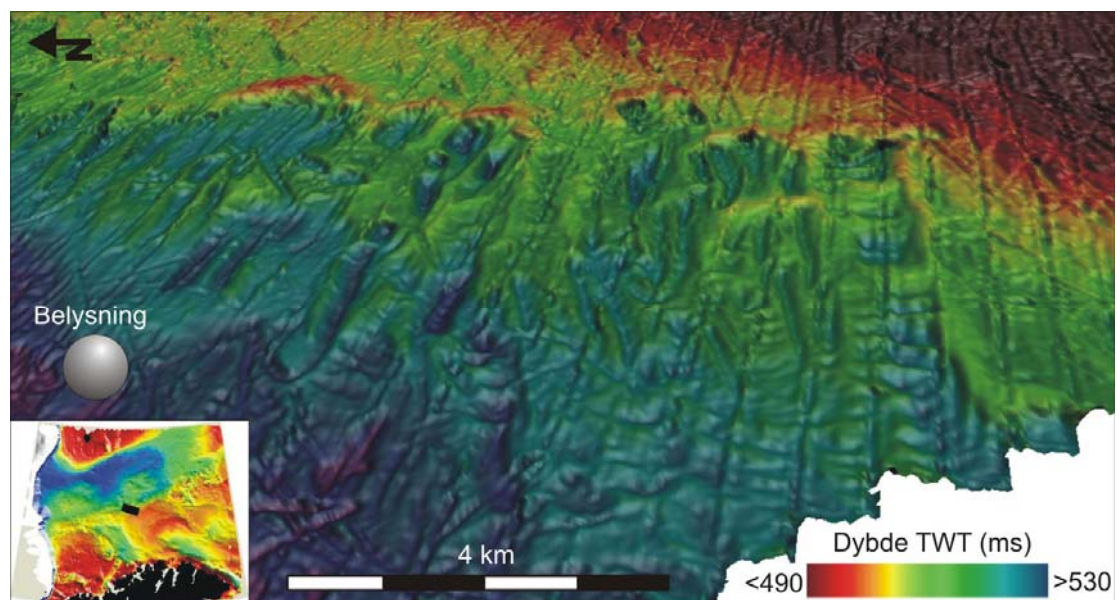
tilbaketrekingen av isdekket i selve Barentshavet, og da særlig fra Bjørnøyrenna (Vorren og Laberg, 1996; Siegert og Dowdeswell, 2002). Det kan imidlertid også ha vært et betydelig bidrag av isfjell sørfra som har kalvet langs Norskekysten. Det er påvist at isfjell har beveget seg nord til nordøstover parallelt med norskekysten (Lien, 1983). En driftretning parallelt med kontinentalskråningen er direkte påvist fra isfjellpløyemerker på multistråledata utenfor Andøya (Laberg et al., 2007) og utenfor kysten av Svalbard (Vanneste et al., 2007). Disse isfjellene har trolig vært styrt av en sterk kystparallel havstrøm. En nordgående atlantisk havstrøm har vært til stede utenfor Norskekysten under hele deglasiasjonen (Slubowska et al., 2008) (kapittel 1.5.3, figur 1.7). Det er også tidligere vist at denne nordgående havstrømmen utenfor den norske kontinentalmarginen helt opp til Svalbard har vært til stede i over 200 000 år (Hebbeln et al., 1998). Under deglasiasjonen kan slike nordoverdriftende isfjell ha fulgt denne havstrømmen inn i et åpent Barentshav. Denne antagelsen støttes av at Slubowska et al (2008) har vist at de nordgående havstrømmene har strømmet inn i Barentshavet under hele deglasiasjonen (figur 1.7). Det er lite trolig at det har kommet mange isfjell nordfra langs kontinentalskråningen, da de i så fall måtte ha driftet mot den dominerende havstrømmen. Det er derfor antatt at hovedkilden til isfjellene som har pløyet det sørvestlige Barentshavet hovedsaklig har vært Bjørnøyrenna og resten av det sørvestlige Barentshavet, kombinert med betydelige bidrag av isfjell kalvet langs Norskekysten som har fulgt en kystparallel strøm nordover (figur 6.1).

6.1.2 Rygger oppskjøvet av isfjell

Ryggene som er observert på havbunnen i 3D-område A (figur 6.3) er tolket til å enten være dannet av flere store flatbunnede isfjell, eller av ett gigantisk isfjell med flere kjøler (kapittel 4.2.2). Disse ryggene er dermed formelementer som ikke tidligere er beskrevet i litteraturen. Pløyesporene som observeres i tilknytning til ryggene er breie og mange har flat bunn, noe som indikerer at de kan være formet av isfjell med en form for tabulær underside (Lien et al., 1989). At bunnen kanskje har vært tabulær trenger ikke å bety at den tilhører et tabulært isfjell. Vanligvis er det bare flytende isbremmer (eng: iceshelf) som produserer tabulære isfjell i stort antall (Dowdeswell et al., 1993). Det er imidlertid ingen som tidligere har hevdet at det skal ha vært en stor isbrem i denne delen av Barentshavet. Det er lite trolig at det har vært en isbrem i Barentshavet på grunn av mangel på festepunkt (eng: pinning points), slik

som store øyer eller veldig grunne banker, som kunne ha stabilisert ytergrensene til en isbrem. Det kan derimot tenkes at slike store isfjell med flat bunn kan ha hatt sitt opphav fra et isdekke som på grunn av havnivåstigning eller tynning har lettet fra havbunnen under tilbaketrekningen og knekt opp i flere store isfjell som kan ha hatt tabulær underside. Alternativet kan være ett gigantisk isfjell som har brekt av fra et delvis flytende isdekke. Har et slikt gigantisk isfjell brekt av fra kanten av en isstrøm, kan det tenkes at bunnen inneholder flere kjøler som tilsvarer de samme basale ujevnheter som danner de megaskala glasiøse lineasjonene (kapittel 3.2).

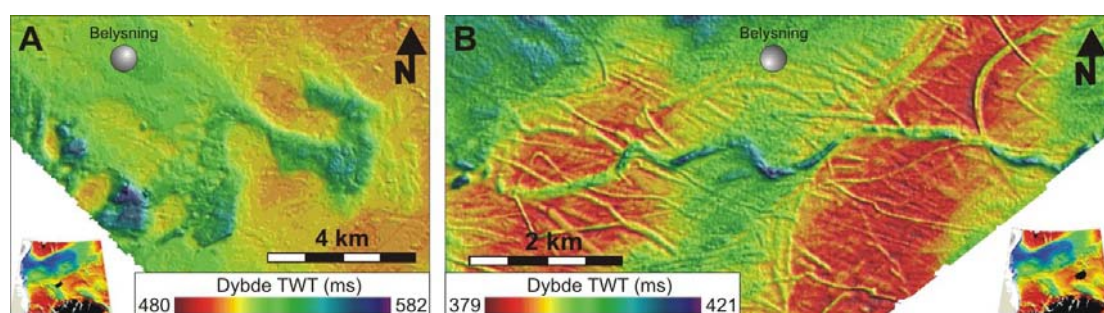
Orienteringen til ryggene og pløyesporene indikerer at isfjellene eller isfjellet har driftet inn fra vest. Sammenlignet med den dominerende driftretningen i studieområdet, som er vest-nordvestlig øst-sørøstlig, avviker dette litt men ikke mye (figur 6.1). Hvor isfjellet/fjellene stammer fra sier dette imidlertid lite om, da driftretningen til isfjellet/fjellene kan ha variert mye ifra det ble frittflytende til det grunnstøtte. Det er imidlertid lite sannsynlig at det/de har kommet fra Ingøydjupet eller området sør for det, da det mellom Ingøydjupet og Bjørnøyrenna er et topografisk hinder som vil ha hindret store isfjell i å passere. Det mest sannsynlige opphavet til isfjellet/fjellene er fra en isfront i Bjørnøyrenna, muligens en isstrøm.



Figur 6.3: Skyggerelieffkart fra 3D-område A som viser ryggene på havbunnen. Vertikal overdrivelse: x4.

6.1.3 Subglasiale kanaler på havbunnen

I denne oppgaven er det beskrevet to kanaler på havbunnen, der begge er antatt å være dannet subglasialt, muligens som tunneldaler (figur 6.4). Den ene er lokalisert i 3D-område C øst for Nordkappbanken (kapittel 4.4.3) og den andre, som er mye større, er lokalisert i 3D-område B rett vest for Nordkappbanken (kapittel 4.3.2). Kanalen i 3D-område C er omtalt litt fra før (Midtbø, 2000; Andreassen et al., 2008), men utenom det er det tidligere ikke beskrevet subglasiale kanaler på havbunnen fra denne delen av Barentshavet.



Figur 6.4: (A) Skyggerelieffkart som viser kanal på havbunnen i 3D-område B. (B) Skyggerelieffkart som viser kanal på havbunnen i 3D-område C.

Kanalen på havbunnen i 3D-område C er en av flere kanaler, der denne er den eneste som ikke er begravd, som leder inn mot en større begravd tunneldal (kapittel 4.4.4 og 4.6.2). Observasjoner fra kanalen slik som ujevn lengdeprofil, kryssing av topografiske hinder og store jettegryter, tyder på at den er dannet av subglasialt smeltevann. Størrelsen er stor nok til at den kan beskrives som en selvstendig liten tunneldal. Det finnes ingen fullstendig definisjon av tunneldaler (Ó Cofaigh, 1996), men de har mange av de samme kriteriene som for subglasiale smeltevannskanaler (kapittel 3.3.1). Kanalen er erodert ned i sedimentære bergarter. Lignende kanaler på havbunnen, beskrevet som tunneldaler, er tidligere beskrevet fra blant annet Antarktis (Lowe og Anderson, 2002; 2003) og fra nordlige deler av Nordsjøen (Bradwell et al., 2008). Kanalene beskrevet av Lowe og Anderson (2002; 2003) befinner seg utelukkende i krystallin berggrunn, selv om det lenger ut på sokkelen er mye sedimentær berggrunn. Kanalene beskrevet av Bradwell et al (2008) er erodert i kvartære sedimenter. Det kan ikke utelukkes at berggrunnen, som består av sedimentære bergarter fra paleocen, har hatt innvirkning på lokaliseringen til kanalen fra 3D-område C, men det er ikke observert noe som kan indikerer dette. Kanalene fra

Pine Island Bay i Antarktis er tolket til å være dannet av subglasialt smeltevann som kan ha forekommet periodevis i store mengder, muligens som katastrofale dreneringer (Lowe og Anderson, 2003). Bradwell et al (2008) har tolket kanalene nord i Nordsjøen til å være dannet av subglasialt smeltevann og at de er dannet parallelt med isstrømmen. Disse kanalene har en foretrukket orientering og er lokalisert i et område som er antatt å ha vært et sammenløpende område for is fra det Skandinaviske isdekket og is fra det Britiske isdekket under den siste istids maksimum (Bradwell et al., 2008). I den samme delen av Nordsjøen er det også dokumentert flere generasjoner av begravde tunneldaler (Lonergan et al., 2006). Kanalen på havbunnen i 3D-område C opptrer alene på havbunnen, men i området rundt er det flere begravde kanaler. Når kanalen er dannet finnes det ingen sikre indikasjoner på. Det er argumentert for at kanalen kan være dannet samtidig med de begravde kanalene som opptrer i nærheten, men dette er en usikker konklusjon. Antas det at de er dannet samtidig, kan de andre kanalene ha blitt begravd av sedimenter fra isfremstøt i nærheten etter at isdekket forsvant. Det er tidligere vist at det kan ha vært flere isfremstøt under deglasiasjonen av det sørvestlige Barentshavet i nærheten av området denne kanalen befinner seg i (Andreassen et al., 2008). Det at kanalen er bevart på havbunnen indikerer at sedimentasjonen i dette området sannsynligvis ikke har vært så veldig stor etter at isdekket over den forsvant, selv om det kan ha vært nærliggende isfremstøt. Alternativt kan det kanskje skyldes kraftige bunnstrømmer som lokalt kan ha fraktet bort suspenderte sedimenter. Det har vært vanskelig å dra en endelig slutning for hva bevarelsen av denne kanalen på havbunnen betyr, men den viser i hvert fall tydelig at kanaler dannet subglasialt eksisterer i denne delen av Barentshavet.

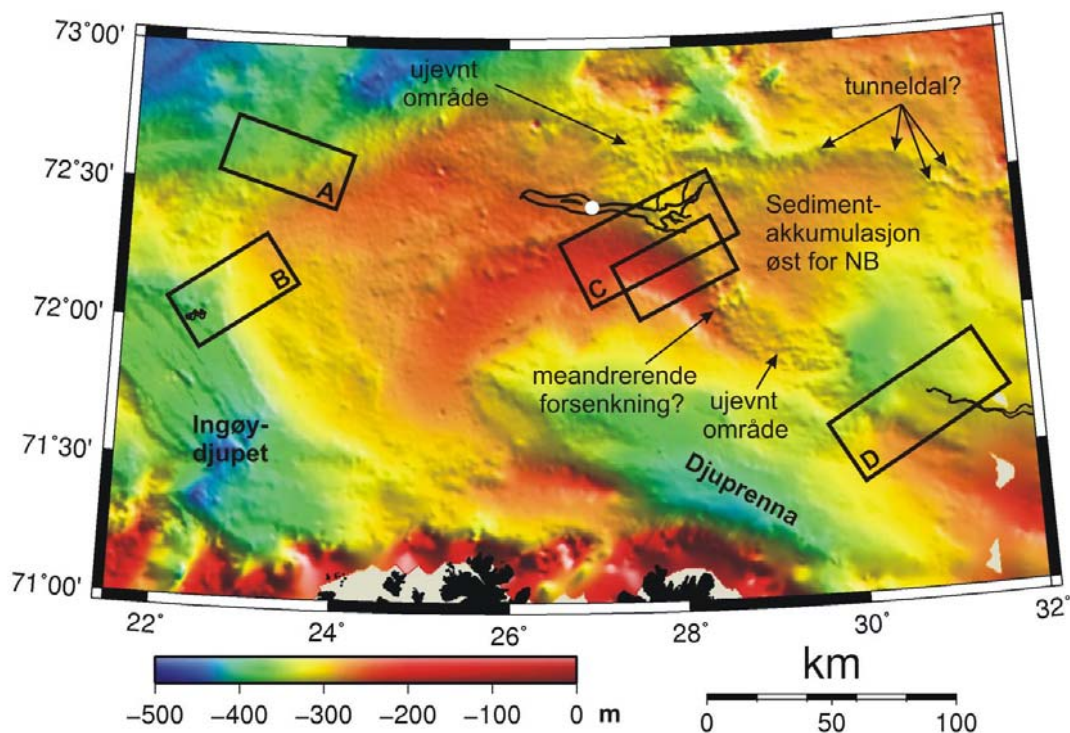
Den store meandrerende kanalen fra 3D-område B (kapittel (4.3.2) er tolket til å være en subglasial tunneldal. Lokaliseringen er tydelig influert av den underliggende berggrunnen, da den er lokalisert ved en berggrunnsgrense. Wellner et al (2006) har beskrevet en lignende tunneldal av samme størrelsesorden som er erodert i sedimenter utenfor Antarktis, der det langs kantene er flere mindre kanaler som kommer inn i den store tunneldalen. Tunneldalen fra Antarktis er tolket som en tunneldal på bakgrunn av størrelse og form, og smeltevannet som dannet den er antatt å stamme fra områder rundt isstrømmer der isdekket har vært relativt stillestående (Wellner et al., 2006). Alderen til tunneldalen på havbunnen i 3D-område C er vanskelig å si, men den er

sannsynligvis eldre enn avsetningen som utgjør Nordkappbanken sedimentære kile. Dette fordi det sannsynligvis ikke har vært et isdekke over kanalen når Nordkappbanken sedimentære kile har blitt avsatt. Hvor smeltevannet som dannet kanalene/tunneldalene på havbunnen har stammet fra er det ikke blitt spekulert så mye i, men orienteringen tilsier at det kan ha kommet fra øst. Dette kan være en rimelig antakelse da smeltevannet sannsynligvis har vært på vei mot kanten av isdekket som har vært lokalisert i vest.

6.2 Begravde tunneldaler

På figur 6.5 er de begravde tunneldalene ved 3D-område C og D vist med skyggerelieffkartet av havbunnen som bakgrunn. Av havbunns morfologien i studieområdet kan det synes som om det kan være én til tunneldal i den nordøstlige delen, nord for sedimentakkumulasjonen øst for Nordkappbanken (figur 6.5). 2D-linjedekningen er veldig dårlig i dette området, så det har derfor ikke vært mulig å slå sikkert fast om det er en delvis begravd tunneldal eller ikke. Imidlertid har denne formen på havbunnen samme orientering og størrelsesorden som de to beskrevne tunneldalene, og den ser ut til å være anastomerende, noe som kan styrke teorien om at det er en tunneldal. Tunneldaler kan være dannet av subglasialt smeltevann under hydrostatisk trykk (Ó Cofaigh, 1996) (kapittel 3.3.1). De beskrevne tunneldalene viser derfor at det kan ha vært store mengder subglasialt smeltevann tilstede i det sørvestlige Barentshavet under en eller flere av glasieringene. Dette smeltevannet har trolig enten stammet fra smelting på overflaten som følge av økt temperatur, eller fra smeltevann dannet subglasialt i områder av isdekket over trykksmeltepunktet. En annen interessant observasjon er at havbunnen i nærheten av tunneldalene ser ut til å ha forholdsvis ujevn overflate (figur 6.5). Om denne ujevne havbunnen kan settes i sammenheng med tunneldalene og eventuelt subglasialt smeltevann er for tidlig å si på bakgrunn av de tilgjengelige dataene, men det kan ikke utelukkes. Det er også en interessant form rett sørøst for 3D-område C som ser ut til å være flere tydelige forsenkninger på havbunnen. Det er spekulert i om dette kan være en meandrerende forsenkning lignende den meandrerende forsenkningen fra 3D-område B som er tolket til å være en tunneldal (kapittel 4.3.2, figur 6.4A). Havbunnskartet vist i figur 6.5 er generert ved å interpolere mellom 2D-seismiske linjer. Er linedekningen dårlig vil meandrerende forsenkninger og kanaler under

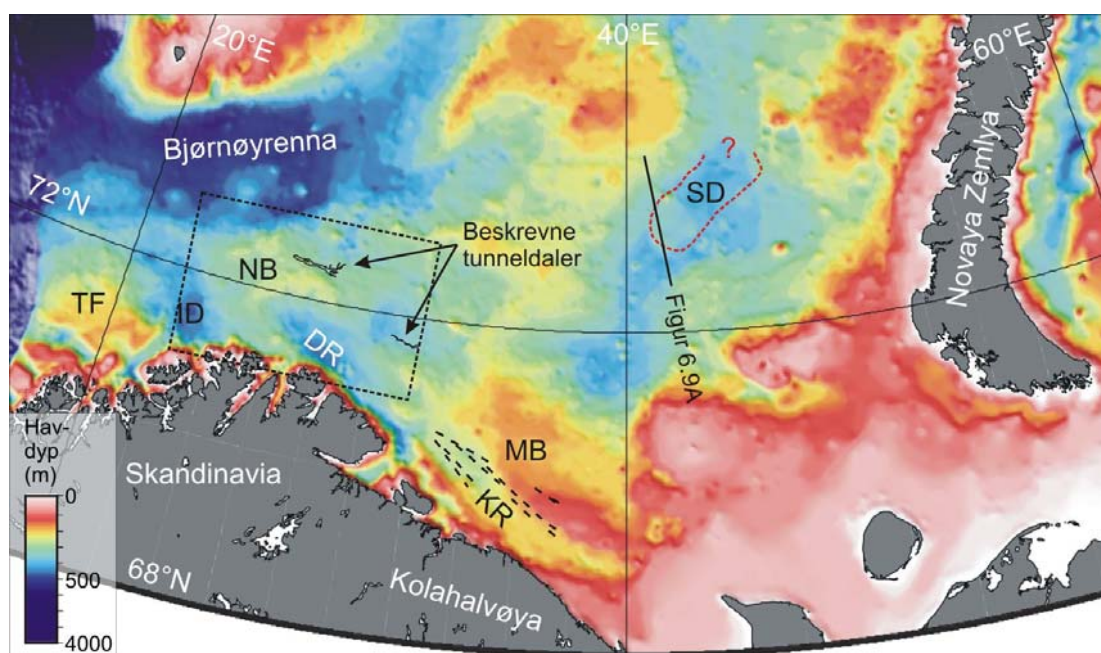
interpolering kunne bli fremstilt som enkeltstående forsenkninger eller mer rette formelementer (figur 2.2). Siden linjedekningen for det genererte kartet ikke er kjent, er dette foreløpig bare en spekulasjon.



Figur 6.5: Skyggerelieffkart av studieområdet. Begravde tunneldaler fra 3D-områdene C og D beskrevet fra kapittel 4 er tegnet inn. Hvit sirkel er brønn 7227/07-U-01.

Det finnes ikke så mange tidligere studier som har dokumentert begravde tunneldaler i Barentshavet. Det finnes imidlertid noen studier som beskriver store begravde kanaler fra 2D-linjer, noe som kan settes i sammenheng med tunneldaler. Fra Tromsøflaket er det beskrevet flere generasjoner med begravde traue som er 3-8 km brede og 20-100 ms TWT dype i den øvre delen av den glasigene lagpakken (Vorren et al., 1990). Profiler av disse traue kan ligne på tunneldaler. I den sørøstlige delen av Ingøydjupet er det registrert kanallignende strukturer opp til 80 meter dype og 5x10 km brede med en øst-vest retning (Lebesbye, 2000). Lebesbye (2000) har tolket disse strukturene som subglasialt dannet av smeltevann under hydrostatisk trykk. Fra 3D-område A, på reflektorer stratigrafisk under det som er studert i denne oppgaven, har Rafaelsen et al (2002) beskrevet flere forskjellige typer begrave semisirkulære til avlange depresjoner, titalls meter dype og 1,5-5,5 km brede/lange. Depresjonene er imidlertid tolket til å være dannet av subglasial erosjon, muligens modifisert av

smeltevann i ettertid (Rafaelsen et al., 2002). Med tanke på de store mengdene smeltevann som kanskje har vært tilstede for å kunne danne de begravde tunneldalene observert i denne oppgaven er det ikke utenkelig at formene beskrevet av Rafaelsen et al (2002) også primært kan være dannet av smeltevann, men dette er ikke studert nærmere i denne oppgaven. Lenger sørøst i Barentshavet, i Kolarennan nord for Kolahalvøya, er det beskrevet kanaler med lignende seismiske tverrsnitt og størrelse som tunneldalene beskrevet her (Gataullin og Polyak, 1997b) (figur 6.6). De er 20-50 meter dype, noen steder så mye som 200 meter dype, og 2-5 km brede. Disse kanalene har en vest-nordvest øst-sørøstlig orientering parallelt med Kolarennan, en orientering som er nokså lik orienteringen til tunneldalene beskrevet i denne oppgaven (figur 6.6). På bakgrunn av overfordypede traue og ujevn lengdeprofil, har Gataullin og Polyak (1997) imidlertid tolket kanalene i Kolarennan til å være dannet av glasiær erosjon. Disse kriteriene kan trolig like greit brukes til å argumentere for at kanalene er tunneldaler dannet fra subglasiært smeltevann, kanskje i kombinasjon med glasiær erosjon.



Figur 6.6: Batymetriske kart over den sørlige delen av Barentshavet. Studieområdet er innrammet med stiplet firkant. TF = Tromsøflaket, ID = Ingøydjupet, NB = Nordkappbanken, DR = Djuprenna, KR = Kolarennan, MB = Murmanskbanken, SD = Sentralbanken. Beskrevne tunneldaler fra studieområdet er merket av på kartet. Strekene i området rundt Kolarennan er kanaler beskrevet av Gataullin og Polyak (1997). Rødt omriss i Sentraldjupet er avsetning beskrevet av Gataullin et al (1993), omtalt i kapittel 6.3.2.

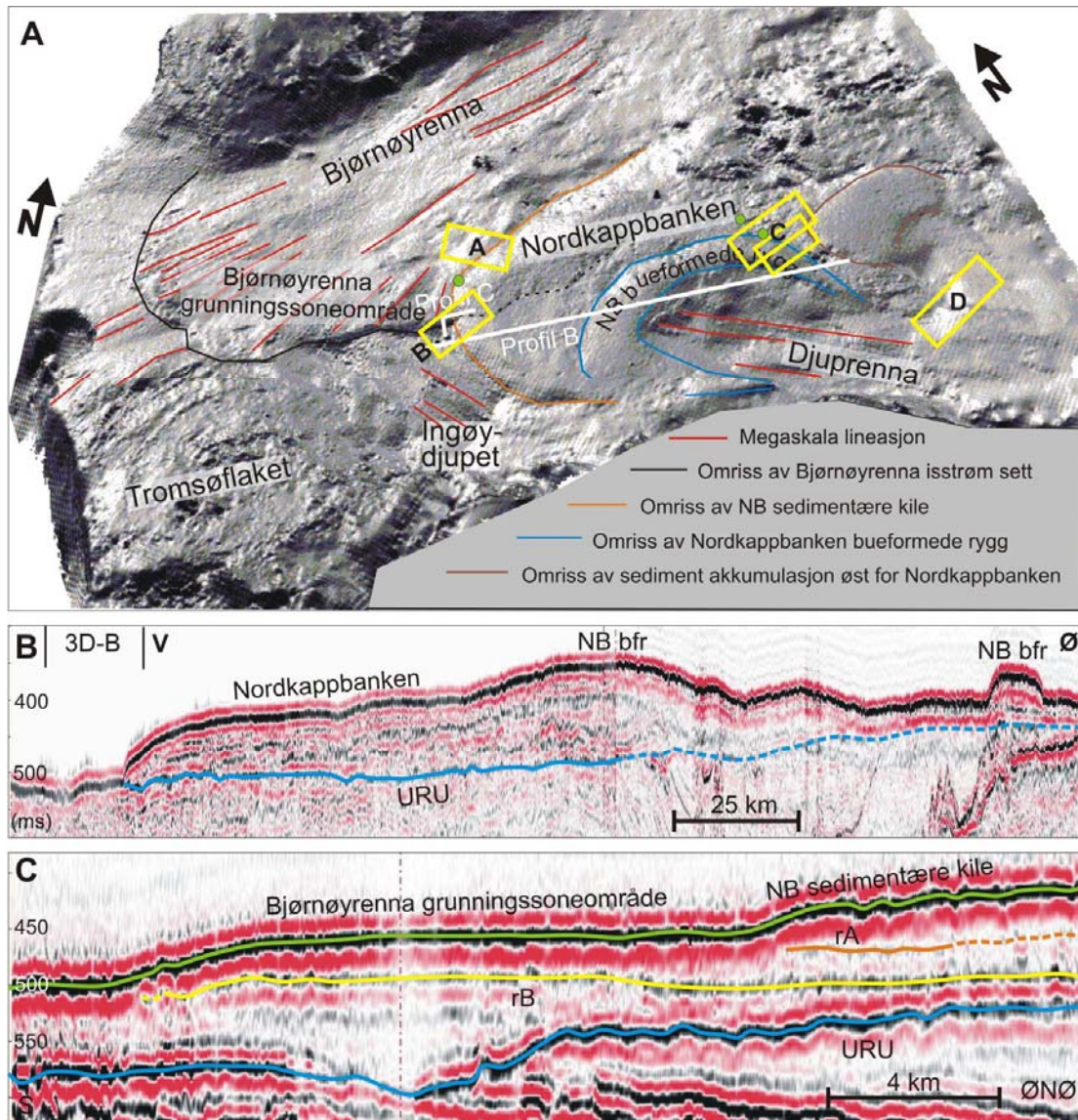
I denne oppgaven har det ikke vært mulig å tidfeste nøyaktig når tunneldalene ble dannet. Fra brønn 7227/07-U-01, lokalisert direkte på tunneldalen som delvis dekkes av 3D-område C (figur 6.5), er den øvre delen av den nederste enheten radiokarbondatert til maksimum tidlig sen weichsel alder (Hald et al., 1990). Selv om brønnen inneholder C-14 dateringer og er lokalisert direkte på tunneldalen er det ikke sikkert dette kan brukes til å si noe om alderen, fordi dateringene sannsynligvis er basert på omarbeidet material (Hald et al., 1990), noe som gjør dateringene ubrukelig for en absolutt aldersbestemmelse. Siden den nederste enheten har fylt inn tunneldalen, er imidlertid alderen til tunneldalen etter all sannsynlighet eldre enn eller dannet samtidig med den nederste enheten. Alderen til den andre tunneldalen ved 3D-område D og den som opptrer på havbunnen nordøst i studieområdet er også vanskelig å si, men det kan være rimelig å anta at disse kanalene kan ha vært dannet i noenlunde samme tidsperiode som tunneldalen ved 3D-område C. Det er heller ikke utenkelig at tunneldalene kan være dannet og bearbeidet gjennom flere glasieringer. I områder med sammenstøtende isdekker kan det vanligvis forventes store mengder smeltevann (Vorren et al., 1990). Det kan derfor kanskje tenkes at tunneldalene opptrer i et område der isdekket i Barentshavet har møtt isdekket fra Skandinavia den gang tunneldalene ble dannet. Fra nordlige Nordsjøen er det observert flere tunneldaler nettopp i et område som er antatt å være lokalisert i området der is fra to isdekker har sammenløpt (Bradwell et al., 2008).

Til slutt kan det nevnes at det ikke kan utelukkes at tunneldalene kan være fluvialt initiert i en periode da Barentshavet kan ha vært hevet over havnivå. Det er tidligere vist at fra sen pliocen til tidlig pleistocen (3-0,8 Ma) kan Barentshavet ha vært hevet slik at fluvial til glasifluvial erosjon har dominert (Vorren et al., 1991). Det er heller ikke sikkert at områdene der tunneldalene er lokalisert har vært utsatt for så veldig mye erosjon i løpet av glasieringene. Vorren et al (1991) har antydnet at flere av bankene i Barentshavet kan ha vært utsatt for så lite som 50-100 meter med erosjon i løpet av de siste 0,8 millioner år. Sannsynligheten for at tunneldalene er en del av et gammelt fluvialt system er imidlertid liten, da flere studier har vist at erosjonen kan ha vært betraktelig større (Fiedler og Faleide, 1996).

6.3 Nordkappbanken

Et av formålene med denne oppgaven har vært å finne ut mer om dannelsen til de glasigene avsetningene på Nordkappbanken, noe som har vist seg vanskelig. I dette kapitlet blir hele Nordkappbanken diskutert på bakgrunn av tolkningene som er gjort fra de forskjellige 3D-områdene i kapittel 4. Fra tidligere studier er det ingen enighet rundt opprinnelsen til den glasigene lagpakken på Nordkappbanken. Grunne borerer fra kantene av Nordkappbanken har vist at sedimentene består av en massiv overkonsolidert diamikton (Sættem et al., 1992b). Flere studier har konkludert med at sedimentene hovedsaklig er avsatt glasimarin (Vorren et al., 1989; 1990), andre at det er morenematerial avsatt under en bre (Sættem og Hamborg, 1987), og noen at det er en kombinasjon (Hald et al., 1990; Sættem et al., 1992b). Vorren et al (1990) konkluderte med en glasimarin opprinnelse ut fra følgende observasjoner: (a) en seismiske signatur som representerer et relativt homogent finkornet sediment med lavt innhold av klaster; (b) lateral variasjon i akustisk tilbakestråling (eng: backscatter) som indikerer variasjon i nærheten til en isbre; (c) bevarte isfjellpløyespor på bunnen av enheten er usannsynlig under en fremskridende isbre; og (d) den øvre overflaten til enheten følger relieffet til bunnen noe som indikerer et glasimarin miljø. Hald et al (1990) har vist at sedimentene på Nordkappbanken inneholder foraminiferer fra et glasimarin miljø, om en i et lavt antall, og at de er omarbeidet enten i tilknytning til avsetning nært en brefront eller i ettertid av en overkjørende isbre.

Andreassen et al (2008) har vist at den øvre glasigene lagpakken på Nordkappbanken sannsynligvis består av to typer avsetninger (figur 6.7A): (a) en glasimarin kile som dekker den vestre og nordlige halvdel av Nordkappbanken; og (b) en ryggformet sedimentakkumulasjon i den sør- til østlige delen tolket til å være en morenebanke som markerer maksimal utbredelse av et tidligere brefremrykk. I denne oppgaven er den øvre lagpakken på Nordkappbanken tolket til å bestå av to delvis atskilte enheter på lik linje med det Andreassen et al (2008) har beskrevet. Disse to enhetene er nærmere diskutert hver for seg videre i dette delkapittelet.



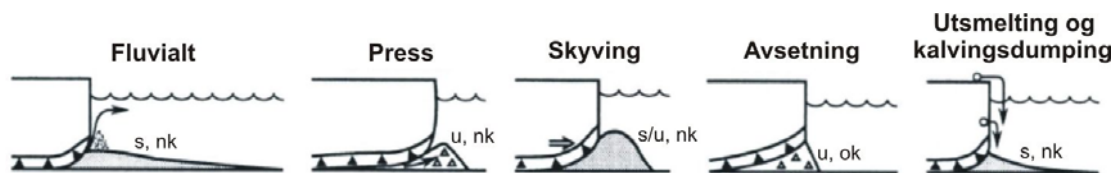
Figur 6.7: (A) Illuminert perspektivbilde av geomorfologien i det sørvestlige Barentshavet. Bildet er sett fra sør og illuminert fra nordvest. Vertikal overdrivelse er x40. Gule rektangler er de studerte 3D-områdene. Grønne sirkler er grunne borer beskrevet av Hald et al (1990). NB = Nordkappbanken. Modifisert etter Andreassen et al (2008). (B) Seismisk profil gjennom Nordkappbanken. NB bfr = Nordkappbanken bueformede rygg. (C) Sammensatt seismisk profil fra 3D-område B gjennom Bjørnøyrenna grunningsoneområde og Nordkappbanken sedimentære kile. Den konvekse formen ved avslutningen av begge avsetningene kommer godt fram. Dybde er toveisgangtid i ms.

6.3.1 Nordkappbanken bueformede rygg

Den bueformede ryggen som dekker den sørlige til østlige delen av Nordkappbanken er tolket til å være en stor morenebanke (kapittel 4.4.2). Ryggen er tidligere omtalt som Nordkappbanken bueformede rygg (Andreassen et al., 2008) (figur 6.7A).

Morenebanker kan dannes av flere forskjellige prosesser (figur 6.8). I kapittel 4.4.2 er det på bakgrunn av observasjoner fra 3D-område C gjort en tolkning for dannelsesmekanismene for denne ryggformen. Lav helningsvinkel på flankene (vanligvis $<0,5$ grader) med slakest helning på nordsiden kan indikere et glasifluvialt system relatert til en isbre i Djuprenna. Det er også spekulert i om ryggen kan være dannet ved oppskyving fra en "surgende" bre ut Djuprenna og at isfjellaktivitet kan ha bidratt under dannelsen.

I brønn 7227/08-U-01+02 lokalisert på den nordlige flanken av ryggformen (figur 6.7A) opptrer en overkonsolidert diamikton i hele lagpakken (Hald et al., 1990; Sættem et al., 1992b). Dette indikerer at subglasial avsetning kan ha vært en viktig dannelsesprosess. En kan likevel ikke utelukke at sedimenter andre steder på ryggen ikke er overkonsolidert. På grunn av så lite tilgjengelig brønndata for ryggen, er det fortrinnsvis storskala morfologien og småskala morfologi fra 3D-områdene som kan brukes til å si noe om dannelsesprosessene. At bueformen er konkav mot Djuprenna og lineasjoner i Djuprenna har retning mot ryggen (Andreassen et al., 2008), kan indikere at isen som dannet ryggen har kommet fra Djuprenna. Lineasjoner på nordsiden av Djuprenna fra 3D-område D har også orientering mot ryggformen (kapittel 4.5.1). At ryggen er plassert nord for Djuprenna på sørsiden av Nordkappbanken, et grunt område i forhold til hva selve Djuprenna er, kan skyldes at is fra Djuprenna her har møtt motstand i form av motbakke og at dette kanskje i kombinasjon med tynning dermed har kunnet etablert en stabil grunningslinje som over tid har kunnet avsatt en stor morenebanke. Av de geomorfologiske observasjonene på havbunnen i den sørvestlige delen av Barentshavet er det vist at denne ryggformen sannsynligvis er blant de siste formene som har blitt dannet under deglasiasjonen, muligens som et fremstøt sent i deglasiasjonen (Andreassen et al., 2008). Et mulig tidsrom morenebanken kan ha blitt avsatt i er for rundt 15-16 000 år siden, når store deler av det sørvestlige Barentshav var isfritt samtidig som det fortsatt var mye is i det østlige Barentshav (Slubowska et al., 2008) (figur 1.7A). Is kan da ha strømmet vestover ut Djuprenna fra den østlige posisjonen, og dannet den bueformede ryggen i form av en morenebanke. Hvor lang tid det har tatt å avsette morenebanken er det ingen klare indikasjoner på, men det kan ha skjedd over tid ved en stabil grunningslinjen, eller kanskje litt mer hurtig hvis skyvning har vært hovedprosessen.



Figur 6.8: Fem forskjellige prosesser for dannelsen av morenebanker. Morenebanker kan også formes av kombinasjoner av disse fem prosessene. s = sorterte sedimenter, u = usorterte sedimenter, nk = normalt konsoliderte sedimenter, ok = overkonsoliderte sedimenter. Triangelene under breen representerer bruddstykker inni isen. Modifisert etter Powell og Alley (1997).

I kapittel 4.4.2 ble moreneryggen utenfor Bråsvellbreen på Nordaustlandet nevnt. Den er antatt dannet ved en kombinasjon av skyving fra isen under en ”surge” og avsetning fra store mengder smeltevann, noe som er vanlig under ”surger” (Solheim, 1997b). Det kan ikke utelukkes at lignende skyvning har vært en viktig prosess under dannelsen av den bueformede ryggen, men den lave helningsvinkelen (vanligvis $<0,5$ grader) kan kanskje stille spørsmålsteget ved dette. På bakgrunn av observasjonene gjort i denne oppgaven er det konkludert med at den bueformede ryggen sør på Nordkappbanken er dannet som en morenebanke ved en grunningslinje fra is som har kommet fra Djuprenna. Dette kan ha skjedd via en kombinasjon av flere av prosessene vist i figur 6.8, spesielt fluviale prosesser, skyvning og subglacial avsetning.

6.3.2 Nordkappbanken sedimentære kile

Den nordvestlige delen av den øverste lagpakken på Nordkappbanken har blitt beskrevet fra 3D-område A og B (kapittel 4.2.4 og 4.3.4). Dette er en del av det som har blitt omtalt som Nordkappbanken sedimentære kile (Andreassen et al., 2008) (figur 6.7A, kapittel 4.1). Kilen avgrenses av en tydelig kileform i den vestlige og nordvestlige delen (figur 6.7). Fra 3D-område B er det antydnet at den tydelige avgrensningen og konvekse formen på kilen skyldes lobeformede massestrømmer. Dette kan være en sannsynlig forklaring for hele den tydelige, vestlige avgrensningen ut mot Ingøydjupet. En tidligere forklaring har vært at den brå vestlige avslutningen kan skyldes ”winnowing” fra bunnstrømmer (Vorren et al., 1990). Denne forklaringen kan ikke utelukkes, og har det bidratt til å forme den brå avslutningen, har det kanskje vært en mer sekundær prosess. I den nordvestlige delen ved 3D-område A har enheten

en lignende kileform som ut mot Ingøydjupet, men her er det ingenting på havbunnen som vitner om massebevegelser. Det kan likevel ikke utelukkes at massebevegelser har funnet sted og at de i ettertid har blitt jevnet ut av isfjellpløying. Er det riktig at det ikke har vært samme type massebevegelser her er det derfor ikke sikkert at den nordlige delen av Nordkappbanken har blitt avsatt av de samme prosessene som den vestlige delen, men det er gjort for få observasjoner til å kunne fastslå dette sikkert. Fra de seismiske dataene er det ingen tydelig avgrensning mellom den sedimentære kilen og den buformede ryggen, noe som kanskje kan skyldes at kilen og ryggen kan være avsatt samtidig eller delvis samtidig.

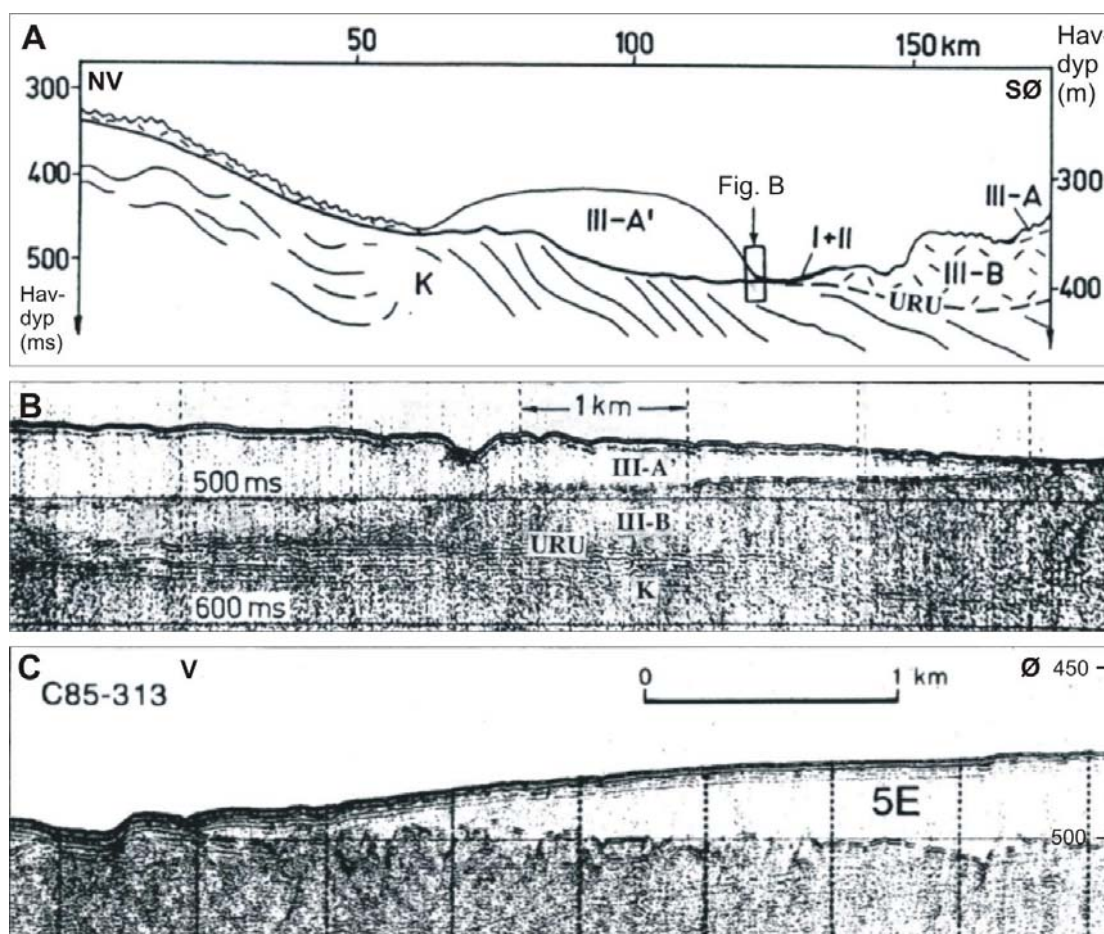
Fra 3D-område B fremgår det at reflektor rB er bunn av det Andreassen et al (2008) har kalt for Bjørnøyrenna grunningsoneområde (eng: groundingzone wedge), og at denne reflektoren fortsetter inn under Nordkappbanken sedimentære kile (figur 6.7C). Dette underbygger antagelsen til Andreassen et al (2008) om at Bjørnøyrenna grunningsoneområde fortsetter inn under Nordkappbanken (figur 6.7A). Av det seismiske profilet i figur 6.7C fremgår det også at bunnen av kileformen til den vestlige delen av Nordkappbanken over Bjørnøyrenna grunningsoneområdet er definert av reflektor rA. Enheten mellom reflektor rB og rA er korrelert mot enhet b4 fra Sættem et al (1992) og enhet E4 fra Lebesbye (2000) (kapittel 5.2). Langs den vestlige delen som ender ut mot Ingøydjupet er bunnen av kileformen derimot definert av reflektor rB som ligger stratigrafisk under reflektor rA. Denne forskjellen kan kanskje skyldes at den ytterste vestlige delen av Nordkappbanken ut mot Ingøydjupet består av lobeformede massestrømmer som kan ha bygd seg ut vest for der reflektor rA avslutter. Reflektor rA er i denne oppgaven korrelert med rC sør på Nordkappbanken som ligger under den buformede ryggformen (kapittel 5.1).

Analyser av petrografien til de øvre sedimentene på Nordkappbanken sedimentære kile viser at sedimentene mest sannsynlig ble avsatt av en isbre som hovedsaklig stammet fra Barentshavet og ikke fra Skandinavia (Vassmyr og Vorren, 1990). Dette kan indikere at hvis avsetningen er avsatt fra is som har kommet ut Djuprenna, kan denne isen hovedsaklig ha drenert områder lenger øst i Barentshavet, men at bidrag fra Skandinavia, for eksempel ut Varangerfjorden, ikke kan utelukkes.

Det finnes ikke så mange avsetninger som ligner på Nordkappbanken beskrevet fra litteraturen. En avsetning som kanskje kan ligne litt, er en avsetning i Sentraldjupet i det østlige Barentshavet (figur 6.6). Her er det beskrevet en akustisk transparent enhet med et positivt relieff som har en utstrekning på rundt 80x180 km, er opp til 100 meter tykk og som kiler ut mot kantene (Gataullin et al., 1993) (figur 6.9A). Gataullin et al (1993) har på bakgrunn av formen samt lamineringer og mangel av glasitektoniske former fra kjerneprøver tolket enheten til å være en glasimarin avsetning avsatt i en kalvende bukt som kan ha utviklet seg i Sentraldjupet under tilbaketrekningen av isdekket. Utkilingen langs kantene til avsetningen i Sentraldjupet ligner veldig på utkilingen i området Nordkappbanken - Ingøydjupet, og den transparente signaturen og konveks avslutning ligner det som er beskrevet fra høyoppløselig seismikk fra Nordkappbanken (figur 6.9B og C). Det foreligger dessverre ingen detaljerte kart over batymetrien på havbunnen i Sentraldjupet lignende det som er tilgjengelig for Nordkappbanken. Avsetningen kan muligens ikke sammenlignes direkte med Nordkappbanken, siden topografien i områdene der de er plassert varierer betraktelig. Prosessene som har dannet den brå konvekse avslutningen kan derimot kanskje sammenlignes med prosessen som har dannet den brå avslutningen vest på Nordkappbanken, som i denne oppgaven er tolket til å være massestrømmer.

I denne oppgaven er det ikke gjort observasjoner som entydig kan styrke teorien om at Nordkappbanken sedimentære kile er avsatt glasimarin eller ikke, men på bakgrunn av observasjoner kan likevel et par slutninger tas. Observasjonen av det som er tolket som massestrømmer på vestsiden av Nordkappbanken kan være en indikasjon på at sedimentene har hatt et relativt høyt innhold av vann under avsetningen. Dette kan kanskje styrke teorien om en glasimarin avsetning. Glasimarine sedimenter kan ha hatt sitt hovedopphav fra isdekket som dannet den bueformede ryggen. Ingen av de grunne boringene som finnes på Nordkappbanken er lokalisert godt inne på den sedimentære kileformen. Alle tre inneholder overkonsoliderte sedimenter og er lokalisert i utkanten av kileformen. Denne lokaliseringen gjør det vanskelig å dra sikre konklusjoner om hele kileformen kun basert på disse tre brønnene, da prosessene som har avsatt formen kan ha variert fra de sentrale delene til yterkantene. Det kan derfor ikke utelukkes at den sedimentære kilen er mindre konsolidert enn hva som

fremkommer av brønnene, og dermed kanskje ikke overkjørt av en bre slik som flere studier tidligere har antatt (Vorren et al., 1990; Lebesbye, 2000).



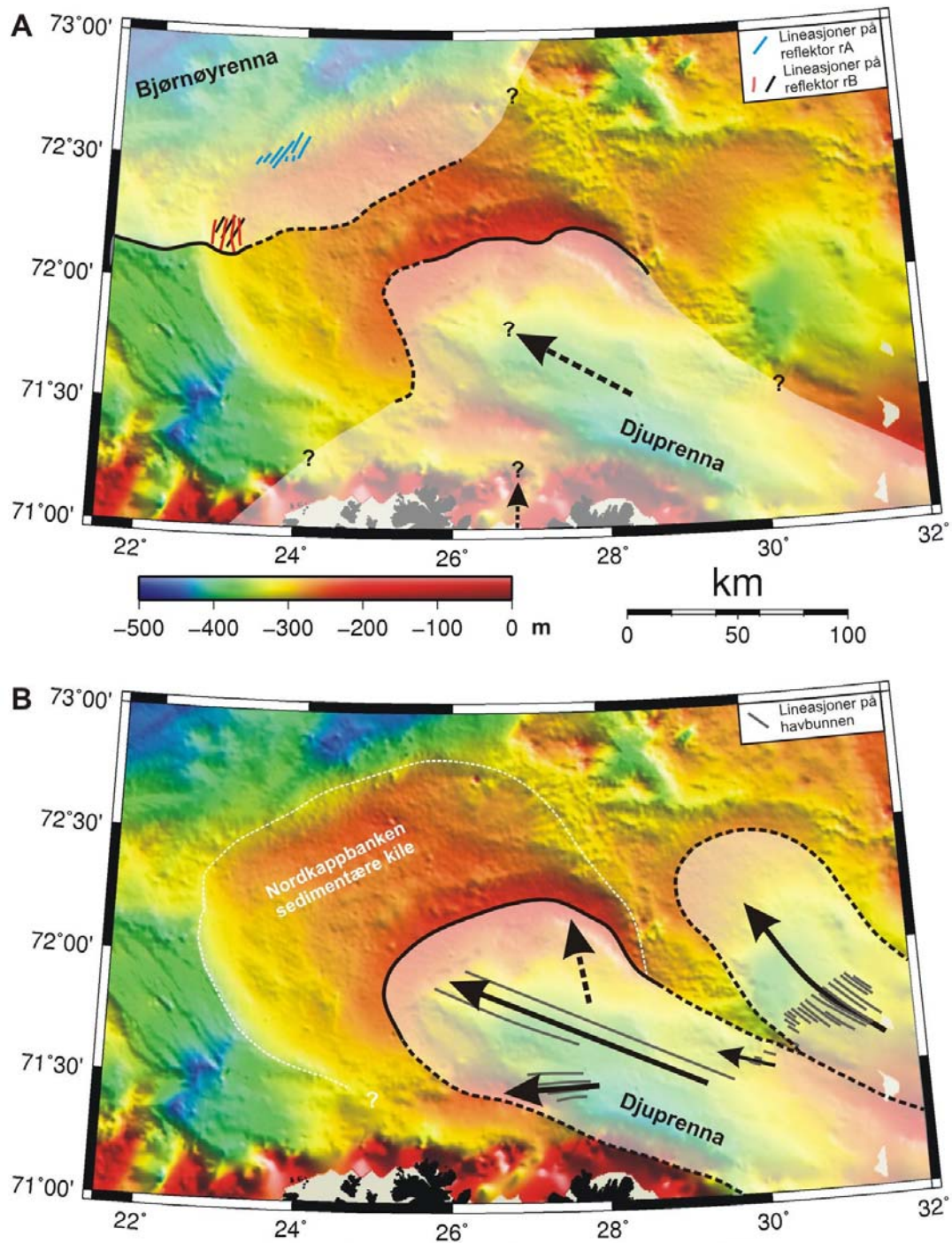
Figur 6.9: (A) Akustisk transparent enhet i Sentraldjupet (III-A') (Gataullin et al., 1993). Lokalisering er vist på figur 6.6. (B) Forstørret område fra A som viser avslutningen av den transparente enheten. (Gataullin et al., 1993). (C) Seismisk profil fra den vestlige brå konvekse avslutningen av Nordkappbanken (Vorren et al., 1990).

6.3.3 Rekonstruksjon av isdekket ved avsetning av Nordkappbanken

Fra tidligere arbeid finnes det flere forslag for hvordan Nordkappbanken har blitt avsatt. I forslaget som først ble framsatt ble mye av den glasigene lagpakken (enhet 5E fra Vorren et al (1990)) på Nordkappbanken avsatt før siste glasiale maksimum i perioden fra rundt 22-18 000 år siden (Vorren et al., 1990). I henhold til denne modellen skjedde avsetningen glasiarint i en kalvingsbukt som utviklet seg i det sørlige Barentshavet der sedimentene hovedsaklig ble tilført av smeltevann fra den

omkringliggende isen (Vorren et al., 1990). Nordkappbanken skal så ha blitt overkjørt av isdekket da det rykket fram til eggakanten under det siste glasiiale maksimum (Vorren et al., 1990). I forslaget til Lebesbye (2000) er lagpakken på Nordkappbanken avsatt under forskjellige brefremstøt, før de også her har blitt overkjørt under det siste glasiiale maksimum. I det nyeste forslaget er Nordkappbanken sedimentære kile og Nordkappbanken bueformede rygg avsatt under deglasiasjonen (Andreassen et al., 2008). Den bueformede ryggen er i denne modellen avsatt som en morenebanke ved grunningslinjen til en isstrøm som har kommet ut Djuprenna fra sørøst, og den sedimentære kilen er avsatt glasiimarint foran ryggen (Andreassen et al., 2008).

Andreassen et al (2008) har på bakgrunn av havbunnsgeomorfologi indikert at de megaskala glasiiale lineasjonene observert fra de begravde reflektorene rA og rB i henholdsvis 3D-område A og B er dannet av en isstrøm som har kommet fra nord i Bjørnøyrenna. På flate rB i 3D-område B er lineasjonene kun tilstede på den nordlige delen av flaten, noe som kan støtte at de er dannet av en isstrøm fra nord. I 3D-område A har flaten som er korrelert med rB, som ligger stratigrafisk under reflektor rA, to dominerende orienteringer som omtrent sammenfaller med det som er beskrevet fra reflektor rB i 3D-område B (Rafaelsen et al., 2002). Reflektor rB representerer sannsynligvis bunn av Bjørnøyrenna grunningsoneområde, mens reflektor rA kan representere toppen. Figur 6.10 viser to rekonstruksjoner av isdekket i studieområdet ved to forskjellige tidspunkt under avsetningen av sedimentene ved Nordkappbanken, laget på bakgrunn av observasjoner fra denne oppgaven og tidligere arbeid. I figur 6.10 er lineasjonene fra reflektor rA, rB og havbunnen tegnet inn sammen med lineasjoner beskrevet på havbunnen fra andre studier (Andreassen et al., 2008; Ottesen et al., 2008).



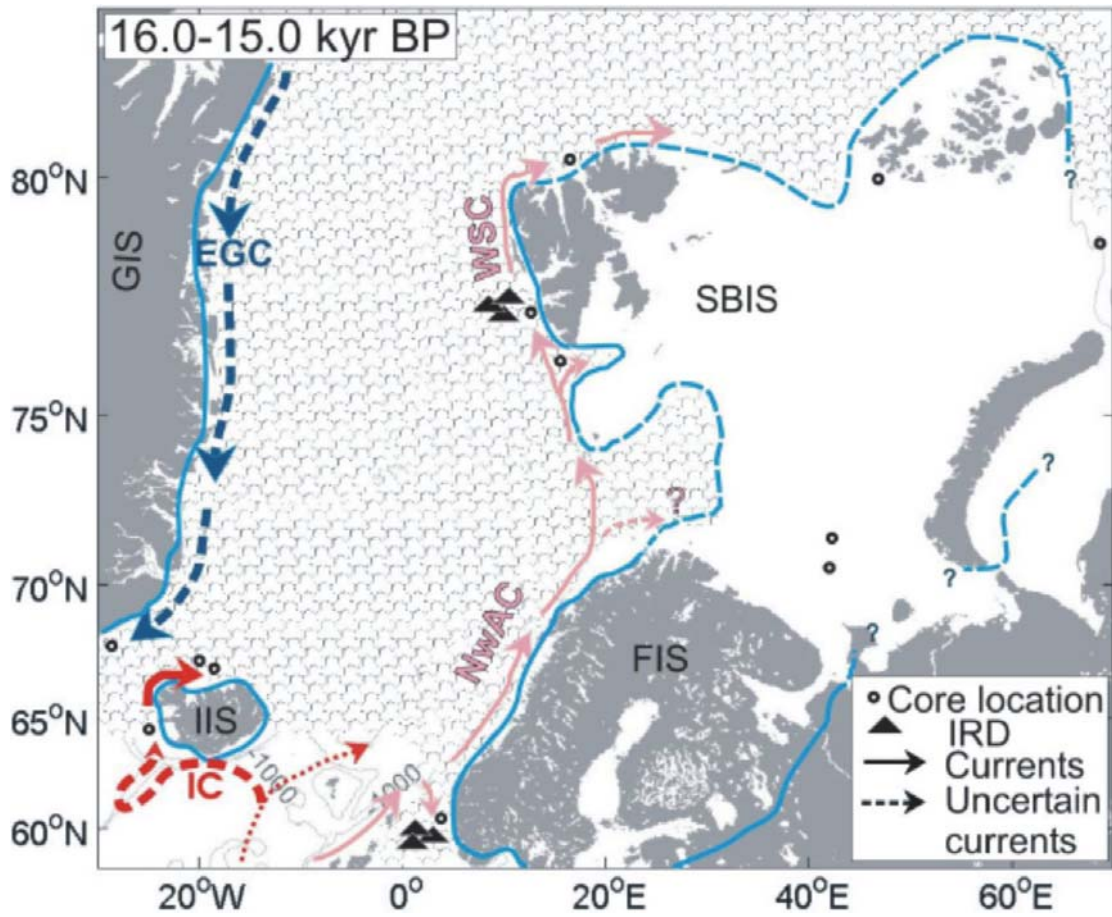
Figur 6.10: Rekonstruksjoner av isutbredelsen under avsetning av Nordkappbanken. **(A)** Antatt isutbredelse i studieområdet når isen i Bjørnøyrenna stod ved Bjørnøyrenna grunningszoneområde. Isutbredelsen i nord er basert på observasjoner fra 3D-område B og havbunns morfologien. Isutbredelsen sør på Nordkappbanken er basert på nord- og vestlig utstrekning av enhet E4 fra Lebesbye (2000), resten er spekulasjon. **(B)** Antatt isutbredelse i studieområdet under avsetning av Nordkappbanken buelike rygg.

Figur 6.10A er en rekonstruksjon av isdekket slik det kan ha vært plassert når Bjørnøyrenna grunningsoneområde ble avsatt (figur 6.7A). Andreassen et al (2008) har brukt havbunns morfologien til å vise at Bjørnøyrenna grunningsoneområde fortsetter inn under den nordlige delen av Nordkappbanken (figur 6.7A). I denne oppgaven er det vist fra 3D-område B at avsetningen på Bjørnøyrenna grunningsoneområde fortsetter inn under Nordkappbanken (figur 6.7C), slik Andreassen et al (2008) har antatt på bakgrunn av havbunns morfologien. De seismiske 2D-linjene tilgjengelige på den nordlige delen av Nordkappbanken har dessverre ikke god nok oppløsning til å sikkert avgjøre om avsetningen avslutter som indikert fra havbunns morfologien, eller om den fortsetter sørover til den sørlige delen av Nordkappbanken. I figur 6.10A er isutbredelsen sør på Nordkappbanken basert på nord- og vestlig utstrekning av enhet E4 fra Lebesbye (2000). Lebesbye (2000) har avgrenset enhet E4 nord for den buformede ryggen, men har hatt problem med den vestlige avgrensningen på grunn av kompleks geologi og dårlig datakvalitet. Fra korreleringer vist i kapittel 5 er enhet E4 fra Lebesbye (2000) antatt å samsvare med enhet b4 fra Sættem et al (1992). Enhet b4 tilsvarende det som utgjør Bjørnøyrenna grunningsoneområde. Sættem et al (1992) har indikert at b4 fortsetter over hele Nordkappbanken, noe som også kan indikeres av korreleringene gjort i kapittel 5. Det er derfor i denne oppgaven spekulert i om det samtidig med avsetningen av Bjørnøyrenna grunningsoneområde fra is som har kommet ut Bjørnøyrenna, kan ha vært is i Djuprenna, muligens fra et isdekke lenger øst, som har avsatt sedimenter sør på Nordkappbanken (figur 6.10A). En slik avsetning fra isdekker både fra sør og nord, kan kanskje forklare hvorfor det er en kompleks stratigrafi flere steder på Nordkappbanken. Det kan tenkes at glasimarin avsetning fra begge isfrontene kan ha blitt påvirket av kalvede isfjell som har pløyet og forstyrret havbunnen. Hvis isfrontene i tillegg har fluktuert kan det gjøre bildet enda mer komplekst. Megaskala glasiale lineasjoner observert på reflektor rB på bunn av Bjørnøyrenna grunningsoneområde og på reflektor rA på topp av grunningsoneområdet i henholdsvis 3D-område B og A (figur 6.10A), viser at isstrømmer trolig har vært til stede under avsetningen. Enheten kan kanskje være avsatt som en bunnmorene og/eller som et aktivt deformerende morenelag under en isstrøm. Andreassen et al (2008) har vist at det har vært flere isstrømmer med skiftende posisjon lokalisert i Bjørnøyrenna når Bjørnøyrenna grunningsoneområde ble avsatt. Det er ikke gjort observasjoner som kan vise at en isstrøm har vært tilstede i Djuprenna på denne tiden,

men av topografien kan det kanskje være rimelig å anta at en isstrøm har vært lokalisert her og at sporene fra dette kan ha blitt erodert bort ved senere brefremrykk. Isdekket i nord har sannsynligvis hatt en forholdsvis stabil posisjon over et visst tidsrom for å ha klart å avsette grunningsoneområdet i Bjørnøyrenna, før det etter hvert har trukket seg tilbake innover Bjørnøyrenna. Hvor lenge isen var tilstede i Djuprenna og hvordan den eventuelt har trukket seg tilbake finnes det for lite grunnlag til å si så mye om. Det er tidligere antatt at enhet E4 har vært avsatt før det siste glasiiale maksimum (Lebesbye, 2000). Siden enhet E4 er korrelert med enhet b4 fra Bjørnøyrenna grunningsoneområde (kapittel 5.2), kan det være rimelig å anta at disse to enhetene har blitt avsatt noenlunde samtidig. I følge Andreassen et al (2008) er Bjørnøyrenna grunningsoneområde avsatt under deglasiasjonen, en observasjon det på bakgrunn av havbunns morfologien kan antas er forholdsvis riktig. Dette kan antyde at enhet E4 sør på Nordkappbanken kanskje ikke er avsatt før siste glasiiale maksimum, men under deglasiasjonen i samme periode som Bjørnøyrenna grunningsoneområde. Nøyaktig hvordan iskonfigurasjonen under denne perioden har vært i den østlige delen av studieområdet nord for Djuprenna og øst for Nordkappbanken er det vanskelig å si, og det har heller ikke vært et fokusområde i denne oppgaven. Det kan imidlertid ikke utelukkes at det har vært isfritt i dette området, og heller ikke at det har vært isdekt.

Figur 6.10B er en rekonstruksjon av isdekket slik det kan ha vært plassert når enheten som utgjør Nordkappbanken bueformede rygg ble avsatt. Denne avsetningen er tidligere tolket som en morenebanke avsatt ved grunningslinjen til en bre (kapittel 4.4.2). Enheten som utgjør Nordkappbanken sedimentære kile har sannsynligvis fått et betydelig glasimarint bidrag fra grunningslinjen til isdekket som har bygd opp den bueformede ryggen. I rekonstruksjonen gjort her har Nordkappbanken sedimentære kile muligens blitt avsatt både under den første hendelsen (figur 6.10A) og den siste hendelsen (figur 6.10B). Hvis en kontinuerlige avsetningen har vært tilfelle, kan det kanskje være med på å forklare hvorfor det flere steder har vært vanskelig å skille enheter på banken fra hverandre. Under avsetningen kan Nordkappbanken ha vært et område hvor store mengder isfjell jevnlig har grunnstøtt. Omarbeiding og avsetning av sediment fra pløyende isfjell kan ha skjedd i stort omfang. I områder med ukonsoliderte sedimenter og mange grunnstøtende isfjell vil pløyning danne et flere meter tykt sedimentlag på havbunnen bestående av en grov diamikton (Vorren et al.,

1983; Barnes og Lien, 1988). Har slik pløying skjedd kontinuerlig under avsetningen kan hele lagpakken være mer konsolidert enn hva som kanskje skulle forventes av en ren glasimarin avsetning og primære avsetningsstrukturer kan være utslettet. Det har vist seg at gravitasjonskjerner fra Nordkappbanken har vanskelig for å penetrere mer enn rundt en meter, og innholdet er en kompakt diamikton (Laberg, personlig meddelelse, 2008). Isfjellpløying kan sannsynligvis forklare hvorfor gravitasjonskjerner har så vanskelig for å penetrere sedimentene. Det er tidligere vist at sedimenter omarbeidet av isfjellpløying kan være vanskelige å skille fra glasimarine avsetninger (Barnes og Lien, 1988). Uten kunnskap om hvordan isfjell har påvirket et område kan en detaljert stratigrafi, spesielt av glasimarine sedimenter, derfor være meningsløs (Elverhøi, 1984). I rekonstruksjonen er det også på bakgrunn av lineasjoner på havbunnen i 3D-område D tegnet inn en isstrøm som kan ha avsatt sedimentakkumulasjonen øst for Nordkappbanken (figur 6.10B). Hvordan forholdet har vært mellom isstrømmen som endte i Nordkappbanken buformede rygg og isstrømmen som endte ved sedimentakkumulasjonen øst for Nordkappbanken er imidlertid ganske usikkert. Det er ikke sikkert at disse to isstrømmene har vært aktive samtidig, men det kan heller ikke utelukkes. Observasjoner fra havbunnen mellom avsetningene, som delvis dekkes av 3D-område C, har gjort tolkningen av forholdet forvirrende. Spesielt siden det i dette området er observert en kanal på havbunnen som tydelig ikke er gjenfylt av sedimenter, og at det generelt er lite sedimenter i dette området. Mangelen på sedimenter kan kanskje forklares ved at det kan ha vært havstrømmer eller sterke katabatiske vinder fra isdekket som har ført sedimenter i suspensjon vestover hvor de har blitt avsatt på Nordkappbanken. Denne hendelsen har trolig skjedd da store deler av det østlige Barentshavet fortsatt var isdekket. Et mulig tidsrom kan være for 15-16 000 år siden da det sørvestlige Barentshav var isfritt samtidig som mesteparten av det nordlige og østlige Barentshav var isdekket (Slubowska et al., 2008) (figur 6.11).



Figur 6.11: Tidssnittkart for intervallet mellom 15-16 000 år BP. (Slubowska et al., 2008)

7 Oppsummering

Denne oppgaven er basert på tolkning av 2D- og 3D-seismiske datasett fra det sørvestlige Barentshav, i området rundt Nordkappbanken (figur 1.1B). Arbeidet har fokusert på morfologi på havbunnen og på grunne begravde flater i glasiale avsetninger. Resultatene fra oppgaven kan oppsummeres som følger:

Pløyespør fra isfjell

- Havbunnen i det sørvestlige Barentshav er sterkt preget av pløyespør fra isfjell. Disse pløyesporene har ulik karakter og kan grovt deles i to typer: 1) relativt smale furer som varierer stort i størrelse med v-formet tverrsnitt. De er ofte kontinuerlige over store avstander og har en foretrukket orientering, 2) bredere og ofte dypere flatbunnede furer med et mer u-formet tverrsnitt som flere steder har en uthulning med en oppskjøvet rygg langs kantene i den enden de har stoppet.
- Den dominerende orienteringen til pløyesporene kan si noe om den dominerende havstrømmen i perioden pløyingen fant sted. I studieområdet indikerer orienteringen til pløyesporene en dominerende havstrøm fra vest-nordvest mot øst-sørøst.
- Hovedmengden av isfjellene har kommet fra isdekket i Barentshavet under deglasiasjonen, hovedsaklig fra Bjørnøyrenna. Et betydelig bidrag har trolig også kommet fra isfjell kalvet langs Norskekysten, som har fulgt den kystparallele havstrømmen nordover og inn i Barentshavet.
- I oppgaven er det beskrevet rygger på havbunnen som er oppskjøvet enten fra flere store flatbunnede isfjell, eller av ett gigantisk isfjell med flere kjøler. Disse ryggene er formelementer som ikke tidligere er beskrevet i litteraturen.

Avsetningen på Nordkappbanken

- Nordkappbanken kan på bakgrunn av geomorfologi deles inn i to deler: 1) Nordkappbanken sedimentære kile, 2) Nordkappbanken bueformede rygg.
- Nordkappbanken bueformede rygg er tolket til å være dannet som en stor morenebanke ved en grunningslinje fra is som har kommet ut fra Djuprenna. Avsetningen kan ha skjedd via en kombinasjon av flere prosesser, der både

glasifluviale prosesser, skyvning og subglasial avsetning kan ha vært viktige. Tidsrommet for avsetningen er trolig i perioden mellom 16-15 000 år siden.

- Nordkappbanken sedimentære kile er en sammensatt avsetning. Glasimarine sedimenter fra isdekket som dannet Nordkappbanken bueformede rygg står trolig for det største bidraget av sedimenter. I vest har den en brå konkav avslutning mot Ingøydjupet. Denne brå konkave avslutningen skyldes trolig massestrømmer.
- Megaskala glasiiale lineasjoner på grunne begravde flater i den nordvestlige delen av Nordkappbanken viser at Bjørnøyrenna grunningsoneområde fortsetter inn under de nordlige delene av Nordkappbanken.
- Det er gjort to rekonstruksjoner av isdekket under avsetning av Nordkappbanken. Den ene viser isdekkets plassering ved avsetting av Bjørnøyrenna grunningsoneområde, og den andre viser isdekkets plassering ved avsetning av Nordkappbanken bueformede rygg.

Subglasiiale smeltevannskanaler og begravde tunneldaler

- I studieområdet er det observert kanaler på havbunnen tolket til å være store subglasiiale smeltevannskanaler.
- To store begravde tunneldaler er beskrevet øst i studieområdet. En av disse ser ut til å ha et forgreinet dreneringssystem med et nettverk av kanaler.
- De subglasiiale smeltevannskanalene/tunneldalene viser at det i perioder av glasiasjonen har vært et stort subglasialt dreneringssystem med store mengder smeltevann i studieområdet.

Referanser

- Anderson, J., and Shipp, S., 2001, Evolution of the West Antarctic Ice Sheet, *in* Alley, R.B., and Bindschadler, R.A., eds., *The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment*. Antarctic Research Series, Volume 77, American Geophysical Union, p. 45-57.
- Anderson, J., Wellner, J.S., Lowe, A.L., Mosola, A.B., and Shipp, S., 2001, Footprint of the Expanded West Antarctic Ice Sheet: Ice Stream History and Behaviour: *GSA Today*, v. 11, p. 4-9.
- Andreassen, K., Laberg, J.S., and Vorren, T.O., 2008, Seismic seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications: *Geomorphology*, v. 97, p. 157-177.
- Andreassen, K., Nilssen, L.C., Rafaelsen, B., and Kuilman, L., 2004, Three-dimensional seismic data from the Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics: *Geology*, v. 32, p. 729-732.
- Andreassen, K., Ødegaard, C.M., and Rafaelsen, B., 2007, Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry 3D seismic data from the south-western Barents Sea, *in* Davies, R.J., Posamentier, H.W., Wood, L.J., and Cartwright, J.A., eds., *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production*, Volume 277, Geological Society of London Special Publication, p. 151-169.
- Badley, M.E., 1985, *Practical Seismic Interpretation*: Boston, International Human Resources Development Corporation.
- Barnes, P.W., and Lien, R., 1988, Icebergs rework shelf sediments to 500 m off Antarctica: *Geology*, v. 16, p. 1130-1133.
- Bass, D.W., and Woodworth-Lynas, C.M.T., 1988, Iceberg crater marks on the sea floor, Labrador Shelf: *Marine Geology*, v. 79, p. 243-260.
- Bellec, V., Wilson, M., Bøe, R., Rise, L., Thorsnes, T., Buhl-Mortensen, L., and Buhl-Mortensen, P., 2008, Bottom currents interpreted from iceberg ploughmarks revealed by multibeam data at Tromsøflaket, Barents Sea: *Marine Geology*, v. 249, p. 257-270.
- Benn, D.I., and Evans, D.J.A., 1998, *Glaciers & Glaciation*, Arnold.
- Bennett, M.R., 2003, Ice streams as arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance: *Earth-Science Reviews*, v. 61, p. 309-339.
- Boulton, G.S., 1990, Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture, *in* Dowdeswell, J.A., and Scourse, J.D., eds., *Glacial Marine Environments: Processes and Sediments*, Volume 53, Geological Society Special Publication, p. 15-52.
- Boulton, G.S., Dongelmans, P., Punkari, M., and Broadgate, M., 2001, Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian: *Quaternary Science Reviews*, v. 20, p. 591-625.
- Boulton, G.S., and Hindmarsh, R.C.A., 1987, Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 9059-9082.
- Boyd, R., Scott, D.B., and Douma, M., 1988, Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian shelf: *Nature*, v. 333, p. 61-64.
- Bradwell, T., Stoker, M.S., Gollledge, N., Wilson, C., Merritt, J., Long, D., Everest, J., Hestvik, O.B., Stevenson, A., Hubbard, A., Finlayson, A., and Mathers, H.,

- 2008, The northern sector of the Last British Ice Sheet: maximum extent and demise: *Earth Science Reviews*, accepted manuscript.
- Brennand, T.A., and Shaw, J., 1994, Tunnel channels and associated landforms, south-central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 505-522.
- Brown, A.R., 1996, *Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data*: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists.
- Bulat, J., 2005, Some considerations on the interpretation of seabed images based on commercial 3D seismic in the Faroe-Shetland Channel: *Basin Research*, v. 17, p. 21-42.
- Bulat, J., and Long, D., 2001, Images of the seabed in the Faroe-Shetland Channel from commercial 3D seismic data: *Marine Geophysical Research*, v. 22, p. 345-367.
- Butt, F.A., Elverhøi, A., Solheim, A., and Forsberg, C.F., 2000, Deciphering Late Cenozoic development of the western Svalbard Margin from ODP Site 986 results: *Marine Geology*, v. 169, p. 373-390.
- Canals, M., Urgeles, R., and Calafat, A.M., 2000, Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula: *Geology*, v. 28, p. 31-34.
- Cartwright, J., and Huuse, M., 2005, 3D seismic technology: the geological 'Hubble': *Basin Research*, p. 1-20.
- Chand, S., Mienert, J., Andreassen, K., Knies, J., Plassen, L., and Fotland, B., 2008, Gas hydrate stability zone modelling in areas of salt tectonics and pockmarks of the Barents Sea suggests an active hydrocarbon venting system: *Marine and Petroleum Geology*, in press.
- Christoffersen, P., and Tulaczyk, S., 2003, Response of subglacial sediments to basal freezeon: I. Theory and comparison to observations from beneath the west Antarctic ice sheet: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 18.
- Clark, C.D., 1993, Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms: *Earth surface processes and landforms*, v. 18, p. 1-19.
- Clark, C.D., Tulaczyk, S.M., Stokes, C.R., and Canals, M., 2003, A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics: *Journal of Glaciology*, v. 49, p. 240-256.
- Clark, P.U., and Mix, A.C., 2002, Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 1-7.
- Clayton, L., Attig, J.W., and Mickelson, D.M., 1999, Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation, *in* Mickelson, D.M., and Attig, J.W., eds., *Glacial Processes Past and Present*. Special Paper, Volume 337, Geological Society of America.
- Dowdeswell, J.A., and Bamber, J.L., 2007, Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record: *Marine Geology*, v. 243, p. 120-131.
- Dowdeswell, J.A., Cofaigh, O., and C.J., P., 2004, Continental slope morphology and sedimentary processes at the mouth of an Antarctic paleo-ice stream: *Marine Geology*, v. 204, p. 203-214.
- Dowdeswell, J.A., Elverhøi, A., and Spielhagen, R.F., 1998, Glacimarine Sedimentary Processes and Facies on the Polar North Atlantic Margins: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 243-272.
- Dowdeswell, J.A., Ottesen, D., and 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., Villinger, H., Whittington, R.J., and Marienfeld, P., 1993, Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf: *Marine Geology*, v. 111, p. 37-53.
- Ehlers, J., and Linke, G., 1989, The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany: *Journal of Quaternary Science*, v. 4, p. 255-265.
- Eidvin, T., and Riis, F., 1989, Nye dateringer av de tre vestligste borehullene i Barentshavet. Resultater og konsekvenser for den Tertiære hevingen.: NPD - contribution, v. 27, p. 1-44.
- Elverhøi, A., 1984, Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: A review: *Marine Geology*, v. 57, p. 53-88.
- Elverhøi, A., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Mangerud, J., and Stein, R., 1998a, Glacial and oceanic history of the polar north Atlantic margins: An overview: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 1-10.
- Elverhøi, A., Hooke, R.L., and Solheim, A., 1998b, Late Cenozoic Erosion and Sediment Yield from the Svalbard-Barents Sea Region: Implications for Understanding Erosion of Glacierized Basins: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 209-241.
- Elverhøi, A., and Solheim, A., 1983, The Barents Sea ice sheet - a sedimentological discussion: *Polar Research*, v. 1, p. 23-42.
- Faleide, J.I., Gudlaugsson, S.T., and Jacquart, G., 1984, Evolution of the western Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 1, p. 123-150.
- Faleide, J.I., Solheim, A., Fiedler, A., Hjelstuen, B.O., Andersen, E.S., and 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., Vågnes, E., and Gudlaugsson, S.T., 1993, Late Mesozoic - Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift - shear tectonic setting: *Marine and Petroleum Geology*, v. 10, p. 186-214.
- Fiedler, A., and Faleide, J.I., 1996, Cenozoic sedimentation along the southwestern Barents Sea margin in relation to uplift and erosion of the shelf: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 75-93.
- Forsberg, C.F., Solheim, A., Elverhøi, A., Jansen, E., Channel, J.E.T., and Andersen, E.S., 1999, The depositional environment of the western Svalbard margin during the Late Pliocene and the Pleistocene: Sedimentary facies changes at site 986: *Proceedings of the Ocea Drilling Program, Scientific Results*, v. 162, p. 233-246.
- Gabrielsen, R.H., Færseth, R.B., Jensen, L.N., Kalheim, J.E., and Riis, F., 1990, Structural elements of the Norwegian continental shelf, Part I: The Barents Sea Region: *NPD-bulletin*, v. 6, p. 33 pp.
- Gataullin, V., Mangerud, J., and Svendsen, J.I., 2001, The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea: *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 453-474.
- Gataullin, V., and Polyak, L., 1997a, Glacitectonic Features, Southeastern Barents Sea, *in* Davies, R.J., Bell, T., Cooper, A.K., Josenhans, H., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M.S., and Stravers, J.A., eds., *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*, Chapman & Hall.
- Gataullin, V., and Polyak, L., 1997b, Subglacial channels, southern Barents Sea, *in* Davies, R.J., Bell, T., Cooper, A.K., Josenhans, H., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M.S., and Stravers, J.A., eds., *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*, Chapman & Hall.

- Gataullin, V., Polyak, L., Epstein, O., and Romanyuk, B., 1993, Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea: *Boreas*, v. 22, p. 47-58.
- Hald, M., Sættem, J., and Nesse, E., 1990, Middle and late Weichselian stratigraphy in shallow drillings from the southwestern Barents Sea: foraminiferal, aminoacid and radiocarbon evidence: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 70, p. 241-257.
- Hebbeln, D., Henrich, R., and Bauman, K.H., 1998, Paleoceanography of the last interglacial/glacial cycle in the polar North Atlantic: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 125-153.
- Henriksen, S., and Vorren, T.O., 1996, Early Tertiary sedimentation and salt tectonics in the Nordkapp Basin, southern Barents Sea: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 76, p. 33-44.
- 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.
- Hughes, T., 2002, Calving bays: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 267-282.
- Huuse, M., and Lykke-Andersen, H., 2000, Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, p. 1233-1253.
- Jacobsson, M., Cherkis, N., Woodward, J., Coakley, B., and Macnab, R., 2000, A new grid of Arctic bathymetry: a significant resource for scientists and mapmakers: *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 81, 89, 93, 96.
- King, L.H., 1993, Till in the marine environment: *Journal of Quaternary Science*, v. 8, p. 347-358.
- King, L.H., Rokoengen, K., Fader, G.B.J., and Gunleiksrud, T., 1991, Till-tongue stratigraphy: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 637-69.
- Kor, P.S.G., Shaw, J., and Sharpe, D.R., 1991, Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgia Bay, Ontario: a regional view: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 623-642.
- Koyi, H., Talbot, C.J., and Tørudbakken, B.O., 1993, Salt diapirs of the southwest Nordkapp Basin: analogue modelling: *Tectonophysics*, v. 228, p. 167-187.
- Laberg, J.S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T.O., Haflidason, H., and Nygård, A., 2007, Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andøya Canyon, Norwegian Sea: *Marine Geology*, v. 246, p. 68-85.
- Laberg, J.S., and Vorren, T.O., 1995, Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan: *Marine Geology*, v. 127, p. 45-72.
- Laberg, J.S., and Vorren, T.O., 1996, The Middle and Late Pleistocene evolution of the Bear Island Trough Mouth Fan: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 309-330.
- Lambeck, K., 1995, Constraints on the Late Weichselian Ice Sheet over the Barents Sea from observations of raised shorelines: *Quaternary Science Reviews*, v. 14, p. 1-16.
- Landvik, J.Y., Bondevik, S., Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Mangerud, J., Salvigsen, O., Siegert, M.J., Svendsen, J.I., and Vorren, T.O., 1998, The Last Glacial Maximum of the Svalbard and the Barents Sea area: Ice sheet extent and configuration: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 43-75.

- Larsen, E., Kjaer, K.H., Demidov, I.N., Funder, S., Grosfjeld, K., Houmark, N.M., Jensen, M., Linge, H., and Lysa, A., 2006, Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia: *Boreas*, v. 35, p. 394-424.
- Lebesbye, E., 2000, Late Cenozoic glacial history of the southwestern Barents Sea, Dr. Scient thesis, University of Tromsø.
- Lewis, C.F.M., and Woodworth-Lynas, C.M.T., 1990, Ice scour, *in* Keen, M.J., and Williams, G.L., eds., *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*, Geological Survey of Canada.
- Lien, R., 1983, Iceberg Scouring on the Norwegian Continental Shelf, Offshore Technology Conference: Houston, Texas, p. 41-48.
- Lien, R., Solheim, A., Elverhøi, A., and Rokoengen, K., 1989, Iceberg scouring and sea bed morphology on the eastern Weddell Sea shelf, Antarctica: *Polar Research*, v. 7, p. 43-57.
- Lonergan, L., Maidment, S.C.R., and Collier, J.S., 2006, Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution: *Journal of Quaternary Science*, v. 21, p. 891-903.
- Lowe, A.L., and Anderson, J., 2002, Reconstruction of the West Antarctic ice sheet in Pine Island Bay during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 1879-1897.
- Lowe, A.L., and Anderson, J., 2003, Evidence for abundant subglacial meltwater beneath the paleo-ice sheet in Pine Island Bay, Antarctica: *Journal of Glaciology*, v. 49, p. 125-138.
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingolfsson, O., Landvik, J.Y., Mejdahl, V., Svendsen, J.I., and Vorren, T.O., 1998, Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea Ice Sheet during the last 15000 years: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 11-42.
- Marfurt, K.J., Scheet, R.M., Sharp, J.A., and Harper, M.G., 1998, Suppression of the acquisition footprint for seismic sequence attribute mapping: *Geophysics*, v. 63, p. 1024-1035.
- Midtbø, M., 2000, Studier av Kenozoiske erosjonsflater i det sørvestlige Barentshavet ved bruk av tre-dimensjonale seismiske data, Hovedfagsoppgave. Universitetet i Tromsø. 136 pp.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., and Sangree, J.B., 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences, *in* Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. Memoir, Volume 26, American Association of Petroleum Geologists, p. 117-133.
- Mosola, A.B., and 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.
- Ó Cofaigh, C., 1996, Tunnel valley genesis: *Progress in Physical Geography*, v. 20, p. 1-19.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Allen, C.S., Hiemstra, J.F., Pudsey, C.J., Evans, J., and Evans, D.J.A., 2005, Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream: *Quaternary Science Reviews*, v. 24, p. 709-740.
- Ó Cofaigh, C., Pudsey, C.J., Dowdeswell, J.A., and Morris, P., 2002, Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf: *Geophysical Research Letters*, v. 29.

- Ó Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswell, J.A., and Pudsey, C.J., 2003, Palaeo-ice streams, trough mouth fans and high-latitude continental slope sedimentation: *Boreas*, v. 32, p. 37-55.
- O'Brien, P.E., Leitchenkov, G., and Harris, P.T., 1997, Iceberg Plough Marks, Subglacial Bedforms and Grounding Zone Moraines in Prydz Bay Antarctica, *in* Davies, R.J., Bell, T., Cooper, A.K., Josenhans, H., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M.S., and Stravers, J.A., eds., *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*, Chapman & Hall.
- Ottesen, D., and Dowdeswell, J.A., 2006, Assemblage of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard: *Journal of Geophysical Research*, v. 111, p. 16 pp.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Landvik, J.Y., and Mienert, J., 2007, Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology: *Boreas*, v. 36, p. 286-306.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., and Rise, L., 2005, Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80°N): *GSA Bulletin*, v. 117, p. 1033–1050.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Rise, L., Rokoengen, K., and Henriksen, S., 2002, Large-scale morphological evidence for past ice-stream flow on the mid-Norwegian continental margin, *in* Dowdeswell, J.A., and Ó Cofaigh, C., eds., *Glacier-influenced sedimentation on high-latitude continental margins*, Volume 203: London, Geological Society, Special Publications, p. 245-258.
- Ottesen, D., Stokes, C.R., Rise, L., and Olsen, L., 2008, Ice-sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway: *Quaternary Science Reviews*, in press, 19 pp.
- Plassen, L., Vorren, T.O., and Forwick, M., 2004, Integrated acoustic and coring investigation of glacial deposits in Spitsbergen fjords: *Polar Research*, v. 23, p. 89-110.
- Polyak, L., Lehman, S.J., Gataullin, V., and Jull, A.J.T., 1995, Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea: *Geology*, v. 23, p. 567-571.
- Powell, R.D., and Alley, R.B., 1997, Grounding-line systems: processes, glaciological inferences and the stratigraphic record, *in* Barker, P.F., and Cooper, A.C., eds., *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, 2. Antarctic Research Series, Volume 71, American Geophysical Union, p. 169-187.
- Powell, R.D., Dawber, M., McInnes, J.N., and Pyne, A.R., 1996, Observations of the grounding-line area at a floating glacier terminus: *Annals of Glaciology*, v. 22, p. 217-223.
- Powell, R.D., and Domack, E., 1995, Modern Glaciomarine Environments, *in* Menzies, J., ed., *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*, Butterworth Heinemann.
- 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., 2000, Studier av Kenozoiske erosjonsflater i det sørvestlige Barentshav basert på tre-dimensjonale seismiske data, Hovedfagsoppgave. Universitetet i Tromsø. 173 pp.
- Rafaelsen, B., Andreassen, K., Hogstad, K., and Kuilman, L.W., 2007, Large-scale glaciotectonic imbricated thrust sheets on 3D seismic data: facts or artefacts?: *Basin Research*, v. 19, p. 87-103.

- Rafaelsen, B., Andreassen, K., Kuilman, L., Lebesbye, E., Hogstad, K., and Midtbø, M., 2002, Geomorphology of buried glacial horizons in the Barents Sea from three-dimensional seismic data, *in* Dowdeswell, J.A., and O'Coiffaigh, C., eds., *Glacier-influenced sedimentation on high-latitude continental margins*, Volume 203: London, Geological Society, Special Publications, p. 259-276.
- Rains, R.B., Shaw, J., Sjogren, D.B., Munro-Stasiuk, M.J., Skoye, K.R., Young, R.R., and Thompson, R.T., 2002, Subglacial tunnel channels, Porcupine Hills, southwest Alberta, Canada: *Quaternary International*, v. 90, p. 57-65.
- Rokoengen, K., and Frengstad, B., 1999, Radiocarbon and seismic evidence of ice-sheet extent and the last deglaciation on the mid-Norwegian continental shelf: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 79, p. 129-132.
- Sættem, J., 1990, Glaciotectonic forms and structures on the Norwegian continental shelf: observations, processes and implications: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 70, p. 81-94.
- Sættem, J., and Hamborg, M., 1987, The geological implications of the upper seismic unit, southeastern Barents Sea: *Polar Research*, v. 5, p. 299-301.
- Sættem, J., Poole, D.A.R., Ellingsen, L., and Sejrup, H.P., 1992a, Glacial geology of outer Bjørnøyrenna, southwestern Barents Sea: *Marine Geology*, v. 103, p. 15-51.
- Sættem, J., Rise, L., and Westgaard, D.A., 1992b, Composition and Properties of Glacial Sediments in the Southwestern Barents Sea: *Marine Geotechnology*, v. 10, p. 229-255.
- Schlumberger, 2000, *Seismic Interpretation Using Charisma*.
- Sheriff, R.E., 2002, *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*: Tulsa, Society of Exploration Geophysicists.
- Shipp, S., Anderson, J., and Domack, E., 1999, Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 1 - Geophysical results: *GSA Bulletin*, v. 111, p. 1486-1516.
- Siegert, M.J., and Dowdeswell, J.A., 2002, Late Weichselian iceberg, surface-melt and sediment production from the Eurasian Ice Sheet: results from numerical ice-sheet modelling: *Marine Geology*, v. 188, p. 109-127.
- Siegert, M.J., and Dowdeswell, J.A., 2004, Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1273-1283.
- Siegert, M.J., Dowdeswell, J.A., Hald, M., and Svendsen, J.I., 2001, Modelling the Eurasian Ice Sheet trough a full (Weichselian) glacial style: *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 367-385.
- Sjogren, D.B., Fisher, T.G., Taylor, L.D., H.M., J., and Munro-Stasiuk, M.J., 2002, Incipient tunnel channels: *Quaternary International*, v. 90, p. 41-56.
- Slubowska, M.A., Koc, N., Rasmussen, T., Klitgaard-Kristensen, D., and Hald, M., 2008, Time-slice reconstructions of ocean circulation changes at the continental margins of the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P.: *Quaternary Science Reviews*, in press.
- Solheim, A., 1991, The depositional environment of surging sub-polar tidewater glaciers: *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, v. 194, p. 1-97.
- Solheim, A., 1997a, Depth-Dependent Iceberg Plough Marks in the Barents Sea, *in* Davies, R.J., Bell, T., Cooper, A.K., Josenhans, H., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M.S., and Stravers, J.A., eds., *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*, Chapman & Hall.

- Solheim, A., 1997b, A Surge Affected, Tidewater Glacier Environment, *in* Davies, R.J., Bell, T., Cooper, A.K., Josenhans, H., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M.S., and Stravers, J.A., eds., *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*, Chapman & Hall.
- Solheim, A., Faleide, J.I., Andersen, E.S., Elverhøi, A., Forsberg, C.F., Vanneste, K., Uenzelmann-Neben, G., James, E.T., and Channel, 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.
- Solheim, A., and Kristoffersen, Y., 1984, Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history: *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, v. 179 B, p. 26 pp.
- Solheim, A., Milliman, J.D., and Elverhøi, A., 1988, Sediment distribution and sea-floor morphology of Storbanken: implications for the glacial history of the northern Barents Sea: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 547-556.
- Solheim, A., Russwurm, L., Elverhøi, A., and Nyland Berg, M., 1990, Glacial geomorphic features in the northern Barents Sea: direct evidence for grounded ice and implications for the pattern of deglaciation and late glacial sedimentation, *in* Dowdeswell, J.A., and Scourse, J.D., eds., *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, Volume 53, Geological Society Special Publication, p. 253-268.
- Stewart, F.S., and Stoker, M.S., 1990, Problems Associated with Seismic Facies Analysis of Diamicton-Dominated, Shelf Glacigenic Sequences: *Geo-Marine Letters*, v. 10, p. 151-156.
- Stokes, C.R., and Clark, C.D., 1999, Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams: *Annals of Glaciology*, v. 28, p. 67-75.
- Stokes, C.R., and Clark, C.D., 2001, Paleo-ice streams: *Quaternary Science Reviews*, v. 20, p. 1437-1457.
- Stokes, C.R., and Clark, C.D., 2002, Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow?: *Boreas*, v. 31, p. 239-249.
- Sugden, D.E., Denton, G.H., and Marchant, D.R., 1991, Subglacial meltwater channel systems and ice sheet overriding, Asgard range, Antarctica: *Geografiska Annaler*, v. 73 A, p. 109-121.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., J., M., Matiouchkov, A., Murray, A., Møller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., and Stein, R., 2004a, Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1229-1271.
- Svendsen, J.I., Gataullin, V., Mangerud, J., and Polyak, L., 2004b, The glacial History of the Barents and Kara Sea Region, *in* Ehlers, J., and Gibbard, P., eds., *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*: Amsterdam, Elsevier.
- Syvitski, J.P.M., 1991, Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves: *Continental Shelf Research*, v. 11, p. 897-937.
- Syvitski, J.P.M., Stein, A.B., and Andrews, J.T., 2001, Icebergs and the Sea Floor of the East Greenland (Kangerlussuaq) Continental Margin: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, v. 33, p. 52-61.
- Thiede, J., Winkler, A., Wolf-Welling, T., Eldholm, O., Myhre, A.M., Bauman, K.H., Henrich, R., and Stein, R., 1998, Late Cenozoic history of the polar north

- Atlantic: Results from ocean drilling: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 185-208.
- Thomsen, E., and Vorren, T.O., 1986, Macrofaunal palaeoecology and stratigraphy in Late Quaternary shelf sediments off Northern Norway: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 56, p. 103-150.
- Tulaczyk, S.M., Scherer, R.P., and Clark, C.D., 2001, A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: a qualitative treatment: *Quaternary International*, v. 86, p. 59-70.
- van der Veen, C.J., 2002, Calving glaciers: *Progress in Physical Geography*, v. 26, p. 96-122.
- Vanneste, M., Berndt, C., Laberg, J.S., and Mienert, J., 2007, On the origin of large shelf embayments on glaciated margins - effects of lateral ice flux variations and glacio-dynamics west of Svalbard: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, p. 2406-2419.
- Vassmyr, S., and Vorren, T.O., 1990, Clast petrography and stratigraphy in Late Quaternary sediments in the southwestern Barents Sea: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 70, p. 95-110.
- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M., and Lind-Hansen, O.-W., 1983, Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: General principles with a case study from the Norwegian shelf, *in* Ehlers, J., ed., *Glacial deposits in North-west Europe*, A.A.Balkema.
- Vorren, T.O., Hald, M., and Lebesbye, E., 1988, Late Cenozoic environments in the Barents sea: *Paleoceanography*, v. 3, p. 601-612.
- Vorren, T.O., Kristoffersen, Y., and Andreassen, K., 1986, Geology of the inner shelf west of North Cape, Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 66, p. 99-105.
- Vorren, T.O., and Laberg, J.S., 1996, Late glacial air temperature, oceanographic and ice sheet interactions in the southwestern Barents Sea region, *in* Andrews, J.T., Austin, W.E.N., Bergsten, H., and Jennings, A.E., eds., *Late Quaternary Paleooceanography of the North Atlantic Margins*, Volume 111, Geological Society Special Publication, p. 303-321.
- Vorren, T.O., and Laberg, J.S., 1997, Trough Mouth Fans-Paleoclimate and Ice Sheet monitors: *Quaternary Science Reviews*, v. 16, p. 865-881.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K., and Larsen, K.-B., 1989, Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea: *Marine Geology*, v. 85, p. 251-272.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., and Larsen, K.B., 1990, Geometry and genesis of the glacigenic sediments in the southern Barents Sea, *in* Dowdeswell, J.A., and Scourse, J.D., eds., *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, Volume 53, Geological Society Special Publication, p. 269-288.
- Vorren, T.O., Richardsen, G., Knutsen, S.-M., and Henriksen, E., 1991, Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 8, p. 317-340.
- 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.
- Wellner, J.S., Lowe, A.L., Shipp, S.S., and Anderson, J.B., 2001, Distribution of glacial geomorphic features on the Antarctic continental shelf and correlation with substrate: implications for ice behavior: *Journal of Glaciology*, v. 47, p. 397-411.

- Woodworth-Lynas, C.M.T., Josenhans, H.W., Barrie, J.V., Lewis, C.F.M., and Parrott, D.R., 1991, The physical process of seabed disturbance during iceberg grounding and scouring: *Continental Shelf Research*, v. 11, p. 939-961.
- Woodworth-Lynas, C.M.T., Simms, A., and Rendell, C.M., 1985, Iceberg Grounding and Scouring on the Labrador Continental Shelf: *Cold Regions Science and Technology*, v. 10, p. 163-186.