

Postglasiale sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i Skagerrak

Jørgen Bergeland

Masteroppgave i geovitenskap



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

2015

Sammendrag

Målet med denne studien har vært å kartlegge og studere avsetninger i Skagerrak og sørøstlige deler av Norskerenna for å gi et innblikk i den postglasiale utviklingen mot et moderne sedimentasjonsmønster. I tillegg er morfologiske observasjoner vektlagt for å gi en forståelse av den glasiale aktiviteten i studieområdet. Studien er basert på tolkning av TOPAS-seismiske data som er benyttet til å etablere en seismostratigrafisk kronologi og kartlegging av enheter og sekvensgrenser, samt tidligere analyserte sedimentkjerner.

De akustiske dataene viser et generelt tynt morenedekke i store deler av Skagerrak-bassenget, der postglasial morfologi antagelig er sterkt relatert til glasial erosjon, samt erosjonsresistivitet av underliggende mesozoiske bergarter. Deglasiasjonen av vestlige deler av Skagerrak antas å ha forekommet for tidligst 17 860 år BP. Etter hvert som Skagerrak ble isfritt, starter avsettelsen av en akustisk laminert glasimarin sekvens. Flere massebevegelsesavsetninger er identifisert i de dypeste delene av Norskerenna og antas å være avsatt kort tid etter området ble isfritt, trolig under isproksimale forhold. Skagerrak viser en todelt sedimentasjonsmodell for glasimarin sedimentasjon frem til Holosen. Nordlige og østlige deler av Skagerrak viser et akustisk mønster som er korrelert med ismarginens varierende utbredelse gjennom den siste deglasiasjonen i Weichsel. Sørliche og vestlige deler antas å være tilknyttet fluvial transport fra sørlige områder, samtidig som oseanografiske prosesser trolig har vært viktig etter rundt 15 000 år BP. Overgangen til marindominert sedimentasjon fremstår gradvis i nordøstlige og østlige deler av studieområdet og er tilknyttet senglasiiale prosesser i Sørøst-Norge og Sør-Sverige i tidlig Holosen. Sedimentasjonsutviklingen i tidlig Holosen antas å være sterkt kontrollert av et stigende havnivå, med transgresjon av den sørlige Nordsjøen, samt utvikling mot det moderne havsirkulasjonsmønsteret. Maksimal Holosen sedimentmektighet er i denne studien identifisert langs den sørøstlige skråningen av Norskerenna, utenfor Nord-Danmark. Området utgjør trolig et moderne hoveddeposenter i Skagerrak som mottar store mengder sedimenter fra innkommende vannmasser fra Nordsjøen. Høy sedimenttilførsel fra den sørlige Nordsjøen er i denne studien identifisert som sandbølger og megaskala strømningsrifler utenfor Nordvest-Danmark og fremstår som morfologiske uttrykk for den nordøstlige transporten.

Forord

Jeg vil gjerne bruke denne muligheten til å takke alle som har bidratt akademisk og praktisk for å støtte meg gjennom mitt arbeid med masteroppgaven. Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder Berit Oline Hjelstuen for svært god oppfølging, veiledning og tilbakemeldinger i løpet av studiet ved Universitetet i Bergen. Ditt engasjement har jeg satt stor pris på. Jeg vil også takke min medveileder Hans Petter Sejrup for gode diskusjoner og tilbakemeldinger. Også takk til Björn Morén for gode diskusjoner og hjelp med faglige og tekniske problemer med tolkningen av seismikk.

En stor takk rettes også til GLANAM-prosjektet som har stått for finansieringen av de innsamlende dataene.

Til slutt vil jeg takke mine foreldre Anne og Gaute, min søster Liv og samboer Marie for god moralsk støtte og oppmuntring gjennom studietiden.

Bergen 01.12.15



Jørgen Bergeland

Innholdsfortegnelse

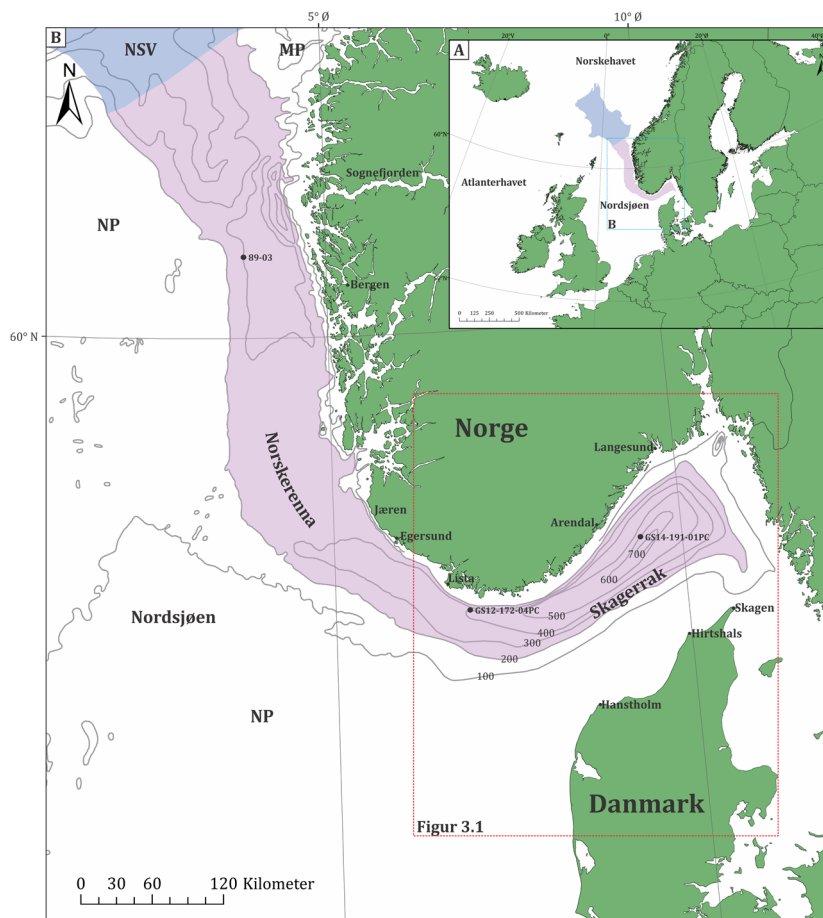
Kapittel 1 - Introduksjon	1
Kapittel 2 - Bakgrunn	3
2.1 Batymetri	3
2.2 Pre-Kvartær geologi.....	5
2.3 Glasiasjonshistorie.....	7
2.3.1 Pre-Weichsel.....	7
2.3.2 Tidlig–midt Weichsel	8
2.3.3 Sen Weichsel og siste istids maksimum.....	10
2.3.4 Deglasiasjonen etter siste istids maksimum.....	12
2.4 Havstrømmer	14
2.4.1 Moderne havstrømssirkulasjon i Skagerrak og Nordsjøen.....	14
2.4.2 Postglasial sirkulasjonsutvikling	17
2.5 Moderne sedimentasjonsforhold	18
2.6 Seismisk stratigrafi og kronologi.....	22
2.7 Isstrømmer.....	23
2.7.1 Isstrømmers rolle i isdekker.....	23
2.7.2 Strømningsmekanismer i isstrømmer.....	25
2.7.3 Geomorfologiske strukturelementer assosiert med paleo-isstrømaktivitet.....	26
Kapittel 3 - Data og metode	30
3.1 TOPAS seismisk profil	30
3.2 Benyttet kjernemateriale.....	33
3.3 Seismiske prinsipper og tolkningsprosedyre	35
3.4 Programvare benyttet i oppgaven.....	37
Kapittel 4 - Resultat	40
4.1 Seismostratigrafi, enheter og sekvensgrenser	40
4.1.1 Enhet E0.....	42
4.1.2 Enhet E1.....	42
4.1.3 Enhet E2.....	45
4.1.4 Enhet E3.....	49
4.1.5 Enhet E4.....	54
4.2 Sedimentfordeling og sedimentmektigheter	60
4.2.1 Enhet E1 – Enhet E4	60
4.2.2 Enhet E1.....	62
4.2.3 Enhet E2.....	63
4.2.4 Enhet E3.....	64

4.2.5 Enhet E4.....	64
4.2.6 Enhet E3 – E4.....	65
4.3 Flatekart og batymetridata	69
4.3.1 Flate H1	69
4.3.2 Flate H2	69
4.3.3 Flate H3	70
4.3.4 Flate H4	70
4.3.5 Batymetri.....	75
Kapittel 5 – Diskusjon	79
5.1 Siste glasiiale maksimum og deglasiasjon av studieområdet	79
5.2 Kronostratigrafi	83
5.3 Morfologiske observasjoner fra Skagerrakdelen av Norskerenna.....	85
5.3.1 Utforming av Norskerenna og berggrunnsgeologi i Skagerrak.....	85
5.3.2 Glasiiale lineasjoner	88
5.4 Massebevegelsesavsetninger i Skagerrak	92
5.5 Glasimarin sedimentasjon i Skagerrak	103
5.6 Avsetningsmiljø i Skagerrak gjennom Holosen	112
5.6.1 Overgang fra glasiimarin til marin sedimentasjon i tidlig Holosen.....	112
5.6.2 Sedimentasjonsutvikling gjennom Holosen.....	114
5.6.3 Moderne sedimentasjonsmiljø i Skagerrak.....	118
5.7 Sedimentære prosesser på danskemarginen.....	124
5.8 Avsetningshistorie i sørøstlige deler av Norskerenna - oppsummering.....	129
Kapittel 6 - Konklusjon	131
Referanser	135
Appendiks A	144
Appendiks B	145
Appendiks C.....	156

Kapittel 1 - Introduksjon

Studieområdet i denne oppgaven omfatter Skagerrak, hvor sørlige og østlige deler av Norskerenna utgjør hovedelementet av studieområdet (Fig. 1.1). Norskerenna er en av de mest fremtredende morfologiske formene på den norske kontinentalsokkelen og er et resultat av periodisk isstrømsaktivitet gjennom de siste 1,1 millioner år (f.eks. Sejrup et al., 2000; Stüwe, 2002). Norskerenna strekker seg fra indre deler av Skagerrak, rundt sørvestkysten av Norge og munner ut i Nordsjøviften i den nordlige delen av Nordsjøen, en distanse på ca. 900 km.

Norskerenna ble tidlig omtalt i litteraturen, tidligst av Helland i 1885 som fremsatte teorien om et isdekke som hadde strømmet langs norskekysten utenfor Sørvest-Norge (Helland, 1885). Teorien ble senere kritisert og avvist av blant annet av Andersen (1964) og Holtedahl (1993). De siste tiårene har teorien igjen blitt gjenopplivet på grunn av nye data og det er nå vidt akseptert at en isstrøm har okkupert og utformet Norskerenna (f.eks. Sejrup et al., 1996; Larsen et al., 2000; Sejrup et al., 2003).



Figur 1.1: A) Storskala oversiktsbilde av studieområdet, Norskerenna og Norskeviften. B) Oversiktsbilde over Norskerenna og studieområdets geografiske beliggenhet. NSV; Nordsjøviften, NP; Nordsjøplatået, MP; Måløyplatået.

En rekke undersøkelser er tidligere utført i studieområdet som omhandler deglasiasjonen etter siste istid (f.eks. Houmark-Nielsen & Henrik Kjær, 2003; Morén et al., in prep.), postglasial sedimentasjon (f.eks. Rise et al., 1996; Gyllencreutz et al., 2005; Gyllencreutz, 2005; Rise et al., 2008; Longva et al., 2008), havstrømmer (f.eks. Rodhe, 1996; Gyllencreutz et al., 2006; Sætre, 2007), regional geologi og tektonikk (f.eks. Ziegler, 1982; Ro et al., 1990).

Hovedmålet med studien har vært å kartlegge og studere avsetninger og sedimentasjonsprosesser som har operert i Skagerrak under og etter tilbaketrekningen av isdekket i sen Weichsel. I tillegg har morfologiske observasjoner fra studieområdet blitt vektlagt. Dette gjøres for å få en bedre forståelse av glasial aktivitet, tilbaketrekningen av isdekket og postglasiale prosesser, som kan bidra til å gi et mer helhetlig bilde av den glasiale og postglasiale historien til Norskerenna, Nordsjøen og Skagerrak.

Oppgaven er en del av det EU-finansierte GLANAM- (Glaciated North Atlantic Margins) prosjektet som forsker på de Pleistocene isdekkenes virkning på den Nord-Atlantiske marginen. Prosjektet er delvis ledet av GEO ved Universitetet i Bergen sammen med flere andre universiteter i Norge, Storbritannia, Danmark og forskjellige industripartnere.

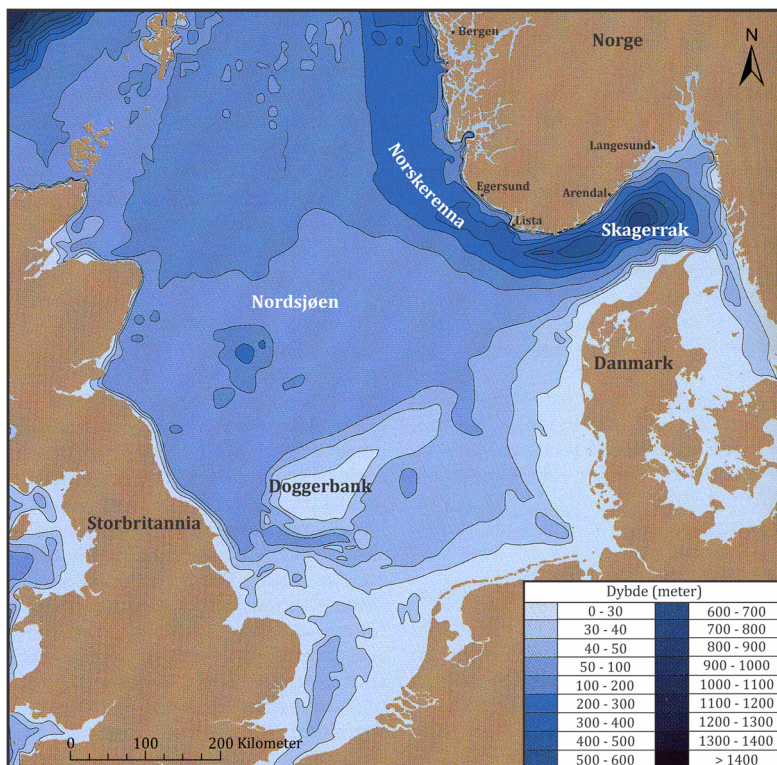
Oppgaven har følgende oppbygning: Kapittel 2 presenterer relevant bakgrunnsinformasjon fra studieområdet. Deretter gjennomgås metoder og benyttet data i kapittel 3. Kapittel 4 presenterer resultater generert ut ifra tilgjengelig data. En diskusjon vil videre bli gitt i kapittel 5, som omfatter en sammenstilling av resultatene hvor et bilde av Skagerraks deglasiasjon, morfologi, sedimentasjonshistorie og avsetningsmiljø vil bli presentert. Oppgaven avsluttes med en kort konklusjon i kapittel 6 som omfatter hovedpoengene utredet i oppgaven, samt forslag til videre arbeid.

Kapittel 2 - Bakgrunn

I dette kapittelet vil det først bli gitt en oversikt over batymetrien og den Pre-Kvartær geologien i studieområdet. Videre vil studieområdets gliasjonshistorie og havstrømmer bli gjennomgått, før det avsluttes med moderne sedimentasjonsforhold, seismisk stratigrafi og kronologi, samt en oversikt over isstrømmer sin betydning i en glial setting og tilhørende avsetninger.

2.1 Batymetri

Nordsjøen deles gjerne inn i tre batymetriske regioner (Fig. 2.1); et grunt område med havdyp <50 m i områdene sør og øst for Doggerbank, et området nord for Doggerbank med et intermediært havdyp på 50 – 200 m, og et område langs norskekysten hvor Norskerenna overstiger 200 m vanddyp og blir dypest inn i Skagerrak (Longva & Thorsnes, 1997).

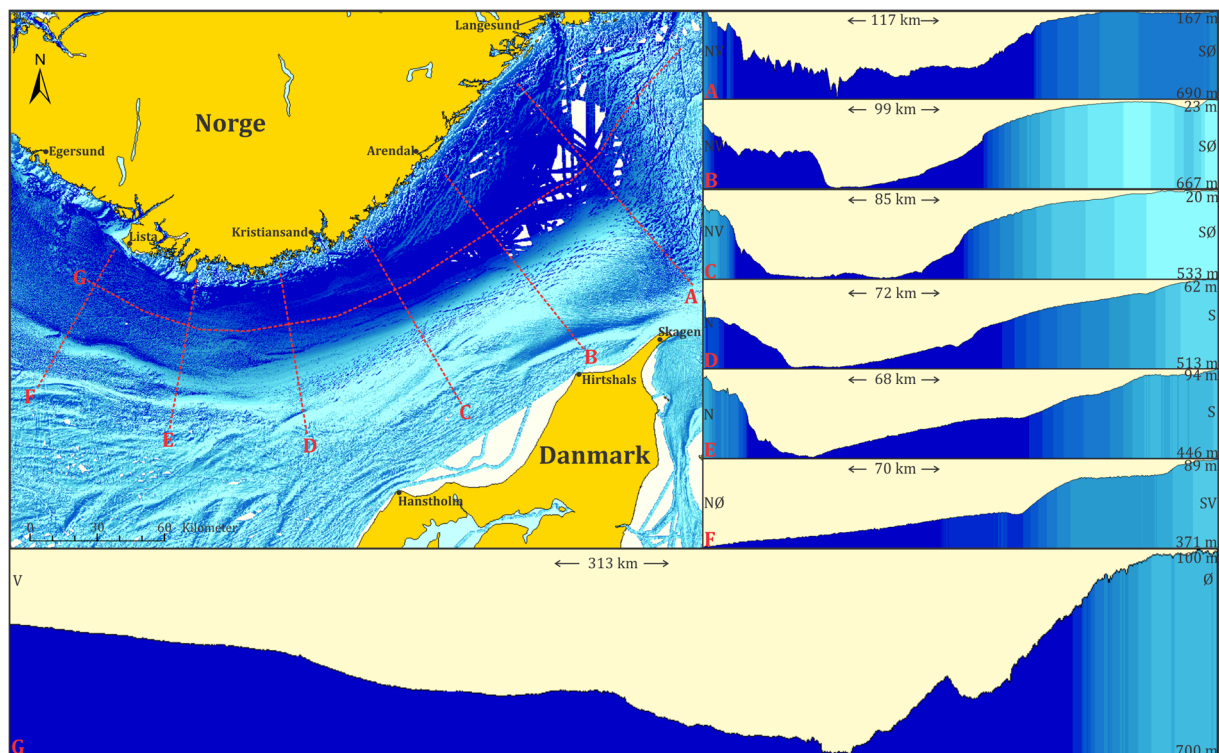


Figur 2.1: Batymetrisk kart over Nordsjøen og Skagerrak. Merk ikke-lineær dybdeskala. Figuren er modifisert fra Longva & Thorsnes (1997).

Batymetrien i Skagerrak domineres av Norskerenna som strekker seg fra sørøst for Langesund, og rundt sør- og vestkysten av Norge, en distanse på rundt 900 km. Den dypeste delen av Skagerrak finnes i de østlige delene av Norskerenna, 50 km utenfor kysten av Arendal og Langesund, hvor vanddypet er rundt 700 m (Fig. 2.1). Mot vest og rundt Sør-Norge forekommer en gradvis oppgrunning mot Norskerennas grunneste

område på 280 m, utenfor Egersund. Dette området utgjør en sill for Skagerrak-delen av Norskerenna (Fig. 2.1) (Rise et al., 2008).

I Skagerrak danner Norskerenna et strømlinjet, asymmetrisk basseng med en uregelmessig og bratt nordlig skråning og en mer jevn og slak sørlig skråning (Fig. 2.2). Den nordlige skråningen av renna har en gjennomsnittlig helning på 2 – 3°, der havbunnen har flere dype og smale kanaler (Longva & Thorsnes, 1997). Utenfor Arendal, på 400 meters vanddyb, forekommer en 65 km lang og 15 km bred terrasse kalt Arendalterrassen. Denne terrassen har en sørvest-nordøst orientering og dekker et areal på rundt 800 km² (Sejrups et al., 2003). Havbunnen på Arendalterrassen er uregelmessig og karakterisert av rygger og trau. Arendalterrassen avgrenses i sør av en 150 m høy skråning, med helning på 6 – 8° som strekker seg ned til bunnen av Norskerenna (Longva & Thorsnes, 1997). Den sørlige skråningen av Norskerenna har en gradient på rundt 1° på vanddyb >250 – 300 m og gradient <1° på vanddyb <250 m (Longva & Thorsnes, 1997). Skråningen går gradvis over til et platå, med vanddyb <100 m i retning mot Danmark (Longva & Thorsnes, 1997). Norskerennas nordøstlige skråning er karakterisert av flere undersjøiske kanaler som strekker seg fra Langesundsfjorden og omkringliggende områder ned til de dypeste delene av Skagerrak.



Figur 2.2: Batymetrikart for Skagerrak (øvre venstre hjørne) med tverrprofiler (A-F) og lengdeprofil (G) som viser Norskerenna sin morfologi. Lokaliteten til de viste profilene er indikert i batymetrikartet. Figuren er fremstilt på grunnlag av batymetridataene i Olex databasen.

2.2 Pre-Kvartær geologi

Interessen for Pre-Kvartær geologi i Skagerrak ble først vekket etter at det ble foreslått en mulighet for fortsettelse av Oslo-riften ut i Skagerrak, noe som var av interesse for petroleumsindustrien.

I studieområdet fremstår Sorgenfrei-Tronquistsonen (Fig. 2.3 - A) som en av hovedstrukturelementene og utgjør overgangen fra det stabile Pre-Kambrisk baltiske skjoldet til de dype sedimentbassengene i Nordvest-Europa. Sonen strekker seg fra Skagerrak, over Nord-Danmark og inn i Kattegat (Ro et al., 1990). Pegrum (1984) antar at sonen har blitt dannet av periodisk tektonisk aktivitet i Pre-Kambrisk til tidlig Tertiær tid. Det nordlige segmentet av sonen, også kalt den Fennoskandiske grensesonen (Fig. 2.3 - A), strekker seg over Østersjøen, Kattegat og inn i Skagerrak og har hovedsakelig blitt påvirket av sen Paleozoisk, midtre Jura til tidlig Kritt og sen Kritt til tidlig Tertiær tektonisk aktivitet (Ro et al., 1990).

De dypeste områdene av Skagerrak og Norskerenna sammenfaller i stor grad med Skagerrakgraben som er bundet av to nordøstrettede forkastninger (Fig. 2.3 - B), dannet i sen Paleozoisk tid (Ro et al., 1990). Grabenstrukturen består av roterte forkastningsblokker, rotert inn mot grabenaksen (Fig. 2.3 - B). Grabenen har bevart tykke sekvenser med tidlig Paleozoiske sedimenter, som i stor grad har blitt erodert i sentrale deler av grabenen (Fig. 2.3 - B). Repetert glacial aktivitet har erodert ned i tildelede sedimentære bergarter fra Paleozoikum, Jura og Kritt tid som utgjør underlaget under de sen Kvartær sedimentene som draperer Norskerenna (Fig. 2.3 - C) (Rise et al., 1999).

Ifølge Ziegler (1982) har dekstrale transtensionsbevegelser i sen Paleozoisk tid dannet den nord-sør gående Oslo-Skagerrak graben (Fig. 2.3 - A) som har bevart Kambrisk til sen Siluriske marine sedimenter samt siluriske kontinentale sedimenter og knytter Skagerrakgraben med Oslograben lengre nord. Oslograben (Fig. 2.3 - A) er assosiert med storskala magmatisk aktivitet, som skal ha startet i sørlige områder i Perm tid og propagert nordover (Sundvoll, 1978). Ziegler (1982) foreslår også en sørlig migrasjon av magmatisk aktivitet inn i nordlige deler av Skagerrak som også gjenspeiles i kartlegging av Rise et al. (1999) (Fig. 2.3 - A).

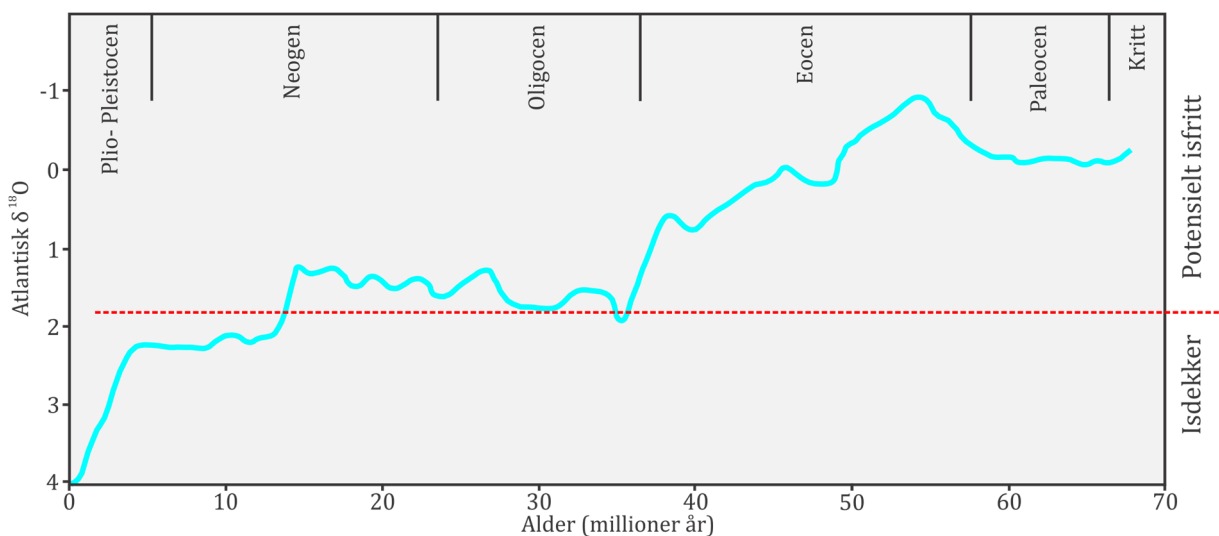
Tidligere forskning har teoretisert et tektonisk opphav til Skagerrakdelen av Norskerenna (Holtedahl, 1964) der Norskerenna kan ha blitt dannet gjennom innsynkning av skorpen

2.3 Glasiasjonshistorie

I dette underkapittelet gjennomgås først den klimatiske utviklingen over de siste 55 millioner år som igangsatte fremveksten av isdekkene i Kvartær tid. Videre presenteres glasiasjonshistorien gjennom siste istid, samt siste deglasiasjon av det Fennoskandiske isdekket.

2.3.1 Pre-Weichsel

Etter et klimatisk maksimum grunnet svært høy CO₂-konsentrasjon i atmosfæren for rundt 55 millioner år siden, startet en langvarig klimatisk nedkjøling av den nordlige og sørlige halvkule gjennom Kenozoikum (Sluijs et al., 2006). Under det klimatiske maksimum for 55 millioner år siden steg havoverflatetemperaturen rundt Nordpolen fra 18 - 23 °C (Sluijs et al., 2006) og utelukker tilstedeværelsen av is ved havnivå (Moran et al., 2006). Nedkjølingen gjennom Kenozoikum kommer tydelig frem i oksygenisotopkurvene som viser en gradvis økning i $\delta^{18}\text{O}$ -verdier, punktuert av perioder med relativt rask forandring (Fig. 2.4) (Raymo & Ruddiman, 1992). Det forekommer en spesielt rask økning i $\delta^{18}\text{O}$ i tidlig Oligocen (Fig. 2.4) (36 millioner år siden) som kan representere at klimaet var kaldt nok til å initiere dannelsen av et større isdekke over Antarktis (Raymo & Ruddiman, 1992). Økning av $\delta^{18}\text{O}$ gjennom midt Miocen og sen Pliocen (Fig. 2.4) representerer en økning av isvolum i Antarktis og begynnelsen av oppbyggingen av landbaserte isdekker på den nordlige halvkule (Raymo & Ruddiman, 1992).



Figur 2.4: Oksygenisotopkurve fra de siste 70 millioner år. Figuren er modifisert fra Raymo & Ruddiman (1992).

Terrestriske indikasjoner for de tidligste glasiasjonene er i all hovedsak erodert av senere glasiasjoner og bevisene for disse glasiasjonene finnes derfor hovedsakelig som marine avsetninger i form av isdroppet materiale (IRD). De eldste IRD-avsetningene på Vøringplatået, på midt-norsk kontinentalmargin, er datert til 11 millioner år og indikerer at isbreer strekte seg utenfor kystlinjen (Mangerud et al., 1996). Starten på de store glasiasjonene i Skandinavia og Kvartær tid antas å ha startet omlag 2,8 – 2,5 millioner år siden etter en betydelig økning av isdroppet materiale på Vøringplatået (Mangerud et al., 1996; Flesche Kleiven et al., 2002; Sejrup et al., 2005).

I begynnelsen av Kvartær var glasiasjonene av begrenset utbredelse og dominert av 41 000 års klimatiske sykluser (Ruddiman et al., 1986). Perioden mellom 1,1 og 0,48 millioner år siden representerer en økning i utbredelse av isdekkene grunnet overgangen fra 41 000 – 100 000 års glasiale sykluser (Henrich & Baumann, 1994; Sejrup et al., 2005). Fedje-glasiasjonen i Norge, datert til 1,1 millioner år siden, representerer trolig den første store ekspansjon av det Fennoskandinaviske isdekket med aktivering av isstrømmen i Norskerenna og med et isdekke som nådde ut til eggakanten (Fig. 2.5) (Sejrup et al., 1996; 2000; Nygård et al., 2005). Fedjeglasiasjonen ble etterfulgt av 600 000 år med relativt begrenset isutbredelse i Nordsjøen. Dette er tydelig markert i borekjernen 89-03, fra nordlige deler av Norskerenna (Fig. 1.1), som viser avsetningen av 40 m med marine sedimenter avsatt over Fedjemorenen i denne tidsperioden (Sejrup et al., 1996).

Nordsjøviften (Fig. 1.1), avsatt ved munningen av Norskerenna, er i stor grad bygget ut av glasigene debrisstrømmer (GDS) som reflekterer flere glasiale perioder hvor isdekket strekte seg ut til eggakanten og hvor Norskerennaisstrømmen var aktiv. GDS-avsetningene på Nordsjøvifta dokumenterer Norskerennaisstrømmens aktive perioder som er korrelert med MIS 12, 10, 8, 6 og 2 (Fig. 2.5 – A) (King et al., 1996; Sejrup et al., 2003; Nygård et al., 2005). Landbaserte bevis for isstrømsaktivitet er begrenset, med unntak av på Jæren (Fig. 1.1), hvor bunnmorener er korrelert med MIS 10, 8 og 6 (Sejrup et al., 2000). Både marine og landbaserte bevis viser at etter MIS 13 fikk man mer dynamiske isdekker med gjentagende isutbredelse ut til eggakanten (Fig. 2.5 – A).

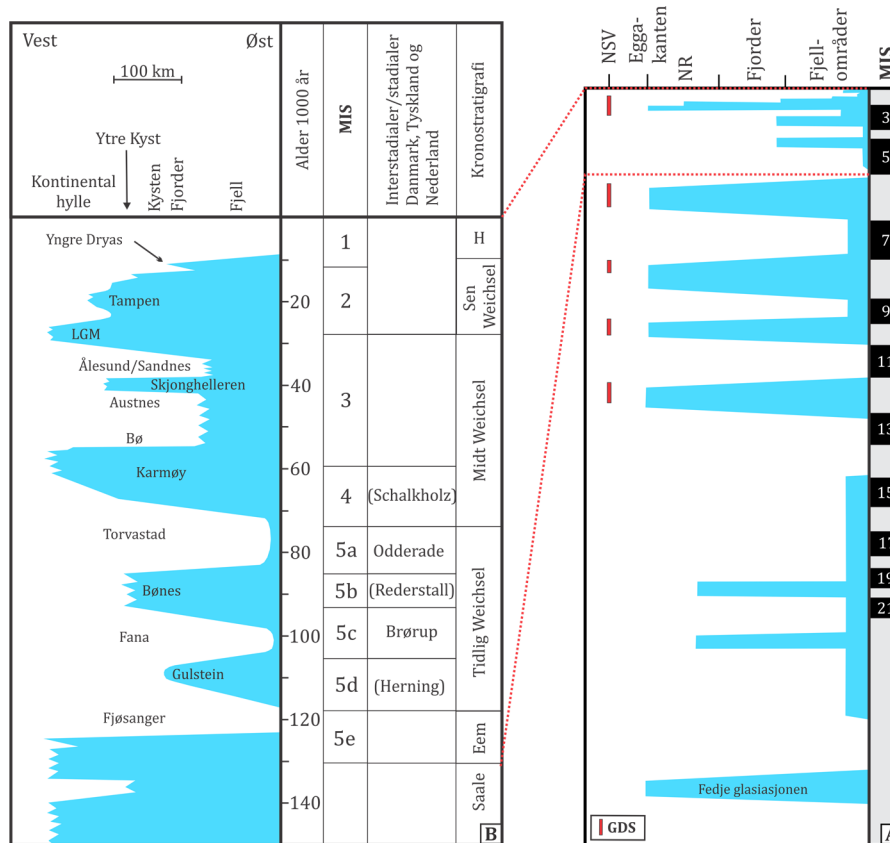
2.3.2 Tidlig-midt Weichsel

Ved starten av siste istid, Weichsel, og mot slutten av siste interglasiale periode, Eem (MIS 5e) (Fig. 2.5 – B), ble klimaet kjøligere og resulterte i fremvekst av landbaserte isdekker. I løpet av Weichsel antar man at det har eksistert fire glasiasjoner (Fig. 2.5 – B), hvorav

den siste, MIS 2, har hatt størst utbredelse. De tidligste glasiasjonene i Weichsel antas av Mangerud et al. (2011) å være Gulstein (MIS 5d) og Bønes (MIS 5b) stadialene, skilte av interstadialene Brørup (MIS 5c) og Odderade (MIS 5a) (Fig. 2.5 – B). Fremveksten av isdekker under disse stadialene var noe senere enn i Nord-Amerika og i Antarktis og førte trolig til utviklingen av et mellomstort isdekke over Skandinavia (Mangerud, 1991). Dødisgropstratigrafi fra Nord-Sverige viser isfrie perioder korrelert til interstadialene Brørup og Odderade (Lagerback & Robertsson, 1988; Mangerud, 1991) og indikerer også stor tilbakesmeltning, til nærmest fullstendig deglasiasjon (Mangerud, 1991).

Ved slutten av Odderade interstadialen (Fig 2.5 – B), utviklet et nytt isdekke seg over Skandinavia i MIS 4. De viktigste bevisene for isutbredelsen i Norge i MIS 4 og MIS 3 ses i Danmark, hvor man flere steder finner morener som inneholder materiale og flyttblokker av Fennoskandisk opprinnelse (Houmark-Nielsen, 2010). Morenene som er kartlagt i Danmark, kalt Sundørefremstøtet (65 000 – 60 000 år BP), har blitt korrelert med Karmøyfremrykket i Norge (Mangerud, 2004) og dokumenterer at Sør-Norge og tilhørende kontinentalhylle har vært isdekket under MIS 4. På tross av manglende bevis, antar man at det Fennoskandiske isdekket skal ha bredt seg ut til eggakanten i denne perioden (Mangerud et al., 2011).

Etter Karmøystadialen, fulgte Bø/Austnes interstadien og videre Skjonghellerstadien (42 000 – 38 000 år BP) som er dokumentert fra grottestratigrafi ved Skjonghelleren utenfor Ålesund (Larsen et al., 1987) (Fig 2.5 – B). Tilbaketrekningen av isdekket etter Skjonghellerstadien dokumenterer starten av Ålesund interstadialen og deglasiasjon av kysten i Ålesundområdet. Ålesund interstadialen er i Sør-Norge korrelert med Sandnes interstadialen (Larsen et al., 1987). Sandnes interstadialen er på Jæren dokumentert av en 200 m mektig sedimentsekvens av marine sedimenter (Larsen et al., 2000) og dokumenterer isfrie forhold i overgangen MIS 3 – MIS 2 (Fig. 2.5 – B) (Sejrup et al., 1998; Larsen et al., 2000). Deglasiasjon skal i Norge trolig ha ført til åpning av fjordene og begrenset glasial aktivitet til fjellområder (Arnold et al., 2002; Mangerud et al., 2003).



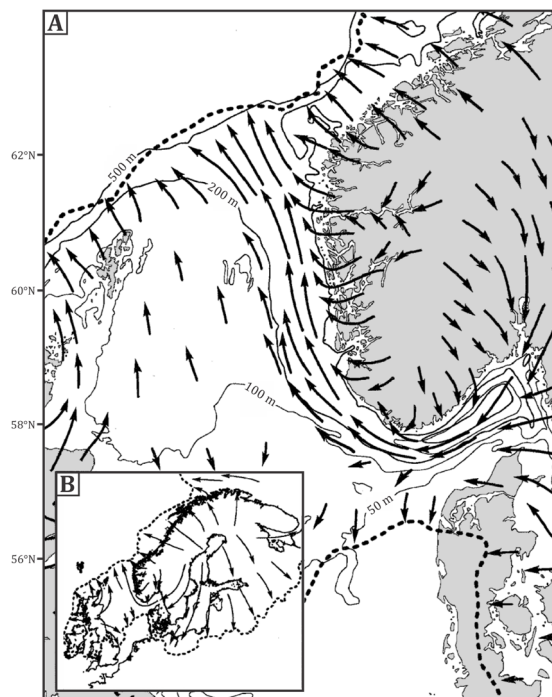
Figur 2.5: A) Glasiasjonskurve for Sørvest-Norge som strekker seg tilbake til Fedjeglasiasjonen for 1,1 millioner år siden. NSV- Nordsjøviften, NR- Norskerenna, MIS- Marin isotoptrinn, GDS- glasisigene debrisstrømmer og H- Holosen. B) Weichsel glasiasjonskurve for Sørvest-Norge. Figur A er modifisert fra Sejrup et al. (2005) og Figur B, er modifisert fra Mangerud et al. (2011).

2.3.3 Sen Weichsel og siste istids maksimum

Ålesund/Sandnes interstadialen ble etterfulgt av en ny utbygging av det Fennoskandiske isdekket mot dets maksimale utbredelse (LGM – siste istids maksimum) (Fig. 2.5 – B, 2.6, 2.7). Mot slutten av Sandnes interstadialen hadde det Skandinaviske isdekket utvidet seg til kystnære områder i Sør-Norge (Raunholm et al., 2002) og for rundt 31 000 år BP krysset isen Norges sørkyst og bredte seg ut i Norskerenna (Houmark-Nielsen & Henrik Kjær, 2003). Blokkeringen av Norskerenna i Skagerrakområdet førte til demming av en proglasial innsjø i Nord-Danmark, kalt Kattegat glasiøle innsjø, som vedvarte frem til rundt 29 000 år BP (Houmark-Nielsen & Henrik Kjær, 2003). I Nord-Danmark karakteriseres denne paleo-glasiøle innsjøen av tykke avsetninger med glasilakustrine avsetninger (Lagerlund, 1987; Houmark-Nielsen, 2003). Videre økt isakkumulasjon i Norske fjellområder for rundt 29 000 år BP, førte til nytt fremrykk i sørlig retning over Kattegatisinnsjøen og dannet Kattegatisstrømmen, som avsatte Kattegatmorenen (Houmark-Nielsen, 2003). Kattegatisstrømmen skal ha ekspandert over nordlige

Danmark, Kattegat, samt kysten av Sverige og er også identifisert ved megaskala glasiale lineasjoner (MSGSL) med nord-sør orientering langs Arendalterrassen (Longva & Thorsnes, 1997; Houmark-Nielsen & Henrik Kjær, 2003). Etter hvert som isskillet over Midt-Norge beveget seg østover, ble isens strømningsretning gradvis mer vestlig og igangsatte etter hvert Norskerennaisstrømmen (Longva & Thorsnes, 1997). Larsen et al. (2000) foreslår at Kattegatisstrømmen ble aktiv samtidig med Norskerennaisstrømmen der aktivering av Norskerennaisstrømmen gjenkjennes som forandring fra vestlig til nordlig isstrømsretning i Jærenområdet, parallelt med Norskerenna. Dreneringen av Norskerennaisstrømmen skal trolig ha ledet til stagnering av Kattegatisstrømmen og deglasiasjon av Nord-Danmark for rundt 26 000 år BP (Houmark-Nielsen & Henrik Kjær, 2003).

Man antar at Nordsjøområdet nådde maksimal isutbredelse i tidsrommet for ca. 29 000 - 25 000 år BP, da ismarginen strekte seg langs eggakanten fra Spitsbergen til Irland (Sejrup et al., 2005; Mangerud et al., 2011). Ifølge Sejrup et al. (2009) skal det Britiske isdekket på denne tiden ha konvergere med det Fennoskandiske isdekket i sentrale deler av Nordsjøen (Fig. 2.6). Lengre sør, i Danmark, forekommer maksimal isutbredelse for rundt 22 000 år BP (Houmark-Nielsen & Henrik Kjær, 2003).



Figur 2.6: A) LGM-utbredelsen i Sør-Norge, Nordsjøen, Skagerrak og Danmark markert med stiplet linje. Merk konvergerende isstrømsretninger i indre Skagerrak som indikerer østlig del av Norskerennaisstrømmen. Dette mønsteret følger sør- og vestkysten av Norge og ut i Nordsjøviften. B) Oversikt over isutbredelsen i Nord-Europa under LGM. Figuren er modifisert fra Sejrup et al. (2003).

2.3.4 Deglasiasjonen etter siste istids maksimum

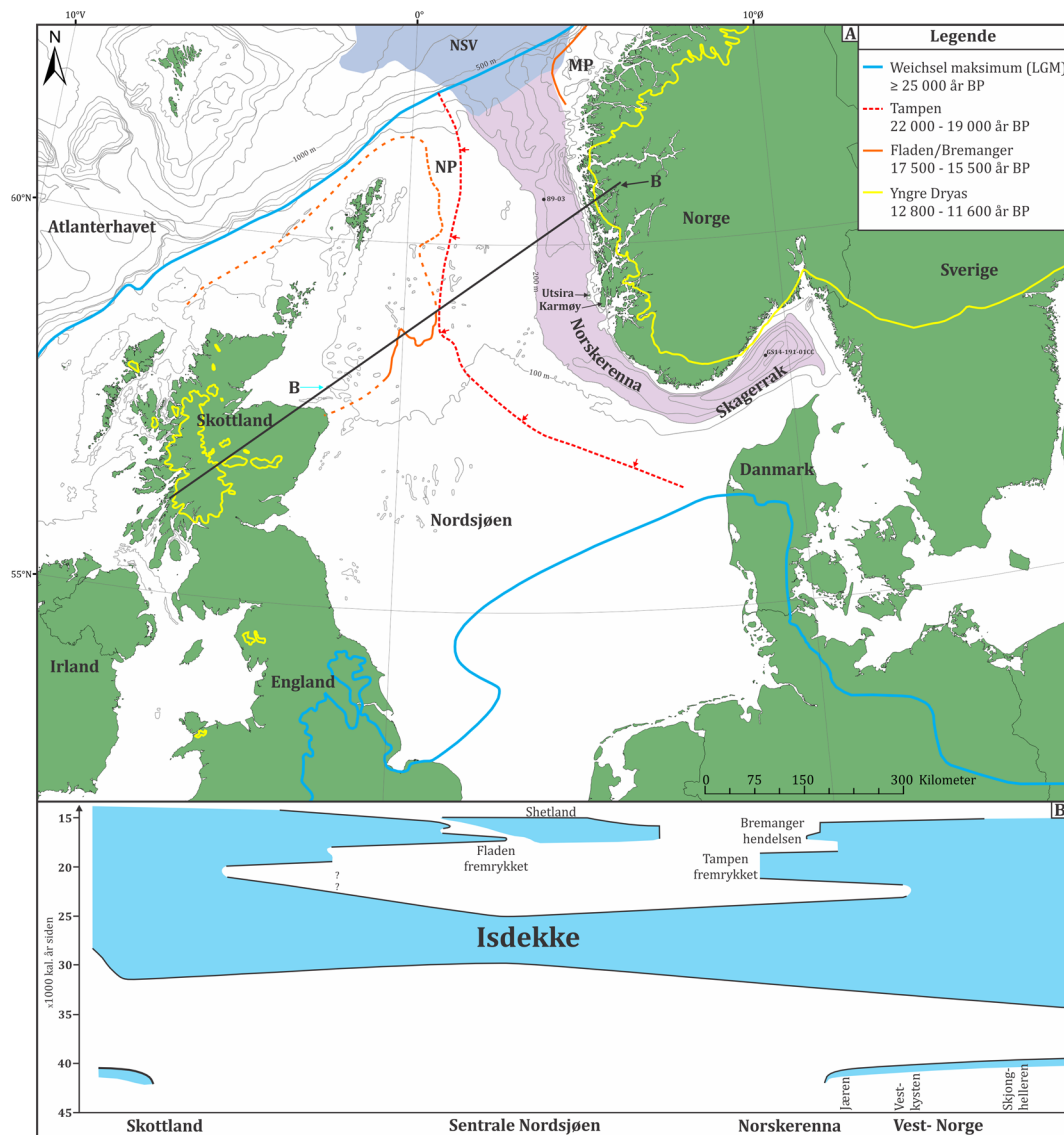
Splittelsen av det Britiske og Fennoskandiske isdekket antas å ha forekommet under en mindre tilbaketrekning for omlag 25 000 år BP i sentrale deler av Nordsjøen (Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 2009). I tidsperioden fra 22 000 til 19 000 år BP forekom Tampenfremrykket, markert av den marginale Tampenmorenen i sentrale og nordlige deler av Nordsjøen (Fig. 2.7 – A) (Sejrup et al., 2009). Under denne perioden bredte isdekket seg igjen over Norskerenna og igangsatte Norskerennaisstrømmen som strømmet ut til Nordsjøviften (Sejrup et al., 2000; Sejrup et al., 2003).

Tilbaketrekningen av Norskerennaisstrømmen antas å ha startet for omkring 19 000 år BP da avsetning av GDS opphørte og avsetning av glasimarine sedimenter tok til på Nordsjøviften (King et al., 1998). Rundt 200 km sørøst fra eggakanten i Norskerenna er deglasiasjonen datert til ca. 18 435 år BP i borekjerne 89-03 (Fig. 1.1) (Sejrup et al., 1994). Utenfor Arendal, langs den nordlige skråningen av Norskerenna, er tilbaketrekningen datert til 17 600 år BP i kjerne GS14-191-01CC (Fig. 1.1) (Morén et al. in prep.) som også samsvarer med dateringer fra Nord-Danmark fremvist av Knudsen et al. (1996).

Den siste store glasiøse ekspansjon forekom for mellom 17 500 og 15 500 år BP og gjenkjennes som Fladenfremrykket i den nordlige Nordsjøen og Bremangerhendelsen på Måløyplatået (Fig. 2.7 – A og B) (Nygård et al., 2004; Sejrup et al., 2009). Ekspansjonen skal trolig være klimatisk relatert til Heinrich 1 hendelsen, da temperaturene sank drastisk og førte til isfremrykk og/eller nedbremsing av tilbaketrekningen (Nygård et al., 2004). Under samme periode er ismarginen lokalisert innenfor kysten i Jærenområdet (Sejrup et al., 2009).

Gjennom det som anses å være sen Weichsel får man flere stadialer og interstadialer før etablering av interglasiøse forhold tok til i tidlig Holosen. For rundt 15 000 – 13 000 ¹⁴C år BP forekom Eldre Dryas stadialen (Mangerud et al., 1974; Mangerud et al., 2011) som senere ble etterfulgt av den varmere interstadialen Bølling – Allerød som varte fra rundt 13 000 – 11 000 ¹⁴C år BP (Mangerud et al., 1974; Mangerud et al., 2011). Under Bølling – Allerød interstadialen forekommer akselerert deglasiasjon, samt betydelig eustatisk havnivåstigning (Fairbanks, 1989). Etter denne interstadialen starter en ny kuldeperiode, Yngre Dryas (Fig. 2.5 – B og 2.7 – A), fra om lag 12 800 – 11 600 år BP (Lohne et al., 2012). I Yngre Dryas viser deler av det Fennoskandiske isdekket fremrykk, andre områder opplever stillstand og nedbremsing av tilbaketrekningen, mens noen områder opplever

fortsettende tilbaketreking gjennom hele perioden (Mangerud et al., 2011). Moreneavsetninger fra Yngre Dryas stadien er godt kartlagt rundt hele det Skandinaviske isdekket (Fig. 2.7 – A) (Mangerud, 1980). Høltedahl (1989) har kartlagt Yngre Dryas endemorene mellom Arendal og Langesund som indikere at isdekket i deler av Yngre Dryas terminerte i Skagerrak. Etter Yngre Dryas stadien blir interglasiale klimaforhold etablert. Det varmere klimaet fører til nedbrytning av det Fennoskandiske isdekket over en tidsperiode på 1000 – 1500 år i starten av Holosen (Mangerud et al., 2011).



2.4 Havstrømmer

Kunnskap om havstrømmer er viktige for å forstå det moderne sedimentasjonsmønsteret og hvordan dette har variert gjennom tid. I dette underkapittelet gjennomgås derfor Skagerraks oseanografi slik den er i dag, samt hvordan dette strømsystemet trolig har utviklet seg etter at Skagerrak ble deglasiert.

2.4.1 Moderne havstrømssirkulasjon i Skagerrak og Nordsjøen

Vannmassene i Nordsjøen, Skagerrak og Østersjøen består i all hovedsak av to komponenter; saltvann fra Atlanterhavet og ferskvann fra nedbør og elver som drenerer store deler av sentral- og øst Europa, Fennoskandia og Storbritannia (Longva & Thorsnes, 1997). Mesteparten av vannet i Østersjøen og Nordsjøen passerer gjennom Skagerrak (Fig. 2.8 – A). Årlig strømmer det rundt 56 700 km³ vann gjennom Skagerrak der mesteparten av vannutvekslingen foregår ved øvre og intermediaære dybder (Longva & Thorsnes, 1997).

Innstrømming av vannmasser til Skagerrak er kompleks, der variable værforhold ofte kan forandre retning og styrke av flere av de dominerende havstrømmene (Larsson & Rodhe, 1979). På tross av uregelmessig atmosfærisk påvirkning, finner man til vanlig en syklisk sirkulasjon som går mot klokken i Skagerrak (Fig. 2.8). Sirkulasjonen viser lateralt reduserte gjennomsnittshastigheter gjennom Skagerrak med høyeste hastigheter på 15 – 20 cm/s ved den sørlige skråningen av Norskerenna, 10 – 15 cm/s ved Svenskekysten og 5 – 10 cm/s ved Norskekysten hvor strømmen forlater Skagerrak som den norske kyststrømmen (Rodhe, 1987). Sirkulasjonen drives hovedsakelig av innkommende Atlantiske vannmasser fra Nordsjøen, Jutlandstrømmen og tilførsel av ferskvann fra Østersjøen gjennom Kattegat, samt den lokalt bratte topografien av Norskerenna (Rise et al., 1996).

Atlantisk vann strømmer inn i Nordsjøen mellom Norge og Shetland og følger vestre side av Norskerenna inn i Skagerrak (Fig. 2.8 – A). Innstrømming av høy-salint Atlantisk vann utgjør 90% av vanntilførselen til Skagerrak og er adskilt i to strømmer (Fig. 2.8 – A) (Longva & Thorsnes, 1997). Hovedstrømmen av Atlantisk vann strømmer inn langs vestre og sørlige skråningen av Norskerenna og følger 150 m dybdekonturen, mens den andre strømmen tar en mer sørlig rute og kommer inn i Skagerrak langs 70 m dybdekonturen (Aure et al., 1990). Innstrømmingen av Atlantisk vann kan også påvirkes av atmosfæriske variasjoner der østlig vind har en tendens til å forskyve kjernen av innkommende

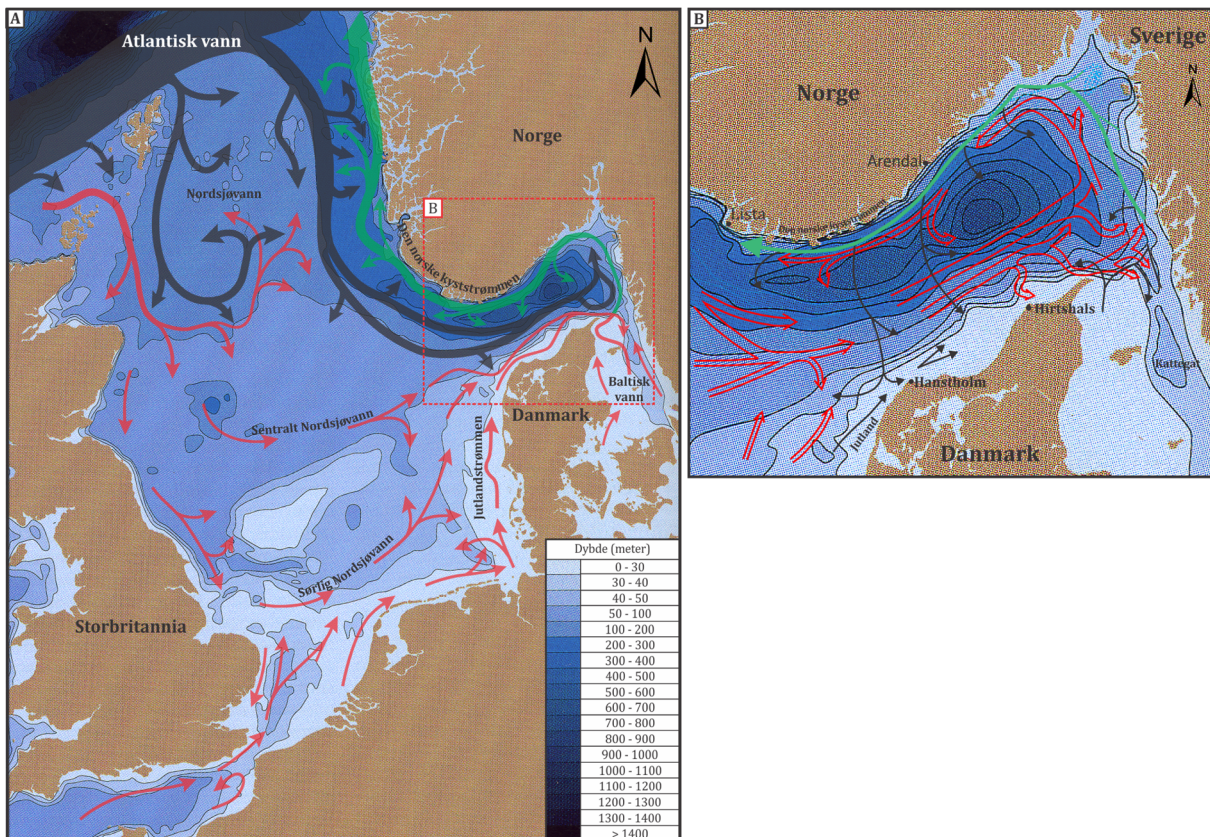
Atlantisk vann nordover, til dypere deler av Norskerenna, mens nordøstlig vind vil resultere i svakere bunnstrømmer, med en maksimumshastighet på 10 cm/s (Longva & Thorsnes, 1997).

Jutlandstrømmen har sitt opphav i Tyskebukten og sørlige deler av Nordsjøen, og strømmer nordover langs Danmarks vestkyst (Fig. 2.8 – A). Strømmen er karakterisert av relative høye hastigheter på opptil 100 – 150 cm/s på havoverflaten (Fonselius, 1990). Kuijpers et al. (1993) har dokumentert ved hjelp av bunnformasjoner utenfor Hanstholm, lokale bunnstrømhastigheter på minst 70 – 100 cm/s samt et minimum på 60 cm/s utenfor Hirtshals med sørvestlig retning. Jutlandstrømmen påvirkes også i stor grad av vindforhold (Fonselius, 1990), spesielt i grunne områder utfor nordlige Jutland hvor strømmen kan bli forsterket i perioder med sterk vestavind, mens en retardasjon av strømmen forekommer lengre øst (Hass, 1996). Vindpåvirkning vil også ha en effekt på strømmens nordøstlige retning (Aure et al., 1990). Utenfor Skagen blandes Jutlandstrømmen med ferskere vann fra Østersjøen ved utløpet av Kattegat og blir en del av Skagerraks sirkulasjon.

Vannmasser fra Atlanterhavet som strømmer inn i Skagerrak utenfor Hanstholmområdet (Fig. 2.8 – A) har vist seg å ha stor innflytelse på Jutlandstrømmen og andre innstrømmende vannmasser fra den sørlige Nordsjøen (Rise et al., 1996). I perioder med sterk innstrømming av Atlantisk vann kan disse stoppe opp eller bremses ned, og dersom tilførsel av Atlantisk vann reduseres, kan akkumulert vann i den sørlige Nordsjøen bli skylt inn i Skagerrak over en periode fra 2 til 3 uker (Danielssen et al., 1991). Aure et al. (1990) poengterer også Jutlandstrømmen sin pulserende natur, der store vannmasser kan strømme inn i Skagerrak over relativt korte tidsperioder.

Innstrømming fra sørlig og sentrale deler av Nordsjøen samt Jutlandstrømmen (Fig. 2.8 – A) er på tross av lavt volum (9%) viktige komponenter av strømmingssystemet (Svansson, 1975; Rodhe, 1987; Fonselius, 1990). Disse vannmassene møtes i et rundt 50 km bredt område nord for Hanstholm (Fig. 2.8) hvor blanding mellom disse vannmassene kan forekomme (Rise et al., 1996). Innstrømming fra Østersjøen gjennom Kattegat er av mindre viktighet og utgjør kun 1% av havvannet i Skagerrak (Longva & Thorsnes, 1997). Denne innstrømmingen tilfører lav-salint vann til Skagerrak regionen og danner en estuariesirkulasjon som utgjør en drivkraft i Skagerraks oseanografi (Rodhe, 1996).

Mesteparten av vannet i Skagerrak strømmer ut gjennom den norske kyststrømmen (Fig. 2.8) som dominerer de øvre 50 – 100 meterne av vannsøylen langs Norskekysten (Helland-Hansen & Nansen, 1909) og strømmer fra indre Skagerrak opp langs Norges vestkyst og inn i Barentshavet. Etterhvert som kyststrømmen strømmer nordover fra Skagerrak, hvor strømmen har lav salinitet, foregår blanding med Atlantisk vann som øker saliniteten av strømmen (Sætre, 2007).



Figur 2.8: A) Oversiktsbilde av havstrømmønsteret i Nordsjøen og Skagerrak. Røde piler representerer vannmasser som passerer gjennom Nordsjøen før de ender opp i Skagerrak eller kommer fra Østersjøen. Svarte piler representerer Atlantisk vann. B) Detaljert oversiktbilde over strømsystemet i Skagerrak hvor åpne plier (røde) representerer undervannsstrømmer, tynne hele piler (svart) er overflatestrømmer og grønn pil representerer den norske kyststrømmen. Merk at svart/rød farge har ikke lik betydning i figur A og B. Figur A, er modifisert fra Longva & Thorsnes (1997) og figur B, er modifisert og sammensatt av batymetri fra Longva & Thorsnes (1997) og strømningsmønster fra Danielssen et al. (1991).

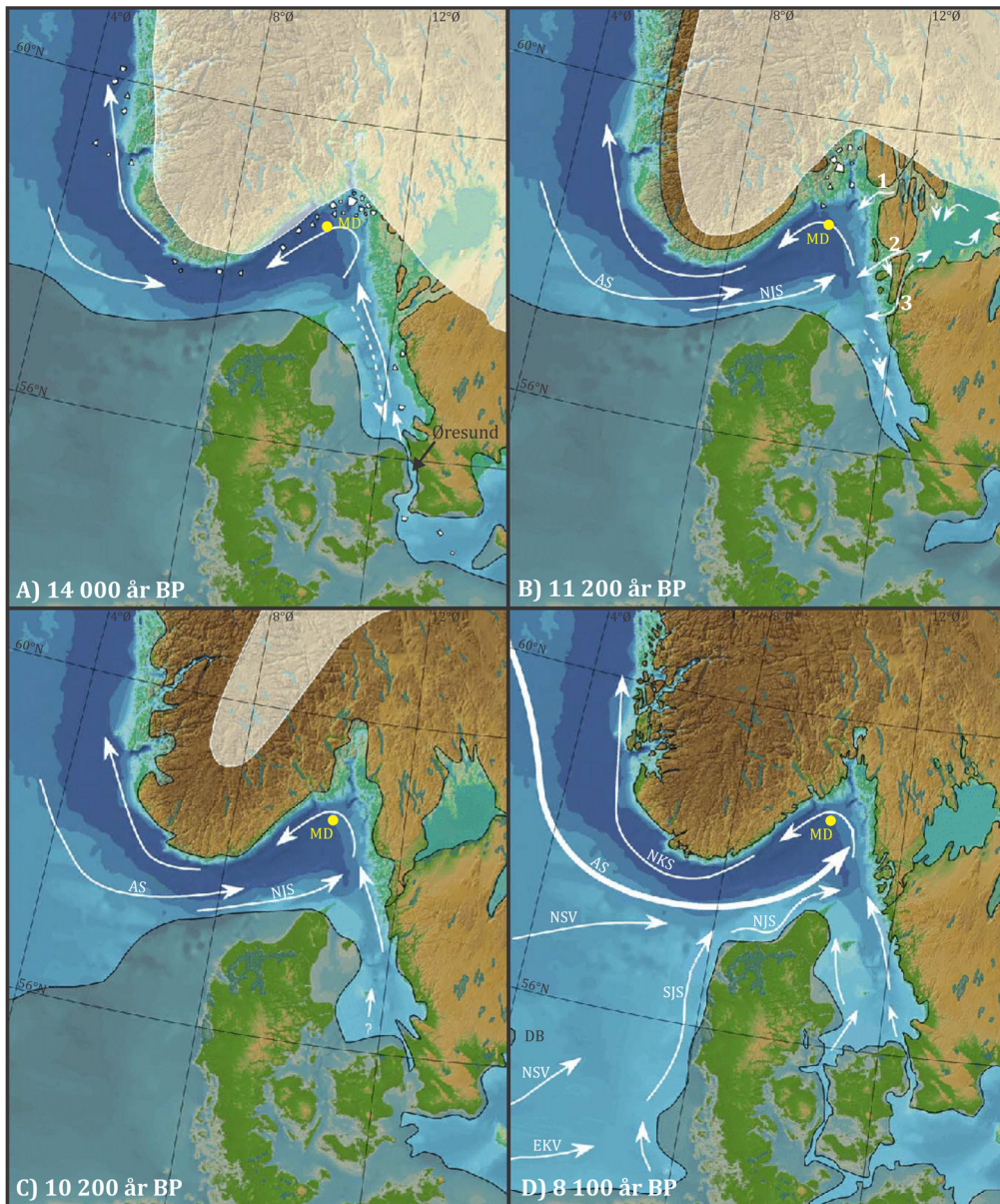
2.4.2 Postglasial sirkulasjonsutvikling

Under deglasiasjonen av Norskerenna ble Skagerrak direkte oversvømt av havvann fra Norskehavet (Thiede, 1987), og Skagerrak tok form som en fjord avgrenset av en isfront i nord og øst, og med landområder i sør (Fig. 2.9 – A) (Gyllencreutz et al., 2006). På denne tiden var det eustatiske havnivået ca. 100 m lavere enn i dag og vanddybden over Skagerraks sill, vest av Jæren, trolig mindre enn 200 m (Rise et al., 2008). Vannutveksling over Skagerraks sill antas å ha vært begrenset før tilførselen av Atlantisk vann inn i Nordsjøen tok til (Gyllencreutz et al., 2006; Rise et al., 2008). Første innstrømming av varmt Atlantisk vann forekom for omtrent 15 500 – 15 000 år BP og igangsatt en svak sirkulasjon i Skagerrak som i grove trekk likner dagens sirkulasjonsmønster (Gyllencreutz et al., 2006; Rise et al., 2008). Under kuldestadialet Yngre Dryas svekkes innstrømming av Atlantisk vann som igjen svekker sirkulasjonen.

Avrenning av smeltevann fra den Baltisk glasiøle innsjøen rant ut i Skagerrak gjennom Øresund via Kattegat og svekket trolig sirkulasjonen i Skagerrak (Fig. 2.9 - A) (Gyllencreutz et al., 2006). Denne forbindelsen var lukket i 400 år, i tidsperioden mellom 13 000 og 12 600 år BP, og etter åpningen drenertes den Baltisk glasiøle innsjøen frem til for ca. 11 600 år BP (Björck, 1995; Andrén et al., 2002).

For mellom 11 600 og 11 300 år BP oversvømmes store deler av den sørlige Nordsjøen (Stabell et al., 1985) samtidig som innstrømming av nordatlantisk vann økte for ca. 11 500 år BP (Lehman & Keigwin, 1992; Sejrup et al., 1995; Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Dette førte til styrking av sirkulasjon i Skagerrak som også ble sterkere påvirket av den nordlige Jutlandstrømmen (Fig. 2.9 – B).

For rundt 11 200 år BP strømmet glasiølt smeltevann ut i Skagerrak via utløp på svenskekysten (Fig. 2.9 – B) og som en konsekvens av oppløftgradienten forflyttet hovedutstrømningen seg sørover (Gyllencreutz et al., 2006). I tidsrommet 10 300 – 9500 år BP (Fig. 2.9 – C) svekkes utstrømning av glasiølt smeltevann over sentrale Sør-Sverige på grunn av landhevning og førte til utvikling av en mer moderne sirkulasjon (Gyllencreutz et al., 2006). Denne utviklingen ble videre forsterket når Atlantisk innstrømming igjen forsterkes for rundt 9000 år BP (Klitgaard-Kristensen et al., 2001). Gyllencreutz et al. (2006) foreslår at den moderne sirkulasjon i Skagerrak og Nordsjøen var etablert for 8100 år BP (Fig. 2.9 – D).



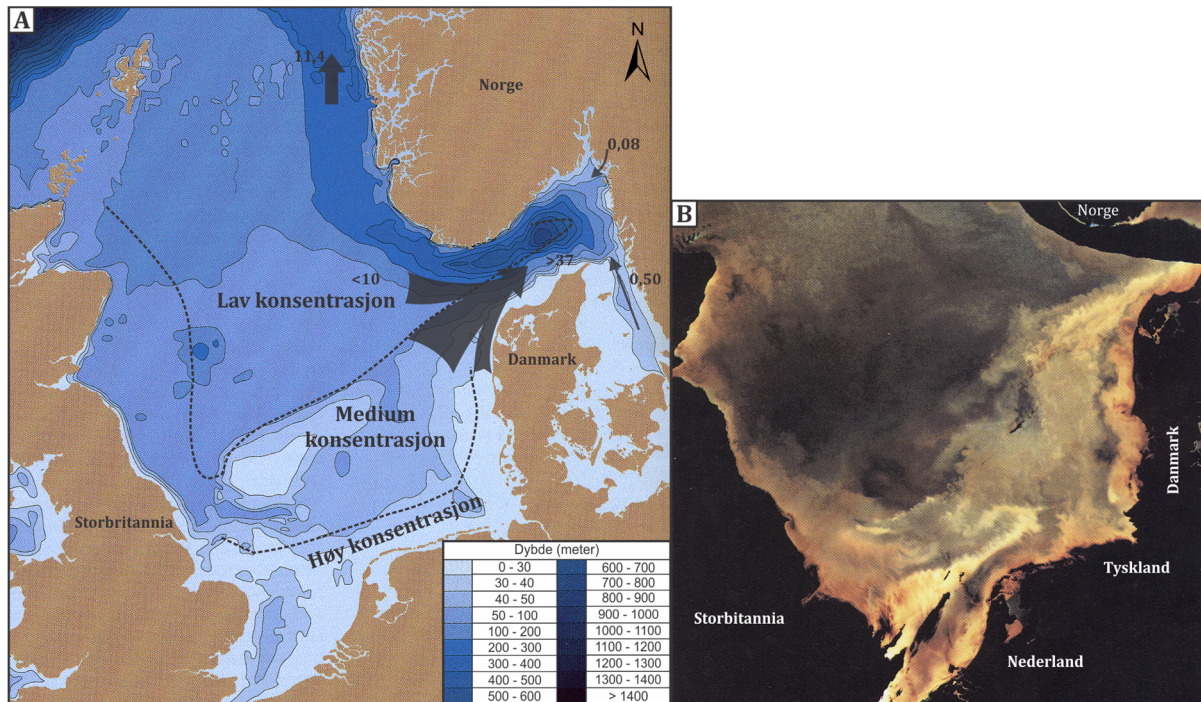
Figur 2.9: Utviklingen av sirkulasjonsmønsteret i Skagerrak, der det moderne sirkulasjonsmønsteret antas å være etablert for 8100 år BP. NKS; Den norske kyststrømmen, AS- Atlantisk innstrømming, NJS- nordlige Jutlandstrømmen, SJS- sørlige Jutlandstrømmen, NSV- Nordsjø vann, EKV- Engelske Kanal vann, DB- Doggebank, MD- Kjernelokalitet for MD99-2286. Figuren er modifisert fra Gyllencreutz et al. (2006).

2.5 Moderne sedimentasjonsforhold

På tross av varierende retning og hastighet av havstrømmene inn i Skagerrak, består en relativt konstant vanninnstrømning fra Nordsjøen og Atlanterhavet som fungerer som et transportbånd for sedimenter til studieområdet. Innkommende strømmer fra Nordsjøen er sterke nok til å holde finkornede partikler i suspensjon samtidig som erosjon og resuspensjon av havbunnsedimenter forekommer (Longva & Thorsnes, 1997). Havbunnersosjon er spesielt sterk langs den sørvestlige marginen av Norskerenna og mot

Danmark. Flere områder i den sørlige Nordsjøen og langs kysten fra Storbritannia til Hanstholm opplever årlig erosjon på opp til 600g/m² (Pohlmann & Puls, 1994). Som følge av strømmenes hastighet holdes store mengder materiale i suspensjon og kun avsettes midlertidig (dager til århundrer) på havbunnen (Longva & Thorsnes, 1997).

Hovedtilførselen av suspenderte sedimenter til Skagerrak kommer inn langs den sørlige marginen av Norskerenna (Fig. 2.10). Strømmene som møtes her har forskjellig konsentrasjoner av suspendert materiale. Jutlandstrømmen, langs Danmarks vestkyst, har høyest konsentrasjon av suspendert materiale (Fig. 2.10 – A) (Eisma, 1981), men utgjør kun rundt en fjerdedel av sedimenttilførselen til Skagerrak på grunn av liten vannmassetransport (Rodhe & Holt, 1996). Vannmasser fra den sørlige Nordsjøen viser lavere sedimentkonsentrasjon (Fig. 2.10 – A), men har større volum og høyere gjennomsnittlig hastighet som gjør det til en viktig komponent i sedimenttilførselen til Skagerrak. Atlantisk vann strømmer inn fra vest over den nordlige Nordsjøen og har lav konsentrasjon av suspendert materiale (Fig. 2.10 – A), men utgjør hele 90% av de innkommende vannmassene (Longva & Thorsnes, 1997) og er med det en betydningsfull komponent for sedimenttilførsel i Skagerrak. Tilførsel av suspendert materiale fra Østersjøen gjennom Kattegat er svært liten og utgjør kun 1% av den totale sedimenttilførselen til Skagerrak (Fig. 2.10 – A) (Eisma, 1981). Tilførsel fra fjorder langs norske- og svenskekysten er også mindre viktige på grunn av fjordene sin overfordypning som gjør at fjordene selv utgjør effektive sedimentfeller. Unntak fra dette er imidlertid under vårflommer der elver med høy sedimentkonsentrasjon kan utgjøre en komponent av Skagerraks sedimentasjon. Dette eksemplifiseres av Helland (1996) som estimerer at elven Glomma tilfører 160 000 tonn sedimenter til havet, der 50 % av dette ender opp i Skagerrak (Fig. 2.10 – A).

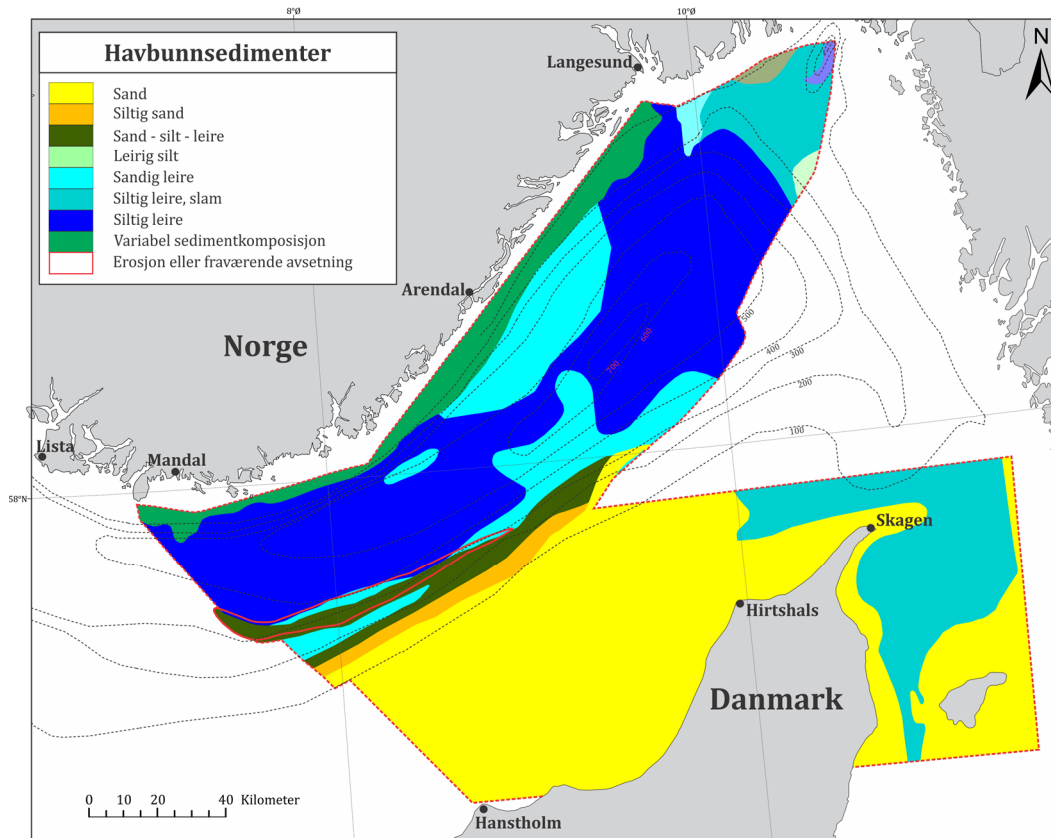


Figur 2.10: A) Batymetrisk kart med sedimenttransport estimerer (millioner tonn/år) og relativ sedimentkonsentrasjon i vannmassene. B) Farge kompositt (CZCS) satellittbilde tatt i mars 1982 og som viser transport av suspendert materiale inn mot Skagerrak. Svart felt i Skagerrak og langs norskekysten skyldes mangel på data. Figur A og B er modifisert fra Longva & Thorsnes (1997).

Ved siden av suspenderte sedimenter blir også store mengder sandige sedimenter transportert inn i Skagerrak (Longva & Thorsnes, 1997). Største mengde av transportert sand forekommer langs Danmarks vestkyst (Fig. 2.10 – B) og er lokalt assosiert med sanddyner og sandbølger på havbunnen. Slike havbunnsformer er observert flere steder på vandyp grunnere enn 70 m i den sørlige Nordsjøen og i områder nord for Jutland hvor sanddynene og sandbølgene migrerer mot nordøst, parallelt med Jutlandstrømmen (Kuijpers et al., 1993).

Utbredelsen av avsatte sedimentfraksjoner og erosjonsområder er relatert til vanddybder og strømmenes evne til å frakte sedimenter eller erodere havbunnen (Longva & Thorsnes, 1997). Når strømmene som ankommer Skagerrak gjennom den grunne Nordsjøen og møter de dypere områder langs den sørøstlige skråningen av Norskerenna reduseres strømningshastighetene og strømmene mister evnen til å transportere sedimentene. Dette resulterer i høye sedimentasjonshastigheter i dette området (Longva & Thorsnes, 1997). Bunntransport av sand opphører ved vandyp på rundt 200 m, hvor siltige avsetninger tar over og dominerer havbunnen (Fig. 2.11). De fineste partiklene avsettes fra suspensjon i de dypere delene av Skagerrak hvor havstrømmene er svakere (Longva

& Thorsnes, 1997). I perioder med sterk vestlig og sørvestlig vind forsterkes Jutlandstrømmen og strømmene fra sørlige Nordsjøen og kan resultere i transport av sandig og siltige sedimenter til større havdyp enn normalt i områder nordvest for Hirtshals.

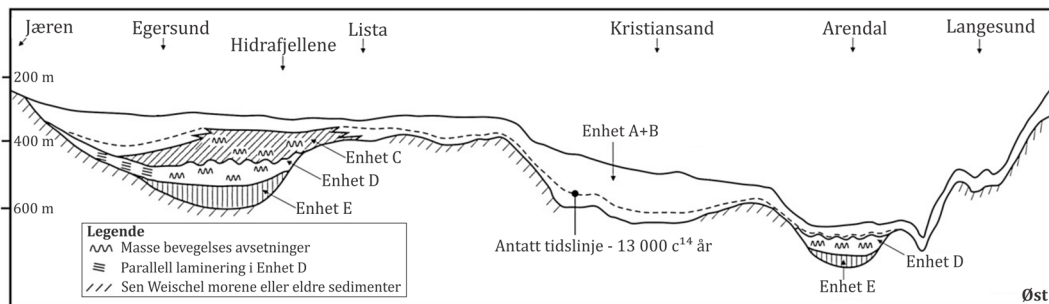


Figur 2.11: Havbunnsedimenter i Skagerrak. Figuren er basert på data fra Nielsen (1992), Bøe et al. (1996) og modifisert fra Longva & Thorsnes (1997).

Ettersom vannmassene strømmer nord og nordvestover i indre Skagerrak, økes vanddybden og strømningshastigheten reduseres. Dette fører til avsetning av store mengder suspendert, finkornet materiale i nordøstlige deler Skagerrak (Bøe et al., 1996; Rodhe & Holt, 1996; Van Weering, 1982). Longva & Thorsnes (1997) påpeker også muligheten for at blanding av høysalint vann fra Atlanterhavet og ferskvann fra Østersjøen kan forårsake flokkulering, hvor suspenderte partikler flokkes sammen, synker raskere og gir høyere avsetningshastighet.

2.6 Seismisk stratigrafi og kronologi

Flere seismostratigrafiske studier er tidligere blitt utført i studieområdet (f.eks. Høltedahl, 1986; Von Haugwitz & Wong, 1993; Rise et al., 1996; Rise et al., 1999; Novak & Stoker, 2001; Gyllencreutz et al., 2005; Rise et al., 2008; Longva et al., 2008). Rise et al. (2008) har ved bruk av seismiske profiler, batymetriske data og sedimentkjerner kartlagt postglasiale sedimenter i sørlige deler av Norskerenna. Denne kartleggingen har delt de postglasiale sedimentene inn i fem enheter, A (yngst) – E (eldst) og presenteres under (Fig. 2.12).



Figur 2.12: Skissert lengdeprofil fra indre Skagerrak, rundt Sør-Norge og opp til Jæren. Bildet viser utbredelsen av enhetene A-E med generell tolkning og antatt tidslinje på 13 000 ^{14}C år. Figuren er modifisert fra Rise et al. (2008).

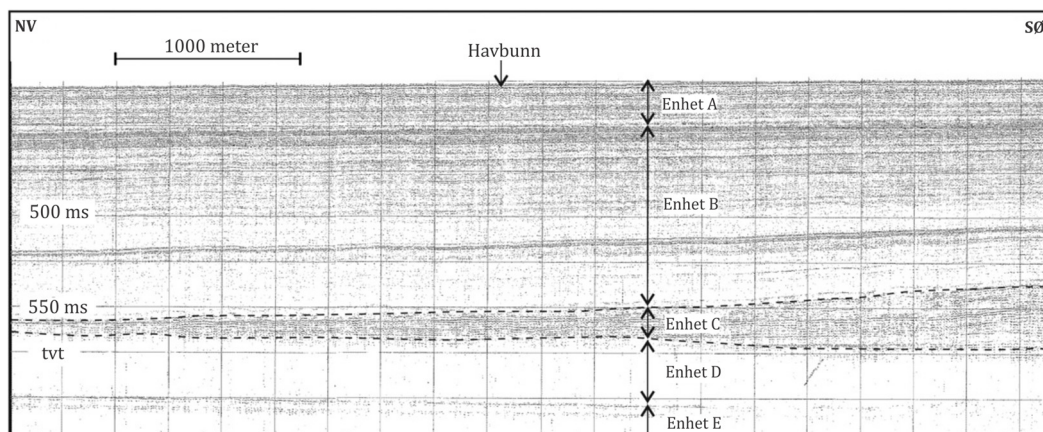
Rise et al. (2008) beskriver et 25 – 50 m morenedekke i store deler av den sørlige Norskerenna. Enhet E (Fig. 2.12) overligger morenen og karakteriseres av en akustisk strukturløs facies (Fig. 2.13). Enhet E forekommer sør for Egersund, og i de dype delene av Skagerrak og antas å være avsatt subglasialt etter at isdekket ble flytende.

Enhet D er identifisert i dypeste delene av Norskerenna samt i bassenget sør for Egersund (Fig. 2.12), og viser i Skagerrak en akustisk transparent facies (Fig. 2.13). Enheten er blitt detaljert studert av Longva et al. (2008) som beskriver den som bestående av flere overlappende vifteformer avsatt ved debrisstrømmer fra den sørlige skråningen av Norskerenna.

Enhet C er kun kartlagt sør for Egersund (Fig. 2.12) og er karakterisert av sub-parallell høy amplitude reflektorer (Fig. 2.13). Reflektorene observeres stedvis med en bølgete struktur i områder hvor den underliggende Enhet D har ujevn overfalte. Rise et al. (2008) foreslår avsettelse fra bunnstrømmer og antar at sedimentene er derivert fra en sørlig kilde og transportert med smeltevannselver.

Enhet B (Fig. 2.12) representerer en glasmarin sedimentpakke, avsatt i tidsrommet 13 000 ¹⁴C år BP og frem til 10 000 ¹⁴C år BP ved starten av Holosen. Enheten fremstår seismisk stratifisert og laminert (Fig. 2.13). Kjernedata viser at enheten består av siltig leire med lavt sandinnhold og kun sporadisk innslag av grusfragmenter. Maksimal mektighet av Enhet B er 100 m og er kartlagt langs den sørlige skråningen av Norskerenna, som antas å indikere en sør, eller vestlig sedimentkilde. Elver som Elben og Weser er foreslått som potensielle transportbånd for store mengder sedimenter og smeltevann.

Den stratigrafisk øvre identifiserte enheten, Enhet A (Fig. 2.12), er tolket til å være avsatt i Holosen og fremstår akustisk transparent med svake parallelle reflektorer (Fig. 2.13). En jevn og relativt sterk reflektor er tolket til utgjør Yngre Dryas/Holosen grensen (Rise et al., 1996). Største mektigheten av Enhet A forekommer i Sørøst-Skagerrak og er på rundt 100 m.



Figur 2.13: Boomer profil, sørvest for Egersund viser inndeling av enhetene A – E, presentert av Rise et al. (2008). Figuren er modifisert fra Rise et al. (2008).

2.7 Isstrømmer

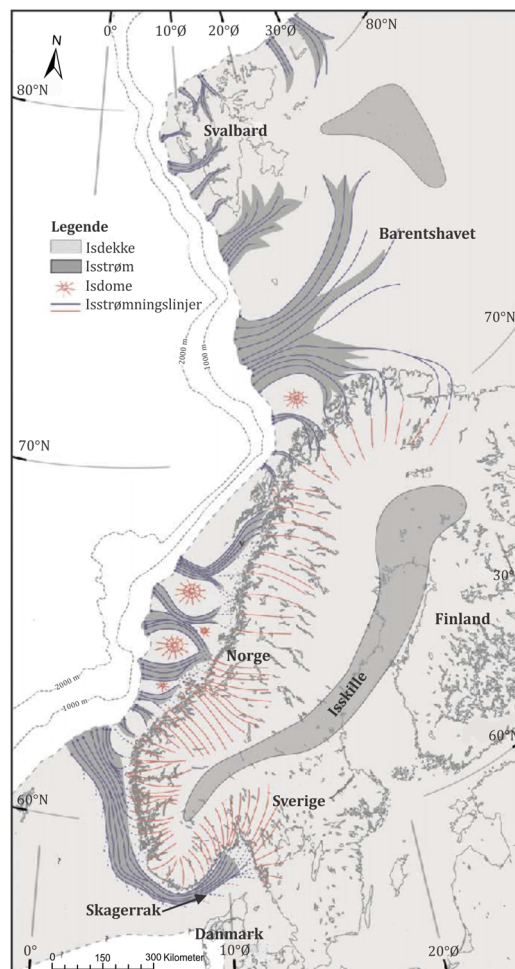
Dette underkapittelet vil gi en kort gjennomgang av isstrømmer, deres dynamikk og morfologiske avtrykk.

2.7.1 Isstrømmers rolle i isdekker

Isstrømmer fremstår som korridorer av relativt hurtigstrømmende is innad i et isdekke, med strømningsretning uavhengig av resten av isdekket (Fig. 2.14) (f.eks Dowdeswell et al., 2004). Hastighetsmålinger av Whillans-isstrømmen (Isstrøm B) i Antarktis har vist hastigheter over 800 m/år, adskilt fra rundtomliggende is med kun 5 m/år strømningshastighet (Whillans et al., 1987; Whillans et al., 2001). Isstrømmer avgrenses

gjør av laterale skjærsoner som markerer overgang i strømningshastighet mellom isstrømmen og isdekket (Bennett, 2003). Denne sonen assosieres med sterk deformasjon og danner en kaotisk overflate med flere bresprekker (Echelmeyer et al., 1994). Isstrømmene observeres med varierende dimensjoner og kan bli flere hundre kilometer lange og flere titalls kilometer brede (Bennett, 2003; Ottesen et al., 2005).

I flere isdekker utgjør isstrømmene hovedtransport av is og sedimenter. For eksempel forgår rundt 90% av massetransporten av is og sedimenter gjennom isstrømmer i Antarktis (Bamber et al., 2000; Bennett, 2003). Dette gjør at sonene representerer spesielt dynamiske elementer som i stor grad kontrollerer konfigurasjonen og stabiliteten av isdekket (Stokes & Clark, 2001; Bennett, 2003). Studier av isstrømmer er dermed sentrale i forståelsen av isdekkenes opptreden både i fortid, nåtid og fremtid. Det er foreslått at isstrømmer som raske dreneringsårer av isdekker kan ha ringvirkninger med hensyn til relativt hurtige oseanografiske og klimatiske hendelser (Broecker, 1994), samt at de kan påvirke atmosfærisk sirkulasjon ved rask uttynning av isdekkene (Stokes & Clark, 2001).



Figur 2.14: Rekonstruksjon av strømningsregime samt utbredelsen av isstrømmer langs Norske-Barentshavmarginen i sen Weichsel tid. Figuren er modifisert fra Ottesen et al. (2005).

Isstrømmer viser også variasjon i tid og rom, og det finnes flere eksempler på at isstrømmer stopper opp, blir initiert på nytt, akselererer, retarderer, migrerer og/eller endrer strømningsretning (Winsborrow et al., 2010). Dårlig oppløsning rundt datering av paleo-isstrømsaktivitet og korttids observasjonsdata fra moderne isstrømmer gir ikke nok informasjon til å fastslå om disse variasjonene reflekterer ustabilitet i isdekket, er en forløper for rask deglasiasjon, representerer mindre variabilitet i en mer langsiktig trend, eller er en likevektsmekanisme av isdekket (Winsborrow et al., 2010). Dette gjør det svært vanskelig å evaluere responsen av framtidige klimaforandringer på isdekket over Grønland og Antarktis og deres påvirkning på det globale havnivået (Alley et al., 2005; Vaughan & Arthern, 2007).

2.7.2 Strømningsmekanismer i isstrømmer

Isstrømmer defineres hovedsakelig av deres hastighet som kan variere fra hundre til flere tusen meter per år (f.eks. Dowdeswell et al., 2004; Ottesen et al., 2005). Mekanismene som forårsaker disse hastighetene er enda ikke fullstendig forstått. Kunnskapen om isstrømhastigheter har imidlertid utviklet seg mye siden man for 30 år siden antok at isstrømbevegelsen hovedsakelig var styrt av intern deformasjon og basal glidning over en rigid flate. Siden da har det blitt demonstrert fra flere isstrømmer at underlaget består av ukonsoliderte og deformerbare sedimenter som utgjør en stor del av isbevegelsen (Alley et al., 1986; Boulton et al., 2001). Breenes underlag er dermed ikke lengre ansett som en passiv komponent, men som en del av et koblet system hvor også det deformerbare underlaget er viktig for å akkomodere hastigheten til isstrømmene.

Seismisk kartlegging av subglasiale sedimenter under både aktive isstrømmer og paleo-isstrømssystem i Antarktis, viser en øvre akustisk transparent sone av deformasjonsmorene med lav skjærstyrke hvor deformasjon antas å foregå (Dowdeswell et al., 2004). Innad i deformasjonsmorenen vil mesteparten av deformasjonen finne sted i de øvre deler, nær issålen (Engelhardt & Kamb, 1998). Boulton et al. (2001) foreslår at subglasialt vanntrykk kan være avgjørende for underlagets deformasjonsevne og deformasjonshastighet. Vanntrykket kan variere sterkt og er hovedsakelig bestemt av subglasiale dreneringsforhold og tilførsel av overflatevann (Boulton et al., 2001). En studie utført av Engelhardt & Kamb (1998) på isstrøm B i vest Antarktis målte den basale glidningskomponenten til 83% av isstrømbevegelsen. Av disse 83% antas det at morenedeformasjon utgjør mellom 17% og 31%. Imidlertid er strømningsmekanismer

(basal glidning/subglasial deformasjon) fremdeles åpent for debatt (Winsborrow et al., 2010).

Stor istykkelse ved topografiske nedsynkninger, slik som i fjorder og paleo-isstrømmen som okkuperte Norskerenna, vil generere mer varme gjennom friksjon som øker basal smeltevannsproduksjon og kan bidra til å gi raskere strømming (Paterson, 1994; Winsborrow et al., 2010). Økt varme i isen kan også føre til større deformasjon som bidrar til økte strømningshastigheter (Clarke et al., 1977). Disse prosessene antas være kontrollerende faktorer i beliggenheten av moderne og paleo-isstrømmer ved favorisering av dypere traue (Winsborrow et al., 2010).

2.7.3 Geomorfologiske strukturelementer assosiert med paleo-isstrømaktivitet

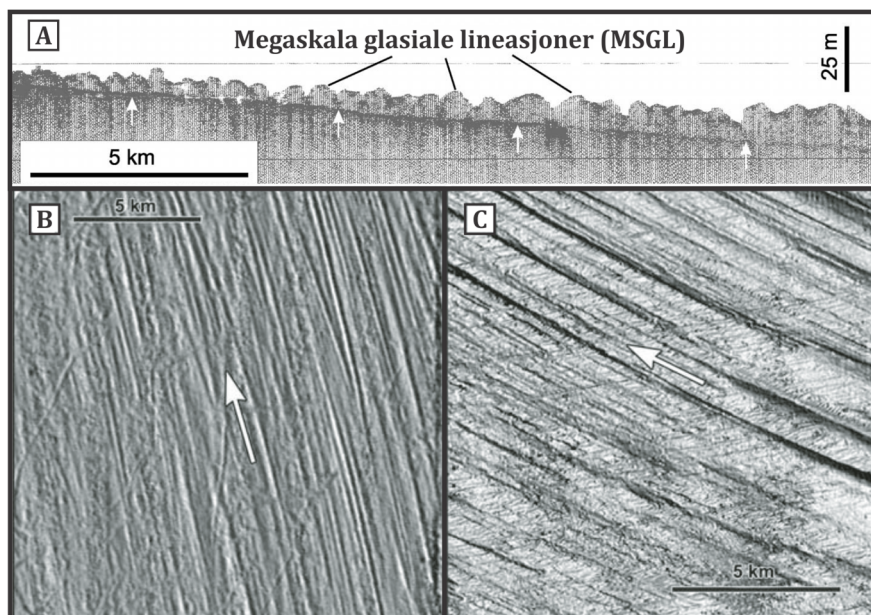
Isstrømmer er assosiert med høye erosjonsrater og etterlater seg geomorfologiske formelementer og avsetninger som er viktige markører i rekonstruering av paleo-isstrømmer og paleo-isdekker. Paleo-isstrømmer er ofte relatert til subglasialt dannede traue slik som Norskerenna. Andre typiske formelementer assosiert med isstrømsaktivitet er megaskala glasiale lineasjoner (MSGL), grunningssoner (GSK) og transverse, skjærmarginale og mediale morenerygger (Stokes & Clark, 1999; Wellner et al., 2001; Ottesen et al., 2005). Morenerygger er ikke av interesse i denne studien og vil dermed ikke bli gjennomgått.

Paleo-isstrømmer er ofte assosiert med avlange topografiske/batymetriske forsenkninger/traue som krysser kontinentalhyller. Slike formelementer er viktige storskala markører og har bidratt til kartlegging av 20 paleo-isstrømmer langs Norske-Barentshavmarginen (Fig. 2.14) (Ottesen et al., 2005). Formelementene viser ofte en progressiv nedstrøms elongering av renneformen mot eggakanten, som antas å være et resultat av overgang fra krystallint underlag langs indre deler av hyllen til et mer mykt sedimentært underlag langs ytre deler av hyllen (Ó Cofaigh et al., 2002). Forandring av underlaget antas også å forårsake økte strømningshastigheter mot eggakanten som bidrar til elongering av renneformen (Ó Cofaigh et al., 2002).

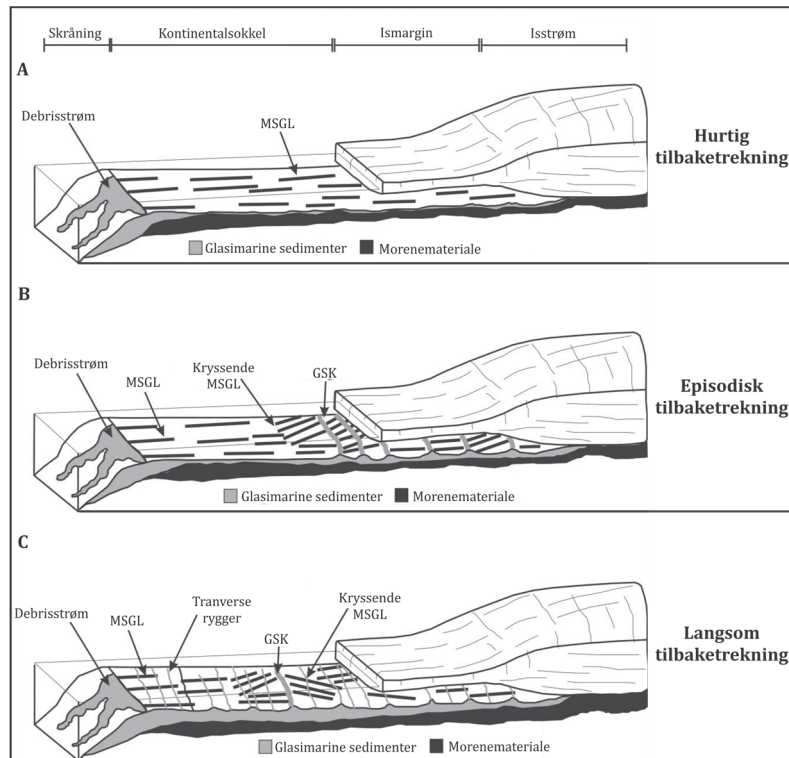
MSGL (Fig. 2.15) er strømlinjede lineasjoner av rygger og traue som har parallell orientering med strømningsretningen, og anses som viktige formelementer i kartlegging av paleo-isstrømmer (Clark, 1993; Dowdeswell et al., 2008). Dimensjonene av disse formelementene kan variere fra noen hundre meter til flere titalls kilometer lange, med

bølgelengder på titalls til et par hundre meter, og en amplitude på opptil 15 m (Ottesen et al., 2005; Dowdeswell et al., 2008). Slike lineasjoner har tidligere blitt identifisert i Skagerrak av blant annet Longva & Thorsnes (1997) («Flutes») og Ottesen et al. (2005). Ottesen et al. (2005) beskriver MSGL i Skagerrakdelen av Norskerenna som er over 10 km lange og opptil 12 m høye og som indikerer strømningsretning fra Langesund og rundt Arendalerrassen. Utbredelse og orientering av MSGL ved paleo-isstrømmer antas også å være en indikator for deglasiasjonen av isstrømmene, der et uniformt MSGL mønster indikerer relativt rask tilbaketrekning, og mer sporadiske MSGL reflekterer en mer langsom, og/eller episodisk tilbaketrekning (Fig. 2.16) (Cofaigh et al., 2008; Dowdeswell et al., 2008).

MSGL antas å bli dannet ved deformasjon av myke sedimenter under isstrømmene (Dowdeswell et al., 2004). Prosessene involvert i dannelsen er omdiskutert, der to teorier er fremstilt. Clark (1993) foreslår avsetning gjennom basal utsmelting, mens Clark et al. (2003) fremstiller «groove-plugging teorien» som innebærer pløying av underlaget grunnet uregelmessigheter i bresålen.



Figur 2.15: A) Seismisk utsnitt (TOPAS-data) som viser morfologien av megaskala glasiøse lineasjoner (MSGL). B og C) MSGL sett ovenfra på batymetriske data. Figur A er modifisert fra Dowdeswell et al. (2004) og figurene B og C er modifisert fra Dowdeswell et al. (2008).

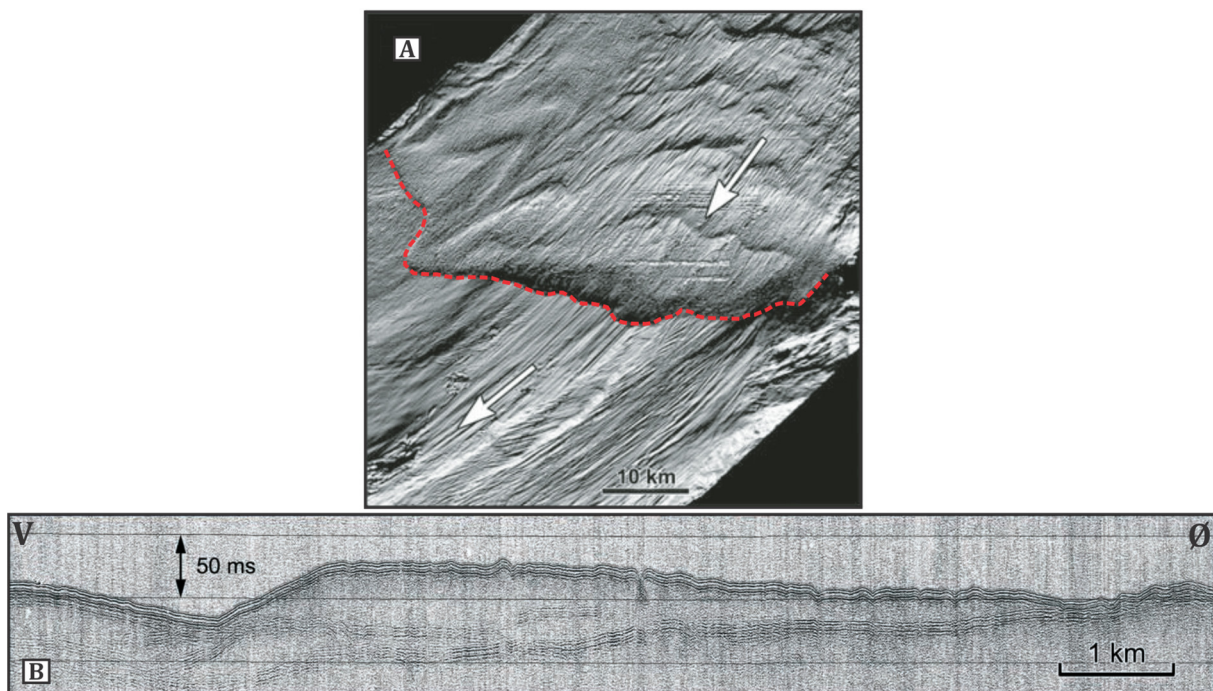


Figur 2.16: A) Hurtig tilbaketrekning av isstrømmer er dominert av godt bevarte MSGL og kun et tynt dekke av glasimarine sedimenter. B) Episodisk tilbaketrekning av isstrømmer er karakterisert av rette og kryssende MSGL-er overlatt av GSK-er. C) Sakte tilbaketrekning, representeres av flere tette transvers rygger og GSK-avsetninger som overligger kaotisk organiserte MSGL. Figuren er modifisert fra Cofaigh et al. (2008).

Langs marginen av flere marine isdekker og paleo-isdekker ved høye breddegrader observeres grunningsonekiler (GSK) (Fig. 2.17) (Dowdeswell et al., 2008). GSK er asymmetriske sedimentære depositer som dannes gjennom rask akkumulasjon av glasiare sedimenter ved stillstandsperioder under tilbaketrekning av isdekker (Fig. 2.16) (Batchelor & Dowdeswell, 2015). GSK-avsetninger danner en kileform med en distal rampe og svakt hellende proksimalside (Fig 2.17 – B) med orientering parallelt med isfronten og vinkelrett på strømningsretningen og MSGL-avsetninger (King et al., 1991). Typiske GSK langs høye breddegradsmarginer som Norske-Barentshavmarginen, er mindre enn 15 km lange, på langs av strømningsretningen og mellom 15 og 100 m høye (Batchelor & Dowdeswell, 2015). Dimensjonen av GSK er primært en funksjon av sedimenttilførselen, formen på subglasialt hulrom, bredden av paleo-isstrømmen og stillstandens varighet (Alley et al., 2007; Dowdeswell & Fugelli, 2012). I akustiske data fremstår GSK med et kaotisk til transparent seismisk mønster (Fig. 2.17 – B), med forekomster av distalt hellende reflektorer som antas å indikere en sammensetning av usortert glasigent materiale og utbygging av kilen (Dowdeswell & Fugelli, 2012; Batchelor

& Dowdeswell, 2015). I nordlige og sentrale deler av Norskerenna har Schäuble (2012) identifisert flere GSK-er som er tilknyttet paleo-isstrømmen som okkuperte Norskerenna i sen Weichsel tid.

GSK har blitt foreslått som en mekanisme som potensielt kan stabilisere isdekket ved å fylle hulrom ved uttynning av isfronten (Alley et al., 2007; Anandakrishnan et al., 2007). I tillegg foreslåes det at GSK-er kan gi økt friksjon ved ismarginen som kan føre til reduserte strømningshastigheter og økning i istykkelse. Økt istykkelse kan potensielt motvirke mindre (<10m) relative havnivåendringer, og med det forhindre, eller utsette rask kollaps av isdekket (Alley et al., 2007; Anandakrishnan et al., 2007; Batchelor & Dowdeswell, 2015).



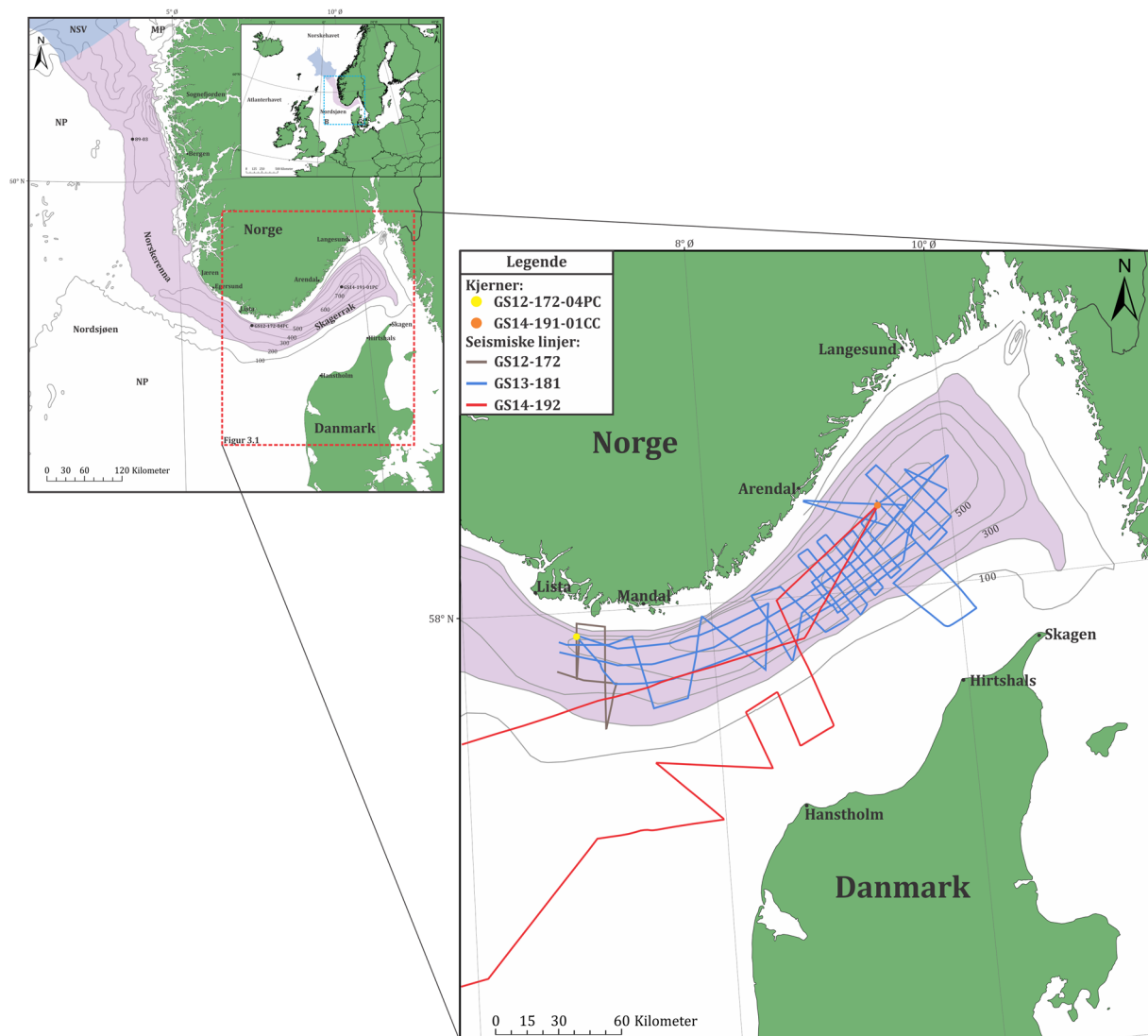
Figur 2.17: A) Grunningsonekile lokalisert i Vestfjorden, Nord-Norge. Figur modifisert fra Dowdeswell et al. (2008). B) Seismisk utsnitt (Sparker data) av en grunningsonekile i Kongsfjordsrenna på Svalbard, der isstrømsretningen er orientert øst til vest. Figuren er modifisert fra Ottesen et al. (2007).

Kapittel 3 - Data og metode

I dette kapitlet vil de seismiske dataene og sedimentkjernene benyttet i forbindelse med studien bli presentert. Det vil også bli gitt en kort gjennomgang av de viktigste programvarene benyttet i utarbeidingen av resultatene.

3.1 TOPAS seismisk profil

Topasprofilene benyttet i denne studien dekker hovedsakelig sørlige og østlige deler av Norskerenna, samt områder i dansk sektor sør for Norskerenna, hvor det har blitt hentet inn høyoppløselige seismiske profil med forskningsfartøyet R/V G.O. Sars.



Figur 3.1: Oversiktskart over studieområdet og lokasjon av seismikklinjene samt beliggenhet av kjerne GS12-172-04PC og GS14-191-01CC som er benyttet i denne studien.

TOPAS datasettene (Fig. 3.1 og Tabell 3.1) benyttet i denne studien er samlet inn på flere UIB tokt ombord R/V G.O. Sars. Den største andelen av dataene ble samlet inn på UIB forskningstoktet GS-13-181 (Hjelstuen et al., 2013). Dette datasettet tilbyr et relativt tett grid med seismiske linjer i sentrale deler av Skagerrak. TOPAS-profiler fra UIB forskningstoktet GS-14-191 (Hjelstuen et al., 2014) har sørvest-nordøst rettede seismiske linjer som øker tettheten av seismiske linjer i Norskerenna. Dette gir bedre lateral oppløsning og tillater noe mer detaljert kartlegging. Det seismiske datasettet fra tokt GS-14-191 inneholder også seismiske linjer som går ut av Norskerenna og inn i dansk farvann nordvest utenfor Danmark. Ved siden av dette har det også blitt brukt noen seismiske linjer fra tokt GS-12-172 (Hjelstuen et al., 2012) for å kunne tilknytte kjerne GS12-172-04PC i den seismiske tolkningen.

Tabell 3.1: TOPAS-data benyttet i denne studien

Datasett (Tokt)	Data type	År	Total innsamlet TOPAS (km)	TOPAS data benyttet i denne studien (km)
GS14-191	TOPAS	2014	ca. 2625	ca. 895
GS13-181	TOPAS	2013	ca. 3000	ca. 1785
GS12-172	TOPAS	2012	ca. 3510	ca. 200

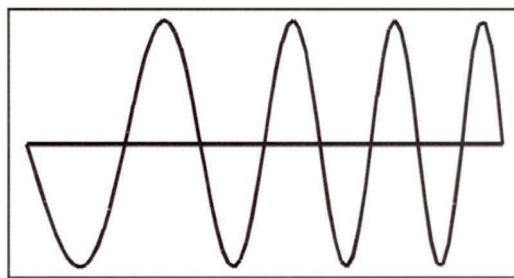
De seismiske dataene er samlet inn med et kjølmontert TOPAS PS-18 profilersystem som er utviklet av Kongsberg Maritime. Systemet er et parametrisk ekkoloddsystem med vertikal oppløsning på <0,25 m og en penetreringsevne på opptil 200 m (Kongsberg, 2010) der penetreringsdybden er avhengig av sedimenttype, vanddybde og omgivelsesstøy. Oppløsning og penetrasjonsdybde gjør dermed profilersystemet ideell for kartlegging av den øverste stratigrafien under havbunnen.

TOPAS PS-18 systemet benytter en parametrisk antenne og utnytter vannets ikke-lineære forplantningskarakteristikk til å danne lavfrekvente akustiske pulser (Kongsberg, 2010). Pulsene genereres enten som korte og høyfrekvente, eller som en modulering av to høyfrekvente signaler (Kongsberg, 2010). En transduser benyttes som kilde og mottager av enkeltsignalene. Ekkosignalet fra havbunnen og underliggende sedimenter mottas av transduseren og konverteres til et elektronisk signal. De elektroniske signalene blir videre forsterket, digitalisert og prosessert direkte til forskerstasjonen om bord og tillater overvåking og tilpassing av signalet for å optimalisere kvaliteten av innhentet data.

Dataene blir lagret i rå (.raw) format og senere prosessert til SEG-Y format for å importere dem til Petrel v.2013.3, hvor tolkningen av TOPAS-profilene er blitt utført.

Under innsamling av TOPAS seismiske data kan flere typer seismiske pulser benyttes, avhengig av dybde og ønsket formål. Generelt vil høyfrekvente signaler gi høy oppløsning, men vil ha lavere penetrasjonsdybde. Dette er motsatt for lavfrekvente signaler som gir bedre penetrasjonsdybde men har lavere oppløsning.

Dataene benyttet i denne studien er samlet inn med bølgeformen Chirp (LFM) (Fig. 3.2) som danner et sveipsignal som defineres av en start og stopp frekvens. Bølgeformene blir generert ved utsending av to høyfrekvente sveip i motsatt retning der pulsens kraft er rundt 4,5 Hz (Hjelstuen et al., 2012). Fordelen med Chirp bølgeformen er at den totale energioverføringen er høy og danner et lavt signal- støy forhold. Dette tillater dypere penetreringsevne (Kongsberg, 2010; Hjelstuen et al., 2012).

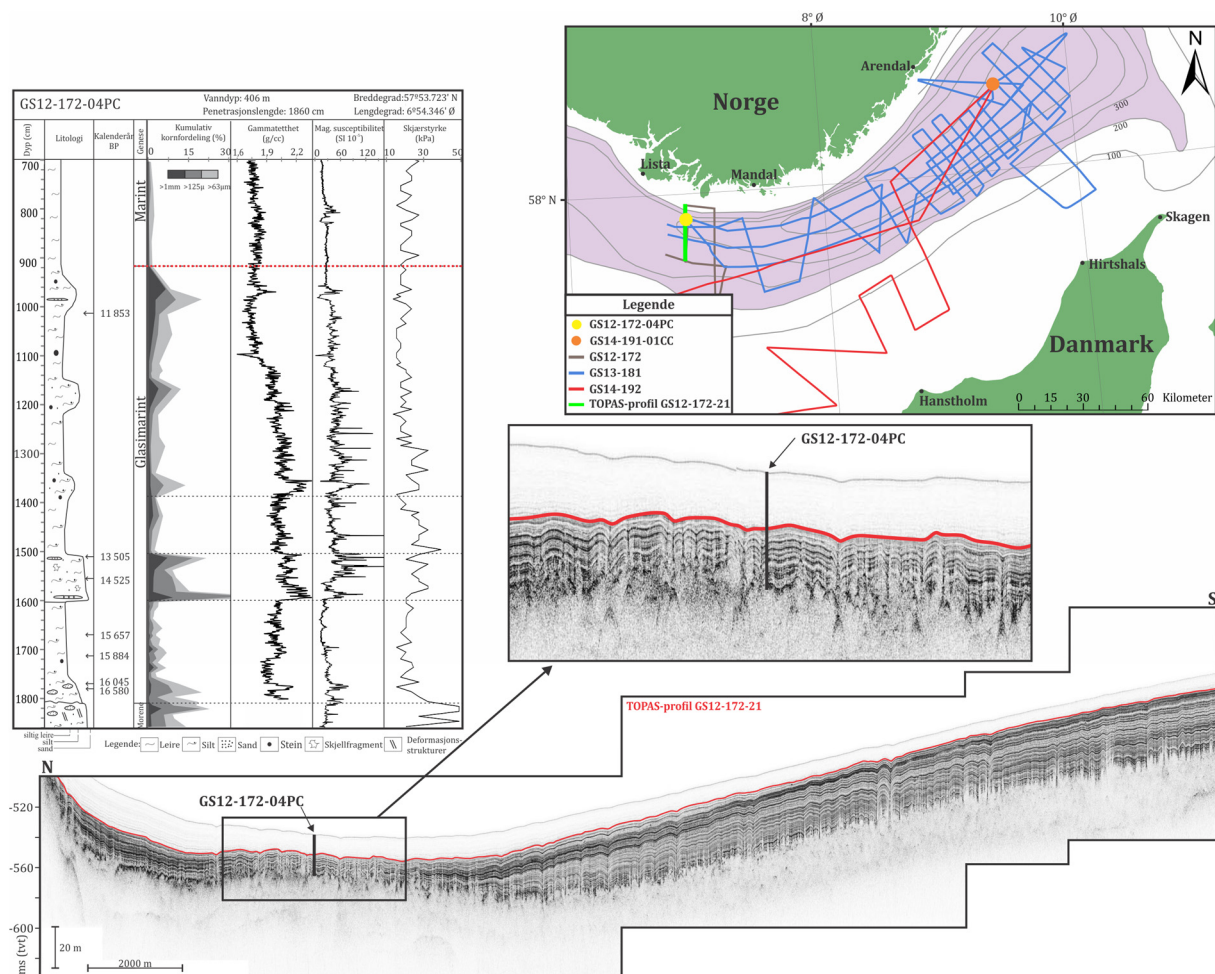


Figur 3.2: Chirp (LFM) bølgeform. Figur fra Kongsberg (2010).

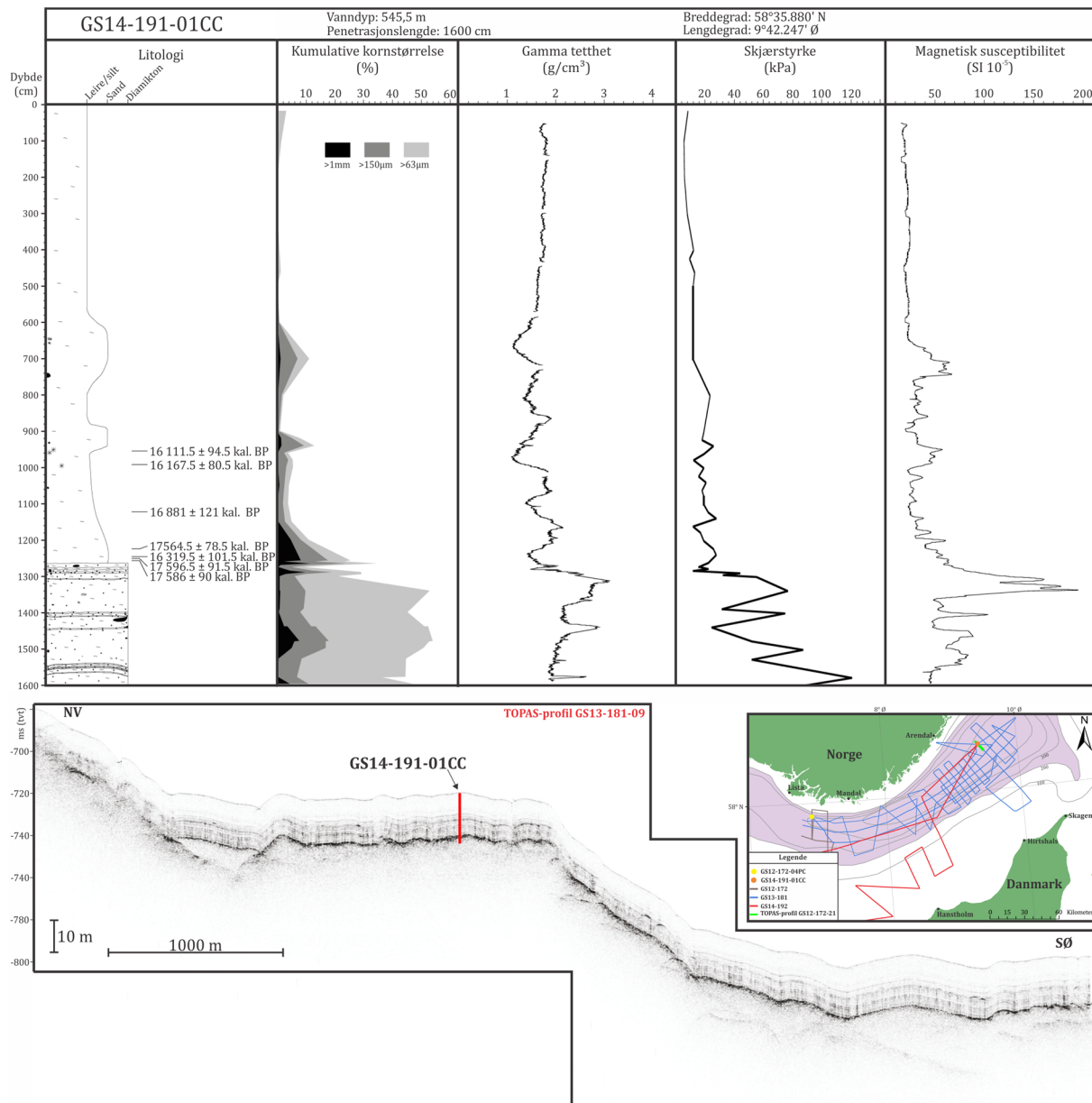
3.2 Benyttet kjernemateriale

Denne studien benytter kjernene GS12-172-04PC (Fig. 3.3) og GS14-191-01CC (Fig. 3.4) som er henholdsvis analysert av Borge (2014) og Morén et al. (in prep.). Kjernene er tatt med et Calypsokjernetakersystem ombord på R/V G.O. Sars som kan ta kjerneprøver på opptil 22 m med myke sedimenter under optimale forhold.

Kjernene har blitt analysert ved hjelp av XRF og MSCL analyser, skjærstyrkemålinger, prøveuttak og visuell beskrivelse samt ^{14}C dateringer. Kjerne GS12-172-04PC, tatt ca. 30 km sørøst for Lista (Fig. 3.1) er undersøkt med 7 dateringer, der den nederste, lokalisert rundt 30 cm over morenemateriale har gitt en alder på 16 580 år BP. Kjerne GS14-191-01CC er tatt ca. 40 km øst/sørøst for Arendal (Fig. 3.1) og er undersøkt med 7 dateringer, hvorav fire er lokalisert svært nær den basale morenen og gir en gjennomsnittlig alder på 17 600 år BP.



Figur 3.3: Beliggenhet av kjerne GS12-172-04PC på TOPAS-profil GS12-172-21, og som er markert med gult punkt i indeksskart. Kjernelogg for GS12-172-04PC er modifisert fra Borge (2014) og viser overgang fra glasimarine til marine avsetning (Holosen) (indikert med rød stiplet linje).

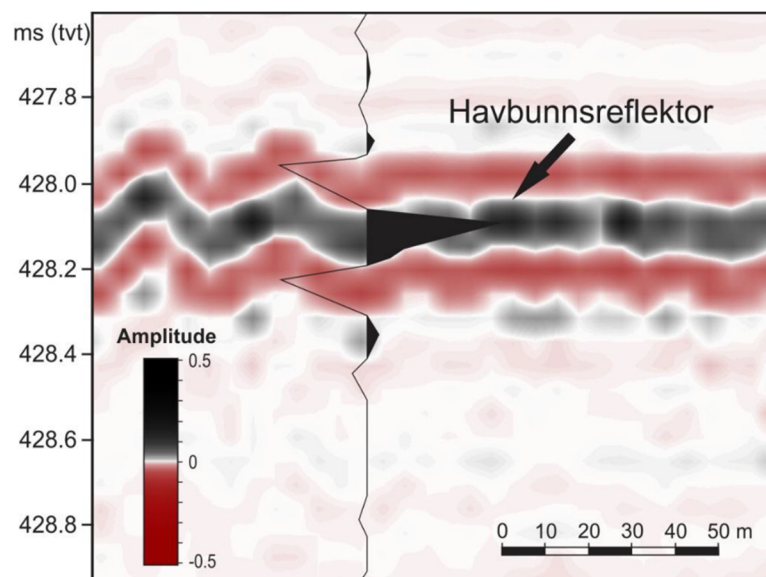


3.3 Seismiske prinsipper og tolkningsprosedyre

Ved seismiske undersøkelser benyttes egenskapene til lyd/trykkbølge- hastigheten ettersom lyd/trykkbølger propagerer gjennom forskjellige materialer. Hastigheten er avhengig av materialets tetthet, der høy tetthet vil gi høye hastigheter, og lav tetthet vil gi lavere hastighet. En seismisk reflektor karakteriseres derfor som en forandring i tetthet (ρ) og hastighet (v), og defineres som akustisk impedans (I): $v * \rho = I$. Ved overganger i akustisk impedans i sedimentene vil deler av bølgen bli reflektert, og resten refraktert til neste grenseflate. På denne måten mister bølgen energi med dybden, ettersom mer og mer av energien blir reflektert.

Hastighetsvariasjoner i forskjellige materialer kan forkorte eller forlenge bølgens reisetid og påvirke den tilsynelatende mektigheten vist på seismiske profiler. Dette må tas høyde for under korrelering mellom seismo- og kjernestratigrafi.

TOPAS dataene fremstilles fargekodet under tolkning i Petrel. Fargekodingen illustrer positive amplituder (topper) og negative amplituder (trau), og danner et mer oversiktlig bilde under tolkning (Fig. 3.5).



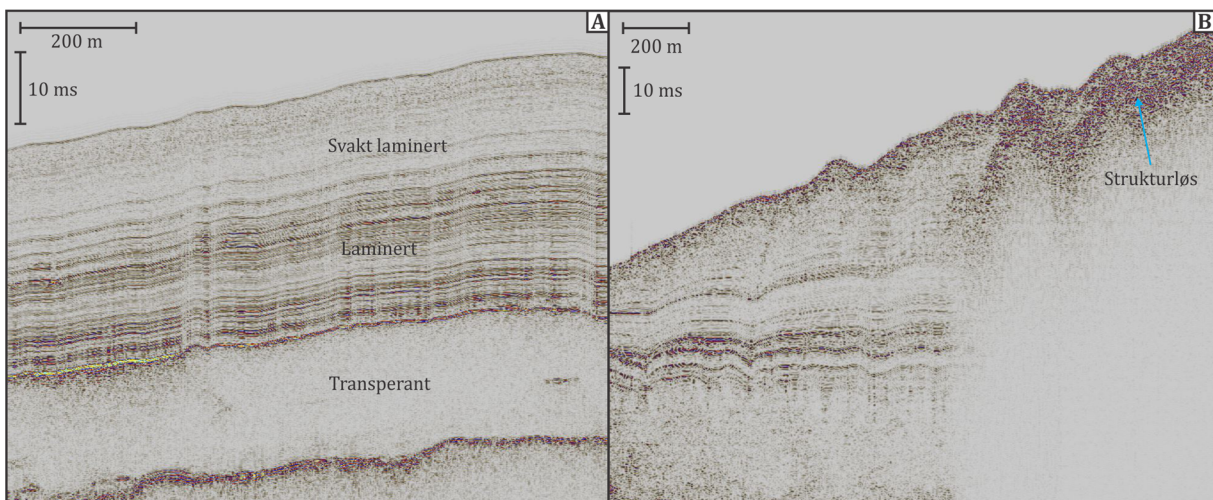
Figur 3.5: Havbunnsreflektor i TOPAS data, hvor «wiggly-trace» og farge demonstrerer amplitudeovergang. Figur fra Schäuble (2012).

I denne studien er fem seismiske hovedenheter identifisert på grunnlag av forskjellig seismisk karakter (se Kapittel 4). Utførelsen av tolkningen er gjort ved å følge både positive og negative amplitudeutslag avhengig av kontinuitet. Områder hvor tolkning av individuelle seismiske amplituder ikke er mulig har tolkningen blitt basert på forandring

av seismisk karakter der den seismiske horisonten er tolket ved overgangen mellom seismisk facies.

Tolkning av den stratigrafiske Holosengrensen (omtalt som H3 i Kapittel 4) er gjort på grunnlag av Borge (2014) sin analyse av kjerne GS12-172-04PC lokalisert i Norskerenna, 31 km sørøst for Lista (Fig 3.1). Holosengrensen tolket av Borge (2014) i denne sedimentkjernen er overført til seismiske data ved å benytte 1500 m/s signalhastighet i sedimentene. Området rundt kjernen er svært godt markert av en overgang fra transparent til sterkt laminert akustisk karakter (Fig. 3.3). Tolkning av grensen inn i Skagerrak ble først gjort langs de beste seismiske profilene hvor grensen kunne følges med høyest nøyaktighet. Dette innebærer hovedsakelig profilene som er samlet inn på langs av Norskerenna hvor gradienten er lav. Dette ble gjort for å etablere referanselinjer for videre tolkning på tverrprofilene hvor havbunnsgradienten er brattere og gjør at de seismiske reflektorene fremstår noe mindre tydelige og kontinuerlige.

Med unntak av Holosengrensen, er de seismiske dataene tolket på grunnlag av endring i akustisk facies. I denne studien er fire hovedfacies registrert (Fig. 3.6): (1) Akustisk laminert facies er karakterisert av kontinuerlige og parallelle reflektorer med medium-høy amplitude, (2) svakt laminert facies er også definert av kontinuerlige og parallelle reflektorer, men med en lav-medium amplitude, (3) transparent facies fremstår som delvis gjennomiktig med forekomster av diskontinuerlige reflektorer med lav amplitude, (4) strukturløst facies karakteriseres av diskontinuerlige reflektorer, ofte med høy amplitude som danner et strukturløst seismisk uttrykk.



Figur 3.6: Seismisk utsnitt fra Petrel som illustrerer de ulike akustiske facies som er observert i Norskerenna. Merk begrenset penetrasjon i overgangen til den mer strukturløse akustiske facies i bilde figur B.

TOPAS datasettene tolket i denne studien ca. 2875 km, der avstanden mellom de seismiske linjene varierer. De tetteste seismiske linjene finnes i midtre Skagerrak sørøst for Arendal, mens seismikkgriddet er noe åpent lengre sørvest og nordøst i Norskerenna. Dette resulterer i variabel oppløsning av de genererte mektighetskartene og flatene der den beste oppløsningen forekommer i sentrale deler av Skagerrak.

Som følge av gode forhold under innsamling er de tolkede TOPAS-profilene stort sett av høy kvalitet. Tekniske feil under innhenting eller omgivelsesstøy har imidlertid ført til at enkelte seismiske linjer har redusert kvalitet. Penetrasjonsdybden er generelt bra i store deler av Norskerenna, men blir adskillig dårligere på den sør og sørøstlige skråningen av Norskerenna mot Danmark. Dette antas å være grunnet forandringer i litologi som absorberer større deler av signalet og/eller gass i sedimentene (Fig. 3.6 – B).

3.4 Programvare benyttet i oppgaven

Petrel v.2013.3 (64-bit)

Tolkeprogrammet Petrel, opprinnelig utviklet av Technoguide og nå eid av Schlumberger AS blir hovedsakelig brukt i petroleumsindustrien for blant annet seismisk tolkning, reservoarmodellering og planlegging av brønner. I denne studien er Petrel anvendt til tolking av TOPAS datasettet og generering av flate- og mektighetskart. Tolking av horisonter i Petrel har blitt utført med funksjonene «Manual interpretation» og «2D auto-tracking». Mesteparten av tolkningen har blitt utført med «Manual interpretation». «2D auto-tracking» er benyttet ved kontinuerlige reflektorer der Petrel automatisk følger valgte reflektorer. Grunnet begrenset datakvalitet og reflektorkontinuitet har «Manual interpretation» vært mest nyttet.

Etter ferdigstilling av den seismiske tolkningen er det blitt generert flater av de tolkede horisontene (sekvensgrensene). Flatene er lateralt begrenset av et polygon generert ved hjelp av funksjonen «make/edit surface» i Petrel. Flater har blitt generert for alle horisontene og videre brukt til å framstille mektighetskart med funksjonen «make thickness map» i Petrel. Mektighetskartene er såkalte «isocore maps» og representerer sann vertikal tykkelse (TVT). Funksjonen beregner mektigheten mellom de ulike flatene og genererer et 2D kart hvor farge og konturintervaller indikerer mektigheten på sedimentsekvensen avsatt mellom to horisonter/sekvensgrenser.

For å konvertere TOPAS- profilene til SEG-Y format og importere dem til Petrel, er skriptene Notepad ++ og Cygwin Terminal benyttet.

Olex v.7.31

Olex programvaren er navigasjons- og oppmålingssystem brukt av flere fartøyer i blant annet fiskeriindustrien (OLEX, 2011). Innsamling av dybde og GPS data fra disse fartøyene gjør det mulig å genere havbunnskart. Olex databasen viser varierende oppløsning i studieområdet der det i dype deler av Skagerrak mangler store mengder data. Datapakken har likevel blitt benyttet for å generere lokale batymetriske kart og profiler i studieområdet.

ArcMap v.10.1

ArcMap er en del av ArcGis pakken og er utviklet av Environmental Systems Research Institute (ESRI). Programmet anvendes til å vise, redigere, generere og analysere geografiske data. I denne oppgaven har ArcMap hovedsakelig blitt brukt for å generere kart. Kartene har videre blitt importert til CorelDraw hvor de har blitt modifisert.

CorelDRAW Graphic Suite X7

CorelDRAW er et todimensjonalt, vektorbasert illustrasjonsprogram utviklet av Corel Corporation. Programmet har blitt benyttet til å modifisere figurer fra andre publikasjoner, samt fremstille og modifisere figurer generert fra Petrel, ArcMap og Olex.

Generert mektighetskart og flater fra Petrel er blitt gjenskapt og modifisert i CorelDRAW for å eliminere avvik som forekommer grunnet en varierende avstand mellom seismiske TOPAS-linjer. Dette gir også et mer forenklet bilde som stemmer overens med tilgjengelig oppløsning. Området med størst usikkerhet forekommer i sørvestlige deler av studieområdet hvor avstanden mellom de seismiske linjene når sitt maksimale på 37 km. I dette området har konturintervallene blitt rettet ut, og kan fremstå noe urealistisk. Under gjenskapningen av mektighetskartene og flatene har informasjon på seismiske linjer blitt vektlagt, og et mer kritisk syn er gitt til data generert fra Petrel med økende distanse fra nærmeste linje. Sammenstilling mellom kartdata generert i denne studien og tilgjengelig seismisk dekning er illustrert i Appendiks A.

Mektighetskartene i Kapittel 4, er fremstilt med samme fargeskala (Fig. 3.7 – A), men med varierende intervaller. Dette er gjort på grunnlag av stor variasjon av mektighet, og

illustrerer bedre variasjoner i mektighet av de forskjellige enhetene som er kartlagt. Flatekartene som er generert har litt forskjellig skala fra mektighetskartene hvor også rødfarge er inkorporert (Fig. 3.7 – B) for å få et større spekter og akkomodere et høyt antall intervaller. Denne typen kart er også brukt som bakgrunnsflate for mindre figurer hvor grå – svart skala er benyttet (Fig. 3.7 – C).



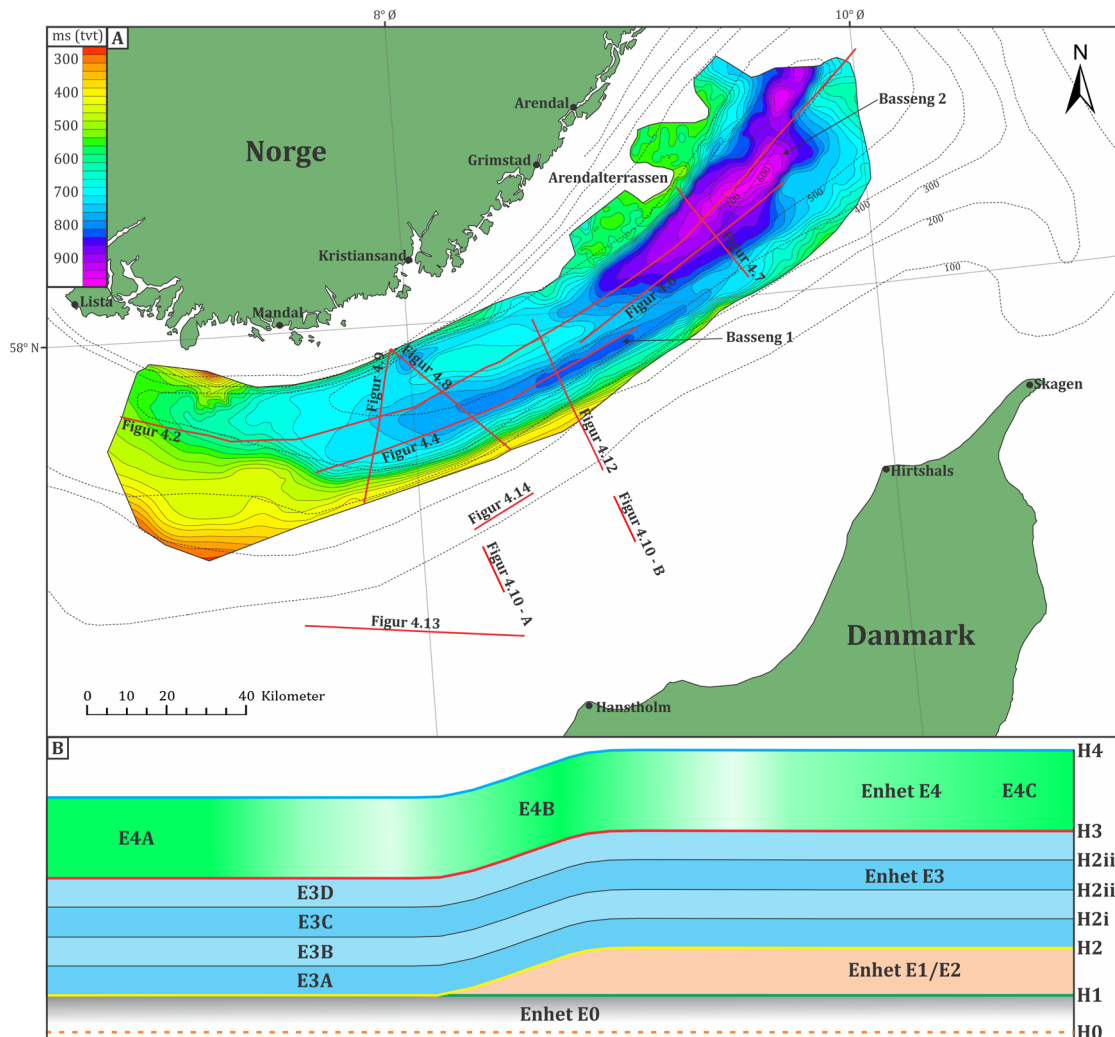
Figur 3.7: Fargeskala benyttet i fremstilling av kartdata i Kapittel 4.

Kapittel 4 - Resultat

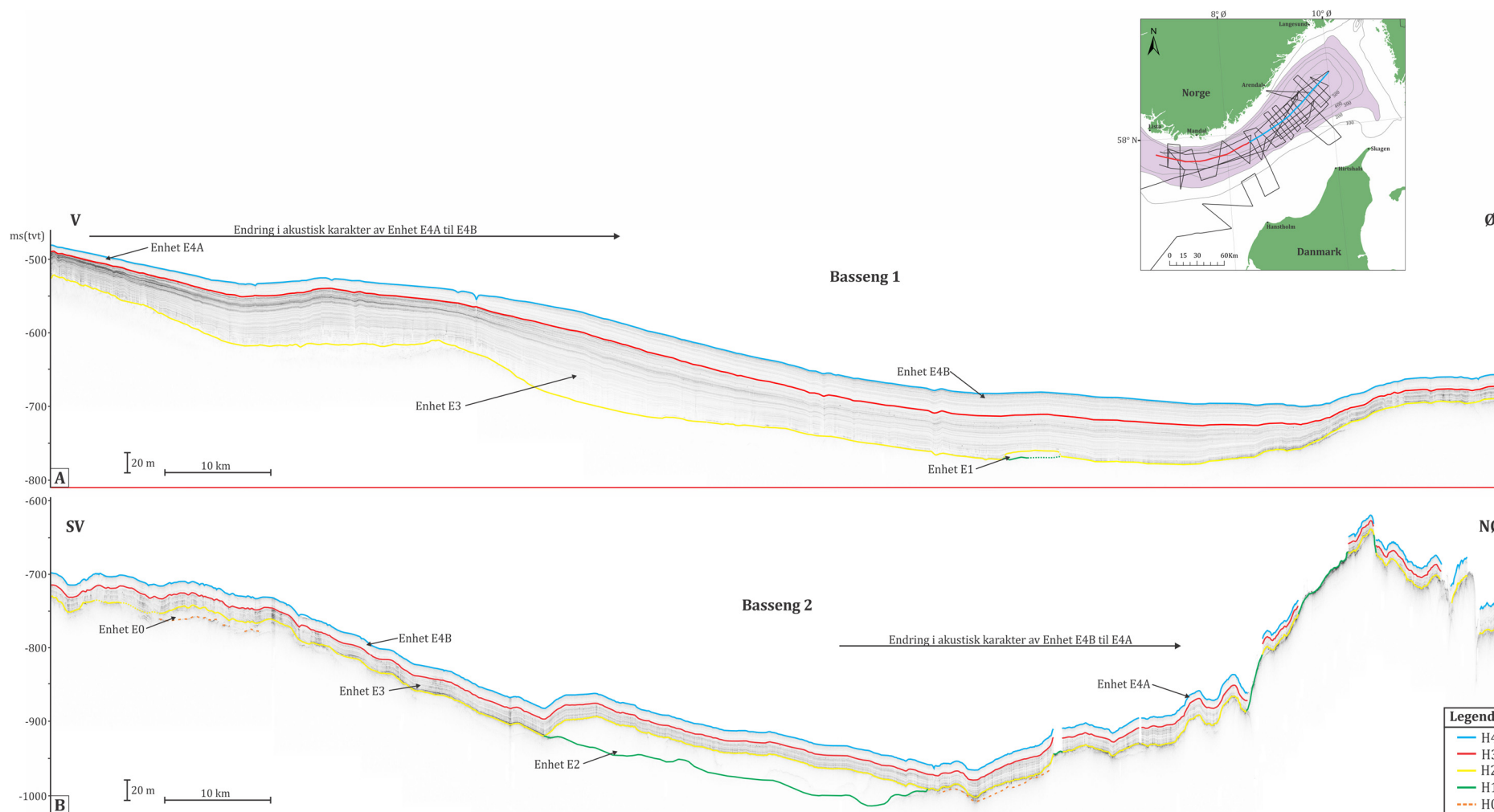
I dette kapitlet presenteres resultatene generert på basis av TOPAS datasettet samt Olex batymetriske observasjoner. Dette inkluderer seismostratigrafi med enheter og sekvensgrenser, mektighetskart, samt flatekart av de tolkede sekvensgrensene.

4.1 Seismostratigrafi, enheter og sekvensgrenser

Studieområdet er delt inn i 2 hovedbasseng (Basseng 1 og Basseng 2) (Fig. 4.1 – A og 4.2) hvor 5 seismiske hovedenheter, E0 (eldst)– E4 (yngst) er identifisert og kartlagt (Fig 4.1 – B). Disse enhetene er adskilt av sekvensgrensene H0 (eldst) – H4 (yngst) (Fig 4.1 – B). I dette underkapitlet vil det bli presentert 11 seismiske linjer (Fig. 4.1 – A) som illustrerer den seismiske karakteren og interne variasjoner i de kartlagte enhetene i studieområdet. Utolkede seismiske linjer er vedlagt i Appendiks B.



Figur 4.1: A) Oversikt over seismiske profiler presentert i Kapittel 4. Flaten representerer sekvensgrense H1, her vist i 25 ms intervaller og illustrerer beliggenheten av Basseng 1 og Basseng 2. B) Teoretisk skisse over enhetene E0 – E4 adskilt av horisontene H0 – H4. Merk at horisontene H1 og H2 er identiske ved fravær av Enhet E1 og Enhet E2.



Figur 4.2: TOPAS-profil GS13-181-03 (lokasjonen er indikert med rød og blå linje i indeksskart). Lengdeprofilen viser enhetene E1 – E4 adskilt av horisontene H0 – H4 samt lokasjon av Basseng 1 og Basseng 2. Observasjon av nedre sekvensgrense H0, observeres kun lokalt. A) Seismisk profil viser endring i akustisk karakter i Enhet E4 fra E4A til E4B mot øst. Øvre del av Enhet E3 viser også endring i akustisk signatur og blir lysere mot midtre del av Basseng 1. B) Seismisk karaktertrekk for enhetene E2 – E4 i Basseng 2. Endring i akustisk karakter av Enhet E4 fra E4B til E4A forekommer i nordøstlig del av profilet.

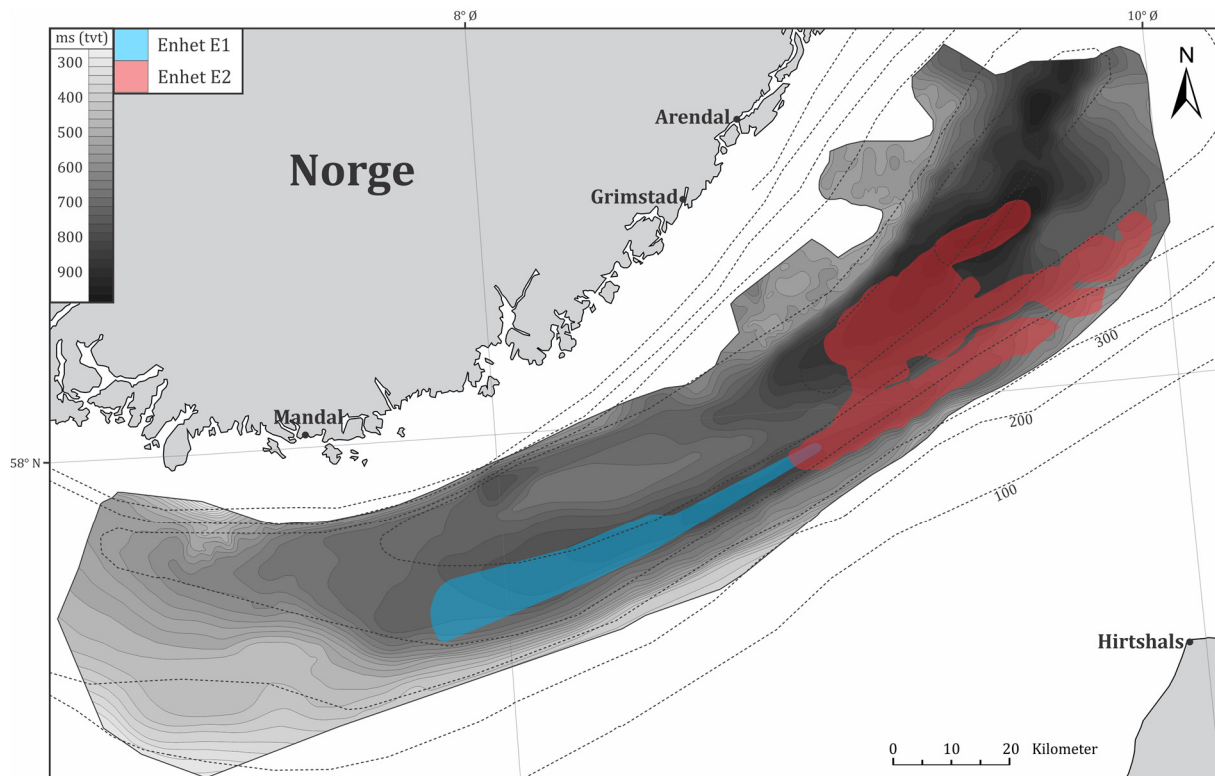
4.1.1 Enhet E0

Enhet E0 er lokalisert stratigrafisk nederst på TOPAS-profilene der nedre sekvensgrense, H0, i store deler av studieområdet ikke observeres. Mektighetsdata for denne enheten har dermed ikke vært mulig å kartlegge med i detalj. Enhetens øvre sekvensgrense, H1/H2, defineres over store deler av studieområdet som en kontinuerlig og markant reflektor normalt karakterisert av en høy amplitude. Sekvensgrensen har varierende geometri, fra irregulær til jevn og flat. Enheten karakteriseres hovedsakelig av en øvre akustisk strukturløs facies ved sekvensgrensen H1, og ved økende dybde karakteriseres enheten av en mer transparent akustisk facies. Faciesendring med dybde skyldes antagelig energitap i TOPAS-signalet ved sekvensgrensen H1/H2. Observasjoner av en nedre sekvensgrense, H0, fremstår ofte assosiert med underliggende hellende til flate reflektorer (Fig. 4.8 – A) eller svært sterk refleksjonskarakteristikk (Fig. 4.8, 4.9 og 4.12).

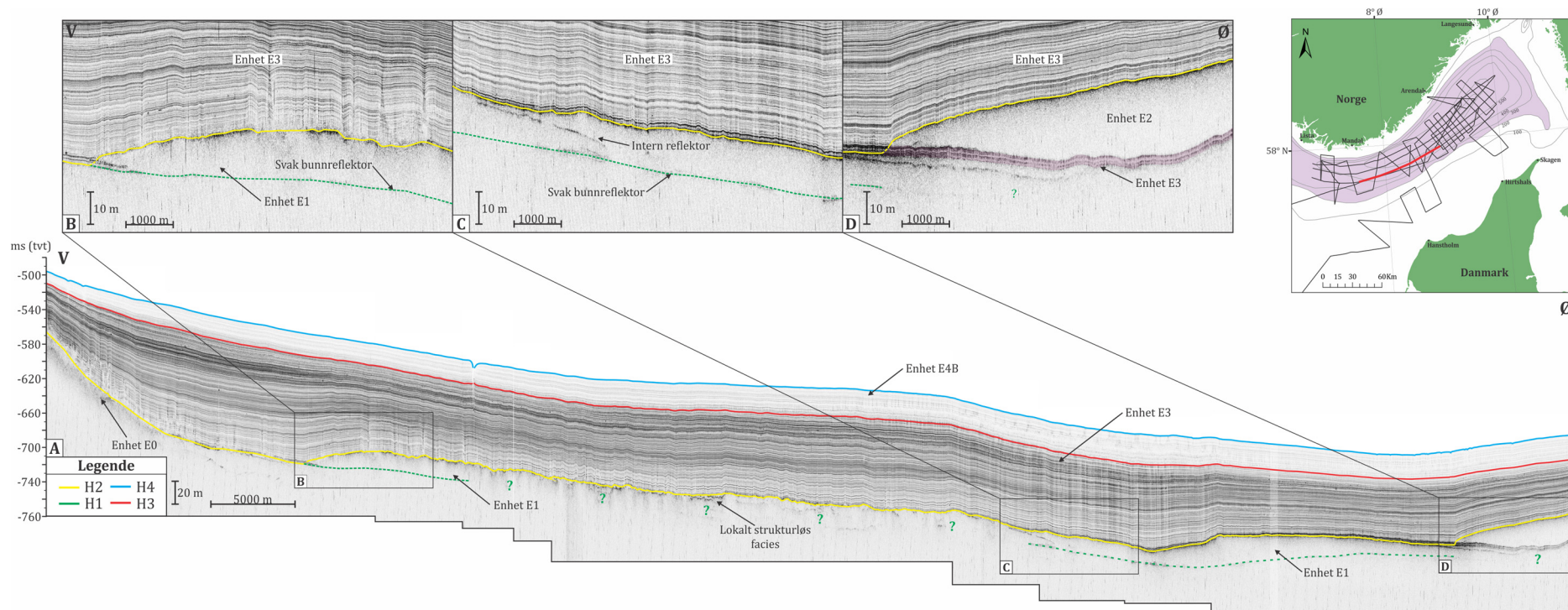
4.1.2 Enhet E1

Enhet E1 er lokalisert stratigrafisk nederst i de dype delene av Basseng 1 (Fig. 4.3). Enheten domineres av akustisk transparent facies og grenser lokalt til en mer strukturløs facies (Fig. 4.4 - A). Enheten er avgrenset mellom horisontene H1 og H2, og har en svak nedre reflektor, H1, som lokalt er for svak for sikker tolkning (Fig. 4.4, 4.8 og 4.9). Dette kan skyldes stor sedimentmektighet i Basseng 1 som svekker TOPAS-signalstyrken. Akustisk laminert facies av Enhet E3, karakterisert av medium til høy amplitude reflektorer observeres lokalt under (Fig. 4.8 og 4.9) og internt i enheten (Fig. 4.8). Interne reflektorer forekommer lokalt i enheten (Fig. 4.4 – C) og utgjør i TOPAS-profil 44 (Fig. 4.4) en overgang i akustisk facies fra lokalt strukturløs og svært svak nedre sekvensgrense H1 i vest, til en mer uniform transparent refleksjonskarakteristikk med en mer markant nedre sekvensgrense. Denne overgangen registreres også i karakter av øvre sekvensgrense, H2, som fremstår svært uregelmessig i vest, og mer jevn øst for den interne reflektoren.

Grunnet begrenset datakvalitet og penetreringsdybde av TOPAS-signalet, har detaljert kartlegging av i østlige deler av enheten vært vanskelig. I dette området er kartleggingen primært basert på en linje (Fig. 4.4) som indikerer østlig utbredelse under Enhet E2 (Fig. 4.4 – D).



Figur 4.3: Utbredelsen av Enhet E1 (blå) og Enhet E2 (rød). Merk overlapping i østre del av Enhet E1 og vestre del av Enhet E2. Flaten (grå – svart) er generert fra sekvensgrense H1 (Fig. 4.21) som underligger både Enhet E1 og Enhet E2, og er her vist i 25 ms intervaller.



Figur 4.4: TOPAS-profil GS13-181-44 (lokasjonen er indikert med rød linje i indeksskart). A) Vest – øst utbredelse av Enhet E1 hvor nedre grense H1, stedvis ikke observeres. B) Vestlig del av Enhet E1. C) Enhet E1 viser intern reflektor og svak bunnreflektor. D) Østlig del av Enhet E2 der laminerte sedimenter av Enhet E3 er identifisert stratigrafisk mellom Enhet E1 og Enhet E2.

4.1.3 Enhet E2

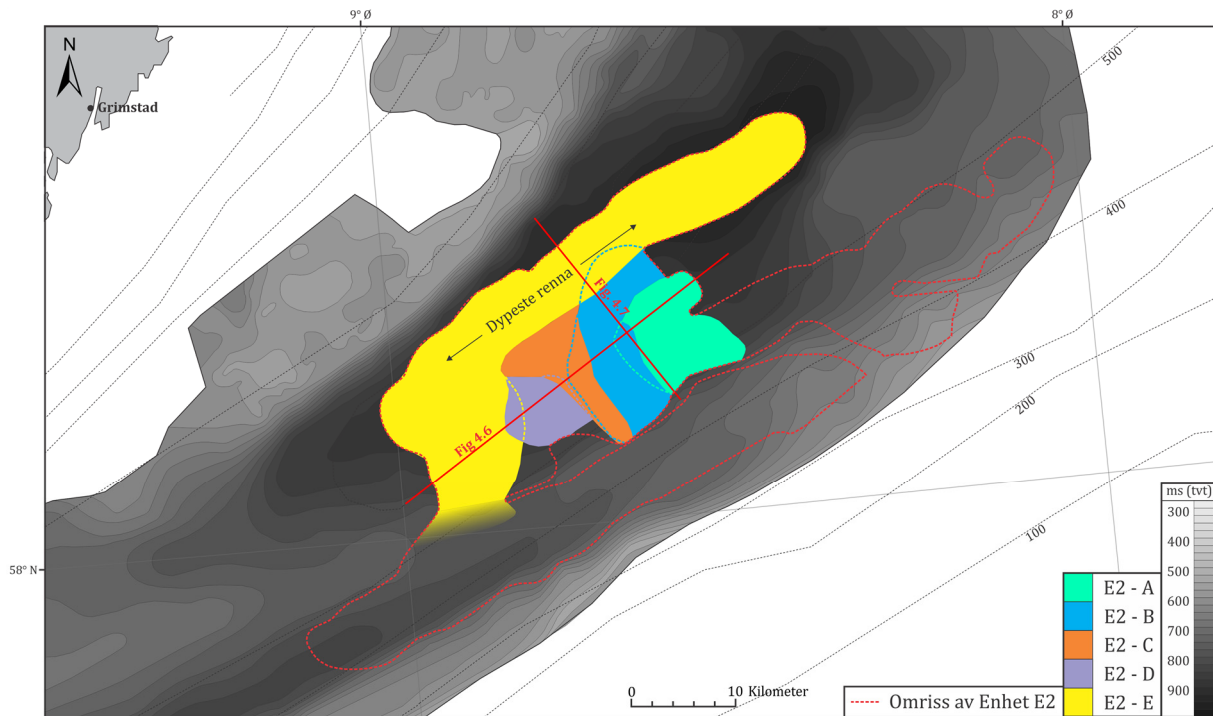
Enhet E2 er lokalisert stratigrafisk nederst (over Enhet E0) i Basseng 1 og Basseng 2 (Fig. 4.2, 4.3, 4.6 og 4.7), med unntak av østlige områder av Basseng 1 hvor enheten overligger Enhet E1 (Fig. 4.4 – D). I dette området forekommer en rundt 3 m tykk sone med akustisk laminert facies av Enhet E3 som skiller den underliggende Enhet E1 fra Enhet E2. Enheten avgrenses av nedre sekvensgrense H1 og øvre sekvensgrense H2. Enheten fremstår hovedsakelig akustisk transparent (Fig. 4.2 og 4.6), men viser mindre variasjoner i refleksjonskarakteristikk (Fig. 4.7)

I Basseng 2 draperes Enhet E2 av et jevnt lag sedimenter som gjør at enhetens form reflekteres på havbunnen (Fig. 4.2 og 4.6). Dette mønsteret forekommer ikke i Basseng 1, hvor økende sedimentmektighet av Enhet E3 og Enhet E4 maskerer enhetens form (Fig. 4.7).

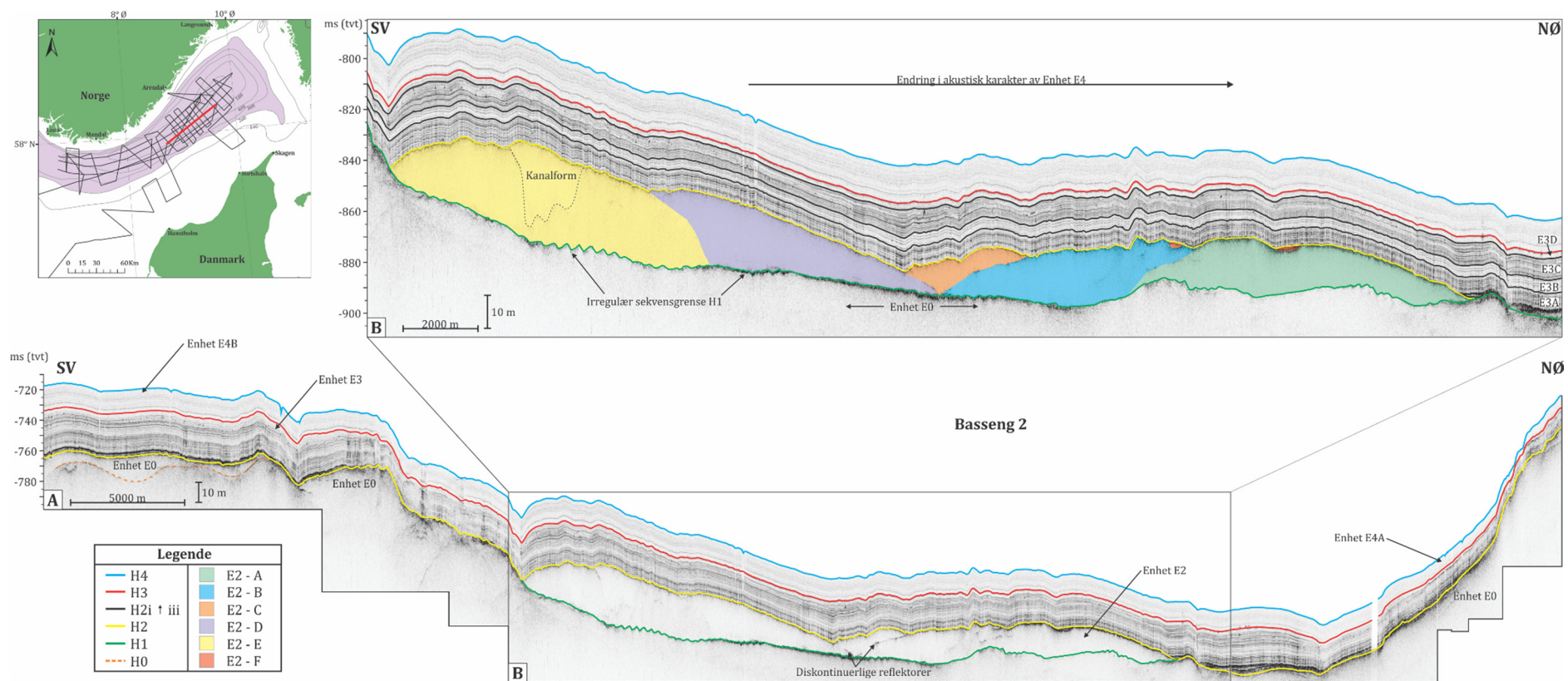
Fem underenheter E2A – E2E er kartlagt i Basseng 2 delen av enheten (Fig. 4.5, 4.6 – B og 4.7 – B). Underinndelingen er basert på svake diskontinuerlige reflektorer av varierende amplitude som skiller de transparente underenhetene samt endring i refleksjonskarakteristikk mellom underenhetene (Fig. 4.7). Underenhetene E2C og E2D viser ingen tydelig overgang til E2E i nordvestlig retning. Dette kan også skyldes begrensninger med datasettet tilgjengelig. Mindre underenheter som ikke kan tilknyttes over flere profiler er i denne studien referert til som E2F.

Underenhetene E2A – E2E strekker seg nordvestover og ned mot den dypeste delen av Norskerenna i Basseng 2 (Fig. 4.5). E2A er den østligste identifiserte underenheten. Denne underenheten strekker seg ikke ned til den dypeste delen av renna og er avgrenset til et platå over den dypeste renna i nord (Fig. 4.7). E2B er avsatt delvis over E2A, har større utbredelse og strekker seg lengre nord til den dypeste renna (Fig. 4.7). Underenheten E2A og E2B viser på TOPAS-profil GS13-181-13 (Fig. 4.7 – A) en noe sterkere refleksjonskarakteristikk sammenliknet med den nordvestlige underenheten E2E. E2C har en mer avgrenset utbredelse enn E2A og E2B og er avsatt over E2B i nordøst og E2D i sørvest (Fig. 4.6) og når den nedre renna av bassenget hvor enheten blir en del av E2E. E2D overligger delvis E2E i sørvest (Fig. 4.6) og blir i nord også en del av E2E. Enhet E2E er den areal- og volummessig største av de fem underenhetene (Fig. 4.5). E2E strekker seg fra Basseng 1 ned langs vestsiden av enheten til den dypeste delen av Norskerenna i

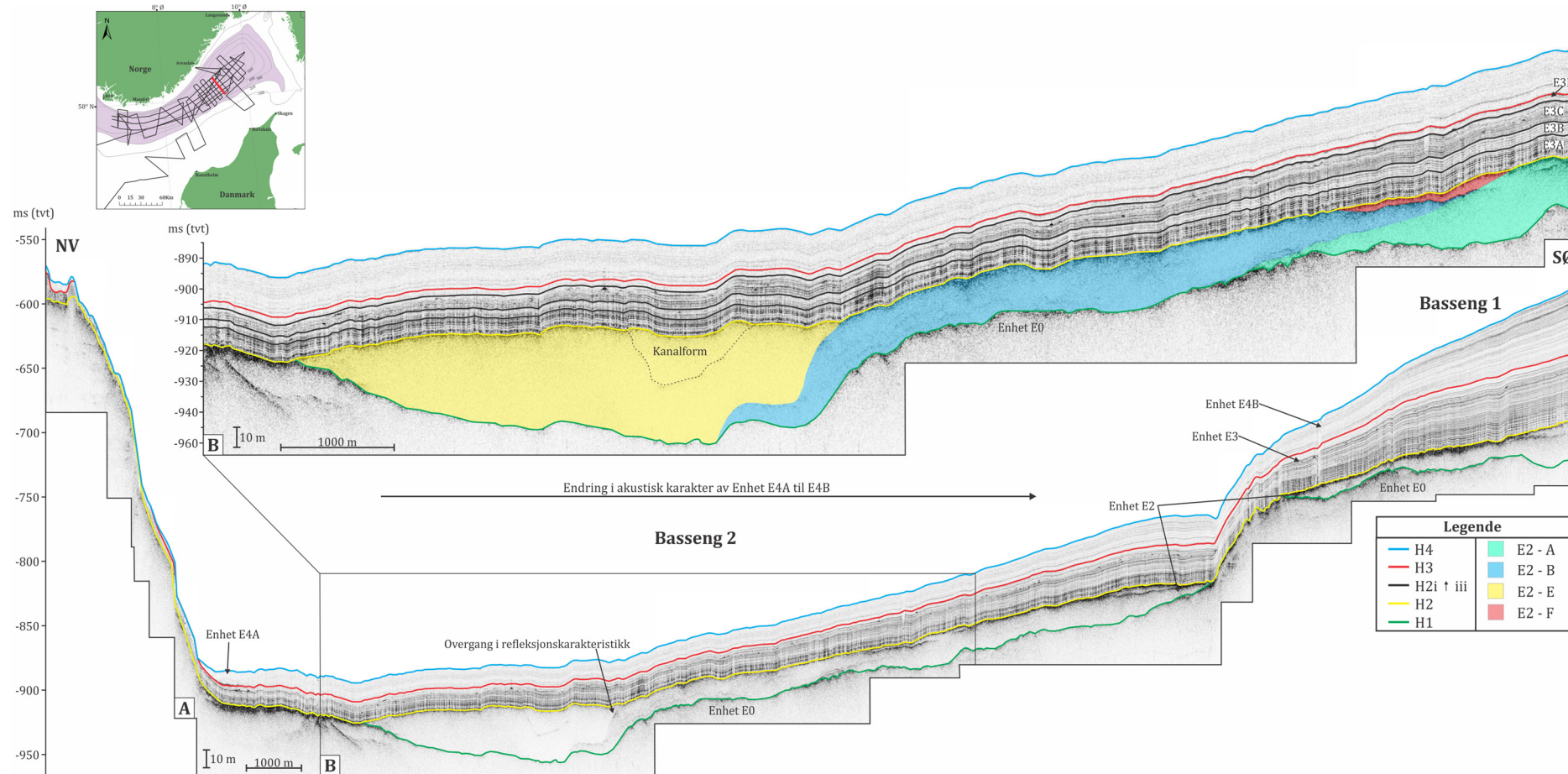
Basseng 2. Her endrer E2E retning østover, hvor den overligger E2B. Enhet E2E viser også interne reflektorer som danner kanalformer innad i enheten (Fig. 4.6 og 4.7).



Figur 4.5: Utbredelsen av underenhetene E2A – E2E i Basseng 2. Overlapping av underenhetene forekommer og enhetenes totale utbredelse er markert med stiplede linjer av samme farge. Flaten (grå – svart) er generert fra horisont H1 (Fig. 4.21), og er her vist i 25 ms intervaller.



Figur 4.6: TOPAS-profil GS13-181-29 (lokasjonen er indikert med rød linje i indeksskart). A) Basseng 2 og kartlagte enheter E2, E3 og E4. B) Seismisk utsnitt av Basseng 2, hvor Enhet E2 er delt inn i 5 underenheter, E2A – E2E, samt E2F som utgjør mindre linser. Merk også svake reflektorer i E2E som danner en kanalform. Underinndeling av Enhet E3 i E3A – E3D er adskilt av horisontene H2i – H2iii. Merk også endring i akustisk karakter av Enhet E4 fra E4B i vest og midtre deler av Basseng 2 til E4A i østre deler profilet.



Figur 4.7: TOPAS-profil GS13-181-13 (lokasjonen er indikert med rød linje i indeksskart). A) Basseng 1 og Basseng 2 med de kartlagte enhetene E2, E3 og E4. Merk også svake reflektorer i E2E som danner en kanal. Enhet E4 endrer akustisk karakter fra E4A i nordvest til E4B i sørøst. B) Seismisk utsnitt av Basseng 2 med underenhetene E2- A, C, E og F. Enhet E3 er inndelt i underenhetene E3A – E3D.

4.1.4 Enhet E3

Enhet E3 er avsatt stratigrafisk over Enhet E0, E1 og E2, og er avgrenset av nedre sekvensgrense H1/H2 og H3 utgjør øvre sekvensgrense av enheten (Fig. 4.1 – B). Sekvensgrense H1/H2 er i store deler av studieområdet overlatt av en tynn sone med parallelle reflektorer av høy amplitude. Enhet E3 er dominert av en akustisk laminert facies med reflektorer av varierende amplitude (lav til høy). Lokalt forekommer også parallelle høy amplitude reflektorer av Enhet E3 under Enhet E1 (Fig. 4.8 – C og 4.9 – A) og Enhet E2 (Fig. 4.4 – D).

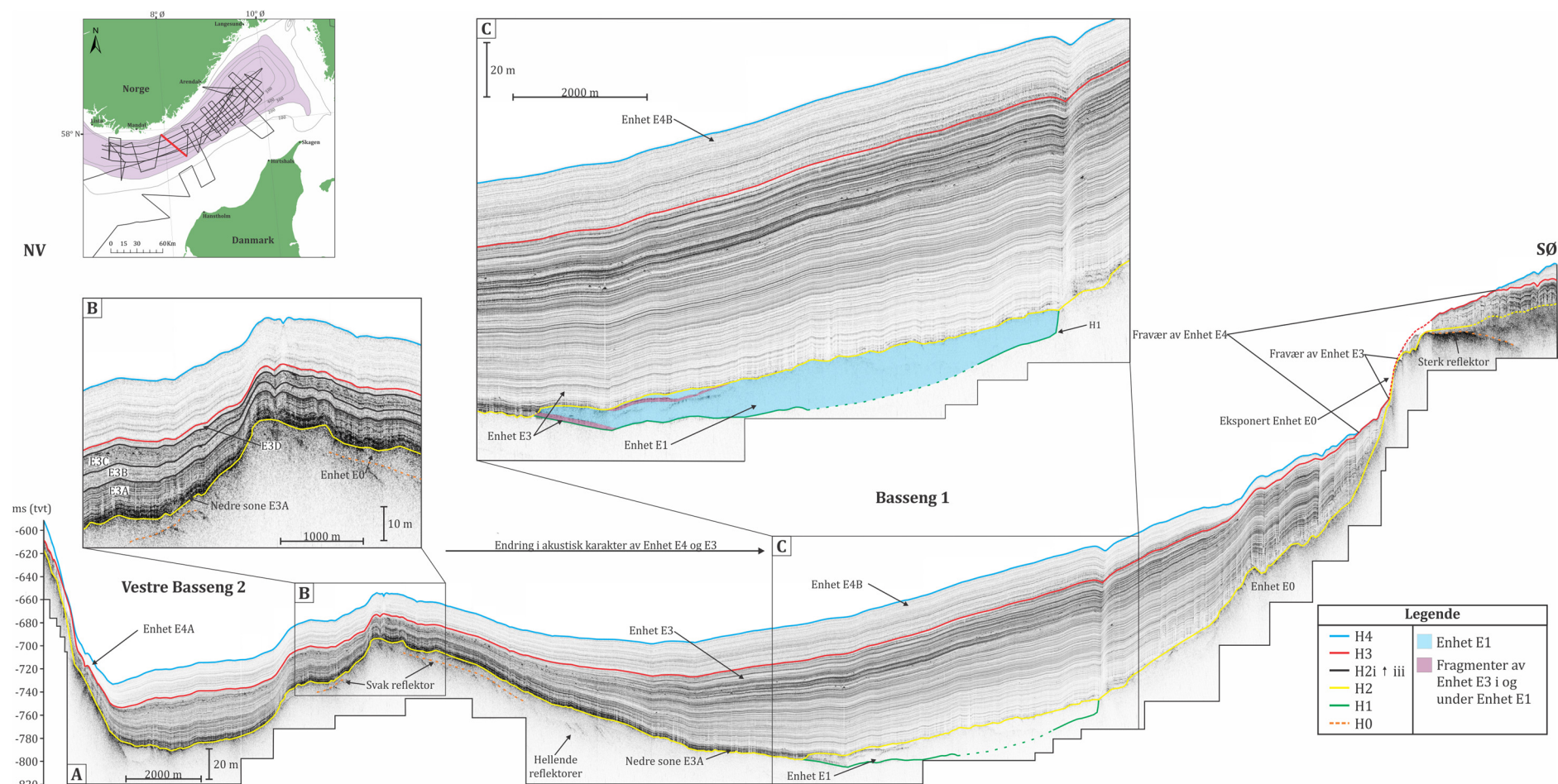
I nordlige og nordøstlige deler av studieområdet, samt store deler av Basseng 2, viser Enhet E3 en vertikal endring i seismisk karakter som har gitt grunnlag for en underinndeling av enheten i fire underenheter E3A – E3D (Fig. 4.1 – B, 4.6 – B, 4.7 – B og 4.8 – B). Underenhetene er avgrenset av sekvensgrensene H2i – H2iii mellom sekvensgrensene H1/H2 og H3 (Fig. 4.1 - B).

- Enhet E3A er avsatt stratigrafisk over Enhet E0 og er avgrenset av sekvensgrense H1/H2 og H2i. Enheten er karakterisert av akustisk laminert facies med reflektorer av medium til høy amplitude. Nedre deler av enheten viser en tynn sone med høy amplitude reflektorer som viser god kontinuitet i store deler av studieområdet (Fig. 4.8 – A). Sonen er fraværende ved Enhet E2 (Fig. 4.6 – B og 4.7 – B), med unntak av lokale observasjoner i Basseng 1 hvor sonen observeres under Enhet E2 (Fig. 4.4 – D). Sonen observeres også lokalt under Enhet E1 (Fig. 4.8 – C)
- Enhet E3B er avsatt stratigrafisk over E3A og avgrenset av sekvensgrensene H2i og H2ii. Enheten karakteriseres av akustisk laminert facies med reflektorer av medium til lav amplitude. Reflektorene er adskilt av soner som viser en mer transparent akustisk karakteristikk.
- Enhet E3C er avsatt stratigrafisk over E3B, avgrenset av sekvensgrensene H2ii og H2iii og har liknende karakteristikk som E3A med parallelle reflektorer av medium til høy amplitude. Det observeres også tilsynelatende tilfeldige plasserte punkter med hyperbolisk refleksjonskarakteristikk av høy amplitude som opphører ved sekvensgrense H2iii.
- Enhet E3D er avsatt stratigrafisk over E3C og avgrenset av sekvensgrensene H2iii og H3. Enheten er karakterisert av parallelle reflektorer med lav til medium

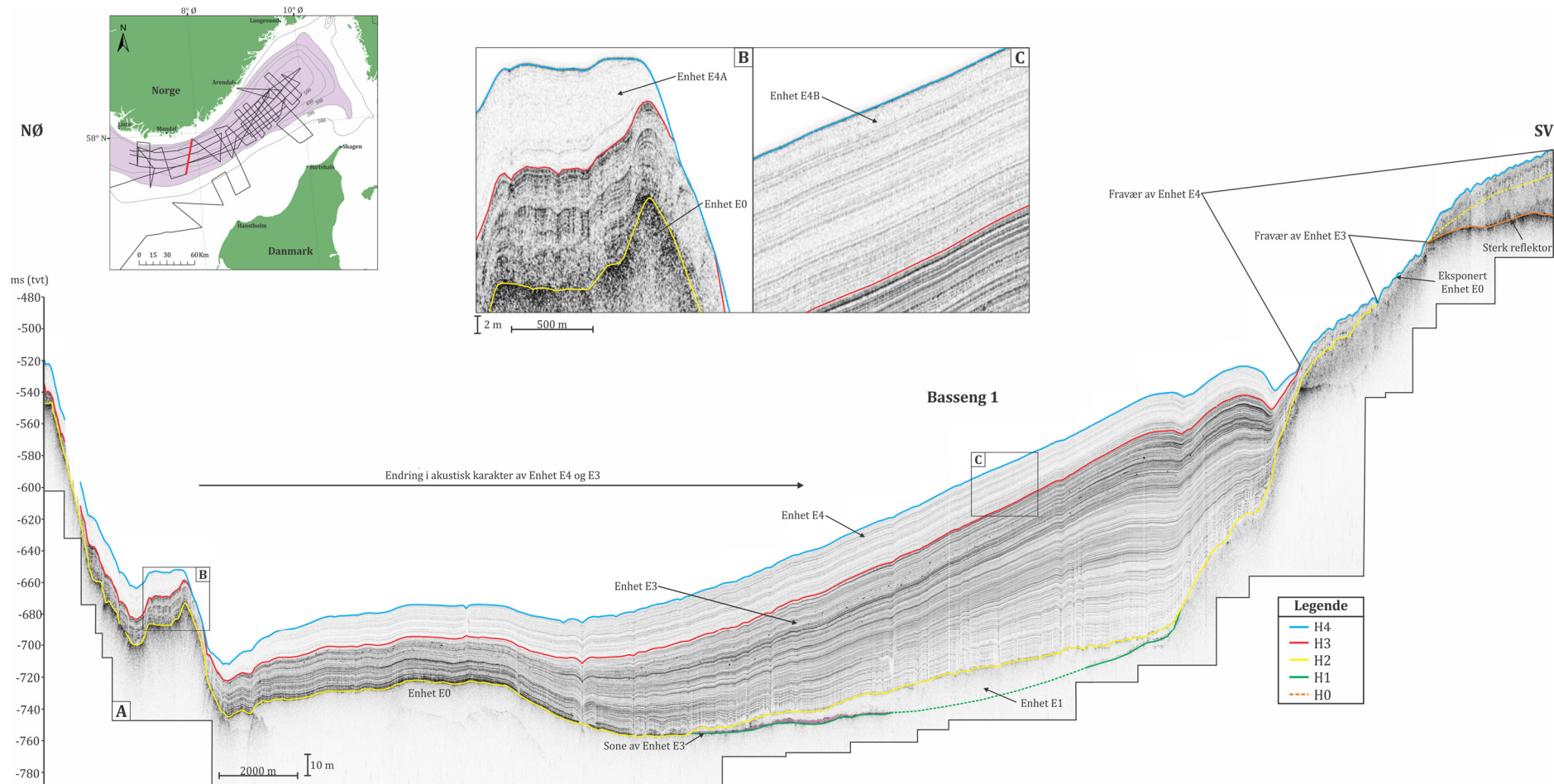
amplitude skilt av mer transparente soner. Enheten viser akustiske likheter med Enhet E3B.

I sørlige og vestlige deler av studieområdet samt Basseng 1 observeres forandring i enhetens akustiske signatur hvor underinndelingen av enheten blir mer utydelig (Fig. 4.8, 4.9 og 4.11). Enhet E3 viser i disse områdene større variabilitet der ingen signifikant underinndeling er identifisert. Dette sammenfaller også med økt sedimentmektighet i Basseng 1 (Fig. 4.18).

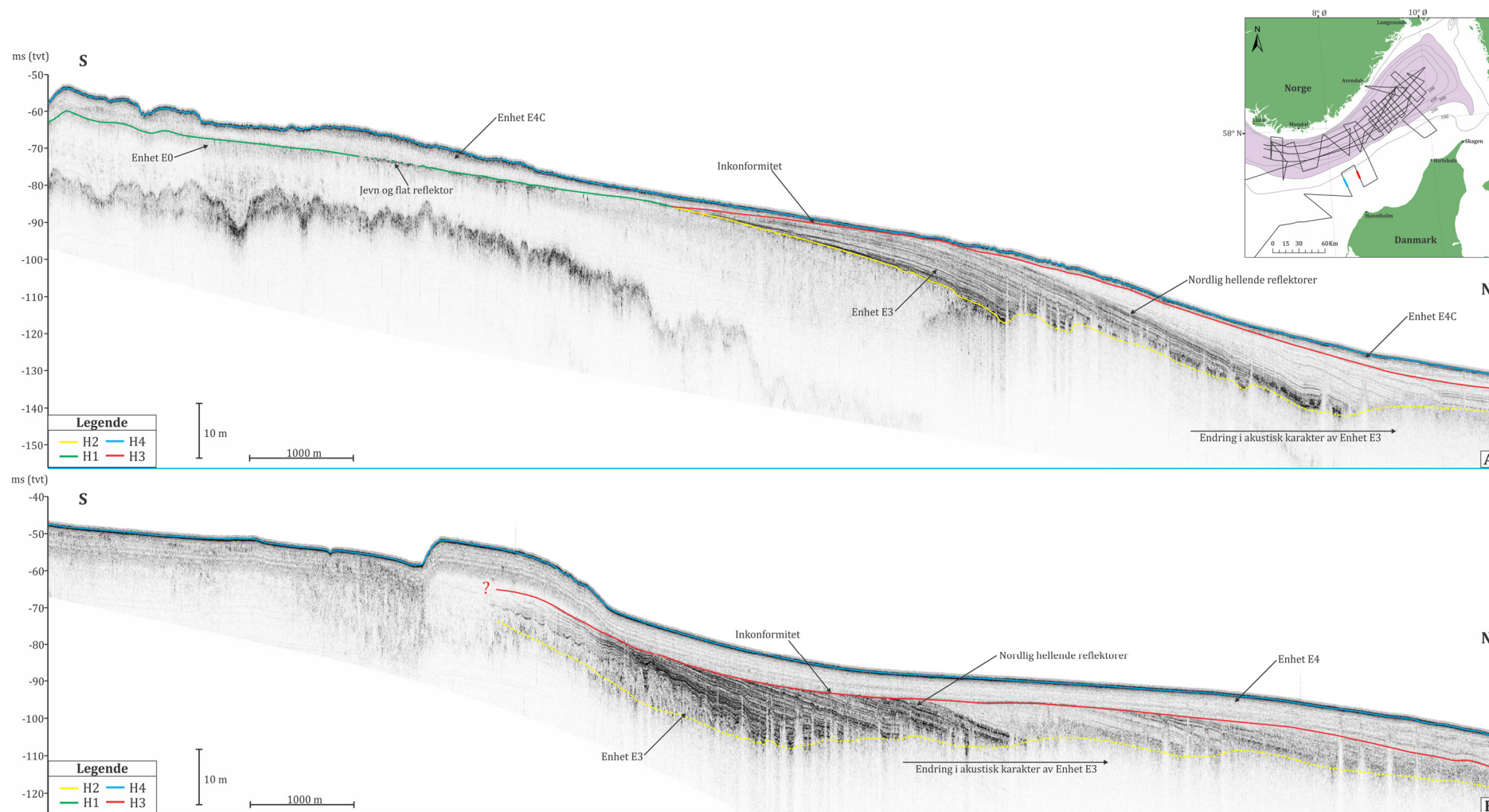
Langs den øvre sørlige skråningen av Norskerenna observeres Enhet E3 opp til rundt 60 m vanddyb hvor enheten tynnes ut (Fig. 4.10 – A og B). I dette området viser enheten prograderende facies med en tilsynelatende nordlig hellende reflektororientering. Reflektorene viser i nedre/sørlige deler av enheten sterk laminert refleksjonskarakteristikk med reflektorer av medium til høy amplitude. En overgang i akustisk facies observeres i midtre deler av enheten (Fig. 4.10), hvor amplituden svekkes, og domineres av en svakt laminert karakteristikk med svak til medium amplitude reflektorer. Området med prograderende facies assosieres også med en øvre sekvensgrense H3 som utgjør en inkonformitet mellom Enhet E3 og Enhet E4 (Fig 4.10 – A og B). Nedre sekvensgrense, H1/H2, av enheten er i dette området ikke definert med nøyaktighet. Dette skyldes trolig gass fra underliggende sedimenter/bergarter som stiger opp og begrenser penetrasjonsevnen til TOPAS profiler systemet.



Figur 4.8: TOPAS-profil GS13-181-48 (lokasjonen er indikert med rød linje i indeksskart). A) Kryssprofil av Norskerenna som viser lateral endring i akustisk karakter av enhetene E3 og E4, samt område med fraværende avsetning av Enhet E3 og E4. B) Seismisk utsnitt som viser underinndeling av Enhet E3 i underenhetene E3A – E3D. C) Seismisk utsnitt som viser Enhet E1 sin beliggenhet i Basseng 1.



Figur 4.9: TOPAS-profil GS13-181-49 (lokasjonen er indikert med rød linje i indeksskart). A) Kryssprofil av Norskerenna, med enhetene E1, E3 og E4, hvor fravær av Enhet E3 og E4 forekommer langs den sørvestlige skråningen. Lateral endring i akustisk karakter av Enhet E3 og E4, illustrert i bilde B og C for Enhet E4.



Figur 4.10: TOPAS-profil GS14 -191-28 (A) og TOPAS-profil GS14-191-26 (B) (lokasjonen er indikert med blå (A) og rød (B) linje i indekskart) viser prograderende facies av Enhet E3, overlagt av en inkonformitet ved sekvensgrense H3. Profilene viser også endring i akustisk karakter av Enhet E3, fra sterkt laminert til svakt laminert.

4.1.5 Enhet E4

Enhet E4 er den stratigrafisk øverste enheten i studieområdet (Fig. 4.1 – B). Enheten er avgrenset av nedre sekvensgrense H3 og øvre sekvensgrense H4 (havbunnen). Identifikasjon av sekvensgrense H3 er basert på sedimentkjerne GS12-172-04PC (omtalt i underkapittel 3.2). Sekvensgrensen H3 har varierende karakter i studieområdet. I vestlige deler av studieområdet og langs den nordvestlige skråningen av Norskerenna fremstår sekvensgrensen som en markant overgang fra Enhet E3 til Enhet E4, karakterisert av en tydelig, høy amplitude reflektor (Fig. 4.11 – B og C). I nordlige og østlige deler av studieområdet samt Basseng 2 er sekvensgrensen karakterisert av en svak reflektor i en svakt laminert til transparent sekvens mellom underenhet E3D og Enhet E4 (Fig. 4.11 – D). Langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna forekommer sekvensgrensen i en sedimentpakke karakterisert av medium til høy amplitude reflektorer (Fig 4.11 – E) og viser ingen markant forandring slik som observert lengre vest.

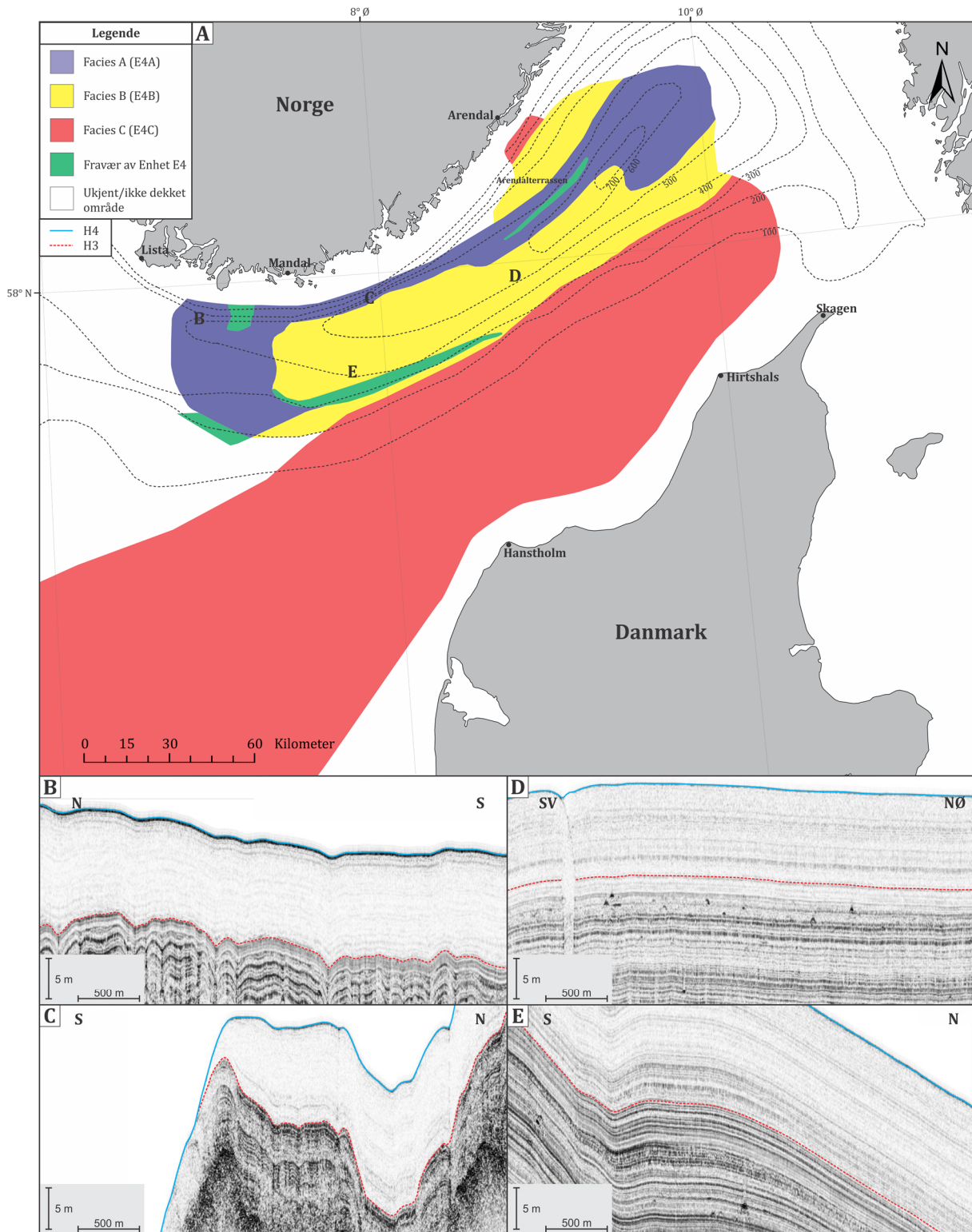
Enhet E4 er lateralt inndelt i tre undergrupper, E4A – E4C (Fig. 4.11 – A) hvor A – C representerer ulike facies og endring i akustisk signatur av underenhetene (Fig. 4.2, 4.6, 4.7, 4.8 og 4.9);

Facies A (E4A) karakteriseres av en transparent akustisk signatur der få, svake og usammenhengende parallelle reflektorer forekommer stedvis. Denne type facies dominerer i vestlige deler av studieområdet og strekker seg langs den nordlige skråningen av Norskerenna inn mot de dypeste delene av Skagerrak (Fig. 4.11 – A).

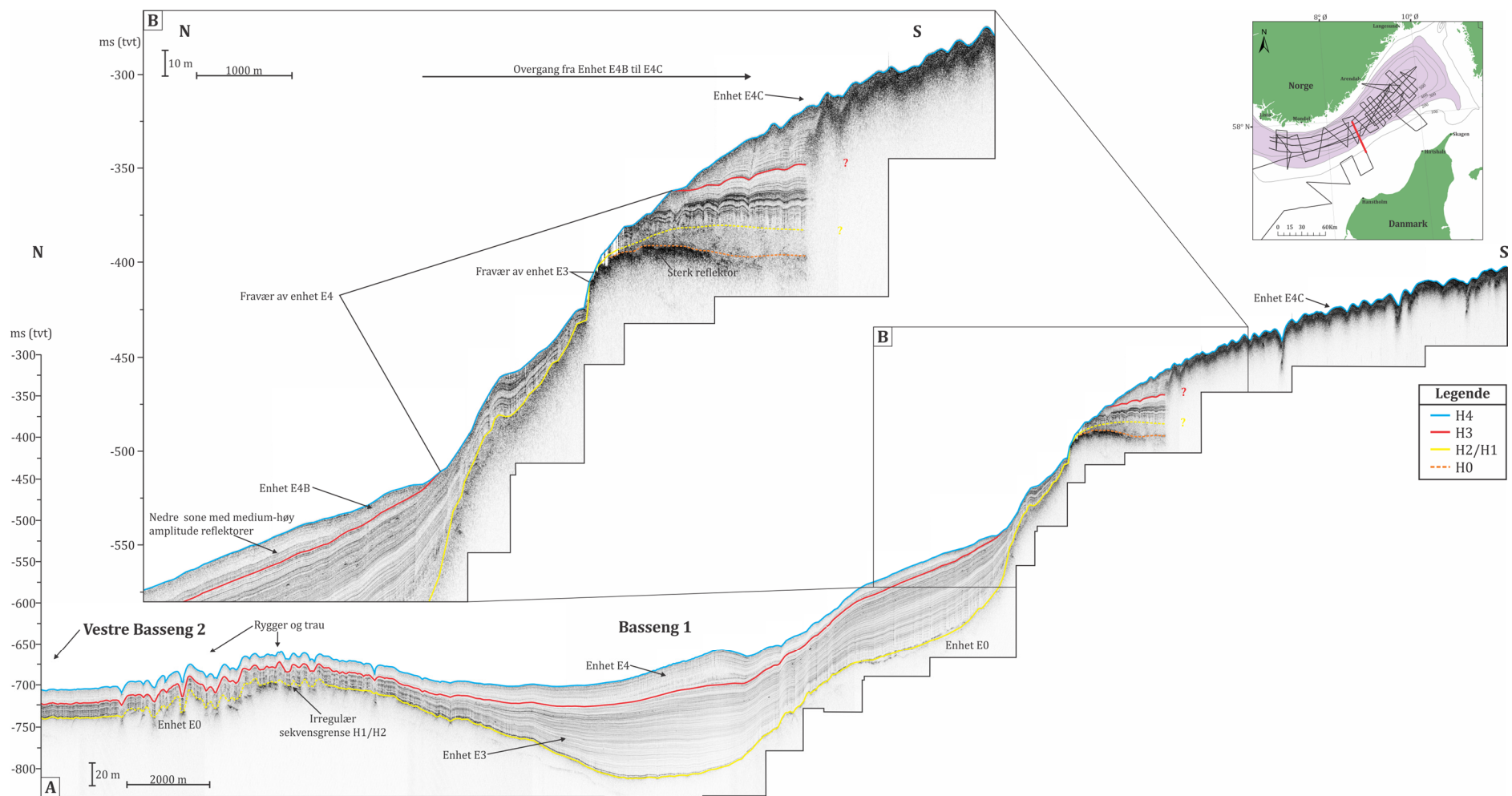
Facies B (E4B) forekommer i sentrale deler av Norskerenna samt langs den sør/sørøstlige skråningen (Fig 4.11 – A). Faciesen er karakterisert av flere parallelle reflektorer av medium amplitude som kan følges over lengre avstander, adskilt av soner med mer transparent akustisk signatur. Faciesen viser lateral forandring i akustisk signatur på kryss av Norskerenna, (nord – sør retning) der det observeres en markant amplitudeøkning av reflektorene mot den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna (Fig. 4.8 og 4.9). Facies B er også observert nordvest i studieområdet, utenfor Arendal og langs den nordvestlige delen av Arendalterrassen. I dette området forekommer faciesen over 500 m dybdekonturen og følger konturen langs skråningen.

Facies C (E4C) er identifisert langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna og i dansk sektor (Fig. 4.11 – A) hvor den stedvis er assosiert med irregulær havbunnsverflate (Fig. 4.12 og 4.13). Faciesen er karakterisert som akustisk strukturløs og/eller av en havbunnsreflektor av svært høy amplitude som absorberer store deler av TOPAS signalet og begrenser dypere penetrering (Fig. 4.12).

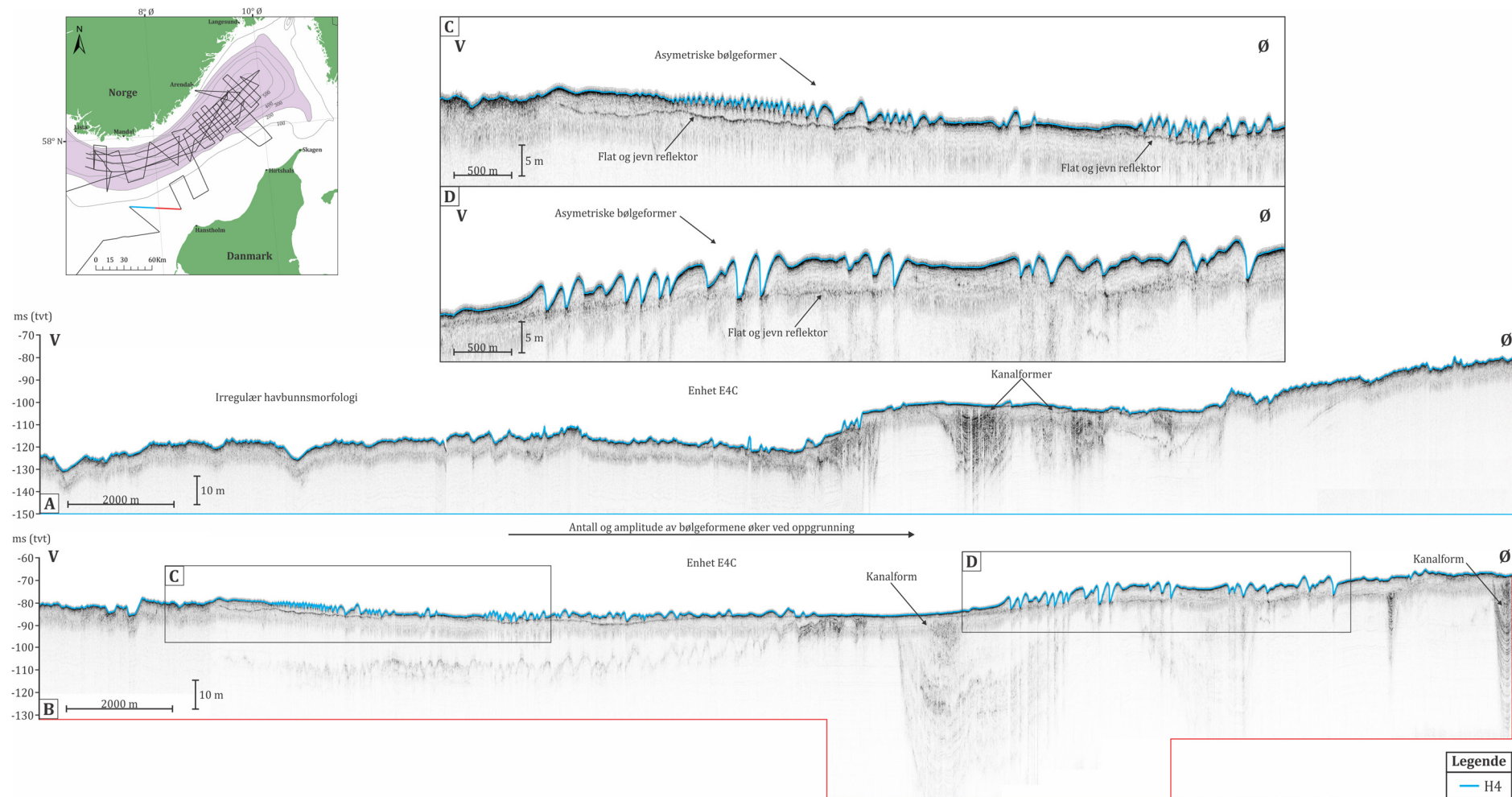
På sørflanken av Norskerenna, i dansk sektor, er et stort antall bølgeformer observert på (Fig. 4.13) og under (Fig. 4.14) havbunnen i assosiasjon med facies C. Bølgene på havbunnen viser en tendens til å opptre i sett (Fig. 4.13) hvor det observeres en amplitudeøkning parallelt med oppgrunning der de største bølgene opptrer i de grunneste områdene (Fig. 4.13). Under bølgeformene observeres en jevn og flat reflektor som fremstår uavhengig av bølgegeometrien. TOPAS-profil GS14-191-27 (Fig. 4.14) viser undulerende bølgeformer, lokalisert under havbunnen. Store mengder kryssjikt er observert i sammenheng med bølgeformene som indikerer erosjon, og krysskuttende lag (Fig. 4.14 – B). TOPAS-profil GS14-191-29 (Fig. 4.13) viser også kanalformer med dybde på mellom 10 og over 50 m.



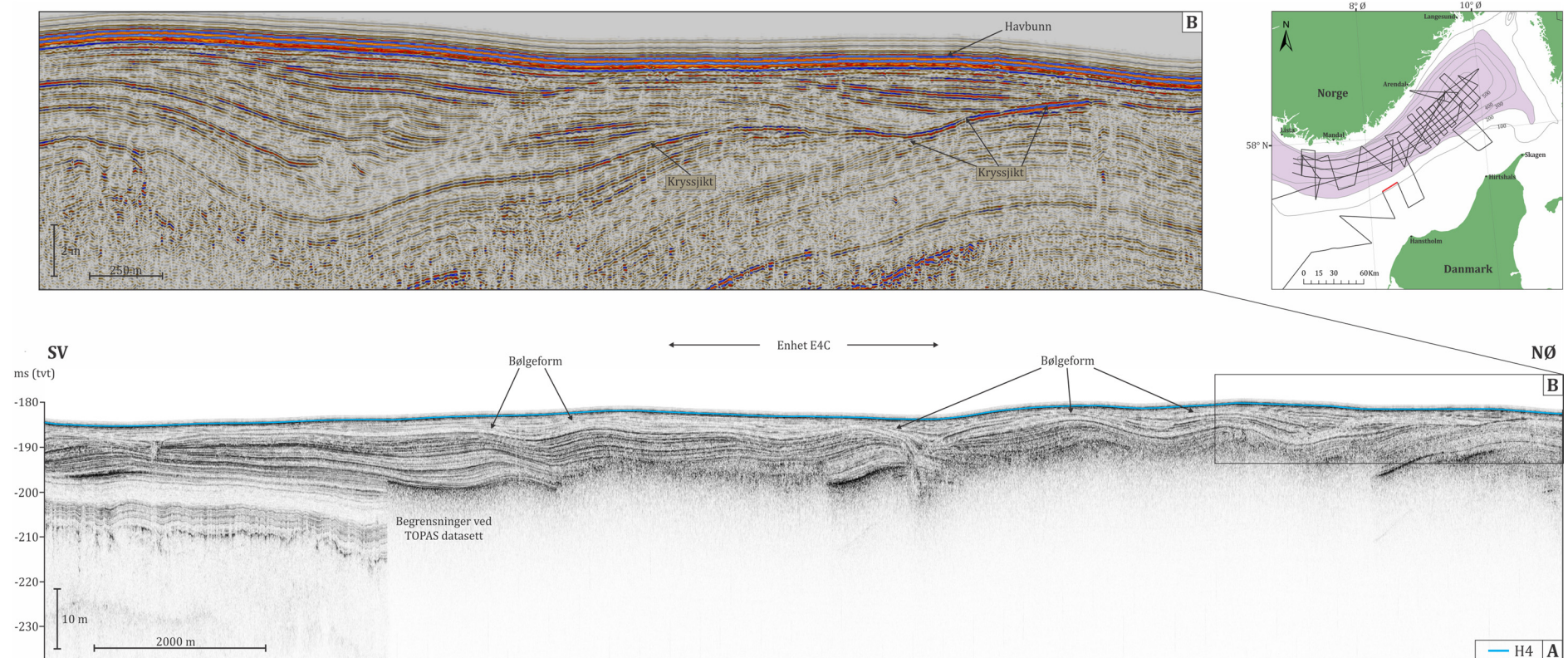
Figur: 4.11: A) Lateral inndeling av Enhet E4 i facies A, B og C. Figurene B og C viser en tydelig og markant akustisk overgang fra Enhet E3 til Enhet E4, mens D og E viser en mer gradvis akustisk overgang mellom enhetene E3 og E4.



Figur 4.12: TOPAS-profil GS14-191-24 (lokasjonen er indikert med rød linje i indeksskart). A) Kryssprofil av Norskerenna hvor Basseng 1 avgrenses av den sørlige skråningen av Norskerenna og en rygg i nordlig del av profilet. B) Seismisk utsnitt som viser fravær av Enhet E3 og Enhet E4 samt overgangen i facies av fra E4B til E4C opp den sørlige skråningen av Norskerenna. Merk karakteren av E4C og hvor begrenset TOPAS datasettet blir i dette området.



Figur 4.13: TOPAS-profil GS14-191-29 (lokasjonen er indikert med rød og blå linje i indekskart). Havbunns morfologien domineres av asymmetriske bølgeformer som øker i amplitude med oppgrunning. Profilet illustrerer også hvordan Enhet E4C fremstår på platået sør for Norskerenna.



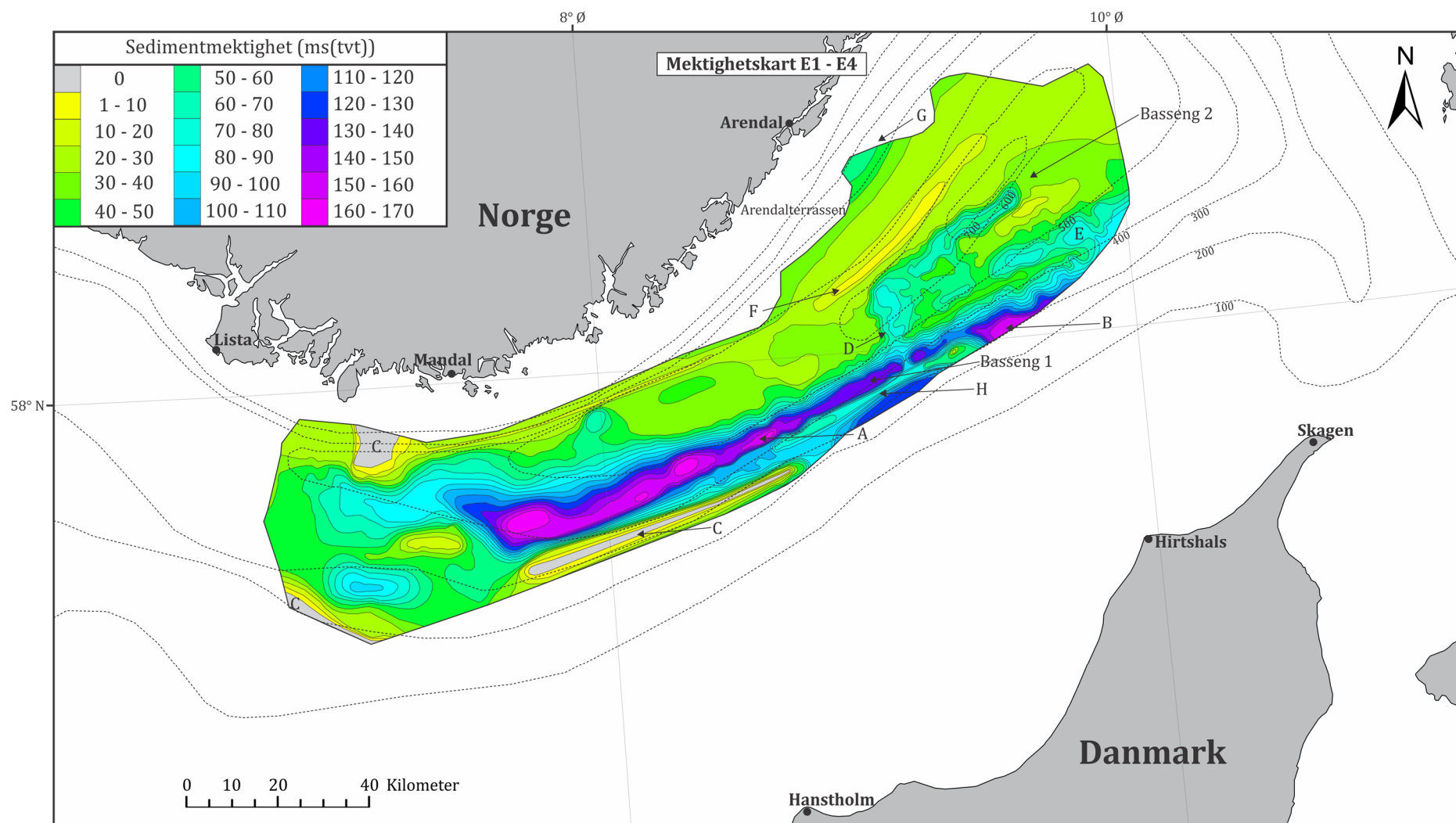
Figur 4.14: TOPAS-profil GS14-191-27 (lokasjonen er indikert med i rød linje i indeksskart). A) Bølgeformer observert under havbunnsoverflaten. B) Seismisk utsnitt fra Petrel som illustrerer kryssjikt i assosiasjon med bølgeformene. Merk også svært sterk amplitude på havbunnen.

4.2 Sedimentfordeling og sedimentmektigheter

Dette underkapittelet vil presentere mektighetskart generert for enhetene E1 – E4.

4.2.1 Enhet E1 – Enhet E4

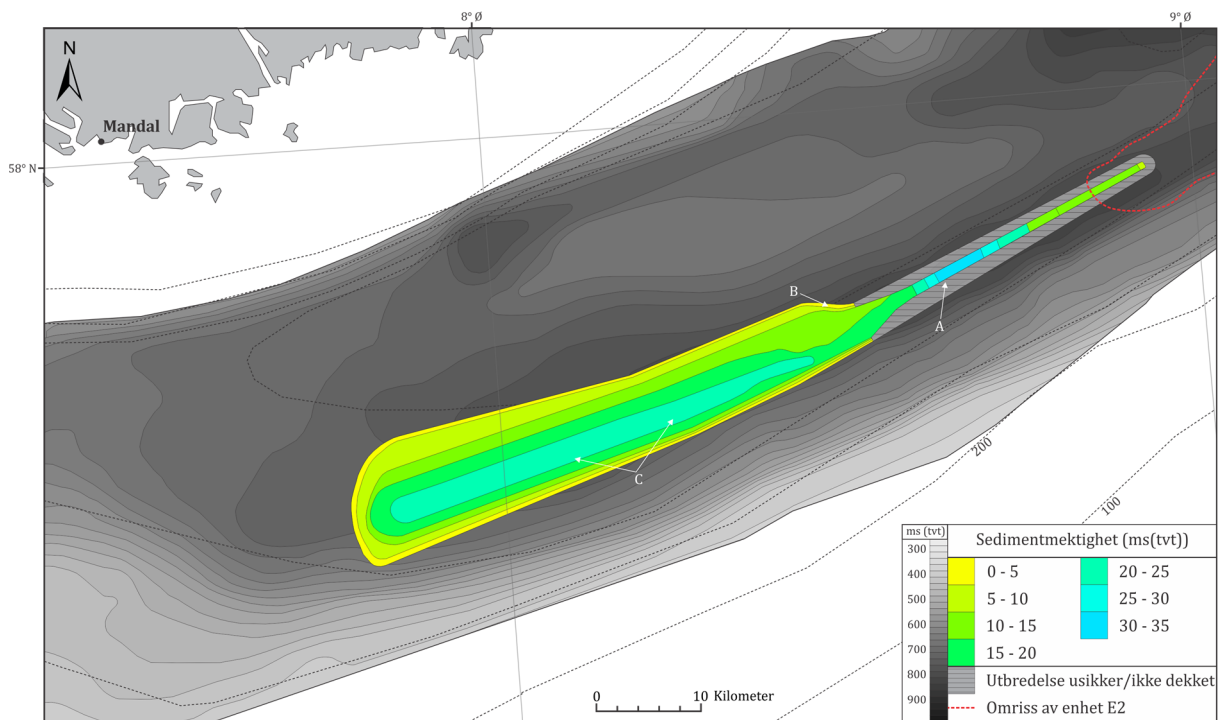
Et samlet mektighetskart for alle de kartlagte enhetene, E1 til E4, (Fig. 4.15) har blitt generert og representerer total sedimentmektighet avgrenset av sekvensgrensene H1 og H4. Største mektighet forekommer i vestre del av Basseng 1 avgrenset mellom 400 og 500 m dybdekonturen hvor mektigheten er over 160 ms (tvt) (120 m). I de dypeste delene av Norskerenna forekommer tynnere sedimentmektigheter på mellom 30 – 40 ms (tvt) (22,5 – 30 m). Mektighetskartet viser at de største mektighetene forekommer i Basseng 1 (Fig. 4.15 – markert «A») og strekker seg på langs av store deler av studieområdet. I østre del av denne sonen (Fig. 4.15 – markert «B») forekommer et nytt område hvor mektigheten øker. Fravær av sedimentasjon (Fig. 4.15 – markert «C») er observert i sørvestlig ende av studieområdet i tillegg til en rundt 60 km avlang sone som tynner ut nordøstover i sørlig del av mektighetskartet. Rundt 20 km sørvest for Mandal forekommer en sone med begrenset sedimentasjon som kun forekommer lokalt og som ikke har vært mulig å kartlegge i detalj (Fig. 4.15 – markert «C»). Fra Basseng 1 strekker en mektighetssone (Fig. 4.15 – markert «D») på 40 – 80 ms (tvt) (30 – 60 m) seg ned i Basseng 2 og gir en grov indikasjon for beliggenheten av Enhet E2. Dette mønsteret kjennes også igjen lengre øst (Fig. 4.15 – markert «E»). Vest-nordvest for dette området, på den nordvestlige skråningen av Basseng 2 og skråningen opp til Arendalterrassen, observeres en avlang sone (Fig. 4.15 – markert «F») med en mektighet på mellom 1 – 20 ms (tvt) (0,75 – 15 m) hvor sedimentasjon er begrenset. Nordvest i studieområdet og sørvest for Arendal (Fig. 4.15 – markert «G») observeres en gradvis økning i mektighet mot norskekysten. Parallelt med Basseng 1 forekommer en sone (Fig. 4.15 – markert «H») med lav mektighet på ned til 10 – 20 ms (tvt) (7,5 – 15 m) i østlig del.



Figur 4.15: Mektighetskart av Enhet E1 – E4 med intervaller på 10 ms mellom mektighetskurvene. A – H er referansepunkt for beskrivelse av mektighetskartet (se underkapittel 4.2.1).

4.2.2 Enhet E1

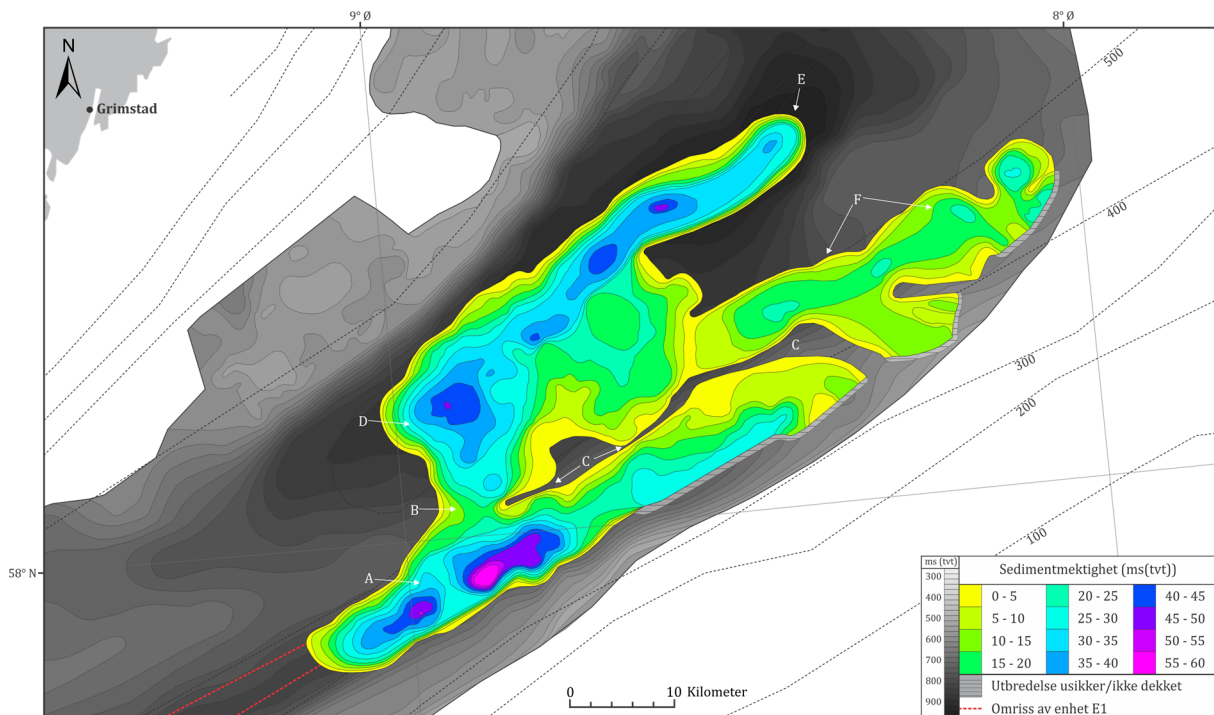
Enhet E1 okkuperer de dypeste delene av Basseng 1 (Fig. 4.16) og når en maksimal mektighet på 30 – 35 ms (tvt) (22,5 – 26,25 m) (Fig. 4.16 – markert «A»). De største mektighetene forekommer i sentrale deler av Basseng 1 og viser tegn til å snevre inn i østlig retning (Fig. 4.16 – markert «B»). I vestlige deler av enheten observeres en mektighetskonsentrasjon langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna og gradvis uttynning i nordlig til nordvestlig retning (Fig. 4.16 – markert «C»). Dette mønsteret observeres også i TOPAS-profil GS13-181-48 og GS13-181-49 (Fig. 4.8 og 4.9). Kartlegging av enheten i østlig del har vært vanskelig og kan ikke fastslåes med sikkerhet. Mektighetsdata for dette området er dermed primært basert på et lengdeprofil (TOPAS-profil GS13-181-44, fig. 4.4).



Figur 4.16: Mektighetskart av Enhet E1. Utbredelse i østlige del av enheten kan ikke fastslåes med sikkerhet og er dermed begrenset illustrert. Flaten (grå – svart) er generert fra horisont H1 som underligger både Enhet E1 og E2, og er her vist i 25 ms intervaller. Mektighetskartet deler fargeskala med mektighetskart for Enhet E2 (Fig. 4.17). A – C er referansepunkt for beskrivelse av mektighetskartet (se underkapittel 4.2.2).

4.2.3 Enhet E2

Enhet E2 okkuperer østlige deler av Basseng 1 (Fig. 4.17 – markert «A») og strekker seg ned i Basseng 2 over en smal, rundt 5 km bred nedsynkning i terskelen som skiller Basseng 1 og Basseng 2 (Fig. 4.17 – markert «B»). Utenom denne nedsynkning blir enheten delt mellom Basseng 1 og Basseng 2 av en rygg med sørvest – nordøstlig retning (Fig. 4.17 – markert «C»). Enheten når sin maksimale mektighet i sørvestlige områder av enheten, med 55 – 60 ms (tvt) (41,25 – 45 m). Stor mektighet observeres også lengre nordøst i Basseng 1 samt nord for nedsynkningen hvor et nytt deposenter strekker seg ned til den nordlige skråningen av Basseng 2 (Fig. 4.17 – markert «D») og følger bassenget nordøstover til de dypeste delene av Norskerenna (Fig. 4.17 – markert «E»). Nordøst for Basseng 1 (Fig. 4.17 – markert «F») observeres mektigheter på 15 – 20 ms (tvt) (11,25 – 15 m) med lokalt større mektigheter på opptil 25 – 30 ms (tvt) (18,75 – 22,50 m). Dette området (Fig. 4.17 – markert «F») er adskilt fra Basseng 1, men tilknyttet Basseng 2 gjennom en tynn sone på 0 – 5 ms (tvt) (0 – 3,75 m).



Figur 4.17: Mektighetskart av Enhet E2 i 5 ms intervaller. Flaten (grå – svart) er generert fra horisont H1 som underligger Enhet E2, og er her vist i 25 ms intervaller. Mektighetskartet deler fargeskala med mektighetskart for Enhet E1 (Fig. 4.16). A – F er referansepunkt for beskrivelse av mektighetskartet (se underkapittel 4.2.3).

4.2.4 Enhet E3

Enhet E3 viser generelt stor mektighet i Basseng 1 og langs den sørøstlige skråningen av Norskerenna, men reduseres gradvis i nordøstlig retning (Fig. 4.18). Enheten viser størst mektighet i vestre ende av Basseng 1 (Fig. 4.18 – markert «A») på opp mot 140 ms (tvt) (105 m), mens de dypeste delene av Norskerenna viser et tynt dekke på 10 – 20 ms (tvt) (7,5 – 15 m). Lengre vest i studieområdet finnes to anomalier med mektighet på 70 – 80 ms (tvt) (52,5 – 60 m) (Fig. 4.18 – markert «B») adskilt av et område med lavere mektighet på 10 – 20 ms (tvt) (7,5 – 15 m) (Fig. 4.18 – markert «C»). Det er observert tre soner hvor Enhet E3 er fraværende (Fig. 4.18 – markert «D»); rundt 20 km sørvest for Mandal, sørvestligste deler av studieområdet, samt en smal, omtrent 60 km lang sone langs den sørlige skråningen av Norskerenna. Rundt 30 km sørøst for Arendal forekommer en avlang, 60 km lang sone (Fig. 4.18 – markert «E»), med lav mektighet. Denne sonen utgjør overgangen fra Basseng 2 til Arendalterrassen.

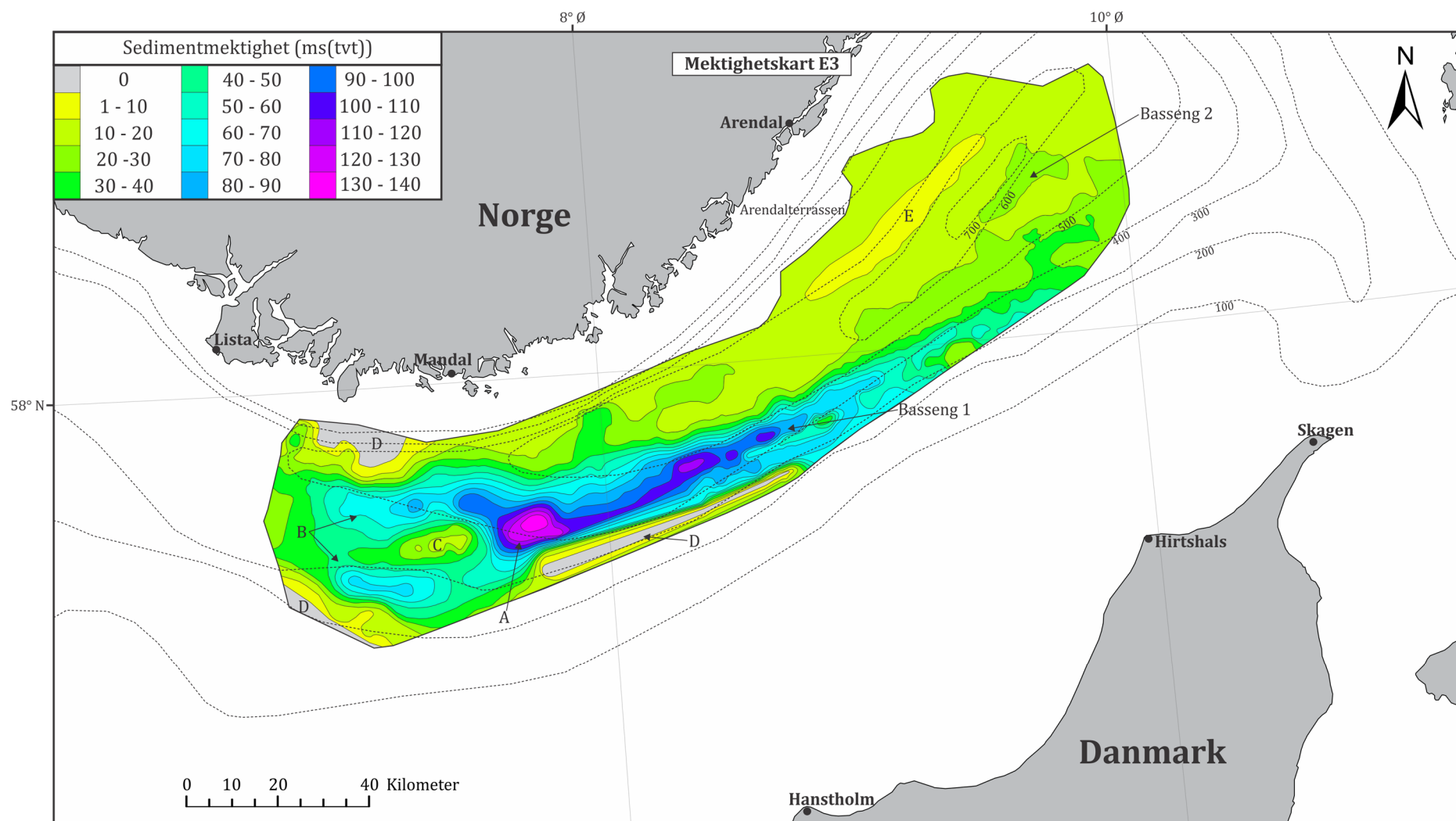
4.2.5 Enhet E4

Enhet E4 viser størst mektighet langs den sørøstlige skråningen av Norskerenna (Fig. 4.19 – markert «A») på over 70 ms (tvt) (52,5 m), mens de dypeste områdene av Norskerenna og store deler av studieområdet viser en mektighet på 10 – 20 ms (tvt) (7,5 – 15 m). Den største mektigheten i sørøst (Fig. 4.19 – markert «A») viser tegn til å fortsette å øke ut av studieområdet, så spesifikt maksimum kan ikke dokumenteres. Enheten observeres til å øke i mektighet fra vestlige deler av Basseng 1 i østlig til nordøstlig retning (Fig. 4.19 – markert «B»). Rundt 20 km sørøst for Arendal (Fig. 4.19 – markert «C») forekommer økende mektighet i nordvestlig retning mot norskekysten. Fravær av enheten (Fig. 4.19 – markert «D») forekommer fire steder i studieområdet; sørøst for Arendal, hvor svært tynt til fraværende sedimentdekke forekommer langs skråningen fra Basseng 2 og opp til Arendalterrassen. Sørvest i studieområdet tynnes sedimentdekket ut i grunnere områder. Langs den sørlige skråningen av Norskerenna forekommer en avlang sone der Enhet E4 er fraværende. Denne sonen viser en tendens til å følge 300 m dybdekonturen og har større utbredelse enn tilsvarende sone observert for Enhet E3. Rundt 20 km sørvest for Mandal forekommer irregulær havbunnsbatymetri der Enhet E4 kun observeres lokalt. I østlige deler av Basseng 1 (Fig. 4.19 – markert «E») forekommer en avlang sone med lav mektighet langs den sørlige skråningen av Norskerenna, og ender i sonen hvor den største mektigheten er observert (Fig. 4.19 – markert «A»).

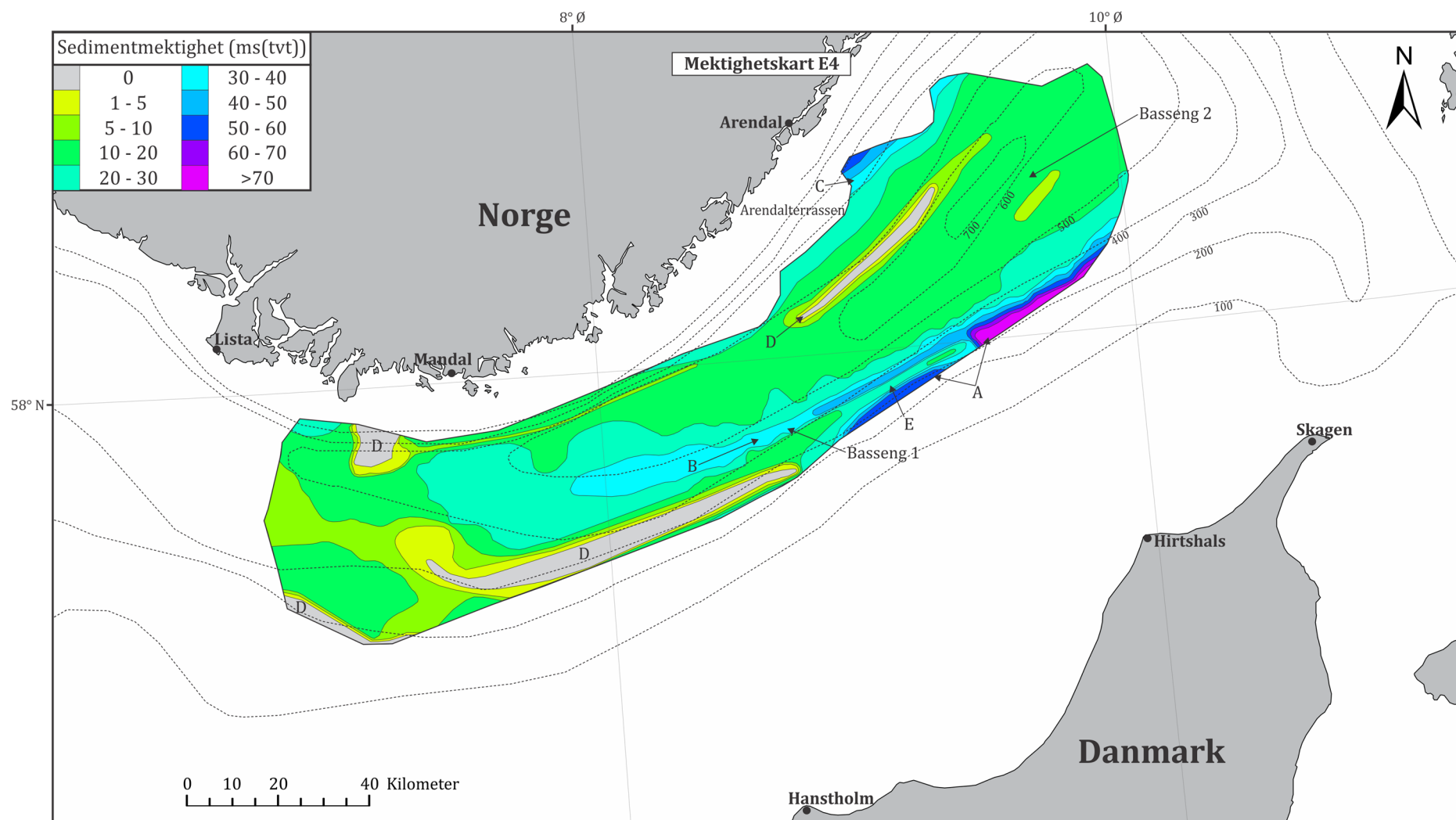
4.2.6 Enhet E3 – E4

Mektighetskartet for Enhet E3 og Enhet E4 (Fig. 4.20) viser generelt store mektigheter i Basseng 1 langs sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna med maksverdier opptil 160 ms (tvt) (120 m) i vestre del av Basseng 1. Kartet viser også en gradvis uttynning av sedimentdekket mot de dypeste delene av Norskerenna.

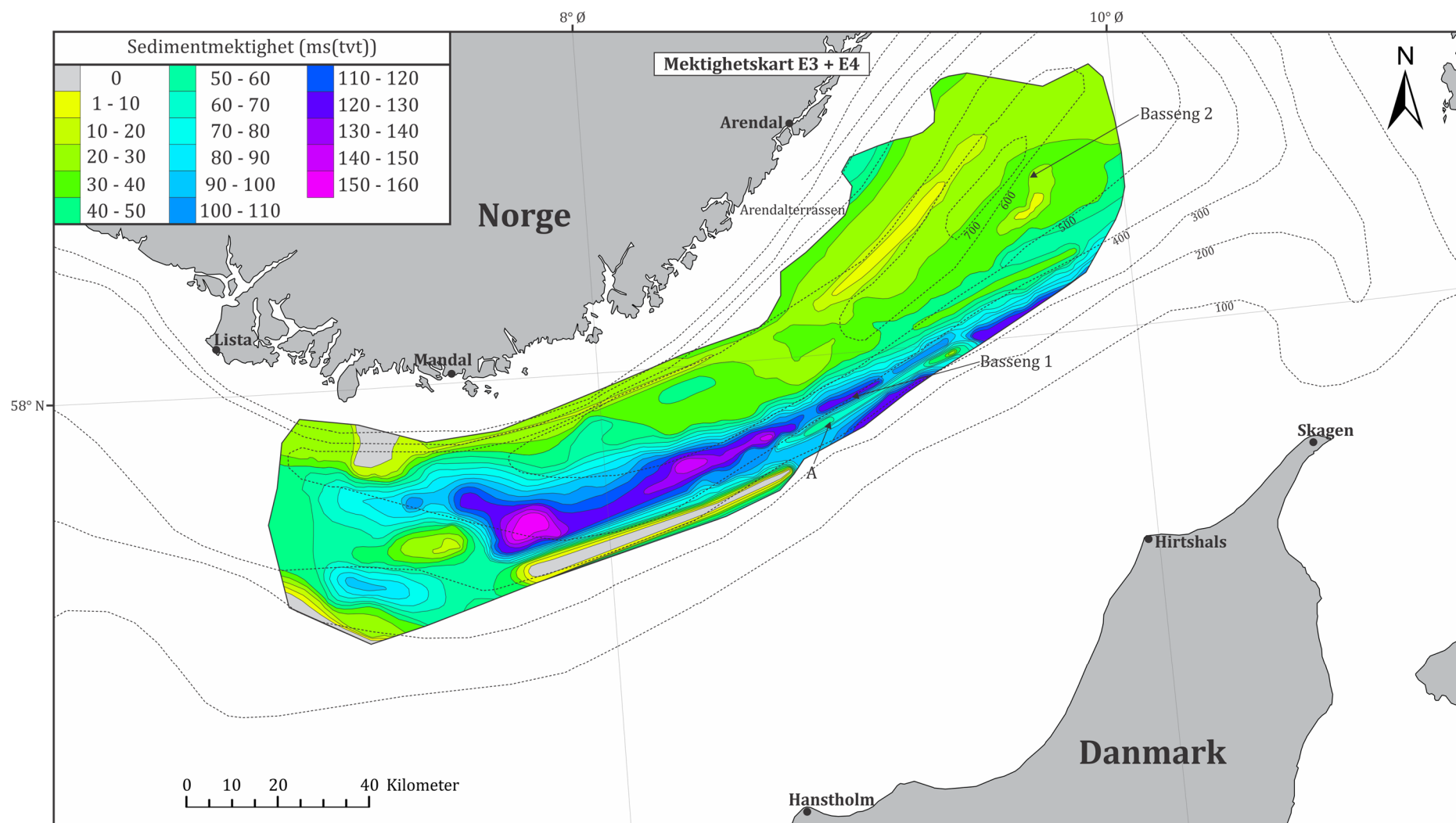
Mektighetskartet (Fig. 4.20) viser sammensetningen av Enhet E3 som dominerer i vestlige del av Basseng 1 og Enhet E4 som dominerer mer i østlige deler av Basseng 1 og sørøstlige deler av studieområdet. Dette kartet fremhever også en avlang sone langs den sørlige skråningen av Norskerenna med lavere sedimentmektigheter (Fig. 4.20 – markert «A») på 50 – 60 ms (tvt) (37,5 – 45 m) i vest og 10 – 20 ms (tvt) (7,5 – 15 m) i øst.



Figur 4.18: Mektighetskart av Enhet E3 i 10 ms konturintervaller. A – E er referansepunkt for beskrivelse av mektighetskartet (se underkapittel 4.2.4).



Figur 4.19: Mektighetskart av Enhet E4. Mektigheten er vist i 5 ms konturintervaller opp til 10 ms for å bedre illustrere enkelte områder og videre 10 ms intervaller. A - E er referansepunkt for beskrivelse av mektighetskartet (se underkapittel 4.2.5).



Figur 4.20: Mektighetskart av Enhet E3 og E4, 10 ms konturintervaller. A er referansepunkt for beskrivelse av mektighetskartet (se underkapittel 4.2.6).

4.3 Flatekart og batymetridata

Flater har blitt generert for sekvensgrensene H1, H2, H3 og H4 (Fig. 4.21, 4.22, 4.23 og 4.24) og representerer utviklingen av Norskerenna fra H1 til H4 (dagens havbunn). Flere begrensninger forekommer ved generering av overflatekartene. Dette er spesielt tydelig for Arendalterrassen der nettverket av seismiske linjer i denne studien er ikke er god nok for å gi en nøyaktig representasjon av området. Mindre avvik fra de batymetriske dataene forekommer for flate H4 og bør primært ansees som en referanseflate til flatene H1, H2 og H3. Mer detaljert batymetrisk kart er gitt i underkapittel 4.3.5 hvor flere storskalabatymetriske observasjoner presenteres.

4.3.1 Flate H1

Flaten generert for sekvensgrense H1 (Fig. 4.21) representerer Norskerenna etter avsetning av Enhet E0 og viser en tydelig inndeling av Basseng 1 og Basseng 2. Basseng 1 strekker seg i sørvest – nordøstlig retning, parallelt med den sørøstlige skråningen av Norskerenna og tilknyttes Basseng 2 over et relativt smalt område (Fig. 4.21 – markert «A») i øst. Den arealmessige utbredelsen av Basseng 1 antas å være noe lengre enn det som fremstår på figur 4.21, grunnet begrenset oppløsning på 25 ms konturintervaller. Et arealmessig mindre basseng (Fig. 4.21 – markert «B») strekker seg som en kanal langs den nordlige skråningen av Norskerenna, rundt 40 km øst for Mandal og utgjør en vestlig del av Basseng 2. Denne kanalen er adskilt fra Basseng 1 av en avlang rygg som strekker seg i sørvest-nordøstlig retning (Fig. 4.21 – markert «C»). Videre viser flaten at den nordlige skråningen av Norskerenna er brattere enn den sørlige, et mønster som blir svært tydelig i vestlige deler av studieområdet (Fig. 4.21 – markert «D»). Nordøstlige deler av flaten viser en større kanal som strekker seg nordøstover fra de dypeste delene av Basseng 2 (Fig. 4.21 – markert «E»).

4.3.2 Flate H2

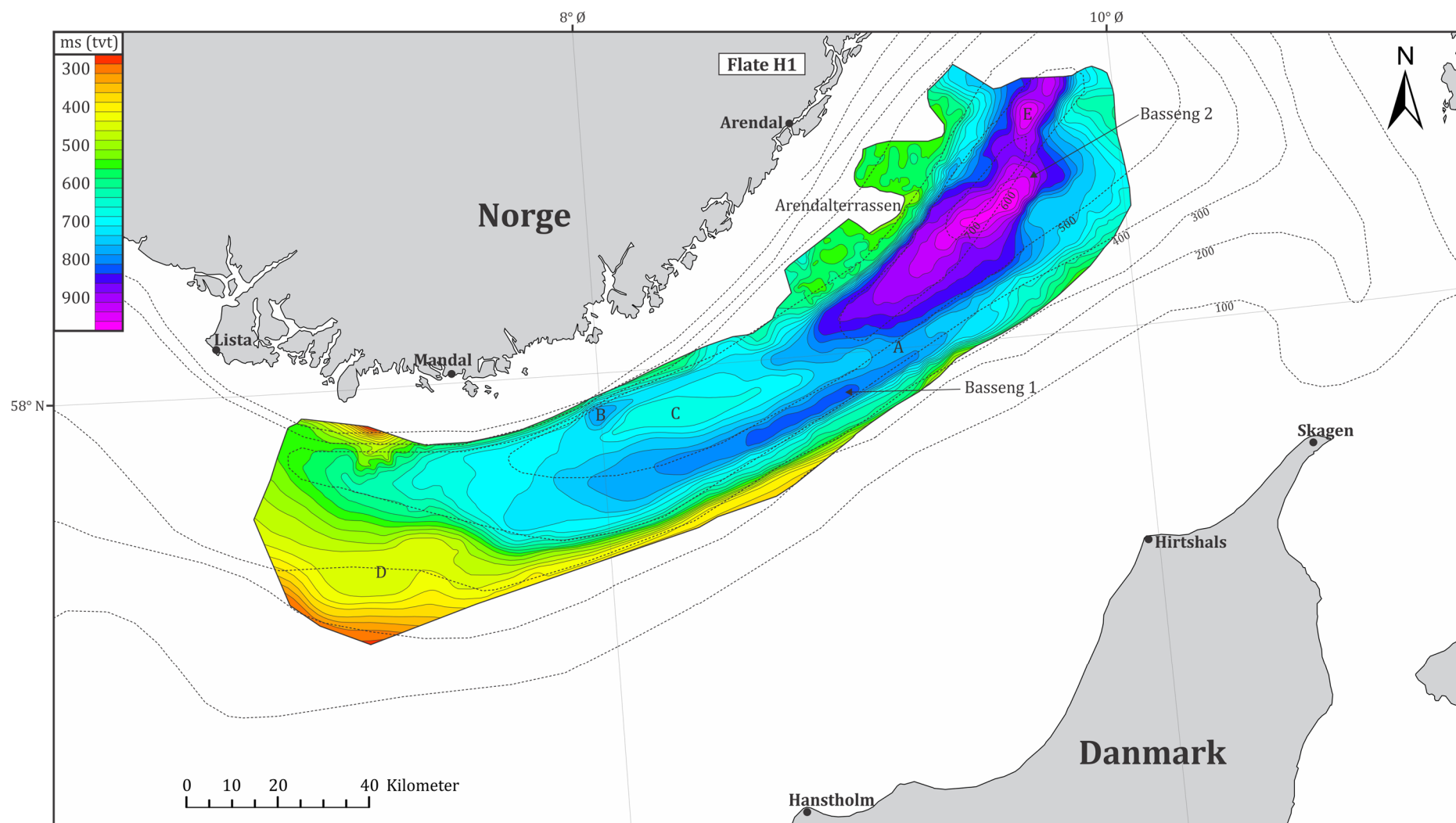
Flaten generert for sekvensgrense H2 (Fig. 4.22) representerer Norskerenna etter avsetning av enhetene E1 og E2 i Basseng 1 og Basseng 2. Flaten viser store likheter med H1 med unntak av Basseng 1 og Basseng 2 som er noe grunnere i området hvor Enhet E1 og Enhet E2 er avsatt. Overgangen mellom Basseng 1 og Basseng 2 er også noe mindre definert enn det som vises i flate H1 (Fig. 4.22 – markert «A»).

4.3.3 Flate H3

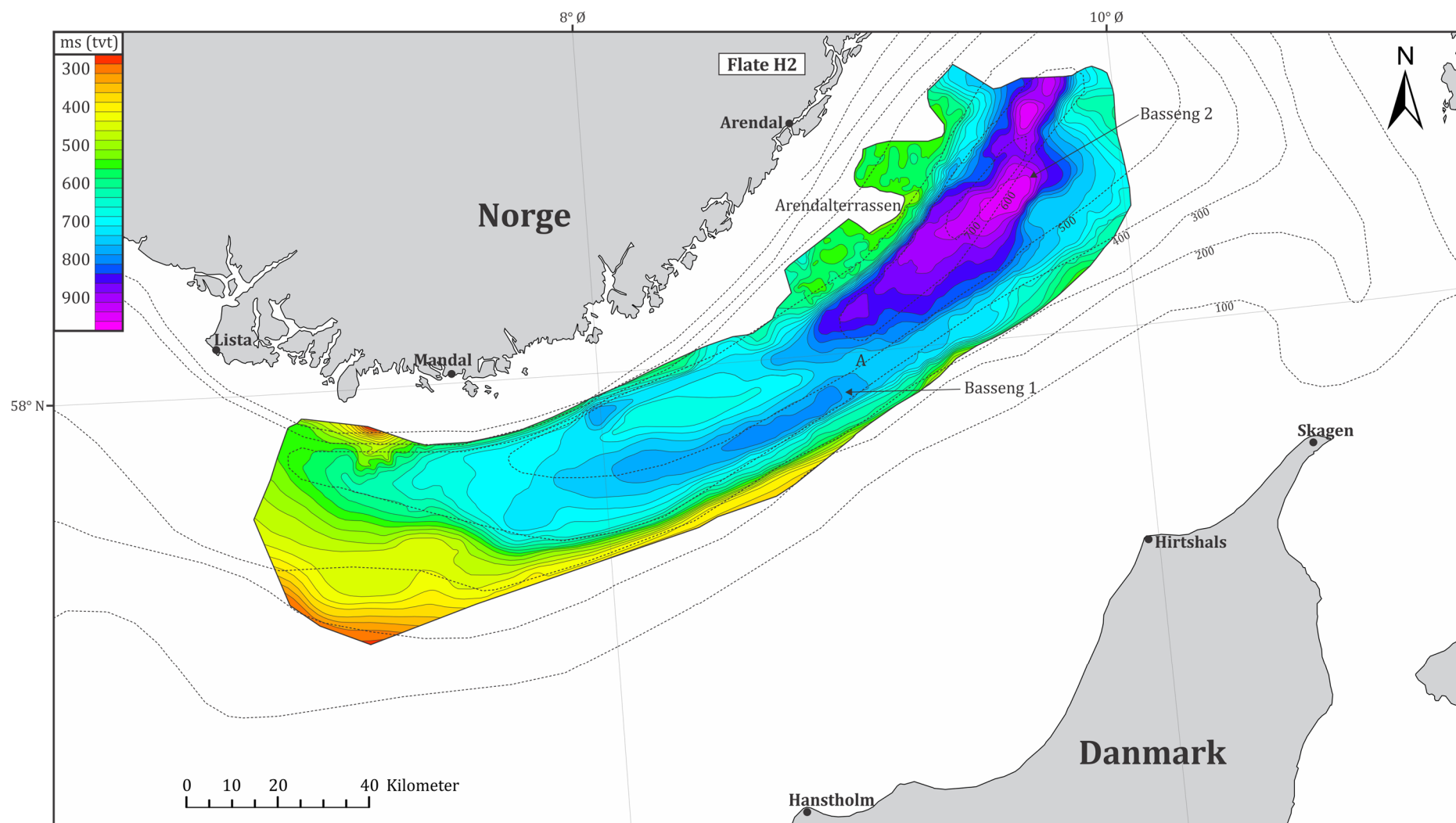
Flaten generert for sekvensgrense H3 (Fig. 4.23) representerer Norskerenna etter avsetningen av enhetene E1, E2 og E3. Mektighetskartet for Enhet E3 (Fig. 4.18) viser stor mektighet i Basseng 1, der den største mektigheten forekommer i vestlige del av bassenget. Dette kjennes igjen i utviklingen av flate H2 – H3, hvor vestre del av Basseng 1 i stor grad jevnes ut, og Basseng 1 kun gjenkjennes i østlig deler (Fig. 4.23 – markert «A»). Den nordlige ryggen (Fig. 4.23 – markert «B») som skiller Basseng 1 fra kanalen i nord (Fig. 4.23 – markert «C»), som lengre øst blir en del av Basseng 2 er mindre tydelig sammenliknet med flate H1 og H2. Basseng 2 viser kun mindre forandring fra flate H2 – H3, men en økende mektighet av Enhet E3 i sørøstlig retning for Basseng 2 (Fig. 4.18) danner en mer jevn og bratt sørøstlig skråning av Basseng 2 (Fig. 4.23 – markert «D»).

4.3.4 Flate H4

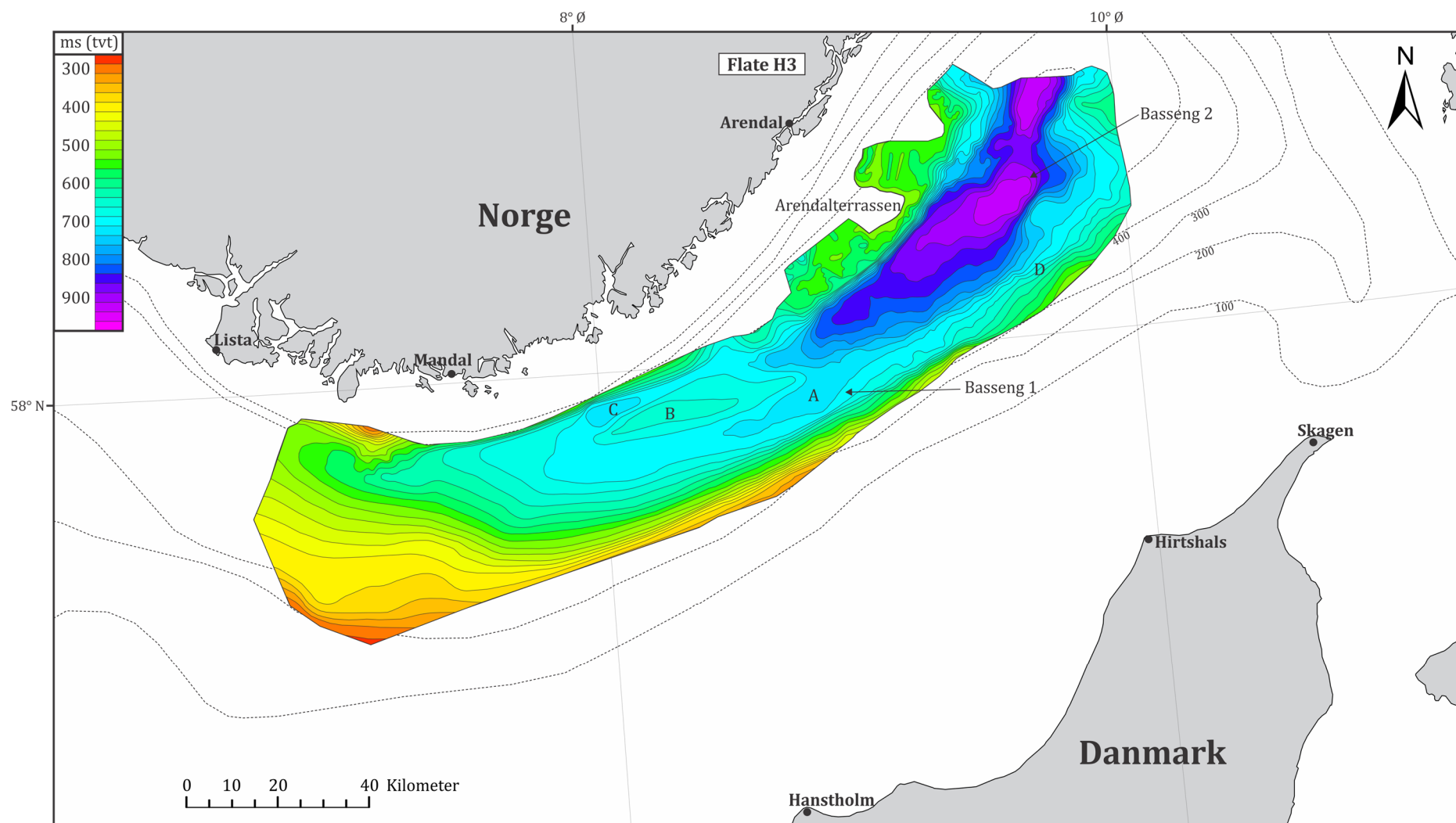
Flaten generert for sekvensgrense H4 (Fig. 4.24) tilsvarer dagens havbunnsverflate. Basseng 1 viser likhetstrekk med Basseng 1 for flate H3 (Fig. 4.24 – markert «A»). Ryggen (Fig. 4.24 – markert «B») som adskiller Basseng 1 og den nordlige kanalen som mater ut i Basseng 2 i øst er mindre fremtredende sammenliknet med flatene H1 – H3. Lengre øst i studieområdet viser flaten er mer slak sørøstlig skråning (Fig. 4.24 – markert «C») noe som samsvarer med at store mektigheter av Enhet E4 er avsatt i dette området.



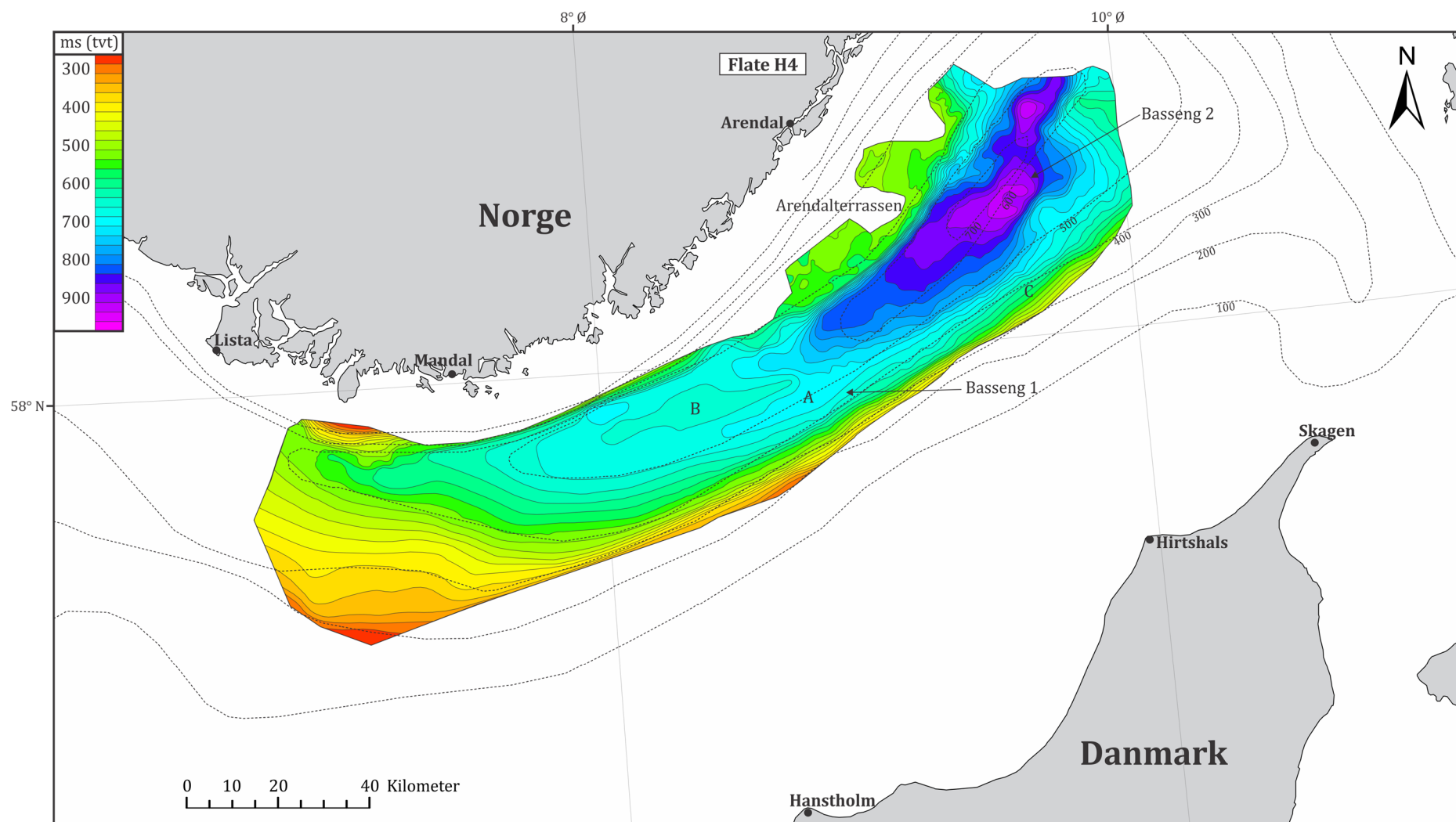
Figur 4.21: Flate generert for sekvensgrense H1. Flaten representerer Norskerenna før avsettelsen av enhetene E1 – E4. Konturintervallene er delt inn i 25 ms intervaller. A – D er referansepunkt for beskrivelse av flaten (se underkapittel 4.3.1).



Figur 4.22: Flate generert for sekvensgrense H2. Flaten representerer Norskerenna etter avsetning av enhetene E1 og E2. Konturintervallene er delt inn i 25 ms intervaller. A er referansepunkt for beskrivelse av flaten (se underkapittel 4.3.2).



Figur 4.23: Flate generert for sekvensgrense H3. Flaten representerer Norskerenna etter avsetningen av enhetene E1, E2 og E3. Konturintervallene er delt inn i 25 ms intervaller. A – D er referansepunkt for beskrivelse av flaten (se underkapittel 4.3.3).



Figur 4.24: Flate generert fra sekvensgrense H4. Flaten representerer Norskerenna etter avsetningen av enhetene E1 – E4 og representerer dagens havbunn. Avvik fra batymetriske data forekommer grunnet begrenset oppløsning, flaten bør derfor kun ansees som referanse til sammenligning med flatene av H1 – H3. Konturintervallene er delt inn i 25 ms intervaller. A – C er referansepunkt for beskrivelse av flaten (se underkapittel 4.3.4).

4.3.5 Batymetri

Batymetriske Olex data viser i studieområdet varierende dekning og oppløsning, men har gitt mulighet for kartlegging av flere batymetriske observasjoner i Skagerrak.

I midtre deler av Norskerenna, rundt 30 km øst/sørøst for Kristiansand (Fig. 4.25 – markert «A»), forekommer flere nedsynkninger i havbunnen som danner avlange lineasjoner. Lineasjonene fremstår parallelle med Norskerenna og har varierende lengde på opptil 10 km, med en tilnærmet parallell nordøst-sørvestlig orientering, med mindre avvikende lineasjoner. Lineasjonene viser amplitude på 2 – 15 m med bølgelengde på 200 – 500 m. Observasjonene av lineasjonene samsvarer med rygger og trau observert på TOPAS-profil GS14-191-24 (Fig. 4.12), hvor lineasjonene fremstår isolert til en midtre rygg av Norskerenna og viser en konsentrasjon langs den nordvestlige siden av ryggen (Fig. 4.26 – A). Lineasjoner er også observert langs store deler av sørøstkysten av Norge og Arendalterrassen, men vil ikke bli gjennomgått i denne studien.

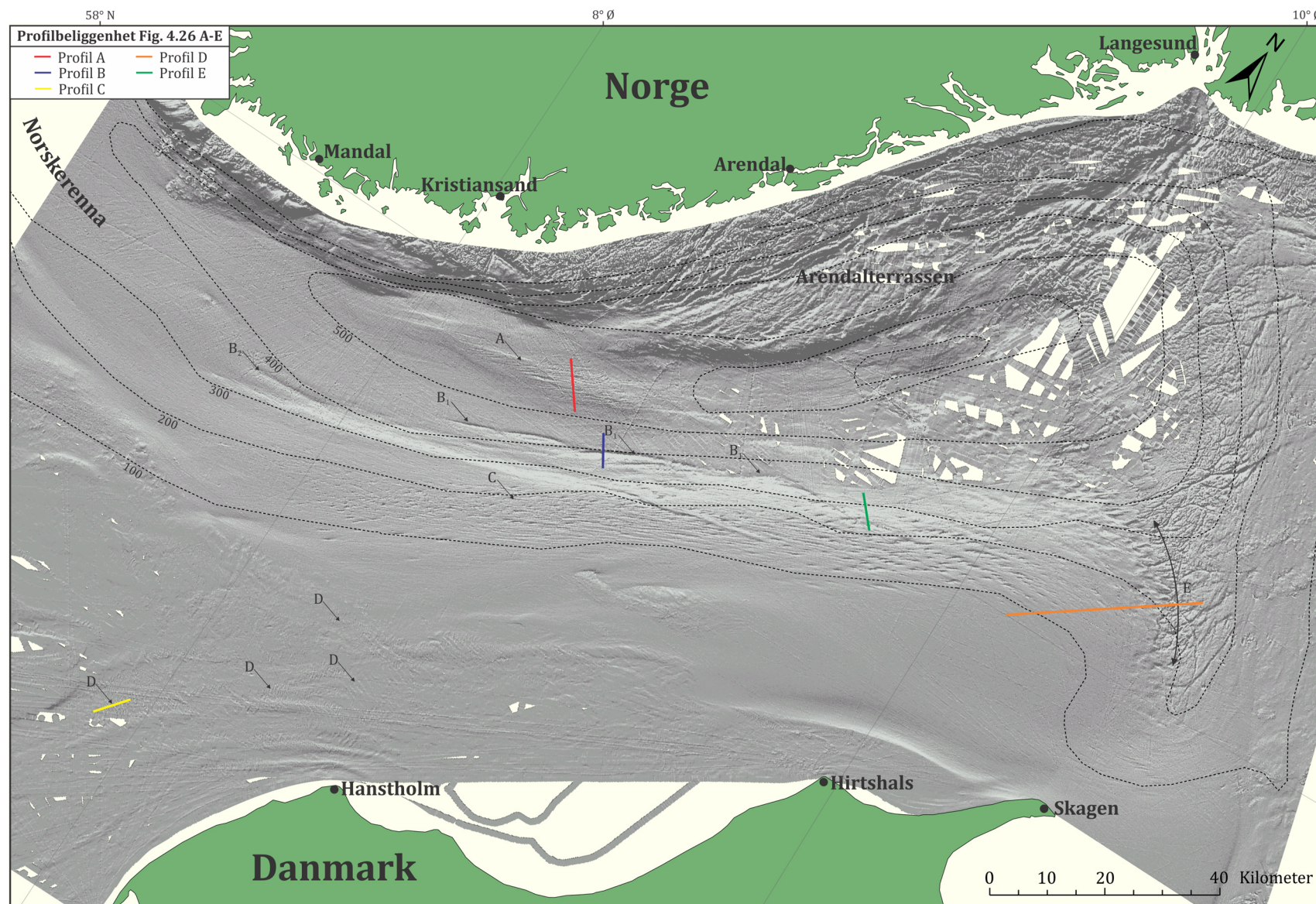
Langs nedre deler av den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna forekommer flere avlange trau (Fig. 4.25 – markert «B»). Trauene kan følges relativt kontinuerlig over en distanse på 60 km øst for Kristiansand (Fig. 4.25 – markert «B₁»). Havbunnsformene viser en dybde opptil 30 m og er 800 – 1000 m brede (Fig. 4.26 – B). Lengre vest langs skråningen, forekommer et mindre trau (Fig. 4.25 – markert «B₂») på rundt 10 km, som viser en mer vestlig orientering, parallelt med Norskerenna. Trauene viser god dybdekontinuitet og følger i stor grad 400 m dybdekonturen.

Øvre deler av den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna viser en avlang sone med flere mindre individuelle nedsynkninger (kratere) på havbunnen (Fig. 4.25 – markert «C»). Mønsteret viser sterk lateral kontinuitet over en distanse på rundt 130 km i nordøst til sørøstlig retning med bredde på 10 – 15 km som i stor grad er begrenset mellom 100 og 200 m dybdekonturene. I nordøstlige deler av sonen forekommer imidlertid nedsynkningene ned til 300 m dybde. I sørvestlige deler av sonen fremstår nedsynkningene tilnærmet sirkulære og viser en progressiv elongering i nordøstlig retning som danner lineasjoner på havbunnen.

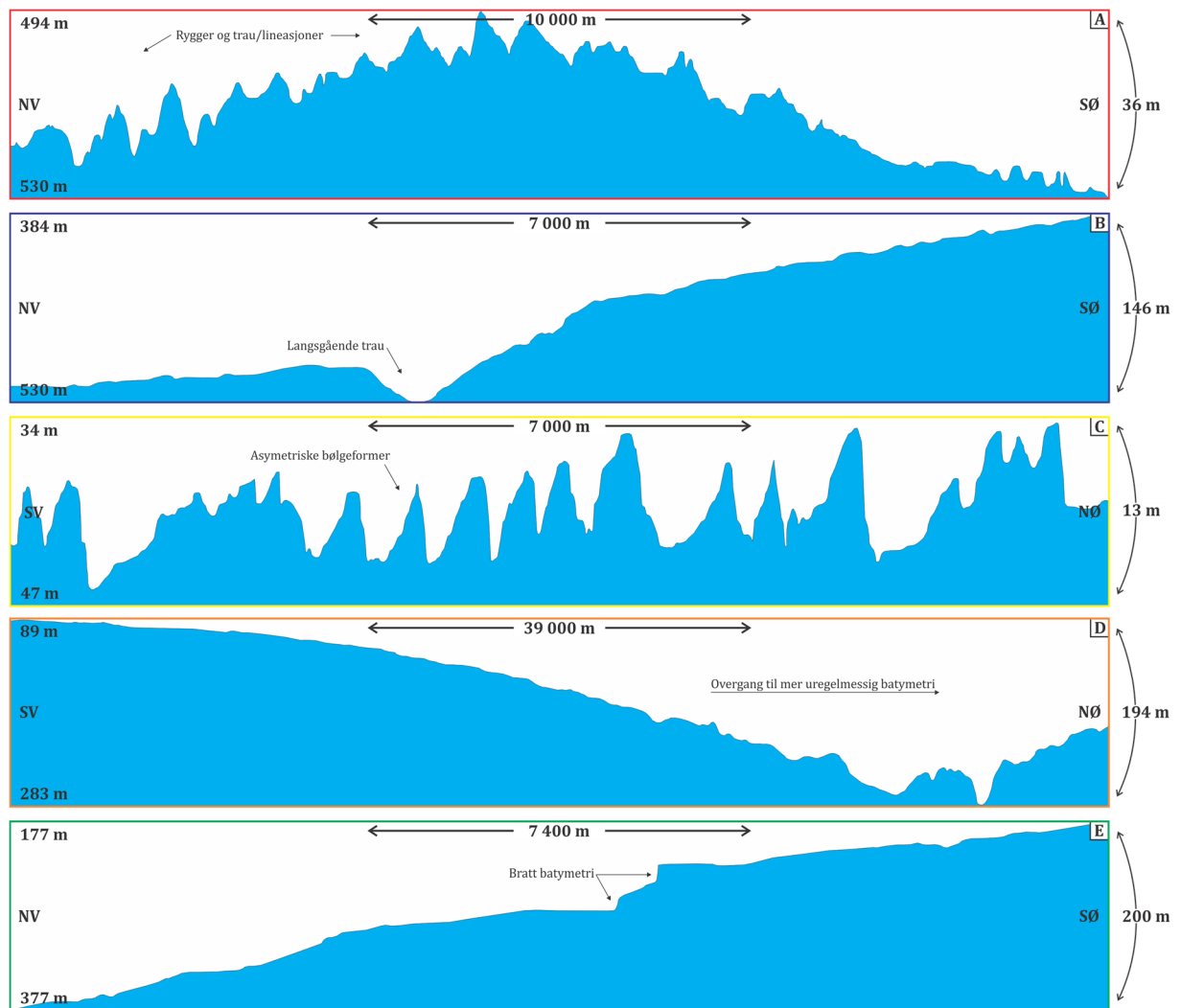
Utenfor Nordvest-Danmark observeres flere avlange soner med asymmetriske bølgeformer på havbunnen (Fig. 4.25 – markert «D» og 4.26 – C). Observasjoner fra Olex data stemmer overens med observasjoner på TOPAS-profil GS14-191-29 (Fig. 4.13) og

viser at bølgene har en tendens til å opptre i sett, sammen med en generell amplitudeøkning ved oppgrunning. Bølgene viser en bølgelengde på mellom 300 og 1300 m med 5 m gjennomsnittlig amplitude (maksimum 10 m). Olex data viser også en gjennomsnittlig nordøstlig orientering av havbunnsformene.

Med unntak av de individuelle nedsynkningene (kratere) og bølgeformene fremstår største delene av havbunnen utenfor Nordvest-Danmark relativt jevn på Olex datasettet (Fig. 4.25). Dette mønsteret opphører relativt brått rundt 30 km nord for Skagen hvor batymetrien blir mer uregelmessig (Fig. 4.25 – markert «E» og 4.26 – C). Denne utviklingen viser god korrelasjon med 200 m dybdekonturen i området og kan følges inn i dypere deler av Skagerrakbassenget.



Figur 4.25: Batymetrisk oversiktskart over studieområdet som viser flere storskala batymetriske elementer. Kartet er basert på Olexdatasettet.



Figur 4.26: Olex profiler fra Skagerrak. Beliggenhet av profilene er illustrert i figur 4.25

Kapittel 5 – Diskusjon

Dette kapittelet vil gjennomgå resultatene som er presentert i Kapittel 4, og danne et bilde av avsetningshistorien og avsetningsprosessene som har operert i Skagerrak siden siste deglasiasjon av studieområdet. Kapittelet vil først beskrive deglasiasjonshistorien til studieområdet og gi en kort oversikt over kronologien for de kartlagte enhetene E0 – E4. Videre gjennomgås morfologiske observasjoner fra den postglasiale flaten samt observasjoner av glasielle lineasjoner. Deretter presenteres massebevegelsesavsetninger og glasimarin sedimentasjon frem til Holosen. Til slutt avsluttes kapittelet med en diskusjon rundt Holosen-sedimentasjon og utvikling mot dagens sedimentasjonsmønster, samt observasjoner fra danskemarginen.

5.1 Siste glasielle maksimum og deglasiasjon av studieområdet

Siste glasielle maksimum forekom i Nordsjøen for rundt 29 000 – 25 000 år BP (Fig 5.1 – A) (f.eks. Sejrup et al., 2009). Splittelsen av det Britiske og Fennoskandiske isdekket for rundt 25 000 år BP førte trolig til en mindre tilbaketrekning av isdekket (Fig 5.1 – B) før ny ekspansjon forekom under Tampenfremrykket for rundt 22 000 år BP (Fig. 5.1 – C) (Sejrup et al., 2009). Tilbaketrekningen av Norskerennaisstrømmen etter Tampenfremrykket forekom for tidligst 18 800 år BP, som markeres av den siste GDS avsetningen på Nordsjøviften (King et al., 1998). Rundt 300 km sør for Nordsjøviften er isfrie forhold datert til 18 430 år BP i borekjerne 89-03 (Sejrup et al., 1994) og indikerer starten av tilbaketrekningen (Fig. 5.1 – D).

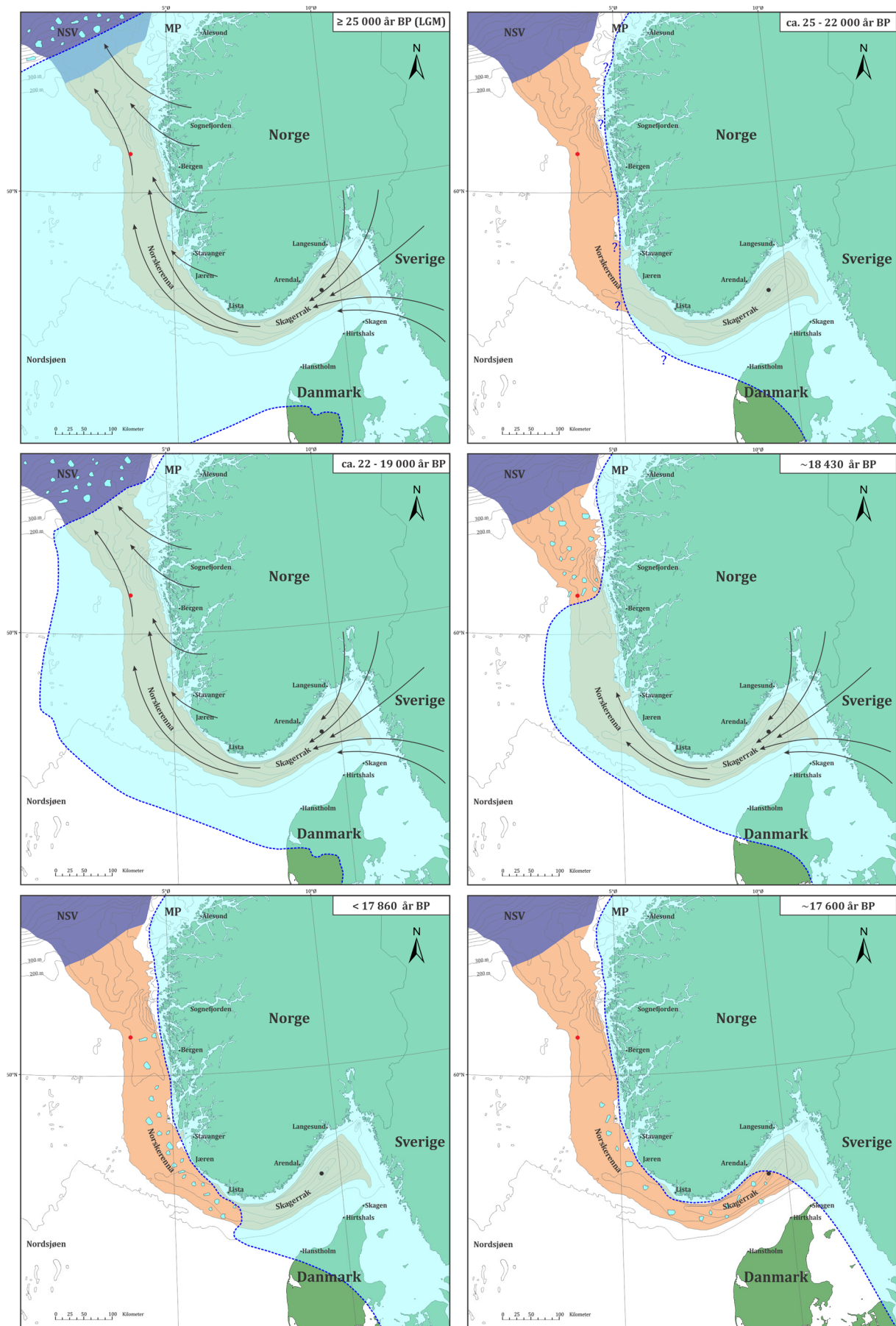
I studieområdet antas det at sekvensgrense, H1, som ligger over den basale morenen (Enhet E0) representerer flaten lagt igjen under deglasiasjonen av Skagerrak. Denne flaten kan ikke bestemmes av en spesifikk alder, men representerer trolig en flytende grense for den progressive østlig og nordøstlige tilbaketrekningen av isdekket. For å tidfeste deglasiasjonen i studieområdet benyttes nye dateringer utenfor Arendal fra Morén et al. (in prep.) som har gitt en minimumsalder på isfrie forhold for rundt 17 600 år BP (Kjerne GS14-191-01CC, fig 3.4). Dateringen samsvarer med recalibrerte dateringer (Morén et al., in prep.) fra Lønstrup (Richardt, 1996) på 17 650 år BP og Skagen (Knudsen et al., 1996) på 17 620 år BP. Dateringen på rundt 17 600 år BP benyttes dermed i denne studien som et referansepunkt for tilbaketrekningen av isdekket sørøst for Arendal, der ismarginen (basert på dateringene) trolig strekte seg på tvers av Norskerenna til nord for Danmark (Fig. 5.1 – F).

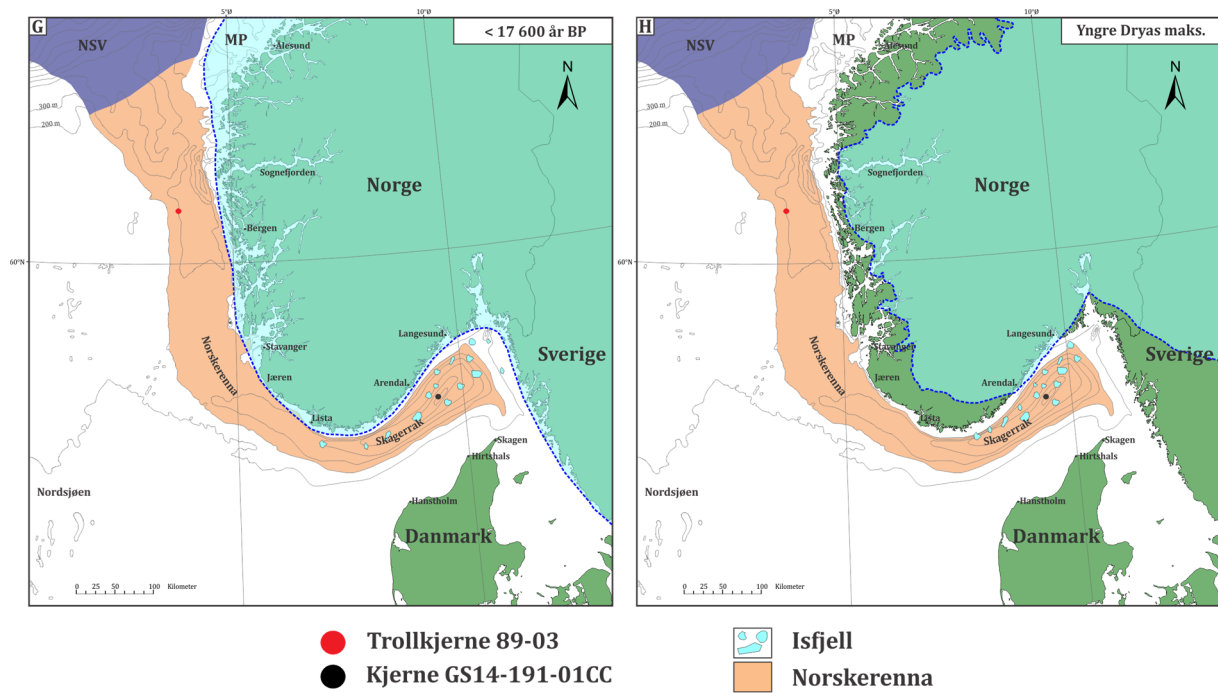
Utenfor Lista har Borge (2014) datert isfrie forhold for rundt 16 580 år BP (Kjerne GS12-172-04PC, fig 3.3). I lys av nye dateringer utenfor Arendal antas denne dateringen å kun representere en minimumsalder, der isbergpløyning og omarbeiding av sedimentene kan ha gitt en yngre alder. Alternativt kan isrester ha ligget igjen, og medført en relativt yngre datering. Dateringen er også tatt rundt 30 cm over den basale morenen (Fig. 3.3) som kan ha påvirket alderen.

For å beregne når vestlige deler av studieområdet ble deglasiert benyttes dateringer fra borekjerne 89-03 i nordlige deler av Norskerenna og kjerne GS14-191-01CC utenfor Arendal. Isens tilbaketrekning mellom lokalitetene utgjør ca. 835 år over en distanse på rundt 600 km langs Norskerenna. Tidsintervallet og avstanden gir en gjennomsnittlig tilbaketrekningshastighet på rundt 0,72 km/år. Basert på denne tilbaketrekningshastigheten forekommer deglasiasjonen vest i studieområdet for rundt 17 860 år BP (Fig. 5.1 – E).

Schäuble (2012) har tidligere identifisert flere grunningsonekiler i nordlige deler av Norskerenna som antas å indikere et episodisk til langsomt tilbaketrekningensmønster. Deglasiasjonen i Skagerrak har trolig vært noe raskere ettersom ingen slike formelementer er observert samtidig som morfologien/batymetrien av området trolig kan ha bidratt til en akselerert tilbaketrekning. Observasjoner gjort av Longva & Thorsnes (1997) indikerer at isdekket kan ha blitt flytende utenfor Lista og ført til akselerert tilbaketrekning gjennom Skagerrak. På bakgrunn av dette antas det at en 17 860 år BP aldersmodell for deglasiasjon vest i studieområdet antagelig er et maksimumsestimat, ettersom deglasiasjon gjennom Skagerrak trolig har vært raskere enn lengre nord i Norskerenna.

Under deglasiasjonen av Skagerrak trakk trolig isen seg relativt raskt til kysten av Norge og Sverige (Fig 5.1 – G) før den senere trakk seg inn i fjordene og ble landbasert. Ved starten av Bølling-Allerød interstadialen for rundt 15 000 år BP var en kalvende bukt lokalisert i Oslofjorden som trolig tilførte isfjell ut til Norskerenna og Skagerrak (Andersen, 1979; Houmark-Nielsen & Henrik Kjær, 2003). Siste påvirkning av isdekket i Skagerrak fant sted under Yngre Dryas stadialen, da ismarginen i store deler av Sør-Norge viste nytt fremrykk og bredte seg ut som en rundt 60 km lang kalvende margin mellom Arendal og Langesund (Fig 5.1 – H) (Holtedahl, 1989).





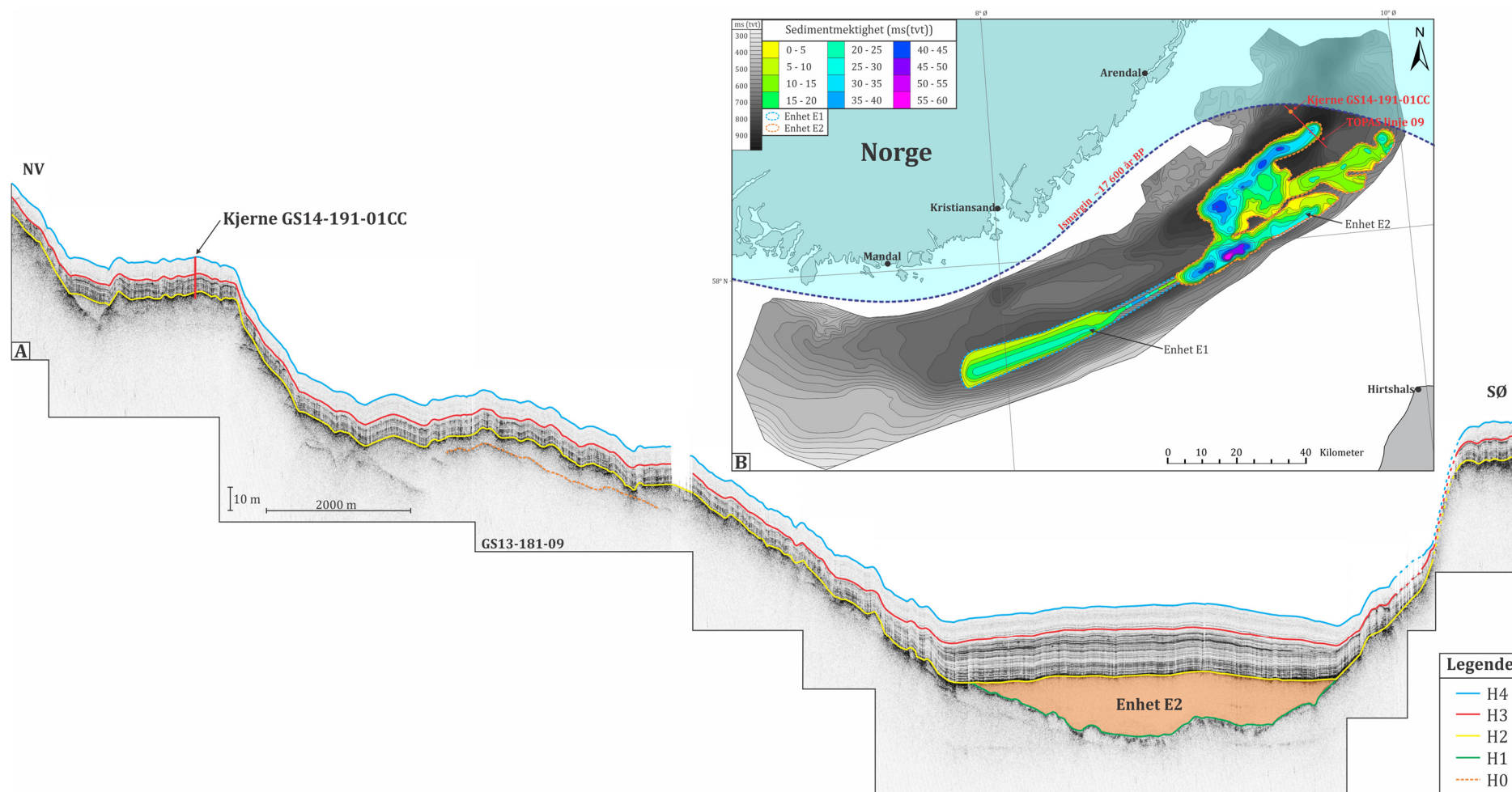
Figur 5.1: Deglasiasjonen av Norskerenna, fremstilt i 7 tidsskiver A - G, samt Yngre Dryas marginen H. Figuren er basert på ismarginer fra Houmark-Nielsen & Henrik Kjær (2003), Sejrup et al. (2009) og Mangerud et al. (2011) samt isfrie dateringer fra Sejrup et al. (1994), Richardt (1996), Knudsen et al. (1996), Borge (2014) og Morén et al. (in prep.).

5.2 Kronostratigrafi

Med unntak av den basale morenen, Enhet E0, har alle kartlagte enheter i denne studien blitt avsatt etter studieområdet ble deglasiert for <17 860 år BP og frem til i dag. Den basale morenen er trolig avsatt under den siste aktive glasiale fasen i Norskerenna. Enhet E3 er tolket til å være en glasimarin sekvens og forekommer stratigrafisk over morenen i studieområdet. Unntak av dette er ved massebevegelsesenheter E1 og E2, hvor Enhet E3 observeres lokalt under Enhet E1 og Enhet E2. Enhet E3 antas å ha startet å akkumulere parallelt med isens tilbaketrekning gjennom Skagerrak og dateres dermed til <17 860 år BP i vestlige deler av studieområdet.

Massebevegelsesenheter E1 og E2 antas å være avsatt kort tid etter området ble deglasiert, trolig i en isproksimal setting. Aldersmodellen for Enhet E1 og Enhet E2 baseres på stratigrafisk beliggenhet i forhold til morenen (Enhet E0) og den akustisk laminerte glasimarine sekvensen (Enhet E3). Enhetene E1 og E2 er avsatt direkte på morenen, der observasjoner av Enhet E3 under enhetene viser lav mektighet (<2 m). Dette antas å indikere avsettelse kort tid etter området ble deglasiert. Datering av isfrie forhold rundt 17 600 år BP utenfor Arendal fra kjerne GS14-191-01CC (Morén et al., in prep.) er lokalisert på et mindre platå rundt 15 km nordvest for nordøstlige deler av Enhet E2 i Basseng 2 (Fig. 5.2). Dateringen tjener trolig som en relativt god indikator for avsettelsesalderen av Enhet E2. Enhet E1 forekommer i vestre deler av studieområdet i Basseng 1 og fremstår relativt eldre enn Enhet E2 ettersom den i østre deler strekker seg inn under Enhet E2 (Fig. 4.4). Enhet E1 og Enhet E2 skilles i dette området av en tynn sone med akustisk laminerte sedimenter av Enhet E3 (Fig. 4.4 – D), karakterisert av høy amplitude reflektorer som antas å være avsatt i en isproksimal setting (indre proksimale sonen, se underkapittel 5.5). Dette indikerer trolig et mindre tidsintervall mellom avsettelsen av enhetene. Enhet E1 forekommer rundt 75 km sørvest for kjerne GS14-191-01CC og gir en alder på 17 650 år BP på bakgrunn av den gjennomsnittlige tilbaketrekningssraten på 0,72 km/år fremvist i underkapittel 5.1.

Avsettelsen av Enhet E3 fortsetter frem til 11 600 år BP som er starten av Holosen og markeres av sekvensgrensen H3 som utgjør overgangen til Enhet E4. Enhet E4 utgjør Holosen-sedimentasjon og er avsatt fra 11 600 år BP og frem til i dag.



Figur 5.2: A) Seismisk utsnitt av TOPAS-profil GS13-181-09 som viser kjernelokalitet av GS14-191-01CC i forhold til nordøstlige deler av Enhet E2. TOPAS-profilen er vinkelrett på Norskerennas orientering i Skagerrak og krysser den dypeste delen av Skagerrak. B) Kartet viser mektighetskart av Enhet E1 og Enhet E2, vist i 5 ms intervaller med lokaliteten av TOPAS-profilen (A). Bakgrunnsflaten (grå – svart) er flate H1, fremstilt med 25 ms konturintervaller.

5.3 Morfologiske observasjoner fra Skagerrakdelen av Norskerenna

Skagerrakdelen av Norskerenna viser stor grad av overfordypning sammenliknet med nordlige områder. Dette underkapittelet vil ta for seg en sammenstilling mellom Skagerraks postglasiale flate og berggrunnsgeologi, samt morfologiske observasjoner som indikerer isstrøm- og glasial aktivitet.

5.3.1 Utforming av Norskerenna og berggrunnsgeologi i Skagerrak

Skagerrak fremstår som det mest fremtredende formelementet i Norskerenna der ismasser fra Norge, Sverige og Baltika under de siste glasiasjonene har konvertert og ført til svært høye erosjonsrater (Longva & Thorsnes, 1997). Den stratigrafisk nederste enheten kartlagt i denne studien, Enhet E0, antas å utgjøre en basal morene. Tolkningen baseres på enhetens akustisk strukturløse til transparente signatur som sammen med stratigrafisk posisjon trolig indikerer at enheten utgjør en morene (f.eks. Stewart & Stoker, 1990; Ó Cofaigh et al., 2005). Rise et al. (2008) dokumenterer tykkelse av morenemateriale i Skagerrakdelen av Norskerenna til mellom 25 og 50 m, som tynnes ut til under 25 m i de østre og dypeste delene av Skagerrak. Dette tilsvarer trolig Enhet E0 i denne studien, som grunnet begrenset penetrasjonsdybde ikke er kartlagt i detalj. Nedre reflektor av Enhet E0, H0, observeres kun lokalt på et fåtall seismiske linjer (Fig. 4.2, 4.6 – A og 4.8 – A og B) og assosieres stedvis med underliggende sterke (Fig. 4.8 – A, 4.9 – A) eller hellende reflektorer (Fig. 4.8 – A). Denne overgangen antas å utgjøre overgangen mellom morenen og de underliggende mesozoiske sedimentære bergartene som i store deler av Skagerrak viser en tilsynelatende sørøstlig helning (Fig. 2.3 – B og C og 5.3) (Ro et al., 1990; Rise et al., 1999). Observasjoner av Enhet E0 er i denne studien ikke tilstrekkelig for å fastslå dens totale mektighet, men enheten fremstår generelt tynn, og samsvarer med beskrivelser gjort av Rise et al. (2008) (<25m). Med begrensede mektigheter av morene og Pre-Weichsel glasiale avsetninger, med unntak av Arendalterrassen (f.eks. Longva & Thorsnes, 1997; Ottesen, 2000), regnes inndelingen av Basseng 1 og Basseng 2 i studieområdet til å primært være et resultat av glasial erosjon. Storskala observasjoner av flate H1 (Fig. 4.21), vitner også om en svært strømningsformet bassengmorfologi og vitner som isstrømsaktiviteten som har operert i Skagerrak.

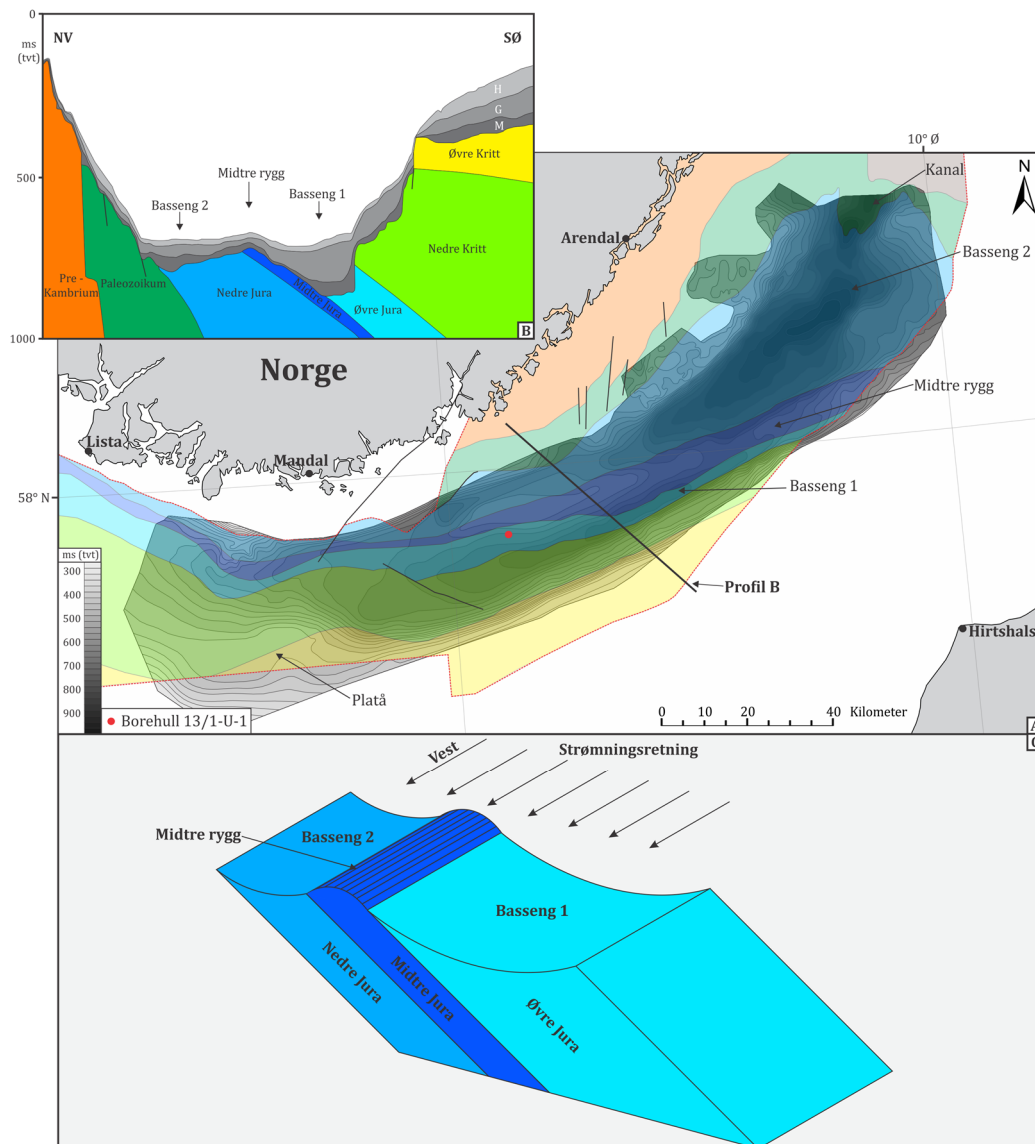
Største overfordypningen forekommer i østlige deler av Basseng 2 hvor glasial erosjon trolig har erodert ned gjennom øvre Kritt og ned til nedre Jura sedimentære bergarter (Fig. 5.3). Dette området antas å ha tjent som et knutepunkt for konvergerende is fra

Norge, Sverige og Baltika som kan forklare den store graden av overfordypning og glasial erosjon. Flate H1, viser også en fortsettende kanal som strekker seg ut av det dekkede området i nordøstlig retning fra Basseng 2 (Fig. 4.21 – markert «E», 5.3 – A). Kanalen vitner trolig om sterk glasial erosjon fra sørøstlige deler av Norge.

Inndelingen av Basseng 1 og Basseng 2 samsvarer henholdsvis med «Basin II» og «Basin I» kartlagt av Longva et al. (2008). Den basale morenen ligger i de dype delene av Norskerenna og Skagerrak hovedsakelig på øvre og nedre Jura sedimentære bergarter, separert av en tykk benk av midtre Jura sedimentære bergarter (Fig. 5.3) (Rise et al., 1999). Benken av midtre Jura sedimentære bergarter antas å utgjøre ryggen som skiller Basseng 1 og Basseng 2 og er tydelig definert i den genererte flaten for sekvensgrense H1 (Fig. 4.21– markert «C») med en tilnærmet øst – vest orientering. Observasjoner av morenepakken over ryggen viser mektighet på 5 - 10 m (f.eks. fig. 4.8 – A og B), og indikerer at ryggen utgjøres av grunnfjell, og ikke er en avsettelse. Ryggen samsvarer trolig med «Lower bedrock escarpment, LBE» beskrevet av Longva et al. (2008) i østlige deler av Basseng 1. Basseng 1 og Basseng 2 er dermed erodert ned i henholdsvis øvre og nedre Jura sedimentære bergarter (Fig. 5.3 – C). Ut ifra dette kan det argumenteres for at utformingen av Norskerenna i Skagerrak, og i stor grad sekvensgrense H1 kartlagt i denne studien, er et resultat av berggrunnens egenskaper, der midtre Jura sedimentære bergarter fremstår mer resistente mot glasial erosjon i forhold til nedre og øvre Jura sedimentære bergarter. Borekjerne 13/1-U-1 (Fig. 5.3) viser at øvre og nedre Jura sedimentære bergartene utgjøres av en skifrig, silt- og leirstein, mens midtre Jura sedimentære bergartene, primært er en sandstein, med tynne soner av silt- og leirstein samt kullforekomster (Rise et al., 1999). Borehulldataene støtter dermed tolkningen fremvist i denne studien, der den midtre sandsteinen trolig har vært mer resistent mot glasial erosjon sammenliknet med omkringliggende skifrig, silt- og leirstein. Det kan likevel ikke utelukkes at isstrømmen i Skagerrak kan ha hatt forskjellige strømningshastigheter på kryss av Norskerenna, noe som kan ha påvirket erosjon i området.

Den vestlige utviklingen av flate H1 viser oppgrunning til et platå, vest for Basseng 1, langs den sørlige skråningen utenfor Mandal (Fig. 5.3 – A). I dette området har glasial erosjon trolig vært favorisert langs den nordlige skråningen og bevart deler av det sørlige platået.

Overgangen fra det dype Basseng 1 til den bratte sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna antas å utgjøre overgangen fra øvre Jura til nedre Kritt sedimentære bergarter (Fig. 5.3 – A og B) (Rise et al., 1999) og tilsvarer trolig «Upper bedrock escarpment, UBE» beskrevet av Longva et al. (2008). Langs den øvre del av den sør/sørøstlig skråningen er det i flere TOPAS-profil observert en sone med svært sterke reflektorer og med en tilsynelatende horisontal geometri (Fig. 4.8, 4.9 og 4.12) som antas å være grunnfjell av sedimentær bergart fra øvre Kritt (Rise et al., 1999).



Figur 5.3: A) Flate H1 og berggrunnsgeologi i Norskerenna som illustrerer korrelasjon mellom Basseng 1 og øvre Jura/nedre Kritt sedimentære bergarter, Basseng 2 med nedre Jura sedimentære bergarter og ryggen som skiller bassengene som består av midtre Jura sedimentære bergarter. B) NV – SØ, kryssprofil av Norskerenna som illustrerer rennas morfologi sammensatt med berggrunnsgeologi. H, marine sedimenter, G, glasimarine sedimenter, M, morenemateriale (tykkelse av disse er basert på Rise et al. (1999)). Flaten H1, i bilde A, antas å samsvare med overgangen G – M i bilde B. C) Skjematisert og teoretisk fremstilling av dannelsen av Basseng 1 og Basseng 2, separert av den mer resistente midtre ryggen av midtre Jura sandstein. Berggrunnsgeologidata er hentet fra Longva & Thorsnes (1997) og Rise et al. (1999).

5.3.2 Glasiale lineasjoner

Glasiale lineasjoner er viktige formelementer for kartlegging av paleo-isstrømsaktivitet og har blant annet blitt benyttet for kartlegging av 20 paleoisstrømmer langs Norske-Barentshavmarginen (Ottesen et al., 2005). I Skagerrakdelen av Norskerenna har glasiale lineasjoner tidligere blitt kartlagt av blant annet Longva & Thorsnes (1997) og Ottesen et al. (2005). I denne studien er det observert en konsentrasjon av rygger og traue over ryggen som skiller Basseng 1 og Basseng 2 (Fig. 4.12, 4.25 – A, 4.26 – A og 5.4). Mektigheten av både glasimarine- (Enhet E3) og Holosene- (Enhet E4) sedimenter fremstår uforandret i området og gjør at uregelmessigheten av sekvensgrense H1/H2 gjenspeiles i batymetriske Olex-data som vitner om en nordøst-sørvestlig orientering, parallelt med ryggen (Fig. 4.25 – A og 5.4 – B).

Konsentrasjon av lineasjoner langs den midtre ryggen (Fig. 5.4 – C og D) kan indikere isbergsploying under siste deglasiasjon som har vært begrenset til en spesifikk dybde. Isbergsploying er tidligere observert i Norskerenna nord for studieområdet (Borge, 2014) og har blitt identifisert på vandyp langt over de vanddybdene som har eksistert i Skagerrak (f.eks Arndt et al., 2014). Dette gjør det sannsynlig at isbergsploying også kan ha operert i Skagerrak. Olex-data indikerer en tilnærmet parallell orientering på distanser over 10 km, som trolig svekker isbergsploying som mekanisme, ettersom denne prosessen ofte assosieres med et mer sporadisk driftmønster. Det kan for øvrig ikke utelukkes at en tilnærmet parallell orientering kan være et resultat av kanalisert isfjelltransport, under et uniformt strømningsregime i en fjordsetting som antas å ha eksistert under deglasiasjonen. Longva & Thorsnes (1997) viser til et mer irregulært lineasjonsmønster over ryggen der kryssende lineasjoner forekommer. Longva & Thorsnes (1997) foreslår at det irregulære mønsteret kan ha blitt dannet under en setting der isdekket hadde blitt flytende, men var grundet over ryggen. Samtidig utelukkes det ikke at noen av lineasjonene kan representere isbergsploying. Rise et al. (1999) tolker lineasjonene primært som MSGL, representative av en aktiv isstrømsfase, der kryssende lineasjoner kan representere isbergsploying under den initiale deglasiasjonen.

Den glasimarine sedimentpakken viser primært en akustisk laminert karakter over traue, men fremstår lokalt med transparent til usammenhengende refleksjonskarakteristikk ved traue (Fig. 5.4 – C og D) som kan indikere omarbeiding av sedimentene ved isbergsploying. Utbredelsen av usammenhengende

refleksjonskarakteristikk viser imidlertid ved flere traue et vertikalt mønster langs sidene av traue som strekker seg gjennom hele Enhet E3 og som trolig ikke samsvarer med antatte prosesser involvert i isbergspløying. Rise et al. (1999) har kartlagt store mengder pockmarks på langs av ryggen som viser konsentrasjon i assosiasjon med lineasjonene. Dannelsen av pockmarksene vil mest sannsynlig ha medført forstyrrelser i sedimentpakken som kan gjenspeiles på TOPAS data. Det utelukkes for øvrig ikke at den usammenhengende til transparente akustiske signaturen kan skyldes begrensninger ved bruk av TOPAS data i områder med høyt relieff. Flere av traue observerte på TOPAS-profiler viser akustisk laminerte sedimenter ned til sekvensgrense H1/H2 og svekker trolig isbergspløying som hovedårsak for lineasjonene.

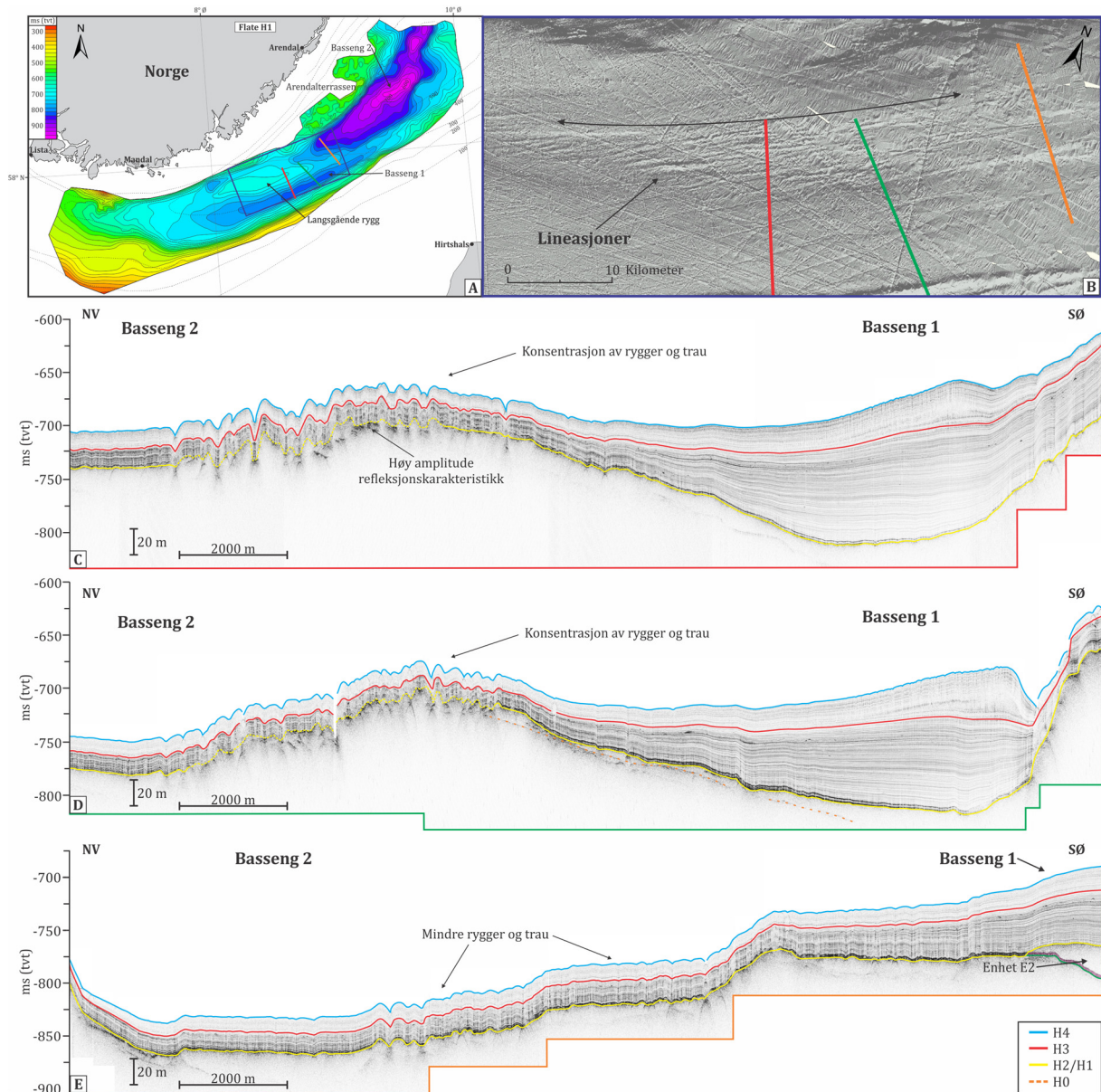
Den midtre ryggen mellom Basseng 1 og Basseng 2 består av midtre Jura sedimentære bergarter (Fig. 5.3) og antas å fremstå mer resistente mot glacial erosjon på bakgrunn av morfologisk utforming av Norskerenna (se underkapittel 5.3.1). MSGL er tidligere observert til å ha direkte opphav fra grunnfjellhøydepunkter, der lineasjonene forekommer nedstrøms fra høydepunktene (Amblas et al., 2006; Ottesen et al., 2008). Clark et al. (2003) foreslår at rigide grunnfjellhøydepunkter deformerer bresålen og danner en serie av traue og kjøler. Ettersom bresålen beveger seg nedstrøms fra høydepunktene og over mykere sedimenter, pløyer bresålens uregelmessigheter underlaget og danner lineasjoner som gjenspeiler strømningsretningen. I Norskerenna fremstår den midtre ryggen av midtre Jura sedimentære bergarter som en potensiell kilde av rigide grunnfjellhøydepunkter som kan ha deformert bresålen, og ledet til formasjonen av lineasjoner i den subglasiale morenen (Enhet E0). Dette er for øvrig kun teoribasert, der datasettet benyttet i denne studien ikke gir tilstrekkelig oppløsning for å tilknytte formelementene til grunnfjellsgeologien og verifisere teorien.

Observasjoner av lineasjonene på TOPAS-profil GS14-191-24 og GS13-181-25 (Fig. 5.4 – C og D) og Olex-genererte profiler viser en konsentrasjon på den nordvestlige siden av ryggen (Fig. 4.26 – A). Ettersom de midtre Jura sedimentære bergartene som utgjør ryggen har en tilsynelatende sørøstlige helning (Fig. 5.3 – B) kan konsentrasjonen av lineasjonene potensielt skyldes berggrunnens tildede orientering. I et slikt tilfelle kan lagdeling i de sedimentære bergartene fremstå som svakhetssoner, og være mer utsatt for erosjon og dannelse av lineasjoner. Rise et al. (1999) beskriver forekomster av tynne soner av skifring silt- leirstein og kull i den midtre Jura sandsteinen. Disse sonene kan

potensielt fremstå som svakhetssoner som har vært favorisert under glasial erosjon. I et slikt scenario kan lineasjonene ha vært dannet som et resultat av differensiell erosjonshastighet over ryggen. Teorien avhenger trolig av mektigheten av morenedekke som i denne studien ikke er tilstrekkelig kartlagt. Det er for øvrig observert relativt sterke reflektorer i assosiasjon med lineasjonene på TOPAS-profil GS14-191-24 som kan indikere grunnfjell med et relativt tynt til fraværende morenedekke (Fig. 5.4 – C).

Den romlige utbredelsen av lineasjonene som viser konsentrasjon på den nordvestlige siden av ryggen, svekker også isbergpløying som hovedårsak for dannelsen av lineasjonene ettersom dette må innebære svært spesifikk isbergtykkelse, samt romlig begrenset isfjellstransport. Teorien fremstilt av Longva & Thorsnes (1997) om et delvis grundet isdekket over ryggen svekkes trolig også ved observasjoner av lineasjonenes romlige utbredelse over ryggen. På bakgrunn av tilgjengelig data i denne studien og observasjoner fra Longva & Thorsnes (1997) og Rise et al. (1999) favoriseres en tolkning som innebærer kombinasjon av MSGL og isbergspløying der en relasjon til grunnfjellsgeologi ikke kan utelukkes. Orienteringen av MSGL vitner om en nordøst-sørvestlig isstrømsretning som sammenfaller med den strømningsformede morfologien av flate H1 (Fig. 4.21) og den antatte isstrømsretningen i Skagerrakdelen av Norskerenna.

Nordøst for lineasjonene og dypere i Basseng 2 forekommer uregelmessigheter ved sekvensgrense H1/H2 med lavere amplitude enn det som observeres over ryggen (Fig. 5.4 – E). Grunnet begrenset oppløsning i Olex-datasettet gjenspeiles dette mønsteret ikke i batymetriske data. Tilsvarende observasjoner er også gjort av Longva & Thorsnes (1997) som basert på høyoppløselige batymetriske data har tolket lineasjoner i området som «flutes», eller MSGL. Uten tilstrekkelig batymetriske data kan tolkningen i denne studien verken fastslås eller avvises. Den akustisk laminerte glasimarine sekvensen, Enhet E3, fremstår for øvrig uforstyrret over uregelmessighetene observert på TOPAS-profilene. Denne observasjonen støtter trolig tolkningen fremvist av Longva & Thorsnes (1997) og indikerer dannelse av uregelmessighetene før tilbaketrekningen av isdekket og avsettelsen av den glasimarine sekvensen.



Figur 5.4: A) Flatekart av sekvensgrense H1, vist i 25 ms intervaller. Flaten viser lokaliteten av figur B, og seismiske utsnitt C – E. B) Olex data som illustrerer sørvest-nordøst rettede lineasjoner over ryggen. C og D) Seismisk utsnitt av TOPAS-profil GS14-191-24 (C) og GS13-181-25 (D) som illustrerer storskala rygger og trau over ryggen mellom Basseng 1 og Basseng 2. Merk romlig utbredelse av formasjonene som er favorisert på den nordvestlige siden av ryggen. E) TOPAS-profil GS13-181-23 viser mindre rygger og trau.

5.4 Massebevegelsesavsetninger i Skagerrak

Enhet E1 og Enhet E2 er på bakgrunn av geometriske egenskaper, akustisk signatur, utbredelse og mektighetsfordeling tolket til å representere massebevegelseavsetninger. Enhetene viser en pålappende innfyllingsgeometri, der avsettelse av enhetene er favorisert i dype nedsynkninger i Basseng 1 og Basseng 2 som trolig vitner om gravitasjonsdrevet massetransport.

Enhet E2 viser stratigrafiske likheter med Enhet P3a beskrevet av Von Haugwitz & Wong (1993) som tolket enheten til å være basal morene. Observasjoner og tolkning av Enhet E2 på bakgrunn av tilgjengelig data i denne studien samsvarer imidlertid i større grad med det som er beskrevet som vifteavsetninger av Longva & Thorsnes (1997) og Enhet D (vifteavsetninger) beskrevet av Longva et al. (2008) og Rise et al. (2008) (Appendiks C).

Viftetolkningen baseres primært på enhetens geometriske egenskaper observert i batymetriske data (Longva et al., 2008). Høyoppløselige batymetriske data i dette området har ikke vært tilgjengelig i denne studien. TOPAS-profilene over Enhet E2 i Basseng 2 viser for øvrig en konveks geometri av de kartlagte underenhetene E2A – E2E (Fig. 4.6), som også gjenspeiles i havbunns morfologien. En konveks geometri av underenhetene er karakteristisk for vifteavsetninger og antas å samsvare med viftetolkningen fremstilt av Longva & Thorsnes (1997), Rise et al. (2008) og Longva et al. (2008).

Enhet E1 og Enhet E2 domineres av en akustisk transparent facies hvor sammenhengende refleksjoner er fraværende. Fraværende refleksjonskarakteristikk indikerer trolig manglende intern struktur og tyder på at enhetene ikke er blitt avsatt gjennom skred eller slumping (Piper et al., 1985; Savoye et al., 1990), der avsettelse og transport gjennom debrisstrøm er mer sannsynlig (Longva et al., 2008). Den akustiske karakteren antas å være et resultat av deformasjon og reorganisering av sedimentene under nedstrøms transport, karakteristisk for debrisstrømstransport (Laberg & Vorren, 2000).

Enhet E1 viser på TOPAS-profil GS13-181-44 (Fig. 4.4) stedvis akustiske likheter med den basale morenen, Enhet E0. Enheten viser for øvrig geometriske egenskaper som ikke stemmer overens med det som er observert og tolket som morene i området. Vestlig del av enheten fremstår som et morfologisk uttrykk på sekvensgrense H1 (Fig. 4.4 – A og 5.5 – C og D), og antas som geometrisk urealistisk som en moreneavsetning ettersom

isstrømsretningen er fra øst mot vest. Observasjoner av akustisk laminerte sedimenter under og i enheten utelukker trolig også at enheten kan være en moreneavsetning. Det foreslås at den lokalt strukturløse karakteren, trolig skyldes lokale litologiske variasjoner internt i enheten.

Ettersom kjernemateriale av enhetene ikke er tilgjengelig, kan litologiske egenskaper ikke fastslåes med sikkerhet. Massebevegelsesavsetninger dominert av akustisk transparent facies har imidlertid tidligere blitt assosiert med en finkornet, silt til leirig litologi (Piper & Fader, 1990; Piper et al., 1999; Tripsanas et al., 2008; Hogan et al., 2012). Fraværende absorpsjon av det seismiske signalet av Enhet E1 og Enhet E2 ekskluderer trolig forekomsten av store mengder sand. Enhet E1 og Enhet E2 viser også akustiske likheter med GDS-avsetninger avsatt ved Bjørnøya, der kjernemateriale viser en gjennomsnittlig komposisjon i silt fraksjonen (Laberg & Vorren, 2000). På bakgrunn av dette antas en finkornet sammensetning av Enhet E1 og Enhet E2 å være sannsynlig. Dette stemmer også overens med antagelser gjort av Longva et al. (2008) som foreslår en finkornet litologi dominert av silt og leire for deres Enhet D.

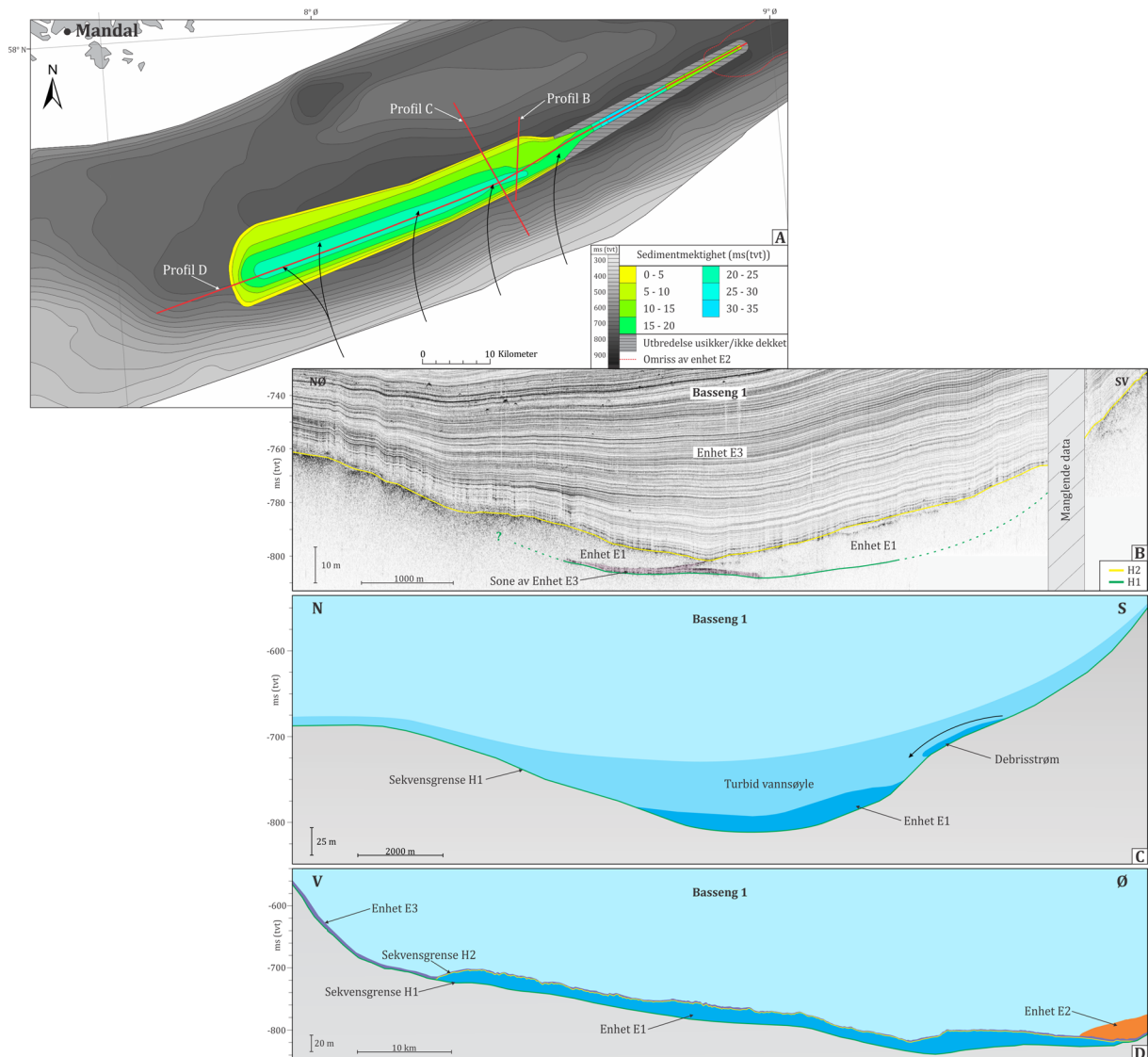
Kartlegging av underenhetene E2A – E2E viser varierende refleksjonskarakteristikk mellom underenhetene, der enkelte underenheter som E2A og E2B fremstår mindre transparent (Fig. 4.7), med høyere refleksivitet på det akustiske bildet. Denne akustiske forskjellen antas å ha opphav i forskjellig litologiske egenskaper i underenhetene, der høyere refleksivitet kan skyldes en noe grovere gjennomsnittlig komposisjon som absorberer mer av TOPAS-signalet og danner høyere refleksivitet på det seismiske bildet. Denne forskjellen skyldes enten nedstrøms erosjon og inkorporering av nye sedimenter under transport av de første debrisstrømmene, eller variasjoner i kildemateriale. Laberg & Vorren (2000) foreslår at underliggende reflektor av debrisstrømsavsetninger kan gi en indikasjon for erosjon assosiert med transporten, der fraværende til svake reflektorer tolkes til å indikere erosjon. Den underliggende sekvensgrense H1, viser varierende amplitude under Enhet E1 og Enhet E2, og kan indikere stedvis erosjon i assosiasjon med debrisstrømsaktiviteten. En tynn sone akustisk laminerte sedimenter av Enhet E3 er observert under deler av Enhet E2 i Basseng 1 (Fig. 4.4 – D), hvor akkumulasjon av Enhet E2 trolig har startet. Det samme mønsteret observeres ikke i Basseng 2, hvor avsettelse av Enhet E2 trolig har forekommet noe senere. Ettersom avsettelsen av Enhet E3 har foregått samtidig i både Basseng 1 og Basseng 2 antas det at fraværende akustisk

laminerte sedimenter av Enhet E3 under Enhet E2 i Basseng 2 indikerer erosjon i assosiasjon med debrisstrømsaktiviteten. Det observeres for øvrig ingen sammenheng mellom akustisk karakter av nedre sekvensgrense, H1, og akustisk karakter av underenhetene. På bakgrunn av dette antas det at erosjon antagelig har pågått, men at litologien av enhetene hovedsakelig er relatert til kildematerialet. Alternativt kan erosjon og innblanding fra underlaget ha spilt en større rolle langs skråningen under initial debrisstrømsaktivitet. For Enhet E1 observeres akustisk laminerte sedimenter av Enhet E3 kun stedvis under enheten (Fig. 4.8 og 4.9) og indikerer trolig erosjon assosiert med transport. Bevarelsen av akustisk laminerte sedimenter under Enhet E1, forekommer primært langs nordlige deler av enheten og kan være et resultat av redusert energi av massebevegelsene som begrenser massebevegelsens evne til å erodere. Dette indikerer også trolig en tilsynelatende sør – nord transportretning av massebevegelsene.

Flere diskontinuerlige interne reflektorer har blitt observert i Enhet E1 (Fig. 4.4 – C) og Enhet E2 (Fig. 4.6) som sammen med mindre variasjoner i akustisk facies (Fig. 4.7) har gitt grunnlag for underinndeling av Enhet E2 i E2A – E2E. Reflektorene antas å ha blitt dannet ettersom avsetning av de enkelte underenhetene opphørte, og kan ha tillatt sedimentasjon fra suspensjon eller avsettelse av mindre turbiditeter assosiert med massetransporten. Laboratorieeksperimenter utført av Mohrig et al. (1998) viser at debrisstrømmer normalt er assosiert med turbide strømmer som tilfører store mengder sedimenter til vannsøylen (Fig. 5.5 – C og 5.6 – B). Ved siden av dette antas enheten å vært avsatt i en isproksimal setting, som ofte er assosiert med svært høye sedimentasjonshastighet (Fig. 5.8 – B) (Boulton, 1990). På bakgrunn av dette, antas det at sedimentasjonsmiljøet i Skagerrak under avsettelse av Enhet E1 og Enhet E2 trolig var preget av svært store mengder suspenderte sedimenter. Dette utgjør optimale forhold for avsetning av suspenderte sedimenter mellom underenhetene og danner en amplitudeendring for det seismiske signalet og reflekteres som en reflektor i akustiske data. Reflektorene observeres diskontinuerlige, og er trolig et resultat av erosjon, assosiert med avsettelse av overliggende debrisstrømsavsetning.

Mektighetskartlegging av Enhet E1 (Fig. 4.16 og 5.5 - A) viser i vestlige deler av enheten en mektighetskonsentrasjon langs den sør/sørøstlige skråningen. Denne observasjonen sammen med den morfologiske utformingen av Basseng 1 indikerer trolig avsettelse fra en sør/sørøstlig kilde, der debrisstrømmene trolig har blitt transportert ned den

sør/sørøstlige skråningen. Grunnet begrenset dataoppløsning i Basseng 1 har underenheter av Enhet E1 ikke vært mulig å kartlegge med sikkerhet. Diskontinuerlige interne reflektorer tilsvarende de observert mellom underenhetene av Enhet E2 i Basseng 2 er for øvrig observert på TOPAS-profil GS13-181-44 (Fig. 4.4 – C) og vitner trolig om en sammensetning av flere massebevegelsesavsetninger tilsvarende observasjoner fra Basseng 2. TOPAS-profil GS13-181-47 (Fig. 5.5 – B) viser to delvis overlappende massebevegelsesavsetninger av Enhet E1 adskilt av en tynn sone med akustisk laminerte sedimenter av Enhet E3. Dette indikerer trolig at avsetning av Enhet E1 har foregått gjennom to og trolig flere debrisstrømmer. Den tynne akustisk laminerte sonen av Enhet E3 representerer et mindre tidsintervall mellom avsettelsen av debrisstrømmene. Nordøstlige deler av Enhet E1 viser på TOPAS-profil GS13-181-47 (Fig. 5.5 – B) en geometri uavhengig av den sørøstlige skråningen. Dette antas å indikere at debrisstrømmene har vært kontrollert av den morfologiske utformingen av Basseng 1, der strømmer kan ha vendt østover, og fulgt gradienten av Basseng 1 til de dypeste områdene av bassenget. Dette kan potensielt også forklare den maksimale mektigheten som forekommer i østlige deler av enheten (Fig. 4.16 – markert «A»).



Figur 5.5: A) Mektighetskart av Enhet E1 vist i 5 ms intervaller med beliggenhet av profilene B, C og D. Flaten (grå – svart) er generert fra sekvensgrense H1 og vist i 25 ms intervaller. B) Seismisk utsnitt av TOPAS-profil GS13-181-47 som viser 2 separate massebevegelsesavsetninger adskilt av en tynn sone akustisk laminert facies av Enhet E3. Den nordøstlige massebevegelsesavsetningen viser geometri uavhengig av den sørvestlige skråningen og indikerer trolig en debrisstrøm som har strømmet på langs av Basseng 1. C) Skisse basert på flatekart for sekvensgrense H1 og mektighetskart for Enhet E1. Skissen illustrerer mektighetsfordelingen og antatt prosess involvert i avsettelsen. D) Skisse basert på TOPAS-profil GS13-181-44 (Fig. 4.4) over Enhet E1 i forhold til Enhet E2, separert av en tynn sone med Enhet E3.

Mektighetsfordeling og geometri av Enhet E2 indikerer avsettelse og transport fra den sørøstlige skråningen (Fig. 5.6), der sedimentene trolig først startet å akkumulere i østlige deler av Basseng 1. Etter enheten nådde tilstrekkelig mektighet i Basseng 1, antas det at debrisstrømmene fortsatte over mindre nedsynkninger i ryggen/terskelen som skiller Basseng 1 og Basseng 2 og førte til avsettelsen av de individuelle underenhetene i Basseng 2. Hovedtilførselen til Basseng 2 antas å ha foregått over en rundt 5 km bred sadel i

vestlige deler av enheten (Fig. 4.17 – markert «B»). Sadelen observeres tydelig i flaten generert for sekvensgrense H1 (Fig. 4.21 – markert «A»).

Underenhetene av Enhet E2 (Fig. 4.5) er ikke datert, men en relativ aldersmodell for avsettelsen i Basseng 2 er foreslått på bakgrunn av superposisjon:

Enhet E2A, er den østligste av underenhetene og antas å være den første underenheten som ble avsatt i Basseng 2 (Fig. 5.6 – A, «strøm 1»). E2A antas å samsvare med «Fan 1» beskrevet av Longva et al. (2008) som foreslår tidlig avsettelse grunnet lav terskel mellom bassengene i østlige deler av Basseng 1. Flaten generert for sekvensgrense H1 fremstår i østlige deler av Basseng 1 relativt grunn og kan ha tillat tidlig gjenfylling av Basseng 1 og dermed også tidlig avsetning over terskelen som skiller bassengene. Underenhet E2A, viser stedvis også en overliggende sone av høy amplitude reflektor, som antas å tilsvare nedre sone av Enhet E3 (Fig. 5.8 – A). Sonen er trolig avsatt fra suspensjon i et turbid sedimentasjonsmiljø og observeres kun ved underenhet E2A. Observasjonen antas å indikere tidlig avsettelse som har tillat sedimentasjon av denne sonen.

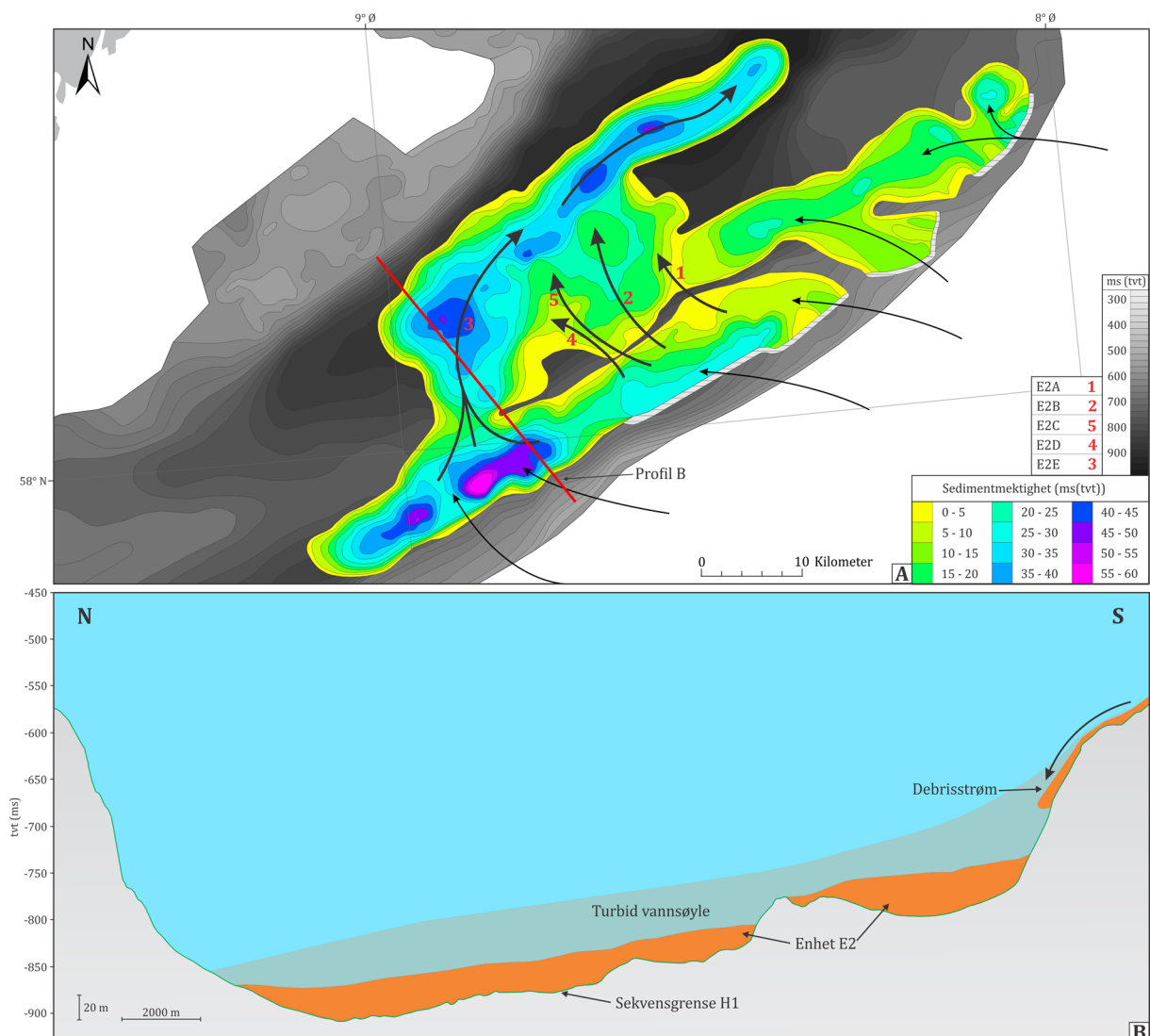
Enhet E2B antas å samsvare med «Fan 3» beskrevet av Longva et al. (2008) og ligger stratigrafisk over deler av E2A som indikerer en relativt yngre avsettelse (Fig. 5.6 – A, «strøm, 2»). I nordlige deler av Basseng 2 er E2B lokalisert stratigrafisk under E2E som indikerer tidligere avsetning i denne delen av bassenget.

Enhet E2E viser store likheter med «Fan 2» beskrevet av Longva et al. (2008). Underenheten har størst utbredelse og strekker seg fra sørvest til nordøst i Enhet E2, som gir grunn til å anta at den har vært aktiv lengst. På bakgrunn av dette er det ikke umulig at Enhet E2E kan ha startet å akkumulere i Basseng 2 samtidig eller før E2A og E2B (Fig. 5.6 – A, «strøm 3»). Sørvest for Enhet E2E forekommer stor mektighet av Enhet E2 i Basseng 1, og kan indikere en noe forsinket avsettelse i Basseng 2, ettersom Basseng 1 måtte fylles for å tillate transport over terskelen som skiller bassengene.

Videre har Enhet E2D (Fig. 5.6 – A, «strøm 4») blitt avsatt mellom E2B i øst og E2E i vest. Den siste og yngste underenheten E2C (Fig. 5.6 – A, «strøm 5») er avsatt stratigrafisk mellom og over Enhet E2B og E2D (Fig. 4.6 – B). Nordlige grense av E2C og E2D kommer ikke tydelig frem på det tilgjengelige TOPAS datasettet og kan indikere avsetning av enhetene samtidig som Enhet E2E var aktiv. Disse observasjonene støtter i stor grad Longva et al. (2008) sin tolkning, der avsetning av Enhet E2E («Fan 2») har foregått samtidig som avsetning skiftet mellom E2B, E2C og E2D samt mindre loper som

i denne studien er referert til som E2F. En mer definert overgang mellom underenhetene E2E og E2B skyldes antagelig at E2E på dette tidlige tidspunktet ikke hadde nådd så langt nordøst. Underenhet E2E viser også interne kanalformer (Fig. 4.6 og 4.7) som antagelig indikerer et skiftende avsetningsmønster internt i underenheten. Kanalformene kan også indikere en periodisk avsetning, der underenheten E2E ble inaktiv mellom aktive faser.

Fraværet av akustisk laminerte sedimenter internt i Enhet E2 og mellom underenhetene E2A – E2E indikerer trolig relativt hurtig avsettelse av enheten. Denne tolkningen støttes også av lave mektighetsvariasjoner av Enhet E3 over Enhet E2 som antas å indikere tilnærmet lik avsetningstid av Enhet E3.



Figur 5.6: A) Mektighetskart av Enhet E2 vist i 5 ms intervaller med beliggenheten av profil B. Tynne piler indikerer transportretning inn i Basseng 1 og Basseng 2. Tykke piler indikerer antatt debrisstrømsretning av underenhetene E2A – E2E. Røde tall på pilene indikerer relativ alder der 1 er eldst. Flaten (grå – svart) er generert fra sekvensgrense H1 og vist i 25 ms intervaller. B) Skisse basert på flatekart for sekvensgrense H1 og mektighetskart for Enhet E2. Skissen illustrer mektighetsfordelingen og antatt prosess involvert i avsettelsen.

Enhet E1 og Enhet E2 viser flere likheter i akustisk signatur, geometri og tilsynelatende avsetningsmønster av debrisstrømmer som trolig indikerer lik sedimentkilde og opprinnelse. Ettersom sedimentene av begge enhetene antas å være derivert fra en sørøstlig kilde, avsatt kort tid etter området ble deglasiert og trolig består av en nokså sortert finkornet litologi, begrenses i stor grad mulige avsetningsmodeller. Avsetningsmodellen for enhetene må dermed innebære en sedimentkilde som var tilgjengelig kort tid etter isdekket trakk seg tilbake over området.

Longva et al. (2008) fremstiller et senario for avsettelsen av deres Enhet D (tilsvarende Enhet E2) som innebærer en kilde relatert til glasiale innsjøsedimenter fra midt Weichsel Kattegatisinnsjøen. Longva et al. (2008) foreslår at innsjøsedimentene kunne ha fremstått utsatt for erosjon ved marin abrasjon, subglasial drenering, smeltevannselver og en serie av momentane retrogressive skred etter isdekket trakk seg tilbake over området. Deres tolkning baseres til dels på et antatt havnivå på 100 m under dagens havnivå som stemmer med det eustatiske havnivået for rundt 17 600 år BP (Peltier & Fairbanks, 2006). Eksakt havnivå er i dette området vanskelig å estimere ettersom den isostatiske komponenten av området er ukjent. Richardt (1996) fremstiller en havnivåmodell for Vendsysselområdet i Nord-Danmark (Fig. 5.7 – A), som viser et relativt havnivå på opptil 60 m over dagens havnivå som vedvarte frem til rundt 13 300 ¹⁴C år BP, 1300 ¹⁴C år etter området antas å ha blitt deglasiert. Sammenlignet med Vendsysselområdet vil istykkelsen i Skagerrakbassenget trolig ha vært tykkere og medført større glasiisostatisk nedpressing. Glasiisostatisk modell for Norskerenna fremstilt av Sejrup et al. (2003) viser glasiisostatisk nedpressing på opptil 375 m i de dypeste deler av Skagerrak. Den glasiisostatisk komponenten av det relative havnivået i Skagerrak vil dermed ha vært lik, og mest sannsynlig større enn det som er observert i Vendsyssel i Nord-Danmark. Dette medfører at områdene sørøst for massebevegelsesavsetningene Enhet E1 og Enhet E2 ble oversvømt av havet under tilbaketrekningen av isdekket der det relative havnivået trolig var høyere enn dagens.

En kilde relatert til glasiale innsjøsedimenter fra Kattegatisinnsjøen som foreslått fra Longva et al. (2008), kan forklare den antatte litologien av Enhet E1 og Enhet E2. Den antatte utbredelsen av isinnsjøen fra Houmark-Nielsen & Henrik Kjær (2003) viser også god geografisk korrelasjon med forekomsten av massebevegelsesavsetningene. Det er imidlertid uvisst i hvilken grad disse sedimentene har blitt bevart etter store deler av

innsjøsedimentene ble overkjørt av Kattegatisstrømmen for rundt 29 000 år BP (Houmark-Nielsen, 2003) og trolig vært isdekket frem til den siste deglasiasjonen. Longva et al. (2008) foreslår også en mulighet for at sedimentene kan ha vært derivert fra senglasierte isinnsjøer, demmet langs den sørøstlige marginen av isdekket som trakk seg tilbake gjennom Skagerrak. Paleogeografisk kartlegging av Danmark og Kattegat gjort av Houmark-Nielsen & Henrik Kjær (2003) viser glasilakustrine forhold i Nord-Danmark ved flere tidsperioder gjennom de siste 40 000 år BP. På bakgrunn av dette kan tilstedeværelsen av senglasierte isinnsjøer ikke utelukkes.

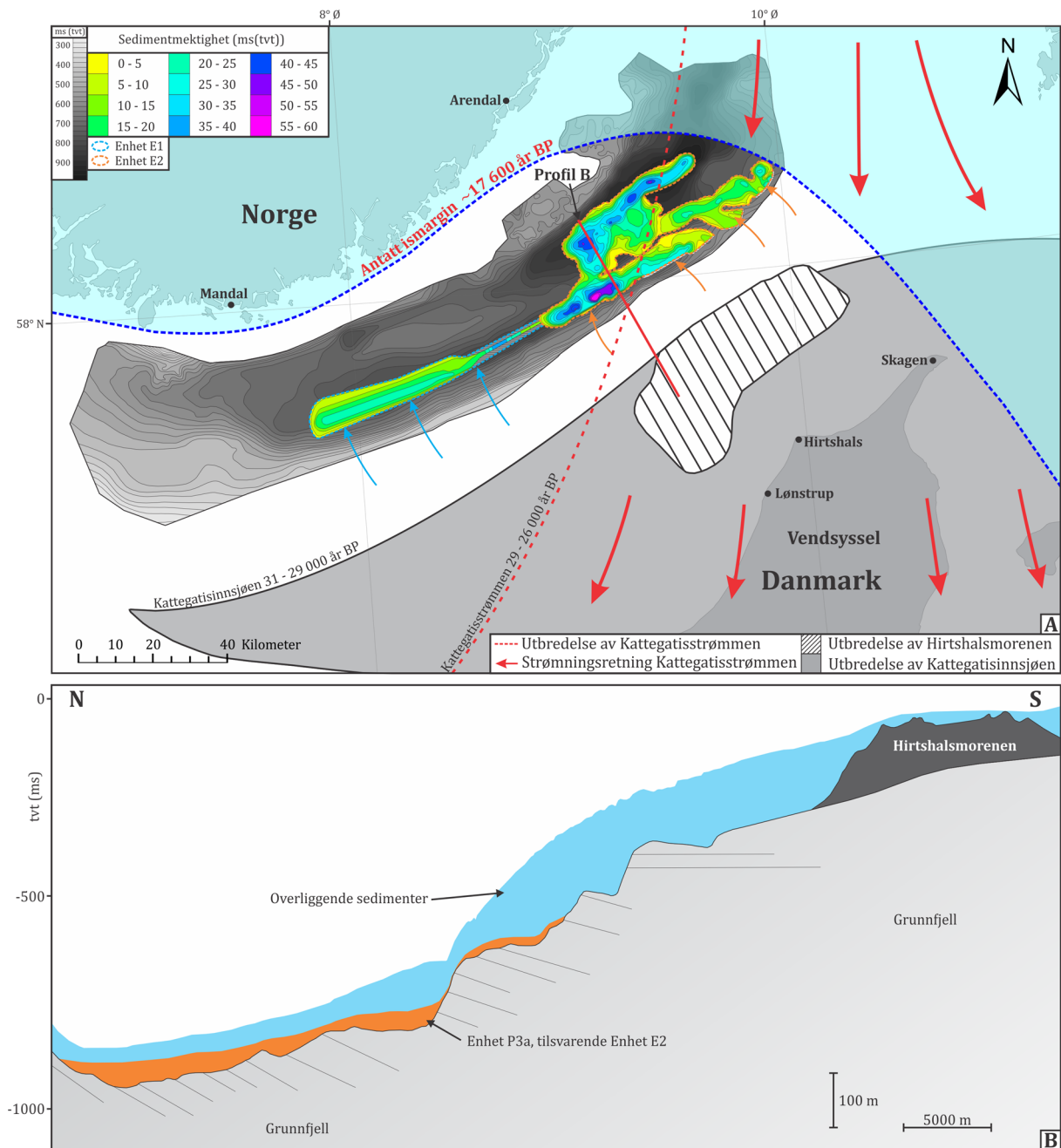
Direkte sørøst for Enhet E2, på den øvre del av skråningen, forekommer Hirstshalsmorenen (Fig. 5.7), kartlagt av Salge & Wong (1988) og Von Haugwitz & Wong (1993). Opprinnelsen av denne moreneryggen er omdiskutert, der Salge & Wong (1988) forslår dannelse under et stillstand under den siste tilbaketrekningen av isdekket, mens Von Haugwitz & Wong (1993) tolker ryggen til å representere et tidlig Weichsel fremrykk. Moreneryggen er lokalisert direkte innenfor området hvor Kattegatisstrømmen opererte for rundt 29 000 år BP (Fig. 5.7 – A) (Houmark-Nielsen, 2003), og som trolig har vært glasiert frem den siste deglasiasjonen av området for rundt 17 600 år BP. På bakgrunn av dette virker tolkningen presentert av Salge & Wong (1988) mest sannsynlig, der et stillstand av ismarginen under den siste tilbaketrekningen kan ha avsatt ryggen. Det kan for øvrig ikke utelukkes at denne moreneryggen utgjør en lateral morene av Norskerennaisstrømmen, avsatt under en aktiv konfigurasjon.

Detaljert tilbaketrekningensmønster av isdekket gjennom Skagerrak er uvisst, men på bakgrunn av Norskerennas morfologi under deglasiasjonen (Fig. 4.21) kan det argumenteres for en differensiell tilbaketrekningshastighet mellom Norskerenna og det sørøstlige platået utenfor Nordvest-Danmark. Kalvingshastigheten og tilbaketrekningen kan ha vært raskere i de dypere delene av renna som kan ha resultert i relativt mer stagnerende is på det sørøstlige platået utenfor Nordvest-Danmark. Studier har tidligere foreslått at isdekket kan ha blitt flytende under deglasiasjonen av Norskerenna i Skagerrak (Longva & Thorsnes, 1997; Rise et al., 2008). Dersom dette har vært tilfelle, kan en grundet ismargin ha eksistert langs øvre deler av den sør/sørøstlige skråningen og medvirket eller ført til avsettelsen av Enhet E1 og Enhet E2. Denne teorien kan potensielt også forklare Hirstshalsmorenen som ville representert et stillstand i tilbaketrekningen. Moreneryggen viser også sterk geografisk korrelasjon med utbredelsen av Enhet E2 som

styrker teorien. Massebevegelsesenheter ville under dette scenarioet blitt klassifisert som GDS-avsetninger, som også passer med enhetenes akustiske og geometriske egenskaper ved sammenlikninger av tilsvarende avsetninger ved Bjørnøyaviften (Vogt et al., 1993; Laberg & Vorren, 2000). GDS-avsetninger forekommer imidlertid ofte i assosiasjon med en raskstrømmende iskonfigurasjon slik som ved Nordsjøviften og Bjørnøyaviften som sannsynligvis ikke har vært tilfelle langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna under tilbaketrekningen.

Deglasiasjonen er i Lønstrup datert til 17 650 år BP (Richardt, 1996), og ved Skagen 17 620 år BP (Knudsen et al., 1996; Morén et al., in prep.). Dateringene illustrerer, på tross av feilmargin på opptil 200 år (Morén et al., in prep.), et relativt raskt tilbaketrekningensmønster over Nord-Danmark i nordøstlige retning som svekker teorien om et lengre stillstand langs øvre deler av den sør/sørøstlige skråningen under tilbaketrekningen. Dateringene viser også tidligere deglasiasjon over Nord-Danmark sammenliknet med dateringene utenfor Arendal som trolig svekker muligheten for større glasilakustrine innsjøer langs øvre deler av den sørøstlige skråningen av Norskerenna under deglasiasjonen.

Datasettet tilgjengelig i denne studien viser ikke tilstrekkelig oppløsning til å med sikkerhet fastslå en sedimentkilde eller prosesser involvert i initiering av massebevegelsene. Tilbaketrekningens karakteristikk over området er også ukjent og trolig svært viktig for avsettelsen av enhetene. Det foreslås imidlertid at avsettelse av enhetene er relatert til ismarginen ettersom enhetene antas å være avsatt i et isproksimalt miljø der det relative havnivået langs den sørøstlige skråningen trolig har vært høyere enn dagens.



Figur 5.7: A) Oversiktskart over studieområdet med mektighetskart av Enhet E1 og Enhet E2 vist i 5 ms intervaller, antatt ismargin under ved 17 600 år BP. Bildet viser også utbredelsen av Kattegatisinnsjøen som eksisterte mellom 31 000 og 29 000 år BP, utbredelsen av Hirtshalsmorenen og utbredelsen av Kattegatisstrømmen som antas å ha eksistert en gang mellom 29 000 og 26 000 år BP. B) Skissert profil som viser Enhet P3a/Enhet E2 sin beliggenhet i forhold til Hirtshalsmorenen. Utbredelse av Kattegatisinnsjøen er hentet fra Houmark-Nielsen & Henrik Kjær (2003), utbredelsen av Kattegatisstrømmen er hentet fra Houmark-Nielsen (2003) og utbredelse av Hirtshalsmorenen samt profil B er hentet fra Von Haugwitz & Wong (1993).

5.5 Glasimarin sedimentasjon i Skagerrak

Parallelt med isens tilbaketrekning over studieområdet startet trolig avsettelsen av en akustisk laminert sekvens av glasimarine sedimenter, Enhet E3, som draperer enhetene E0, E1 og E2. Finkornede (sand til leire), laminerte sedimenter er karakteristiske komponenter i glasimarine sedimentære systemer og har blitt observert ved flere Kvartære og pre-Kvartære sedimentsekvenser av glasimarin opprinnelse (f.eks. Dowdeswell et al., 2000; Hambrey & McKelvey, 2000; Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Laminerte glasimarine sedimenter avsettes ved forskjellige prosesser, som avsetning fra suspensjon fra turbide smeltevannsplumer (Cowan et al., 1999), turbid strømmingsavsetning (Gilbert et al., 1998) eller avsetning ved konturstrømmer (Howe & Pudsey, 1999). Denne type avsetning er mest utbredt i fjorder og semi-lukkede bassenger slik Skagerrak fremsto under deglasiasjonen (Gyllencreutz et al., 2006) og mindre utbredt i vanlig, åpen marine (hylle-skråning) settinger (Cofaigh & Dowdeswell, 2001).

Enhet E3 antas å samsvare med Enhet 2 fra Van Weering et al. (1973) og Solheim & Grønlie (1983), Enhetene 2, 3 og 4 fra Holtedahl (1986), Sekvens 2 fra Salge & Wong (1988), Sekvens P₄ fra Von Haugwitz & Wong (1993), Enhet G fra Rise et al. (1996), Enhetene B, C og D fra Novak & Stoker (2001) og Enhet B fra Rise et al. (2008) og Longva et al. (2008) (Appendiks C).

Enhet E3 viser lateralt varierende akustisk karakter i studieområdet som sammen med mektighetsfordeling har gitt opphav til underinndeling i område A og B (Fig. 5.9 – A). Området A viser god seismisk kontinuitet og relativt jevn mektighet der en firedelt underinndeling E3A- E3D (Fig. 4.6 – B, 4.7 – B, 4.8 – B og 5.8 – A) er identifisert.

Den eldste underenheten E3A (Fig. 5.8 – A) samsvarer med Enhet 4 fra Holtedahl (1986) utenfor Langesund og Enhet D fra Gyllencreutz et al. (2005) ved kjernelokaliteten til MD99-2286 (Fig. 2.9) i østre Skagerrak. Underenheten antas være avsatt i en isproksimal setting på bakgrunn av dens stratigrafiske beliggenhet over morenen og tilsynelatende laminerte facies med reflektorer av medium-sterkt amplitude (Hogan et al., 2012). Det observerte akustiske mønsteret er karakteristisk for isproksimal glasimarine sedimenter, som antagelig representerer vekslende lag av grus, sand og silt/leire (Syvitski, 1991; Syvitski et al., 1996).

De stratigrafisk nedre delene av underenhet E3A (Fig. 5.8 – A) viser en sone med svært sterk refleksjonskarakteristikk og kan indikere noe større gjennomsnittlig kornstørrelsesfraksjoner. Den nedre sonen kan følges over store deler av studieområdet og antas å ha blitt avsatt umiddelbart etter isdekket ble flytende eller trakk seg tilbake over området. Sonen antas å representere den indre-proksimale sonen (Fig 5.8 – B) som ofte er assosiert med avsetning av store mengder sand og grus fra suspensjon via smeltevannsplumer (Boulton, 1990). Denne sedimentkomposisjonen støttes også av store forekomster av >1 mm fraksjonen direkte over morenen (diamikton) i kjerne GS14-191-01CC (Fig. 3.4). For massebevegelsesenheten E1 observeres denne sonen stedvis under, og inni enheten som indikerer avsettelse i den indre proksimale sonen. I relasjon til Enhet E2 observeres sonen kun under enheten i Basseng 1 (Fig. 4.4 – D) og er ellers fraværende under enheten i Basseng 2. Dette støtter avsetningsmodellen for Enhet E2 der enheten trolig ble avsatt i en indre isproksimal til isproksimal setting, kort tid etter området ble isfritt.

Med denne tolkningen vil øvre deler av E3A representere en ytre proksimal sone (Boulton, 1990) dominert av noe finere materiale sammenliknet med nedre sone av E3A. Avsetning av øvre deler av E3A antas å ha foregått fra suspensjon fra smeltevannsplumer og isfjellstransport som er karakteristisk for sedimentasjon i en isproksimal setting (Boulton, 1990; Hogan et al., 2012). Boulton (1990) dokumenterer avsetning fra suspensjon som dominerende i den indre proksimalsonen, og økende viktighet av isfjelltransport med avstand fra ismarginen. På bakgrunn av dette antas den nedre, høy-reflektive sonen å være dominert av sedimenter avsatt fra suspensjon, mens en større viktighet fra isfjelltransport reflekteres i øvre del av Enhet E3A.

Underenhet E3A viser størst mektighet av underenhetene og utgjør rundt 50% av Enhet E3 (Fig. 4.8 – B og 5.8 – A) som forklares med svært høye sedimentasjonshastigheter, karakteristisk for et isproksimalt avsetningsmiljø (Fig. 5.8 – B). Sedimentasjonshastigheten er høyest ved ismarginen og synker eksponentielt med økende avstand fra ismarginen (Boulton, 1990). Sedimentasjonshastigheten kontrolleres dermed i stor grad av tilbaketrekningshastigheten av ismarginen (Eyles et al., 1985; Boulton, 1990). Elverhøi et al. (1983) dokumenterer sedimentasjonshastigheter på 50 – 100 mm/år 10 km fra den kalvende isbreen Kongsveen, i Kongsfjorden på Svalbard. I tillegg viser Cowan et al. (1999) sedimentasjonshastigheter på opptil 82 cm/år, 2 km fra

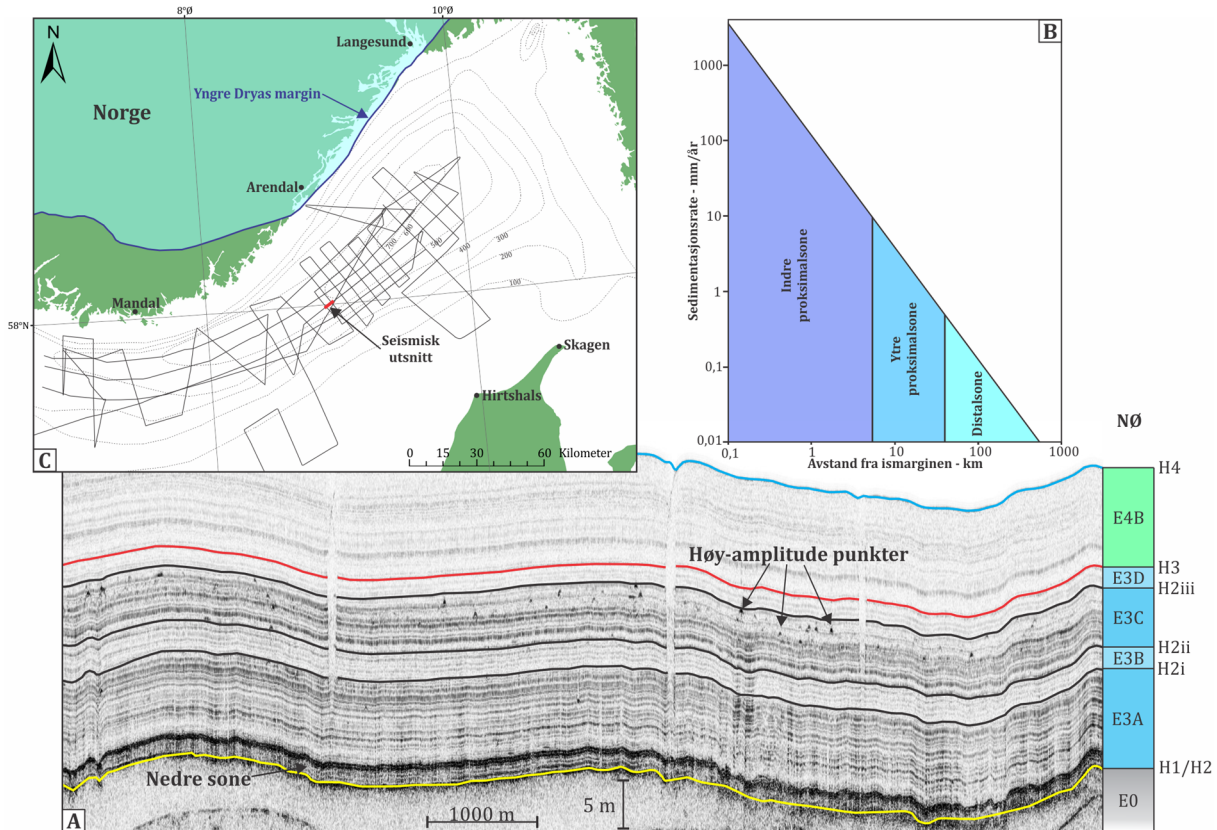
breen og 16 cm/år ved 6 km avstand fra Muir breen i Alaska. Ut ifra dette virker en proksimal tolkning av underenhet E3A realistisk på tross av stor mektighet dersom man antar en <40 km grense mellom proksimal og distal fra ismarginen (Boulton, 1990; Gyllencreutz et al., 2005). Det har tidligere blitt teoretisert at tilbaketrekningen av isdekket i indre Skagerrak var raskest i nordlig til nordøstlig retning (Longva & Thorsnes, 1997), som kan ha dannet en svært bred ismargin rundt indre Skagerrak som kan ha bidratt til svært høye sedimentasjonshastigheter. Det kan heller ikke utelukkes at ismarginen kan ha vært lokalisert langs kysten av Sør-Norge og Sørvest-Sverige over en lengre periode før den trakk seg tilbake og ble landbasert.

Underenhet E3B er avsatt stratigrafisk over E3A, og karakteriseres av en svakt laminert til transparent akustisk karakter (Fig. 5.8 – A). Enheten antas å samsvare med Enhet 3 fra Holvedahl (1986) utenfor Langesund og nedre deler av Enhet C fra Gyllencreutz et al. (2005) ved kjernelokaliteten til MD99-2286 i østre Skagerrak. Akustisk signatur av underenheten antas å samsvare med en isdistal sedimentasjonssetting (Hogan et al., 2012). Overgangen fra E3A til E3B er svært markant, tilsvarende det som er observert av Holvedahl (1986) og Gyllencreutz et al. (2005) og antas å representere oppbrudd av ismarginen og rask tilbaketrekning til en mer distal setting. Den akustiske forandringen antas å reflektere forandring til mer finkornet litologi samt fall av sedimentasjonshastigheten ettersom nylige deglasierte fjordsystemer langs norske- og svenskekysten fungerte som nye sedimentfeller og begrenset sedimenttilførsel til Skagerrak (Gyllencreutz et al., 2005). En liknende teori er foreslått for øvre grense av Enhet F fra Andersen et al. (1995), basert på tolkning av seismiske profil ved Trollfeltet i nordlige deler av Norskerenna. E3B antas å delvis korrelere med den klimatiske perioden Bølling-Allerød (13 000 – 11000 ¹⁴C år BP (Mangerud et al., 2011)) da ismarginen var lokalisert nord for Yngre Dryas marginen (Fig. 5.8 - C). Sedimentasjon i dette tidsintervallet antas å være dominert av marine prosesser med mer begrenset tilførsel av glasimarine sedimenter. Et stigende havnivå under denne perioden kan også ha medført økt sedimentasjon relatert til erosjon av kystområder.

Nedre sekvensgrense (H2ii) av underenhet E3C (Fig. 5.8 – A) viser en distinkt overgang til reflektorer av medium til høy amplitude. Underenheten samsvarer trolig med Enhet 2 fra Holvedahl (1986) og antas å være en god kandidat for Yngre Dryas stadialen (12 800 – 11 600 år BP (Lohne et al., 2012)). Under denne perioden viser isdekket i Sør-Norge et

nytt fremrykk der en rundt 60 km lang kalvende ismargin var lokalisert mellom Arendal og Langesund (Fig. 5.8 – C) (Holtedahl, 1989). Denne marginen antas å ha tilført store sedimentmengder til Skagerrakssystemet gjennom smeltevannsplumer og ved isfjelltransport. Holtedahl (1986) foreslår en isproksimal glasimarin setting for sedimentasjon av Enhet 2, som antagelig også stemmer overens med underenhet E3C i østlige deler av studieområdet, mens en mer distal tolkning trolig er mer relevant for vestlige områder hvor underinndelingen er observert. Enhet E3C viser flere tilsynelatende tilfeldig lokaliserte punkter som gir kraftig utslag på TOPAS-profilene (Fig. 4.6 – B, 4.7 – B og 5.8 – A). Dette antas å utgjøre større klaster transportert med isfjell. Rekonstruksjon av det postglasiale sirkulasjonsmønsteret siden deglasiasjonen viser innstrømming av atlantisk vann langs den sør/sørøstlige skråningen og utstrømming langs norskekysten under Yngre Dryas stadialen (Gyllencreutz et al., 2006). Strømningsmønsteret vil i stor grad ha kontrollert isfjellstransporten som hovedsakelig har foregått vestover langs norskekysten. Et slikt transportmønster av både isfjell og suspenderte sedimenter kan forklare den tydelige underinndelingen av Enhet E3 i nordlige deler av studieområdet, samt dypere deler av Norskerenna hvor sirkulasjon antas å være minimal. Redusert innstrømmende atlantisk vann og sirkulasjon i Skagerrak forekom også under Yngre Dryas stadialen (Lehman & Keigwin, 1992; Klitgaard-Kristensen et al., 2001) og kan ha tillatt høy sedimentasjonshastighet fra suspensjon samt lavere transporthastighet av isfjell som vil ha promotert økt avsetningshastighet.

Overgangen til underenhet E3D utgjør en relativt sterk akustisk forandring til svak laminering med tilnærmet transparent karakter, tilsvarende observasjoner av underenhet E3B. Dette indikerer trolig en tilbaketrekning av isdekket før slutten av Yngre Dryas stadialen, der fjordene igjen fungerte som primære sedimentfeller. Avsetning av underenhet E3D antas å være preget av isdistal sedimentasjon, samtidig som marine prosesser trolig har blitt viktigere. Overgangen til marin sedimentasjon i Holosen fremstår gradvis, og er ikke markert av en signifikant seismisk horisont.



Figur 5.8: A) Seismisk utsnitt av TOPAS-profil GS13-181-29 (beliggenhet av utsnitt er illustrert i indeks-kart (C)) illustrerer underinndelingen av Enhet E3. B) Skjematisert fremstilling av proksimal til distalsone, avstand og sedimentasjonshastighet. C) Indeks-kart som viser Yngre Dryas ismarginen som kalvet ut i Skagerrak mellom Arendal og Langesund. Figur B er modifisert fra Boulton (1990) og Yngre Dryas margin i figur C er hentet fra Mangerud et al. (2011).

Den firedelte underinndelingen av enheten observeres ikke i Basseng 1 og vestlige deler av studieområdet (Fig. 5.9 – A, «område B»). I disse områdene observeres en mer uregelmessig seismisk signatur sammen med stor mektighet og mektighetsvariabilitet.

De største mektighetene av Enhet E3 forekommer i Basseng 1 og langs den sørlige skråningen av Norskerenna (Fig. 4.18 og 5.9 – A) og indikerer trolig en signifikant sedimenttilførsel fra vest og sør for studieområdet. Under deglasasjonen og avsetningen av Enhet E3 var studieområdet preget av en fjord i Skagerrakdelen av Norskerenna der store deler av Nordsjøen var tørt land lenge etter området ble isfritt (Fig. 5.9 – A) (f.eks. Gyllencreutz et al., 2006). Rise et al. (2008) foreslår at store elver som Elbe og Weser fra sørlige deler av Nordsjøen kan ha drenert nordover mot Norskerenna og bidratt til den store sedimentmektigheten som observeres langs den sørlige skråningen (Fig. 5.9 – A). Slike elver vil ha vasket ut store mengder glasiale sedimenter i den sørlige Nordsjøen på vei nordover som trolig har blitt avsatt i sørlige områder av Skagerrak (Salge & Wong, 1988).

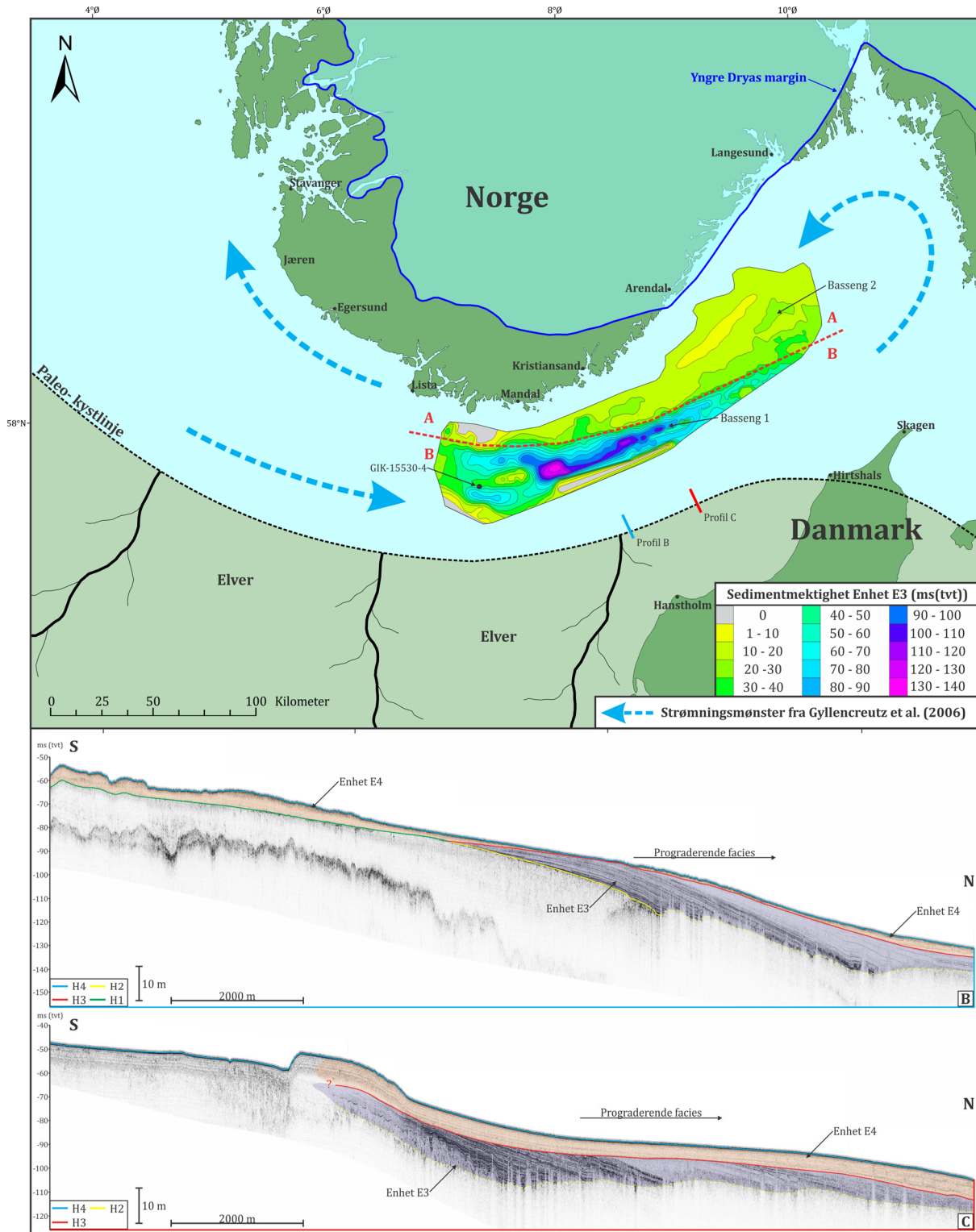
Tidligere studier i området har videre dokumentert prograderende facies i assosiasjon med den nordlig fluviale transporten (Weering, 1975; Salge & Wong, 1988). I denne studien gjenkjennes dette som nordlig hellende subparallelle reflektorer ved rundt 60 m havdybde utenfor Nordvest-Danmark (Fig. 4.10 og 5.9 – B og C). Både ekstern form og refleksjonskarakteristikk i dette området antas å indikere skrålag i et fluvialt delta. Tolkningen støttes av Salge & Wong (1988) som i samme område identifiserer et fluvialt delta karakterisert av høy avsetningsenergi. Storskala skrålag langs den sørlige skråningen av Skagerrak er også beskrevet av Weering (1975). Øvre/nordlige deler av skrålagene viser en svakere refleksjonskarakteristikk (Fig. 4.10), trolig et resultat av stigende havnivå som førte til lavere energi og avsettelse av mer finkornede sedimenter. Denne utviklingen vil trolig også resultere i reduserte sedimentasjonshastigheter. Endringen i refleksjonskarakteristikk kan representere Bølling/Allerød perioden som er karakterisert av akselerert eustatisk havnivåstigning (Fairbanks, 1989). Det relative havnivået i området er for øvrig uvisst ettersom den glasiostatiske komponenten ikke er kjent. Mineralogisk studie av kjerne GIK-15530-4 (Fig. 5.9 – A) gjort av Björklund et al. (1985) indikerer en sørlig sedimenttilførsel av leirefraksjoner under Yngre Dryas stadialen, samt grovere glasialt omarbeidet materiale fra Fennoskandia. Dette bekrefter trolig teorien om en sørlig påvirkning på sedimentasjon i Skagerrakbassenget under avsettelsen av Enhet E3.

Rise et al. (2008) foreslår også eolisk transport fra landområder i Nordsjøen samt erosjon fra grunt vann og kystnære områder som viktige kilder til mektigheten observert i Basseng 1. Erosjon assosiert med den gradvise transgresjonen av nordlige og sentrale deler av Nordsjøen før Holosen kan også ha utgjort en komponent av sedimenttilførselen til Skagerrak under avsettelsen av Enhet E3.

Strømningsmønsteret under deglasiasjonen og frem til Holosen vil trolig hatt påvirkning på avsettelsen og mektighetsfordelingen av Enhet E3. Under den innledende deglasiasjonen var sirkulasjon i Skagerrakområdet trolig minimal, og mest sannsynlig dominert av en estuarin sirkulasjon, drevet av stor smeltevanntilførsel fra ismarginen og senere drenering av den Baltisk glasiiale innsjøen. Longva et al. (2008) foreslår en generell mot klokken sirkulasjon drevet av coreoliskraften, som trolig vil ha favorisert innstrømmende vannmasser langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna. Innstrømming av varmt atlantisk vann antas å ha startet for rundt 15 500 til 15 000 år BP

(13 000 – 13 500 ¹⁴C år BP) (Knudsen et al., 1996) og styrket strømningsystemet i Skagerrak. Paleo-oseanografisk kartlegging av studieområdet gjort av Gyllencreutz et al. (2006) viser fra rundt 15 000 år BP innstrømming av atlantisk vann langs den vestlige og sørlige marginen av Norskerenna (Fig. 5.9 – A) som kan ha bidratt til sedimentfordelingen langs den sørlige marginen av Norskerenna. Dateringer av glasimarine sedimenter gjort av Rise et al. (2008) sør for Kristiansand, langs den øvre sørlige skråningen av Norskerenna viser en kraftig økning i sedimentasjonshastighet ved rundt 13 500 ¹⁴C år BP (Fig. 5.10) som trolig er relatert til et hydrologisk skifte og styrkning av innkommende saline vannmasser fra Atlanterhavet. Under denne settingen kan suspenderte sedimenter fra nordlige og vestlige områder ha blitt transportert med Atlantisk vann inn i Skagerrak og avsatt i Basseng 1 hvor den største mektigheten observeres. Høy avsetningshastighet i dette området kan ha vært forårsaket av den morfologiske utformingen av renna der økende overfordypning i Basseng 1 (Flate for sekvensgrense H1, fig. 4.21) kan ha forårsaket lavere strømningshastigheter og økt sedimentasjonshastigheten.

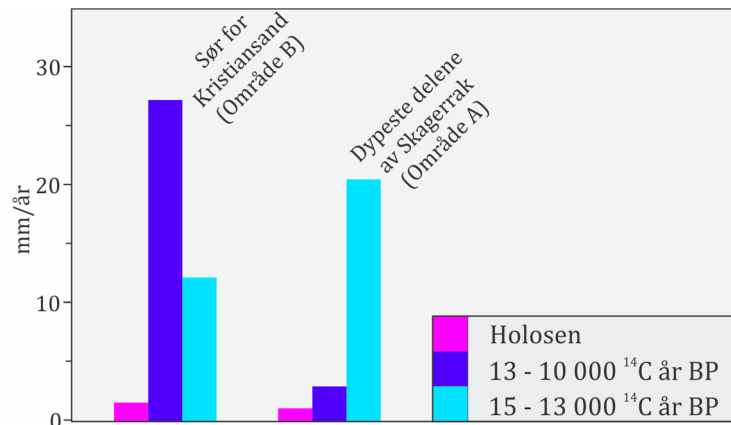
I nordlige deler av Norskerenna, utenfor Vest-Norge, er maksimal mektighet av glasimarine sedimenter, tilsvarende Enhet E3, kartlagt opp til rundt 35 m (Schäuble, 2012). Lengre sør, har Rise et al. (2008) kartlagt et mindre deponer utenfor Egersund, som viser mektigheter opp mot 80 m. Maksimal mektighet i sørlige Skagerrak er i denne studien registrert på opptil 105 m (140 ms (tvt)), der generelt store mektigheter forekommer i hele Basseng 1 (Fig. 4.18). Dette indikerer at sørlige deler av Skagerrak (området B) har fungert som hoveddeponer for glasimarin sedimentasjon i Norskerenna, og trolig mottatt sedimenter fra fluviale prosesser fra sørlige og vestlige områder av Nordsjøen. I tillegg kan styrket oseanografisk sirkulasjon etter rundt 13 000 ¹⁴C år BP (f.eks. Gyllencreutz et al., 2006) medført mer begrenset sedimentasjon i nordlige deler av Norskerenna, og/eller større transport inn til Skagerrakbassenget.



Figur 5.9: A) Gjenskapelse av forholdene som eksisterte under avsettelse av Enhet E3. Mektighetskartet av Enhet E3 er fremstilt i 10 ms intervaller. Stiplet rød linje adskiller område A og B. B) TOPAS-profil GS14-191-26 viser prograderende facies av Enhet E3. C) TOPAS-profil GS14-191-28 viser prograderende facies av Enhet E3. Strømningsdata og den sørlige paleokystlinjen er basert på Gyllencreutz et al. (2006) og representerer 15 000 – 13000 år BP intervallet (Fig. 2.9 – A). Yngre Dryas marginen er hentet fra Mangerud et al. (2011) og representerer maksimum utbredelse.

Inndelingen i området A og B antas å reflektere forskjellige sedimentasjonsprosesser og kilder som har vært dominerende i løpet av tidsperioden enheten ble avsatt. Området A (Fig. 5.9 – A) viser en akustisk underinndeling som er korrelert med ismarginens relative posisjon frem til Holosen. Dette indikerer at ismarginen trolig har vært den dominerende og kontrollerende faktoren for avsettelse i området. Teorien stemmer også med estimerte sedimentasjonshastigheter fra Rise et al. (2008) i de dype områdene av Skagerrak (området A) (Fig. 5.10) som viser høy sedimentasjonshastighet under den initiale deglasiasjonen (15 000 – 13 000 ¹⁴C år BP) da påvirkning fra ismarginen trolig var stor. Lavere sedimentasjonshastigheter observeres fra Bølling/Allerød interstadialen og frem til Holosen da ismarginens påvirkning trolig har vært mindre. Estimaten fremvist av Rise et al. (2008) viser for øvrig ikke god nok oppløsning for korrelering med underenhet E3C avsatt under Yngre Dryas stadialen. Området A viser også en relativt uniform mektighet som avgrenser området og indikerer et relativt likt sedimentasjonsmiljø. Avsetning i dette området har trolig også vært påvirket av den sørvestlige havstrømmen (Fig. 5.9 – A) (tilsvarende den norske kyststrømmen, fig. 2.8 – A og B) som antas å ha operert langs østkysten av Norge (Gyllencreutz et al., 2006) og bidratt til sedimentsfordelingen. Området B (Fig. 5.9 – A) viser en forskjellig akustisk karakter fra området A, og antas å ha blitt avsatt under et sedimentasjonsmiljø som i større grad har vært uavhengig av ismarginen i Sørøst-Norge og primært styrt av sørlige og vestlige kilder samt havstrømsvariasjoner og havnivåendringer.

Inndeling i området A og B reflekteres også ved observasjoner av den kronostratigrafiske, øvre sekvensgrense H3, som i vestlige og sørlige (Fig. 5.9 – A, «området B») deler av studieområdet karakteriseres av en markant overgang til Holosen, og marin dominerte avsetninger. Dette indikerer trolig en relativt brå avslutning på glasialt påvirket sedimentasjon. Østlige og nordøstlige deler av studieområdet (Fig. 5.9 – A, «området A») viser en mer gradvis overgang, som er korrelert med ismarginens tilbaketrekning etter Yngre Dryas stadialen og senglasiiale prosesser som opererte i Sørøst-Norge og Sørvest-Sverige. Denne gradvise overgangen vil bli videre diskutert i underkapittel 5.6.1.



Figur 5.10: Estimerte sedimentasjonshastigheter sør for Kristiansand og i dypeste delene av Skagerrak. Dypeste delene av Skagerrak sammenfaller med området A, hvor ismarginen i Sør-Norge trolig har vært den kontrollerende faktoren for avsettelse. Sør for Kristiansand sammenfaller med området B, hvor sørlige og vestlige kilder samt styrket oseanografisk sirkulasjon for rundt 13 000 ¹⁴C år BP har vært kontrollerende faktorer for avsettelse. Figuren er modifisert fra Rise et al. (2008).

5.6 Avsetningsmiljø i Skagerrak gjennom Holosen

Enhet E4 utgjør i denne studien Holosen-sedimentasjon og er avsatt fra 11 600 år BP og frem til i dag. Enheten samsvarer trolig med Enhet E1 fra Van Weering et al. (1973), Solheim & Grønlie (1983) og Holtedahl (1986), Sekvens 1 fra Salge & Wong (1988), Enhet H fra Van Weering et al. (1993) og Rise et al. (1996) og Enhet A fra Rise et al. (2008) og Longva et al. (2008) (Appendiks C).

Mektighetskartlegging av Enhet E4 viser store likheter med tilsvarende kartlegging gjort av Longva & Thorsnes (1997), Rise et al. (1996) og Rise et al. (2008) i Skagerrak. Sammenliknet med Holosene mektigheter observert i Norskerenna langs Norges vest- og sørvest kyst (Van Weering et al., 1973; Rise & Rokoengen, 1984; Rise et al., 2008; Schäuble, 2012) fremstår Skagerrakdelen av Norskerenna som et hoveddeponert for finkornet sedimentasjon i Nordsjøen gjennom Holosen.

5.6.1 Overgang fra glasimarin til marin sedimentasjon i tidlig Holosen

Sekvensgrense H3 utgjør overgangen til Holosen-sedimentasjon og fremstår i vestre deler av studieområdet som en markant og skarp overgang i akustisk facies, mens østlige og nordøstlige deler av studieområdet viser en mer gradvis akustisk overgang mellom øvre deler av Enhet E3 og nedre deler av Enhet E4. Denne beskrivelsen er også observert av Von Haugwitz & Wong (1993) og Gyllencreutz et al. (2005). I østre deler av Skagerrak har Gyllencreutz et al. (2005) sammenstilt kjerne MD99-2286 (Fig. 2.9), med chirp-sonar

profiler, hvor ingen signifikant seismisk grense ble identifisert for nedre grense av Holosen.

Den gradvise overgangen i akustisk karakter i østlige og nordøstlige deler av studieområdet antas å være et resultat av gradvis utfasing av distal glasial påvirket sedimentasjon i slutten av Yngre Dryas og tidlige Holosen, til et mer marin dominert sedimentasjonsmiljø i Holosen. Overgangen er trolig forårsaket av flere senglasielle prosesser som opererte i Sørøst-Norge og Sør-Sverige i tidlig Holosen og som har påvirket sedimentasjon i Skagerrak.

I Oslofjorden vedvarte en isfront frem til for rundt 10 700 år BP (Gyllencreutz et al., 2006) og påvirket trolig sedimentasjon i Skagerrakbassenget. Tilbaketrekingen av isfronten markeres som avsluttende IRD avsetninger i kjerne MD99-2286 (Gyllencreutz, 2005) og støtter denne teorien.

Sedimentasjon i østre deler av studieområdet antas også å ha vært påvirket av utflytning av glasielt smeltevann fra den Baltisk glasielle innsjøen over Svenskekysten. Nårke stredet i Øst-Skagerrak åpnet for rundt 11 300 år BP der Otteid-Stenselva utløpet (Fig. 2.9 – B, «Strøm 1») fremsto som hovedåre for dreneringen av den Baltisk glasielle innsjøen frem til rundt 10 300 år BP da det ble lukket på grunn av differensielt isostatisk oppløft (Björck, 1995; Lambeck, 1999; Gyllencreutz et al., 2006). Det isostatiske oppløftet førte til en sørlig migrasjon av utflytningen til Uddevalla stredet (Fig. 2.9 – B, «Strøm 2») og Göta älv utløpet (Fig. 2.9 – B, «Strøm 3») og er registrert av progressiv senere økning av leirinnhold i kjerner, sørover langs Svenskekysten (Gyllencreutz et al., 2006).

I nordøstlige deler av Skagerrak er siste IRD avsetning datert til 10 200 år BP (Gyllencreutz et al., 2006). Gyllencreutz et al. (2006) tilknytter denne hendelsen til drenering av den isdemmede nedre Glomsjø glasielle innsjøen, som dannet en stor flom assosiert med isfjellstransport i Sørøst-Norge (Longva & Bakkejord, 1990; Longva & Thoresen, 1991).

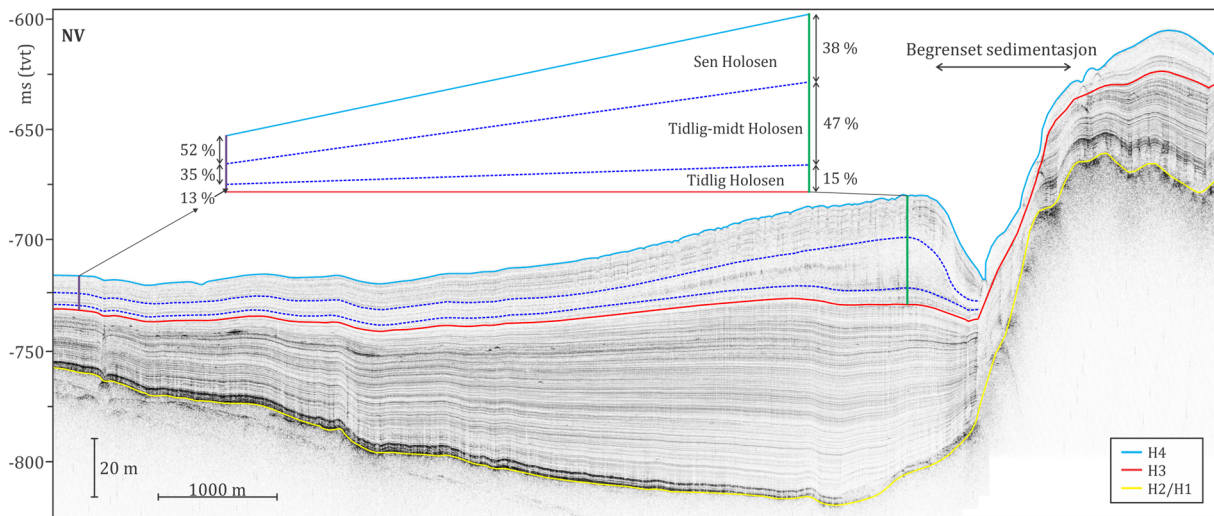
Ettersom tilførsel fra den Baltisk glasielle innsjøen ble redusert og senere opphørte for rundt 10 000 år BP, overtok trolig marine prosesser som dominerende komponenter av sedimentasjonsmiljøet i Skagerrak. Disse tidlige Holosene glasielle prosessene antas å ha hatt størst påvirkning på sedimentasjon i østlige og nordøstlige deler av Skagerrak som gjenspeiles i forskjellig akustisk karakter av sekvensgrense H3 i studieområdet.

5.6.2 Sedimentasjonsutvikling gjennom Holosen

For rundt 11 600 – 11 300 år BP i tidlig Holosen forekom transgresjon av den sørlige Nordsjøen og en progressiv østlig forflyttelse av kystlinjen mot Vest-Danmark (Lambeck, 1995). Isolasjon av Doggerbank (Fig. 2.1) i sørlige deler av Nordsjøen forekom for mellom 9 000 og 8 700 år BP (Lambeck, 1995; Gyllencreutz et al., 2006). Denne utviklingen tillot Atlantisk vann fra den sørvestlige Nordsjøen å strømme langs den danske vestkysten og dannet den sørlige Jutlandstrømmen. Isolasjon av Doggerbank sammen med åpning av den Engelske Kanal for mellom 9 000 og 7 700 år BP (Lambeck, 1995) startet transporten av sedimenter nordover langs den vestlige Danskekysten med den sørlige Jutlandstrømmen. I dag transporterer vannmassene fra den sørlige og sentrale Nordsjøen svært store mengder sedimenter til Skagerraksystemet (Longva & Thorsnes, 1997). For å differensiere mellom tidlig Holosen sedimentære mektigheter og mektigheter avsatt som et resultat av det moderne oseanografiske strømmingssystemet, sammenliknes mektighetsdata (Fig. 5.12 – A) med moderne sedimentasjonshastigheter (Fig. 5.12 – B) fra Bøe et al. (1996) og Longva & Thorsnes (1997).

Vest/sørvest for området hvor maksimal Holosen mektighet er observert (Fig. 5.12 – A, markert «A») forekommer en gradvis mektighetsøkning i øst/nordøstlig retning (Fig. 5.12 – A, markert «B»). Tilsvarende mønster er ikke tydelig registret i moderne sedimentasjonshastigheter (Fig. 5.12 – B) som antas å indikere utvikling i tidlig Holosen før etablering av det moderne sirkulasjonsmønsteret. Dette støttes også ved analyse av TOPAS-profil GS13-181-25 (Fig. 5.11) som viser at største delen av mektigheten av sonen trolig har blitt avsatt i tidlig til midt Holosen. Mønsteret antas å reflektere en østlig migrasjon av hoveddeposenteret for Enhet E3 i vestlige deler av Basseng 1 (Fig. 4.18 – A) til området hvor maksimale mektigheter for Enhet E4 forekommer i dag (Fig. 5.12 – A, markert «A»). Utviklingen er trolig et resultat av den gradvise transgresjonen av den sørlige Nordsjøen sammen med utviklingen mot et mer moderne strømmingssystem. I tidlig Holosen strømmet Atlantisk vann inn langs den vestlige og sørlige marginen av Norskerenna og den nordlige Jutlandstrømmen antas å ha operert utenfor Nord-Danmark (Fig. 2.9 – B og C) (Gyllencreutz et al., 2006). Transgresjon av Nordsjøen førte trolig også til stor erosjon av finkornede og sandige sedimenter som antagelig har blitt transportert inn i Skagerrakbassenget. Transport av grovere (silt-sand) sedimenter under denne settingen støttes også ved akustiske data, som viser en nedre sone i Enhet E4 (E4B)

bestående av høy amplitude reflektorer (Fig. 4.11 – E, og 4.12 – B) som kan indikere noe større grovere kornstørrelser langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna.

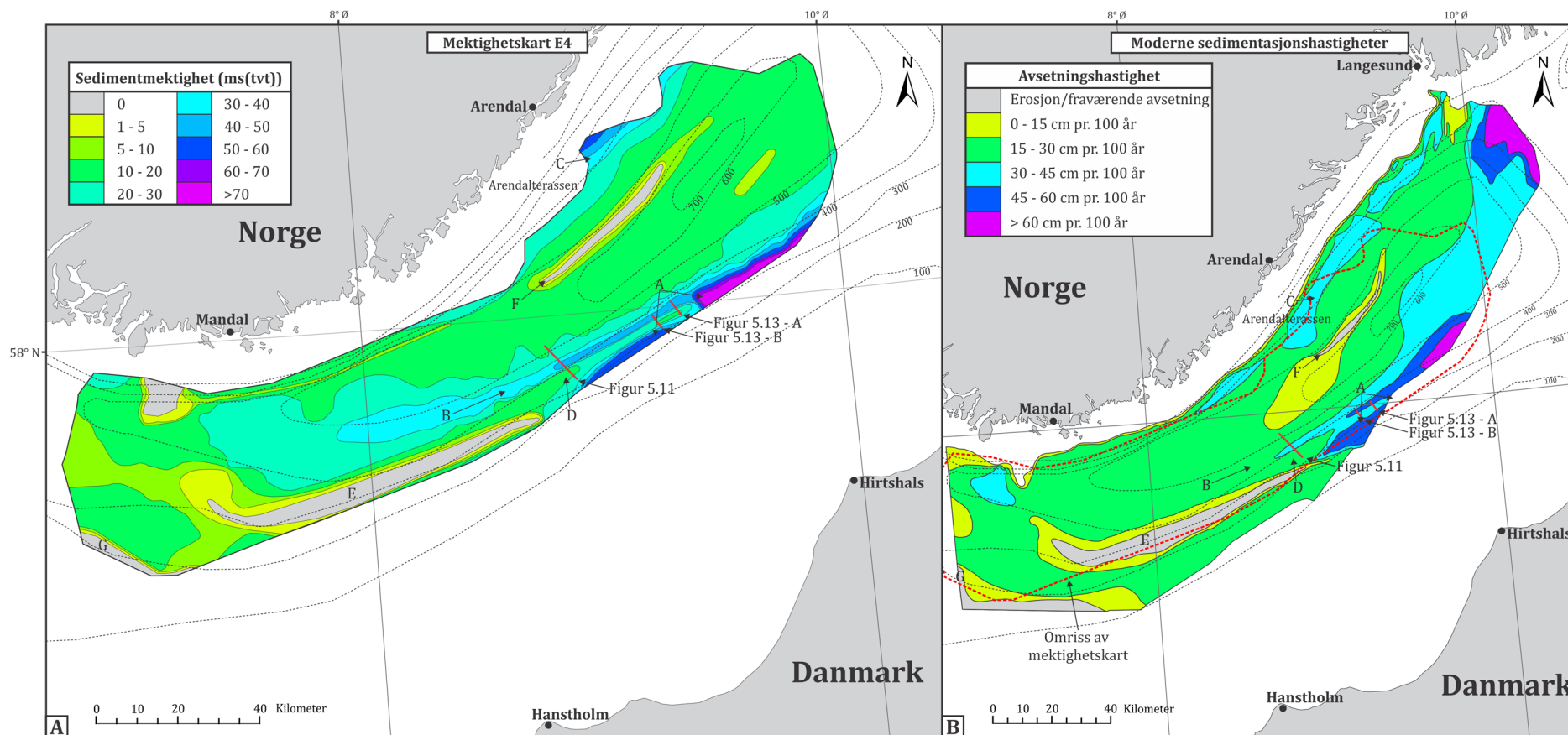


Figur 5.11: Seismisk utsnitt av TOPAS-profil GS13-181-25 viser mektighetsutviklingen av Enhet E4 i sørøstlig retning på kryss av Basseng 1 der variasjoner i nedre deler av enheten (Tidlig – midt Holosen) er størst. Estimataene er teoribasert, og mangler kjernemateriale for verifisering. En sone med begrenset sedimentasjon og antagelig også erosjon forekommer langs den sørøstlige skråningen, sammen med svært bratt batymetri. Lokalitet av profilet er vist i figur 5.12.

I de sentrale og dypeste delene av Norskerenna er mektigheten av Holosensekvensen kartlagt til mellom 7,5 – 15 m (10 – 20 ms (tvt)) (Fig. 5.12 – A) der nedre deler av dette intervallet er mest utbredt. Bøe et al. (1996) og Longva & Thorsnes (1997) viser til moderne sedimentasjonshastigheter på 15 – 30 cm/100 år i dette området, og 30 – 45 cm/100 år i sørøstlige deler (Fig. 5.12 – B). Dette indikerer at sedimentasjonshastigheten har akselerert i løpet av Holosen. Akselerasjonen antas å være tilknyttet utviklingen av det moderne strømmingssystemet hvor sedimentasjonshastigheten antagelig har økt som et resultat av økt Atlantisk innstrømming for rundt 9 000 år BP samt åpningen av den Engelske Kanal og isolasjonen av Doggerbank (Gyllencreutz et al., 2006). Denne oseanografiske utviklingen vil ha medført større vanninnstrømning til Skagerrakbassenget og med det også økt sedimenttilførselen. Styrkning av havstrømmene vil også medført økt erosjon av havbunnssedimenter i Nordsjøen som vil ha utgjort tilleggskomponent av sedimenttilførselen til Skagerrak.

Nord for de dypeste områdene av Skagerrak, på Arendalterrassen, forekommer en mektighetsøkning mot kysten av Sør-Norge (Fig. 5.12 – A, markert «C»). Tilsvarende observasjon er også gjort av Rise et al. (1996), og antas å være et resultat av rask isostatisk

oppløft og forflytting av kystlinjen i tidlig Holosen, som utsatte store mengder sedimenter for erosjon, og transport inn i Skagerrak. Denne erosjonen kan også ha medført transport av sandstørrelsespartikler, som kan forklare den akustiske karakteren i området (Facies, E4B og E4C (Fig. 4.11)). Moderne sedimentasjonshastigheter i dette området er på 15 – 30 cm/100 år, med stedvise områder som viser 30 – 45 cm/100 år (Bøe et al., 1996; Longva & Thorsnes, 1997) og fremstår for lave til å forklare den observerte mektigheten. Dette tyder på at store deler av sedimentene avsatt i dette området har blitt avsatt i tidlig Holosen under forhold forskjellig fra dagens. Denne observasjonen støtter dermed tolkningen fremstilt av Rise et al. (1996). Sedimentasjonshastigheten viser heller ingen økning mot kystlinjen slik som observert på mektighetsdata, og støtter den fremviste teorien. Datasettet benyttet i denne studien har begrenset lateral utbredelse og observerer trolig kun sørlige deler av mektighetsutviklingen mot norskekysten. Rise et al. (1996) og Rise et al. (2008) har identifisert tilsvarende mektighetsmønster langs store deler av sørøstkysten av Norge.



Figur 5.12: Sammenstilling av mektighetsdata av Enhet E4 (Holosen-sedimentasjon) (figur A) og moderne sedimentasjonshastigheter (figur B). Omrisset av mektighetskartet i figur A er illustrert med rød, stiplet linje i figur B. Figuren viser også lokaliteten av TOPAS-profil GS13-181-25 (Fig. 5.11), GS13-181-17 (Fig. 5.13 - A) og GS13-181-19 (Fig. 5.13 - B). Figur B er modifisert fra Bøe et al. (1996) og Longva & Thorsnes (1997).

5.6.3 Moderne sedimentasjonsmiljø i Skagerrak

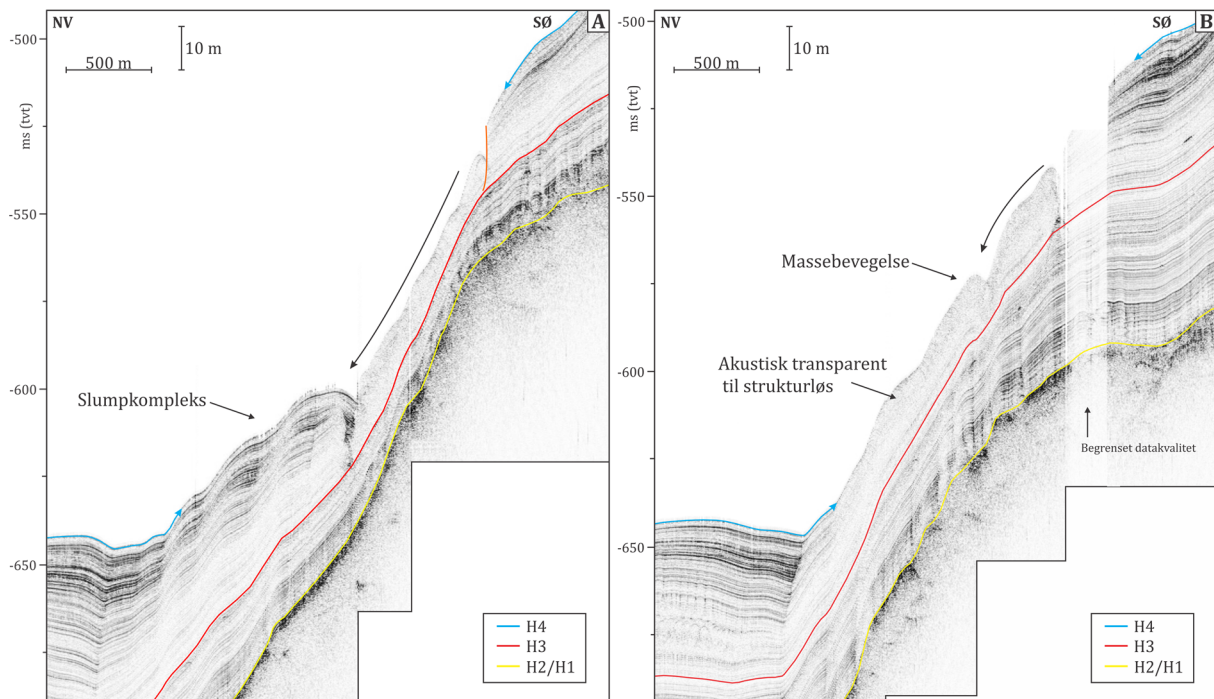
Mektighetskartleggingen av Holosen sedimentene i denne studien viser at de største mektighetene på rundt 50 m forekommer i sørøstlige deler av studieområdet (Fig. 5.12 – A, markert «A»). Sedimentasjonshastigheten i dette området er på 45 – 60 cm/100 år (Fig. 5.12 – B) og indikerer at mektigheten er relatert til moderne sedimentasjonsforhold. Nordvest – sørøst mektighetsutviklingen av Enhet E4 observert på TOPAS-profilene i dette området (Fig. 4.7) gir for øvrig grunnlag for å anta at større mektigheter forekommer utenfor det dekkede studieområdet. Sørøst for dette området, ved Skagen, er Holosen mektigheten kartlagt på opptil 115 m (Conradsen & Heier-Nielsen, 1995). Det foreslåes med dette at den maksimale mektigheten observert i denne studien kan være en østlig del av et større deponer som ikke er fullstendig dekket i denne studien.

Mektighetsdata fra platået sør/sørøst for Norskerenna utenfor Nordvest-Danmark har grunnet begrenset seismisk dekning og kvalitet ikke blitt kartlagt i detalj. Det observeres imidlertid en mindre mektighetsøkning i nordøstlig retning mellom TOPAS-profilene GS14-191-28 og GS14-191-26 (Fig. 4.10). Mektighetsøkningen samt observert havbunns morfologi på TOPAS-profilene og Olex data indikerer trolig økende viktighet av avsettelse fremfor erosjon som er observert lengre sør og sørvest i Nordsjøen. Olex batymetriske data viser en kurvet sone rundt 30 km nord for Skagen hvor havbunnen går fra relativt jevn i sørvest, til mer irregulær i nordøst (Fig. 4.25 – E og 4.26 – D). Denne sonen antas å utgjøre den nordøstlige grensen av et stort Holosen deponer utenfor Nord- og Nordvest-Danmark. Den irregulære havbunnen i dette området reflekterer trolig lavere sedimentasjonshastigheter som i større grad har bevart en uregelmessig havbunnsbatymetri sammenliknet med områder lengre sørvest, hvor høyere sedimentasjonshastighet og sedimenttilførsel i større grad har jevnet ut den glisiale flaten.

Sørvest for området hvor maksimal mektighet observeres (Fig. 5.12 – A), finnes indikasjoner for massebevegelseaktivitet langs den sørøstlige skråningen. Massebevegelsene forekommer i øvre deler av Holosensekvensen og indikerer trolig et opphav under moderne sedimentasjonsforhold. TOPAS-profil GS13-181-17 (Fig. 5.13 – A) viser tre foldede sedimentseksjoner der interne reflektorer, representative for opprinnelig lagdeling, er beholdt. Strukturen fremstår uavhengig av underlaget og støtter

en opprinnelse fra massebevegelser der foldingen oppstår som et resultat av komprimering ved avsettelse. Disse observasjonene, sammen med relativt kort transport tilsier trolig avsettelse ved slumping (f.eks Hampton et al., 1996). TOPAS-profil GS13-181-19 (Fig. 5.13 – B) viser massebevegelse med en mer akustisk transparent til strukturløs facies, som indikerer intern deformasjon assosiert med massetransporten. Longva & Thorsnes (1997) har tidligere beskrevet massebevegelse og skråningsustabilitet i assosiasjon med hoveddeposenteret av Holosen sedimenter i Sørøst-Skagerrak som trolig samsvarer med observasjoner gjort i denne studien. Longva & Thorsnes (1997) foreslår at ustabiliteten kan være forårsaket av høye sedimentasjonshastigheter som danner høyt poretrykk og en ukonsolidert sedimentkomposisjon som sammen med bratt batymetri fremstår utsatt for utsklidning. Leynaud et al. (2007) har gjennom modellering demonstrert at overflødig poretrykk grunnet høye sedimentasjonshastighet kan forklare utviklingen av svakhetssoner i sedimentene hvor igangsetting av massebevegelser forekommer. Sedimentasjonshastigheten i området er relativt høy, på mellom 45 og 60 cm/100 år (Fig. 5.12 – B) og kan utgjøre en faktor for destabilisering av sedimentene gjennom forhøyet poretrykk som reduserer skjærstyrken. Longva & Thorsnes (1997) og Rise et al. (1999) har tidligere kartlagt store mengder pockmarks i Skagerrakbassenget og langs øvre deler av den sørøstlige skråningen av Norskerenna. Dette gjenkjennes også i Olex batymetriske data som viser store mengder pockmarks langs øvre deler av den sørøstlige skråningen (Fig. 4.25 – C) og sammenfaller med området hvor massebevegelser er observert. Tilførselen av gass eller veske fra underliggende bergarter kan potensielt øke ustabiliteten av sedimentene og utgjøre en faktor for initiering av de observerte massebevegelser. Vest-sørvest for de kartlagte massebevegelser forekommer en avlang sone langs nedre deler av den sør/sørøstlige skråningen med begrenset sedimentasjon (Fig. 4.25 – B₁, 5.11 og 5.12 – A, markert «D»). Sonen antas å være relatert til konturparallele strømmer som begrenser sedimentasjonshastigheten. Reduserte moderne sedimentasjonshastigheter i dette området er også indikert i sedimentasjonshastighetsdata fra Bøe et al. (1996) og Longva & Thorsnes (1997) (Fig 5.12 – B, markert «D»). Med redusert sedimentasjon langs nedre deler av skråningen og høye sedimentasjonshastigheter langs øvre deler av skråningen, kan massebevegelser bli igangsatt som et resultat av økende skråningsgradient. Massebevegelser antas å primært være et resultat av den bratte batymetrien (Fig. 4.26 – E), samtidig som flere sedimentasjonsprosesser i området kan føre til ustabilitet i

sedimentene. Dette samsvarer i stor grad med tolkningen fremstilt av Longva & Thorsnes (1997).



Figur 5.13: Seismisk utsnitt av TOPAS-profil GS13-181-17 (A) og GS13-181-19 (B) viser massebevegelsesprosesser i Holosensekvensen langs den sørøstlige skråningen av Norskerenna. Lokalitet av profilene er vist i figur 5.12.

Enhet E4 er i denne studien underinndelt i tre lateralt varierende facies som antas å representere varierende litologisk sammensetning. Underinndelingen er trolig et resultat av lateralt varierende strømnings- og avsetningsforhold i studieområdet som har dominert i løpet av midt til sen Holosen, etter etableringen av det moderne strømmingssystemet for 8100 år BP (Gyllencreutz et al., 2006). Lateralt varierende akustisk facies assosiert med Holosensekvensen i Skagerrak har tidligere blitt observert av Von Haugwitz & Wong (1993) og Rise et al. (1996), og er i denne studien blitt underinndelt i E4A, E4B og E4C.

Langs den nordlige skråningen av Norskerenna samt i vestlige deler av studieområdet forekommer Enhet E4A (Fig. 4.11 – A) og sammenfaller med Litosone 1 («Marint») i kjerne GS12-172-04PC (Fig. 3.3) beskrevet av Borge (2014). Litosone 1 består av svært finkornede sedimenter (hovedsakelig leire) med lavt sandinnhold (1,4 %), hvor stein- og gruspartikler er fraværende. Denne litologiske sammensetningen antas å være representativ for E4A basert på akustiske kontinuitet. Avsetning av E4A antas å ha skjedd

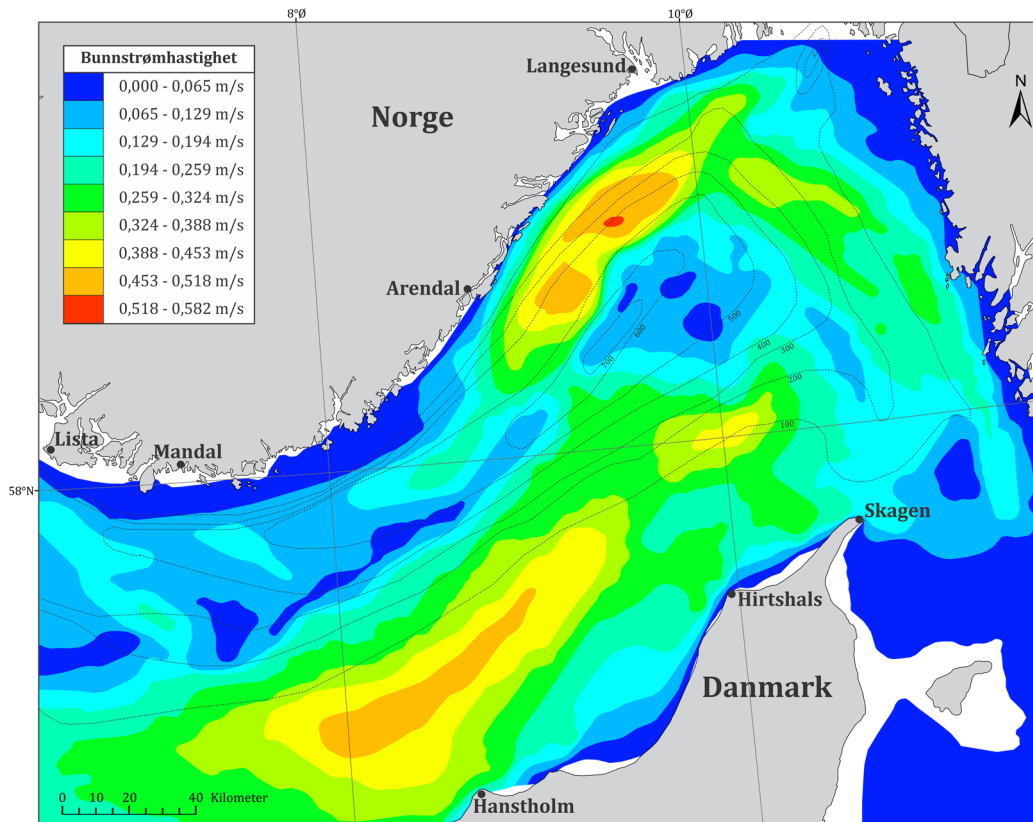
primært gjennom hemipelagisk sedimentasjon under relativt lave strømningshastigheter. Rodhe (1987) dokumenterer redusert strømningshastigheter gjennom Skagerrak, hvor de laveste hastighetene på 5 – 10 cm/s forekommer langs norskekysten samtidig som hastighetsreduksjon også observeres med økende vanddyb i indre Skagerrak. Bunnstrømsdata fra Svendsen et al. (1996) og Longva & Thorsnes (1997) (Fig. 5.14) viser også lave hastigheter i de dypeste delene av Skagerrak og langs Norskekysten sørvest for Arendal, selv under perioder med sterk atmosfærisk påvirkning. Dette samsvarer i stor grad med utbredelsen av Enhet E4A som er kartlagt opptil 500 m vanddyb utenfor Arendal hvor lave bunnstrøms hastigheter dominerer (Fig. 5.14).

I sentrale deler og langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna forekommer Enhet E4B (Fig. 4.11 – A). Enheten viser en akustisk signatur med høyere antall parallelle reflektorer som antas å være et resultat av høyere tilførsel av siltige til sandige sedimenter transportert inn i Norskerenna fra det sørlige platået over Norskerenna som gir høyere akustisk absorpsjon. Denne transporten forekommer gjennom strømmer fra den sørlige Nordsjøen og Jutlandstrømmen langs Danmarks vestkyst som er sterkt påvirket av atmosfæriske og oseanografiske variasjoner (Aure et al., 1990; Danielssen et al., 1991), og som i perioder kan forsterkes og transportere sandige sedimenter til dype deler av Norskerenna (Longva & Thorsnes, 1997). Dette avsetningsmønsteret gjenspeiles også i havbunnsanalyser fra Bøe et al. (1996) som viser en sone av sandig leire som strekker seg fra den sørøstlige skråningen og ned til de dype delene av Skagerrak (Fig. 2.11). Enhet E4B er også identifisert på Arendalterrassen (Fig. 4.11 – A) hvor den utgjør overgangen fra E4A fra dype deler av Norskerenna og E4C nærmere kysten. Bunnstrømsmålinger fra dette området viser strømningshastigheter på opptil 0,4 m/s (Fig. 5.14), som kan tillate transport av grovere sedimenttyper, sammenliknet med dypere områder (>500 m) hvor E4A forekommer. Denne tolkningen samsvarer i stor grad med kartlagte bunnsedimenter over Arendalterrassen som viser sandig leire over 500 m dybdekonturen (Fig. 2.11).

Langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna og på platået sør for Norskerenna forekommer Enhet E4C (Fig. 4.11 – A). Enheten fremstår akustisk strukturløs og definert av en svært sterk havbunnsreflektor som forklares med at havbunnsedimentene i stor grad er dominert av sand som absorberer store mengder av det akustiske signalet. Den akustiske signaturen i dette området kan også være relatert til gass og veske utslipp fra underliggende bergarter som gjenspeiles i store mengder pockmaks på havbunnen (Fig.

4.25 – C) (Rise et al., 1999). Sanddominerte havbunnsedimenter i dette området har tidligere blitt beskrevet av Nielsen (1992), Bøe et al. (1996) og Longva & Thorsnes (1997) og støtter tolkningen (Fig. 2.11). Bunnstrømhastigheter i dette området er målt opp mot 0,5 m/s (Fig. 5.14) og er tilstrekkelig for erosjon og transport av sandstørrelsesfraksjoner. Disse sandige sedimentene har opphav fra sørlige deler av Nordsjøen, hvor de er derivert fra kontinentale elver, samt erosjon av grunne områder i Nordsjøen og rundt kysten av Holland, Tyskland og Danmark (Björklund et al., 1985). Sedimentene transportertes nord og nordøstover med Jutlandsstrømmen samt med sørlige og sentrale deler av innstrømmende vannmasser fra Nordsjøen.

Enhet E4C er også observert i nordlige deler av studieområdet utenfor Arendal, på vanddyb mellom 250 og 100 m (Fig. 4.11 – A). I dette området forekommer også bunnstrømhastigheter opp mot 0,5 m/s (Fig. 5.14). Longva & Thorsnes (1997) klassifiserer havbunnsedimentene i dette området som «varierende sedimentkomposisjon» (Fig. 2.11). Basert på akustisk signatur i dette området, antas det at sedimentene inneholder en betydelig sandkomponent som absorberer store deler av TOPAS-signalet.



Figur 5.14: Bunnstrømhastighet i Skagerrak etter noen dager med 12 m/s sørvestlig vind (strømningsverdiene representerer dermed ikke gjennomsnittlige forhold). Figuren er basert på data fra SKAGEX 1991, Svendsen et al. (1996) og er modifisert fra Longva & Thorsnes (1997).

Mektighetsdata av Enhet E4 viser flere soner hvor sedimentasjon i Holosen har vært fraværende, eller områder hvor erosjon er dominerende under dagens sedimentasjon og strømningsforhold.

Den mest fremtredende av disse sonene er rundt 100 km lang og forekommer langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna mellom 300 og 400 m dybde konturene (Fig. 5.12 – A, markert «E»). Sonen følger i stor grad 300 m dybdekonturen og kurver innover i Norskerenna i vestlige deler. Denne formen illustreres også tydelig ved svært begrenset sedimentasjon på 0,75 – 3,75 m (1 – 5 ms (tvt)) inn mot sentrale deler av Norskerenna i samme området. Tilsvarende sone er også observert i mektighetsdata for Enhet E3 (Fig. 4.18 – markert «D»), men viser en mer begrenset utbredelse sammenliknet med Holosensekvensen. Sonen med erosjon/fraværende sedimentasjon antas å være dannet av konturparallele strømmer (Rise et al., 1996), sterke nok til å erodere og å holde sedimenter i suspensjon. Sonen viser retningsmessige likheter med innstrømmende Atlantisk vann, og antas å være relatert til denne innstrømmingen. Vest for studieområdet har Lien (1995) vist at innstrømmende Atlantisk vann kan være sterk nok til å resuspendere fine sedimenter og transportere sandstørrelsespartikler østover. Dannelsen av denne sonen antas å være relatert til økt Atlantisk innstrømming i tidlig Holosen (Gyllencreutz et al., 2006) som trolig styrket de konturparallele strømmene og startet erosjon og transport av tidlig Holosene- og glasimarine sedimenter. Rise et al. (1996) viser også til en bedre lateral kontinuitet av den glasimarine pakken og tidlig Holosene avsetninger, med større variabilitet i de sen Holosene avsetningene som trolig skyldes et hydrologisk skifte. I midtre deler av sonen hvor erosjon trolig har pågått lengst og/eller vært kraftigst, er hele den glasimarine pakken erodert og moreneavsetninger (Enhet E0) utgjør havbunnen (Fig. 4.8 – A, 4.9 – A og 4.12 – B). Tilsvarende observasjoner er også gjort gjennom havbunnsanalyser av Bøe et al. (1996). Sonen med erosjon/fraværende sedimentasjon (Fig. 5.12 – A, markert «E») tynner ut i nordøstlig retning og er tidligere dokumentert til å ende opp i et større deponer med mektighet på opptil 130 ms (Rise et al., 1996). Grunnet begrenset seismisk oppløsning i dette området (Appendiks A) har mønsteret ikke vært mulig å kartlegge i detalj. Det observeres for øvrig mektigheter på 37,5 – 45 m (50 – 60 ms (tvt)) rundt 10 km nordøst for sonen (Fig. 5.11 – A, markert «A») som kan representere en nordlig del av deponeret.

Langs den sørøstlige skråningen av Arendalterrassen (Fig 5.12 – A, markert «F») forekommer også en avlang, delvis kurvet sone som strekker seg rundt terrassen. Sonen viser geografiske likheter med et område kartlagt av Bøe et al. (1996), hvor erosjon/fraværende sedimentasjon dominerer (Fig. 5.12 – B, markert «F») dagens avsetningsforhold. Sonen forekommer over et område med relativt bratt skråning på 6 – 8° (Longva & Thorsnes, 1997) som utgjør overgangen fra Arendalterrassen til de dypere delene av Norskerenna (>600 m). Ettersom ingen økt mektighet eller Holosene massebevegelsesavsetninger er observert ved foten av denne skråningen, antas det at fraværende avsetning er strømningsrelatert. Flaten generert for sekvensgrense H4 (havbunns-overflaten) (Fig. 4.24) viser en mindre innsnevring av Norskerennabassenget i sørvestlig retning rundt Arendalterrassen. På bakgrunn av dette, foreslås det at vannmassene som strømmer ut av indre Skagerrak ved disse dybdene akselereres når de passerer Arendalterrassen, og begrenser sedimentasjon langs skråningen. Denne teorien kan også forklare lave sedimentasjonsrater på 0 – 15 cm/100 år sørvest for sonen med erosjon/fraværende avsetning (Fig. 5.12 – B, markert «F»).

Fraværet av Holosene sedimenter helt sørøst i studieområdet forekommer på vanddyb over 200 m og er antagelig et resultat av relativt sterke bunnstrømmer som holder partikler i suspensjon samt eroderer havbunnen. Området antas å utgjøre overgangen til havbunnssettingen som dominerer i den sentrale og sørlige Nordsjøen, hvor erosjon og suspendert transport er dominerende (Longva & Thorsnes, 1997).

5.7 Sedimentære prosesser på danskemarginen

I sørlige deler av studieområdet, på plataet sør av Norskerenna ved Danskekysten, er det observert flere asymmetriske bølgeformer på havbunnen (Fig. 4.13 og 5.15 – A) samt begravde bølgeformer som viser en mer symmetrisk form (Fig. 4.14). Havbunnsformene sammenfaller med E4C klassifikasjonen av Holosenpakken og leder til konklusjonen at dette tilsvarer sandbølger. Tilsvarende morfologiske havbunnsformer er tidligere beskrevet i store deler av den sørlige og sørøstlige Nordsjøen, fra sørbukten av Nordsjøen (Terwindt, 1971), utenfor kysten av Nederland (McCave, 1971; van de Meene & van Rijn, 2000) og langs Danmarks vest- og nordvestkyst (f.eks. Kuijpers et al., 1993; Rise et al., 1996; Anthony & Leth, 2002).

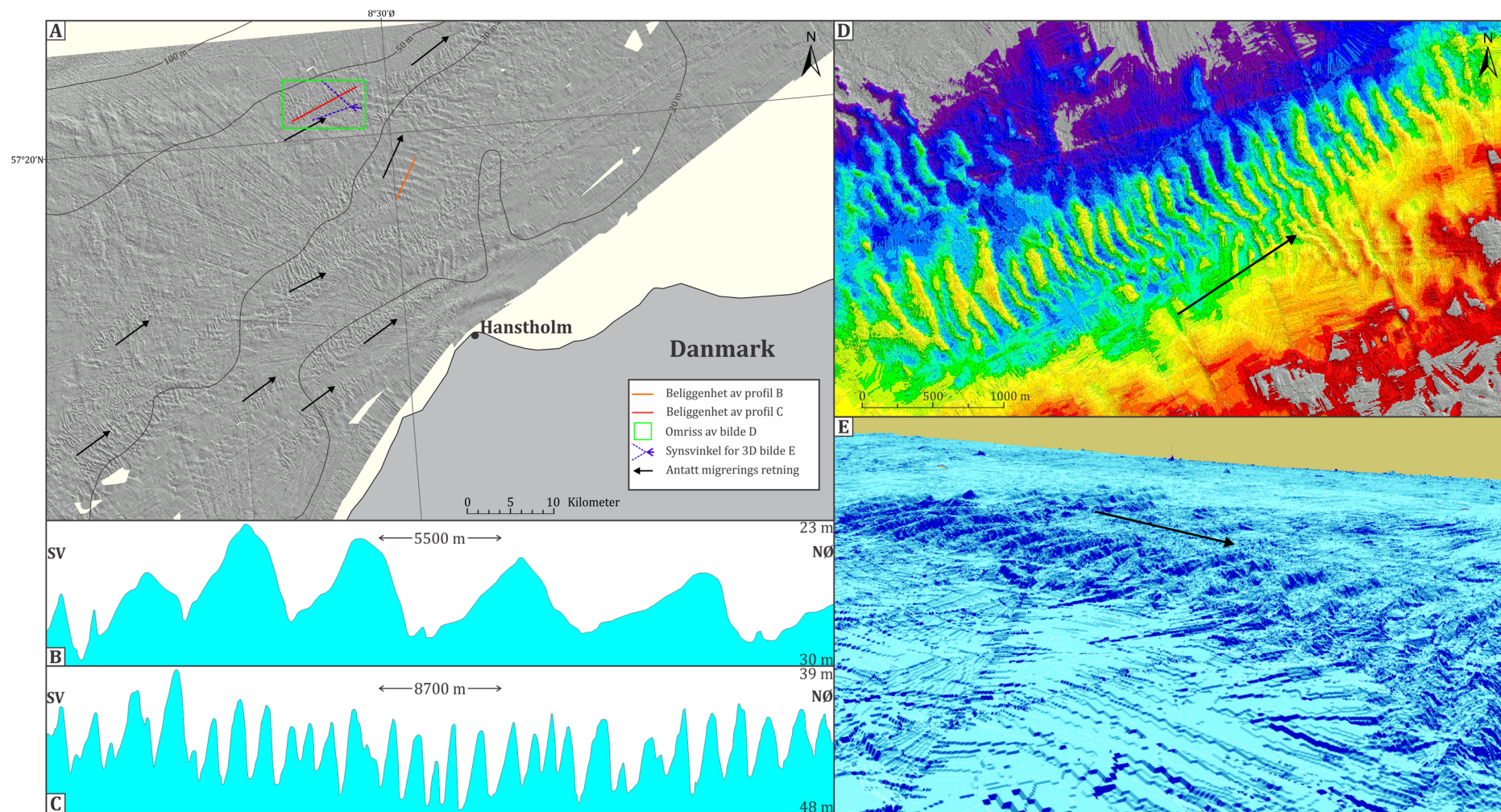
Sandbølgene er i denne studien observert på havdyp <100 m (Fig. 4.12 og 4.25 - D), men har tidligere blitt beskrevet på opptil 200 m (Rise et al., 1996) som i stor grad samsvarer

med utbredelsen av E4C i denne studien og kartlagte sandig havbunnssedimenter av Longva & Thorsnes (1997) (Fig. 2.11). En studie gjort av Kuijpers et al. (1993) utenfor Hanstholm og Hirtshals beskriver strøminduserte formelementer på dybder opp til 70 m, som samsvarer med observasjoner gjort i denne studien. Sandbølgene viser økende bølgelengde ved oppgrunning av vanddyp, og er underklassifisert som sandbølger (Fig. 5.15 – B) og megaskala strømningsrifler (Fig 5.15 – C). Denne laterale utviklingen er trolig relatert til hydrologiske forhold, der bølgelengden øker som et resultat av økte strømningshastigheter (Sharp, 1963) ved grunnere områder. Jutlandstrømmen opererer i dag parallelt med Danskekysten (Fig. 2.8) og er karakterisert av høye hastigheter, målt opptil 1,2 m/s sør for området i figur 5.15 – A (Anthony & Leth, 2002). Kuijpers et al. (1993) estimerer bunnstrøms hastigheter utenfor Hanstholm til mellom 70 og 100 cm/s, og er trolig også gjeldene for observasjoner gjort i denne studien. Observasjoner av havbunnsformene på TOPAS-profiler (2D) (Fig. 4.13), viser en asymmetrisk, tilsynelatende østlig orientering. Olex batymetriske data gir et bedre bilde over utbredelsen og geometrien av formelementene og viser at havbunnsformene opptrer i sett, som avlange belter omringet av mindre organisert, uregelmessig havbunn (Fig. 5.15 – A, D og E) sammen med en gjennomsnittlig nordøstlig orientering. Mesteparten av bølgeformene viser også en transversal utbredelse, som sammen med en asymmetrisk utforming vitner om en dannelse under et uniformt strømningsregime.

Profil over de større sandbølgeformene (Fig. 5.15 – B) viser en asymmetrisk form hvor bølgetoppen stedvis fremstår flat, og/eller deformert. Dette skyldes trolig påvirkning fra bølgeaktivitet under stormhendelser, der bølgebasis blir dyp nok til å påvirke morfologien av sandbølgene (Kuijpers et al., 1993). Tilsvarende observasjon er ikke like utbredt for profiler i dypere områder (Fig 5.15 – C) og støtter denne tolkningen.

Sandbølgene er i flere områder observert i tilknytning til en underliggende flat reflektor (Fig. 4.13 – C og D) som stedvis blir en del av havbunnoverflaten (Fig. 4.13 – B). Reflektoren er tolket til å representere overflaten av sen Weichsel morenedekket (H1 i Norskerenna), lagt igjen etter isdekkets siste tilbaketrekning. Tolkningen baseres på akustisk karakter, samt observasjoner hvor reflektoren strekker seg ned under den glasimarine pakken (Enhet E3) (Fig. 4.10). Tolkningen impliserer med det, relativt tynne Holosen avsetninger i området, sammenliknet med observasjoner fra Norskerenna. Mektigheten av Holosen sedimentene utgjøres i noen områder hovedsakelig av bølge- og

rifleformene, og er stedvis fraværende. Dette indikerer trolig et sedimentasjonsmiljø, hvor transport er viktigere enn avsetning, og havbunnsformene fremstår som et morfologisk uttrykk av den nordøstlige bunntransporten av sandige sedimenter langs Danmarks vest- og nordvestkyst.



Figur 5.15: Observerte bølgeformer utenfor Hanstholm. Figuren er basert på Olex data. Merk ikke-linjære batymetriske dybde konturer (20 – 30 – 50 – 100) i figur A.

Begravde bølgeformer er også observert rundt 60 km nordvest for Hanstholm, på vanddyb over 100 meter (Fig. 4.14). De begravde bølgeformene faller inn under kartlagte facies E4C (Fig. 4.11 – A) og viser en svært sterk havbunnsreflektor (Fig. 4.14 – B) karakteristisk for sandholdige sedimenter. Området faller også inn under kartlagte sandige sedimenter fra Longva & Thorsnes (1997). Havbunnen fremstår svakt undulerende og viser ikke tilstrekkelig relieff for å tolkes som bølgeformet slik som observert lengre sørøst, i grunnere farvann. Bølgeformene viser også en mer symmetrisk form, uten noen spesifikk orientering. TOPAS-profil GS14-191-27 (Fig. 4.14), har en sørvest-nordøstlig orientering, tilsvarende orienteringen av moderne asymmetriske sandbølger utenfor Nordvest-Danmark og burde gjenspeile geometrien av disse bølgene dersom de har blitt dannet under et liknende strømningsmønster som det som opererer i dag. På bakgrunn av dette er disse bølgeformene trolig avsatt under hydrologiske forhold forskjellige fra i dag. Rise et al. (1996) beskriver også begravde sandbølgeformer nord for den avlange erosjonssonen langs den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna (Fig. 4.19 – markert «D») med tilsynelatende sørøstlig orientering. Ettersom TOPAS dekning i dette området er begrenset til sørvest-nordøstlig rettet profil kan ikke en sørøstlig orientering av disse bølgene fastslås eller utelukkes.

Bølgeformene har trolig blitt avsatt i tidlig Holosen, da havnivået var lavere og store deler av sørlige Nordsjøen var tørt land (Fig. 2.9 – B og C). Paleoceanografisk rekonstruksjon fra tidlig Holosen gjort av Gyllencreutz et al. (2006) viser til en østlig rettet Jutlandsstrøm parallelt med innstrømmende atlantisk vann som potensielt kan ha vært sterk nok til å danne bølgeformer på havbunnen. Under denne settingen ville for øvrig en mer østlig orientering av bølgene vært forventet. Ettersom bølgeformene antas å bestå av sandige sedimenter, fremstår Nordsjøen som den mest sannsynlige kilden til disse bølgeformene som sammen med paleoceanografisk strømningsmønster fra Gyllencreutz et al. (2006) gir et sterkt argument for en østlig migrasjon av bølgeformene. Ettersom havnivået steg i løpet av tidlig Holosen, vil bunnstrømhastigheten over området trolig ha blitt redusert, parallelt med en progressiv østlig forflytning av kystlinjen og Jutlandstrømmen. Reduksjon av bunnstrømhastigheten vil trolig også ha medført en overgang fra transportdominert sedimentasjonsmiljø, slik som observert utenfor nordvest Danmark i dag, til et avsetningsdominert sedimentasjonsmiljø som over tid medførte begravning av bølgeformene. Tilsvarende sedimentasjonsutvikling er også observert på TOPAS-profil GS14-191-26 og GS14-191-28, hvor en inkonformitet mellom Enhet E3 og Enhet E4 er

observert på rundt 70 m vanddyb og trolig indikerer erosjon i tidlig Holosen. Det foreslås at erosjon, og dannelsen av denne inkonformiteten kan være relatert til bølgeformasjonen observert ved noe dypere (~30 m) farvann der erosjon har vært mer begrenset og bunntransport trolig mer dominant. Inkonformiteten er i TOPAS-profil GS14-191-26 (Fig. 4.10 – B) overlatt av rundt 7 m med Holosen sedimenter, som trolig indikerer at erosjonen har blitt etterfulgt av avsetning etter hvert som havnivået steg i tidlig Holosen.

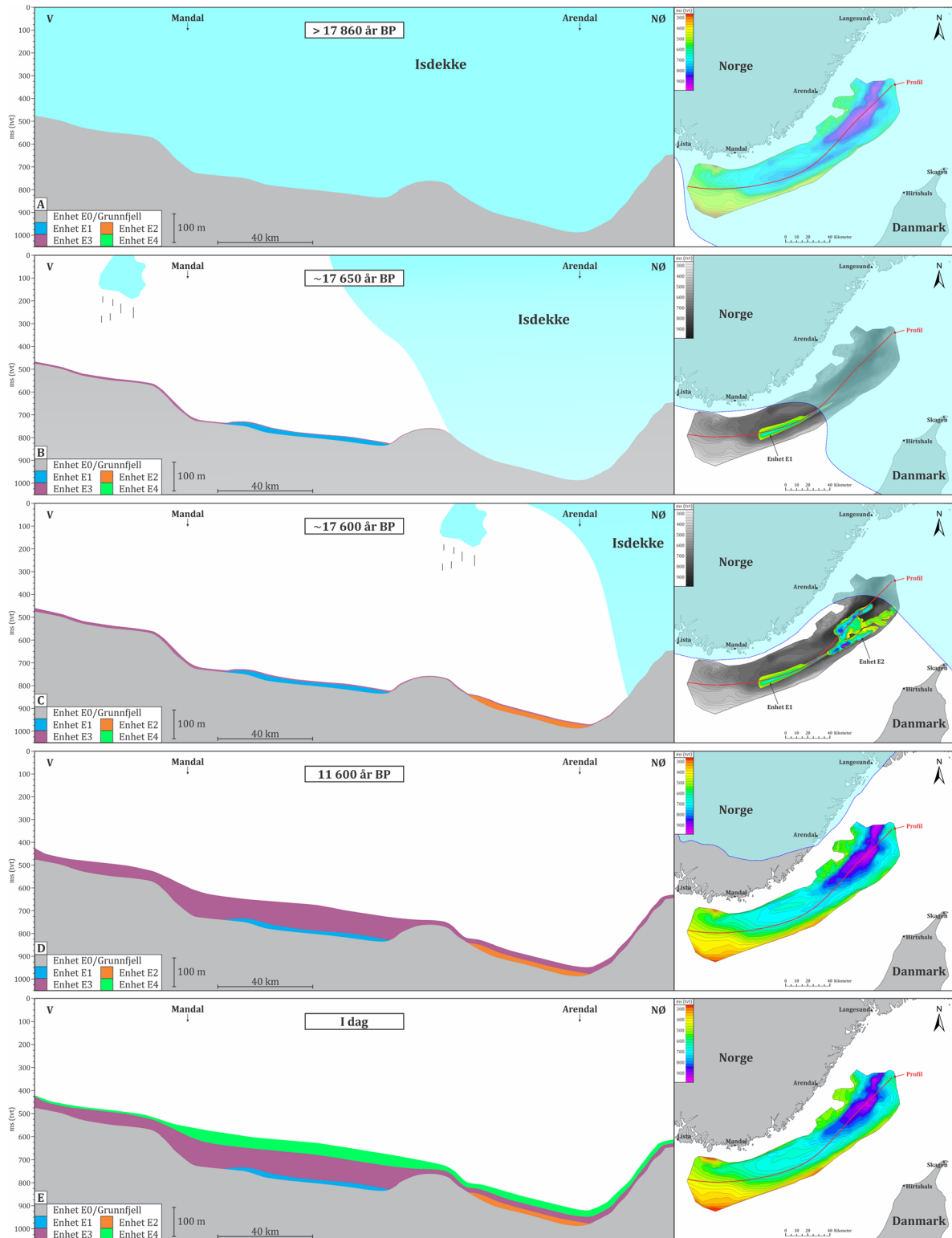
5.8 Avsetningshistorie i sørøstlige deler av Norskerenna - oppsummering

Figur 5.16 viser fem tidsepoker fra perioden før området ble deglasert (Fig. 5.16 – A) og frem til den moderne settingen. Oppsummerende tolkninger er også gitt i Tabell 5.1.

Med unntak av den basale morenen, Enhet E0, har alle enhetene kartlagt i denne studien blitt avsatt under og etter tilbaketrekningen av isdekket i sen Weichsel. Enhet E0 har trolig blitt avsatt under den siste glasielle fasen i Norskerenna og lagt igjen under deglasiasjonen av studieområdet. Deglasiasjonen av Norskerenna antas å ha nådd vestre deler av studieområdet for tidligst 17 860 år BP. Parallelt med tilbaketrekning forekommer avsetning av en akustisk laminert glasimarin sekvens (Enhet E3) som draperer studieområdet. Ettersom deler av Basseng 1 blir deglasert forekommer trolig flere massebevegelser fra den sør/sørøstlige skråningen av Norskerenna, og avsetter Enhet E1 (Fig 5.16 – B). Alder av enheten er uvisst, men en alder på rundt 17 650 år BP er foreslått. Etter videre tilbaketrekning og deglasiasjon av Basseng 2 for rundt 17 600 år BP forekommer nye massebevegelser fra den sør/sørøstlige skråningen som fyller østlige deler av Basseng 1 og store deler Basseng 2 og utgjør Enhet E2 (Fig 5.16 – C). Etter avsetning av massebevegelsesavsetningene Enhet E1 og Enhet E2 fortsetter avsetning av akustisk laminert glasimarine sedimenter (Enhet E3) frem til starten av Holosen (Fig. 5.16 – D). Holosen sedimentasjon representerer et tidsintervall på 11 600 år frem til dagens konfigurasjon (Fig. 5.16 – E).

Tabell: 5.1: Oppsummert oversikt over Enhetene E0 – E4.

Tolkede Enheter	Akustisk signatur	Tolkning	Avsetningsmiljø	Alder
Enhet E4	Lateralt variabel, transparent til strukturløs	Holosen sedimentasjon	Marint	11 600 år BP - i dag
Enhet E3	Svakt til sterkt akustisk laminert	Glasimarin sedimentasjon	Glasimarin, Isproksimalt til distal	< 17 860 år BP - 11 600 år BP
Enhet E2	Akustisk transparent	Massebevegelse	Glasimarin, Isproksimalt	~17 600 år BP
Enhet E1	Akustisk transparent	Massebevegelse	Glasimarin, Isproksimalt	~17 650 år BP
Enhet E0	Akustisk strukturløs til transparent	Basal morene	Glasialt	> 17 860 år BP



Figur 5.16: A) Fremstiller studieområdet under en glisial setting som vedvarte frem til studieområdet ble deglasiert ved <17 860 år BP. Indekskartet viser flate H1. B) Viser avsettelsen av Enhet E1 for rundt 17 650 år BP. Merk påbegynt avsettelse av Enhet E3 som draperer Enhet E1. Indekskartet viser flate H1 og mektighetskart for Enhet E1 C) Avsettelsen av Enhet E2 for rundt 17 600 år BP. Indekskartet viser Flate H1 og mektighetskart for Enhet E1 og Enhet E2 D) Representerer slutten av Yngre Dryas og overgangen til Holosen ved 11 600 år BP. Indekskartet viser flate H3. E) Viser dagens konfigurasjon. Indekskartet viser flate H4, som tilsvarer dagens havbunn. Flatekartene er i denne figuren vist i 25 ms intervaller, og mektighetskart for Enhet E1 og Enhet E2 vist i 5 ms intervaller.

Kapittel 6 - Konklusjon

Etter en detaljert analyse av høyoppløselige seismiske data, har 5 seismiske enheter (Enhet E0, E1, E2, E3 og E4) blitt identifisert i Skagerrak. Enhetene har bidratt til å gi en bedre forståelse av sedimentasjon og sedimentasjonsprosesser under og etter tilbaketrekningen av isdekket i sen Weichsel. Som resultat av denne studien kan følgende konklusjoner trekkes:

- Den postglasiale flaten, dannet under tilbaketrekning av det siste isdekket fra Norskerenna, representerer toppen av morenen (Enhet E0) og viser en inndeling av Norskerenna i Skagerrak i Basseng 1 og Basseng 2. Morenen observeres relativt tynn, og indikerer at inndelingen av Basseng 1 og Basseng 2 trolig er relatert til berggrunnsgeologien i området.
- Observasjoner i de seismiske dataene indikerer at deglasiasjonen av Skagerrak og Norskerenna var fulgt av flere massebevegelser, derivert fra den sør/sørøstlige skråninger av Norskerenna og avsatt i dypeste delene av renna. Massebevegelsene er representert som enhetene E1 og E2.
- Parallelt med isens tilbaketrekning startet avsetning av en glasimarin sekvens, Enhet E3. Nordlige og østlige deler av denne enheten er på bakgrunn av akustisk facies korrelert med fremrykk og tilbaketrekning av ismarginen i Sørøst-Norge i senglacial tid. Sørlige og vestlige deler av studieområdet viser en uregelmessig akustisk facies og antas å i større grad være påvirket fra sedimenttilførsel fra sørlige og vestlige kilder, der fluviale og oseanografiske prosesser har vært dominerende. Maksimal mektighet av den glasimarine sekvensen observeres i vestlige deler av studieområdet.
- Overgangen til marin sedimentasjon i Holosen fremstår gradvis i østlige og nordøstlige deler av studieområdet og er et resultat av senglaciale prosesser som opererte langs norske- og svenskekysten. Vestre deler av studieområdet viser en mer markant overgang, trolig relatert til opphørende eller svekket glacialpåvirket sedimenttilførsel fra sør og vest.
- Sedimentasjonsutviklingen i tidlig Holosen antas å være sterkt knyttet til transgresjonen av den sørlige Nordsjøen og utviklingen av det moderne strømmingssystemet i Nordsjøen og Skagerrak. Hovedobservasjonen for denne

utviklingen er en østlig forflyttelse av hoveddeposenteret for finkornet sedimentasjon som i dag forekommer utenfor Nord-Danmark.

- De Holosene avsetningene i studieområdet er underinndelt i 3 lateralt varierende akustiske facies, og illustrerer et lateralt varierende avsetningsmiljø som har blitt tilknyttet det moderne strømningsmønsteret.
- På danskemarginen er det observert sandbølger og megaskala strømningsrifler som er tilknyttet nordøstlig rettet sandtransport, hovedsakelig drevet av Jutlandstrømmen, og strømmer fra sørlig og sentral Nordsjøen. Ved dypere farvann ~100 m er begravde bølgeformer observert, og representerer trolig en tidlig Holosen hydrologisk setting.

Videre arbeid

Denne studien fremstiller observasjoner og tolkninger som primært baseres på høyoppløselige seismiske data. Flere begrensninger forekommer i disse dataene. For å bekrefte eller avkrefte flere av tolkningene foreslås detaljert litologiske studier av dype sedimentkjerner. Det foreslås spesifikt å foreta flere analyser av sedimentkjerner GS14-191-01CC tatt utenfor Arendal, slik at man kan få et mer detaljert bilde av avsetningsmiljøet i nordøstlige deler av studieområdet. Kjernelokaliteten sammenfaller også med underinndelingen E3A – E3D av den glasimarine sekvensen presentert i denne studien, samt viser en tilsynelatende gradvis overgang fra glasimarin til marin sedimentasjon på seismiske data. En detaljert litologisk studie, sammen med flere dateringer for fremstillingen av en god aldersmodell av denne kjernen, kan bekrefte og/eller avkrefte flere av tolkningene i denne studien.

Et av de større ubesvarte spørsmålene i denne studien er opprinnelsen av massebevegelsesenheter E1 og E2. For å få en bedre forståelse av disse avsetningene, foreslås dype sedimentkjerner. En detaljert litologisk studie av enhetene kan potensielt forklare sedimentenes opphav, og med det også gi et bedre bilde av prosessene og deglasiasjonssettingen som har eksistert langs den sørøstlige skråningen av Norskerenna. Kjernemateriale kan også bidra til å bedre datere avsettelsen. Øvre deler av Enhet E2 kan under gode forhold og vellykket prøvetakning nås med calypsokjernetakeren om bord R/V G.O. Sars. For optimalisering av resultater foreslås imidlertid kjernetakere som kan ta opptil 50 m eller grunnboringer. Enhet E1 forekommer under en tykkere sedimentsekvens >90 m og krever trolig grunnboring.

Denne studien foreslår en korrelasjon mellom grunnfjellegenskaper og utforming av Norskerenna i Skagerrak. TOPAS-dataene benyttet har dessverre ikke tilstrekkelig penetrasjonsdybde for å fastslå dette. Ved å benytte seismisk innsamlingsutstyr med bedre penetrasjonsdybde kan man potensielt fastslå hvilke faktorer som har vært kontrollerende i utformingen av Norskerenna i Skagerrak.

Utenfor Nordvest-Danmark er det på et fåtall TOPAS-profiler observert storskala kanalformer (Fig. 4.13). Kanalformene har ikke blitt prioritert i denne studien ettersom de trolig representerer glasiale formelementer som ikke passer inn i tidsperspektivet fremstilt i studien. Kanalformene kan representere tunneldaler («tunnel valleys») som

tidligere er kartlagt flere steder i Nordsjøen (f.eks. Praeg, 2003; Lonergan et al., 2006; Hepp et al., 2012; Stewart et al., 2012). Kartlegging av disse formelementene krever kraftigere seismiske innsamlingsverktøy enn TOPAS PS18 profileringsystemet benyttet i denne studien, ettersom en antatt sandig litologi overligger formelementene og begrenser penetrasjonsdybden av det seismiske signalet. Studie av formelementene kan være av interesse for å danne en bedre forståelse av glasiasjonshistorien i området.

Referanser

- ALLEY, R., BLANKENSHIP, D., BENTLEY, C. & ROONEY, S. T. 1986. Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature*, 322(6074), 57.
- ALLEY, R. B., ANANDAKRISHNAN, S., DUPONT, T. K., PARIZEK, B. R. & POLLARD, D. 2007. Effect of sedimentation on ice-sheet grounding-line stability. *Science*, 315, 1838-1841.
- ALLEY, R. B., CLARK, P. U., HUYBRECHTS, P. & JOUGHIN, I. 2005. Ice-sheet and sea-level changes. *Science*, 310, 456-460.
- AMBLAS, D., URGELES, R., CANALS, M., CALAFAT, A. M., REBESCO, M., CAMERLENGHI, A., ESTRADA, F., DE BATIST, M. & HUGHES-CLARKE, J. E. 2006. Relationship between continental rise development and palaeo-ice sheet dynamics, Northern Antarctic Peninsula Pacific margin. *Quaternary Science Reviews*, 25, 933-944.
- ANANDAKRISHNAN, S., CATANIA, G. A., ALLEY, R. B. & HORGAN, H. J. 2007. Discovery of till deposition at the grounding line of Whillans Ice Stream. *Science*, 315, 1835-1838.
- ANDERSEN, B. G. 1964. Har Jæren vært dekket av en Skagerrakbre? Er Skagerrakmorenen en marin leire? *Norges Geologiske Undersøkelse*, 228, 5-11.
- ANDERSEN, B. G. 1979. The deglaciation of Norway 15,000–10,000 BP. *Boreas*, 8, 79-87.
- ANDERSEN, E. S., OSTMO, S. R., FORSBERG, C. F. & LEHMAN, S. J. 1995. Late- and post-glacial depositional environments in the Norwegian Trench, northern North Sea. *Boreas*, 24, 47-64.
- ANDRÉN, T., LINDEBERG, G. & ANDRÉN, E. 2002. Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in glacial varves from the Baltic Sea. *Boreas*, 31, 226-238.
- ANTHONY, D. & LETH, J. O. 2002. Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off the Danish west coast. *Marine geology*, 182, 247-263.
- ARNDT, J., NIESSEN, F., JOKAT, W. & DORSCHER, B. 2014. Deep water paleo-iceberg scouring on top of Hovgaard Ridge-Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5068-5074.
- ARNOLD, N. S., VAN ANDEL, T. H. & VALEN, V. 2002. Extent and Dynamics of the Scandinavian Ice Sheet during Oxygen Isotope Stage 3 (65,000–25,000 yr B.P.). *Quaternary Research*, 57, 38-48.
- AURE, J., SVENDSEN, E., REY, F. & SKJOLDAL, H. R. The Jutland Current: nutrients and physical oceanographic conditions in late autumn 1989. 1990. ICES.
- BAMBER, J. L., VAUGHAN, D. G. & JOUGHIN, I. 2000. Widespread complex flow in the interior of the Antarctic ice sheet. *Science*, 287, 1248-1250.
- BATCHELOR, C. L. & DOWDESWELL, J. A. 2015. Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*, 363, 65-92.
- BENNETT, M. R. 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*, 61, 309-339.
- BJÖRCK, S. 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quaternary International*, 27, 19-40.
- BJÖRKLUND, K., BJØRNSTAD, H., DALE, B., ERLÉNKEUSER, H., HENNINGSMOEN, K., HØEG, H., JOHNSEN, K., MANUM, S., MIKKELSEN, N. & NAGY, J. 1985. Evolution of the Upper Quaternary depositional environment in the Skagerrak: A synthesis. *Norsk geologisk tidsskrift*, 65, 139-149.
- BORGE, M. V. 2014. Prosesser og avsetningsmiljø knyttet til siste deglasiasjon av Norskerenna. Bergen: Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- BOULTON, G., DOBBIE, K. & ZATSEPIN, S. 2001. Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quaternary International*, 86, 3-28.
- BOULTON, G. S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. *Geological Society, London, Special Publications*, 53, 15-52.
- BOWEN, D. Q., PHILLIPS, F. M., MCCABE, A. M., KNUTZ, P. C. & SYKES, G. A. 2002. New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland. *Quaternary Science Reviews*, 21, 89-101.

- BRADWELL, T., STOKER, M. S., GOLLEDGE, N. R., WILSON, C. K., MERRITT, J. W., LONG, D., EVEREST, J. D., HESTVIK, O. B., STEVENSON, A. G. & HUBBARD, A. L. 2008. The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise. *Earth-Science Reviews*, 88, 207-226.
- BROECKER, W. S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.
- BØE, R., RISE, L., THORSNES, T., HAAS, H. D., SAETHER, O. & KUNZENDORF, H. 1996. Sea-bed sediments and sediment accumulation rates in the Norwegian part of the Skagerrak. *NGU Bull.*, 75-84.
- CLARK, C. D. 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 1-29.
- CLARK, C. D., TULACZYK, S. M., STOKES, C. R. & CANALS, M. 2003. A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics. *Journal of Glaciology*, 49, 240-256.
- CLARKE, G. K. C., NITSAN, U. & PATERSON, W. S. B. 1977. Strain heating and creep instability in glaciers and ice sheets. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15.
- COFAIGH, C. Ó. & DOWDESWELL, J. A. 2001. Laminated sediments in glacial marine environments: diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1411-1436.
- COFAIGH, C. Ó., DOWDESWELL, J. A., EVANS, J. & LARTER, R. D. 2008. Geological constraints on Antarctic palaeo-ice-stream retreat. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 513-525.
- CONRADSEN, K. & HEIER-NIELSEN, S. 1995. Holocene paleoceanography and paleoenvironments of the Skagerrak-Kattegat, Scandinavia. *Paleoceanography*, 10, 801-813.
- COWAN, E. A., SERAMUR, K. C., CAI, J. & POWELL, R. D. 1999. Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. *Sedimentology*, 46, 1109-1126.
- DANIELSSEN, D., DAVIDSSON, L., EDLER, L., FOGELQUIST, E., FONSELIUS, S., FØYN, L., HERNROTH, L., HÅKANSSON, B., OLSSON, I. & SVENDSEN, E. Skagex: Some preliminary results. 1991. ICES.
- DOWDESWELL, WHITTINGTON, JENNINGS, ANDREWS, MACKENSEN & MARIENFELD 2000. An origin for laminated glacial marine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting. *Sedimentology*, 47, 557-576.
- DOWDESWELL, J. & FUGELLI, E. 2012. The seismic architecture and geometry of grounding-zone wedges formed at the marine margins of past ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 1750-1761.
- DOWDESWELL, J., OTTESEN, D., EVANS, J., COFAIGH, C. Ó. & ANDERSON, J. 2008. Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology*, 36, 819-822.
- DOWDESWELL, J. A., COFAIGH, C. Ó. & PUDSEY, C. J. 2004. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream. *Geology*, 32, 13-16.
- ECHELMEYER, K., HARRISON, W., LARSEN, C. & MITCHELL, J. 1994. The role of the margins in the dynamics of an active ice stream. *Journal of Glaciology*, 40, 527-538.
- EISMA, D. 1981. Supply and deposition of suspended matter in the North Sea. *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*, 415-428.
- ELVERHØI, A., LØNNE, Ø. & SELAND, R. 1983. Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Research*, 1, 127-150.
- ENGELHARDT, H. & KAMB, B. 1998. Basal sliding of ice stream B, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 44, 223-230.
- EYLES, C., EYLES, N. & MIALL, A. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51, 15-84.
- FAIRBANKS, R. G. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- FLESCHE KLEIVEN, H., JANSEN, E., FRONVAL, T. & SMITH, T. 2002. Intensification of Northern Hemisphere glaciations in the circum Atlantic region (3.5–2.4 Ma)–ice-rafted detritus evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184, 213-223.

- FONSELIUS, S. H. 1990. *Skagerrak: The Gateway to the North Sea*, SMHI.
- GILBERT, R., NIELSEN, N., DESLOGES, J. R. & RASCH, M. 1998. Contrasting glacimarine sedimentary environments of two arctic fiords on Disko, West Greenland. *Marine Geology*, 147, 63-83.
- GYLLENCREUTZ, R. 2005. Late Glacial and Holocene paleoceanography in the Skagerrak from high-resolution grain size records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222, 344-369.
- GYLLENCREUTZ, R., BACKMAN, J., JAKOBSSON, M., KISSEL, C. & ARNOLD, E. 2006. Postglacial palaeoceanography in the Skagerrak. *The Holocene*, 16, 975-985.
- GYLLENCREUTZ, R., JAKOBSSON, M. & BACKMAN, J. 2005. Holocene sedimentation in the Skagerrak interpreted from chirp sonar and core data. *Journal of Quaternary Science*, 20, 21-32.
- HAMBREY, M. J. & MCKELVEY, B. 2000. Neogene fjordal sedimentation on the western margin of the Lambert Graben, East Antarctica. *Sedimentology*, 47, 577-607.
- HAMPTON, M. A., LEE, H. J. & LOCAT, J. 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34, 33.
- HASS, H. C. 1996. Northern Europe climate variations during late Holocene: evidence from marine Skagerrak. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123, 121-145.
- HELLAND-HANSEN, B. & NANSEN, F. 1909. The Norwegian Sea. *Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations 2, Kristiania*, 390.
- HELLAND, A. 1885. Om Jæderens løse afleiringer. *Meddelelser for Naturhistorisk Forening i Kristiania*.
- HELLAND, A. 1996. Tilførsel av partikulært materiale til Glommaestuariet og områdene utenfor i forbindelse med flommen i Glomma 1995. (Supply and particulate matter to the Glomma estuary during the 1995 flood). *Norsk institutt for vannforskning*.
- HENRICH, R. & BAUMANN, K.-H. 1994. Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.6 my: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108, 75-94.
- HEPP, D. A., HEBBELN, D., KREITER, S., KEIL, H., BATHMANN, C., EHLERS, J. & MÖRZ, T. 2012. An east-west-trending Quaternary tunnel valley in the south-eastern North Sea and its seismic-sedimentological interpretation. *Journal of Quaternary Science*, 27, 844-853.
- HJELSTUEN, B. O., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., SCHÄUBLE, C., WIBERG, D. H., AADNERAM, J., MONSEN, S., LEHN-NILSEN, E., C, O. C. & LIVINGSTONE, S. 2012. Marine Geological Cruise Report from the Norwegian Channel. *Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway*, Report No. 100-02/12, 66 pp.
- HJELSTUEN, B. O., SEJRUP, H. P., MONSEN, S., BELLWALD, B., MORÉN, B., HAAGA, K. A., D.H, W. & JAMIESON, S. 2013. Marine Geological Cruise Report from the Norwegian Channel. *Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway*, Report No. 100-04/13,, 44 pp.
- HJELSTUEN, B. O., SEJRUP, H. P., MONSEN, S., BERGELAND, J., MORÉN, B., REINARDY, B., WIBERG, D. H. & GRIMOLDI, E. 2014. Marine Geological Cruise Report from the Eastern North Sea and Byfjorden. *Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway*, Report No. 100-06/14, 21 pp.
- HOGAN, K., DOWDESWELL, J. & COFAIGH, C. Ó. 2012. Glacimarine sedimentary processes and depositional environments in an embayment fed by West Greenland ice streams. *Marine Geology*, 311, 1-16.
- HOLTEDAHL, H. 1986. Sea-floor morphology and Late Quaternary sediments south of the Langesundsfjord, northeastern Skagerrak. *Norsk geologisk tidsskrift*.
- HOLTEDAHL, H. 1989. Submarine end moraines and associated deposits off the south coast of Norway. *Marine Geology*, 88, 23-48.
- HOLTEDAHL, H. 1993. *Marine geology of the Norwegian continental margin*, Norges geologiske undersøkelse.
- HOLTEDAHL, O. 1950. Supposed marginal fault lines in the shelf area off some high northern lands. *Geological Society of America Bulletin*, 61, 493-500.
- HOLTEDAHL, O. 1964. Echo-soundings in the Skagerrak. *Norg. Geol. Unders*, 223, 139-160.

- HOUMARK-NIELSEN, M. 2003. Signature and timing of the Kattegat Ice Stream: onset of the Last Glacial Maximum sequence at the southwestern margin of the Scandinavian Ice Sheet. *Boreas*, 32, 227-241.
- HOUMARK-NIELSEN, M. 2010. Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. *Boreas*, 39, 343-359.
- HOUMARK-NIELSEN, M. & HENRIK KJÆR, K. 2003. Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science*, 18, 769-786.
- HOWE, J. A. & PUDSEY, C. J. 1999. Antarctic Circumpolar Deep Water; a Quaternary paleoflow record from the northern Scotia Sea, South Atlantic Ocean. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 847-861.
- KING, E., HAFLIDASON, H., SEJRUP, H. & LØVLIE, R. 1998. Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology*, 152, 217-246.
- KING, E. L., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., ELVERHØI, A. & AARSETH, I. 1996. Quaternary seismic stratigraphy of the North Sea Fan: glacially-fed gravity flow aprons, hemipelagic sediments, and large submarine slides. *Marine Geology*, 130, 293-315.
- KING, L. H., ROKOENGEN, K., FADER, G. B. & GUNLEIKSRUD, T. 1991. Till-tongue stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 637-659.
- KLITGAARD-KRISTENSEN, D., SEJRUP, H. & HAFLIDASON, H. 2001. The last 18 kyr fluctuations in Norwegian Sea surface conditions and implications for the magnitude of climatic change: evidence from the North Sea. *Paleoceanography*, 16, 455-467.
- KNUDSEN, K. L., CONRADSEN, K., HEIER-NIELSEN, S. & SEIDENKRANTZ, M.-S. 1996. Quaternary palaeoceanography and palaeogeography in northern Denmark: a review of results from the Skagen cores. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 43, 22-31.
- KONGSBERG, D. S. 2010. TOPAS PS 18 - Parametric Sub-bottom Profiler. *Operator Manual*.
- KUIJPERS, A., WERNER, F. & RUMOHR, J. 1993. Sandwaves and other large-scale bedforms as indicators of non-tidal surge currents in the Skagerrak off Northern Denmark. *Marine geology*, 111, 209-221.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O. 2000. Flow behaviour of the submarine glacigenic debris flows on the Bear Island Trough Mouth Fan, western Barents Sea. *Sedimentology*, 47, 1105-1117.
- LAGERBACK, R. & ROBERTSSON, A. 1988. Kettle holes-stratigraphical archives for Weichselian geology and palaeoenvironment in northernmost Sweden. *Boreas*, 17, 439-468.
- LAGERLUND, E. 1987. An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden. *Boreas*, 16, 433-459.
- LAMBECK, K. 1995. Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. *Journal of the Geological Society*, 152, 437.
- LAMBECK, K. 1999. Shoreline displacements in southern-central Sweden and the evolution of the Baltic Sea since the last maximum glaciation. *Journal of the Geological Society*, 156, 465-486.
- LARSEN, E., GULLIKSEN, S., LAURITZEN, S. E., LIE, R., LØVLIE, R. & MANGERUD, J. 1987. Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna. *Boreas*, 16, 267-292.
- LARSEN, E., SEJRUP, H. P., JANOCKO, J., LANDVIK, J. Y., STALSBERG, K. & STEINSUND, P. I. 2000. Recurrent interaction between the Norwegian Channel Ice Stream and terrestrial-based ice across southwest Norway. *Boreas*, 29, 185-203.
- LARSSON, A.-M. & RODHE, J. 1979. *Hydrographical and chemical observations in the Skagerrak 1975-1977*, Oceanografiska institutionen.
- LEHMAN, S. I. & KEIGWIN, L. D. 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation weft 3. *Nature*, 356, 757.
- LEYNAUD, D., SULTAN, N. & MIENERT, J. 2007. The role of sedimentation rate and permeability in the slope stability of the formerly glaciated Norwegian continental margin: the Storegga slide model. *Journal of the International Consortium on Landslides*, 4, 297-309.
- LIEN, R. 1995. Interpretation of sidescan sonar data on Eigersundbanken, Chart 5704-1. *Norg. Geol. Unders*, Report 95.145, 21pp.

- LOHNE, Ø. S., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J. I. 2012. Timing of the Younger Dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 81-88.
- LONERGAN, L., MAIDMENT, S. C. R. & COLLIER, J. S. 2006. Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution. *Journal of Quaternary Science*, 21, 891-903.
- LONGVA, O. & BAKKEJORD, K. J. 1990. Iceberg deformation and erosion in soft sediments, southeast Norway. *Marine Geology*, 92, 87-104.
- LONGVA, O., OLSEN, H. A., PIPER, D. J., RISE, L. & THORSNES, T. 2008. Late glacial fans in the eastern Skagerrak; depositional environment interpreted from swath bathymetry and seismostratigraphy. *Marine Geology*, 251, 110-123.
- LONGVA, O. & THORESEN, M. K. 1991. Iceberg scours, iceberg gravity craters and current erosion marks from a gigantic Preboreal flood in southeastern Norway. *Boreas*, 20, 47-62.
- LONGVA, O. & THORSNES, T. 1997. *Skagerrak in the past and at the present: an integrated study of geology, chemistry, hydrography and microfossil ecology*, Norges Geologiske Undersøkelse.
- MANGERUD, J. 1980. Ice-front variations of different parts of the Scandinavian Ice Sheet, 13,000-10,000 years BP. *Studies in the lateglacial of North-West Europe*, 23-30.
- MANGERUD, J. 1991. The last interglacial/glacial cycle in northern Europe. *Quaternary Landscapes*, 38, 75.
- MANGERUD, J. 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 271-294.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGELUND, B. E. & DONNER, J. J. 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3, 109-126.
- MANGERUD, J., GYLLENCREUTZ, R., LOHNE, Ö. & SVENDSEN, J. I. 2011. Glacial history of Norway.
- MANGERUD, J., JANSEN, E. & LANDVIK, J. Y. 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12, 11-26.
- MANGERUD, J., LØVLIE, R., GULLIKSEN, S., HUFTHAMMER, A.-K., LARSEN, E. & VALEN, V. 2003. Paleomagnetic correlations between scandinavian ice-sheet fluctuations and greenland dansgaard-oeschger events, 45,000-25,000 yr BP. *Quaternary Research*, 59, 213-222.
- MCCAVE, I. 1971. Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Marine geology*, 10, 199-225.
- MOHRIG, D., WHIPPLE, K. X., HONDZO, M., ELLIS, C. & PARKER, G. 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *The Geological Society of America Bulletin*, 110, 387.
- MORAN, K., BACKMAN, J., BRINKHUIS, H., CLEMENS, S. C., CRONIN, T., DICKENS, G. R., EYNAUD, F., GATTACCECA, J., JAKOBSSON, M. & JORDAN, R. W. 2006. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, 441, 601-605.
- MORÉN, B. M., SEJRUP, H. P., HJELSTUEN, B. O., BORGE, M. V. & SCHÄUBLE, C. in prep. The last deglaciation of the Norwegian Channel; geomorphology, stratigraphy and radiocarbon dating.
- NIELSEN, P. 1992. Bottom sediments around Denmark and western Sweden. *Geological Survey of Denmark (DGU), Map Series*.
- NOVAK, B. & STOKER, M. S. 2001. Late Weichselian glacial marine depositional processes in the southern Skagerrak revealed by high-resolution seismic facies analysis. *Marine Geology*, 178, 115-133.
- NYGÅRD, A., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H. & BRYN, P. 2005. The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 71-84.
- NYGÅRD, A., SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., CECCHI, M. & OTTESEN, D. 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP. *Boreas*, 33, 1-17.
- Ó COFAIGH, C., LARTER, R. D., DOWDESWELL, J. A., HILLENBRAND, C. D., PUDSEY, C. J., EVANS, J. & MORRIS, P. 2005. Flow of the West Antarctic Ice Sheet on the continental margin of the Bellingshausen Sea at the Last Glacial Maximum. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 110.

- Ó COFAIGH, C., PUDSEY, C. J., DOWDESWELL, J. A. & MORRIS, P. 2002. Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf. *Geophysical Research Letters*, 29, 41-1-41-4.
- OLEX, A. 2011. Olex Brukermanual versjon 7.31. www.Olex.no.
- OTTESEN, D. 2000. *Geological atlas of the southern part of the Norwegian Trench and the northeastern North Sea*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- OTTESEN, D., DOWDESWELL, J. & RISE, L. 2005. Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57–80 N). *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1033-1050.
- OTTESEN, D., DOWDESWELL, J. A., LANDVIK, J. Y. & MIENERT, J. 2007. Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology. *Boreas*, 36, 286-306.
- OTTESEN, D., STOKES, C. R., RISE, L. & OLSEN, L. 2008. Ice-sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 27, 922-940.
- PATERSON, W. 1994. *The physics of glaciers*, Butterworth-Heinemann.
- PEGRUM, R. M. 1984. The extension of the Tornquist zone in the Norwegian North Sea. *GFF*, 106, 394-395.
- PELTIER, W. & FAIRBANKS, R. G. 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3322-3337.
- PIPER, HISCOTT & NORMARK 1999. Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology*, 46, 47-78.
- PIPER, D. & FADER, G. 1990. Acoustic and lithological data. *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada (Ed. by MJ Keen & GL Williams)*, 494-497.
- PIPER, D. J. W., FARRE, J. A. & SHOR, A. 1985. Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1508-7606-96-12-1508-18505.
- POHLMANN, T. & PULS, W. 1994. Currents and transport in water. *Circulation and contaminant fluxes in the North Sea*. Springer.
- PRAEG, D. 2003. Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin—high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 273-298.
- RAUNHOLM, S., LARSEN, E. & SEJRUP, H. 2002. Weichselian sediments at Foss-Eikeland, Jæren (southwest Norway): sea-level changes and glaciation history. *Journal of Quaternary Science*, 17, 241-260.
- RAYMO, M. & RUDDIMAN, W. F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117-122.
- RICHARDT, N. 1996. Sedimentological examination of the Late Weichselian sea-level history following deglaciation of northern Denmark. *Geological Society, London, Special Publications*, 111, 261-273.
- RISE, L., BØE, R., OTTESEN, D., LONGVA, O. & OLSEN, H. A. 2008. Postglacial depositional environments and sedimentation rates in the Norwegian Channel off southern Norway. *Marine Geology*, 251, 124-138.
- RISE, L., OLSEN, H., BØE, R. & OTTESEN, D. 1996. Thickness, distribution and depositional environment of Holocene sediments in the Norwegian part of the Skagerrak. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 430, 5-16.
- RISE, L. & ROKOENGEN, K. 1984. Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30' and 62°N. *Marine Geology*, 58, 287-317.
- RISE, L., SÆTTEM, J., FANAVOLL, S., THORSNES, T., OTTESEN, D. & BØE, R. 1999. Sea-bed pockmarks related to fluid migration from Mesozoic bedrock strata in the Skagerrak offshore Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 16, 619-631.
- RO, H., STUEVOLD, L., FALEIDE, J. & MYHRE, A. 1990. Skagerrak Graben—the offshore continuation of the Oslo Graben. *Tectonophysics*, 178, 1-10.

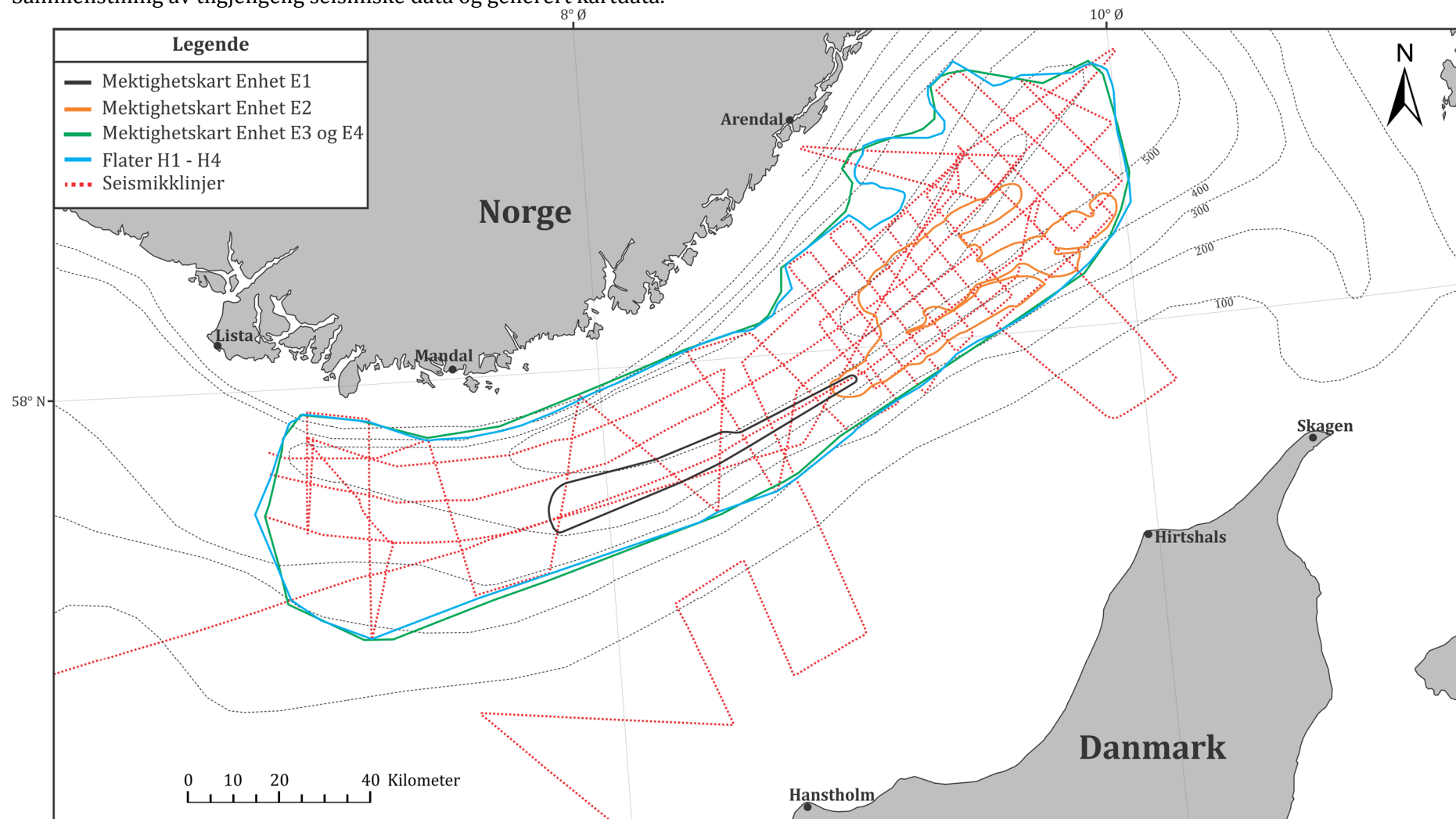
- RODHE, J. 1987. The large-scale circulation in the Skagerrak; interpretation of some observations. *Tellus A*, 39, 245-253.
- RODHE, J. 1996. On the dynamics of the large-scale circulation of the Skagerrak. *Journal of Sea Research*, 35, 9-21.
- RODHE, J. & HOLT, N. 1996. Observations of the transport of suspended matter into the Skagerrak along the western and northern coast of Jutland. *Journal of Sea Research*, 35, 91-98.
- RUDDIMAN, W. F., RAYMO, M. & MCINTYRE, A. 1986. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 117-129.
- SALGE, U. & WONG, H. K. 1988. Seismic stratigraphy and Quaternary sedimentation in the Skagerrak (northeastern North Sea). *Marine Geology*, 81, 159-174.
- SAVOYE, B., COCHONAT, P. & PIPER, D. J. W. 1990. Seismic evidence for a complex slide near the wreck of the Titanic: Model of an instability corridor for non-channeled gravity events. *Marine Geology*, 91, 281-298.
- SCHÄUBLE, C. 2012. Siste istids maksimum og deglasiasjon av nordøstlige deler av Nordsjøen; glisiale prosesser og landskapsformer. Bergen: Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- SEJRUP, H., KING, E., AARSETH, I., HAFLIDASON, H. & ELVERHØI, A. 1996. Quaternary erosion and depositional processes: western Norwegian fjords, Norwegian Channel and North Sea Fan. *Geological Society, London, Special Publications*, 117, 187-202.
- SEJRUP, H., LANDVIK, J., LARSEN, E., JANOCKO, J., EIRIKSSON, J. & KING, E. 1998. The Jaeren area, a border zone of the Norwegian channel ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 17, 801-812.
- SEJRUP, H., LARSEN, E., LANDVIK, J., KING, E., HAFLIDASON, H. & NESJE, A. 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19, 667-685.
- SEJRUP, H., NYGÅRD, A., HALL, A. & HAFLIDASON, H. 2009. Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews*, 28, 370-380.
- SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., AARSETH, I., KING, E., FORSBERG, C. F., LONG, D. & ROKOENGEN, K. 1994. Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas*, 23, 1-13.
- SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., KRISTENSEN, D. K. & JOHNSEN, S. J. 1995. Last interglacial and Holocene climatic development in the Norwegian Sea region: Ocean front movements and ice-core data. *Journal of Quaternary Science*, 10, 385-390.
- SEJRUP, H. P., HJELSTUEN, B. O., NYGÅRD, A., HAFLIDASON, H. & MARDAL, I. 2015. Late Devensian ice-marginal features in the central North Sea—processes and chronology. *Boreas*, 44, 1-13.
- SEJRUP, H. P., HJELSTUEN, B. O., TORBJØRN DAHLGREN, K., HAFLIDASON, H., KUIJPERS, A., NYGÅRD, A., PRAEG, D., STOKER, M. S. & VORREN, T. O. 2005. Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1111-1129.
- SEJRUP, H. P., LARSEN, E., HAFLIDASON, H., BERSTAD, I. M., HJELSTUEN, B. O., JONSDOTTIR, H. E., KING, E. L., LANDVIK, J., LONGVA, O. & NYGÅRD, A. 2003. Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas*, 32, 18-36.
- SHARP, R. P. 1963. Wind ripples. *The Journal of Geology*, 617-636.
- SLUIJS, A., SCHOUTEN, S., PAGANI, M., WOLTERING, M., BRINKHUIS, H., DAMSTÉ, J. S. S., DICKENS, G. R., HUBER, M., REICHHART, G.-J. & STEIN, R. 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 441, 610-613.
- SOLHEIM, A. & GRØNLIE, G. 1983. Quaternary sediments and bedrock geology in the outer Oslofjord and northernmost Skagerrak. *Norsk geologisk tidsskrift*, 63, 55-72.
- STABELL, B., WERNER, F. & THIEDE, J. 1985. Late Quaternary and modern sediments of the Skagerrak and their depositional environment: An introduction. *Norsk geologisk tidsskrift*, 65, 9-17.
- STEWART, F. & STOKER, M. 1990. Problems associated with seismic facies analysis of diamicton-dominated, shelf glacigenic sequences. *Geo-marine letters*, 10, 151-156.

- STEWART, M., LONERGAN, L. & HAMPSON, G. 2012. 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea; tunnel valley fill sedimentary architecture. *Geological Society Special Publications*, 368, 173-184.
- STOKES, C. R. & CLARK, C. D. 1999. Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, 28, 67-74.
- STOKES, C. R. & CLARK, C. D. 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1437-1457.
- STÜWE, K. 2002. *Geodynamics of the lithosphere*, Berlin, Springer.
- SUNDEVOLL, B. 1978. RB/SR—Relationship in the Oslo Igneous Rocks. *Petrology and geochemistry of continental rifts*. Springer.
- SVANSSON, A. 1975. *Physical and chemical oceanography of the Skagerrak and the Kattegat*, Bohuslänings AB.
- SVENDSEN, E., BEMTSEN, J., SKOGEN, M., ÅDLANDSVIK, B. & MARTINSEN, E. 1996. Model simulation of the Skagerrak circulation and hydrography during Skagex. *Journal of Marine Systems*, 8, 219-236.
- SYVITSKI, J. P. M. 1991. Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves. *Continental Shelf Research*, 11, 897-937.
- SYVITSKI, J. P. M., LEWIS, C. F. M. & PIPER, D. J. W. 1996. Palaeoceanographic information derived from acoustic surveys of glaciated continental margins: examples from eastern Canada. *Geological Society, London, Special Publications*, 111, 51-76.
- SÆTRE, R. 2007. *The Norwegian coastal current: oceanography and climate*, Akademika Pub.
- TERWINDT, J. H. 1971. Sand waves in the Southern Bight of the North Sea. *Marine Geology*, 10, 51-67.
- THIEDE, J. 1987. The Late Quaternary Skagerrak and its depositional environment. *Boreas*, 16, 425-432.
- TRIPSANAS, E. K., PIPER, D. J., JENNER, K. A. & BRYANT, W. R. 2008. Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology*, 55, 97-136.
- VAN DE MEENE, J. W. & VAN RIJN, L. C. 2000. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast—part 1: field observations. *Continental Shelf Research*, 20, 2295-2323.
- VAN WEERING, T., JANSEN, J. H. F. & EISMA, D. 1973. Acoustic reflection profiles of the norwegian channel between oslo and bergen. *Netherlands Journal of Sea Research*, 6, 241,IN1,259-258,IN4,263.
- VAN WEERING, T. C. 1982. Recent sediments and sediment transport in the northern north-sea, pistoncores from the Skagerrak. *Proceedings of the koninlijke Nederlandse Akademie van wetenschappen series B-palaentology geology physics chemistry and anthropology*, 85, 155-201.
- VAN WEERING, T. C., RUMOHR, J. & LIEBEZEIT, G. 1993. Holocene sedimentation in the Skagerrak: A review. *Marine geology*, 111, 379-391.
- VAUGHAN, D. G. & ARTHURN, R. 2007. Why is it hard to predict the future of ice sheets? *Science(Washington)*, 315, 1503-1504.
- VOGT, P., CRANE, K. & SUNDEVOR, E. 1993. Glacigenic mudflows on the Bear Island submarine fan. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 74, 449-453.
- VON HAUGWITZ, W. & WONG, H. 1993. Multiple Pleistocene ice advances into the Skagerrak: a detailed seismic stratigraphy from high resolution seismic profiles. *Marine geology*, 111, 189-207.
- WEERING, T. C. 1975. *Late Quarternary History of the Skagerrak: An Interpretation Acoustical Profiles*, Royal Geological and Mining Society of the Netherlands.
- WELLNER, J., LOWE, A., SHIPP, S. & ANDERSON, J. 2001. Distribution of glacial geomorphic features on the Antarctic continental shelf and correlation with substrate: implications for ice behavior. *Journal of Glaciology*, 47, 397-411.
- WHILLANS, I., BENTLEY, C. & VAN DER VEEN, C. 2001. Ice streams B and C. *The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment*, 257-281.
- WHILLANS, I., BOLZAN, J. & SHABTAIE, S. 1987. Velocity of ice streams B and C, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 92, 8895-8902.

- WINSBORROW, M. C. M., CLARK, C. D. & STOKES, C. R. 2010. What controls the location of ice streams? *Earth Science Reviews*, 103, 45-59.
- ZIEGLER, P. A. 1982. Geological atlas of western and central Europe. *Elsevier, Amsterdam*, 130.

Appendiks A

Sammenstilling av tilgjengelig seismiske data og generert kartdata.



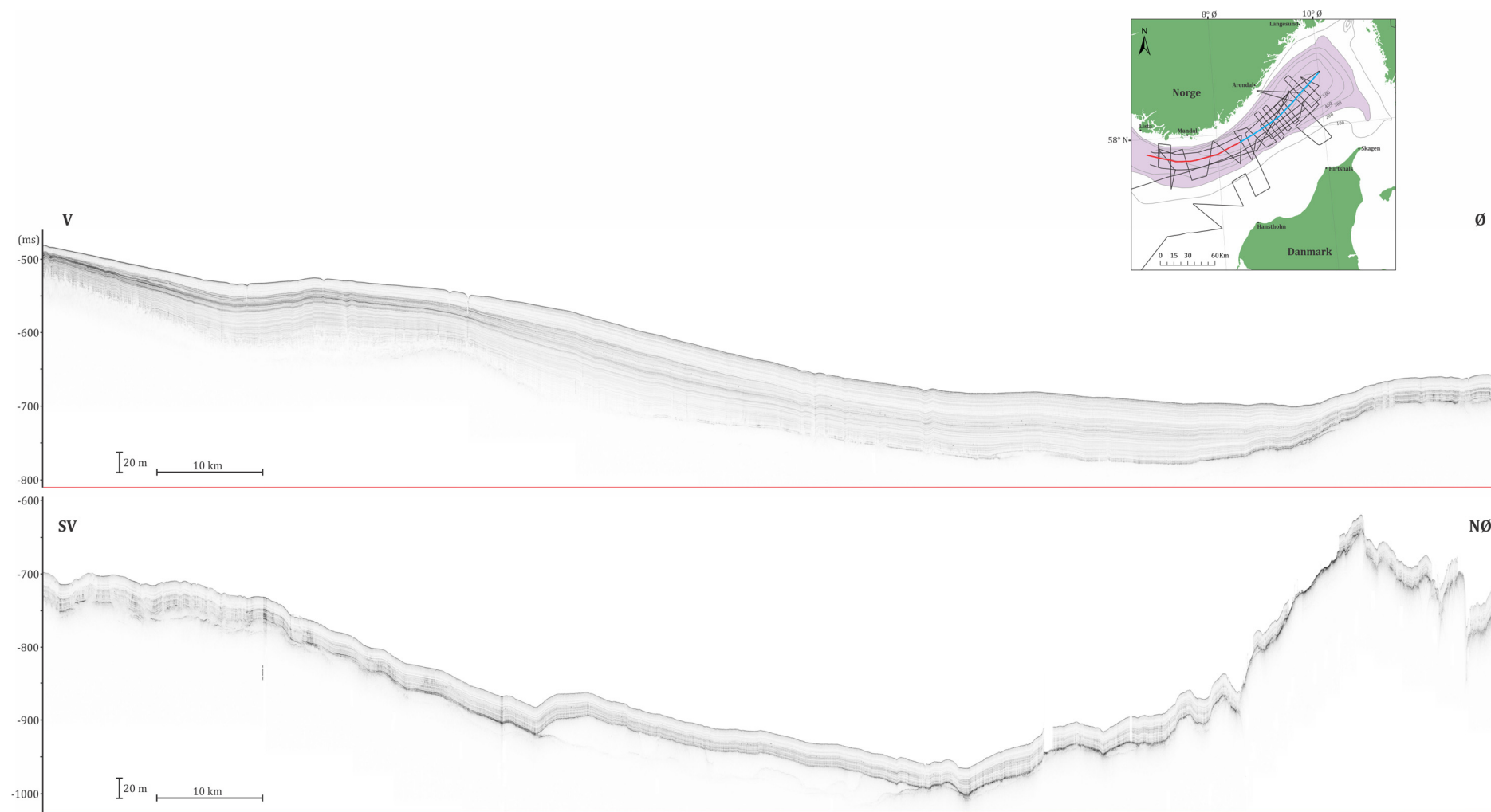
Appendiks B

TOPAS-profiler fremvist i Kapittel 4 i utolket form.

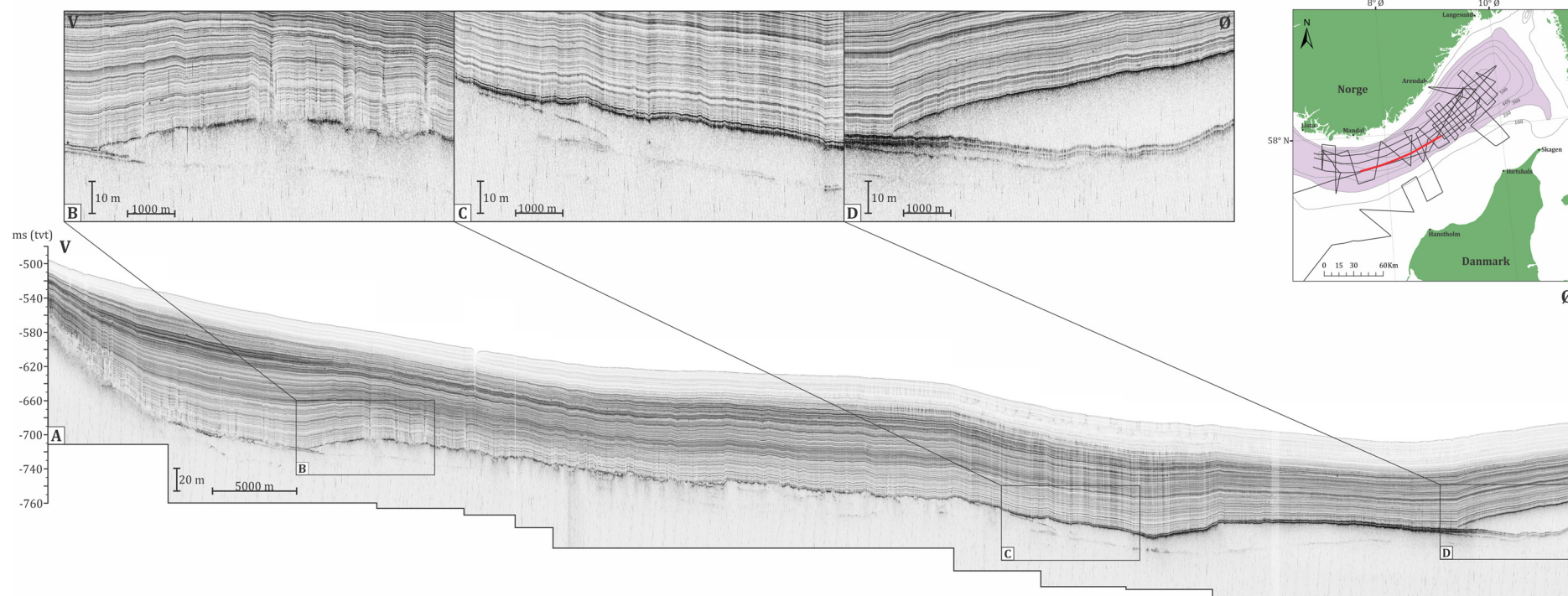
TOPAS-profiler:

Profil A	TOPAS-profil GS13-181-03	(Figur 4.2)
Profil B	TOPAS-profil GS13-181-44	(Figur 4.4)
Profil C	TOPAS-profil GS13-181-29	(Figur 4.6)
Profil D	TOPAS-profil GS13-181-13	(Figur 4.7)
Profil E	TOPAS-profil GS13-181-48	(Figur 4.8)
Profil F	TOPAS-profil GS13-181-49	(Figur 4.9)
Profil G	TOPAS-profil GS14-191-28 og 26	(Figur 4.10)
Profil H	TOPAS-profil GS14-191-24	(Figur 4.12)
Profil I	TOPAS-profil GS14-191-29	(Figur 4.13)
Profil J	TOPAS-profil GS14-191-27	(Figur 4.14)

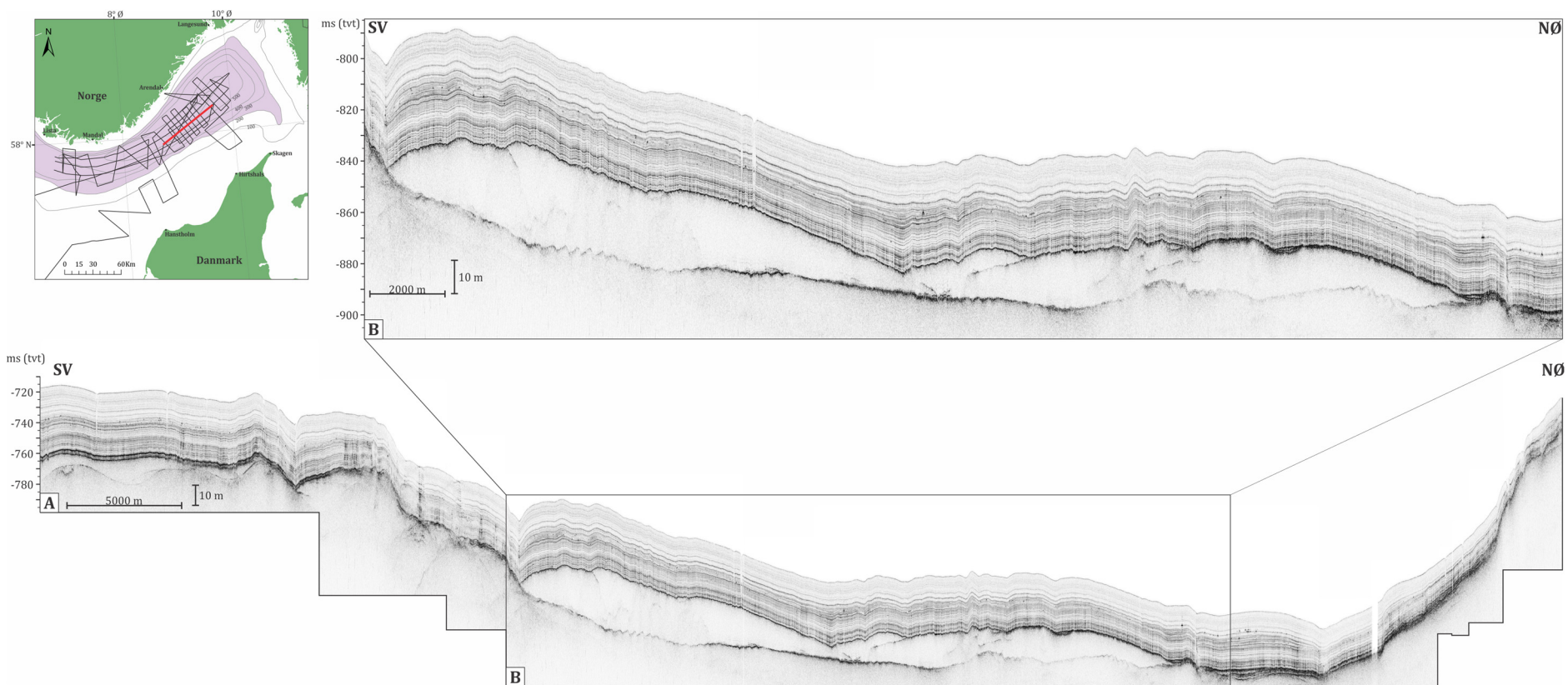
Profil A



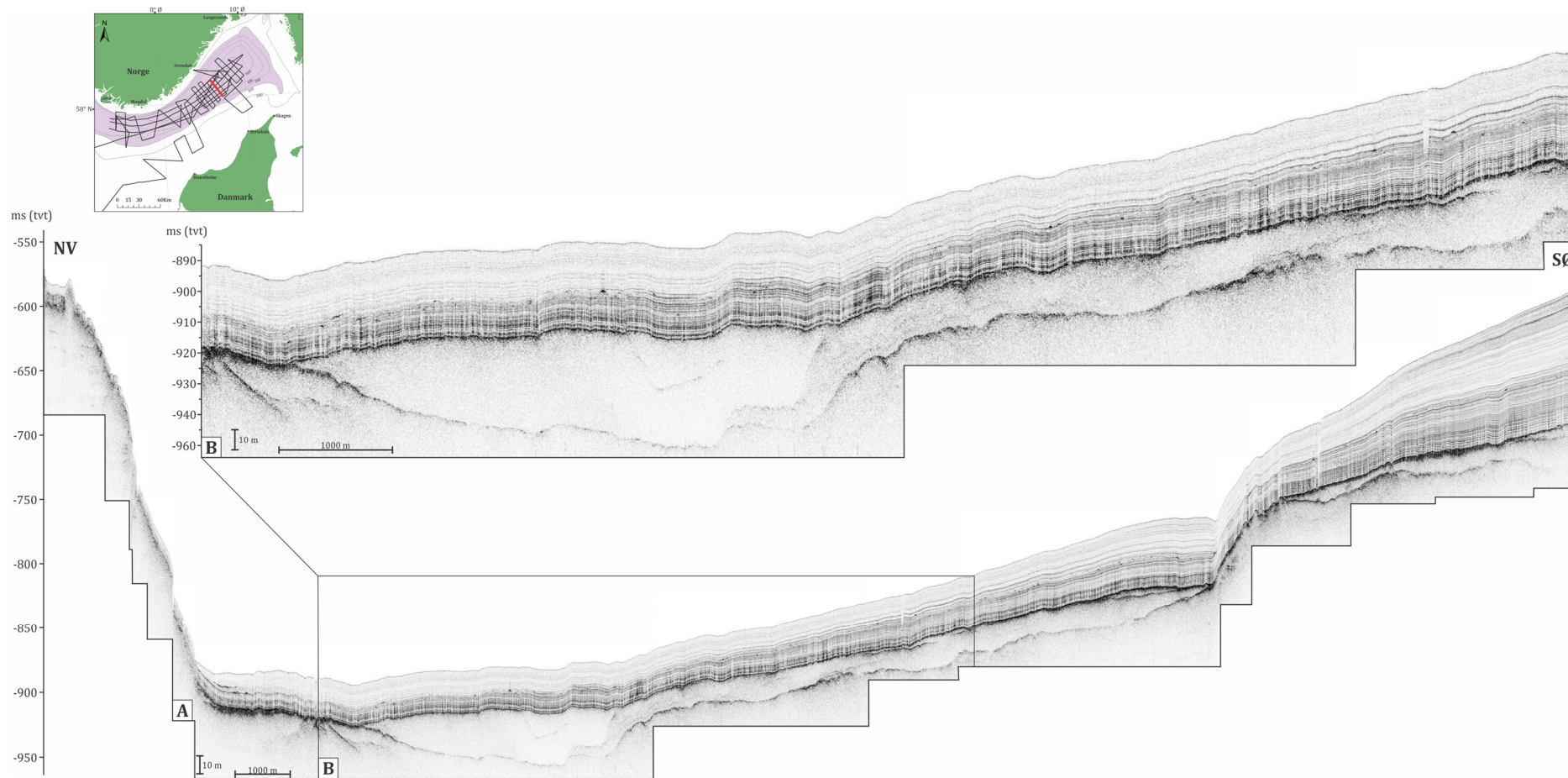
Profil B



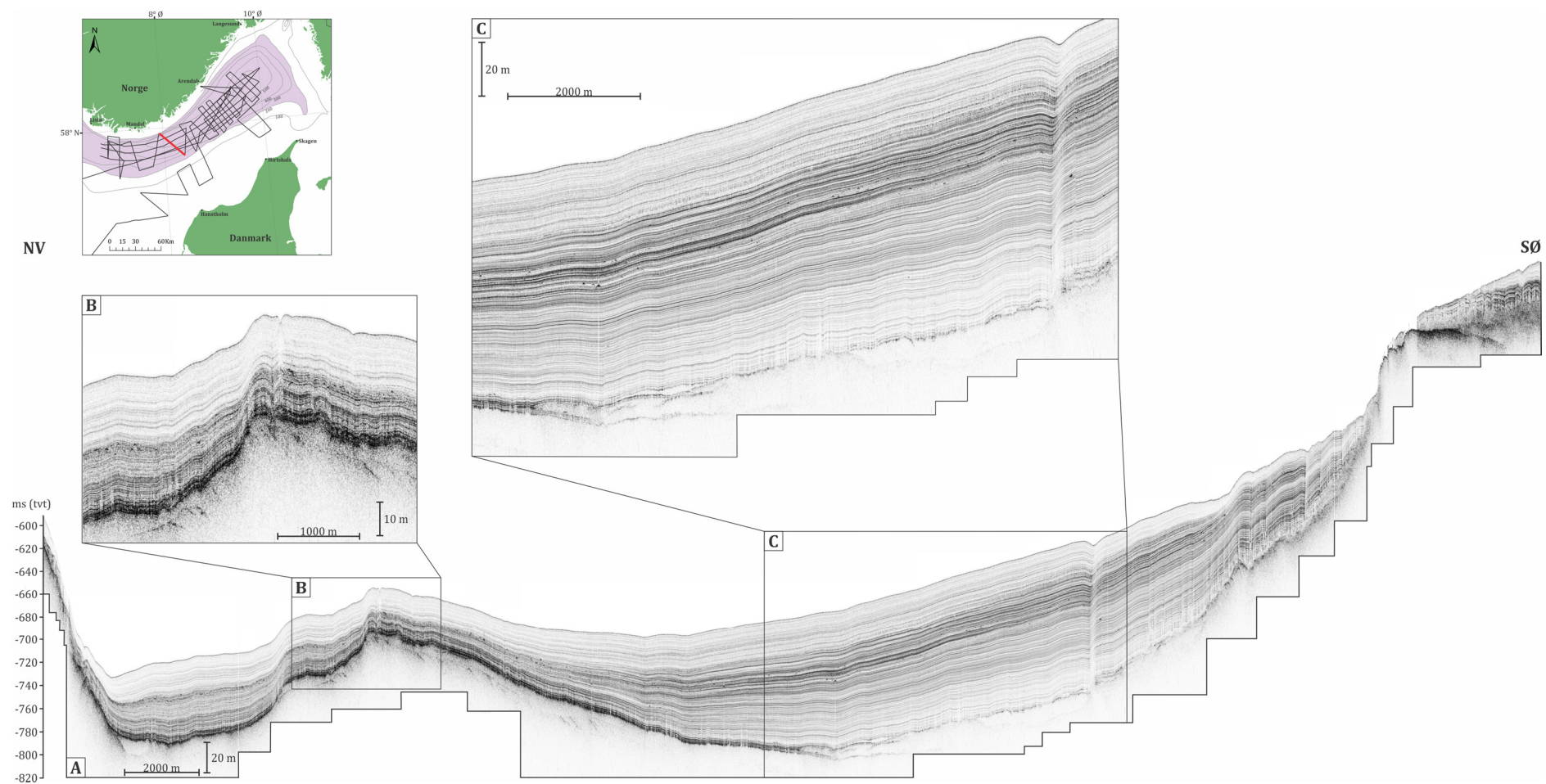
Profil C



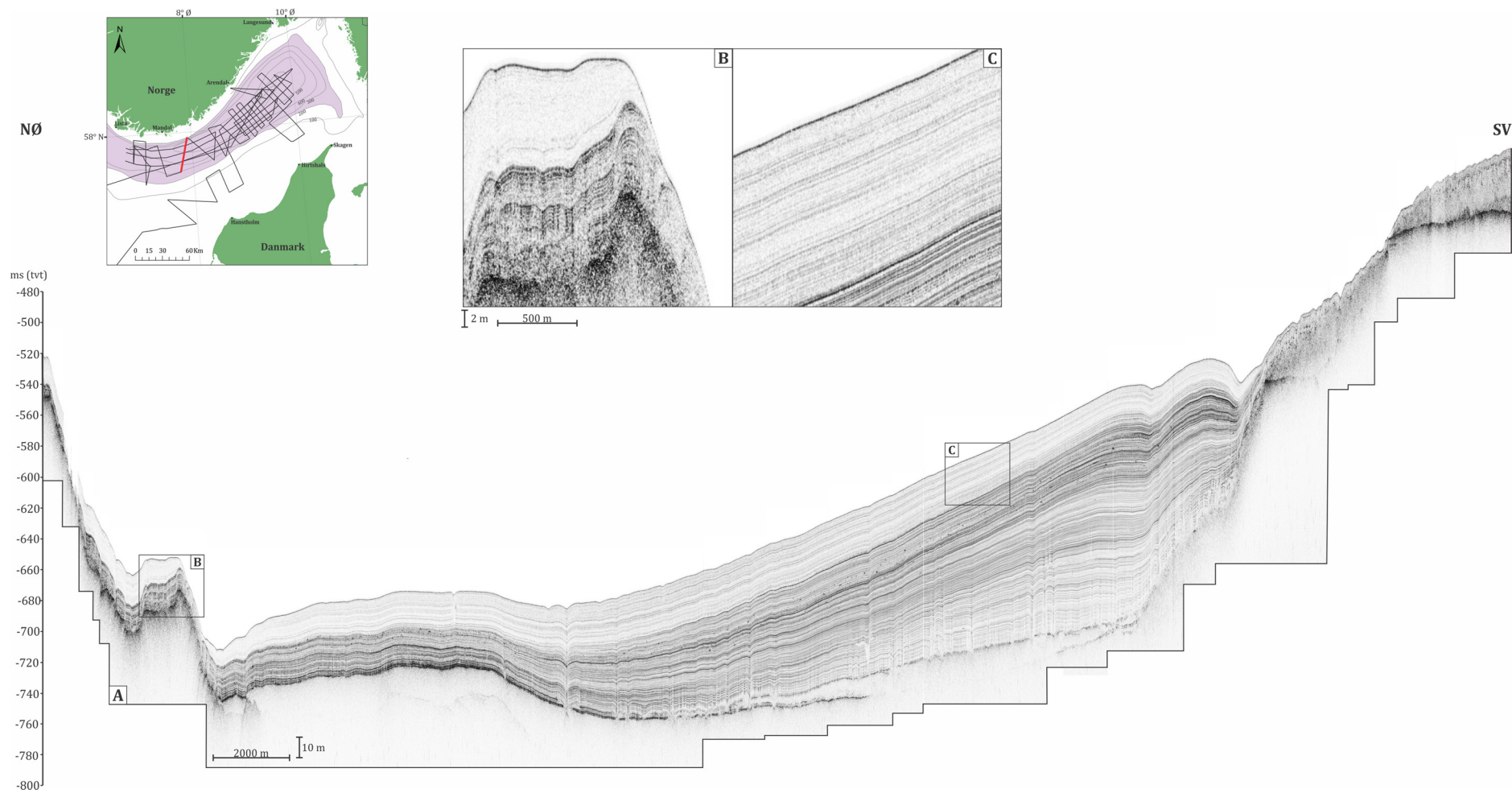
Profil D



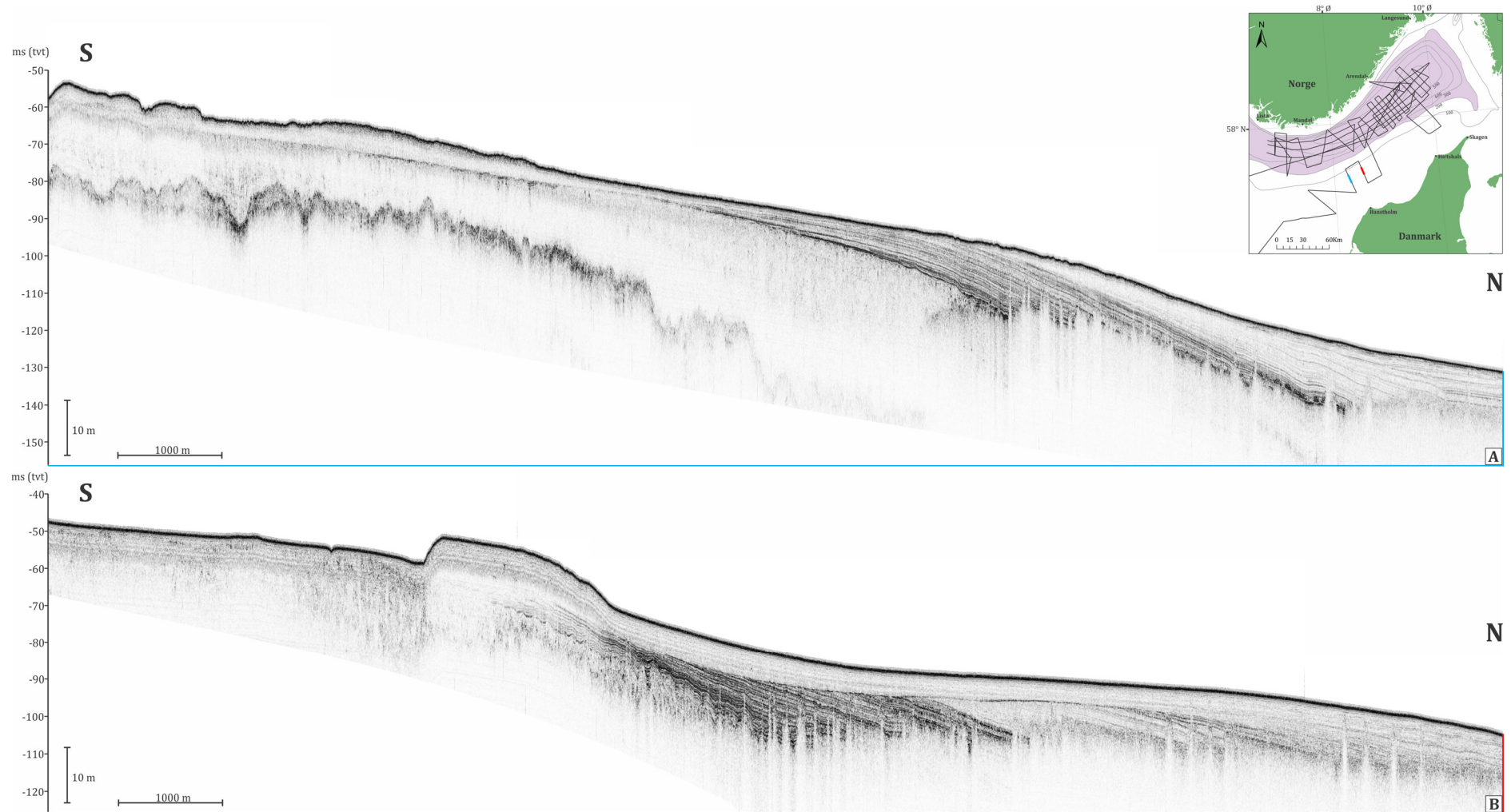
Profil E



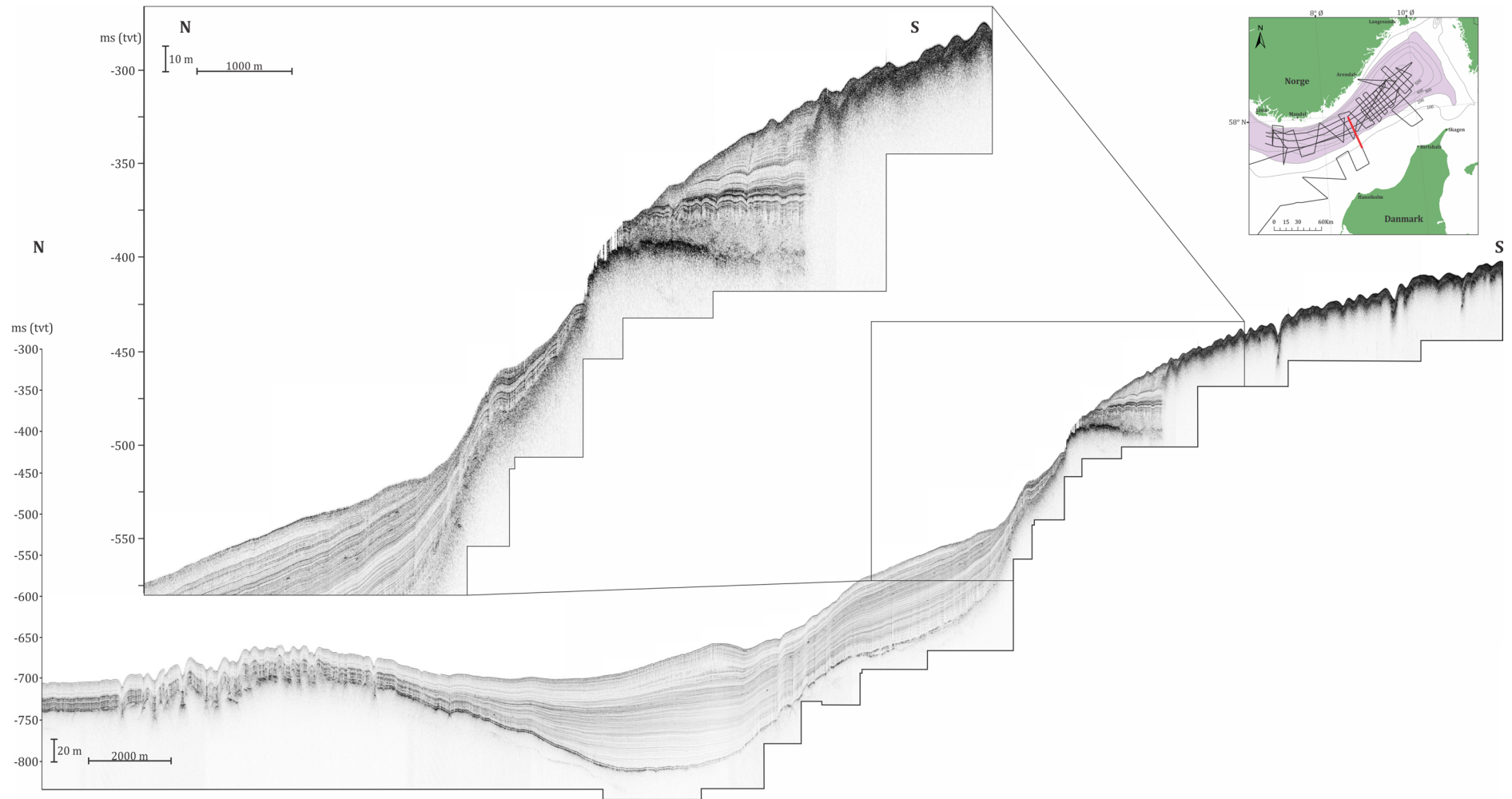
Profil F



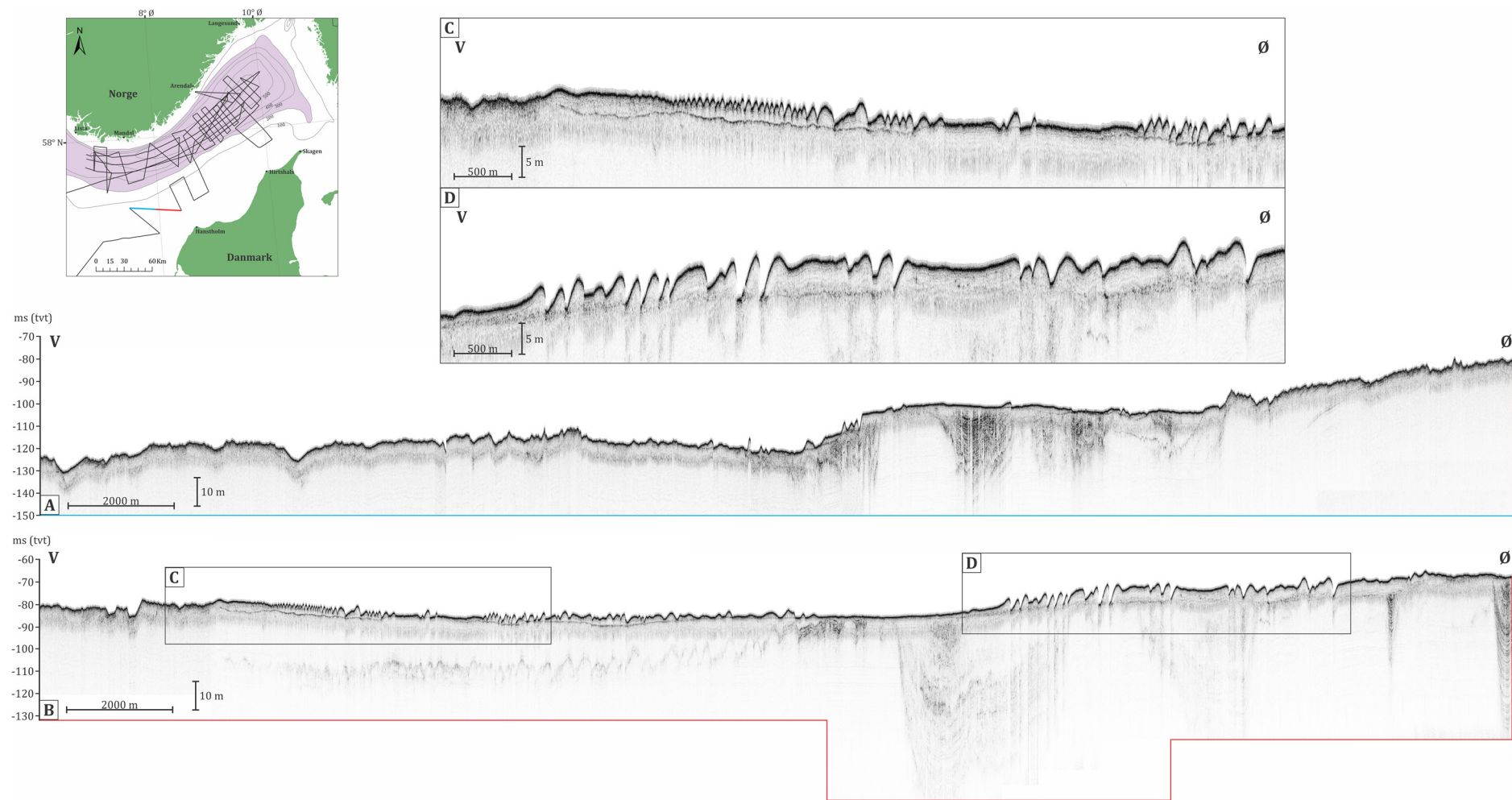
Profil G



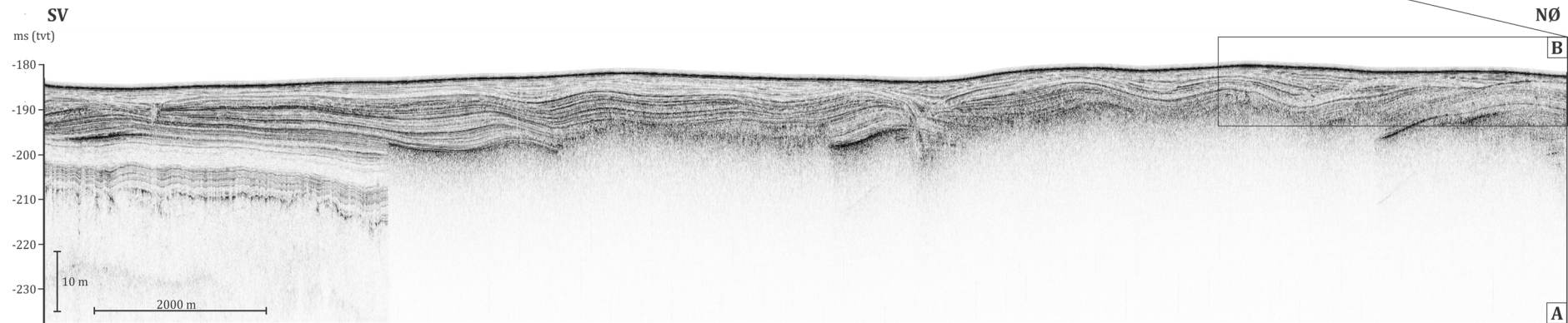
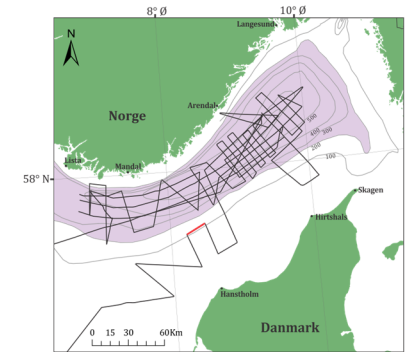
Profil H



Profil I



Profil J



Appendiks C

Enhet og tolkningssammenlikning med andre studier.

Denne studien	Van Weering et al. (1973)	Solheim & Grønlie (1983)	Holtedahl (1986)	Slage & Wong (1988)	Von Haugwitz & Wong (1993)
Enhet E4	«Enhet 1» Holosen sedimenter	«Enhet 1» Holosen sedimenter	«Enhet 1» Holosen sedimenter	«Sekvens 1» Holosen sedimenter	«Enhet H» Holosen sedimenter
Enhet E3	«Enhet 2» Glasimarine sedimenter	«Enhet 2» Glasimarine sedimenter	«Enhet 2, 3 og 4» Glasimarine sedimenter	«Sekvens 2» Glasimarine sedimenter	«Sekvens P4a» Glasimarine sedimenter
Enhet E2	-	-	-	«Sekvens 2, A og B?» Skred/slump, uvisst	«P3a» Morene
Enhet E1	-	-	-	-	-
Enhet E0	«Enhet 3» Morene	«Enhet 3» Morene	-	«Sekvens 3» Morene	-
Grunnfjell	-	-	-	-	-
Denne studien	Rise et al. (1996)	Longva & Thorsnes (1997)	Novak & Stoker (2001)	Rise et al. (2008)	Longva et al. (2008)
Enhet E4	«Enhet H» Holosen sedimenter	«Marine sedimenter»	«Enhet E» Holosen sedimenter	«Enhet A» Holosen sedimenter	«Enhet A» Holosen sedimenter
Enhet E3	«Enhet G» Glasimarine sedimenter	«Glasimarine sedimenter»	«Enhet E» Glasimarine sedimenter	«Enhet B» Glasimarine sedimenter	«Enhet B» Glasimarine sedimenter
Enhet E2	-	«Vifter»	«Enhet D, B, C?»	«Enhet D» Massebev. Vifter	«Enhet D» Massebev. Vifter
Enhet E1	-	-	-	«Enhet D/E?»	«Enhet D/E?»
Enhet E0	-	«Morene»	-	-	«Enhet F» Morene
Grunnfjell	-	«Grunnfjell»	-	-	«Enhet H» Grunnfjell