

# Miocen utvikling av Vøringbassenget, basert på 2D multikanals seismikk

Av  
Kristian Kollsgård

**Masteroppgave i geovitenskap**



Institutt for geovitenskap  
Universitetet i Bergen  
November, 2010



## **Forord**

Masteroppgaven er utført ved det Matematisk-Naturvitenskapelig fakultet, Institutt for Geovitenskap, ved Universitetet i Bergen. Jeg vil takke min hovedveileder Berit Oline Hjelstuen og medveileder Haflidi Haflidason for en svært interessant og aktuell oppgave. Dere har bidratt med fantastisk oppfølging, gitt meg verdifull hjelp og mange nyttige tips underveis.

Jeg vil også takke alle i familien som har gitt moralsk støtte gjennom hele studietiden og til Mamma og senere Ove som har sørget for husly i hele perioden, og takk til alle dere som har hatt tid/tålmodighet til å lese gjennom min oppgave. Det har vært en uvurderlig hjelp!

Til slutt vil jeg takke alle mine studiekamerater fra min tid ved Universitetet i Tromsø som jeg enda daglig har kontakt med, fra universitetet i Bergen og fra tiden jeg hadde ved University of Western Cape i Cape Town. Dere har gjort de fem (og et halvt) siste årene til en fantastisk tid jeg alltid kommer til å ha med meg!

Sandnes, 21. november 2010

Kristian Kollsgård



## Sammendrag

2D multikanals seismikk, i kombinasjon med brønndata, er i denne studien benyttet for å studere de kenozoiske sedimentene i Vøringbassenget. I tillegg til den seismiske studien er fire brønner knyttet sammen med det seismiske datasettet, og data fra elleve brønner er benyttet for å danne et bilde av variasjonen til den geotermale gradienten i studieområdet. Studien har hatt tre hovedmål: (1) å kartlegge de kenozoiske sedimentenhetene i studieområdet med spesielt fokus på de miocene avsetningene, (2) å studere kontrollerende faktorer som styrer den diagenetiske omdannelsen av opal A til opal CT, samt dannelsen av en diagenetisk bunn simulerende reflektor (BSR), og (3) å studere utbredelsen av det polygonale forkastningssystemet i Vøringbassenget og se på sammenhengen mellom sedimenttyper og intensiteten til forkastningene.

Seks regionale sekvensgrenser (reflektor R1-R6) er tolket, og disse avgrensene fem seismostratigrafiske enheter: enhet I (yngst) – enhet V (eldst). To horisonter med begrenset utstrekning (reflektor R3i og R4i) er studert, og disse avgrensene totalt fire underenheter: underenhet III.1 (yngst), III.2, IV.1 og IV.2 (eldst). I tillegg er en diagenetiske bunn simulerende reflektor (reflektor R7) tolket. Den sedimentære lagrekken antas å ha en maksimumsalder på 65.5 millioner år. Lagfølgen indikerer en utvikling fra dypmarine hemipelagiske ooze sedimenter i eocene og oligocen, til havstrømsdominerte dypmarine sedimenter i perioden fra tidlig miocene til tidlig pliocen. Ved overgangen til sen pliocen dominerer glasielle debrisstrømvsetninger Norskemarginen. Opptredenen av flere intervaller med konturittiske refleksjonsmønstre i de miocene og tidlig pliocene enhetene tyder på at havstrømmene har påvirket avsetningene i Vøringbassenget mer enn man tidligere har trodd.

I denne studien er deformasjonsstrukturer identifisert i opal A-CT grensen, og dermed tolkes det at grensen i dag representerer en inaktiv diagenetisk grense. Opal A-CT grensen ble mest sannsynlig inaktiv ved midt miocen tid. Det tolkes at opal A-CT grensen var aktiv i Vøringbassenget som et resultat av sterk hydrologisk aktivitet forbundet med dannelsen av det polygonale forkastningssystemet. Opal A-CT grensen ble mest sannsynlig inaktiv som følge av at den hydrotermale aktiviteten ble redusert etter som de fluidholdige sedimentene ble drenert og aktiviteten i det polygonale forkastningssystemet ble redusert.

Studien av de polygonale forkastningene viser at det finnes en sammenheng mellom intensiteten til de polygonale forkastningene og den totale mektigheten til den studerte miocene sedimentpakken. I områder hvor mektigheten til de miocene sedimentene er over 1.2 s (TVT) er det observert høy intensitet i det polygonale forkastningssystemet. I områder hvor mektigheten til de miocene sedimentene er under 0.4 s (TVT) avtar intensiteten til de polygonale forkastningene betraktelig.



# Innhold

<b>KAPITTEL 1 INTRODUKSJON OG MÅLSETNING .....</b>	<b>1</b>
<b>KAPITTEL 2 GEOLOGISK RAMMEVERK .....</b>	<b>4</b>
2.1 REGIONAL GEOLOGI OG TEKTONISK UTVIKLING .....	4
2.2 SEDIMENTAVSETNINGER .....	10
2.3 REGIONAL OSEANOGRAFI OG KLIMAUTVIKLING .....	14
2.4 GEOLOGISKE PROSESSER LANGS NORSKEMARGINEN.....	16
2.5 POLYGONALE FORKASTNINGER .....	23
2.6 BUNNSIMULERENDE REFLEKTORER .....	28
<b>KAPITTEL 3 DATA OG METODER.....</b>	<b>31</b>
3.1 SEISMISK DATAGRUNNLAG.....	31
3.2 SEISMISK OPPLØSNING.....	33
3.3 SEISMISK TOLKNING .....	37
3.4 BOREKJERNER OG BRØNNDATA.....	40
3.5 PROGRAMVARE.....	42
<b>KAPITTEL 4 RESULTATER .....</b>	<b>45</b>
4.1 SEISMISKE FACIES.....	45
4.2 SEISMISK RAMMEVERK – TOLKEDE REFLEKTORER .....	46
4.3 SEISMOSTRATIGRAFISKE ENHETER .....	65
4.4 LITOSTRATIGRAFI .....	98
4.5 TEMPERATURER I VØRINGBASSENGET .....	110
<b>KAPITTEL 5 DISKUSJON .....</b>	<b>115</b>
5.1 KRONOSTRATIGRAFI OG AVSETNINGSRATER.....	115
5.2 SEDIMENTÆRE PROSESSER OG AVSETNINGSMILJØ.....	123
5.3 DIAGENETISKE PROSESSER .....	133
5.4 POLYGONALE FORKASTNINGER .....	136
5.5 STRØMUTVIKLING I MIOCEN TIL TIDLIG PLEISTOCEN.....	138
<b>KAPITTEL 6 KONKLUSJON.....</b>	<b>143</b>
<b>REFERANSER .....</b>	<b>146</b>

## Kapittel 1 Introduksjon og målsetning

Norskemarginen domineres av to større bassengsystemer av kritt alder, Møre- og Vøringbassengene (Figurer: 1.1 og 2.1) (Brekke, 2000). I de siste 20 til 30 årene har Norskemarginen vært fokus for stor forskningsaktivitet. Årsaken til dette har hovedsakelig vært aktivitet forbundet med utdelingen av letelisenser i området til oljeindustrien. Utdelingen av letelisenser startet fra og med 5. konsesjonsrunde i 1979 og fortsatte i de senere konsesjonsrundene. Oljeaktiviteten startet først på Haltenterrassen og de første brønnene ble boret i 1980, og det første funnet, Midgard, nå del av feltet Åsgård, kom i 1981. Oljeaktiviteten i Vøringbassenget kom først skikkelig i gang etter funnet av Luva-feltet nord i Vøringbassenget i 1997. I senere tid har gass blitt påvist i Vøringbassenget i Ellidaprospektet i 2003, i Stetindprospektet i 2005, og i Gro- og Asterix-prospektene i 2009. Ingen av prospektene i bassenget er foreløpig satt i produksjon, og etter en skuffende avgrensingsbrønn i Gro prospektet i 2010 er fremtiden til oljeindustrien i Vøringbassenget fortsatt usikker. Oljeaktiviteten i Vøringbassenget har imidlertid allerede ført til at flere regionale seismiske studier er foretatt og flere brønner har blitt boret i området.

I forbindelse med utviklingen av petroleumsvirksomheten på Norskemarginen ble den geologiske kartleggingen av området prioritert og utført av blant andre Oljedirektoratet (OD) (Gabrielsen et al., 1984; Dalland et al., 1988; Blystad et al., 1995). Den pre-tertiære strukturelle utviklingen av Norskemarginen er beskrevet i flere studier (f. eks. Aanstad et al., 1981; Bukovics og Ziegler, 1985; Skogseid et al., 1992; Brekke, 2000; Lundin og Doré, 2002; Mjelde et al., 2007), og studier av den terciære strukturelle utviklingen på Norskemarginen, med spesielt fokus på kompresjonskrefter og dannelse av sedimentære domer i Vøringbassenget er også gjennomført (f. eks. Vågnes et al., 1998; Mosar et al., 2002; Mjelde et al., 2003; Løseth og Henriksen, 2005; Doré et al., 2008). Den norske (og engelske) skrivemåten for strukturelle elementer i Vøringbassenget er definert av Blystad et al. (1995).

Ocean Drilling Program (ODP) Leg 104 startet sommeren 1985 på Norskemarginen og brønner ble boret på tre ulike lokaliteter (642, 643 og 644). Fokus for undersøkelsen var kartlegging av de sedimentære lagrekkene i Vøringbassenget og på Vøringrandhøgda (Fig. 2.1) (Eldholm et al., 1987a; Eldholm et al., 1989). Etter 1989 har flere seismiske studier av Vøringbassenget blitt gjennomført (Haflidason et al., 1991; Hjelstuen et al., 1999; Brekke, 2000; Hjelstuen et al., 2004a; Løseth og Henriksen, 2005; Stoker et al., 2005b; Eidvin et al., 2007). I 2005 ble ODP Site 642 undersøkt igjen av Integrated Ocean Drilling



Program (IODP) Leg 306, da det ble gjennomført temperaturmålinger i kjerne 642E (Harris, 2006; Harris og Higgins, 2008). Det er også foretatt studier med fokus på ulike geologiske prosesser som har påvirket sedimentene etter avsetning, blant annet utvikling av polygonalforkastninger, fluidmigrasjon og gasshydrater (Berndt et al., 2003; Bünz et al., 2003; Stuevold et al., 2003; Gay og Berndt, 2007; Jose et al., 2008). I tillegg er to studier med fokus på bunn simulerende reflektorer i Vøringbassenget gjennomført (Berndt et al., 2004; Neagu et al., 2010)

Målsettingen med denne masteroppgaven er å øke forståelsen av de geologiske prosessene som har vært aktive i forbindelse med avsetning av den miocene Kaifm (Brekke, 2000) i Vøringbassenget på Norskemarginen (Fig. 1.1). Dette skal gjøres ved å kartlegge formasjonen, samt formasjonens indre strukturer. Formasjonen vil kartlegges gjennom studium og tolkning av 2D multikanals seismikk. De seismiske profilene tolkes og visualiseres ved hjelp av tolkningsverktøyet Petrel, slik at regionale kart kan genereres av formasjonenes mektighet og relasjon til andre formasjoner i området. Tolkningene vil underveis korreleres mot brønnlogger fra brønn 6704/12-1 (Gjallarbrønnen, boret av Saga petroleum i 1998), med brønnlogger fra brønn 6405/7-1 fra Ellidaprospektet, samt data fra ODP brønnene 644A, 642B og 642D (Eldholm et al., 1985; Eldholm et al., 1987b).

Det seismiske datasettet benyttet i studien er gjort tilgjengelig av Statoil, TGS-Nopec og Fugro gjennom GANS-prosjektet. All brønndata fra brønner i Vøringbassenget som er benyttet i denne masteroppgaven, er offentlig tilgjengelig gjennom Oljedirektoratets nettsider (NPD, 2010). Brønndata fra ODP Leg 104 er tilgjengelig gjennom publikasjoner fra nettsidene til ODP ([www-odp.tamu.edu/publications](http://www-odp.tamu.edu/publications)).

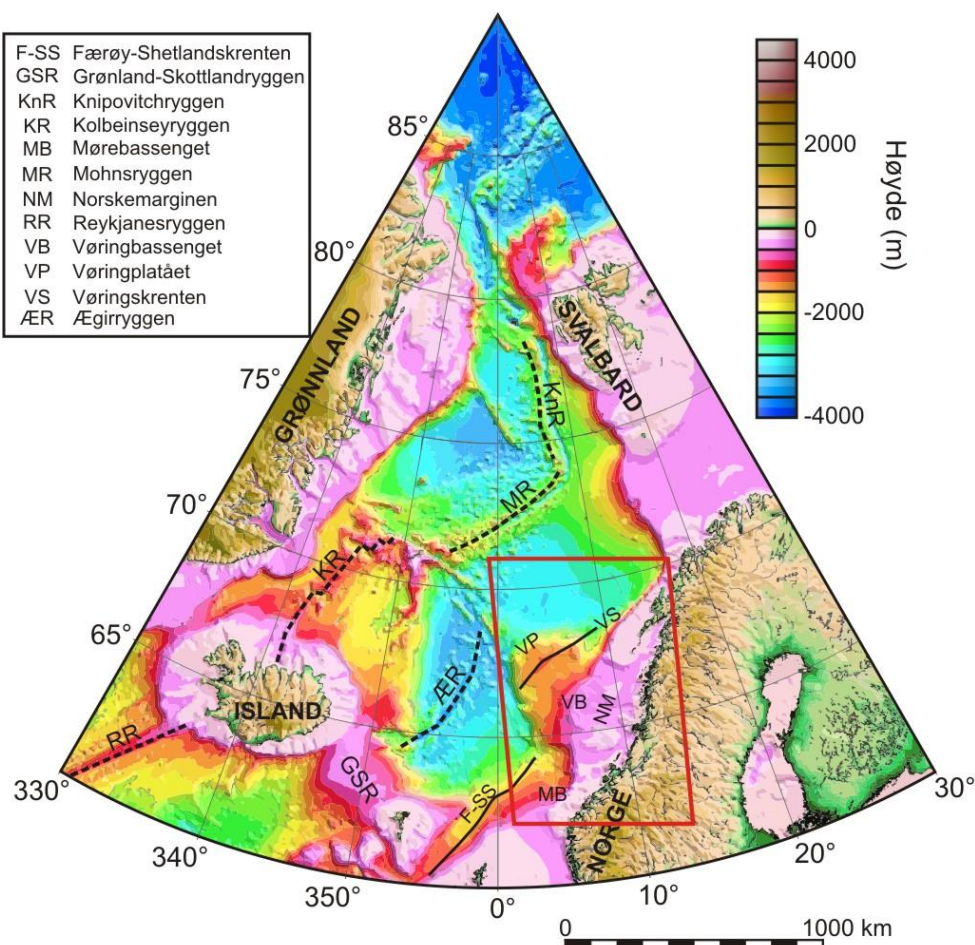
Denne masteroppgaven er en del av GANS-prosjektet (Gas Hydrates on the Norway – Barents Sea – Svalbard margin) (<http://www.uib.no/people/nglbh/GANS>). GANS er et UiB ledet NFR-Petromaks prosjekt finansiert av Norges forskningsråd og Norwegian Deepwater Program-SEABED III. Det er et nasjonalt samarbeidsprosjekt med deltakelse fra: Universitetet i Bergen (UiB), Universitetet i Tromsø (UiT), Norsk Geologisk Undersøkelse (NGU), Norsk Geoteknisk Institutt (NGI), SINTEF Petroleumsforskning og Volcanic Basin Petroleum Research (VBPR).

Prosjektet har tre fokusområder. Det første er ledet av UiT og NGU, og omhandler geofysisk karakterisering og kvantifisering av naturlig forekommende gasshydrater i havbunnen. Målet er å bedre forståelsen av de seismiske egenskapene til gasshydrater, og finne ut hvordan man best mulig kan

## Kapittel 1

estimere gasshydratvolum ut fra studie av seismiske seksjoner. Det andre fokusområdet, som denne masteroppgaven er en del av, går på geologisk og geokjemisk karakterisering og kvantifisering av gasshydrater. Det andre fokusområdet er ledet av UiB, NGU og SINTEF, og har som mål å finne ut av hvordan gasshydrater kan påvirke det biologiske mangfoldet og det nærliggende sedimentære miljøet. Det siste fokusområdet er rettet mot modellering og testing av gasshydratenes reservoaregenskaper. Arbeidet er ledet av UiB, NGU, NGU og SINTEF, og målet er å kartlegge hvordan gasshydratene opptrer i forbindelse med dannelsen og hvordan de senere bevares. En forståelse av disse prosessene er viktig dersom det skal være mulig å utvinne gasshydrater som en sikker og økonomisk gunstig energikilde i fremtiden.

Alle forkortelser er definert i teksten. I tillegg finnes en liste over forkortelser bakerst i oppgaven.



**Figur 1.1** Batymetrisk kart over Norske-Grønlandshavet med noen av de viktigste strukturelle elementene markert (modifisert fra Kandilarov et al., 2008). Lokasjonen til figur 2.1 er markert med rød firkant.

## Kapittel 2 Geologisk rammeverk

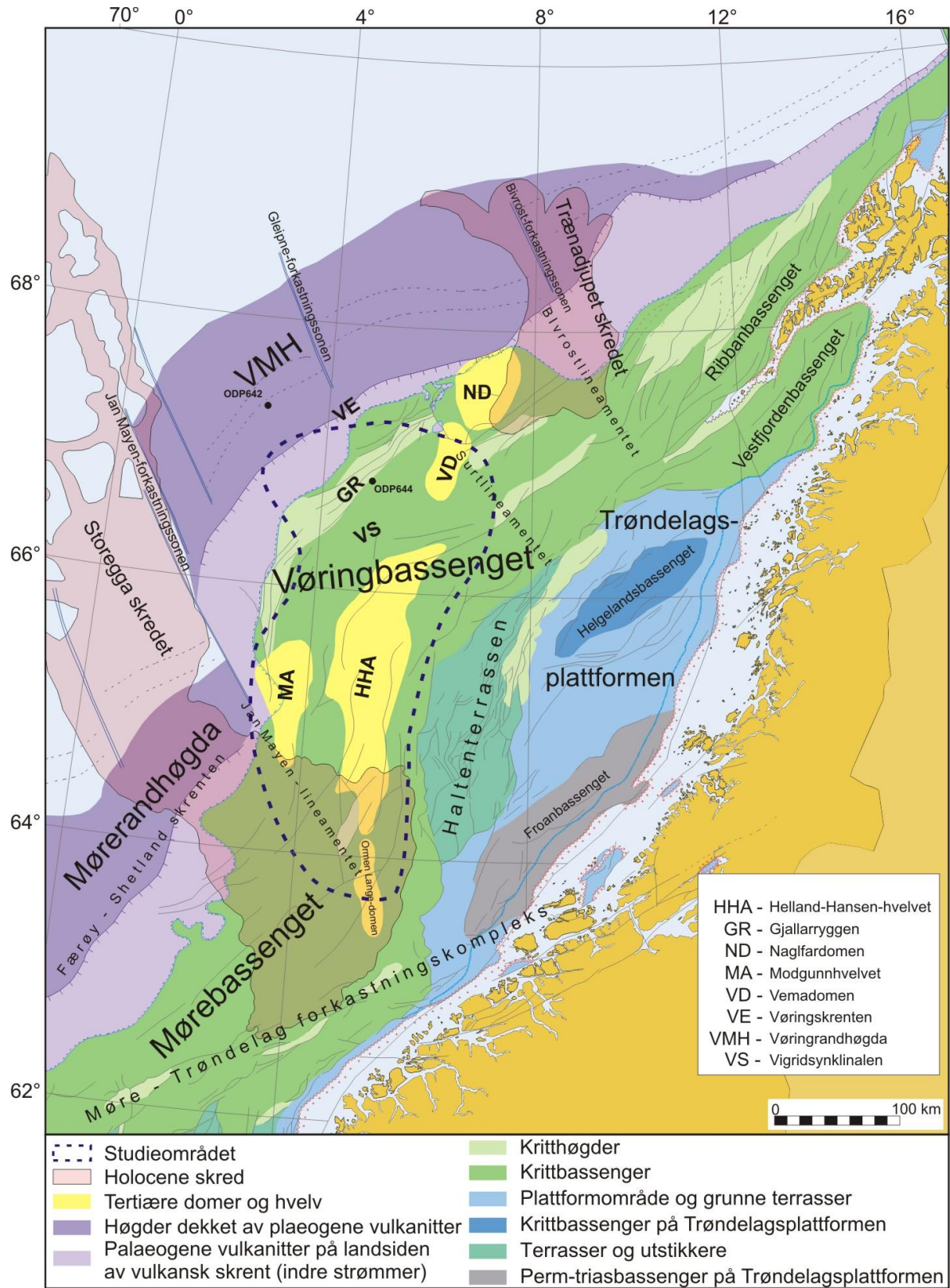
Dette kapittelet inneholder en oppsummering av den tektoniske utviklingen til Norskemarginen, fra kollapsen av kaledonidene i sen silur, og de følgende rifthendelsene gjennom perm-kritt, frem til dannelsen av domstrukturerer i tertiær. Del to av kapittelet inneholder en beskrivelse av de kenozoiske sedimentavsetningene i studieområdet, etterfulgt av en kort gjennomgang av den regionale oseanografiske og klimatiske utvikling fra miocen og frem til i dag. Siste del av kapittelet inneholder en kort gjennomgang av konturitter, polygonale forkastninger og bunnsimulerende reflektorer.

### 2.1 Regional geologi og tektonisk utvikling

Vøringbassenget er en stor sedimentær bassengprovins lokalisert sentralt på Norskemarginen mellom 64 °N – 68 °N og 2 °E – 10 °E (Fig. 2.1) (Blystad et al., 1995). Bassenget avgrenses i nordøst av Bivrost forkastningssonen og i sørvest av Jan Mayen forkastningssonen. Disse forkastningssonene skiller Vøringbassenget fra Vestfjorden- og Ribban-bassengene i nordøst og Mørebassenget og Mørerandhøgda i sørvest (Fig. 2.1) (Walker et al., 1997). Nordvest for Vøringbassenget er Vøringrandhøgda lokalisert. I sørøst er Trøndelagsplattformen, Haltenterrassen og fastlandet lokalisert (Fig. 2.1) (Brekke og Riis, 1987; Blystad et al., 1995). I denne studien studeres et område som strekker seg fra nordlige deler av Storeggaskredgropen i sør, og nordover langs Helland-Hansen-hvelvet, samt områder innenfor 70 km vest, 75 km nord og omtrent 50 km øst for ryggen (Fig. 2.1). Studieområdet er omtrent 55 500 km<sup>2</sup> og er lokalisert i sørlige deler av Vøringbassenget.

De viktigste strukturelle elementene for denne studien er: Helland-Hansen-hvelvet (HHA), Naglfardomen (ND), Gjallarryggen (GR), Modgunnhvelvet (MA), Vemadomen (VD), Vigridsynklinalen (VS), Vøringkrenten (VE) og Vøringrandhøgda (VMH) (Fig. 2.1). Forkortelsene til de strukturelle elementene er valgt basert på engelsk stavemåte, hentet fra Blystad et al. (1995), fordi disse forkortelsene allerede er etablerte i flere publikasjoner (f. eks. Stuevold et al., 1992; Vågnes et al., 1998; Hjelstuen et al., 2005; Rise et al., 2006).

Dagens komplekse strukturelle struktur i Vøringbassenget er et resultat av en kombinasjon av flere rifthendelser i perioden fra perm til kritt og aktiv havbunns-spredning gjennom tertiær. I perioden med havbunns-spredning har flere forskere foreslått at kompresjonskrefter har virket på hele Norskemarginen (Eldholm et al., 1989; Brekke, 2000; Mjelde et al., 2003).



**Figur 2.1** Et forenklet strukturelt kart av Norskemarginen (modifisert fra Blystad et al., 1995). Lokasjonen til figur 2.1 er markert i figur 1.1. Lokasjonen til holocene skred er hentet fra Hafliðason et al. (2004).

### ***2.1.1 Strukturell utvikling av Norskemarginen og Norske-Grønlandshavet***

Under kollapsen av den kaledonske fjellkjeden gjennom sen silur til tidlig devon ble flere større forkastningssystemer utviklet med NØ-SV orientering i det prekambriske grunnfjellet langs området som i dag er Norskemarginen. Under riftingen på Norskemarginen i perm ble deler av disse forkastningssystemene reaktivert (Aanstad et al., 1981; Brekke, 2000). Riftprosessene er også styrt av transverse lineamenter med en NV-SØ orientering og man antar at denne orienteringen følger eldre strukturer med lik orientering i det prekambriske grunnfjellet (Brekke, 2000).

Norskemarginen var tektonisk aktiv fra karbon tid og har blitt utsatt for tre dominerende riftepisoder: perm-trias, sen jura-tidlig kritt og sen kritt-tidlig tertiær (Bukovics og Ziegler, 1985; Brekke, 2000). Under den første rifthendelsen i perm/trias ble horst-graben strukturer dannet i det området som i dag er Trøndelagsplattformen. De nedforkastede områdene blir i dag kalt Helgeland- og Froan-bassengene (Fig. 2.1) (Brekke, 2000). Under riftingen i sen jura flyttet riftbevegelsen seg vestover og Haltenterrassen ble rotert og nedforkastet (Fig. 2.1) (Brekke, 2000). I tillegg ble små riftbassenger utviklet over listriske normalforkastninger i Vøring- og Møre-bassenget (Brekke, 2000). I sen kritt/tidlig tertiær ble Vøring- og Møre-bassenget utsatt for innsynkning, og dette dannet avsetningsrom for store mengder sedimenter i bassengene, mens Trøndelagsplattformen ble stående igjen som en høyde i området (Brekke, 2000).

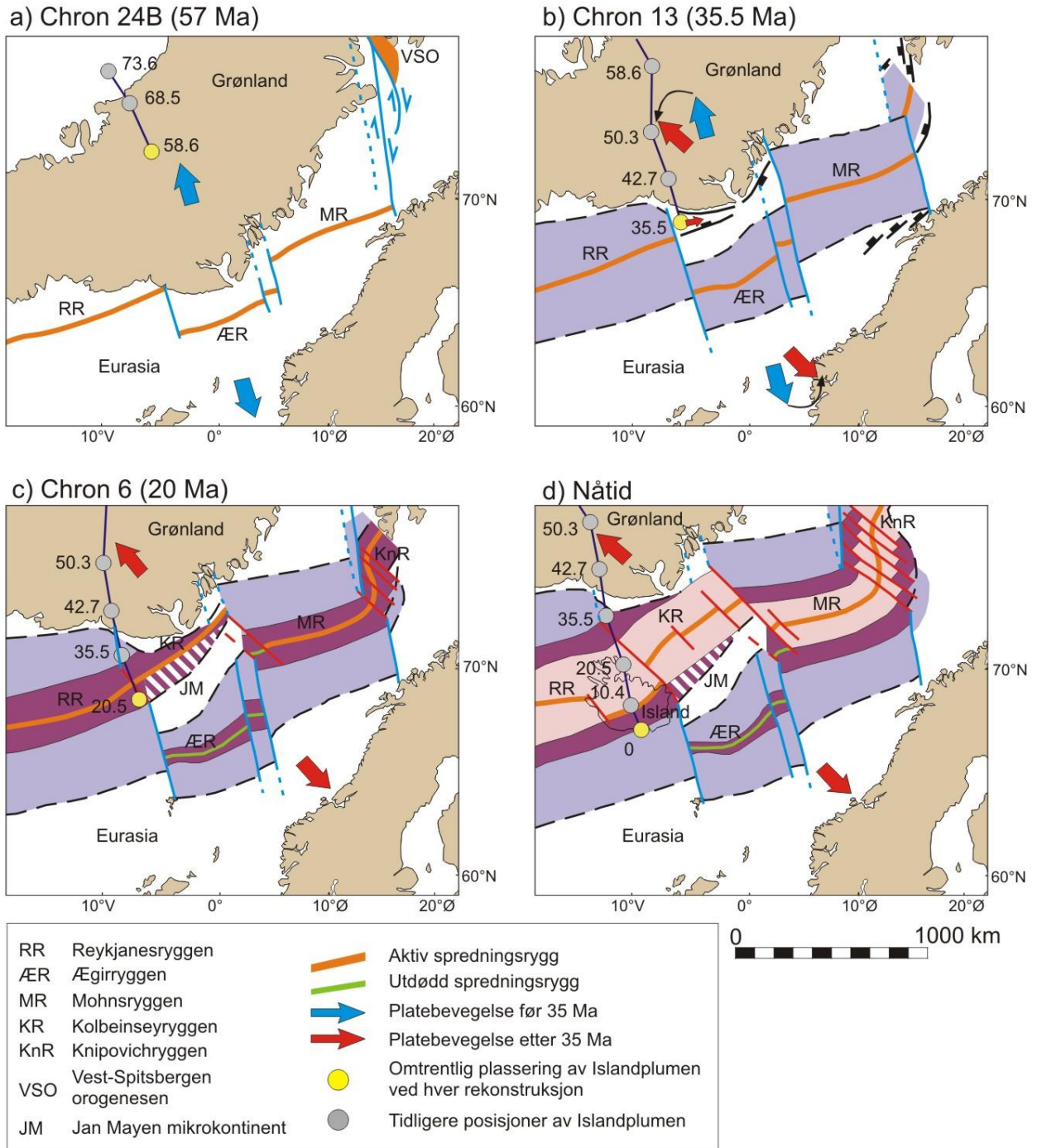
Mot slutten av kritt beveget Island-mantleplumen seg inn i området mellom Norge og Grønland, og dette resulterte i storskala vulkanisme og svekkelse av grunnfjellet. Svekkelsen av grunnfjellet medførte akselerasjon av riftbevegelsen (Torsvik et al., 2001; Lundin og Doré, 2002). I siste fase med oppsprekningen av kontinentalskorpen antar man at spredningsområdet lå over havnivå. Den aktive vulkanismen medførte at store mengder flodbasalter fløt ut fra ryggen og dekket etter hvert store områder (Mutter et al., 1982; Eldholm et al., 1989; Mjelde et al., 2007). Lavaen bygget blant annet opp Møre- og Vøringrandhøgda og deler av lavaen fløt inn i bassengene i øst (Eldholm et al., 1989; Skogseid et al., 2000).

Riftingen kulminerte i kontinental oppsprekking og aktiv havbunnsbredning for omtrent 57 millioner år siden (Fig. 2.2A) (sen paleocen – tidlig eocen) (Skogseid et al., 2000). I perioden mellom 57-35.5 millioner år siden forekom spredningen langs Reykjanes-Ægir-Mohnsryggene i Norskehavet og langs Labradorryggen i Labradorhavet vest for Grønland (Fig. 2.2A) (Lundin og Doré, 2002). For 35.5 millioner år siden (tidlig oligocen) endte havbunnsbredningen i Labradorhavet og Grønland ble en del av den

Nordamerikanske platen. I samme periode foregikk en endring i de relative platebevegelsene mellom den Nordamerikanske og Eurasiske plate som resulterte i rotasjon av spredningsaksen på omtrent 30° mot klokken, fra en NNV-SSØ retning til en NV-SØ retning (Fig. 2.2B) (Lundin og Doré, 2002). Nordøst for Reykjanesryggen startet spredning langs Kolbeinseyryggen gradvis ettersom spredningsaktiviteten fra Reykjanesryggen bygget seg nordøstover mot Mohnsryggen. I samme periode startet også spredning langs Knipovichryggen, sør for Svalbard (Fig. 2.2B). Spredningen langs Knipovichryggen førte etter hvert til kommunikasjon mellom Arktiske havområder og Nord-Atlanteren gjennom Framstredet (Lundin og Doré, 2002). For omtrent 25 millioner år siden koplet Kolbeinseyryggen seg sammen med Mohnsryggen og Ægirryggen døde ut (Fig. 2.2C). Denne hendelsen resulterte i spredningskonfigurasjonen vest for Jan Mayen, som fremdeles er aktiv (Fig. 2.2D) (Lundin og Doré, 2002).

### ***2.1.2 Utvikling av domstrukturer i Vøringbassenget***

Seismiske studier av Norskemarginen har avdekket flere domstrukturer. I Vøringbassenget er domene ND, VD, MA og HHA identifisert (Fig. 2.1). Domene er hovedsakelig orientert i nord-sør til nordøst-sørvestlig retning (Mosar et al., 2002; Ramberg et al., 2006). Flere seismiske undersøkelser og prøveboringer er foretatt i området, og man antar at domstrukturene er dannet gjennom hele kenozoikum (Doré og Lundin, 1996; Vågnes et al., 1998; Lundin og Doré, 2002; Doré et al., 2008). Seismisk studie av strukturene har avdekket at domene ikke har blitt utviklet kontinuerlig, men har blitt hevet i flere pulser (Lundin og Doré, 2002). Periodene med heving ser ut å være forskjellig på de ulike domene, og i tillegg er formen på strukturene ulik. Forskjellen på alder og form kan tyde på at domene er dannet av ulike geologiske prosesser (Ramberg et al., 2006).



**Figur 2.2** Tektonisk utvikling av Norske-Grønlandshavet, med posisjonen til Islandplumen over tid påført (posisjoner hentet fra Torsvik et al. (2001)). Figur A-D avbilder perioden fra slutten av kritt (A) frem til nåtid (D) (modifisert fra Lundin og Doré, 2002).

## Kapittel 2

Flere teorier er fremstilt for å forklare hvordan domstrukturene er dannet (Mjelde et al., 2003). Differensiell sedimentær lastning forårsaket av progradasjon av tykke plio-pleistocene avsetninger kan ha forsterket flankene på noen, eller alle, domene (Stuevold et al., 1992; Hjelstuen et al., 1996; Kjeldstad et al., 2003). Modelleringsforsøk har likevel avslørt at denne mekanismen ikke kan forklare hele relieffet til domstrukturene og det er også usannsynlig at kompaksjon som følge av overlapping er hovedprosessen bak strukturene (Doré et al., 2008). Det er også foreslått at domstrukturene kan ha blitt dannet som følge av kompressive krefter som har virket på Norskemarginen. Flere modeller er foreslått for opphavet til disse kreftene (Mjelde et al., 2003). En hypotese er at langt transportert stress, påført den Eurasiske platen under orogesen i Alpene i sør og/eller orogesen på Vest-Spitsbergen i nord, har ført til kompressive krefter på Norskemarginen (Vågnes et al., 1998; Brekke, 2000). Denne prosessen kan forklare den episodiske naturen til dannelsen av domstrukturene, men gjør det vanskelig å forklare mangelen på domstrukturer i for eksempel den nordlige delen Nordsjøen (Doré et al., 2008). En annen hypotese for utvikling av domene er skyvekrefter fra topografiske høyder på havbunnskorpen i Nord-Atlanteren, som for eksempel den Midt Atlantiske sprederyggen (Doré og Lundin, 1996; Boldreel og Andersen, 1998). Problemet med denne hypotesen er at den ikke kan forklare det periodiske dannelsesmønsteret til domene (Doré et al., 2008). Doré et al. (2008) foreslår derfor at variasjoner i skyvekraftene skapt som følge av endring i magmatisk aktivitet under Islandmarginen bedre kan forklare denne periodisiteten.

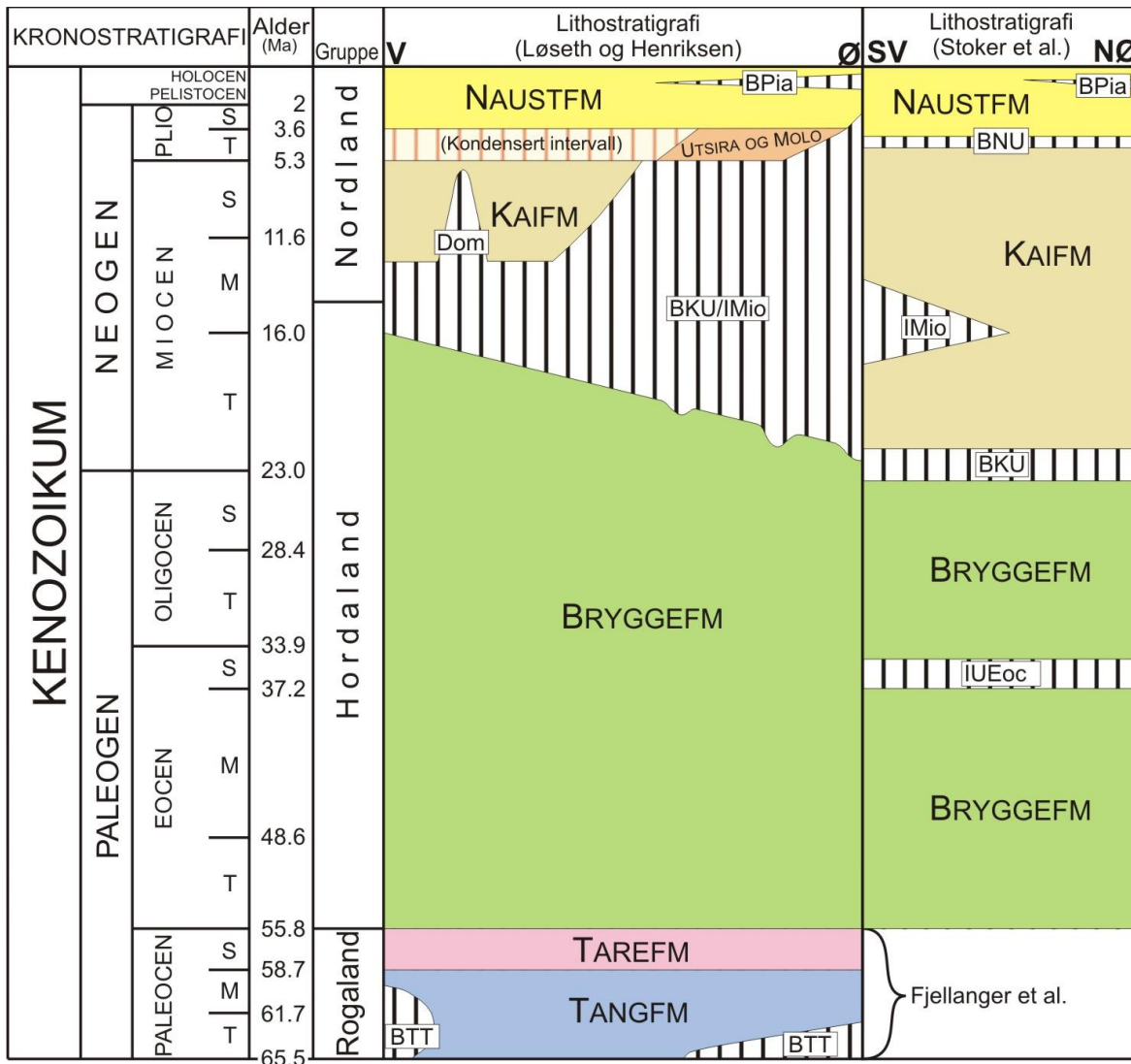
Når det gjelder lokasjonen til domstrukturene observerte Mjelde et al. (2003) at den krystalline skorpen under de tertiære domstrukturene generelt er tykkere enn i området rundt domene. Tykk krystallin skorpe er en indikator på svakere litosfære da dette vil medføre at tykkelsen på den sterkere mantel-litosfæren vil være mindre enn i områder med tynnere krystallin skorpe. Ved moderat kompaksjon av jordskorpen kan man forvente at kompaksjonen hovedsakelig vil foregå i svakhetssoner i jordskorpen og Mjelde et al. (2003) foreslår dermed at den differensielle kompaksjon av litosfæren kan forklare hvorfor strukturene er lokalisert i begrensede områder. Mest sannsynlig har imidlertid dannelsen av domstrukturene hatt opphav i flere ulike prosesser som påvirker styrken og orienteringen på kompresjonskreftene i ulik grad (Mjelde et al., 2003).



## 2.2 Sedimentavsetninger

Det stratigrafiske rammeverket på Norskemarginen omfatter fem kenozoiske formasjoner: Naustformasjonen (Naustfm) og Kaiformasjonen (Kaifm) i Nordlandsgruppen, Bryggeformasjonen (Bryggefm) i Hordalandsgruppen, og Tareformasjonen (Tarefm) og Tangformasjonen (Tangfm) i Rogalandgruppen (Fig. 2.3) (Dalland et al., 1988).

Etter oppsprekningen av Norske-Grønlandshavet gjennomgikk Norskemarginen hurtig termal innsynkning, som skapte rom for avsetning av mektige sedimentavsetninger (Bukovics og Ziegler, 1985; Hjelstuen et al., 2004a). Blystad (1995) studerte regionale seismiske reflektorer i området og identifiserte totalt ni regionale reflektorer på Norskemarginen. Disse reflektorene ble også diskutert av Brekke (2000). Av de ni regionale reflektorene var seks yngre enn jura alder. Alder til de seismiske reflektorene ble fastsatt ved hjelp av brønnkorreleringer og analogstudie på Øst-Grønland (Brekke, 2000). Det har vært stor diskusjon om den stratigrafiske inndelingen av de tertiære sedimentene på Norskemarginen. Blant annet er to ulike stratigrafiske rammeverk utarbeidet (Fig. 2.3). Et av rammeverkene er utarbeidet av Løseth og Henriksen (2005) og fastslår at Bryggefm er avsatt fra tidlig eocen til midt miocen og på at Kaifm er avsatt etter *Midt miocen inkonformiteten* (IMio) slik at IMio sammenfaller med *Bunn Kai inkonformiteten* (BKU) (Fig. 2.3). Dette stratigrafiske rammeverket har flere støttespillere og har blitt benyttet i flere studier (blant andre Eidvin et al., 2007; Rise et al., 2010; Chand et al., In press). Det andre stratigrafiske rammeverket ble etablert av Stoker et al. (2005a) og er annerledes fra rammeverket til Løseth og Henriksen (2005) ved at det fastslår at Bryggefm er avsatt fra tidlig eocen til sen oligocen og Kaifm er avsatt fra tidlig miocen til sen pliocen. I rammeverket til Stoker et al. (2005a) sammenfaller ikke IMio med BKU, men BKU er identifisert som en inkonformitet fra overgangen til tidlig miocen. Dermed er Kaifm inndelt i to deler øvre Kaifm avsatt i perioden etter IMio og nedre Kaifm avsatt i perioden før IMio. Nedre Kaifm fra Stoker et al. (2005a) sammenfaller dermed med øvre Bryggefm fra Løseth og Henriksen (2005). Den stratigrafiske inndelingen av miocen fra Stoker et al. (2005a) har også flere støttespillere (Blant andre Hjelstuen et al., 2004a; Bryn et al., 2005b; Ceramicola et al., 2005; Forsberg og Locat, 2005; Laberg et al., 2005; Gay og Berndt, 2007) og samsvarer med det stratigrafiske rammeverket fra Dalland et al. (1988) som fastslår at Kaifm er avsatt fra tidlig miocen til sen pliocen.



**Figur 2.3** Ulike lithostratigrafiske inndelinger av de sedimentære avsetningene på Norskemarginen. Lithostratigrafi fra eocen til nåtid er modifisert fra Løseth og Henriksen (2005) og fra Stoker et al. (2005a). Lithostratigrafien fra Løseth og Henriksen (2005) er fra Haltenbanken (i øst) og Vøringbassenget (i vest), mens lithostratigrafien fra Stoker et al. (2005a) kun er fra Vøringbassenget. Lithostratigrafisk inndeling fra paleocen er modifisert fra Fjellanger et al. (2005). Alder til tidsperiodene er hentet fra Walker et al. (2009). BPia – Bunn pleistocen inkonformiteten, BNU – Bunn Naust inkonformiteten, IMio – Midt miocen inkonformiteten, BKTU – Bunn Kai inkonformiteten, IUEoc – Intra øvre eocen inkonformiteten og BTT – Bunn tertiær inkonformiteten.

### Tare- og Tangfjm

Tare- og Tangfjm består av dypmarine avsetninger og er avsatt gjennom paleocen (Dalland et al., 1988; Fjellanger et al., 2005). Tangfjm er avsatt i tidlig og midt paleocen, mens Tarefjm er avsatt i sen paleocen (Dalland et al., 1988; Fjellanger et al., 2005). Formasjonene består hovedsakelig av mørkegrå til brune leirsteiner med enkelte tynne lag av sandstein. Tangfjm inneholder også enkelte tynne lag med kalkstein,

mens Tarefm inneholder enkelte lag med vulkansk aske (Dalland et al., 1988). Tare- og Tangfm er avsatt over *Bunn tertiær inkonformiteten* (BTT) som danner en regional vinkeldiskordans til den underliggende lagningen fra kritt (Brekke, 2000). Sørlige deler av Vøringbassenget var i perioden med avsetning av Rogalandgruppen dominert av flere regionale høyder (blant annet GR) som omkranset VS. Tare- og Tangfm består av sedimenter erodert fra disse høydene, og som er avsatt i sedimentære kiler som lapper på flankene til VS (Brekke, 2000).

### ***Bryggefm***

Bryggefm er tolket av Stoker et al. (2005a) å være avsatt fra eocen til sen oligocen og antas av Løseth og Henriksen (2005) å være avsatt fra eocen til tidlig miocen (Fig. 2.3). Bryggefm består av dypmarine avsetninger, og er i Vøringbassenget hovedsakelig sammensatt av leirstein med tynne lag av sandstein, siltstein, kalkstein, mergel og diamicton ooze avsatt av hemipelagiske eller konturittiske prosesser (Forsberg og Locat, 2005; Riis et al., 2005; Ottosen et al., 2009). Flere steder i Vøringbassenget er leirdiapirer identifisert og Bryggefm er foreslått som en mulig kilde til disse diapirene (Hjelstuen et al., 1997). Lagtykkelsen på Bryggefm er størst i dyphavsområdene, og formasjonen har for eksempel en mektighet på 1 500 m i Storeggaskredgropen. Mot grunnere områder har formasjonen mindre mektighet og formasjonen er under 400 m mektig over store områder i Vøringbassenget (Bryn et al., 2005a).

Bryggefm er avgrenset av *Bunn Kai inkonformiteten* (Berg et al., 2005; Stoker et al., 2005b). Det har vært stor diskusjon om alderen på denne inkonformiteten (Eidvin og Riis, 1991; Eidvin og Riis, 1992; Rundberg et al., 1995; Gradstein og Backstrøm, 1996; Brekke, 2000), men basert på biostratigrafi fra brønnkjerner, antar man nå en midt miocen alder på 13.8 millioner år før nåtid (Ma) (Brekke, 2000).

### ***Kaifm***

Kaifm antas av Løseth og Henriksen (2005) å ha blitt avsatt i perioden fra midt miocen til tidlig pliocen og av Stoker et al. (2005a) å være avsatt fra tidlig miocen til tidlig pliocen (Fig. 2.3). Kaifm består av vekslende lag med sandstein, siltstein, leirstein og diamicton ooze. Analyser foretatt av brønnkjerner avdekker at formasjonen inneholder store konsentrasjoner av radiolaria, diatomer, og planktoniske foraminiferer (Eidvin et al., 1998). Fossilsammensetningen indikerer at formasjonen er avsatt i et relativt åpent marint miljø med lite turbulens i vannmassene (Eidvin et al., 1998). Sammensetningen av

## Kapittel 2

foraminiferer i brønnen indikerer et havdyp på samme nivå eller litt dypere enn i dag (1 352 m langs kjerne 6704/12-1) (Eidvin et al., 1998). Seismiske seksjoner har avdekket at sedimentene avsatt i Kaifm i enkelte områder er avsatt under et strømpåvirket regime (Hjelstuen et al., 2004b; Hjelstuen et al., 2005). Strømpåvirkede sedimenter er hovedsakelig identifisert i områder langs sidene av de tertiære domstrukturene, som man antar havbunnstrømmer har beveget seg langs (Hjelstuen et al., 2004b; Hjelstuen et al., 2005). Kaifm har størst mektighet i Vøringbassenget. Formasjonen er avsatt i adskilte synklinaler og tynner ut mot de tertiære domstrukturene i Vøringbassenget. I synklinale har formasjonen lagtykkelse opp mot 400 m (Lawrence og Cartwright, 2010). I Vøringbassenget er formasjonen karakterisert av parallelle reflektorer med svak til middels amplitude (Hjelstuen et al., 2004a). Sedimentene er svært deformerte og inneholder et system av forkastninger med lite sprang, som helt eller delvis krysser hverandre og danner et polygonalt mønster i kartplan (Berndt et al., 2003; Stuevold et al., 2003). Forkastningene resulterer i oppstyking av reflektorene innad i Kaifm og gjør det vanskelig å følge disse regionalt (Hjelstuen et al., 2004a).

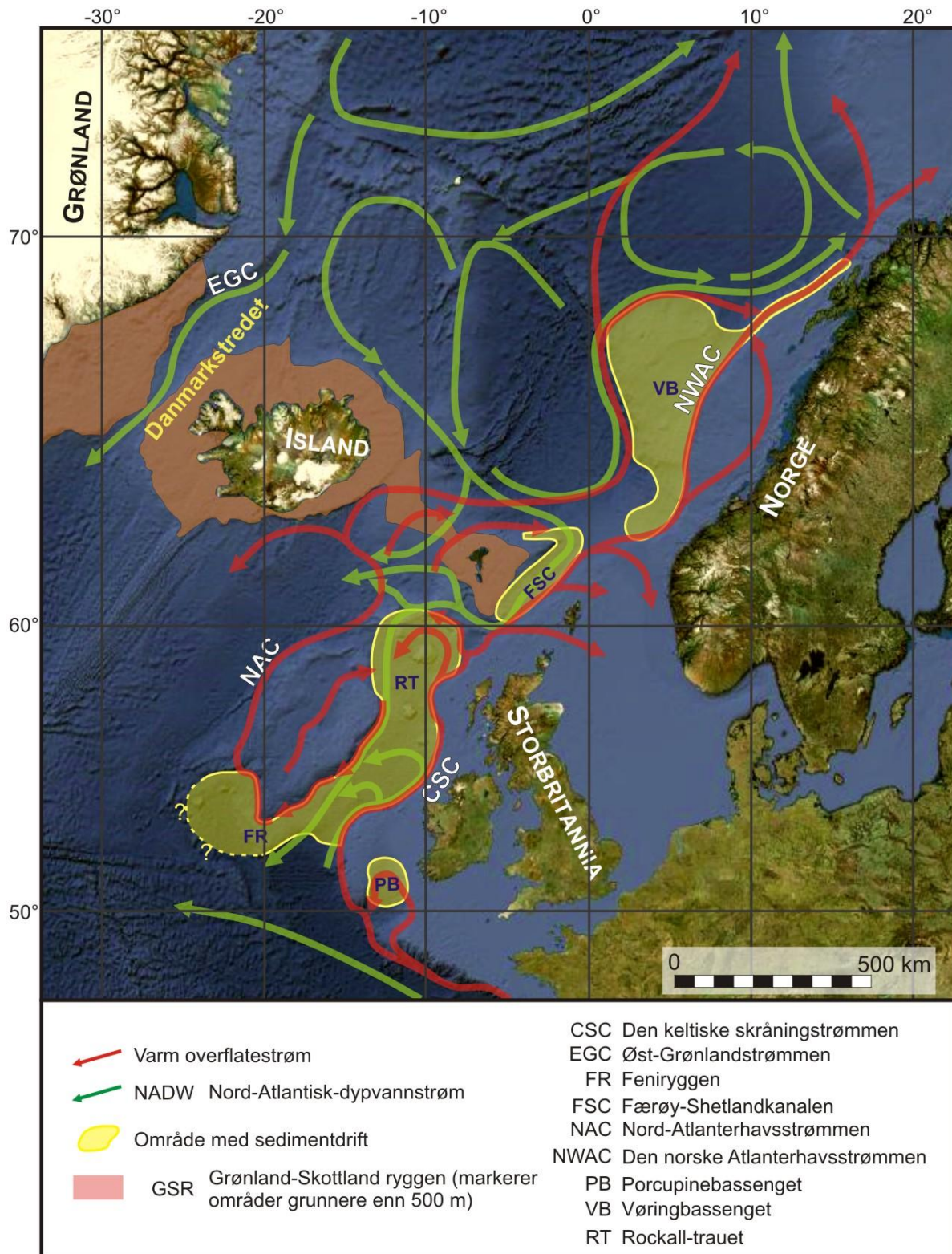
### *Naustfm*

Naustfm (Naustfm) er den stratigrafisk øverste formasjonen i Vøringbassenget, og er avsatt i perioden fra pliocen til nåtid (Løseth og Henriksen, 2005; Stoker et al., 2005a). Kjerneprøver har avslørt at Naustfm domineres av intermediære og dypvanns-foraminifera (Eidvin et al., 1998). Basert på sammensetning av foraminiferer antas det at havdypet under avsetning av Naustfm var tilnærmet lik dagens havdyp i området (Eidvin et al., 1998). Naustfm domineres av glasigene sedimenter som er avsatt i perioder hvor innlandsisen har bredt seg utover kontinentalsokkelen. De glasigene sedimentene er avsatt i en rekke perioder mellom den første glasiasjonen på den nordlige halvkule for omtrent 2.74 millioner år siden og den siste glasiasjonen som hadde maksimal utstrekning mellom 20 000-15 000 år siden (Vorren et al., 1988; Jansen et al., 2000; Olsen, 2002; Svendsen et al., 2004). Den nedre delen av Naustfm er av ikke glasialt opphav, og består av hemipelagiske vekslende silt- og leirsteinslag, og sand (McNeill et al., 1998). Den øvre delen av formasjonen består av glasiale avsetninger avsatt i prograderende sedimentkiler som er bygget ut langs hele Norskemarginen (Riis, 1996; Bryn et al., 2005a; Dahlgren et al., 2005; Nielsen et al., 2005). De glasiale sedimentene ble hovedsakelig avsatt fra hurtigstrømmende isstrømmer foran de største transverse traue på kontinentalhyllen (Vorren et al., 1998; Vorren et al., 2003; Hjelstuen et al., 2004a; Bryn et al., 2005a).

## 2.3 Regional oseanografi og klimautvikling

Dagens sirkulasjonssystem i Nord-Atlanteren domineres av varmt ( $> 5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) og salint ( $> 35 \text{ ‰}$ ) overflatevann i Nord-Atlanterhavsstrømmen (NAC) og den norske Atlanterhavsstrømmen (NWAC) som strømmer nordover og inn i Barentshavet og Polhavet (Fig. 2.4). I nord avkjøles det varme og saltrike overflatevannet av kalde vindstrømmer, noe som medfører økt tetthet, og vannmassen begynner å synke og former Nord-Atlantisk dypvann (NADW), som strømmer sørover (Broecker, 1991). Langs Norskemarginen består NWAC av to grener som strømmer nordover (Fig. 2.4) (Poulain et al., 1996; Orvik og Niiler, 2002). Den østlige grenen passerer gjennom Færøy-Shetlandkanalen og følger Eggakanten nordover (Fig. 2.4). Den vestlige grenen passerer over Grønland-Shetland ryggen (GSR), mellom Island og Færøyene og følger den kontinentale skråningen nord for Færøyene og langs ytre deler av Vøringbassenget (Fig. 2.4) (Orvik og Niiler, 2002). NWAC dominerer den øverste delen av vannsøylen, og avgrenses i dypet av en markert termoklinal som fluktuerer mellom 500 og 700 m dyp, hvor vanntemperaturen synker fra mellom  $5\text{-}6 \text{ }^{\circ}\text{C}$  til under  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (Mosby, 1959). Termoklinalen markerer overgangen til norskehavets intermediære vannmasse (Mosby, 1959; Mosby, 1972; Blindheim et al., 2000). Mektigheten til NAC og NWAC kan variere mye som følge av endring i atmosfærisk trykk, hvor både endring av strømtykkelse samt strømhastighet kan forekomme (Ingvaldsen et al., 2004).

Sirkulasjonssystemet drives av at varmt saltholdig vann fra midtre breddegrader konkurrerer med kaldt, relativt ferskt vann fra de høyere breddegrader om å fylle dypvannsbassengene (Wright og Miller, 1993). I dagens hav dominerer vannmasser fra høyere breddegrader dypvannsbassengene fordi disse vannmassene avkjøles i de svært kalde polare områdene, og det varme saltrike laget flyter langs overflaten, men dette har sannsynligvis ikke alltid vært tilfellet (Brass et al., 1982; Wright og Miller, 1993). Brass et al. (1982) foreslo at i perioder hvor polområdene var varmere enn i dag (f. eks. kritt og tidlig eocen) kan de varme saltholdige vannmassene nær ekvator ha hatt størst tetthet. Dermed kan de ha drevet et varmt dyphavssirkulasjonssystem, i motsetning til dagens kalde dypvannsregime (Brass et al., 1982; Wright og Miller, 1993). Perioden etter tidlig eocen er karakterisert av vesentlig avkjøling av de høyere breddegrader, og dette kulminerte i kalde polare regioner, dannelse av de kalde dyphavsmassene og utstrakte glasiasjoner både på nordlige og sørlige hemisfære i kvartær (F. eks. Fronval og Jansen, 1996; Lear et al., 2003). Man antar at dannelsen av NADW startet i midt miocen (Eldholm, 1990; Jansen og Raymo, 1996; Thiede og Myhre, 1996; Lear et al., 2003; Stoker et al., 2005b)



**Figur 2.4** Oversikt over moderne havsirkulasjon i Nord-Atlanteren med omtrentlig lokasjon av konturittavsetninger. Havstrømmer og områder med konturittavsetninger er hentet fra Laberg et al. (2005), og bakgrunnskartet er levert av Google (maps.google.com). Lokasjon av Grønland-Skottland ryggen er hentet fra Geoffroy et al. (1994).

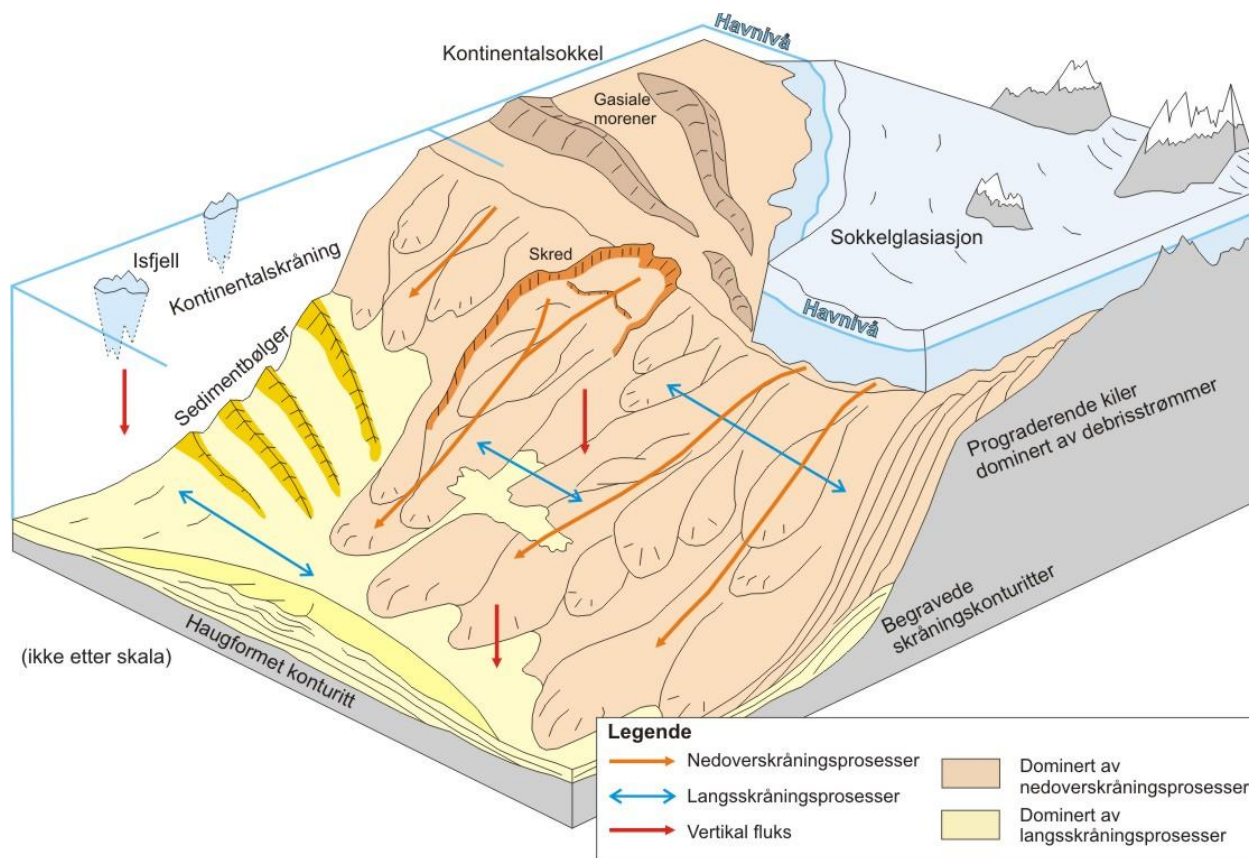
Dagens kalde dypvannssirkulasjon er svært avhengig av transporten av NADW over Grønland-Skottlandryggen (GSR) (Fig. 2.4) (Poore et al., 2006). Havdypet over GSR er generelt mindre enn 500 m. Danmarkstredet og Færøy-Shetlandkanalen (Fig. 2.4) er de dypeste passasjene som kutter GSR og havdypet her er mellom 800–1000 m. Fordi passasjene er så små vil selv små variasjoner i dypet over GSR ha stor påvirkning på mengden av dype vannmasser som kan flyte over ryggen. I løpet av de siste 60 millioner har Islandplumen dynamisk bygget opp området som omfatter GSR (Poore et al., 2006). I perioder med stor aktivitet i Islandplumen har ryggen blitt hevet, og i perioder med mindre aktivitet har ryggen sunket inn. Fluktuasjonen i Islandplumen har medført at vanndybde over GSR har variert over tid som følge av en kombinasjon av avkjøling og fluktuasjoner i temperatur og oppdrift i den underliggende, konveksjonsdrevne, mantelen (Poore et al., 2006). Man antar at innsynkning av GSR, som følge av avkjøling, kulminerte i brudd av dypvannsbarrieren i tidlig miocen (Thiede og Eldholm, 1983; Stoker et al., 2005b). Bruddet av dypvannsbarrieren muliggjorde at NADW kunne strømme nordover, og dagens termohaline sirkulasjonssystemet gjennom Danmarkstredet og Færøy-Shetlandkanalen ble etablert (Fig. 2.4) (Thiede og Eldholm, 1983; Eldholm og Thomas, 1993; Thiede og Myhre, 1996; Laberg et al., 2005; Stoker et al., 2005b).

## 2.4 Geologiske prosesser langs Norskemarginen

Sedimentære avsetninger langs kontinentale marginer er vanligvis et resultat av en kombinasjon av nedoverskråningsprosesser, prosesser forbundet med vertikal fluks og prosesser forbundet med havstrømmer (Faugères et al., 1999).

Med nedoverskråningsprosesser menes prosesser som drives av bevegelse nedover kontinentalskråningen. Disse prosessene domineres hovedsakelig av skredprosesser, som for eksempel debrisstrømmer, og avsetninger fra turbiditetsstrømmer. Typisk for avsetninger dominert av nedoverskråningsprosesser er at sedimentene avsettes i sedimentære kiler som bygger seg ut fra skråningen og utjevner helningen til denne (Fig. 2.5). Nedoverskråningsprosesser har kapasitet til å avsette store mengder sedimenter over kort tid, og vil dermed ofte dominere avsetninger forbundet med vertikal fluks og havstrømmer (Fig. 2.5). Blant de kenozoiske formasjonene er nedoverskråningsprosesser mest vanlige i de paleocene Tare- og Tangfm og den plio-pleistocene Naustfm. I alle disse formasjonene er sedimentære kiler observert.

Sedimenter avsatt av prosesser forbundet med vertikal fluks, består av sedimenter som sakte faller ut av suspensjon fra en stående vannmasse (Fig. 2.5) (Thornton, 1984). Slike avsetninger deles inn i hemipelagiske og pelagiske sedimenter. Pelagiske sedimenter består av biogene sedimenter, mens hemipelagiske sedimenter består av en blanding av biogene og litogene sedimenter (Thornton, 1984). I havområder nært land, hvor finkornede sedimenter fra elver er suspendert i havmassene er dermed hemipelagiske sedimenter dominerende for avsetninger forbundet med vertikal fluks.

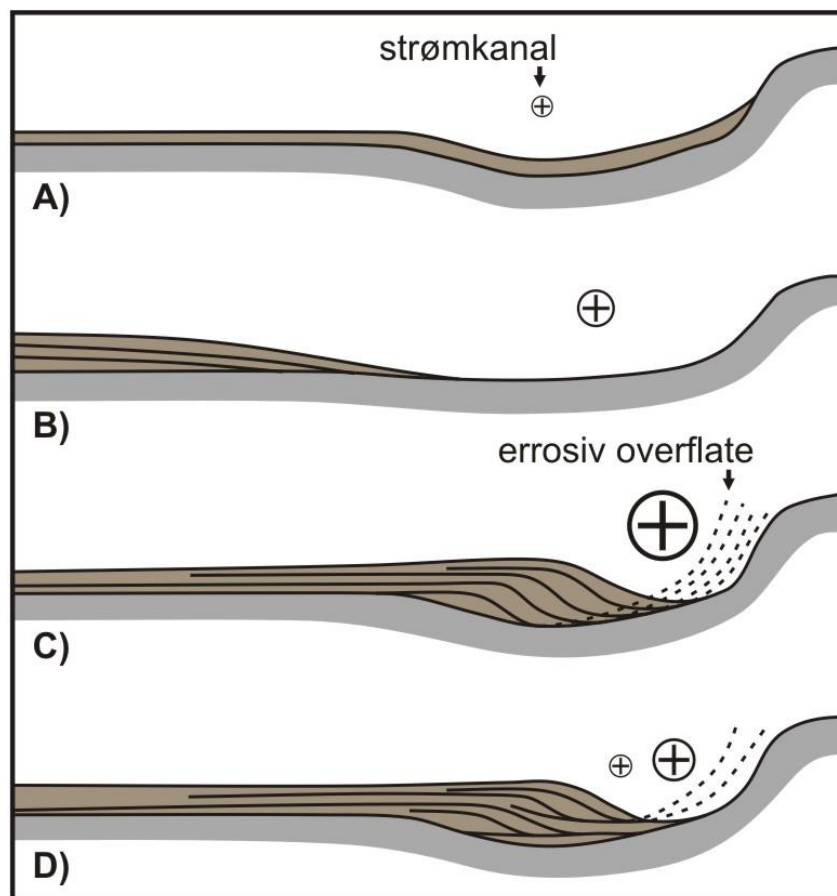


**Figur 2.5** Oversikt over dominerende geologiske prosesser på Norskemarginen i perioder med sokkelglasiasjon (modifisert fra STRATAGEM Partners, 2003).

Avsetninger som er avsatt av eller vesentlig påvirket av strømmer kalles konturitter (Fig. 2.5) (Stow et al., 2002). Havstrømmene går ofte parallelt med skråning og kan medføre erosjon eller avsetning av sedimenter som akkumuleres som en konturittisk avsetning (Stow et al., 1996; Faugères et al., 1999). Konturittiske avsetninger består av eldre sedimenter, ofte hemipelagiske eller pelagiske sedimenter, som er erodert av havstrømmer, og som senere faller ut av suspensjon fra havstrømmen. Vanligvis består sedimentene av finkornet svært bioturbert strukturløs leire, men kan under forhold med sterk strøm inneholde kornstørrelser som sand og grus (Rebesco og Stow, 2001). Faugères og Stow (2008)



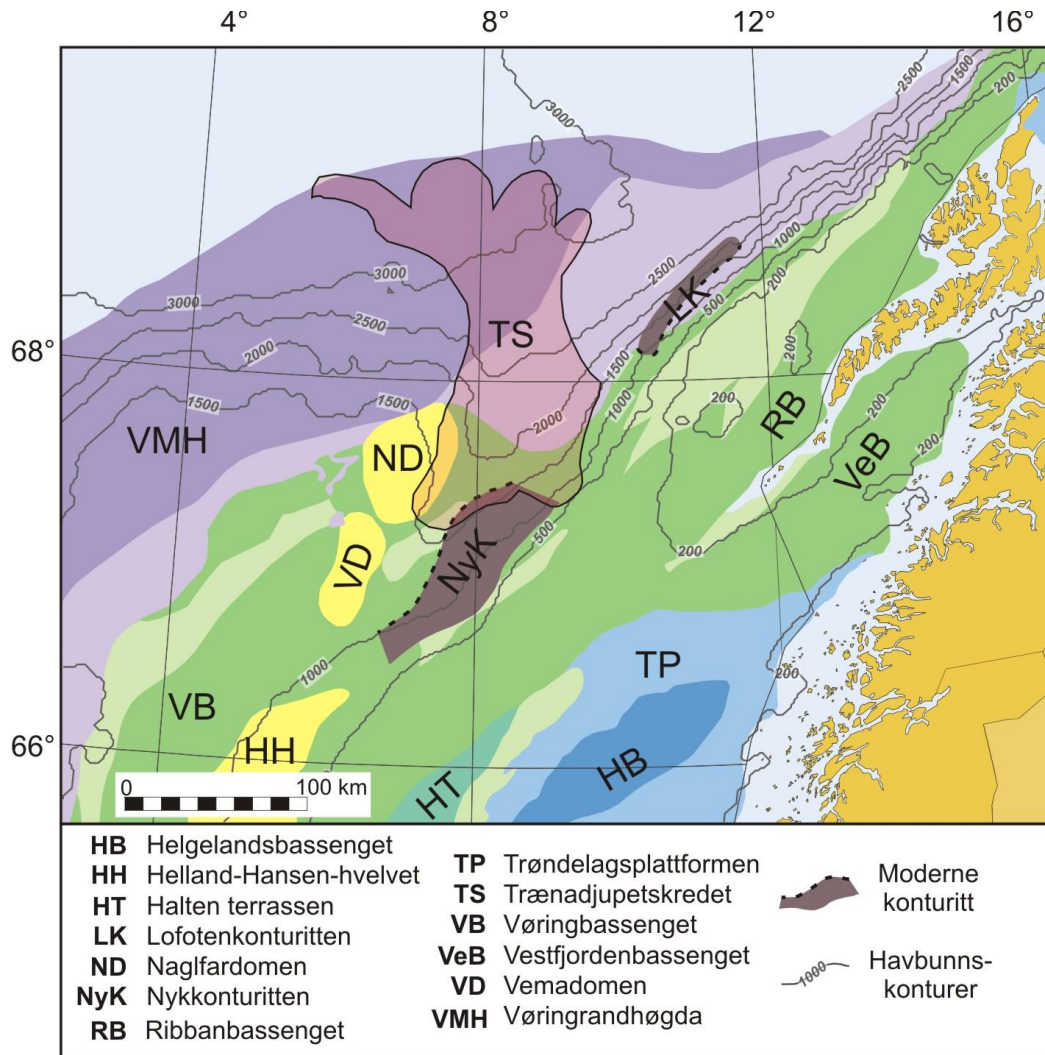
forklarte at det var en sammenheng mellom utviklingen av konturittiske avsetninger, og styrken og stabiliteten til en havstrømskanal (Fig. 2.6). Figur 2.6A indikerer at selv svake havstrømninger kan medføre at det etableres relieff på havbunnen dersom havstrømskanalen er stabil. I figur 2.6B er styrken på havstrømmen økt noe, og havstrømmen kan dermed erodere og transportere sediment. Sedimenter som blir avsatt av strømmen avsettes på distalsiden til strømmen, i forhold til korioliskraften som virker på strømmen, eller på nedsiden av strømmen dersom havstrømmen følger en skråning. Utbyggingen av sediment på en side av strømmen vil medføre at strømmen vil migrere over tid. I figur 2.6C er et område utsatt for en kraftig stabil havstrøm. Konturitten vil i slike områder ikke ha like stor horisontal utbredelse som konturittene i figur 2.6A og B, men vil i stedet ha et større relieff. I tillegg vil erosjonen, på proksimal siden i forhold til korioliskraften, eller på oppsiden av skråningen, samt avsetning av sediment på motsatt side, føre til at havstrømskanalen vil migrere relativt hurtig. I figur 2.6D er et område utsatt for en ustabil strøm. Denne strømmen vil periodisk skifte løp og medfører dermed til en uordnet konturittisk avsetning.



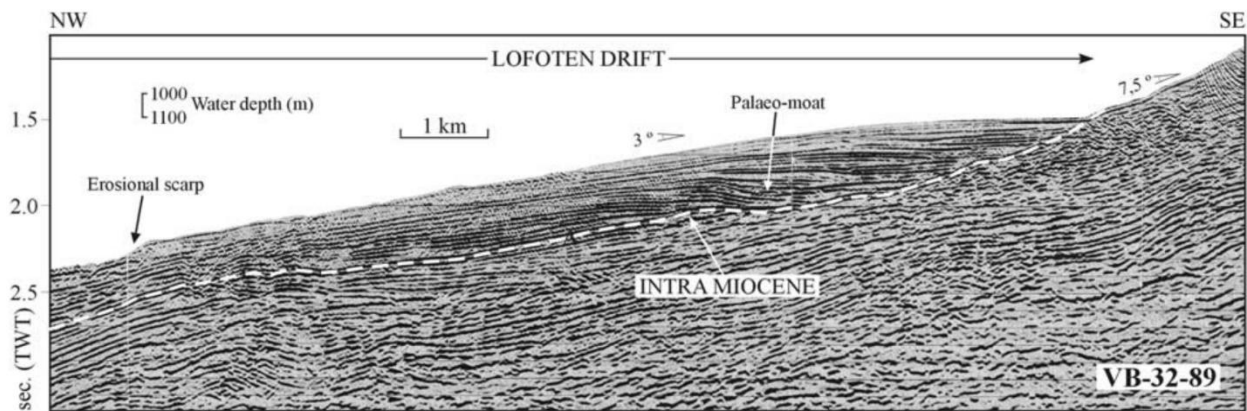
**Figur 2.6** Sammenheng mellom stabiliteten og styrken til den dominerende havstrømmen, og den følgende konturittiske geometrien (modifisert fra Faugères og Stow, 2008).

## Kapittel 2

Det finnes eksempler på aktive konturitter på Norskemarginen i dag. Lofotenkonturitten er lokalisert på nedre del av kontinentalskråningen, utenfor Lofoten og er studert av Laberg et al. (1999). Overflatevannet i området utenfor Lofoten domineres i dag av nordøststrømmende NWAC (Seksjon 2.3), og strømhastighet nær overflaten er målt til i overkant av 110 cm/s utenfor Lofoten (Poulain et al., 1996). Det finnes relativt lite kunnskap om hvordan sirkulasjonen av bunnvannet i norskehavet foregår, men det er foreslått at det finnes en nordøstlig strømmende gren av bunnvannet som går langs den norske kontinentalskråningen (Fig. 2.7) (Blindheim et al., 2000). Lofotenkonturitten finnes i dag ved havdyp rundt 1000 m, konturitten kan følges over en distanse på over 90 km på seismiske profiler, og når en maksimal tykkelse på 360 m (gitt gjennomsnittlig intervallhastighet på 1 800 m/s) (Laberg et al., 1999). Maksimalt konturittrelieff over havbunnen er 50 m (Fig. 2.8), og konturittaksen går parallelt med havbunnskonturene (Fig. 2.7) (Laberg et al., 1999). Ved den øvre konturittermineringen er det en markert endring i havbunnsgradienten og dette gjør det enkelt å definere konturittens øvre grense på skråningen (Laberg et al., 1999). Grensen på den nedre siden av skråningen er mer gradvis og Laberg et al. (1999) greide ikke å definere denne grensen nøyaktig ved hjelp av tilgjengelig seismisk data. Den interne seismiske signaturen til Lofotenkonturitten er karakterisert av kontinuerlige, parallelle eller delvis divergerende seismiske refleksjoner med middels amplitude (Laberg et al., 2001). Denne refleksjonskonfigurasjonen avdekker en progressiv utbygging oppover kontinentalskråningen (Fig. 2.8) (Laberg et al., 2001).



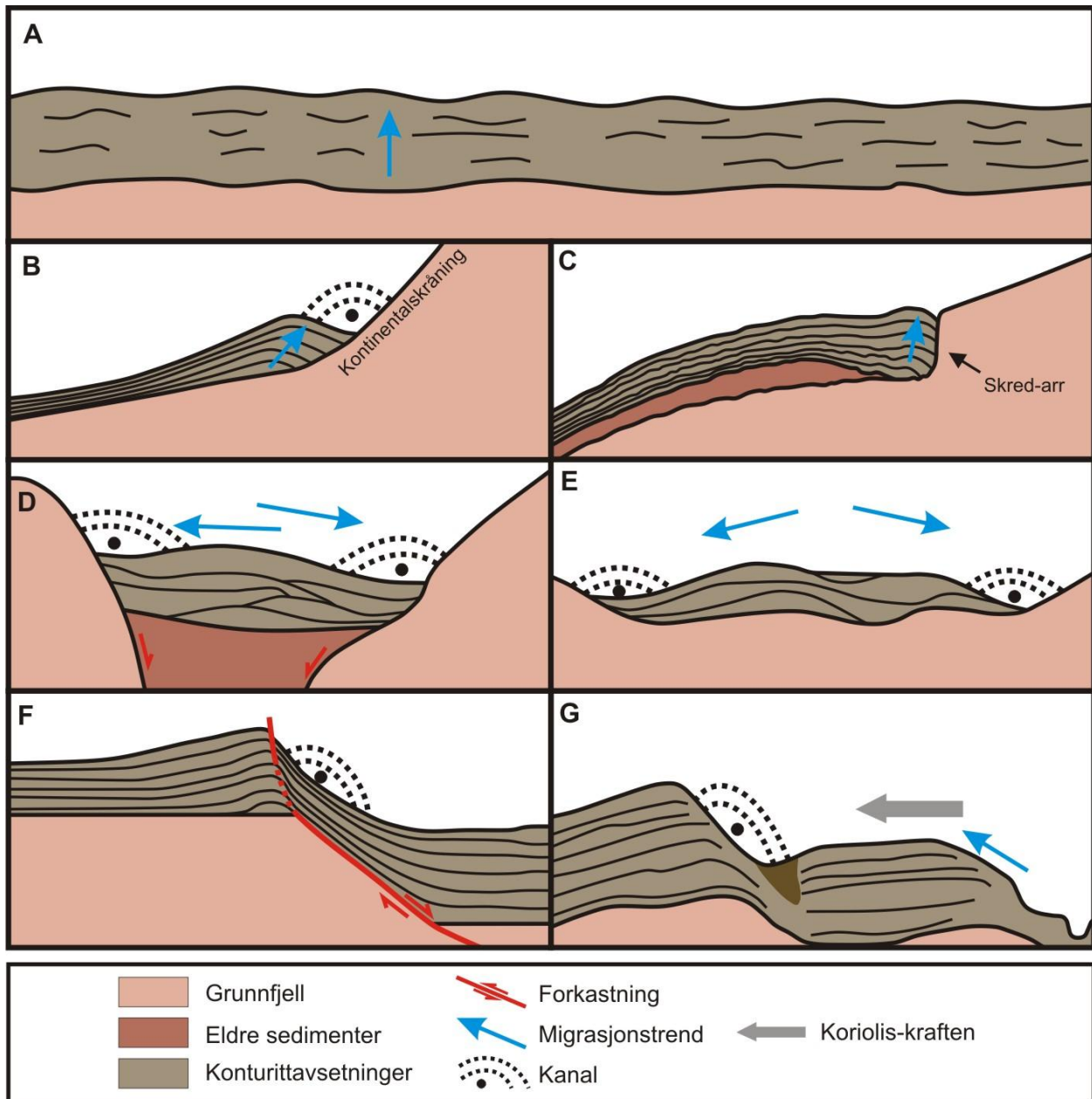
**Figur 2.7** Strukturkart over nordlige Vøringbassenget moderne konturitter. Lokasjonen av konturittene er hentet fra Laberg et al. (2001).



**Figur 2.8** Et segment av den seismiske linjen VB-32-89 på tvers av Lofotenkonturitten (Laberg et al., 2001). Midt miocen inkonformiteten er definert av Blystad et al. (1995).

### *Konturitt klassifisering*

For å gjøre det enklere å identifisere konturitter i seismiske profiler er et rammeverk for refleksjonsgeometrier etablert for ulike konturitttyper. Basert på resultater fra tidligere seismiske studier er totalt syv forskjellige konturittgeometrier identifisert (Stow et al., 1996; Faugères et al., 1999; Laberg et al., 2001; Rebesco og Stow, 2001; Michels et al., 2002). "*Sheet konturitter*" kan være vanskelige å oppdage i seismiske studier og derfor mindre studert enn andre geometrier. Disse konturittene finnes i områder med lavt relieff og konturitten kan ha stor lateral utbredelse (Fig. 2.9A). Reflektorene i slike geometrier er akustisk transparente eller består av parallelle reflektorer (Stow et al., 1996). *Haugformet skråningskonturitt* finnes i områder med moderat til høyt relieff og har varierende lateral utbredelse (Fig. 2.9B). Sedimenter som faller ut av suspensjon i strømmen vil avsettes som en konturitt på nedsiden av havbunnsstrømmen. Den avsatte konturitten presser strømmen høyere opp på skråningen og strømmen vil, sammen med konturitten, bygges oppover skråningen (Rebesco og Stow, 2001). *Innfallingskonturitter* finnes i områder med moderat relieff og har relativt liten lateral utbredelse (Fig. 2.9C). De finnes som lokale innfallinger av skredarr eller på distalsiden av skredblokker (Laberg et al., 2001). *Avgrensede konturitter* er avsatt innenfor avgrensede bassenger hvor havstrømmen følger bassengets ytterkant. Slike konturitter er typiske for bassenger med aktiv innsynkning eller mindre bassenger dannet av erosjon (Fig. 2.9D) (Faugères et al., 1999). *Kanalrelatert konturitt* er konturitter som forbindes med undersjøiske kanaler eller passasjer som begrenser utstrekning av havbunnsstrømmen så mye at strømningshastigheten øker markert. De seismiske reflektorene i slike geometrier trunkerer mot underliggende lagning og har oftest begrenset lateral utstrekning som er sammenhengende med strømkanalens stabilitet (Fig. 2.9E) (Stow et al., 1996). *Forkastningskontrollerte konturitter* er utviklet som en reaksjon på forkastningsdannet relieff. Havstrømmen følger relieffet dannet av forkastningen og en innfallingskonturitt avsettes. I perioder med bevegelse langs forkastningen deformeres innfallingskonturitten og danner et refleksjonsmønster definert som en forkastningskontrollert konturitt (Fig. 2.9F) (Rebesco og Stow, 2001). *Leveekonturitter* dannes av havbunnsstrømmer som følger undersjøiske leveesystemer som er dannet av at sedimenter som faller ut av suspensjon fra strømmen har en tendens til å bli avsatt på distalsiden av den virkende korioliskraften (Fig. 2.9G) (Michels et al., 2002).



**Figur 2.9** Oppsummering av ulike typer konturitter (modifisert fra Rebesco og Stow, 2001). A: Sheet konturitt, B: Haugformet skråningskonturitt, C: Innfillingskonturitt, D: Avgrenset konturitt, E: Kanalrelatert konturitt, F: Forkastningskontrollert konturitt, G: Levekonturitt.

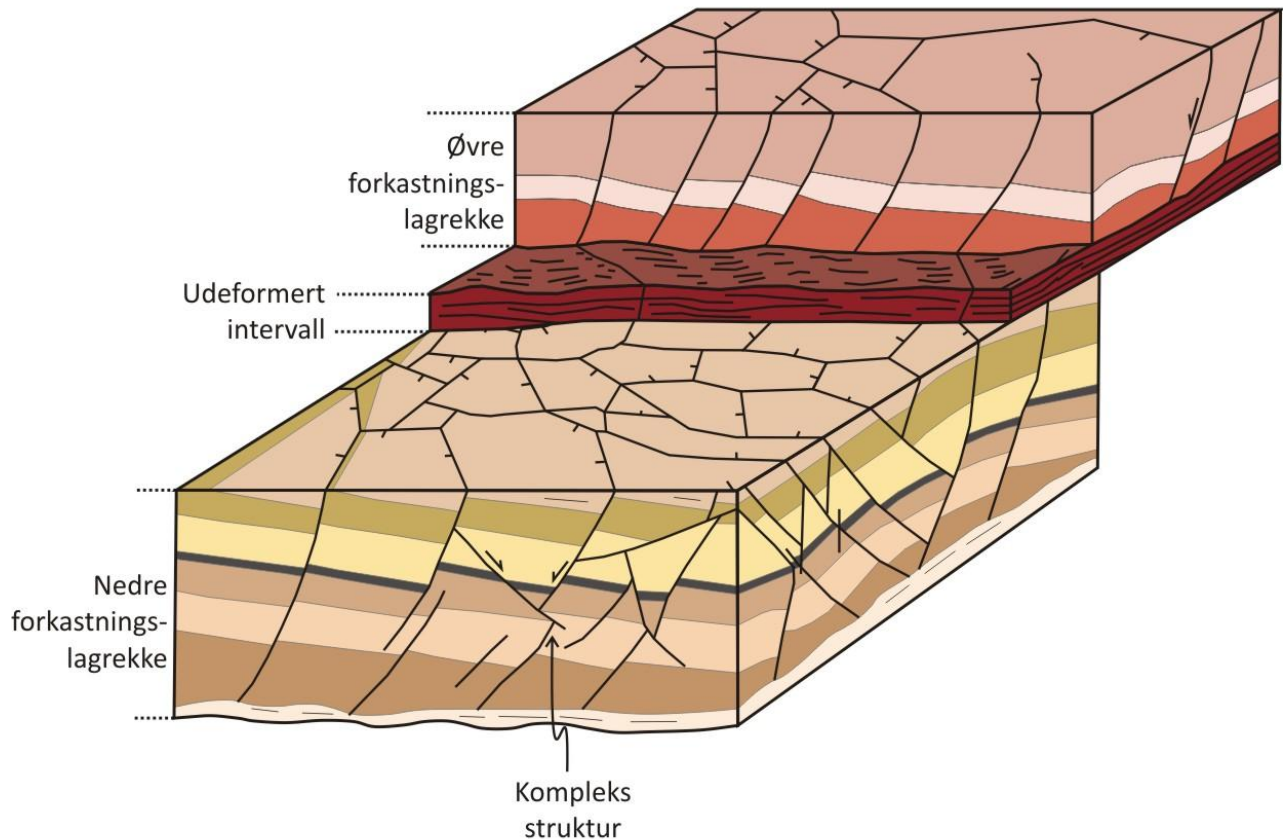
## 2.5 Polygonale forkastninger

Polygonale forkastninger har blitt observert og studert i over 50 bassenger over hele kloden (Cartwright et al., 2003). Cartwright et al. (2003) definerte polygonale forkastninger til å være strukturer av lagbundne ekstensjonsforkastninger som ikke er relatert til tektonisk aktivitet. De er hovedsaklig begrenset til finkornige stratigrafiske intervaller, og viser et mangfold av strøkretninger, som helt eller delvis krysser hverandre til å forme et polygonalt mønster i kartsnitt (Fig. 2.10). Polygonale forkastninger er vanligvis observert i forkastningssystemer som dekker store områder med en gjennomgående svært homogen struktur. De er mest vanlige på passive kontinentalmarginer eller i intrakratonske settinger (Cartwright og Dewhurst, 1998; Clausen et al., 1999; Cartwright et al., 2003). Vanligvis finnes forkastningene bare i finkornige sedimenter, men senere studier har avdekket at forkastningene også kan progradere inn i grovrekornede lagrekker (Stuevold et al., 2003).

Kaifm på Norskemarginen er karakterisert av et system av steile forkastninger (Hjelstuen et al., 1997). I 2D-seismiske studier kan disse forkastningene opptre kaotiske, men 3D-seismiske studier av formasjonen i Mørebasenget har avdekket at forkastningene har et polygonalt mønster i kartplan (Berndt et al., 2003; Stuevold et al., 2003). Berndt et al. (2003) observerte i 2D-seismiske studier fra Vøringbasenget at spredningen mellom småskalaforkastningene i Vøringbasenget i de fleste tilfeller var mindre enn 1.6 km. 1.6 km tilsvarer den maksimale polygondiameteren fastslått i 3D-studien av det polygonale forkastningssystemet i Mørebasenget. Fordi spredningen mellom forkastningene i Vøringbasenget i de fleste tilfeller er mindre enn spredningen observert i 3D studien fra Mørebasenget antas det at også forkastningene i Vøringbasenget er polygonale (Berndt et al., 2003). Berndt et al. (2003) viste også at det var direkte sammenheng mellom tykkelsen på Kaifm og vertikal utstrekning til forkastningene. Forkastningene prograderer i de fleste tilfeller ikke opp i Naustfm, men formasjonen er noe deformert i områder hvor polygonale forkastninger eksisterer i underliggende formasjoner. Forkastningene har vanligvis i seismiske profil sprang mellom 0.02-0.04 s (Berndt et al., 2003).

Det har i senere tid vært stor diskusjon om hvilke prosesser som fører til dannelsen av slike forkastningssystemer og tre ulike forklaringer er aktuelle (Cartwright et al., 2003):

- Gravitasjonskollaps
- Tetthetsinversjon
- Synerese



**Figur 2.10** Skjematisk fremstilling av et polygonalt forkastningssystem (Modifisert fra Cartwright et al., 2003).

### *Gravitasjonskollaps*

I denne modellen forklares opptredenen av polygonalforkastninger som et resultat av gravitasjonsprosesser på skråninger. Bevegelsen av sedimentene nedover skråningen kan medføre oppsprekking, og det har blitt foreslått at en basal utglidning kan skjerme underliggende lagning fra deformasjon (Clausen et al., 1999; Cartwright et al., 2003).

Dersom forkastningene ble dannet som følge av gravitasjonsbevegelser ned en skråning vil det kunne forventes at strøk- og fallretningen på forkastningene ville være ordnet på tvers av skråningsretningen og man ville kunne anta at polygonale forkastningssystemer kun kan observeres i områder med stor gradient. I de fleste observerte systemer har strøk- og fallretning ingen foretrukket orientering, og polygonale forkastninger er også observert på bunnen av bassenger hvor gravitasjonsprosesser ikke er aktive (Cartwright og Dewhurst, 1998). Det er derfor lite sannsynlig at gravitasjonskollaps er den dominerende prosessen som skaper polygonalforkastningene.

### *Tetthetsinversjon*

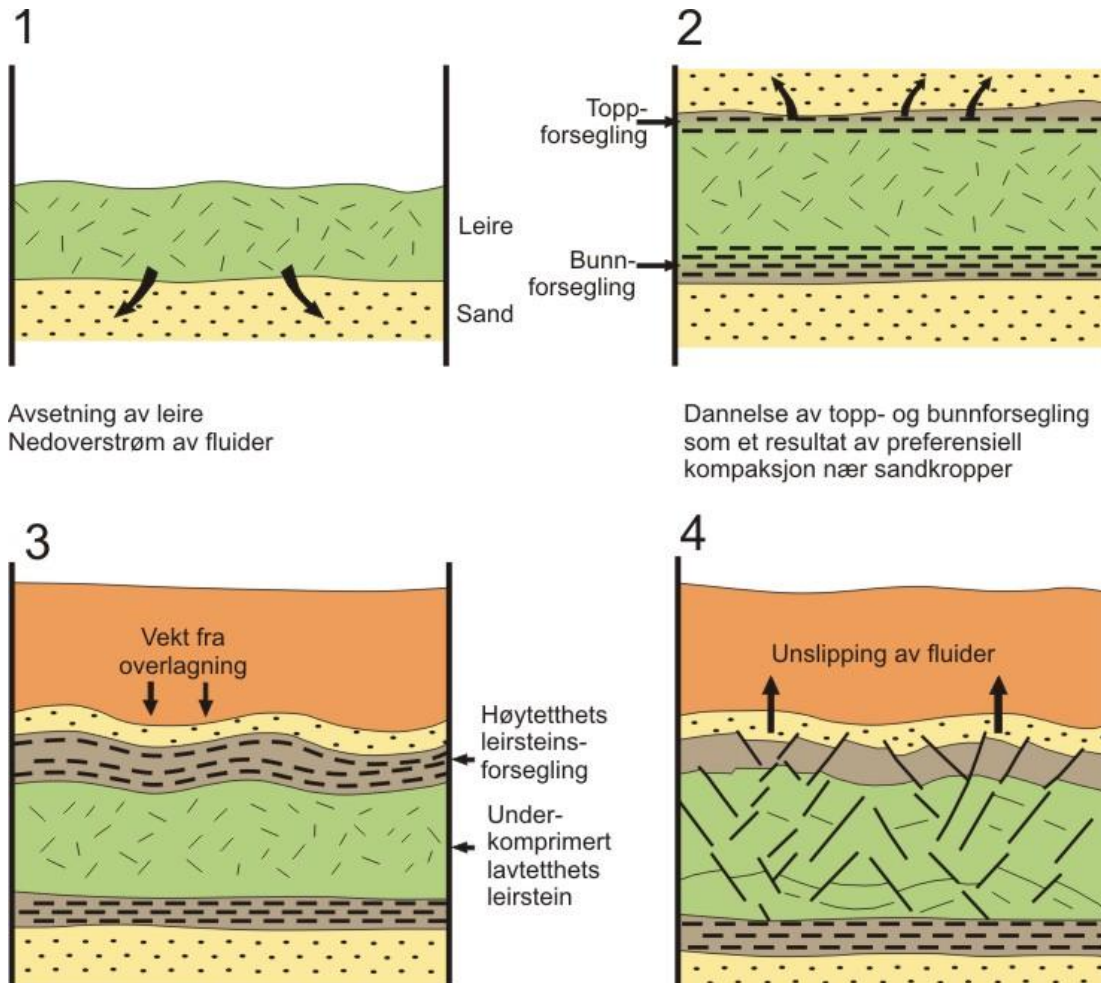
Henriet et al. (1989) beskriver at leirenheter nær sandkropper blir utsatt for kompaksjon når porevann flyter fra leiren over i den mer permeable sandkroppen (Fig. 2.11). Den komprimerte leirkroppen nær sandlaget former et impermeabelt lag som hindrer utflyting av fluider fra leirkroppen den impermeable leiren omkranser (Fig. 2.11). Fluidene i sentrale deler av leirkroppen hindrer kompaksjon av leiren, og leiren blir dermed underkomprimert ettersom leirkroppen blir begravet. Trykket fra overlagingen blir overført fra leirkornene til fluidene og blir dermed spredt til å virke utover i alle retninger. Etter hvert fører spredningen av trykket til at sedimentene foldes, og senere sprekker opp slik at fluidene unnslipper og tetthetsgradienten igjen kan utlignes. Den polygonale geometrien til forkastningene forklares dermed ved at sedimentene som sprekker opp, allerede er foldet, og dermed vil lede til dannelse av en slik oppsprekkingsgeometri.

Problemet med å beskrive dannelsen av den polygonale geometrien på denne måten er at det medfører en antagelse at man kan anta at forkastningsmønsteret alltid passer sammen med en underliggende bølget eller foldet deformasjonsstruktur i den sedimentære lagningen. Det finnes flere eksempler på at dette er realiteten (f. eks. Watterson et al., 2000), men det finnes også eksempler på polygonale forkastningssystemer som ikke passer sammen med ordningen av antiklinale og synklinale tetthetsinversjon folder som denne modellen krever (Lonergan og Cartwright, 1999; Cartwright et al., 2003).

### *Synerese*

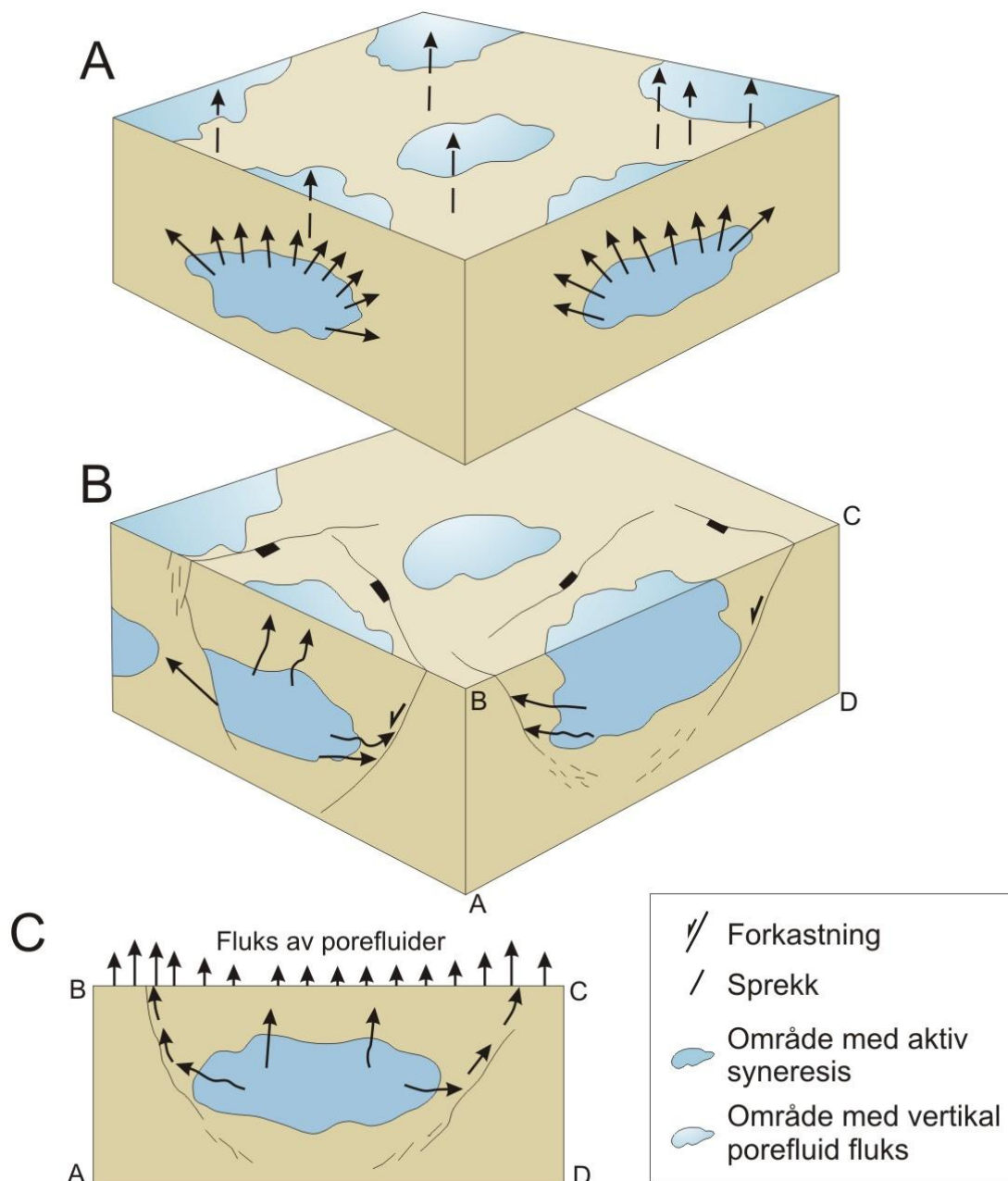
Synerese er av Brinker og Scherer (1990) definert til å være en spontan sammentrekning forårsaket av uskilling av fluider fra en gel. I denne sammenheng er en gel en type materiale som består av en fluid (i denne sammenheng vann), men opptrer som et solid stoff som følge av et nettverk av bindinger fra et annet iblandet stoff (i denne sammenheng leire). Brytes bindingene mellom det iblandete stoffet kan gel igjen opptre som en fluid, et eksempel på dette er når vann strømmer inn i ellers kompakt leire og danner kvikkleire. Under en slik prosess vil den spontane sammentrekningen av stoffet som skiller ut fluiden være lik i alle retninger, og dersom sprø deformasjon forekommer vil dette danne et polygonalt sprekke-mønster i kartplan.





**Figur 2.11** Modell for utvikling av polygonale forkastningssystemer som følge av tetthetsinversjon (modifisert fra Henriët et al., 1989).

Cartwright og Dewhurst (1998) forklarer at finkornede sedimentære lagrekker inneholder leirkorn med stort overflateområde, som på grunn av form og størrelse på partiklene kan fange vann i porene og dermed opptre som en gel. Opptreden av vannholdige sedimenter med gel egenskaper betyr at forkastninger som dannes i områder med aktiv utstrømning av vann i slike sedimenter kan forklares gjennom synerese. Fluidutdrivelse fra leirsedimenter vil starte tidlig i begravellesprosessen, og medfører til at sedimentet opptar mindre volum, og vil kollapse innover etter hvert som vannet, opprinnelig fanget under avsetning av sedimentet, flyter ut (Fig. 2.12A) (Cartwright et al., 2003). Områder med kollaps og sprekker vil få økt permeabilitet og den videre utstrømningen av vann konsentreres i slike områder (Fig. 2.12B og C). Konsentrasjonen av utstrømningen av vann til enkelte soner styrker sprekkedannelsen i tilgrensende områder og resultatet er progradasjon av forkastninger dannet av kollaps i tilgrensende sedimenter (Fig. 2.12B og C).



**Figur 2.12** Skjematisk modell av polygonal forkastningsnukleasjon og progradasjon som et resultat av synerese i sedimentene. A) Begynnende stadium av forkastnings progradasjon, B) kollaps av sedimentet fører til økt permeabilitet langs forkastningsplanene, C) økt fluidmigrasjon langs permeable soner, medfører kollaps i tilstøtende områder og fører til progradasjon av forkastninger (modifisert fra Cartwright et al., 2003).

I dag er synerese akseptert som den mest troverdige forklaringen for utvikling av polygonale forkastningssystem (Cartwright og Dewhurst, 1998; Cartwright et al., 2003). Synerese forutsetter kun at det deformerende intervallet består av fluidholdige finkornede sedimenter, og modellen forklarer dannelsen av forkastninger uten horisontal ekstensjon av sedimentene. Disse forutsetningene passer

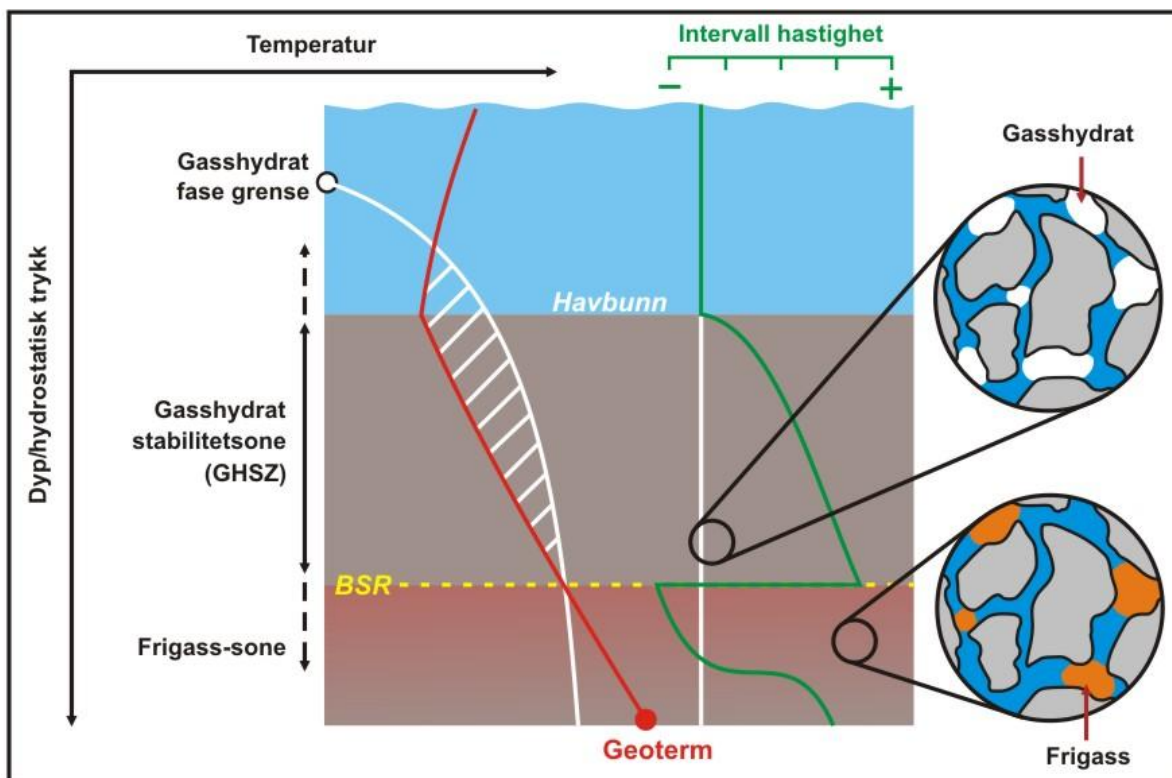
med observasjoner foretatt i vidt forskjellige sedimentbassenger. Siden synerese forklarer dannelsen av polygonalforkastninger som en spontan reaksjon ved begravning av vannholdige finkornede gir den en forklaring på hvordan enorme polygonale forkastningssystemer kan ha svært homogen oppbygning og hvorfor ingen deformasjonsstrukturer som kan tyde på horisontal utviding av de deformerte sedimentene kan observeres i og utenfor forkastningssystemene.

Det antas imidlertid at både gravitasjonskollaps og tetthetsinversjon kan være viktige faktorer som påvirker utformingen av enkelte polygonale forkastningssystemer. I områder med stor gradient kan man forvente et mer ordnet mønster av strøk- og fall og i områder hvor flere lagrekker gjennomgår synerese samtidig kan man forvente at tetthetsinversjon og medfølgende folding av sedimentene kan opptre i enkelte områder (Cartwright et al., 2003).

## 2.6 Bunnsimulerende reflektorer

Multikanals seismikk fra Vøringbassenget avdekker bunnsimulerende reflektorer (BSRer) (Brekke, 2000; Berndt et al., 2004). Da BSRer følger konturene til havbunnen kan man anta at reflektoren er dannet av prosesser som er avhengige av dyp under havbunnen, og som medfører endring i akustisk impedans. Den seismiske refleksjonen som dannes vil dermed følge konturene til havbunnen og kan i flere tilfeller kutte gjennom lagningen i undergrunnen (Hyndman og Spence, 1992). BSRer er observert på en rekke kontinentalmarginer og dypvannsområder, og refleksjonen kan være relatert til gasshydrater eller diagenetiske prosesser (Berndt et al., 2004).

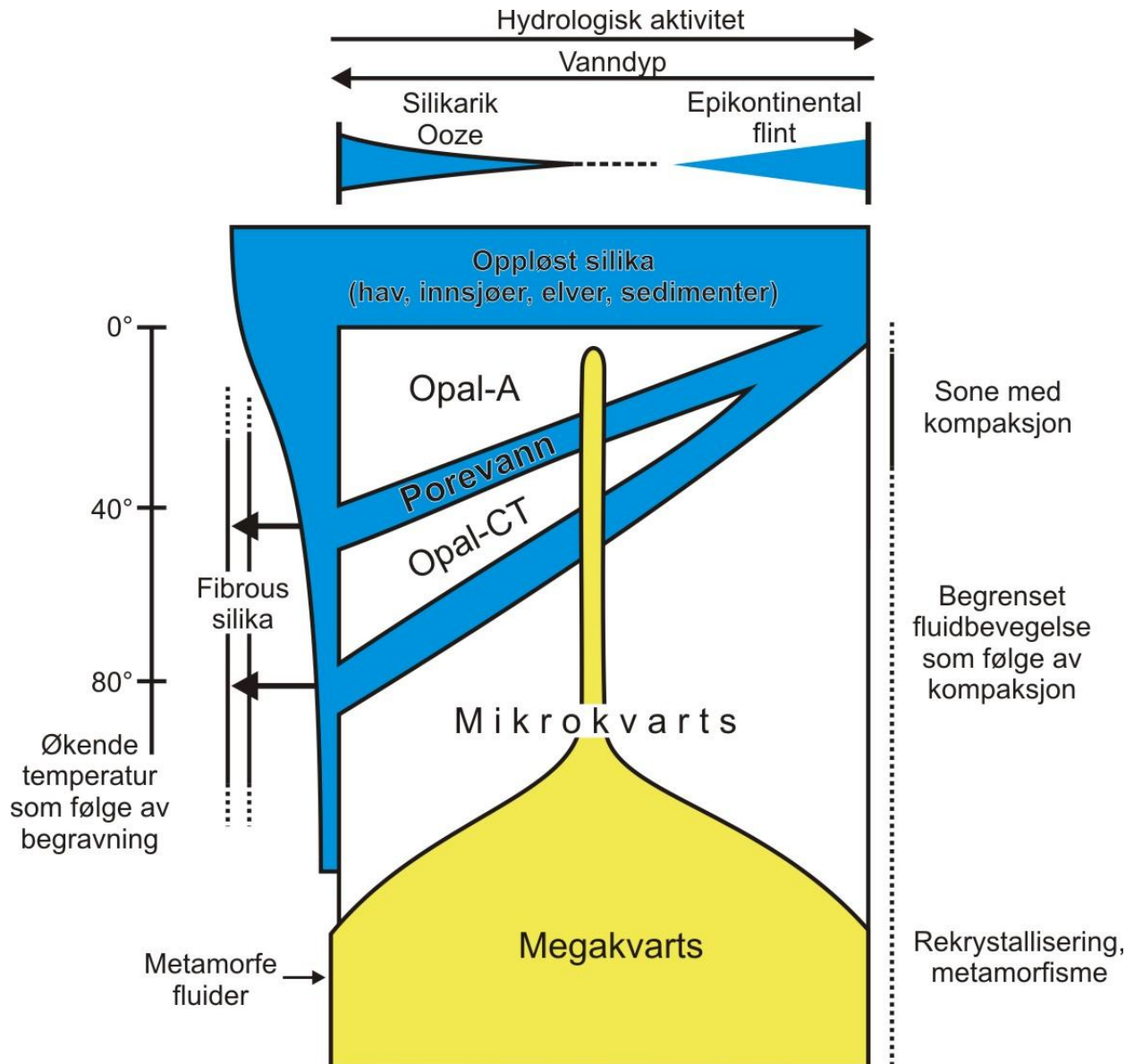
Gasshydrat BSRer dannes som følge av en stor akustisk impedansekontrast mellom gasshydrater med høy intervallhastighet, innenfor gasshydrat-stabilitetssonen, og lavhastighets frigass som er fanget under gasshydratene (Fig. 2.13). Denne grensen vil dermed markere bunnen av de gasshydratbærende sedimentene (Holbrook et al., 1996; Lee et al., 2003). På grunn av den sterke reduksjonen i intervallhastighet vil gasshydrat BSRer ha en høy seismisk amplitude som er fasereversert i forhold til havbunnen. I enkelte tilfeller hvor gasshydrat-stabilitetssonen ikke når helt opp til havbunnen kan en ekstra BSR dannes over gasshydratene. Den øverste gasshydrat BSRen er et resultat av forhøyet intervallhastighet innenfor gasshydratssonen. Denne reflektoren vil ikke være fasereversert i forhold til havbunnen, og vil ha lavere amplitude enn den dypere liggende BSRen. Gasshydrat BSRer er også ofte forbundet med redusert frekvens i området under refleksjonen (lavfrekvens-skygge) som et resultat av høy seismisk attenuasjon i frigasslaget under gasshydratene (Lee et al., 2003).



**Figur 2.13** Gasshydrat stabilitetszone i undersjøiske sedimenter (modifisert fra Anderson, 2010).

Diagenetiskrelaterte BSRer er dannet av den positive akustiske impedansekongruensen mellom sedimenter som inneholder silika i de ulike diagenetiske stegene opal A, opal CT og kvarts (Kastner et al., 1977). Marine sedimenter, som for eksempel Kaifm, inneholder vanligvis silikaholdige mikrofossiler, som diatomer, radiolaria og sponge spicules. Ved avsetning består disse mikrofossilene av Opaline silika korn, vanligvis kalt opal A (Baldauf og Barron, 1990). Under begraving gjennomgår opal A oppløsning og reutfelles som opal CT (tynne vekslende Cristobalitt- og Tridymittlag) (Murata og Nakata, 1974). Opal CT utfelles i porerommene og medfører en markert reduksjon i porøsitet på opptil 15 % (Tada og Iijima, 1983), og resulterer i en kompakt bergart bundet sammen av silikasement (Iijima og Tada, 1981; McNeill et al., 1998). Reutfellingen av opal CT øker dermed bergartens tetthet, og dette danner en impedansekongruens som kan skape en kraftig seismisk reflektor med positiv polaritet (Tribble et al., 1992; Lee et al., 2003). Den diagenetiske omdanningen opal A til opal CT er hovedsakelig temperaturkontrollert (Davies og Cartwright, 2002), og dette betyr at overgangen fra opal A til opal CT og den videre overgangen fra opal CT til mikrokristalin kvarts vil være parallelle til isotermene i undergrunnen. I flere studier er oppløsningen av opal A estimert til å foregå i intervaller mellom 30–50 °C (Tribble et al., 1992; Knauth, 1994) (Fig. 2.14), eller 45–50 °C (Keller og Isaacs, 1985), men i enkelte ODP brønner er det observert at oppløsningen kan starte ved temperaturer helt ned til 20 °C (Hein et al.,

1978). Faktorer som påvirker den diagenetiske transformasjonen av opal A til opal CT er ikke svært godt forstått, men Knauth (1994) indikerte at hydrologisk aktivitet og vanddyp, i tillegg til temperatur, var viktige kontrollfaktorer for opal A-CT diagenesen (Fig. 2.14).



**Figur 2.14** Diagenetisk transformasjon av silikarik ooze (modifisert fra Knauth, 1994). Figuren illustrerer effekten variasjoner i temperatur, hydrologisk aktivitet og vanddyp har på diagenetisk omvandling av oppløst silika.

## Kapittel 3 Data og metoder

Del en av dette kapittelet inneholder en oppsummering av hvilke seismiske data som er gjort tilgjengelig for oppgaven. Del to av kapittelet gir en beskrivelse av kvaliteten og oppløsningen på datasettet, og en beskrivelse av hvordan datasettet er blitt benyttet i studien. I del tre inneholder en forklaring på hvordan data fra brønner innenfor studieområdet har blitt korrelert mot seismisk data. I tillegg gis en kort gjennomgang av de viktigste programvarene benyttet i arbeidet.

### 3.1 Seismisk datagrunnlag

Den seismiske databasen består av 10 regionale 2D multikanals seismiske (MCS) datasett som inneholder til sammen 224 seismiske profiler med en total lengde på omtrent 33 900 km (Tabell 3.1). Datasettet inneholder MCS surveyer som dekker området fra Lofoten i nord til Storeggaskredgropen i sør. Datadekningen er imidlertid best i området over HHA, samt området nord og vest for hvelvet (Fig. 3.1).

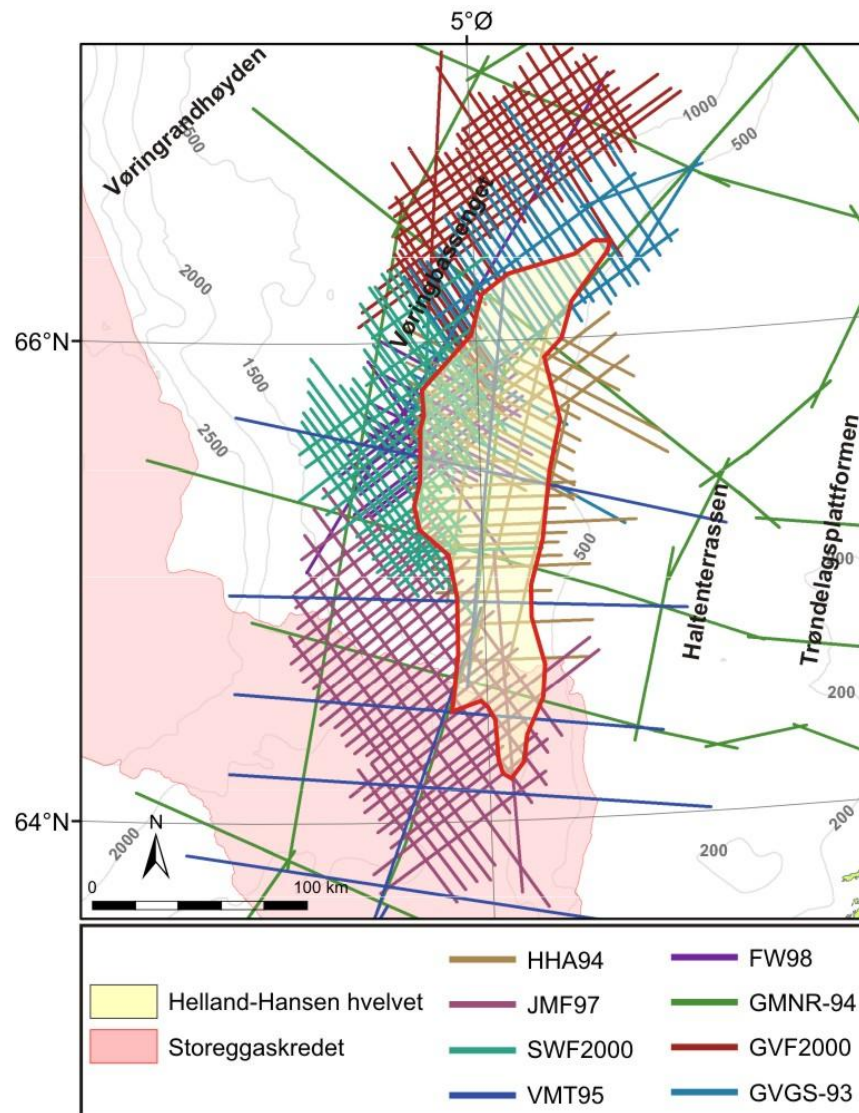
Survey navn	Innsamlet av	Type	År	Total lengde (km)
<b>GVGS-93</b>	Geco	2D MCS	1993	2 383
<b>GMNR-94</b>	Geco	2D MCS	1994	5 648
<b>HHA94</b>	Fugro	2D MCS	1994	2 342
<b>VMT95</b>	PGS	2D MCS	1995	2 347
<b>JMF97</b>	Fugro	2D MCS	1997	4 019
<b>FW98</b>	Fugro	2D MCS	1998	1 515
<b>GVF2000</b>	Fugro	2D MCS	2000	3 035
<b>SWF2000</b>	Fugro	2D MCS	2000	2 959
<b>VBRE01</b>	Geco	2D MCS	2001	1 126
<b>MR02</b>	Fugro	2D MCS	2002	8 606

**Tabell 3.1** Seismiske surveyer tolket i denne studien.

Avstanden mellom de seismiske profilene varierer fra 2 km i området vest for HHA til over 70 km i Storeggaskredgropen. Alle de seismiske datasettene har et standardisert koordinatsystem og det er dermed mulig å hente alle de seismiske datasettene inn i et Petrel (v2007) prosjekt. Prosjekt som

inneholder flere ulike datasett gjør det mulig å korrelere og slå sammen seismiske tolkninger foretatt på ulike seismiske datasett til en regional tolkning.

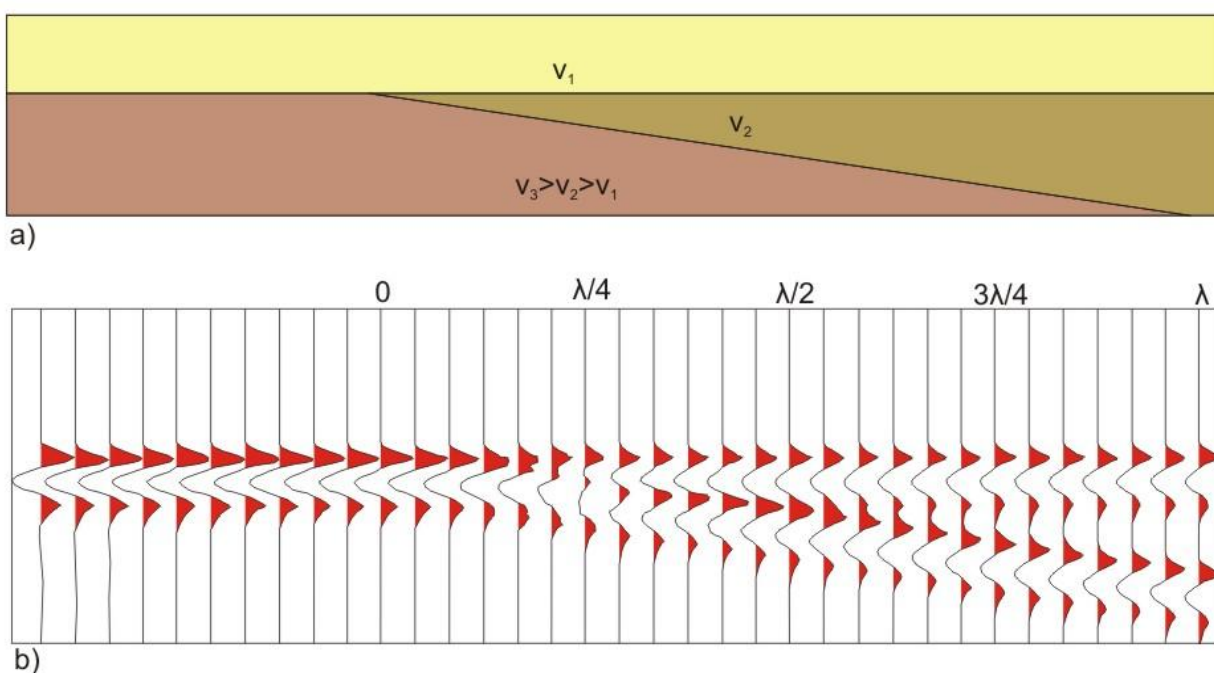
MCS dataene er gjort tilgjengelig igjennom GANS-prosjektet og er innsamlet av Fugro, Geco og PGS i perioden 1993 til 2002 (Tabell 3.1). Dataene ble levert ferdig prosessert, og prosesseringsparametrene har ikke vært tilgjengelig for oppgaven. Kvaliteten på de seismiske profilene varierer fra middels god til svært god.



**Figur 3.1** Seismiske databaser tolket i denne studien. Havbunnsdypet er markert med konturlinjer markert med dyp i meter.

### 3.2 Seismisk oppløsning

Seismisk oppløsning beskriver den minste avstanden to ulike seismiske enheter kan ha fra hverandre samtidig som de er skillbare i et seismisk profil (Sheriff et al., 1995). Vertikal oppløsning bestemmes av den dominerende bølgelengden. Bølgelengden er en funksjon av hastigheten ( $v$ ) og frekvensen ( $f$ ). Sammenhengen mellom parametrene er  $\lambda = v/f$  (Fig. 3.3) (Brown, 1999). Hydrofonen som registrerer det reflekterte seismiske signalet greier ikke å skille mellom innkommende signaler med en spredning mindre enn  $\frac{1}{4} \lambda$ , og signalene blir i stedet slått sammen som et forsterket signal. Svakheten i hydrofonens registreringsevne betyr at for at to ulike reflektorer skal synes i seismikken må lagrekken mellom den ha en vertikal tykkelse større enn  $\frac{1}{4}$  av bølgelengden ( $\lambda$ ) (Fig. 3.2). Dersom avstanden mellom de to reflektorene er mindre enn  $\frac{1}{4} \lambda$  vil energien fra begge grensene slås sammen og danne en reflektor med forsterket amplitude (Fig. 3.2).

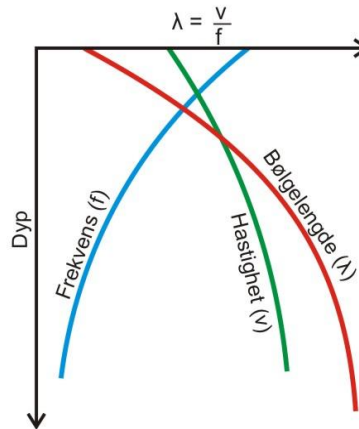


**Figur 3.2A:** Forenklet modell som viser en kile med akustisk impedans med styrke mellom de over- og underliggende enhetene. **B:** Generert seismisk profil fra modellen (Fig. 3.2A) viser forventet seismisk refleksjonsmønster over kilen. Tykkelsen på kilen er indikert som fraksjoner av den dominerende bølgelengden (modifisert fra Badley, 1985).

Som et resultat av sfærisk spredning, energitap og seismisk absorbasjon i undergrunnen, svekkes høye frekvenser i det seismiske signalet hurtigere enn lavere frekvenser. Den hurtige reduksjonen av høyfrekvente signaler betyr at det seismiske signalet består av et lavere frekvensspekter dypere i

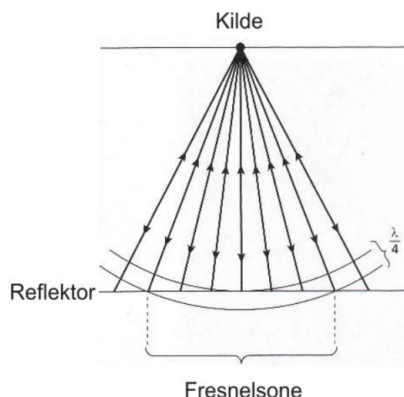


jordskorpen (Fig. 3.3). Den vertikale oppløsningen svekkes som et resultat av reduksjon av dominerende frekvens og økningen av intervallhastighet mot dypet (Fig. 3.3).



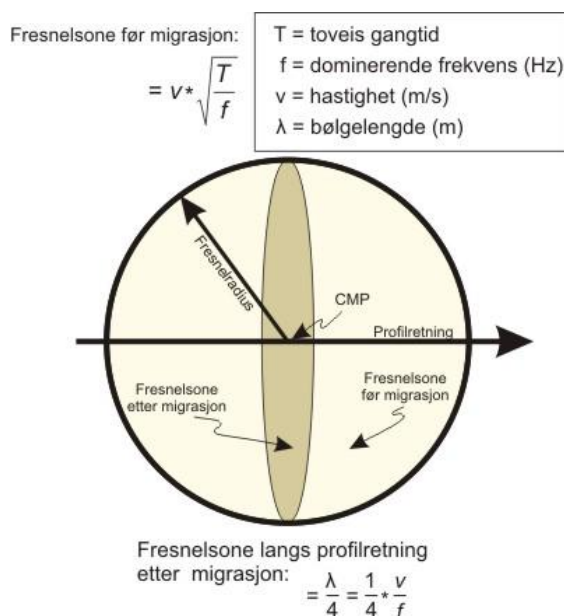
**Figur 3.3** Utvikling av bølgelengde (rød) med økende dyp, som et produkt av hastighet (grønn) over dominerende frekvens (blå). (modifisert fra Brown, 1999).

I tillegg til at hydrofonen begrenser vertikal oppløsning til  $\lambda/4$ , danner alle de sammenslåtte signalene som treffer hydrofonen innen  $\lambda/4$  en fresnelsoner i undergrunnen (Fig. 3.4). Fresnelsonen er en sirkulær sone i undergrunnen hvor alle reflekterte signaler innenfor sonen blir slått sammen til et enkelt signal i de seismiske trasene (Fig. 3.4), og dette påvirker hvordan det seismiske signalet opptrer i seismiske profiler. Hvis det for eksempel er et hull i en reflektor som er mindre enn fresnelsonen, strekker fresnelsonen seg over reflektoren som omkranser hullet, slik at reflektoren opptrer kontinuerlig i det seismiske profilet (Badley, 1985). Hullet i reflektoren kan for eksempel være resultatet av at en kanal er kuttet inn i en horisontal lagrekke (Badley, 1985). Diameteren til fresnelsonen er lik produktet av intervallhastigheten og roten av toveisgangtid dividert med den dominerende frekvensen (Fig. 3.5). Diameteren på fresnelsonen øker med økt bølgelengde og distanse fra skuddpunktet (Fig. 3.4) (Lindsey, 1989).



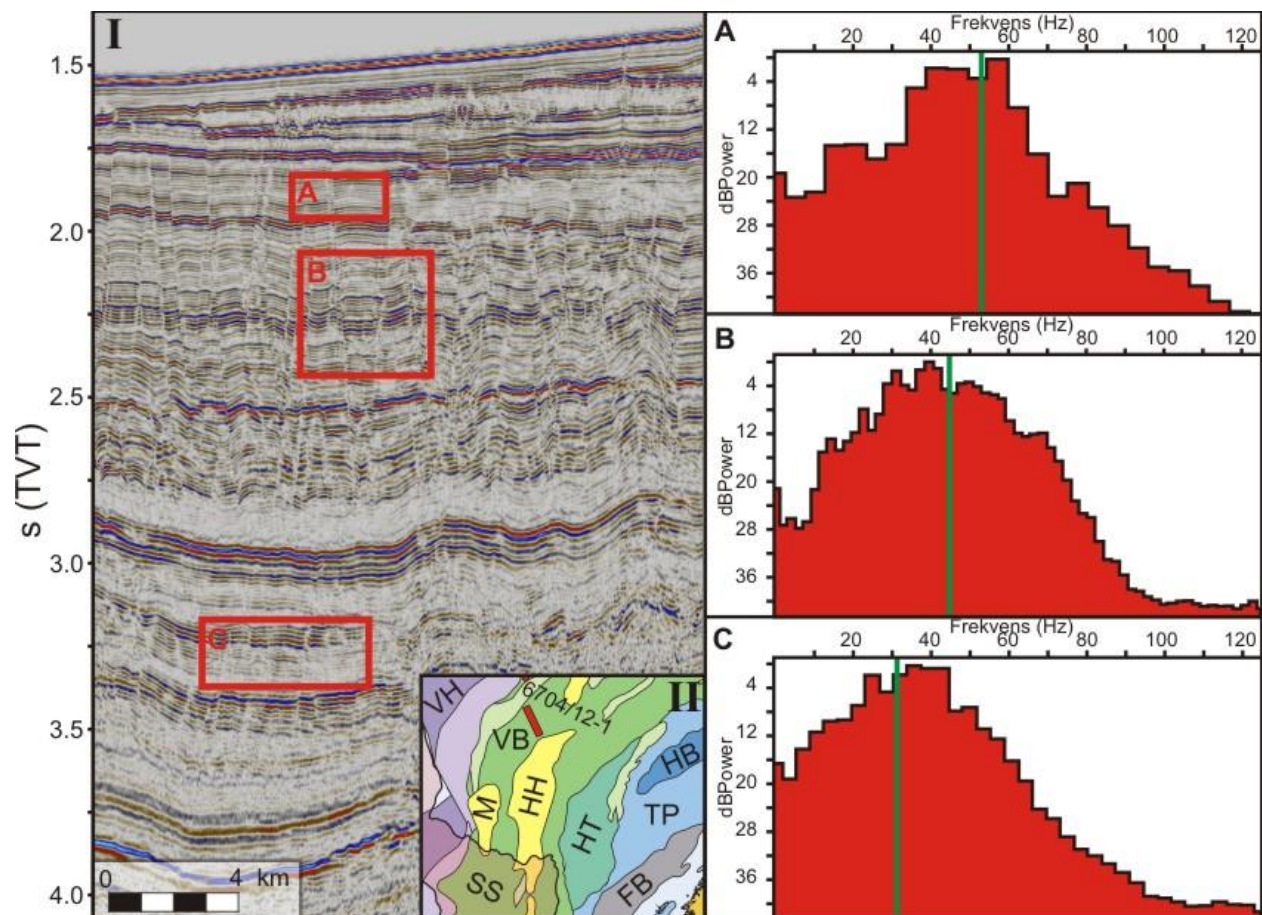
**Figur 3.4** Skjematisk fremstilling av den seismiske bølgefrontens økning i størrelse med økende avstand fra kilden og påvirkningen dette har på fresnelsonens størrelse (Kearey et al., 2002).

Ved hjelp av konvensjonell migrasjon under prosessering kan mye av den tapte horisontale oppløsningen som følge av fresnelsoner effektiviseres ved å kollapse fresnelsonen langs det seismiske profilet. I 3D-seismikk kan dette gjøres i alle retninger men i 2D-seismikk kan diameteren til fresnelsonen kun kollapses i en retning. Migrasjon av 2D-seismikk er kun effektiv langs det seismiske profilet. Dermed kollapses kun fresnelsonen langs det seismiske profilet retning og fresnelsonen får en elliptisk form (Fig. 3.5). Den elliptiske fresnelsonen er hovedsakelig et problem når en seismisk linje går parallelt med en forkastning eller en høyde. I slike tilfeller vil signaler fra området innenfor fresnelsonen, men utenfor den seismiske linja skape diffraksjoner som forstyrrer det seismiske bildet.



**Figur 3.5** Illustrerer effekten konvensjonell migrasjon av 2D-seismikk har på fresnelsonens størrelse og form (modifisert fra Lindsey, 1989).

Frekvensområdet til kilden benyttet under innsamling av det seismiske datasettet tilgjengelig for oppgaven er mellom 0-128 Hz (Fig. 3.6). For å beregne seismisk oppløsning ( $\lambda = v/f$ ) i ulike sedimentintervaller ble dominerende frekvenser i det seismiske datasettet undersøkt ved spektralanalyse av tre ulike intervaller på en seismisk linje i Vøringbassenget (Fig. 3.6). Gjennomsnittlig intervall hastighet ble beregnet fra tilsvarende dyp i hastighetsanalysen av kjerne 6704/12-1 (Fig. 4.59). Resultatet fra beregningen av seismisk oppløsning finnes i tabell 3.2.



**Figur 3.6 I:** Spektralanalyse foretatt på tre tidsintervaller (A-C) i et seismisk profil (til venstre). Intervallene benyttet i hver spektralanalyse er indikert med røde firkanter. A: Intervallet mellom 1.8-1.95 s toveis-gangtid (TVT) har en dominerende frekvens (grønn strek) på 52 Hz. B: Intervallet mellom 2.1-2.4 s (TVT) har en dominerende frekvens på 44 Hz. C: Intervallet mellom 3.2-3.35 s (TVT) har en dominerende frekvens på 31 Hz. II: Utdrag fra figur 3.10 med posisjonen til den seismiske linja markert med rød strek, og posisjonen til brønn 6704/12-1 markert med rød sirkel øverst i bildet.

Intervall (Fig. 3.6)	Intervall-hastighet (m/s)	Dominerende frekvens (Hz)	Dyp (TVT i sekunder)	Bølgelengde (m)	Vertikal oppløsning (m)	Diameter fresnelzone (m) før migrasjon
A	1487	52	1.8	28.6	7.1	268.8
B	1563	44	2.1	35.5	8.9	341.5
C	1905	31	3.2	61.5	15.4	621.5

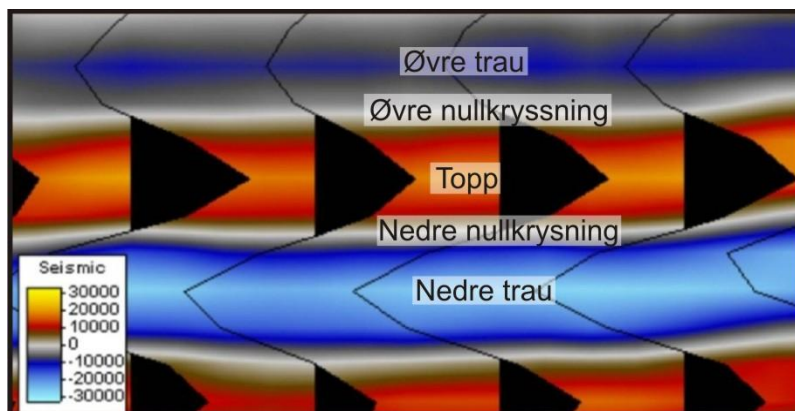
**Tabell 3.2** Utrekning av fresnelzone og vertikal oppløsning for 3 intervaller markert i figur 3.8. Intervallhastighetene er hentet fra tilsvarende intervall i brønn 6704/12-1 (Fig. 3.6 II) og dominerende frekvens og dyp er hentet fra spektralanalysen gjennomført på et seismisk profil i VS (Fig. 3.8).

I denne studien skal grunne til middels dype enheter ned til 4 s (TVT) tolkes. Vertikaloppløsningen på datasettet er omtrent 7 m ved 1.5 s (TVT) og 15 m ved 3 s (TVT) (Tabell 3.2). De aller dypeste refleksjonene i det seismiske datasettet kan identifiseres ned mot 7-8 s (TVT). For å optimalisere Petrel-prosjektet i forhold til mengden data som er nødvendig i studien ble deler av de seismiske profilene dypere enn 6 s (TVT) fjernet fra datasettet, slik at det bare er mulig å studere de øverste 6 s (TVT) av de seismiske profilene. Petrel-prosjektet tar dermed mindre plass på harddisk, krever mindre prosessorkraft og er mer strømlinjeformet.

### 3.3 Seismisk tolkning

Seismikk tolkes på grunnlag av seismiske refleksjoner som oppstår når en akustisk puls, utsendt av en kilde, treffer et område med endring i akustisk impedans, som forårsakes av variasjon i bergartstetthet og/eller fluidinnhold. Impedansekontrasten mellom to enheter fører til at en del av den akustiske pulsen blir reflektert, mens den resterende delen blir avbøyd og fortsetter gjennom flaten.

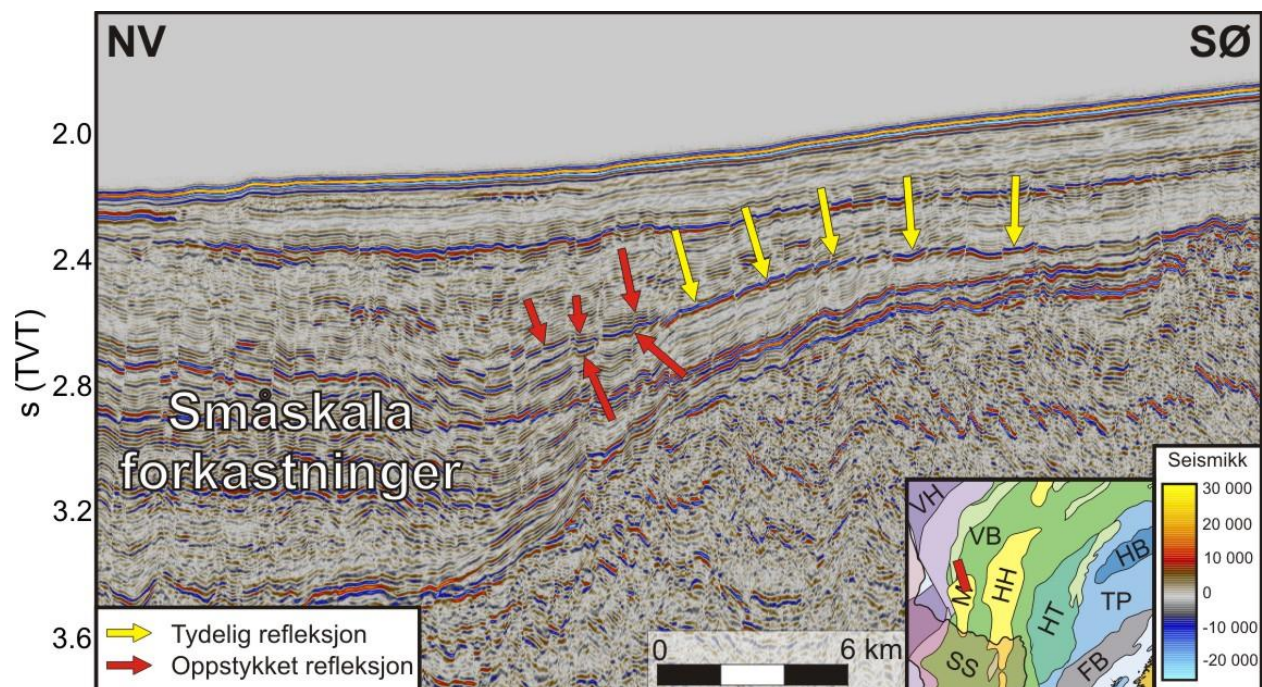
Seismiske reflektorer tolkes ved å tegne en linje som følger en valgt del av signalet fra reflektoren. Det er mulig å følge reflektorens øvre trau, øvre nullkrysning, topp, nedre nullkrysning eller nedre trau (Fig. 3.7). Vanligvis velges den delen av signalet som er minst utsatt for støy, og dermed mest kontinuerlig. Etter tolkning kan den tolkede linjen benyttes til å generere dybdekart, som igjen kan benyttes til å generere mektighetskart.



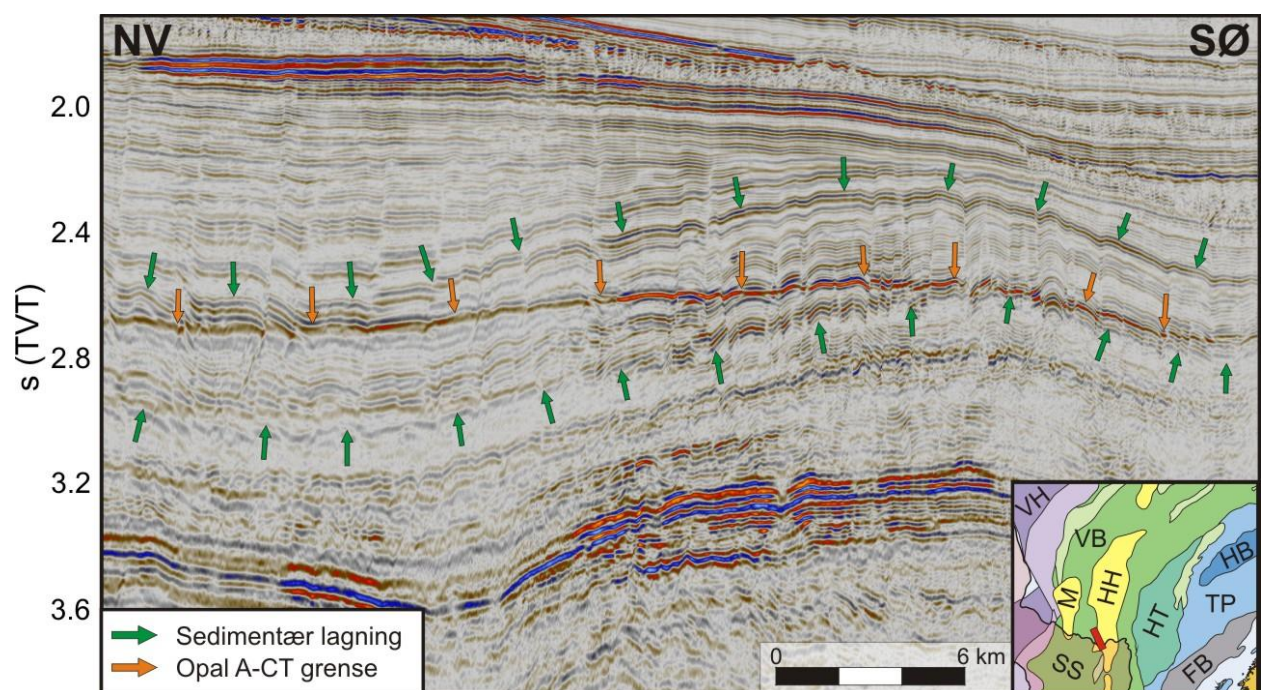
**Figur 3.7** Nærbilde av det seismiske signalet til en seismisk reflektor. Signalets topp, trauf, og nullkryssninger er markert. Topp er rødgul, trauf er blå og nullkryssningene er hvite.

Et seismisk stratigrafisk rammeverk er allerede etablert for de kenozoiske avsetningene i Vøringbassenget (Kap. 2.2) (Eldholm et al., 1987b; Blystad et al., 1995; Brekke, 2000; Hjelstuen et al., 2004a; Løseth og Henriksen, 2005; Eidvin et al., 2007). I denne studien er imidlertid et nytt egendefinert seismisk rammeverk dannet, bestående av seks regionale horisonter (reflektor R1 – R7), som avgrensar fem seismiske enheter (enhet I – V), samt en intern horisont i enhet III (reflektor R3i) som avgrensar to underenheter i enhet III (underenhet III.1 og III.2), og en intern horisont i enhet IV (reflektor R4i) som avgrensar to underenheter i enhet IV (underenhet IV.1 og IV.2). Horisontene er deretter korrelert mot brønndata som er tilgjengelig fra studieområdet. Korrelering mellom daterte brønnintervaller og et seismisk rammeverk gjør at det er mulig å bestemme alder på enkelte seismiske reflektorer.

Seismikken benyttet i denne studien har generelt svært god kvalitet, men geologien i området er i flere områder svært kompleks, og dette gjør det vanskelig å fremstille sikre tolkninger. Figur 3.8 viser for eksempel en reflektor med sterk amplitude og god kontinuitet over tertiære domer i studieområdet, som har redusert kontinuitet og amplitude i forkastede soner i sedimentbassengene. En høy-amplitude opal A – opal CT reflektor er observert i store deler av Vøringbassenget (Fig. 3.9). Denne reflektoren kan sammenfalle med og krysse andre sedimentære refleksjoner og dermed gjøre den seismiske tolkningen vanskeligere i flere områder (Fig. 3.9). Den store mengden seismiske data som er tilgjengelig for oppgaven gjør at det likevel er mulig å knytte tolkninger fra nærliggende områder med mer kontinuerlige reflektorer til de forstyrrede områdene.



**Figur 3.8** Seismisk profil fra nordlige deler av MA (10 ganger vertikalt overdrevet). Lokasjon til figuren markert med rød strek i minikart til høyre (utdrag fra figur 3.10). Fargeskala for seismisk amplitude vises til høyre i figuren. Denne fargeskalaen er gyldig for alle seismiske eksempler i oppgaven.



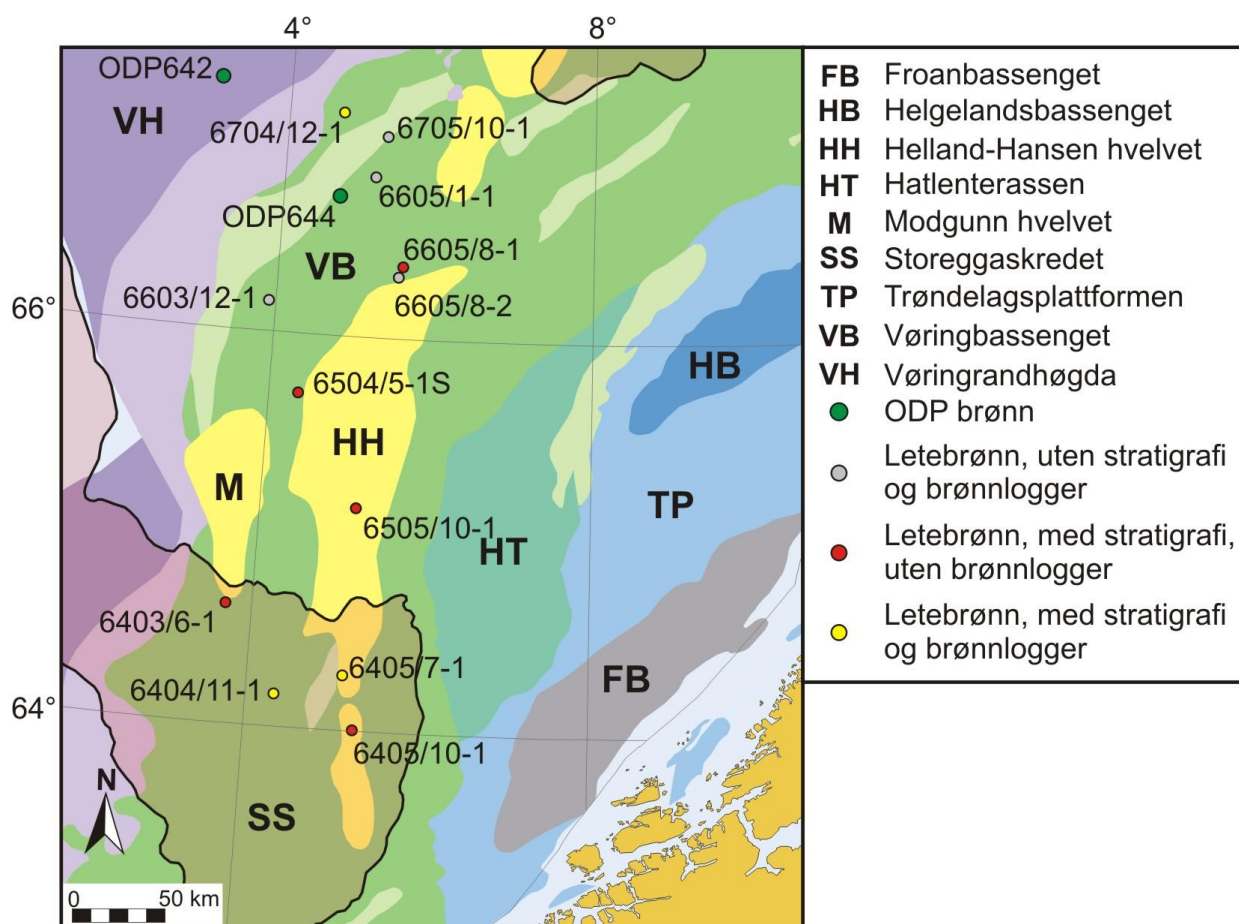
**Figur 3.9** Seismisk profil fra sørlige deler av HHA (10 ganger vertikalt overdrevet). Lokasjon til figuren markert med rød strek i minikart til høyre.

### 3.4 Borekjerner og brønndata

I studieområdet er totalt syv brønner boret av Ocean Drilling Program (ODP) ved to lokaliteter (642 og 644 (Fig. 3.10)). To brønner er boret ved lokalitet 644: ODP brønn 644 A og B, og fem brønner er boret ved lokalitet 642: ODP brønn 642 A, B, C, D og E. Data fra disse brønnene er gjort tilgjengelig gjennom to publikasjoner (Eldholm et al., 1985; Eldholm et al., 1987b). Ved lokalitet 644 ble brønn A boret ned til 252.8 m under havbunnen og 238.4 m kjerne ble hentet. Brønn 644B ble boret ned til 127.7 m under havbunnen (mbsf) og 103.6 m kjerne ble hentet. Ved lokalitet 642 ble brønn A boret til 10.8 mbsf og 9.5 m kjerne ble hentet. Brønn 642B ble boret til 221.1 mbsf og 215.6 m kjerne ble hentet og brønn 642C ble boret til 199.6 mbsf og 192.8 m kjerne ble hentet. Brønn 642D ble boret ned til 329.9 mbsf og 117.0 m kjerne ble hentet. Den siste brønnen ved lokaliteten brønn 642E ble boret helt ned til 1229.4 mbsf og 372.6 m kjerne ble hentet. Kjernene som ble hentet fra brønnene i lokalitet 642 ble hentet fra ulike dybdeintervaller for å danne et best mulig datagrunnlag fra havbunnen ned til 1229.4 mbsf. I ODP publikasjonene (Eldholm et al., 1985; Eldholm et al., 1987b) er data fra de ulike brønnene boret ved samme lokalitet slått sammen for å danne en enkelt litostratigrafi som inneholder data fra alle brønnene. I denne studien vil dermed brønn 644 A og B heretter omtales som ODP brønn 644, og brønn 642 A, B, C, D og E vil omtales som ODP brønn 642. I tillegg til ODP brønnene, er brønndata fra 12 brønner fra petroleumsindustrien innenfor studieområdet offentlig tilgjengelig gjennom nettsidene til oljedirektoratet (Fig. 3.10) (NPD, 2010). Blant annet er havdypet tilgjengelig for alle 12 brønnene, brønnstratigrafien er tilgjengelig for de åtte eldste brønnene og i tillegg er komposittlogger bestående av gamma ray, porøsitet, tetthet, hastighet og resistivetslogger tilgjengelig for tre av brønnene (Tabell 3.2).

ODP brønn 642 og 644 har i denne studien hovedsakelig blitt benyttet for å korrelere seismiske tolkninger mot den tilgjengelige brønnstratigrafien. Studier av borekjerne har vesentlig bedre nøyaktighet og pålitelighet enn seismiske undersøkelser, og gir blant annet informasjon om sedimenttype og fossilinnhold som ikke er mulig å hente fra seismikk. I tillegg er det mulig å analysere prøver fra borekjerne for å fastslå sedimentets egenskaper som for eksempel tetthet, p-bølgehastighet og alder. Spesielt bergartens tetthet og p-bølgehastighet kan være nyttig for å foreta korreleringer mot seismikk. Det er mulig å forutse hvilke intervaller som vil danne en seismisk refleksjon ved å studere endringer i bergartens tetthet og p-bølgehastighet, og kombineres dette med en enkel hastighetsmodell kan brønnens dyp konverteres til tid med relativt stor nøyaktighet. En så nøyaktig korrelering mellom seismikk og kjerne er kun mulig i ODP borekjerne 644 fordi en seismisk linje her går direkte over

lokaliteten til kjernen. ODP brønn 642 har blitt projisert inn på en seismisk linje som er 40 km fra borekjernen. Nøyaktigheten ved ODP brønn 642 er dermed ikke like bra som kjerne 644, men gir en sammenheng mellom brønnstratigrafien og det seismiske rammeverket i området.



**Figur 3.10** Lokasjon av ODP brønner (ODP642 og ODP642) og brønner fra petroleumsindustrien brukt i denne studien.

Brønnlogger er tilgjengelig for tre av petroleumsbrønnene: 6404/11-1, 6405/7-1 og 6704/12-1 (Fig. 3.10). Av disse brønnene går både 6405/7-1 og 6704/12-1 gjennom Naust-, Kai- og Bryggefm, mens Kaifm er erodert bort over 6404/11-1, og 6404/11-1 blir derfor ikke analysert nærmere i denne studien. Brønnloggene til 6405/7-1 og 6704/12-1 inneholder kaliperdata, tetthet, porøsitet og hastighetsmålinger, samt resistivitetsdata og dybdedata. Loggene er registrert av følsomme målere under boring (wireline logger). Sensorene er optimalisert for oppdagelse av hydrokarboner, men fungerer også bra til å avdekke informasjon om bergartstetthet, porøsitet og intervallhastighet. I tillegg



inneholder loggene informasjon om brønnstratigrafi. Stratigrafien er bestemt av brønnoperatørens geologer, og er vanligvis av god kvalitet.

Brønnloggene vil benyttes for å korrelere brønnene mot seismikken i nærliggende områder. Først beregnes den gjennomsnittlige intervallhastigheten i de ulike formasjonene ut fra de akustiske hastighetsmålingene. Brønnen vil deretter dybdekonverteres og finjusteres slik at loggutslagene matcher best mulig det seismiske bilde. Det antas her at seismiske reflektorer i de fleste tilfeller kan identifiseres i brønnlogger gjennom en økning i bulk tetthet, eller variasjoner i akustisk hastighet. Dermed blir det mulig å korrelere den gitte brønnstratigrafien mot egne tolkninger, samt se variasjoner i komposittloggen over de ulike seismiske reflektorene. Denne arbeidsmåten kan også være usikker, da det er vanskelig å avgjøre om utslag i intervallhastighet eller bulk tetthet i en brønn er et resultat av en regional litologisk endring, eller bare en lokal hendelse.

Brønn	Stratigrafi – gitt i meter under havoverflaten (TVDSS)					Brønnlogger
	Havbunn	Topp Naust	Topp Kai	Topp Brygge	Topp Tare	
6403/6-1	1721	1746	1786	1906	2140	Nei
6404/11-1	1495	1520	-	2223	2526	Ja
6405/7-1	1206	1242	(1755)	1935	2506	Ja
6405/10-1	928	952	-	1891	2568	Nei
6504/5-1S	1213	1213	-	1510	1687	Nei
6505/10-1	684	710	-	1354	1379	Nei
6603/12-1	1376					Nei
6605/1-1	1161					Nei
6605/8-1	838	862	1678	2090	2389	Nei
6605/8-2	816					Nei
6704/12-1	1352	1377	1459	1920	2548	Ja
6705/10-1	1340					Nei

**Tabell 3.2** Summerer opp stratigrafien fra petroleumbrønner i Vøringbassenget. Rosa indikerer at data ikke er tilgjengelig, og - indikerer at intervallet ikke eksisterer i brønnen (NPD, 2010). Merk at Topp Kaifm ikke er identifisert i brønnstratigrafien i kjerne 6405/7-1, her ble topp Kaifm beregnet fra en seismisk linje som krysset brønnen.

## 3.5 Programvare

### 3.5.1 Petrel v. 2007.1.2

Petrel er en programvare, utviklet av Schlumberger for tolkning av seismiske profiler. De seismiske profilene tolkes ved å benytte en autotracker som følger en valgt horisont. Gode kontinuerlige

### Kapittel 3

refleksjoner som ikke er utsatt for forstyrrelser, som for eksempel havbunnsrefleksjonen, kan automatisk tolkes av programvaren over store områder, i enkelte tilfeller opptil 200 km. Andre, mer diskontinuerlige refleksjoner krever mer arbeid, og kan i ekstreme tilfeller kreve tolkning ned i meterskala. I slike tilfeller må manuelle "verktøy" brukes. De manuelle verktøyene benyttes hovedsakelig i områder hvor horisontene ikke er kontinuerlige og må bindes sammen med manuelt valgte streker. I områder med svært mye forstyrrelser, som for eksempel horisonter inne i det polygonale forkastningssystemet, kan det i enkelte tilfeller være aktuelt å gjøre hele tolkningen manuelt. Resultatet av manuell tolkning blir at horisontene ser rettete og mer kontinuerlige ut enn hva som er realiteten. I storskalastudier kan mangelen på detaljer i horisonten i enkelte tilfeller være en fordel da dette gir mer oversiktlige, men mindre detaljerte oversiktskart.

En av fordelene til moderne tolkningsverktøy som Petrel er at flere seismiske linjer og seismiske datasett kan importeres, knyttes sammen og vises samtidig. Ved å vise ulike seismiske datasett samtidig kan tolkninger i en seismisk linje, enkelt kan knyttes sammen med horisonter i en annen seismisk linje. Spesielt i studier med et stort antall seismiske linjer som krysser hverandre er dette en stor fordel. I enkelte områder kan noen horisonter ha svakere seismisk refleksjon, bli påvirket av multipler eller diagenetiske refleksjoner, og dette kan gjøre det vanskelig å identifisere riktig horisont. I slike tilfeller er det svært nyttig å kunne benytte flere seismiske linjer for å knytte sammen de svake refleksjonene sammen med kraftigere og klarere refleksjoner i nærliggende områder. I denne studien er dette spesielt aktuelt i tolkningen av de dypere horisontene da disse er utsatt for forstyrrelser som for eksempel gasshydrater, diagenetisk BSR og polygonale forkastninger.

I tillegg til rene tolkningsverktøy, finnes også verktøy for å interpolere 2D tolkninger til 3D-horisonter, samt verktøy som fremstiller 2D-kart av disse horisontene. Interpoleringen av tolkede reflektorer benyttes for å danne regionale relieffkart av de ulike reflektorene som også strekker seg mellom de tolkede seismiske profilene. I denne studien er spredningen mellom de seismiske profilene innenfor studieområdet lav (5-15 km), og horisontene interpoleres derfor ikke over store områder (> 30 km). Dette gjør de regionale kartene over reflektorene mer nøyaktige enn studier med større spredning mellom seismiske profiler. Det er likevel viktig å huske på at de regionale kartene kun er basert på observasjoner langs de tolkede seismiske profilene. Ved å benytte avgrensningpolygoner kan deler av tolkningen med for store usikkerhetsmomenter forkastes. I de fleste tilfeller er stor usikkerhetsmomentene i et område et resultat av dårlig seismisk dekning i området eller redusert

amplitude og/eller kontinuitet i den tolkede reflektoren. De interpolerte kartene benyttes også til å lage mektighetskart av seismiske enheter som avgrenses av to reflektorer. Utstrekningen til mektighetskartet vil da være begrenset til områder hvor begge reflektorene er tolket. Mektighetskartene er generert med bakgrunn i tolkede reflektorer, og mektighetskartene vil dermed adoptere feil i reflektorene. Feil i reflektorene kan være et resultat av dårlig seismisk oppløsning, begrenset seismisk dekning, og/eller feiltolkninger. I de fleste områder danner mektighetskartene imidlertid en verdifull oversikt over lagrekkenes geometri og utstrekning.

### ***3.5.2 CorelDraw v. 14 og ArcGIS v. 9.3***

CorelDraw er et vektorbasert tegneprogram, i motsetning til for eksempel MS Paint som er pikselbasert. Fordelen med vektorbaserte tegneprogrammer er at alle linjer og figurer lagres som redigerbare vektorbaserte objekter. Objektene kan redigeres senere og dette gjør det enkelt å modifisere og tilpasse figurene etter hvert som de genereres. CorelDraw kan i tillegg benyttes til å redigere figurer eksportert fra Petrel. CorelDraw er hovedsakelig blitt benyttet til å øke oppløsning samt å endre på figurer hentet fra publiserte artikler, samt til å generere avsetningsmodeller, mektighetskart og relieffkart.

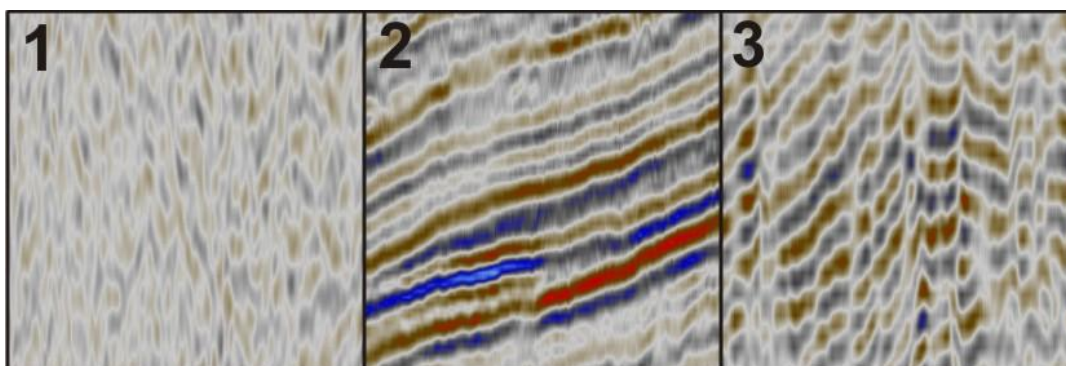
ArcGIS er et kartprogram utviklet av ESRI, som er nyttig for å få en visuell oversikt over georefererte objekter og bilder. Programmet inneholder enkle redigeringsverktøy, men er i hovedsak basert på informasjon hentet fra eksterne databaser. Styrken til programmet er at det enkelt kan vise et bredt spekter av data, som for eksempel navigasjonsdata, seismiske linjer og skred omriss i et kartbilde bestående av for eksempel satellittbilder og konturlinjer. ArcGIS er benyttet til å generere oversiktskart over de seismiske datasettene tilgjengelig for oppgaven, sammen med batymetriske data.

## Kapittel 4 Resultater

I dette kapitlet presenteres resultatene fra tolkningen av det seismiske datasettet. I første del beskrives seismiske facies observert i datasettet. De seismiske facies typene vil benyttes senere i kapitlet under beskrivelsen av seismiske enheter. Del to av kapittel 4 omfatter en beskrivelse av tolkede reflektorer. Den følgende del tre begynner med en gjennomgang av sedimentbassenger identifisert innenfor studieområdet, og fortsetter med beskrivelse av de identifiserte seismostratigrafiske enhetene. Del fire beskriver litostratigrafi utledet gjennom brønntilknytninger og kapittel 4.5 beskriver fordelingen av polygonale forkastningssystemer i de ulike sedimentbassengene. Kapittel 4.6 beskriver temperaturvariasjoner i Vøringbassenget utledet fra brønndata. Kapitlet avsluttes med en geomorfologisk oppsummering i kapittel 4.7.

### 4.1 Seismiske facies

Tolkningen av de seismiske dataene ble gjort gjennom identifisering og inndeling av den tolkede sedimentpakken i ulike enheter. Dette innebar å identifisere inkonformiteter i de seismiske profilene og se på endringer i seismisk karakter (seismiske facies). Innenfor studieområdet ble tre ulike seismiske facies identifisert: facies 1, facies 2 og facies 3 (Fig. 4.1). De ulike facies typene er basert på interne reflektorerens amplitude, geometri og utstrekning.



**Figur 4.1** Eksempler på seismiske facies identifisert i multikanals seismikk i studieområdet. 1 – *Strukturløst til transparent facies (facies 1)*, 2 – *Lagdelt facies (facies 2)*, og 3 – *Strukturløst til vekslende svakt lagdelt facies (facies 3)*.

#### *Facies 1 - Strukturløst til transparent facies*

Facies 1 karakteriseres av kaotiske og usammenhengende refleksjoner med lav til middels amplitude (Fig. 4.1 – 1).

*Facies 2 - Lagdelt facies*

Facies 2 er karakterisert av kontinuerlige parallelle til subparallelle refleksjoner med høy til middels amplitude (Fig. 4.1 – 2).

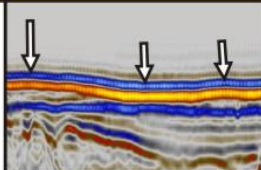
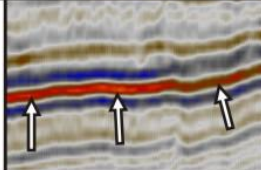
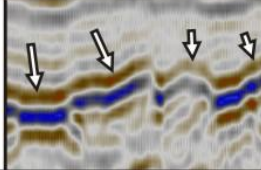
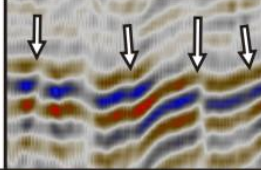
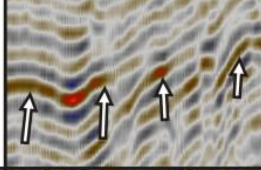
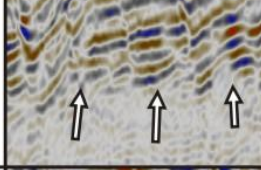
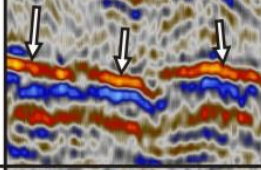
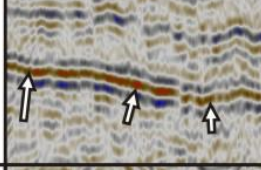
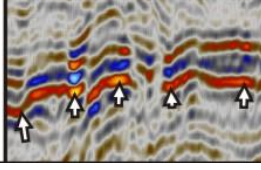
*Facies 3 - Strukturløst til vekslende svakt lagdelt facies*

Facies 3 består av reflektorer som er sammenhengende over korte til middels lange intervaller. Reflektorene kan være parallelle til subparallelle og ha høy til lav amplitude (Fig. 4.1 – 3).

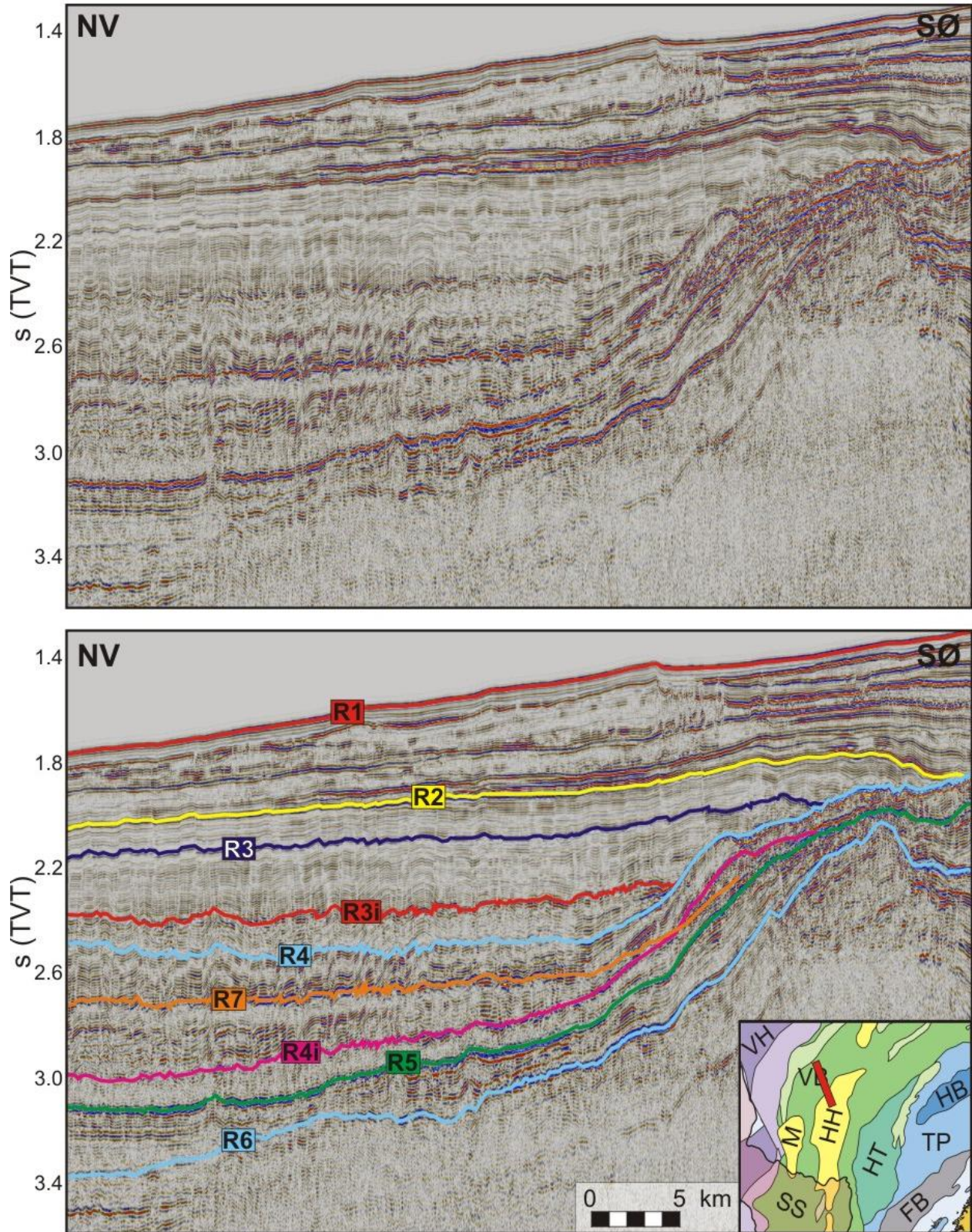
## 4.2 Seismisk rammeverk – tolkede reflektorer

I alt er syv regionale reflektorer, reflektor R1-R7, som krysser hele studieområdet (Tabell 4.1, Fig. 4.2) tolket. Reflektorene R1-R6 er sekvensgrenser for de fem enheter enhet I-V, mens reflektor R7 krysser grensene til flere enheter og dermed ikke avgrensner en enhet (laguavhengig, Fig. 4.2). To sekvensinterne reflektorer er tolket: reflektor R3i og R4i (Tabell 4.1, Fig. 4.2). Disse sekvensinterne reflektorene er identifisert i henholdsvis enhet III og enhet IV. I enkelte reflektorer er lokale høyder identifisert og definert som rygger, navngitt rygg 1-3, og antiklinalen til ryggene er markert med stiplede røde linjer i relieffkartene. Rygger med samme navn er lokalisert på omtrent samme sted ved ulike reflektorer.

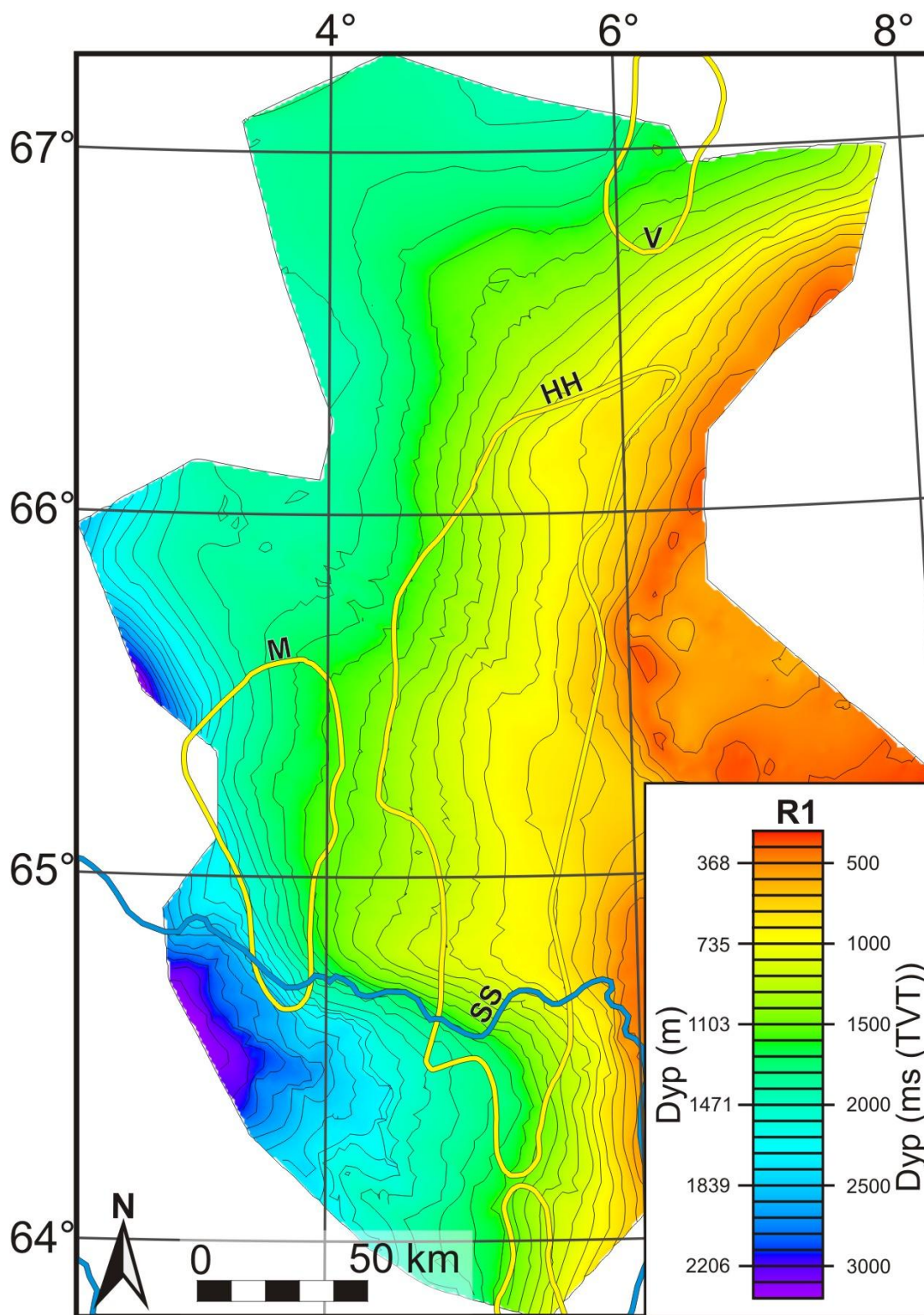
**Reflektor R1 (havbunnen):** Reflektor R1 er tolket langs øvre traue, som har negativ amplitude (Tabell 4.1), for å få best mulig oppløsning av detaljer, og minst mulig interferens fra underliggende reflektorer. Reflektoren er identifisert i hele studieområdet (Fig. 4.3), har høy amplitude og har god kontinuitet. I nordlige deler av studieområdet er imidlertid støy forbundet med innsamling tydelig. Havbunnsreflektoren kan dybdekonverteres da det antas at intervallhastigheten gjennom havvannssøylen innenfor studieområdet er relativt konstant. Intervallhastigheten til vannsøylen er beregnet til å være 1470.9 m/s over kjerne 6403/6-1 (Fig. 3.10). Vanddyppet til reflektor R1 varierer fra > 3.0 s (TVT) (2 206 m) i sørvestre deler av studieområdet til < 0.4 s (TVT) (294 m) over HHA (Fig. 4.3). Havbunnsdyppet blir markert større over grensen til Storeggaskredet hvor havbunnsgradienten øker til 1.26° helning. Innenfor Storeggaskredet er reflektoren også mer irregulær enn i resten av studieområdet (Fig. 4.3). Nord for Storeggaskredet er den generelle gradienten til R1 mot nordvest ca. 0.4°.

Reflektor/ sekvensgrense	Fasegrense	Karaktertrekk	Bildeeksempler
<b>R1</b>  (havbunn)	Øvre traue	Høy amplitude og god kontinuitet. Reflektoren er tolket i hele studiområdet.	
<b>R2</b>  (topp enhet II)	Positiv amplitude	Høy amplitude og god kontinuitet. Identifisert i hele studieområdet.	
<b>R3</b>  (topp enhet III)	Positiv amplitude	Fra lav til middels amplitude og god kontinuitet. Identifisert i hele studieområdet.	
<b>R3i</b>  (intern reflektor, enhet III)	Positiv amplitude	Lav/middels amplitude, diskontinuerlig. Identifisert i området nord for Helland-Hansen hvelvet.	
<b>R4</b>  (topp enhet IV)	Positiv amplitude	Lav/middels amplitude, diskontinuerlig. Identifisert i området nord og vest for Helland-Hansen.	
<b>R4i</b>  (intern reflektor, enhet IV)	Positiv amplitude	Lav/middels amplitude, diskontinuerlig. Identifisert i området nord for Helland-Hansen hvelvet.	
<b>R5</b>  (topp enhet V)	Positiv amplitude	Middels/høy amplitude, god kontinuitet. Tolket i hele studieområdet.	
<b>R6</b>  (bunn enhet V)	Positiv amplitude	Middels/høy amplitude, god kontinuitet. Tolket i hele studieområdet.	
<b>R7</b>  (laguavhengig reflektor)	Positiv amplitude	Lav/middels amplitude, diskontinuerlig. Identifisert i området nord og vest for Helland-Hansen.	

**Tabell 4.1** Tabellen gir en kort oversikt over de tolkede reflektorene og deres karaktertrekk. Bildeeksemplene er hentet fra seismikken tilgjengelig for oppgaven.



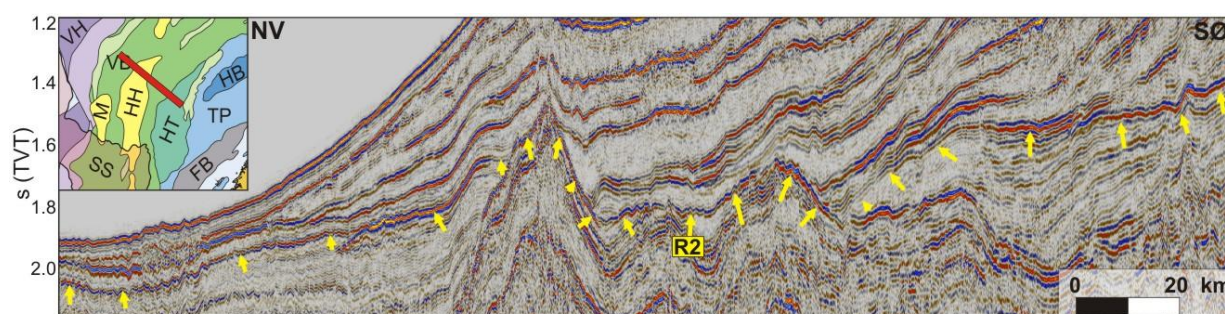
**Figur 4.2** Øverste panel: Seismisk profil som krysser VS. Nederste panel: Tolket versjon av seismisk profil vist i øverste panel. De tolkede reflektorene R1-R7 er markert med fargekodede linjer.



**Figur 4.3** Relieffkart av R1. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren; M – Modgunnhvelvet, HH – Helland-Hansen-hvelvet, V – Vemadomen (lokasjonene er hentet fra Blystad et al. (1995)) og SS – Storeggaskredet (lokasjon er hentet fra Hafliðason et al. (2004)).

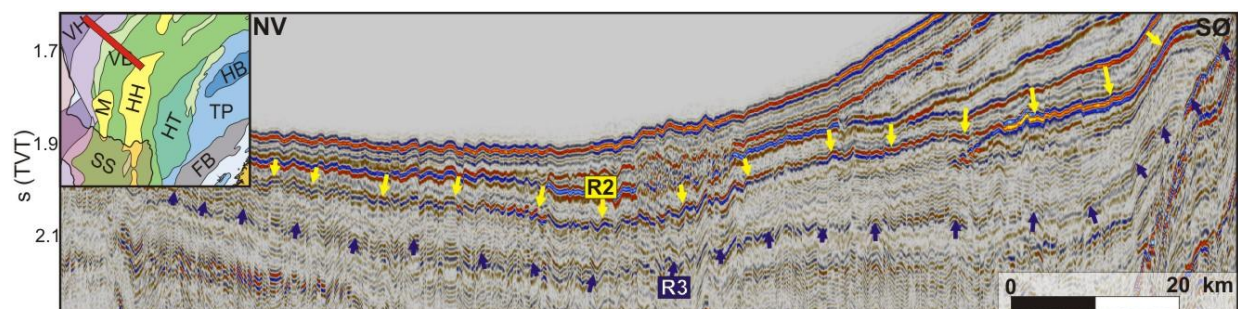


**Reflektor R2:** Reflektor R2 er tolket langs toppen til det seismiske signalet, som har positiv amplitude (Tabell 4.1). Reflektoren er identifisert i hele studieområdet (Fig. 4.7), og har i området vest og nord for HHA høy amplitude og god kontinuitet (Fig. 4.4). I området øst for HHA er reflektoren mer oppstykket og forstyrret (Fig. 4.4). Dypet til reflektor R2 er lavest i sørøst hvor det er mindre enn 1.3 s (TVT). Reflektoren blir gradvis dypere fra øst mot vest, men over HHA minker dypet til reflektoren til rundt 1.3 s (TVT). Reflektoren blir dypere utenfor de tertiære domene i studieområdet og når en dybde på > 2.4 s (TVT) vest i studieområdet. Over grensen til Storeggaskredgropen blir reflektoren markert dypere (Fig. 4.7). Utenom over HHA er reflektoren grunnest i en rygg mellom MA og HHA (rygg 2 i Fig. 4.7), samt en rygg som strekker seg fra HHA og nordvestover, sørvest for VD mot VE (rygg 1 i Fig. 4.7).



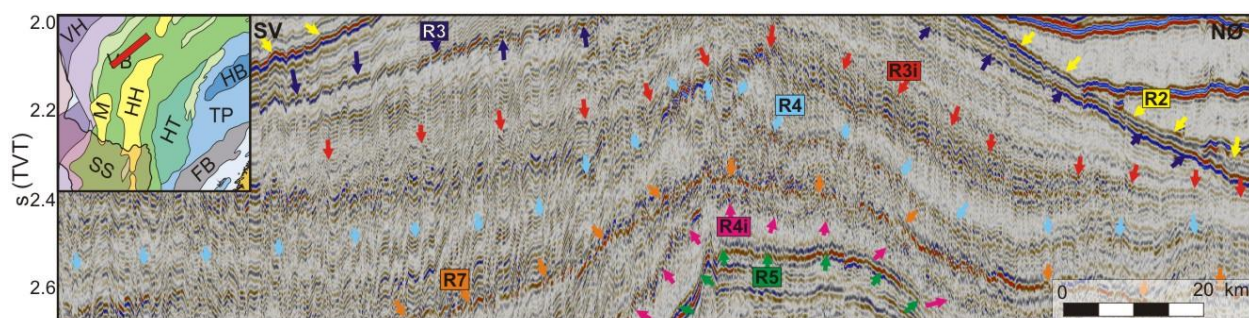
**Figur 4.4** Seismisk profil som krysser Vøringbassenget (60 ganger vertikalt overdrevet) med den tolkede reflektor R2 markert med piler, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.

**Reflektor R3:** Reflektor R3 er tolket langs toppen til det seismiske signalet som har positiv amplitude (Tabell 4.1). Reflektoren er identifisert i hele studieområdet (Fig. 4.8), og har middels til dårlig kontinuitet og middels til lav amplitude (Fig. 4.5). Øst for HHA sammenfaller reflektoren med R2. Dypet til R3 er lavest i sørøst hvor det er mindre enn 1.3 s (TVT) (Fig. 4.8). Reflektoren blir gradvis dypere fra øst mot vest, og blir markert dypere innenfor Storeggaskredet (Fig. 4.8). I studieområdet er reflektoren dypest utenfor de tertiære domene og når maksimalt over 2.5 s (TVT) vest i studieområdet (Fig. 4.8). Direkte over HHA minker dypet til reflektoren til rundt 1.3 s (TVT). Utenom de tertiære domene er reflektor R3 grunnest over rygg 1 og rygg 2 (Fig. 4.8).

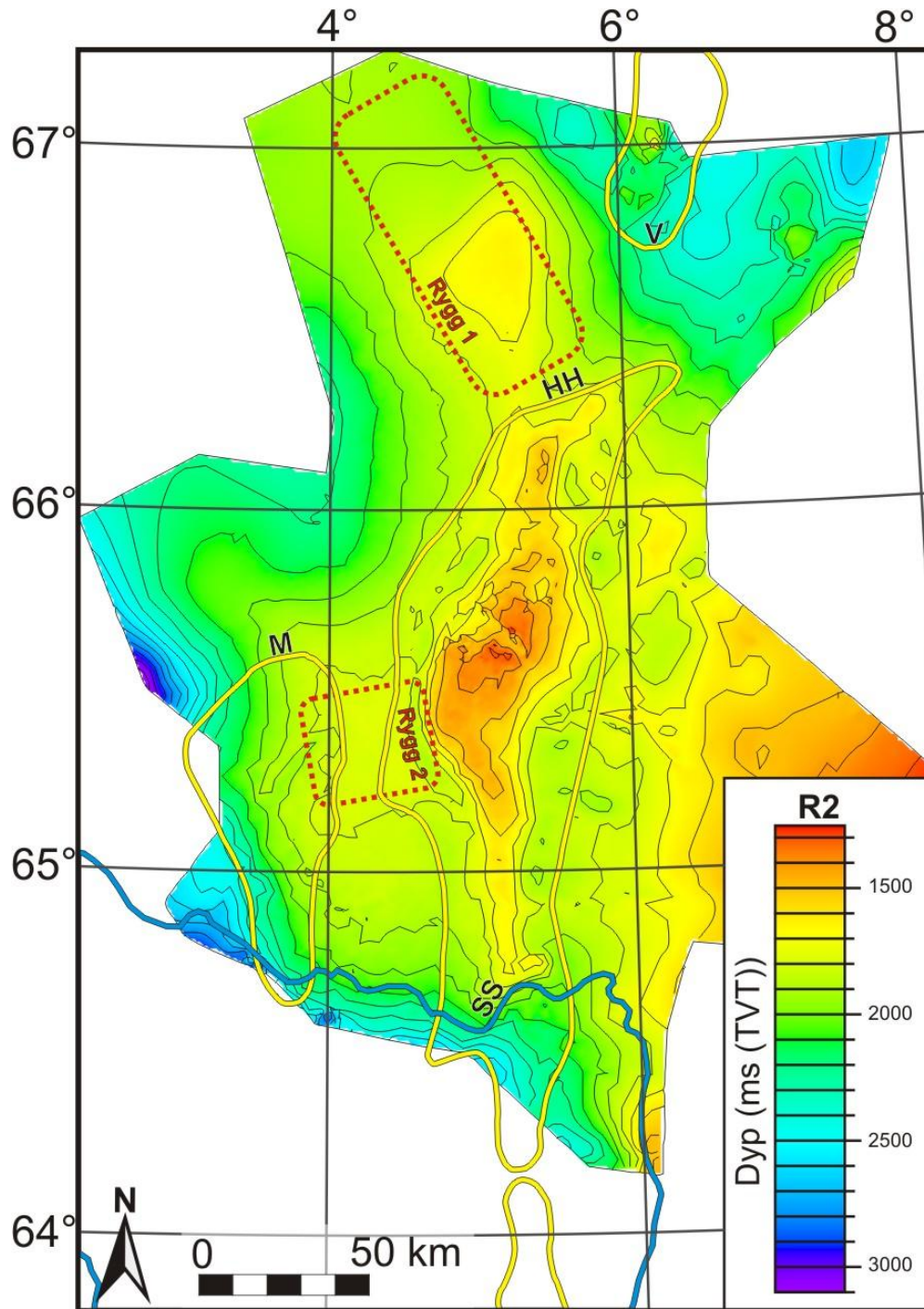


**Figur 4.5** Seismisk profil som krysser VE (80 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R2 og R3 markert med piler, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.

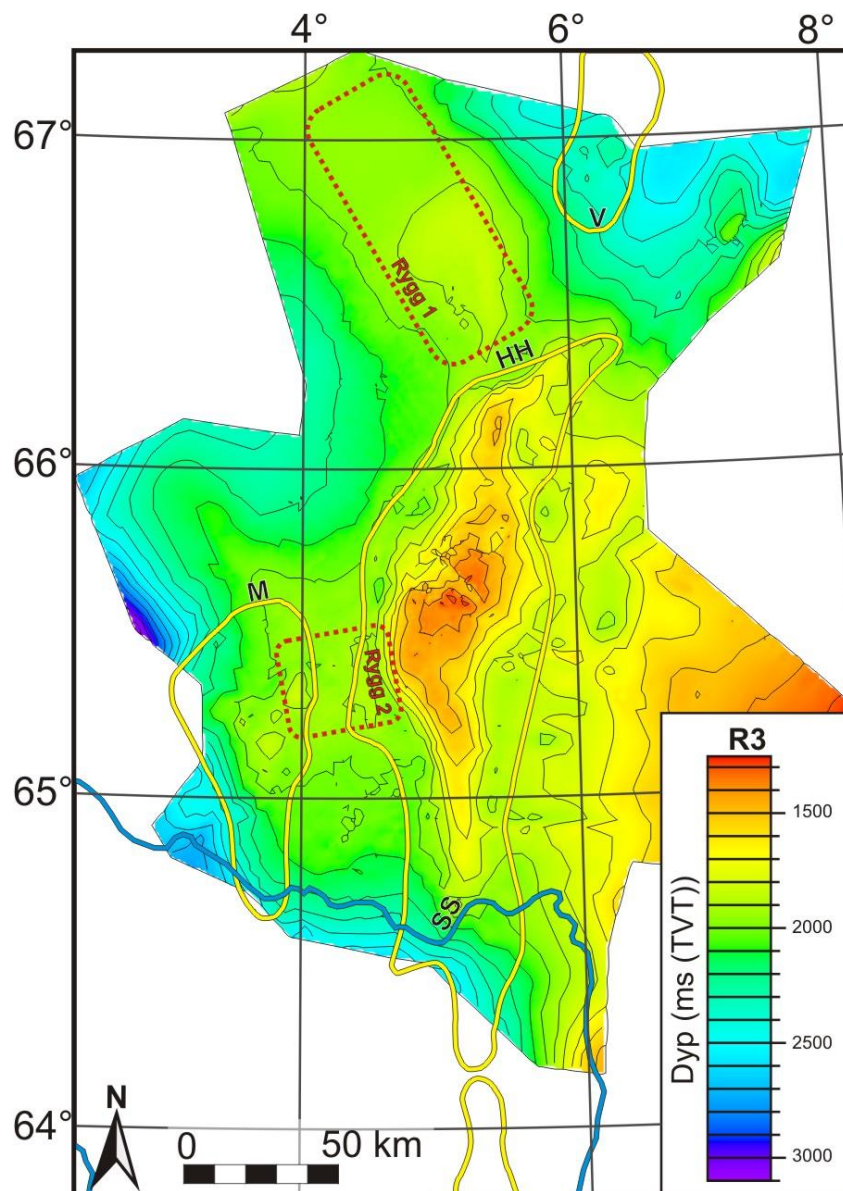
**Reflektor R3i:** Reflektor R3i er tolket langs toppen til det seismiske signalet som har positiv amplitude (Tabell 4.1). Reflektoren er identifisert i området nord-nordvest for HHA (Fig. 4.9). Kontinuiteten til reflektoren er dårlig, amplituden er middels til lav (Fig. 4.6), og det er vanskelig å følge reflektoren inn i nærliggende sedimentbassenger. Reflektoren terminerer mot HHA i sørøst og MA i sørvest, mot sørlige deler av rygg 1 og mot rygg 2 (Fig. 4.9). Reflektoren er dypest i området nord for MA og vest for HHA (2.4 s (TVT)), og i området nordøst for HHA, øst for VD hvor maksimalt dyp er over 2.7 s (TVT). R3i er grunnest over rygg 1, rygg 2 og rygg 3, hvor reflektoren er grunnere enn 2.0 s (TVT). I tillegg er reflektoren grunnere nært områder hvor R3i terminerer (Fig. 4.9).



**Figur 4.6** Seismisk profil fra Vøringbassenget (70 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R2, R3, R3i, R4, R4i, R5 og R7 markert med piler, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.

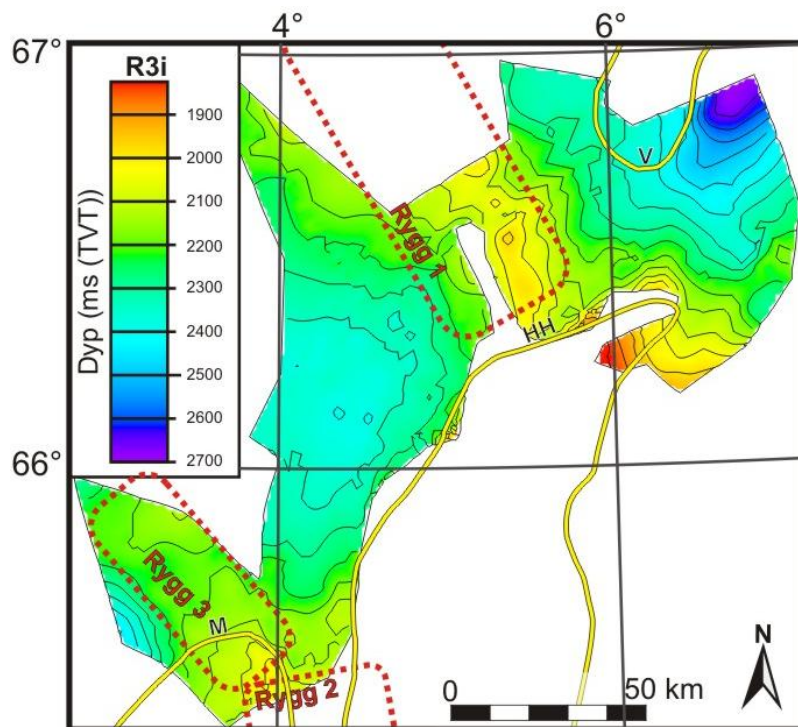


**Figur 4.7** Relieffkart av R2. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1 og rygg 2 er identifisert i denne studien.

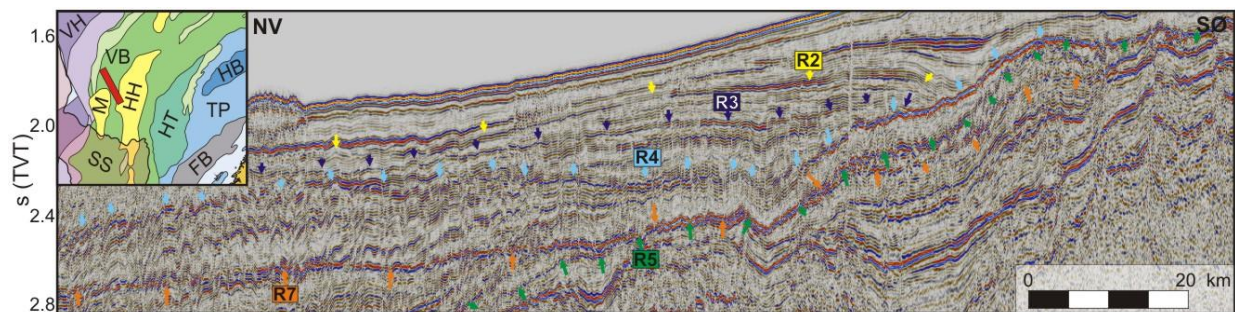


**Figur 4.8** Relieffkart av R3. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1 og rygg 2 er identifisert i denne studien.

**Reflektor R4:** Reflektor R4 er tolket langs toppen til det seismiske signalet som har positiv amplitude (Tabell 4.1), og er identifisert i hele studieområdet (Fig. 4.12). Kontinuiteten til reflektor R4 er dårlig til svært dårlig, og amplituden er middels til lav i områdene utenfor de tertiære domene, men reflektor R4 har større amplitude og bedre kontinuitet over domene (Fig. 4.10). Reflektor R4 blir gradvis dypere fra øst mot vest og er dypest i områdene nord og vest for de tertiære domene i studieområdet (Figurer: 4.10 og 4.12). Reflektor R4 er grunnest i området over de tertiære domene hvor dypet er ca. 1.6 s (TVT), og øst for HHA hvor dypet er ca. 1.8 s (TVT). Vest for HHA er reflektor R4 grunnest over rygg 1, 2 og 3 (Fig. 4.12).



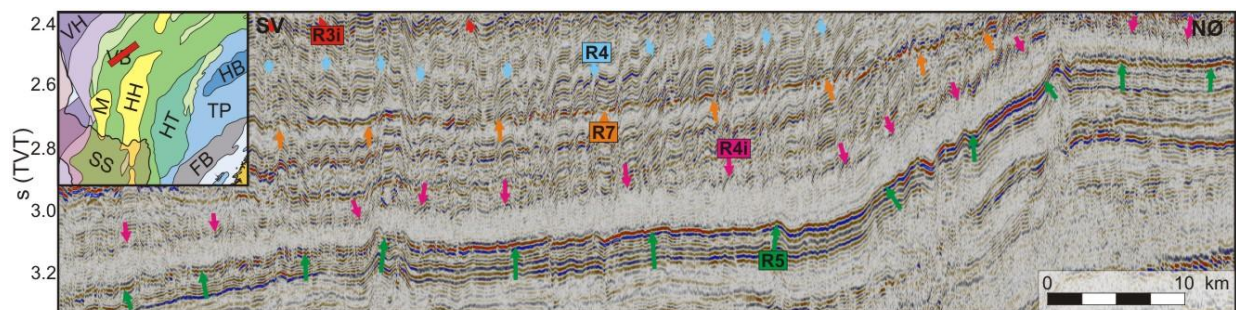
**Figur 4.9** Relieffkart av R3i. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1, rygg 2 og rygg 3 er identifisert i denne studien.



**Figur 4.10** Seismisk profil nordvest for HHA (60 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R2, R3, R4, R5 og R7 markert med piler, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.

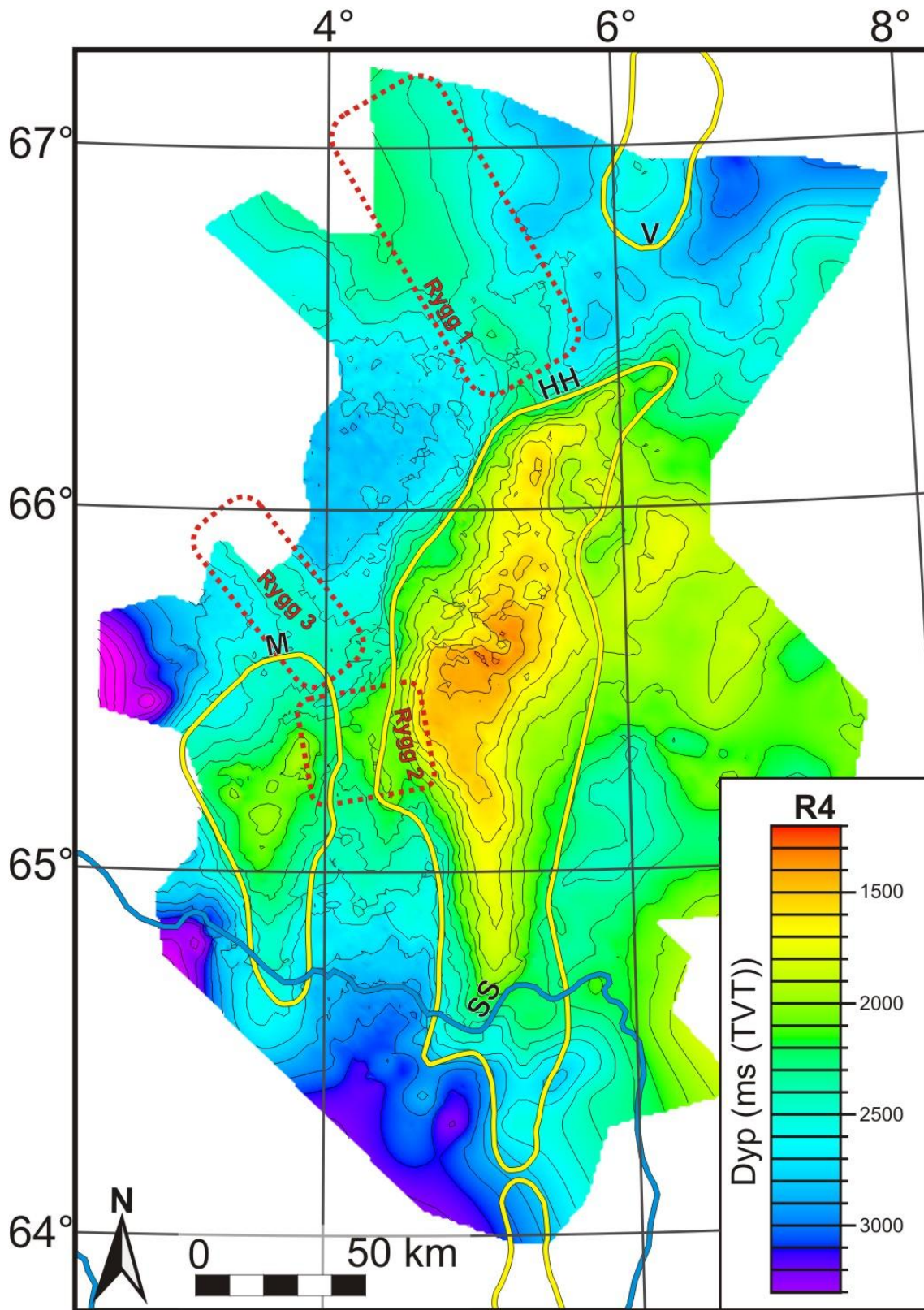
**Reflektor R4i:** Reflektor R4i er tolket langs toppen til det seismiske signalet som har positiv amplitude (Tabell 4.1) og er identifisert i området nord-nordvest for HHA (Fig. 4.13). Reflektor R4i har dårlig til svært dårlig kontinuitet og lav til middels amplitude (Fig. 4.11). Kontinuiteten til reflektoren er forbedret nær HHA og MA hvor reflektoren terminerer (Fig. 4.13). Reflektoren er dypest i sentrale områder av

sedimentbassengene og blir gradvis dypere mot øst i studieområdet. Reflektor R4i er grunnest i områder hvor den terminerer ( $< 2.1$  s (TVT)), over rygg 1 og over VD ( $< 2.6$  s (TVT)) (Fig. 4.13).

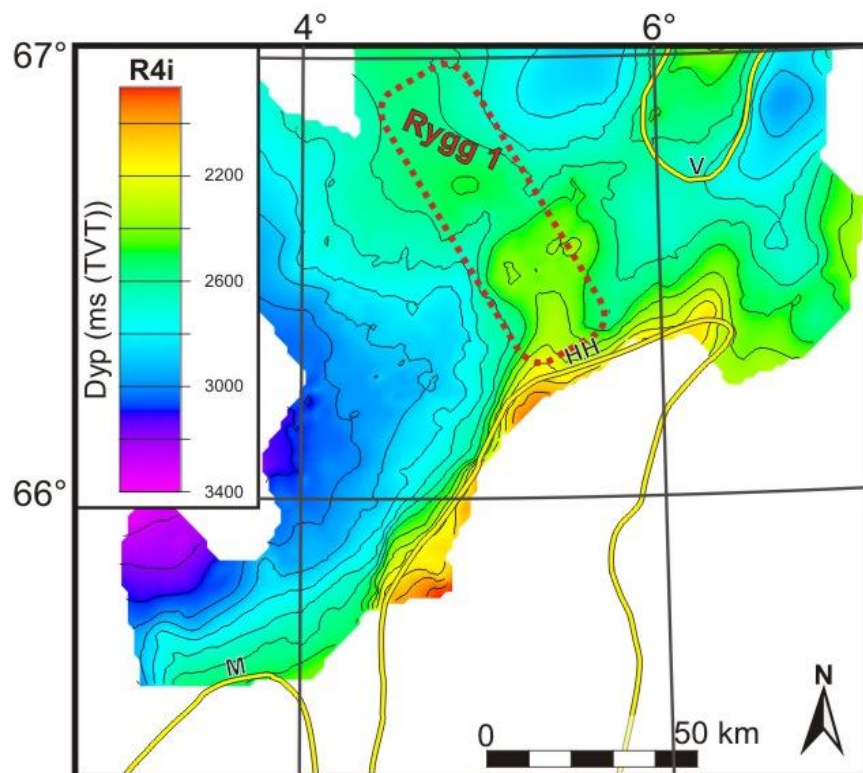


**Figur 4.11** Seismisk profil fra VS (60 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R3i, R4, R4i, R5 og R7 markert med piler, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.

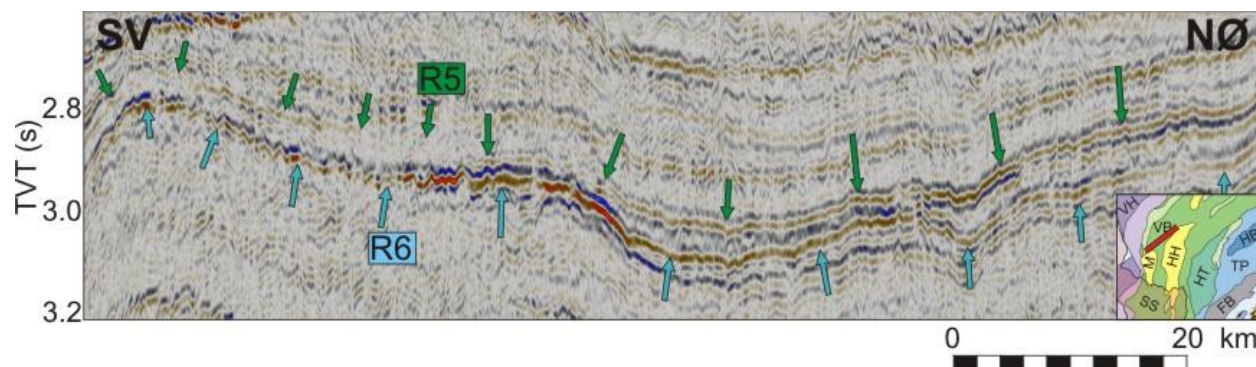
**Reflektor R5:** Reflektoren er tolket på positiv amplitude (Tabell 4.1), og er identifisert i hele studieområdet (Fig. 4.15). Kontinuiteten til R5 er god i hele studieområdet. Reflektoren er forstyrret av polygonale forkastningssystemer i sentrale deler av Vøringbassenget (Fig. 4.14). Reflektor R5 endrer karakter over studieområdet, i østlige og nordlige deler av studieområdet har reflektoren sterk amplitude og god kontinuitet. I vestlige deler av studieområdet, og spesielt over MA, har reflektor R5 middels kontinuitet og middels til lav amplitude (Fig. 4.14). Områdene hvor R5 har redusert amplitude sammenfaller med områder med forsterket amplitude i den underliggende reflektor R6. Reflektor R5 er dypest i området nord for MA og vest for HHA og i området sørøst for MA og sørvest for HHA hvor dypet er  $> 3.3$  s (TVT) (Fig. 4.15). Reflektor R5 er grunnest over MA, over HHA, over VD og over VMH som er lokalisert nordvest for rygg 1 (Fig. 4.15). I tillegg er R5 grunn over rygg 1 og rygg 2, og i området øst for HHA (Fig. 4.15).



**Figur 4.12** Relieffkart av R4. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1, rygg 2 og rygg 3 er identifisert i denne studien.



**Figur 4.13** Relieffkart av R4i. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1 er identifisert i denne studien.

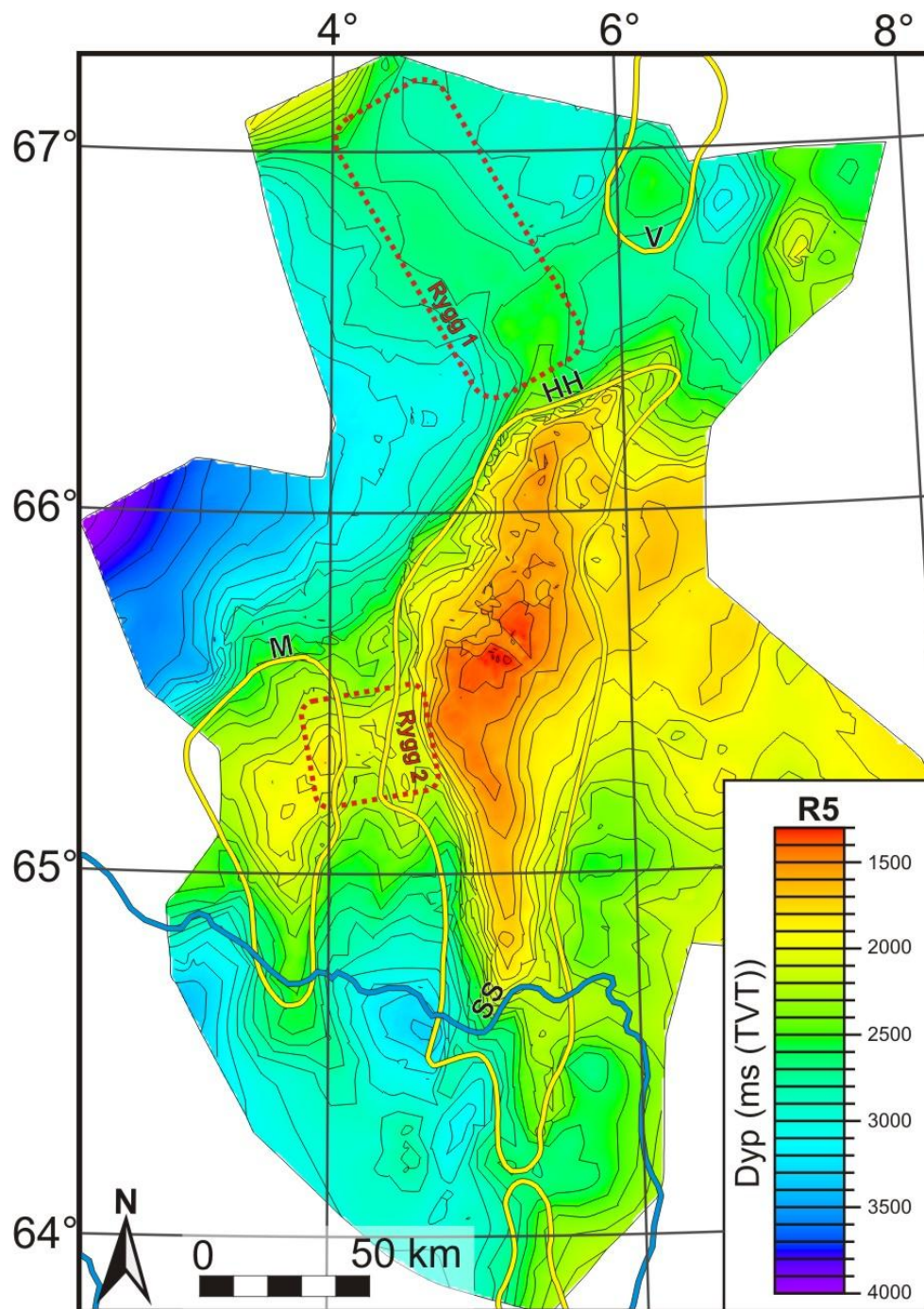


**Figur 4.14** Seismisk profil fra VS (80 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene R5 og R6 markert med piler, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til høyre.

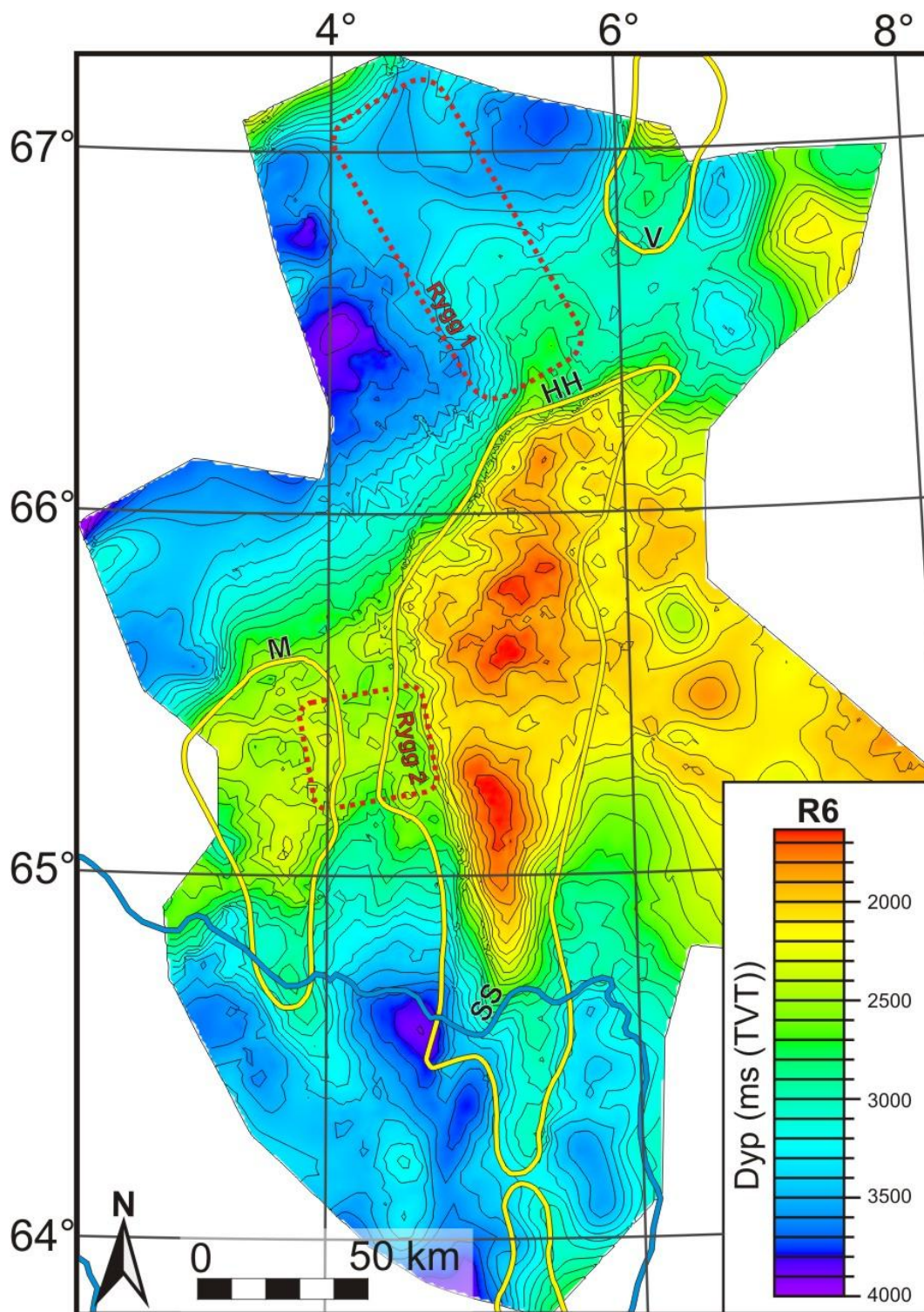
**Reflektor R6:** Reflektor R6 er tolket på positiv amplitude (Tabell 4.1), og er identifisert i hele studieområdet (Fig. 4.16). Kontinuiteten til reflektoren er god, og amplituden varierer fra lav til medium. Reflektoren er grunnest over HHA hvor er 1.7 s (TVT), øst for HHA, over MA hvor dypet er ca. 2.4 s (TVT), og over VD. Fra de dypeste områdene nordvest for HHA blir reflektor R6 grunnere mot rygg 1 og over rygg 2, som er avmerket i figur 4.16. Reflektoren er dypest i områdene nord og vest for de tertiære domene i studieområdet hvor dypet når over 4.0 s (TVT) (Fig. 4.16). I deler av studieområdet hvor



reflektor R6 er  $> 2.5$  s (TVT) er reflektoren påvirket av seismisk attenuasjon og kontinuiteten, og amplituden til reflektoren er redusert. Reflektoren har forsterket amplitude i området over MA (Fig. 4.14).

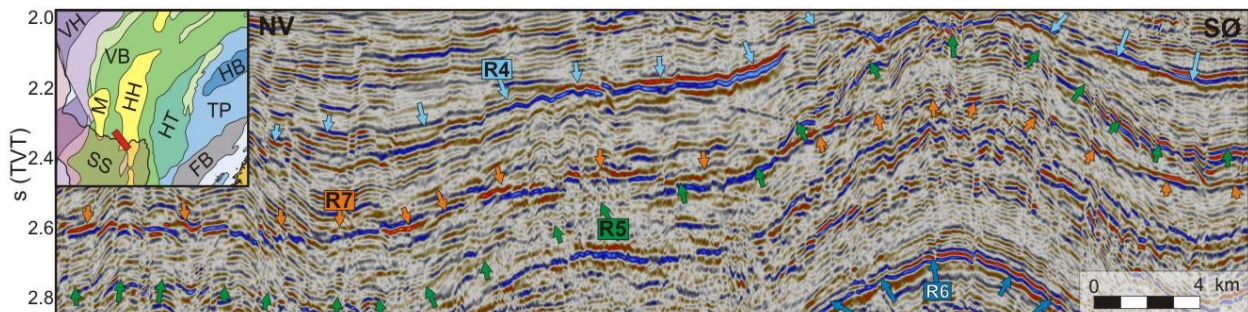


**Figur 4.15** Relieffkart av R5. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1 og rygg 2 er identifisert i denne studien.

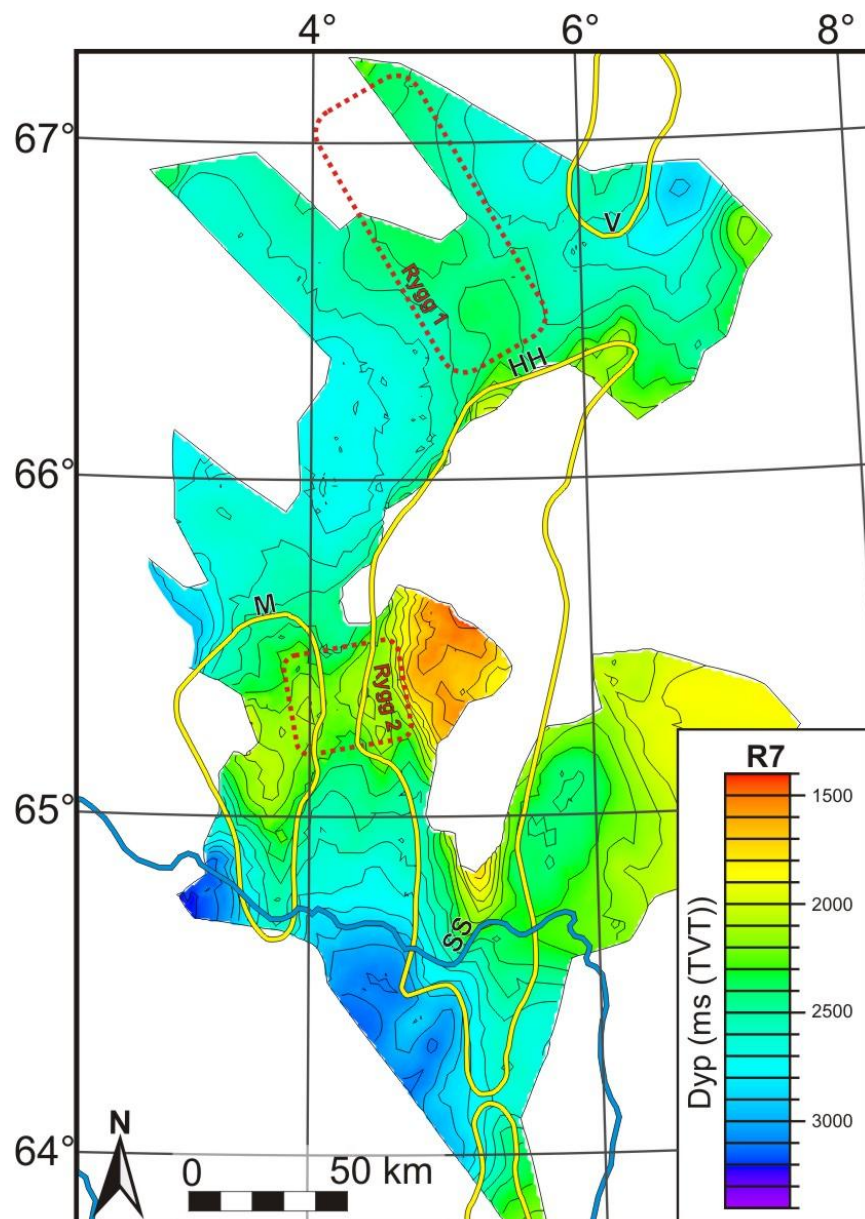


**Figur 4.16** Relieffkart av R6. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1 og rygg 2 er identifisert i denne studien.

**Reflektor R7:** Reflektoren er tolket på positiv amplitude (Tabell 4.1) og er identifisert i studieområdet utenfor HHA (Fig. 4.18). Amplituden varierer fra middels til sterk, og kontinuiteten til reflektoren er god. Reflektoren krysser reflektorene R4i, og R5, og er dermed alltid innenfor intervallet mellom reflektor R4 og reflektor R6. Reflektor R7 blir grunnere i områder over tertiære domer (Fig. 4.17), og er dypest i områdene utenfor de tertiære domene i studieområdet. Nordøst for HHA når reflektoren et maksimumsdyp på 3.1 s (TVT), i området nord for MA og vest for HHA, og sørvest for HHA når dypet omtrent 2.9 s (TVT) (Fig. 4.18). Reflektor R7 er aller dypest i Storeggaskredgropen hvor maksimalt dyp er  $> 3.2$  s (TVT). Reflektor R7 trunkerer mot reflektor R6 vest for MA ved ca. 2.7 s (TVT). Reflektor R7 er grunnest i områdene over HHA, MA og VD, samt over rygg 1 og rygg 2 (identifisert i fig. 4.18). I tillegg er reflektoren relativt grunn i området øst for HHA hvor dypet er under 2.1 s (TVT). I enkelte områder sammenfaller R7 med andre reflektor og amplituden til begge reflektorene slås sammen til en enkelt forsterket reflektor i disse områdene. Reflektoren er forstyrret av kryssende reflektorer, og opptrer i enkelte områder i seismiske profil med redusert kontinuitet (Fig. 4.17). Det er likevel mulig å følge reflektoren over store områder som følge av den relativt horisontale utbredelsen av reflektoren. Reflektor R7 er identifisert i områdene utenfor de tertiære domene mellom reflektor R5 og reflektor R3 (positive verdier i Fig. 4.19). Over domene og i området mellom HHA og MA krysser reflektor R7 reflektor R5 og er observert mellom reflektor R5 og reflektor R6 her (negative verdier i Fig. 4.19).

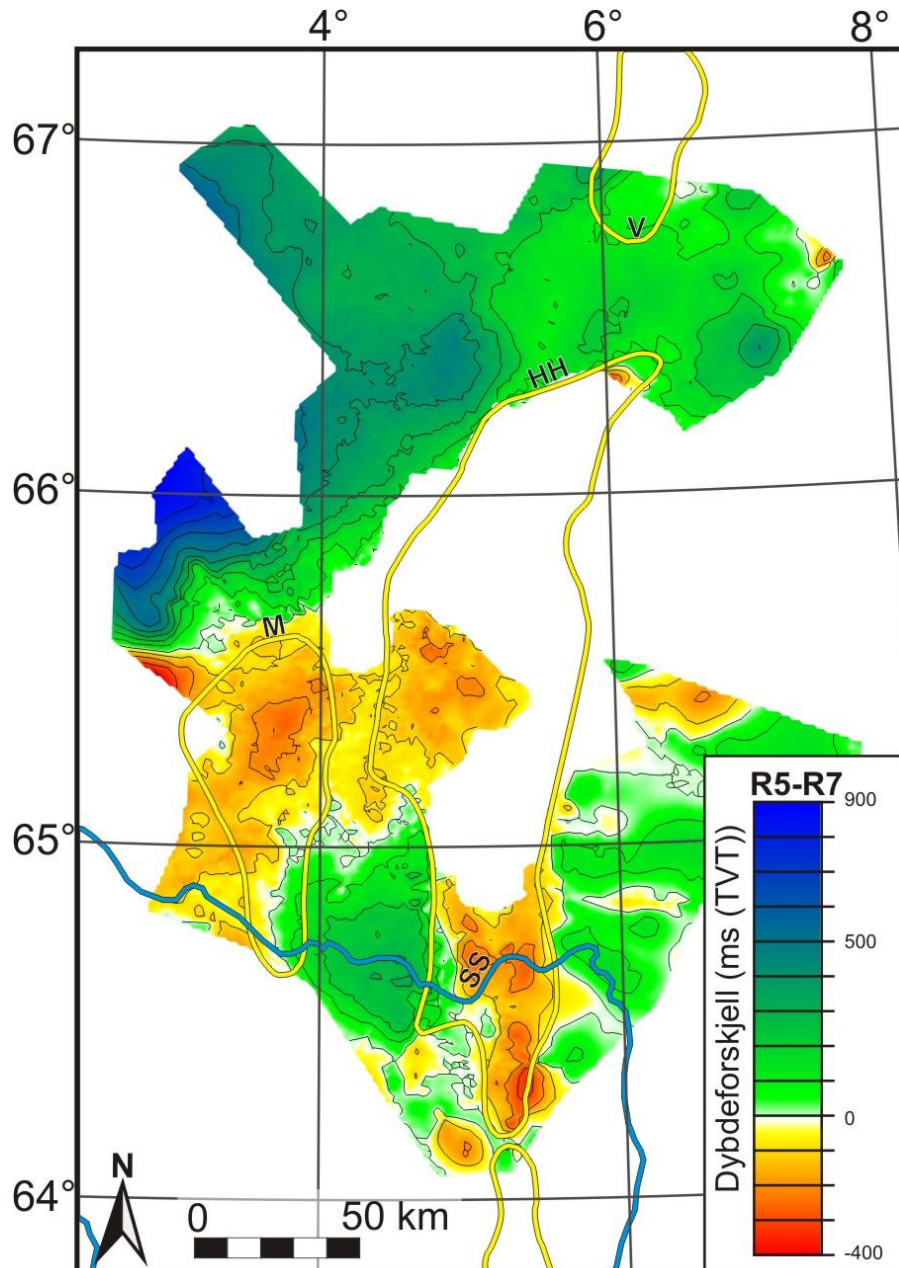


**Figur 4.17** Seismisk profil fra sørlige deler av HHA (40 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R4, R5, R6 og R7 markert med piler, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.



**Figur 4.18** Relieffkart av R7. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. Rygg 1 og rygg 2 er identifisert i denne studien.

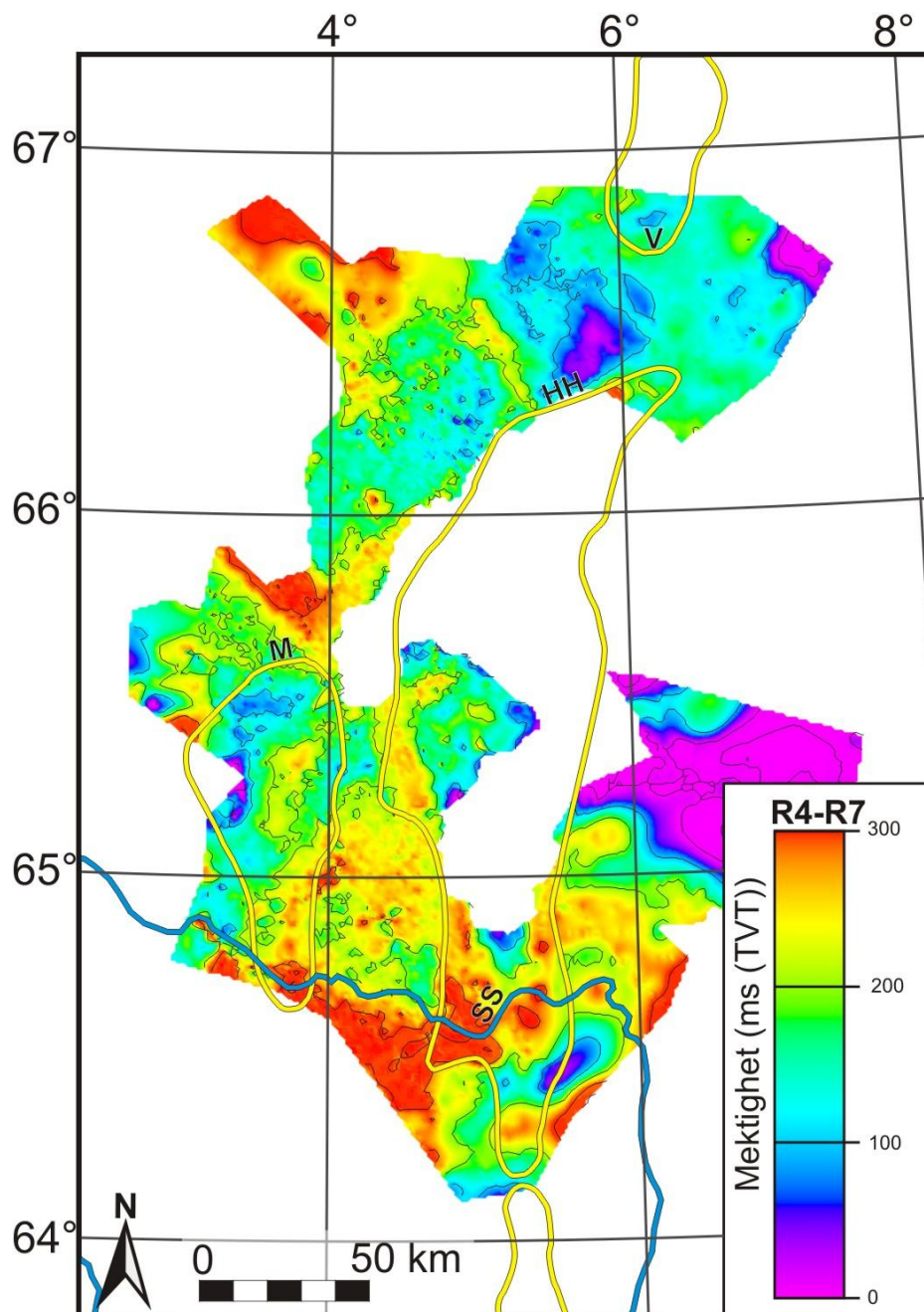
Reflektor R7 krysser ikke reflektor R4 innenfor studieområdet, og mektigheten på sedimenter avgrenset av reflektor R7 og reflektor R4 er området vest for HHA mellom 0.15 og 0.3 s (TVT) (Fig. 4.20). I seismiske profil opptrer reflektor R4 og reflektor R7 relativt parallelle (Fig. 4.20). Reflektor R7 opptrer parallelt med reflektor R4 over rygg 2 (identifisert i Fig. 4.12) i SVB (Fig. 4.17) og SØB og i enkelte deler av NVB (Fig. 4.21).



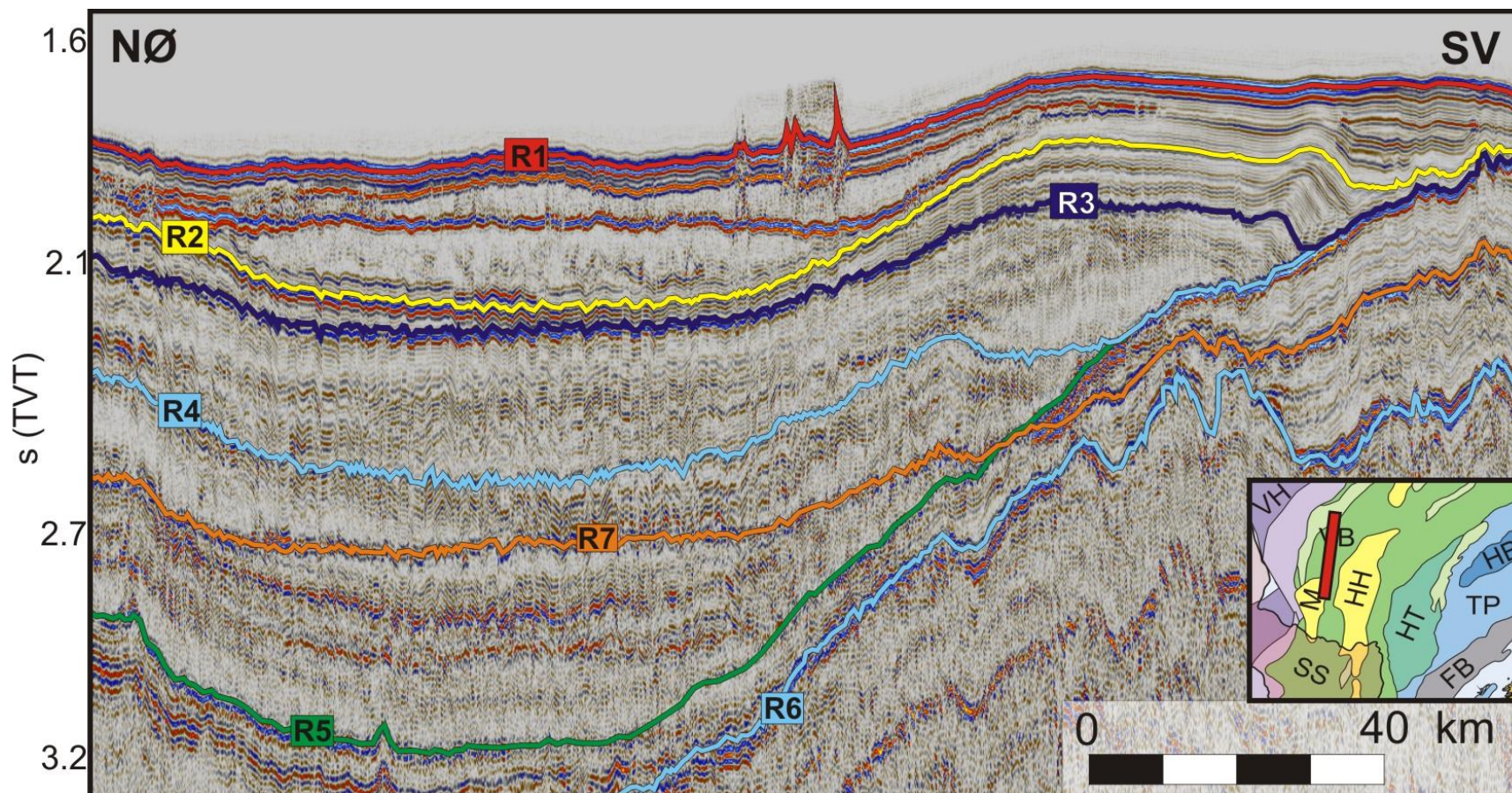
**Figur 4.19** Kart over dybdeforskjell mellom reflektorene R5 og R7. I områder med negativ verdi er reflektor R7 dypere enn reflektor R5, mens i områder med positiv verdi er reflektor R7 grunnere enn reflektor R5. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

Reflektor R7 er imidlertid ikke parallell med reflektor R4 i hele studieområdet. I områder hvor reflektor R4 representerer en erosiv grense, som for eksempel over MA og HHA er reflektor R7 og reflektor R4 lokalisert nærmere hverandre enn vanlig ( $< 0.15$  s (TVT)) (Fig. 4.20). Reflektor R7 og reflektor R4 er også identifisert nær hverandre i sentrale deler av NVB og i området nordvest for MA, men her er ingen tegn på erosjon observert. I disse områdene er mektigheten til sedimentene avgrenset av reflektor R7 og reflektor R4 redusert i forhold til nærliggende områder (Fig. 4.20). Figur 4.21 krysser et slikt område SV i

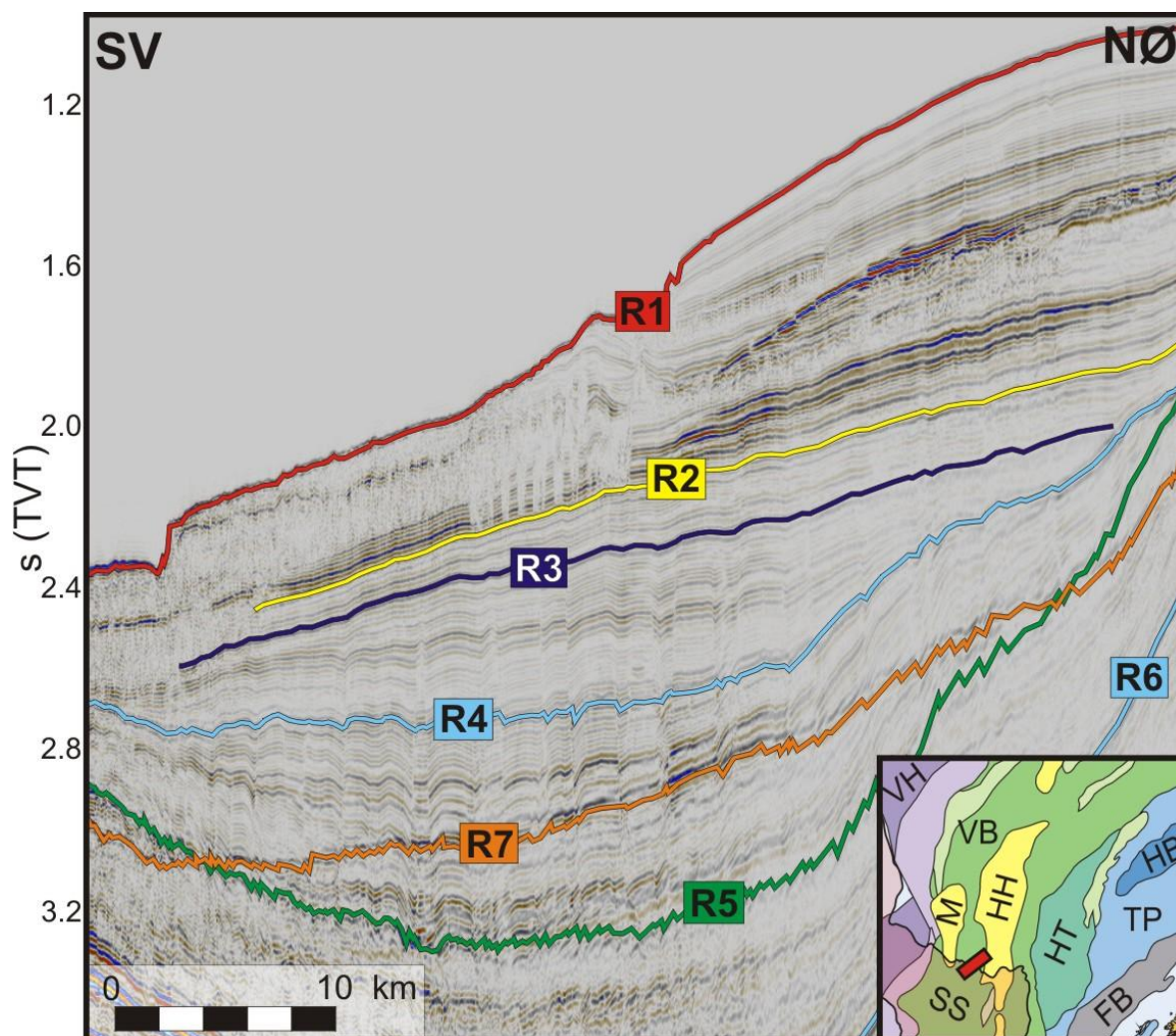
figuren og viser sedimentene avgrenset av reflektor R4 og reflektor R7 har redusert mektighet i området over MA. Innenfor Storeggaskredgropen og i tilgrensende områder til GR er avstanden mellom reflektor R4 og reflektor R7  $> 0.3$  s (TVT) (Fig. 4.20).



**Figur 4.20** Kart over dybdeforskjell mellom reflektorene R4 og R7. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.



**Figur 4.21** Seismisk profil fra GR i nord og MA i sør (50 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R1, R2, R3 R4, R5, R6 og R7 markert fargekodede linjer, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til høyre.



**Figur 4.22** Seismisk profil fra SVB (30 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R1, R2, R3, R4, R5, R6 og R7 markert fargekodete linjer, og lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til høyre.

### 4.3 Seismostratigrafiske enheter

Reflektorene R1-R6 definerer øvre og nedre grenser til Enhetene I-V. I tillegg definerer reflektor R3i og R4i totalt fire underenheter i enhet III og IV; underenhet III.1 og III.2, og underenhet IV.1 og IV.2 (Fig. 4.23). Hver av disse enhetene og underenhetene er dominert av særegne seismiske refleksjonsmønstre dannet av impedansekontraster internt i enhetene. Disse interne variasjonene i impedansen kan gjenspeile forandringer i type sediment og hvordan sedimentene er avsatt. For å få en oversikt over avsetningsmiljø og sedimentlokasjon er det viktig å utarbeide en forståelse for refleksjonsmønstre i de ulike enhetene. Kapittel 4.3 starter med en beskrivelse av sedimentfordelingen i Vøringbassenget i delkapittel 4.3.1. Delkapittel 4.3.2 inneholder en beskrivelse av utbredelsen til det polygonale



forkastningssystemet i Vøringbassenget. Delkapittel 4.3.3 inneholder en beskrivelse av seismisk refleksjonsmønster i de identifiserte seismostratigrafiske enhetene i kronologisk rekkefølge fra eldste enhet, enhet V, til yngste enhet, enhet I. Delkapittel 4.3.4 inneholder en kort gjennomgang av korrelasjon av seismisk stratigrafi fra denne studien og etablerte seismiske rammeverk fra Blystad et al. (1995) og Rise et al. (2010).

#### ***4.3.1 Sedimentfordeling i Vøringbassenget***

For å få en oversikt over sedimentfordelingen i Vøringbassenget er det naturlig å vise mektighetsvariasjonene til hele den tolkede sedimentære lagpakken (fra reflektor R1 til R6) (Fig. 4.24). Mektigheten til den sedimentære pakken er størst i områdene mellom de tertiære domene i studieområdet (Fig. 4.24). Isopakkartet viser at de tertiære domene innenfor studieområdet har hatt en dominerende effekt på sedimentfordelingen i Vøringbassenget. I mesteparten av perioden med sedimentavsetning har domene stått opp som høyder der områdene rundt har fungert som sedimentbassenger. Innenfor studieområdet er fire hoveddeposentre for sedimenter identifisert: Nordvest-, Nordøst-, Sørvest- og Sørøstbassengene (Fig. 4.24).

##### *Nordvestbassenget (NVB)*

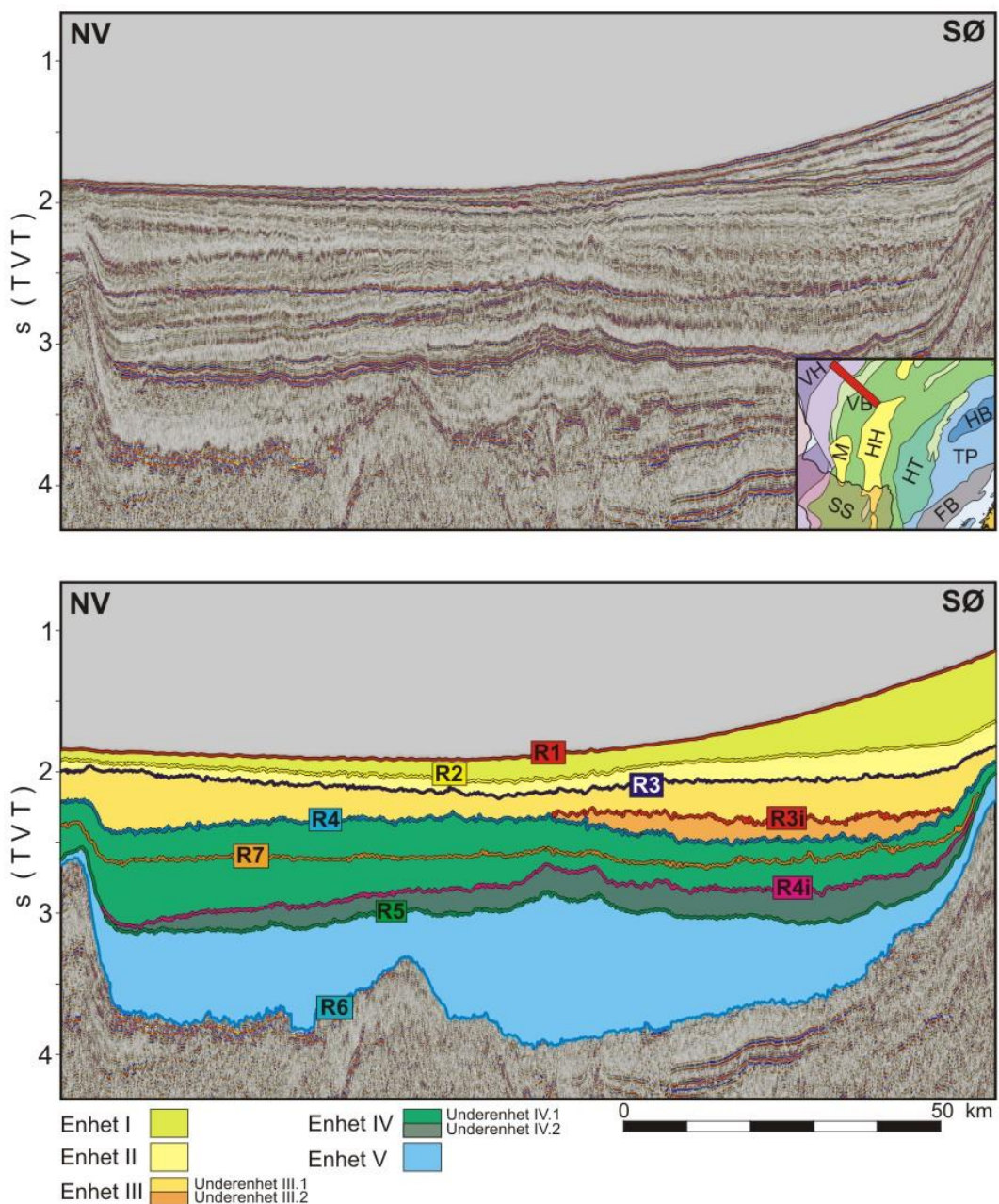
NVB er lokalisert nord-nordvest for HHA og nord for MA. Arealet til bassenget, som er basert på tilgjengelig seismiske profil, er estimert til omtrent 17 000 km<sup>2</sup>. Bassenget er imidlertid ikke avgrenset i vest og kan derfor være større. Mektigheten til NVB er størst i sentrale deler av bassenget hvor maksimums-mektigheten når 2.1 s (TVT). Bassenget tynner ut mot HHA i sørøst, MA i sør, VD i nordøst og Vøringbassenget i nordvest (Fig. 4.24).

##### *Nordøstbassenget (NØB)*

NØB er avsatt nordøst for HHA og sørøst for VD. Arealet til bassenget estimert til omtrent 6 500 km<sup>2</sup>. Bassenget er imidlertid ikke avgrenset i sørøst og kan ha større utstrekning i denne retningen. Mektigheten til NØB er størst i sentrale deler hvor bassenget når en maksimums-mektigheten på 2.7 s (TVT) (Fig. 4.24). Bassenget tynner ut mot HHA i sørvest og VD i nordvest. I området mellom disse domene fortsetter bassenget mot NVB, og det er også kommunikasjon mellom NØB og SØB.

*Sørvestbassenget (SVB)*

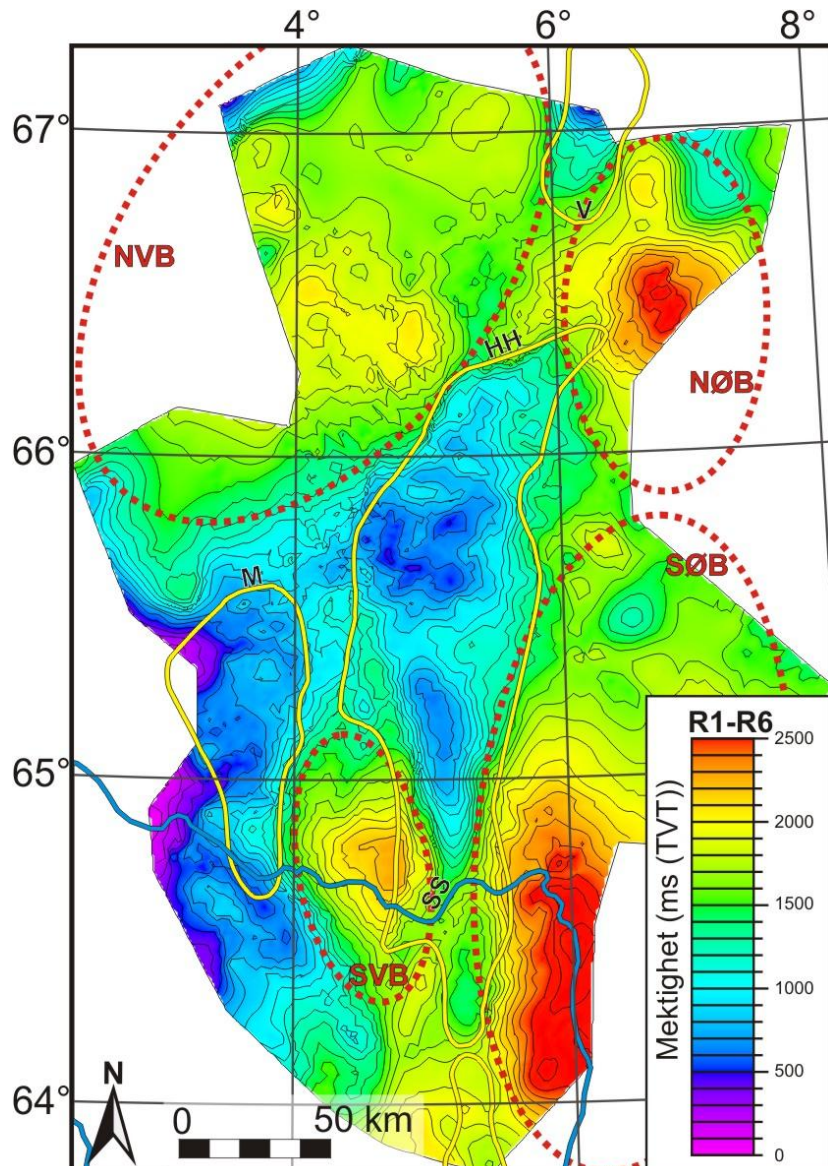
SØB er lokalisert sørøst for MA og sørvest for HHA. Arealet til bassenget er omtrent 3 700 km<sup>2</sup>. Mektigheten til SVB er størst i sentrale deler mot HHA hvor den når en maksimums-mektigheten på 2.2 s (TVT) (Fig. 4.24). Bassenget kiler ut mot MA i vest, mot HHA i øst, og mot rygg 2 (Fig. 4.16). I sør er det kommunikasjon med sedimentbassenger lenger mot sør og delvis med SØB.



**Figur 4.23** Øverst: Seismisk profil som krysser VS og GR (60 ganger vertikalt overdrevet). Nederst: Geoseismisk profil, med alle tolkede reflektorer markert. Seismostratigrafiske enheter mellom de tolkede reflektorene er fargelagt.

*Sørøstbassenget (SØB)*

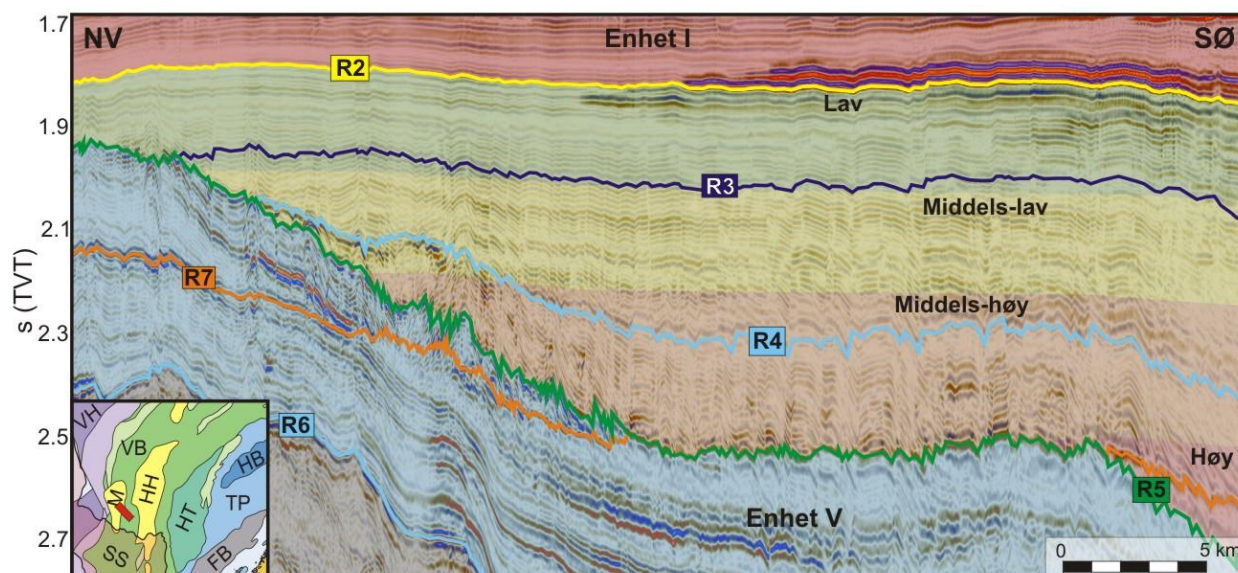
SØB er avsatt sørøst for HHA og nordøst for Ormen Lange domene. Arealet til bassenget er estimert til omtrent 21 000 km<sup>2</sup>. Bassenget er imidlertid ikke avgrenset i sør og i øst, og kan derfor være større. Bassenget når maksimums-mektigheten mot sørvest, hvor sedimentene når en mektighet på over 2.8 s (TVT) (Fig. 4.24). Bassenget kiler ut mot HHA i vest, mot Ormen Lange-domene i sørvest og avtar i mektighet mot fastlandet i øst.



**Figur 4.24** Mektighetskart til tolkede sedimenter (avgrenset av reflektor R1 og R6). Fire sedimentbassenger er markert med røde sirkler: NVB – Nordvestbassenget, NØB – Nordøstbassenget, SVB – Sørvestbassenget og SØB – Sørøstbassenget. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

### 4.3.2 Polygonale forkastningssystemer

Flere av de seismostratigrafiske enhetene identifisert er påvirket av småskalaforkastninger. Disse forkastningene er tidligere blitt observert i 3D seismikk å krysse hverandre til å danne et polygonalt mønster i kartplan (Berndt et al., 2003; Stuevold et al., 2003). Det polygonale forkastningssystemet inneholder forkastninger med spredning mellom 0.2 til 2 km og sprang mellom 0.005 til 0.04 s (TVT), og er observert i enhet V, enhet IV, enhet III og enhet II. Over studieområdet varierer både forkastningenes sprang og spredning. For å gjøre det enklere å beskrive variasjoner i sprang og spredning er forkastningenes intensitet beskrevet. Totalt er fire polygonale forkastningsintensitetsgrader (PFI) definert: lav PFI, middels-lav PFI, middels-høy PFI og høy PFI. Figur 4.25 viser et seismisk profil hvor de polygonale forkastningene i enhet IV, III og II er inndelt etter PFI.



**Figur 4.25** Seismisk seksjon sør for MA (20 ganger vertikalt overdrevert) med de tolkede reflektorene R2, R3, R4, R5, R6 og R7 markert. Enhet I og V er markert med henholdsvis rødt og blått, mens enhet II, III og IV er fargekodet etter polygonalt forkastningsintensitet.

#### Lav PFI

Områder med kontinuerlige reflektorer med ingen eller få forkastningsforårsakede brudd i interne reflektorer er definert som områder med lav PFI. Sprang over forkastningen i slike områder er generelt under 0.001 s (TVT) og gjennomsnittlig spredning mellom forkastninger er mer enn 1 000 m. I områder med lav PFI er enkelte soner med høyere forkastningsintensitet observert (f. eks. mot nordvest i Fig. 4.25, og mot sørøst i Fig. 4.26). Disse sonene er for små til å påvirke den generelle PFI, men kan inneholde forkastninger med sprang over 0.003 s (TVT) og spredning under 200 m. I de fleste observerte

tilfeller er disse sonene forbundet med forkastningskonsentrasjoner i underliggende enheter og har en utstrekning på omtrent 1 til 2 km.

#### *Middels-lav PFI*

Områder med middels-lav PFI har større bestanddel av forkastninger med sprang over 0.002 s (TVT) enn områder med lav PFI (Fig. 4.25). Spredning mellom forkastningene er mellom 600 til 2 000 m.

Reflektorene er relativt kontinuerlige, men har flere forkastningsforårsakede brudd i reflektoren. I likhet med områder med lav PFI inneholder områder med middels-lav PFI enkelte områder med økt PFI.

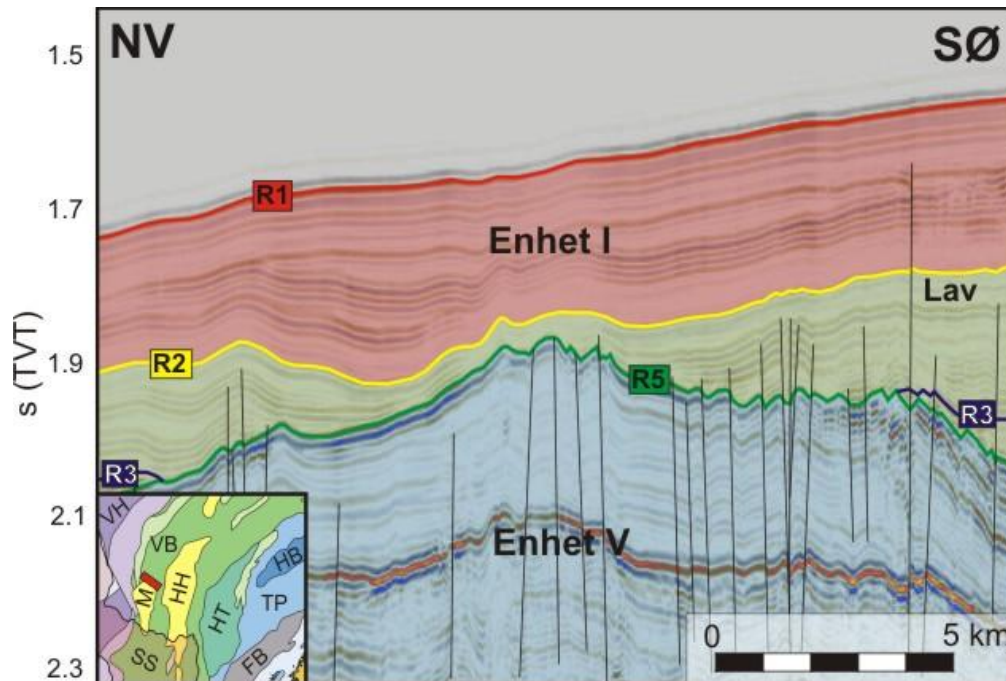
#### *Middels-høy PFI*

Områder hvor sprang over forkastningene i gjennomsnitt er mellom 0.004 og 0.006 s (TVT) er definert som middels-høy PFI (Fig. 4.25). Spredning mellom forkastningene varierer mellom 1000 m og 200 m.

Reflektorene er brutt av de fleste forkastningene og har begrenset kontinuitet.

#### *Høy PFI*

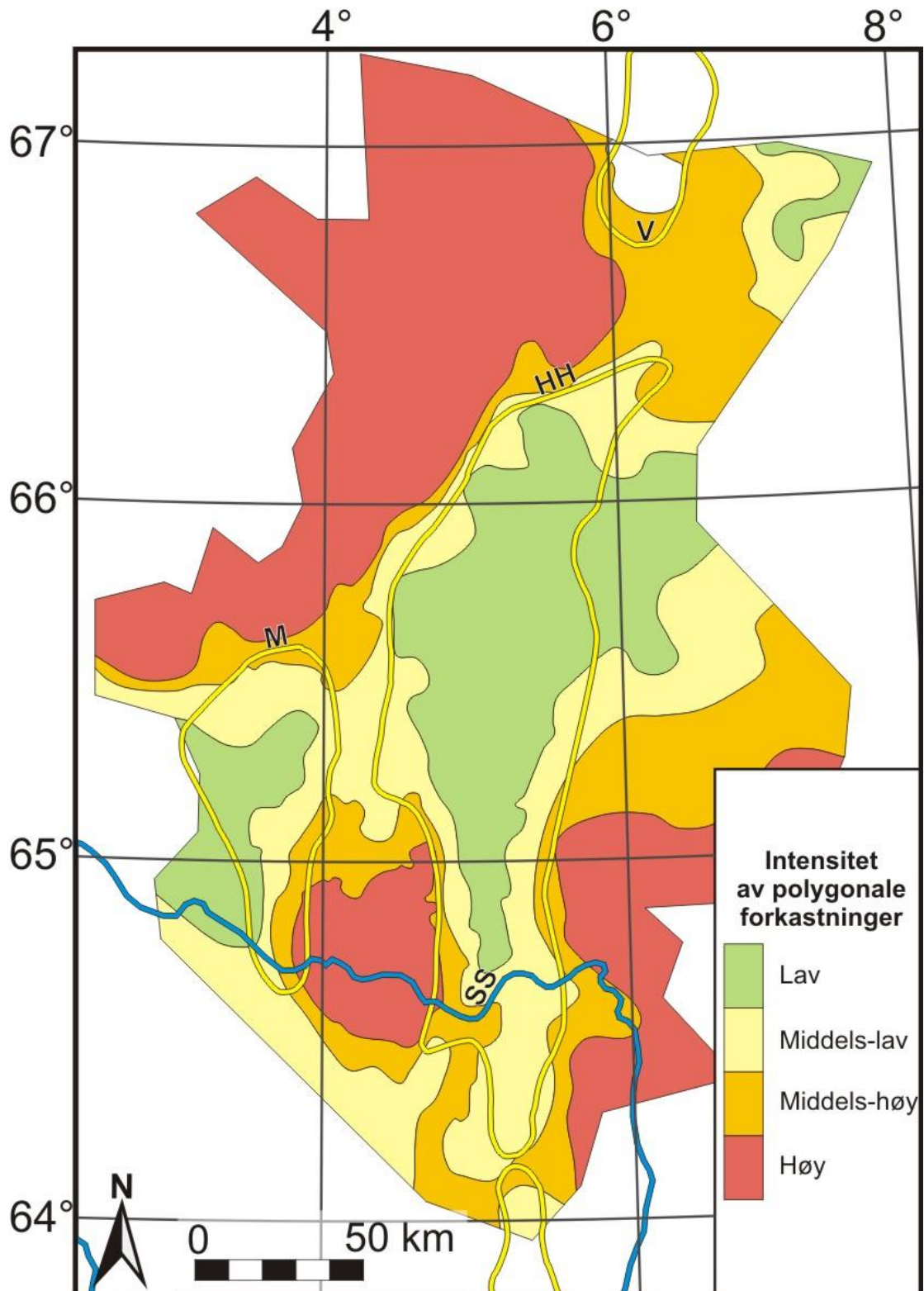
Områder med høy PFI inneholder forkastninger med gjennomsnittlig sprang mellom 0.004 og 0.006 s (TVT). Spredning mellom forkastningene under 600 m og de aller fleste forkastningene fører til at interne reflektorer blir brutt. Interne reflektorer har liten kontinuitet i områder med høy PFI.



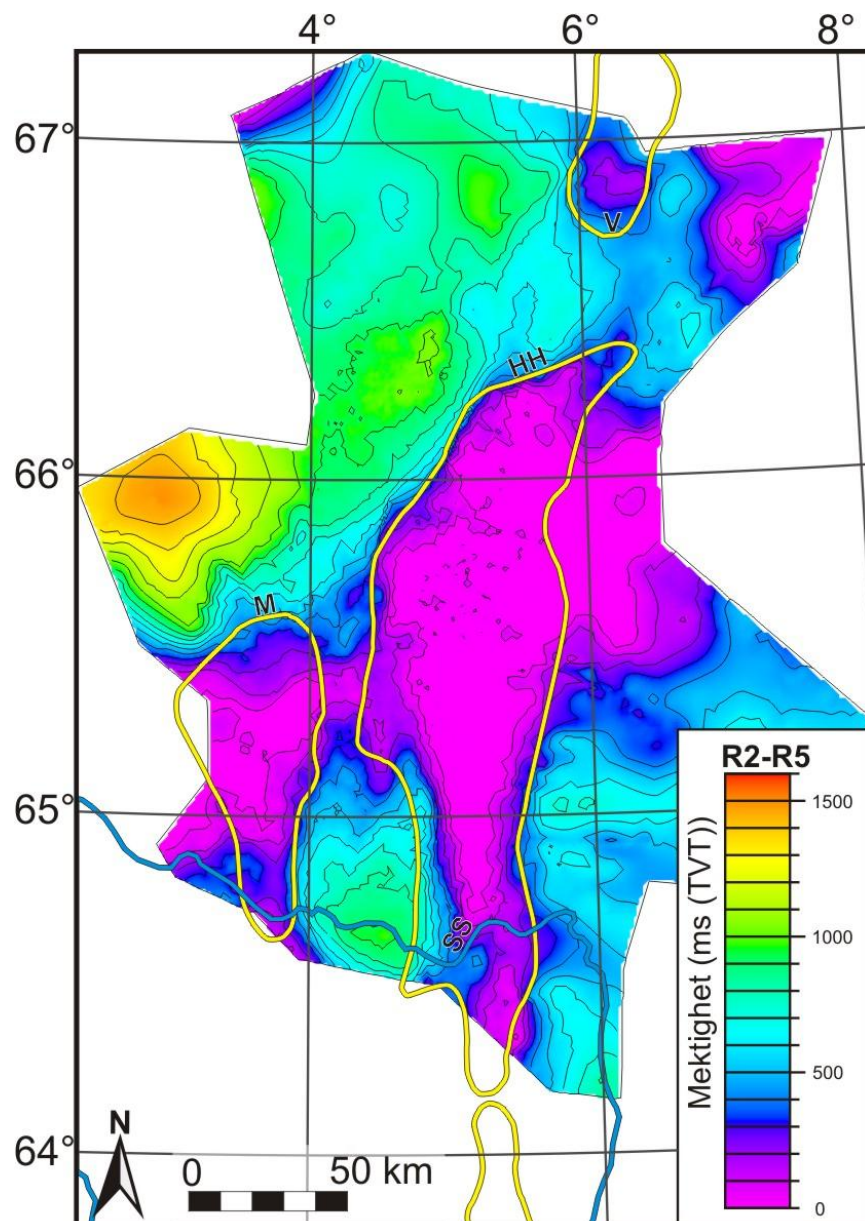
**Figur 4.26** Seismisk seksjon som krysser MA (20 ganger vertikalt overdrevert) med de tolkede reflektorene R2, R3 og R5 markert. Enhet I og V er markert med henholdsvis rødt og blått, mens enhet II og III er fargekodet etter polygonalt forkastningsintensitet.

#### *Utbredelse av PFI*

I denne oppgaven har hovedfokus vært på de miocene og pliocene sedimentære enhetene i enhet IV-II, som er avgrenset av reflektor R5 og reflektor R2. Figur 4.27 viser et generert kart over utbredelsen av PFI i enhet II-IV innenfor studieområdet. Kartet viser den høyeste PFI som er observert i ulike deler av studieområdet. Områder som i kartet er markert med høy PFI vil dermed også ha bestanddeler med middels-høy, middels-lav og lav PFI. Områder med høy PFI er identifisert i dype deler av enhet IV-II, og i områder hvor enhet IV-II har stor mektighet er det observert en gradvis økning av PFI mot dypere deler av enhet IV-II (Fig. 4.25). I studieområdet er intervaller med høy PFI i enhet IV-II i alle observerte tilfeller overlappet av områder med lavere PFI (Fig. 4.25). Kartet viser at områdene med høy og middels-høy PFI sammenfaller med NVB, NØB, SVB og SØB (Figurer: 4.24 og 4.27). Det er observert en stor grad av likhet mellom mektighetskartet til enhet II-IV og kartet over PFI (Figurer: 4.27 og 4.28). Denne likheten indikerer at det finnes en direkte sammenheng mellom mektigheten til enhet II-IV og PFI i enhet II-IV. I områder hvor intern lagning har en gradient kan forkastningsgrad være lav selv mektigheten til enhet II-IV er relativt stor (Fig. 4.30).



**Figur 4.27** Skjematisk kart over intensiteten av polygonale forkastninger i Vøringbassenget. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

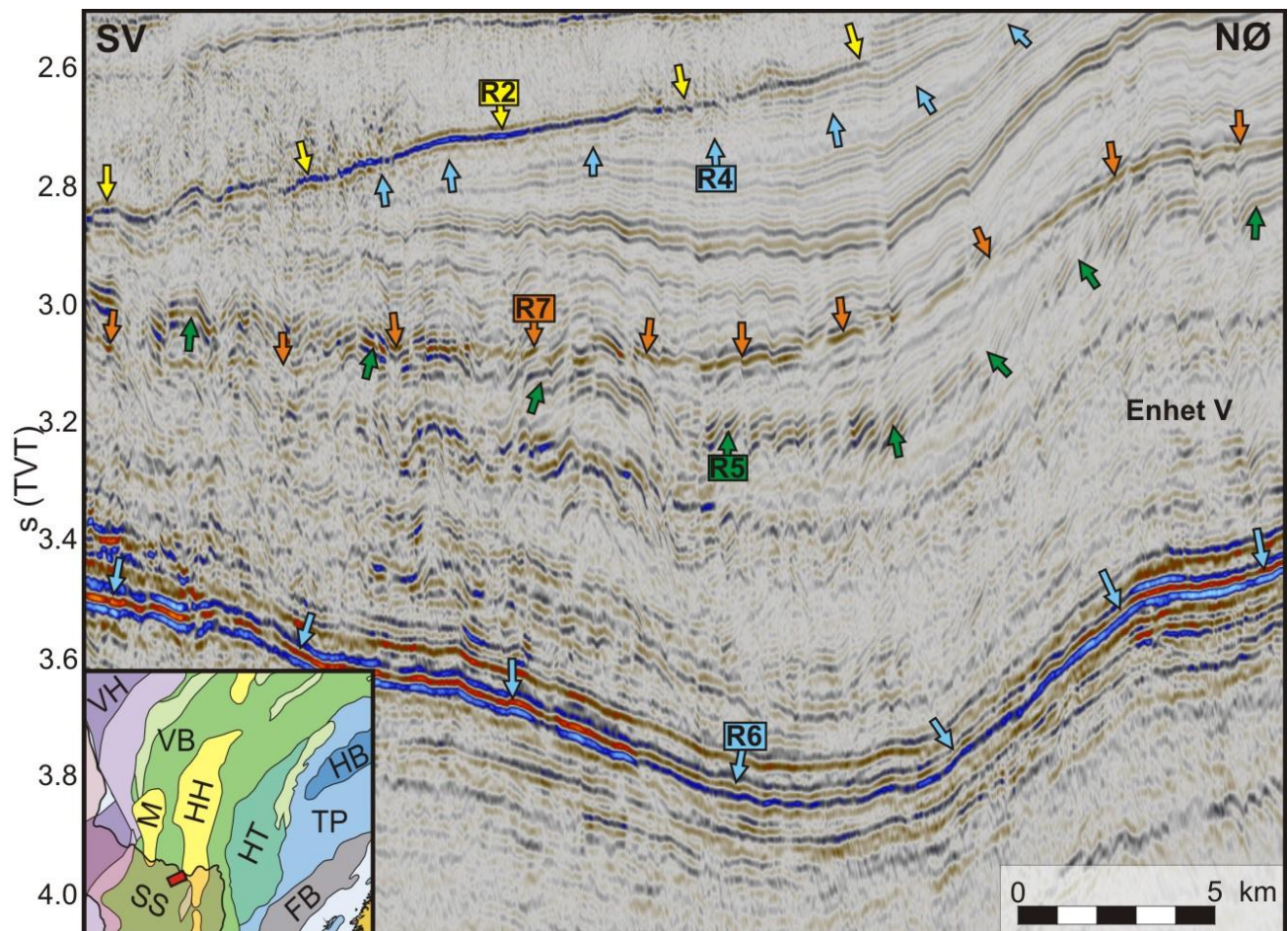


**Figur 4.28** Mektighetskart til de seismostratigrafiske enhetene mellom reflektor R2 – reflektor R5. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

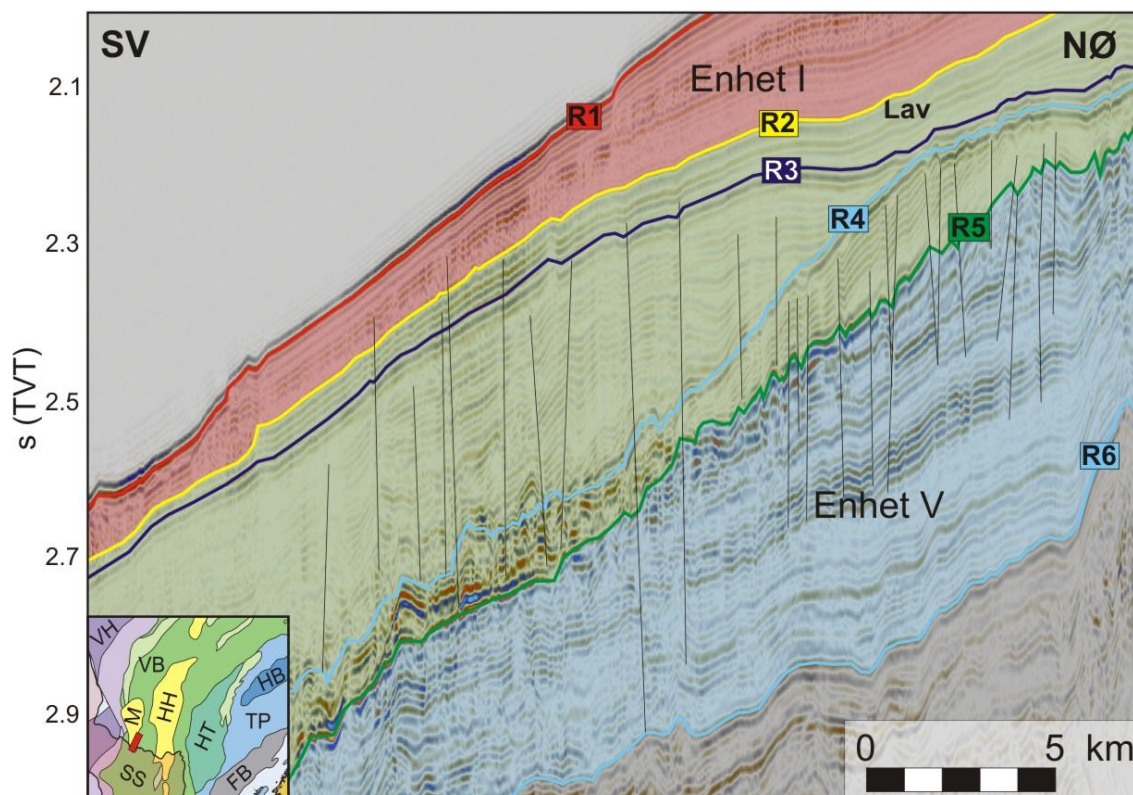
Det finnes også polygonale forkastninger i den underliggende enhet V, men det er i flere områder observert at det ikke er en direkte sammenheng mellom PFI i enhet V og PFI i overliggende enhet II-IV. I figur 4.25 inneholder for eksempel enhet II-IV forkastninger med PFI fra høy til lav, mens den dypeste enhet V inneholder forkastninger med middels-lav til lav PFI. Det er heller ingen tydelig sammenheng mellom mektigheten til enhet V og PFI i overliggende enheter. Figur 4.29 viser et eksempel på at PFI i enhet IV-II varierer fra middels-lav i sørvest til lav PFI i nordøst i figuren i et område hvor enhet V har stabil mektighet på omtrent 0.5 s (TVT). Småskalaforkastningene identifisert i enhet V opptrer også i



flere områder annerledes i seismiske profil enn forkastningene observert i enhet II-IV. Blant annet er forkastningene i enhet V i flere områder konsentrert over de tertiære domene i studieområdene (Fig. 4.30), og kan dermed i hvert fall delvis være et resultat av oppsprekking under deformasjonsprosessen som dannet domene. Disse forkastningene fortsetter inn i overliggende enheter, og medfører at disse enhetene har lokalt forhøyet PFI i enkelte områder over de tertiære domene. Forkastningene har størst sprang i øvre deler av enhet V og stadig mindre sprang dypere i enheten, motsatt av hva som kan observeres i enhet II-IV (Fig. 4.29).



**Figur 4.29** Seismisk profil fra Storeggaskredgropen (15 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene reflektor R2, R4, R5, R6 og R7 markert med piler, og enhet V (mellom reflektor R5 og R6) markert med tekst. Lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.



**Figur 4.30** Seismisk profil sør for MA (15 ganger vertikalt overdrevet) med de tolkede reflektorene R2, R3, R4, R5 og R6 markert med fargekodede linjer. Enhet V og Enhet I markert med tekst. Lokasjon av profil markert med rød strek i minikart til venstre.

### 4.3.3 Seismostratigrafiske enheter

#### Enhet V

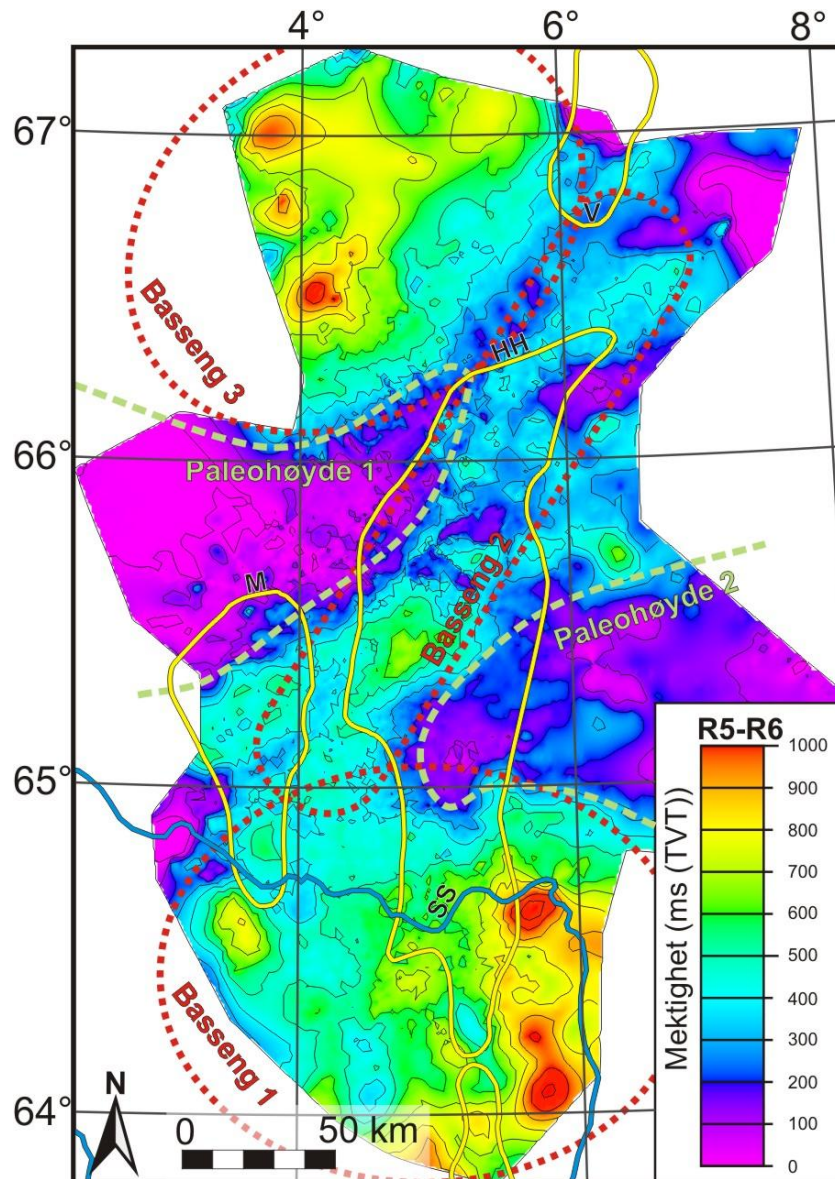
Enhet V er den eldste identifiserte enheten i Vøringbassenget, og har en nedre grenseflate mot reflektor R6, som danner en vinkeldiskordans mot underliggende lagning. Enheten har en øvre grenseflate mot reflektor R5. Enhet V er identifisert over store deler av studieområdet, men har svært liten mektighet i området nord for MA og i området øst for HHA (Fig. 4.31). Disse områdene er identifisert som henholdsvis paleohøyde 1 og paleohøyde 2 (Fig. 4.34). I tilgrensende områder til paleohøydene er det observert bunnlapp i nedre deler av Enhet V, og topplapp av de øverste interne reflektorene (Fig. 4.33). Enheten har ikke størst mektighet innenfor de samme sedimentbassengene som ble identifisert i studien av sedimentfordelingen (Fig. 4.24), men avsetningene er i stedet konsentrert i tre bassenger identifisert i figur 4.31: Basseng 1, 2 og 3, lokalisert i henholdsvis nordre, sørlige og sentrale deler av studieområdet. Enhet V har størst mektighet i basseng 3 ( $> 0.7$  s (TVT)) og i basseng 1 ( $> 1.0$  s (TVT)) (Fig. 4.31). Mektigheten til Enhet V er minst i sentrale deler av studieområdet øst og vest for basseng 2, og innenfor paleohøyde 1 og 2 hvor mektigheten er  $< 0.1$  s (TVT). Basseng 2 strekker seg diagonalt over

sentrale deler av studieområdet og strekker seg fra basseng 1 helt til basseng 3 over HHA (Fig. 4.31). Enhet V har i basseng 2 størst mektighet over HHA hvor mektigheten når 0.7 s (TVT).

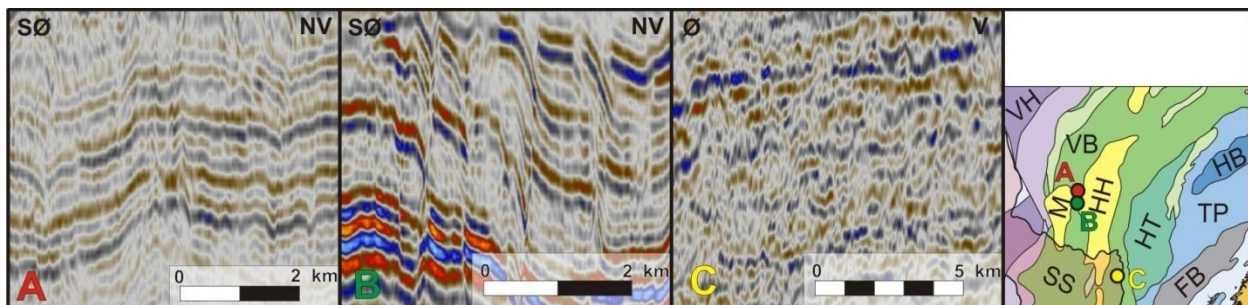
Seismisk facies til enhet V domineres av *struktureløst til vekslende svakt lagdelt facies* (facies 3) (Fig. 4.32B) i sedimentbassengene 1, 2 og 3 (Fig. 4.31). Over de tertiære domene, og over rygg 1 og 2 (Fig. 4.16) er enhet V dominert av *lagdelt facies* (facies 2) (Fig. 4.32A). I området øst for HHA, over områder hvor dypet til R6 brått blir lavere og innenfor Storeggaskredgropen domineres enhet V av *struktureløst til transparent facies* (facies 1) (Fig. 4.32C). Enheten består av sekvenser som er blitt deformert av småskala forkastninger. Før sekvensene ble forkastet har interne reflektorer vært parallelle i basseng 1, 2 og 3.

#### *Enhet IV*

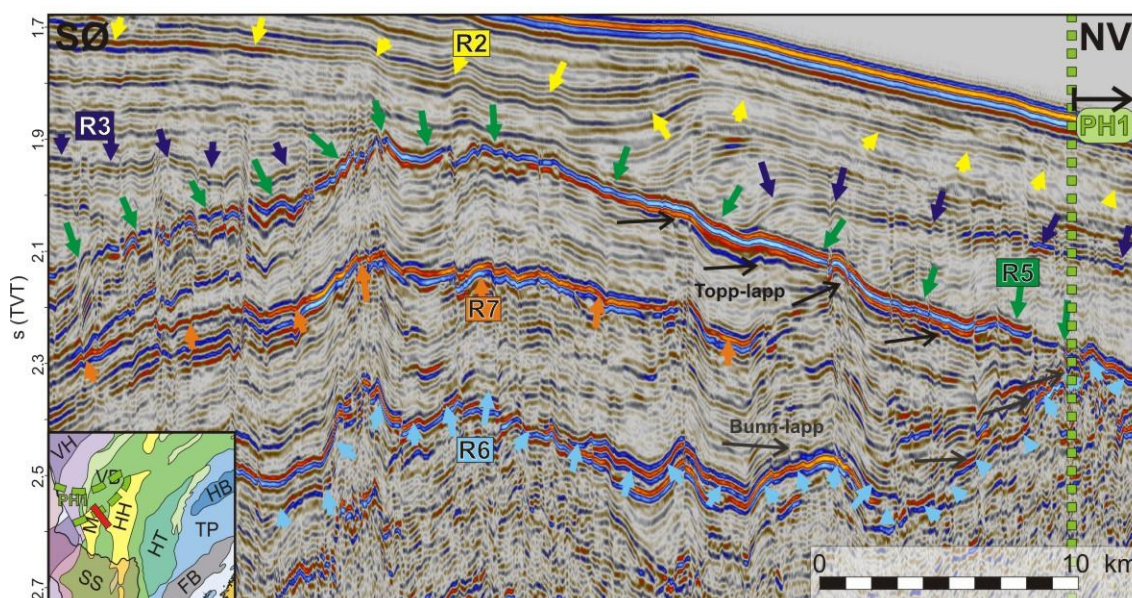
Enhet IV har en nedre grenseflate mot R5 og en øvre grenseflate mot R4, og er den nest eldste enheten i studien. Enhet IV er identifisert i hele studieområdet men har begrenset mektighet i områder utenfor NVB, NØB, SVB og SØB (Fig. 4.34). Mektigheten til enheten er størst i nordvest og SØB, hvor mektigheten når henholdsvis 1.6 s (TVT) og 1.0 s (TVT). I NØB og SØB er maksimums-mektigheten 0.6 s (TVT) (Fig. 4.34). Generelt har enheten størst mektighet i vest og har gradvis mindre mektighet mot øst. Enheten trunkerer ikke i området mellom NØB og SØB, øst for HHA men har her mektighet mellom 0.1 og 0.05 s (TVT) (Fig. 4.34). Enheten domineres i sentrale deler av bassengene av vekslende enheter med seismisk facies 1 (Fig. 4.37C) og 3 (Fig. 4.37B). I tilgrensende områder til de tertiære domene er seismisk facies 2 (Fig. 4.37A) og facies 3 (Fig. 4.44C) dominerende.



**Figur 4.31** Mektighetskart til enhet V (avgrenset av reflektor R5 og R6). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

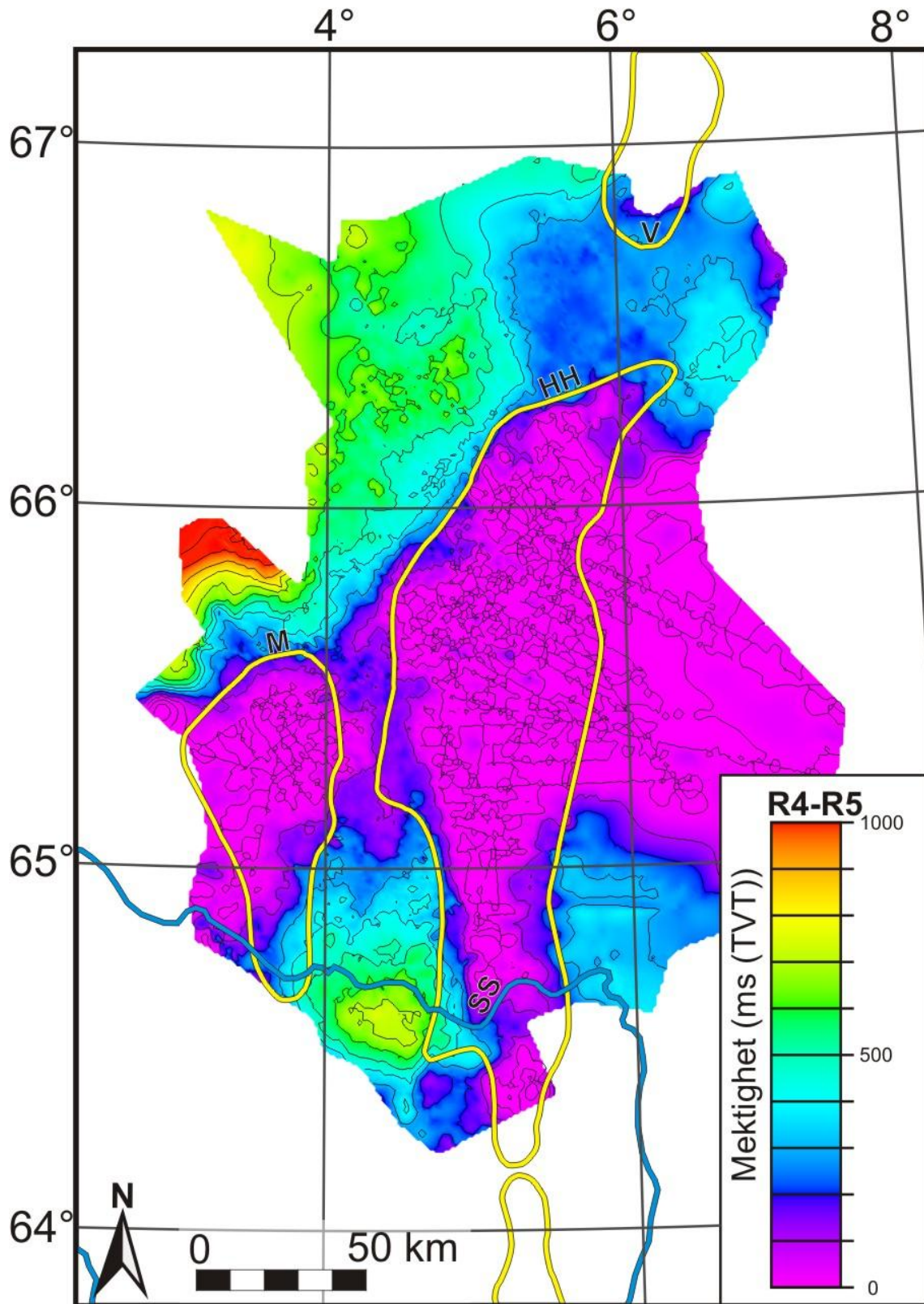


**Figur 4.32** Tre seismiske profiler (A-C), identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler. Lokasjon til profilene anvist med sirkler i minikart til høyre (20 ganger vertikalt overdrevet).

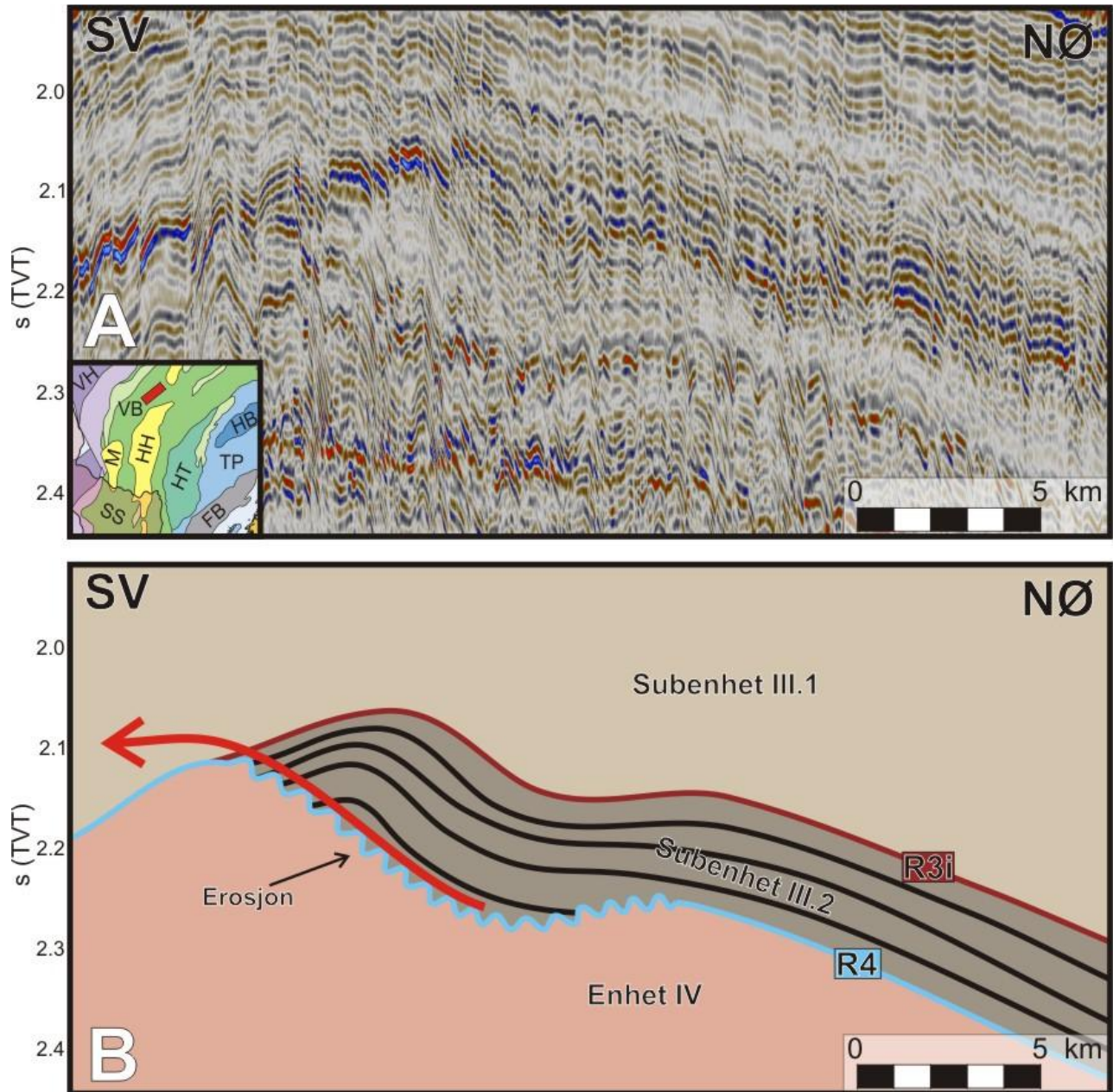


**Figur 4.33** Seismisk profil som krysser MA (20 ganger vertikalt overdrevet) og den sørlige grensen til paleohøyde 1 (PH1) (Fig. 4.16). Seismiske reflektorer er markert med fargekodede piler, og lokasjon til figuren markert med rød strek i minikart nede til venstre. Grensen til PH1 merket med stiplet grønn strek i minikartet og i det seismiske profilet.

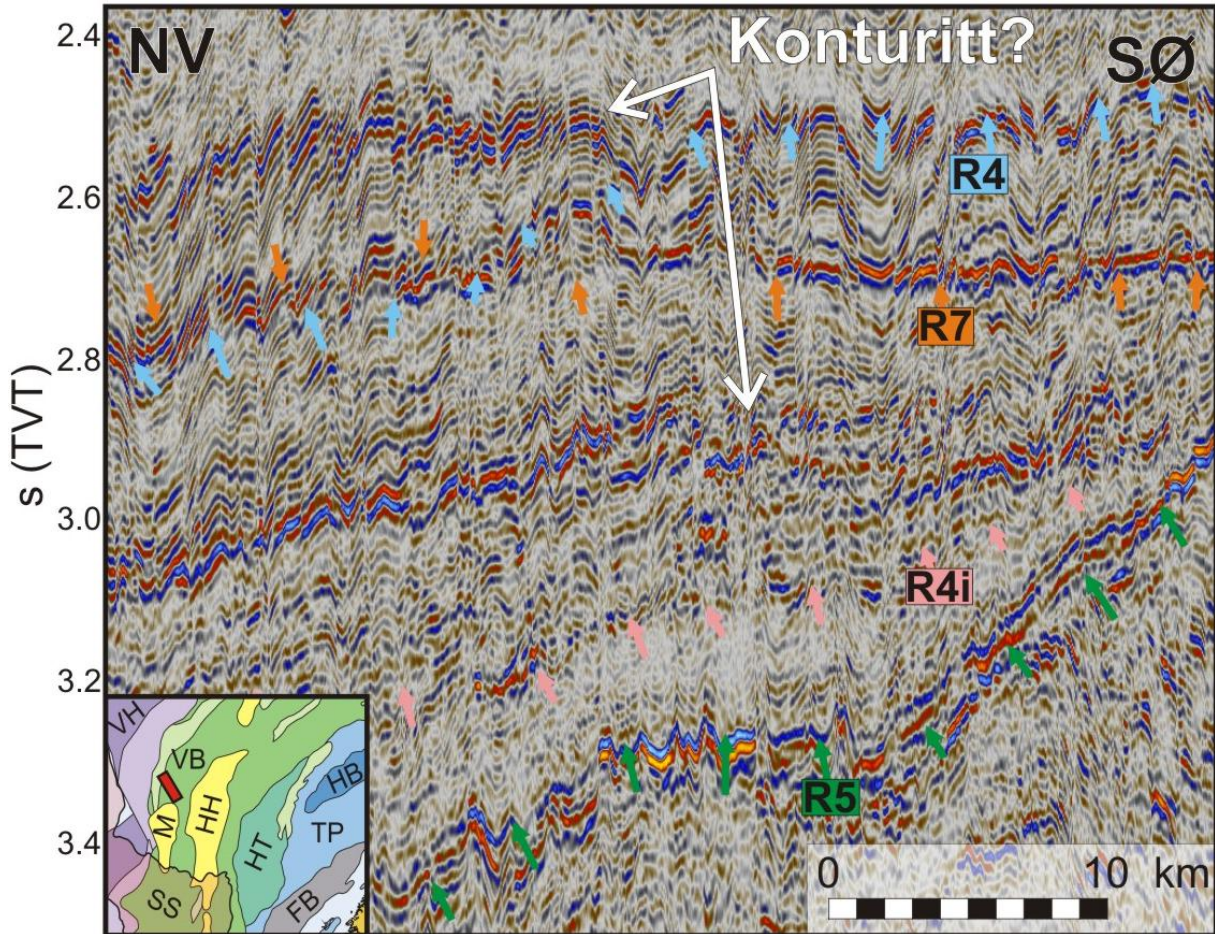
Interne reflektorer i enhet IV har en gradient og er parallele i sentrale deler i SVB, NVB og NØB. Reflektorene har gradient i retning bort fra høyder i underliggende reflektorer (Fig. 4.23). I områder hvor underliggende reflektorer er grunnere enn ellers blir mektigheten til enhet IV redusert, og i enkelte tilfeller trunkerer enheten mot slike høyder. Interne reflektorer trunkerer mot underliggende reflektorer mot skråningen til de strukturelle høydene i studieområdet, inkludert HHA, MA og VD, og i området over disse (Figurer: 4.36 og 4.37A og B). Det er i flere tilfeller observert at i området direkte bak området hvor de interne reflektorene trunkerer, danner de interne reflektorene en lokal forhøyning (Fig. 4.36). Denne forhøyningen kan minne om tilsvarende strukturer identifisert i enhet III (Fig. 4.35) og enhet II (Fig. 4.44). Haugformen bak området hvor interne reflektorer trunkerer danner et refleksjonsmønster som kan minne om det konturittiske refleksjonsmønsteret kalt *Haugformet skråningskonturitt* (Fig. 2.9). Intervaller med slike konturittiske refleksjonsmønstre er identifisert flere steder i enhet IV (Figurer: 4.36, 4.37A, 4.38 og 4.43C). Ved enkelte av skråningene er det også observert ulike generasjoner med avlange haugformede skråningskonturitter som stabler direkte over hverandre (Fig. 4.43C, markert generasjon 1 og 2). Konturittstrukturer som stabler over hverandre kan ha blitt dannet dersom havstrømskanalen har migrert.



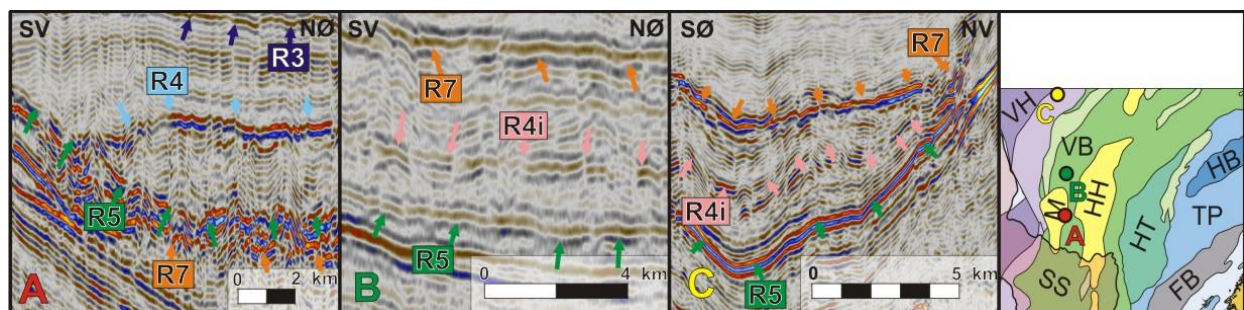
**Figur 4.34** Mektighetskart til enhet IV (avgrenset av reflektor R5 og R4). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.



**Figur 4.35A:** Seismisk profil fra NVB (20 ganger vertikalt overdrevet). **B:** Geoseismisk profil med estimert utseende til tolkede reflektorer uten polygonale forkastninger. Underenhet III.2 har interne reflektorer markert. Tolket bevegelse av strømkanalen som har virket på sedimentene markert med rød pil.

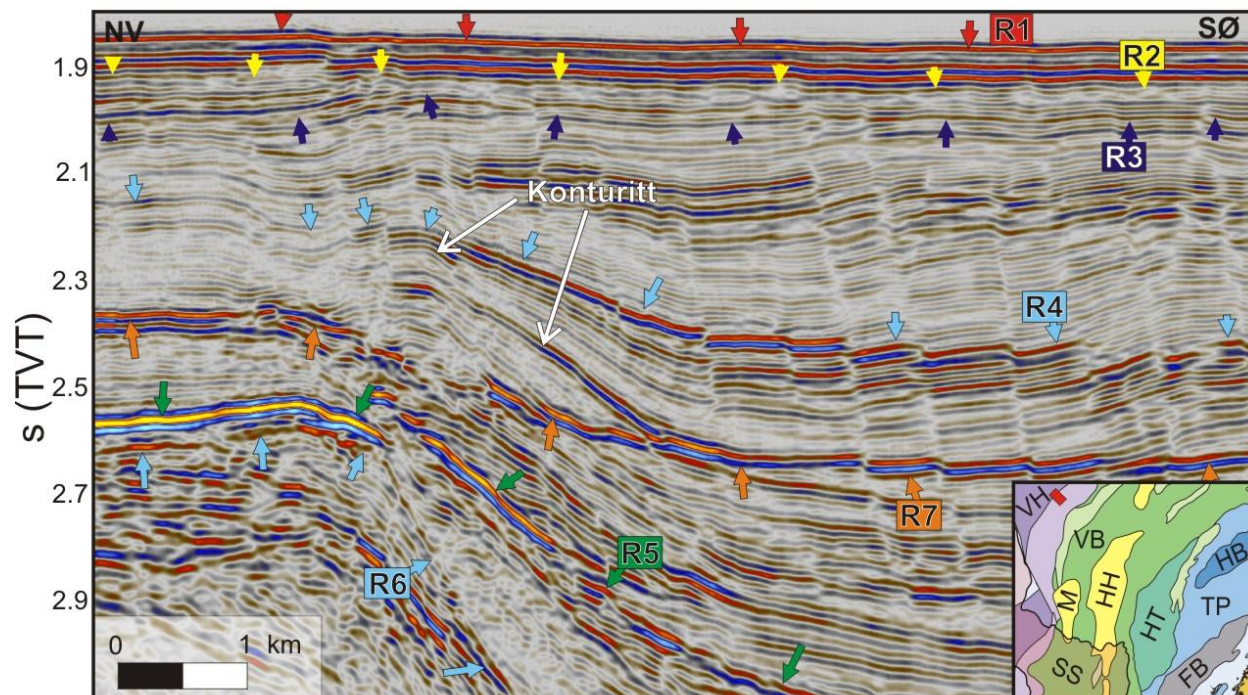


**Figur 4.36** Seismisk profil fra området nord for MA (20 ganger vertikalt overdrevet). Seismiske reflektorer er markert med fargekodede piler, og lokasjon til figuren markert med rød strek i minikart nede til venstre.



**Figur 4.37** Tre seismiske profiler (A-C) (20 ganger vertikalt overdrevet), identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler. Lokasjon til profilene anvist med sirkler i minikart til høyre.

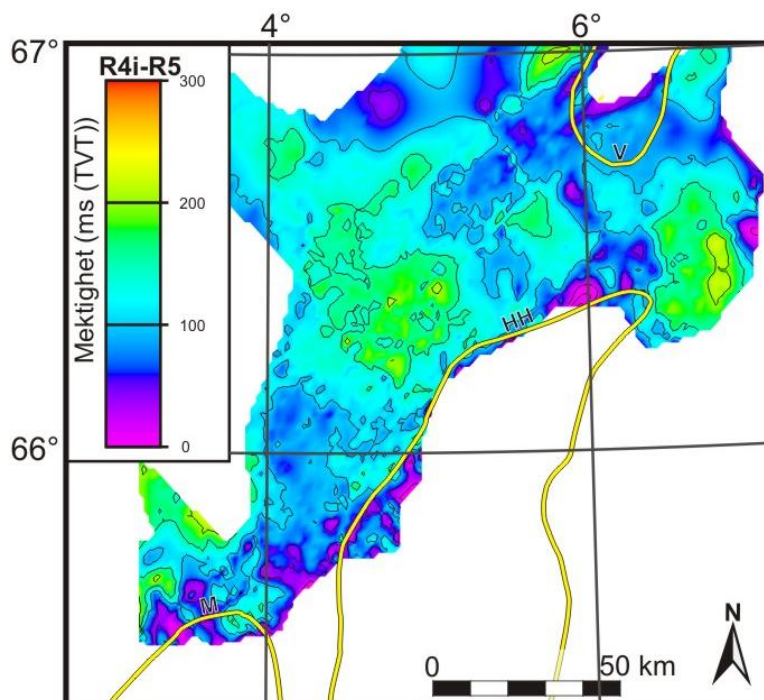




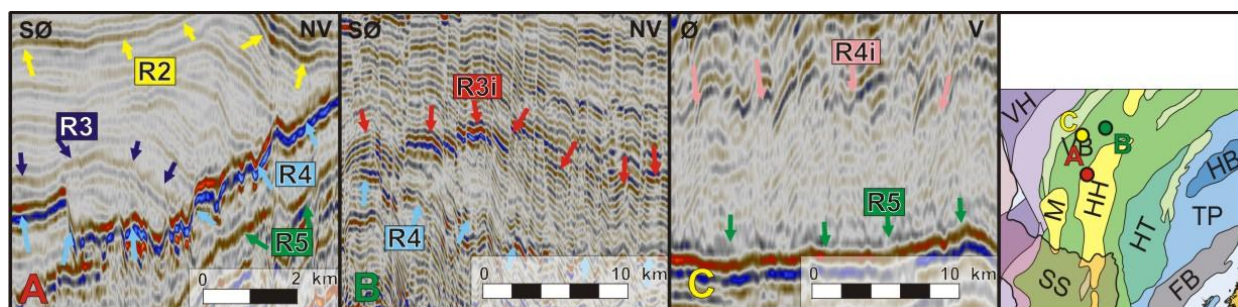
**Figur 4.38** Seismisk profil som krysser VE (6 ganger vertikalt overdrevet). Seismiske reflektorer er markert med fargekodede piler, og lokasjon til figuren markert med rød strek i minikart nede til høyre.

#### Underenhet IV.2

Underenhet IV.2 har en nedre grenseflate mot R5 og en øvre grenseflate mot R4i. IV.2 er den eldste underenheten av enhet IV. Underenhet IV.2 er kartlagt i NVB og NØB (Fig. 4.39). Enheten trunkerer mot MA i sørvest, HHA i øst og mot VD i nord. Mektigheten er størst i sentrale deler av i NVB hvor den maksimale mektigheten er omtrent 0.24 s (TVT), og i NØB hvor maksimums-mektigheten er 0.25 s (TVT). Enheten domineres i av seismisk facies 1 (Fig. 4.40C) i vesentlig større grad enn overliggende enheter. I tilgrensede områder til de tertiære domene er seismisk facies 3 også observert i underenhet IV.2 (Fig. 4.42C). Innad i underenhet IV.2 kan kontinuerlige interne reflektorer kun observeres i områder nært hvor underenhet IV.2 terminerer (Fig. 4.36C). De observerte interne reflektorene trunkerer mot underliggende reflektorer mot flankene til underenhet IV.2 (Fig. 4.40C). Polygonale forkastninger prograderer ned i underenheten, men i enkelte områder terminerer forkastningene i underenheten (Fig. 4.40C).



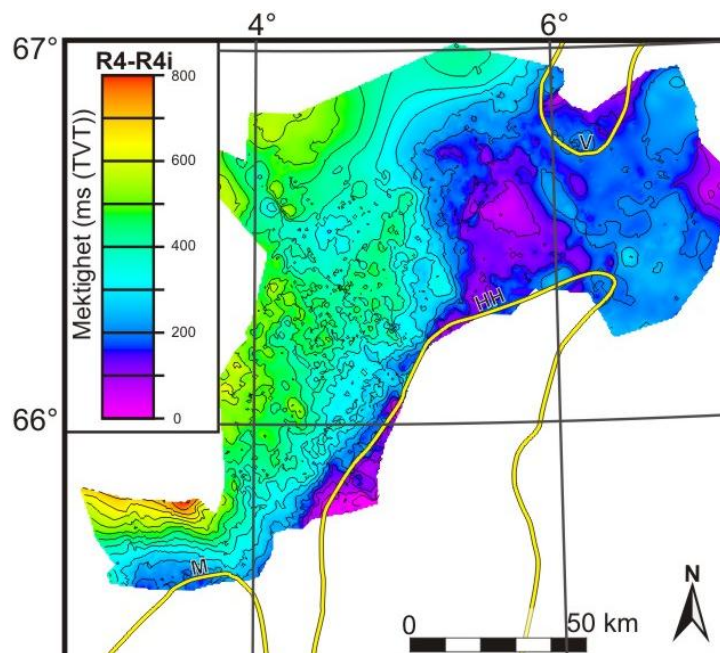
**Figur 4.39** Mektighetskart til underenhet IV.2 (avgrenset av reflektor R4i og R5). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.



**Figur 4.40** Tre seismiske profiler (A-C) (20 ganger vertikalt overdrevet), identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler. Lokasjon til profilene anvist med sirkler i minikart til høyre.

#### *Underenhet IV.1*

Underenhet IV.1 har en nedre grenseflate mot R5 og R4i og en øvre grenseflate mot R4. Underenhet IV.1 er den yngste underenheten i enhet IV. Den underliggende underenheten IV.2 har svært begrenset mektighet (< 0.25 s (TVT)) og er kun definert i NVB. Resterende deler av enhet IV er definert som underenhet IV.1. De generelle observasjonene gjort for enhet IV er, som et resultat av det begrensede volumet til underenhet IV.2 i enhet IV, også gjeldende for underenhet IV.1. Figur 4.41 viser at mektigheten til underenhet IV.1 er opptil 0.25 s (TVT) mindre enn enhet IV i NVB. Dette er spesielt tydelig i området mellom VD og HHA hvor enhet IV har en mektighet på ca. 0.2 s (TVT) (Fig. 4.33) mens underenhet IV.1 har mektighet på rett over 0 s (TVT) (Fig. 4.41).

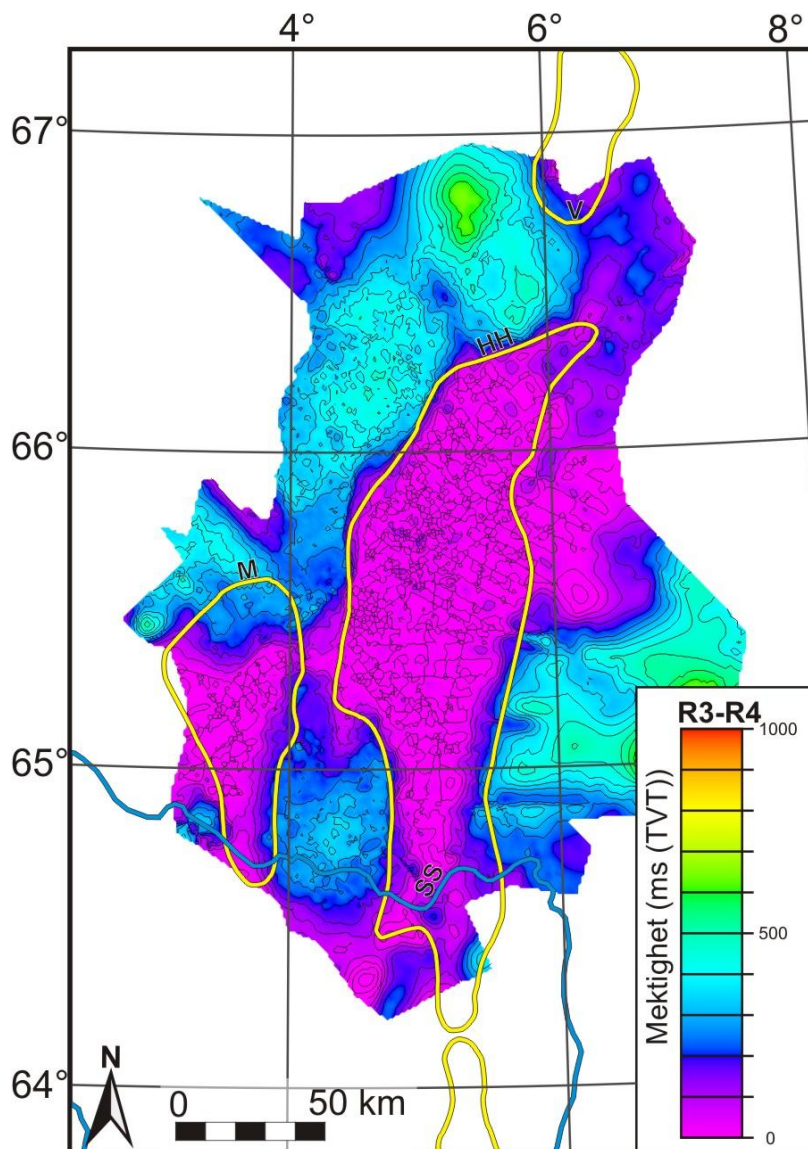


**Figur 4.41** Mektighetskart til underenhet IV.1 (avgrenset av reflektor R4 og R4i). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

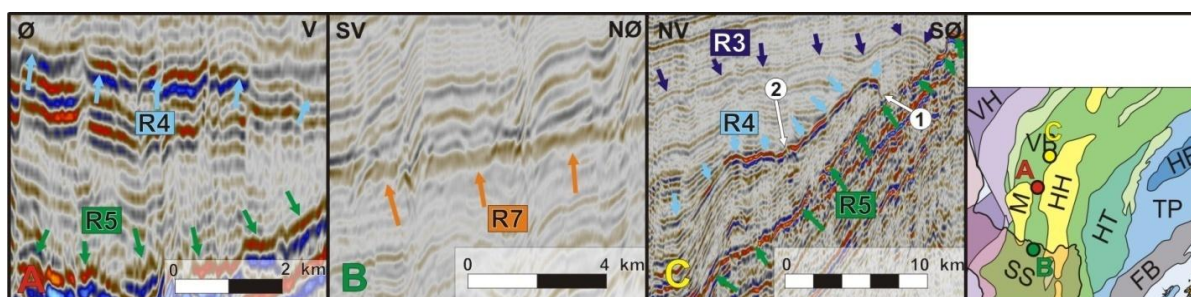
### Enhet III

Enhet III har en nedre grenseflate mot R4 og en øvre grenseflate mot R3. Enhet III er den tredje yngste enheten. Enheten er identifisert i hele studieområdet, men har begrenset mektighet i området utenfor NVB, NØB, SVB og SØB (Fig. 4.24). Mektigheten til enhet III er størst i NVB, og SØB hvor mektigheten er > 0.6 s (TVT). I SØB er maksimumsmektigheten omtrent 0.4 s (TVT) og i NØB er maksimumsmektigheten omtrent 0.2 s (TVT) (Fig. 4.42). Enheten trunkerer mot strukturelle høyder i studieområdet og har redusert mektighet over rygg 1, 2 og 3 identifisert i figur 4.11. Enheten domineres i sentrale deler av sedimentbassengene av vekslende enheter med seismisk facies 1 (Fig. 4.40B) og 3 (Fig. 4.43A og B). I tilgrensende områder til de tertiære domene er seismisk facies 2 (Figurer: 4.40A, 4.43C og 4.44) og 3 (Fig. 4.46A) dominerende.

I likhet med enhet IV viser interne reflektorer i enhet III et refleksjonsmønster som ligner på *avlangt haugformet skråningskonturitt* (Fig. 4.35). Refleksjonsmønsteret er spesielt tydelig i områder hvor de interne reflektorene trunkerer over strukturelle høyder, og er mindre påvirket av polygonalforkastninger (Fig. 4.44). I enhet III er også refleksjonsmønster som kan ligne på *avgrenset konturitt* (seksjon 2.4) identifisert (Fig. 4.40A).



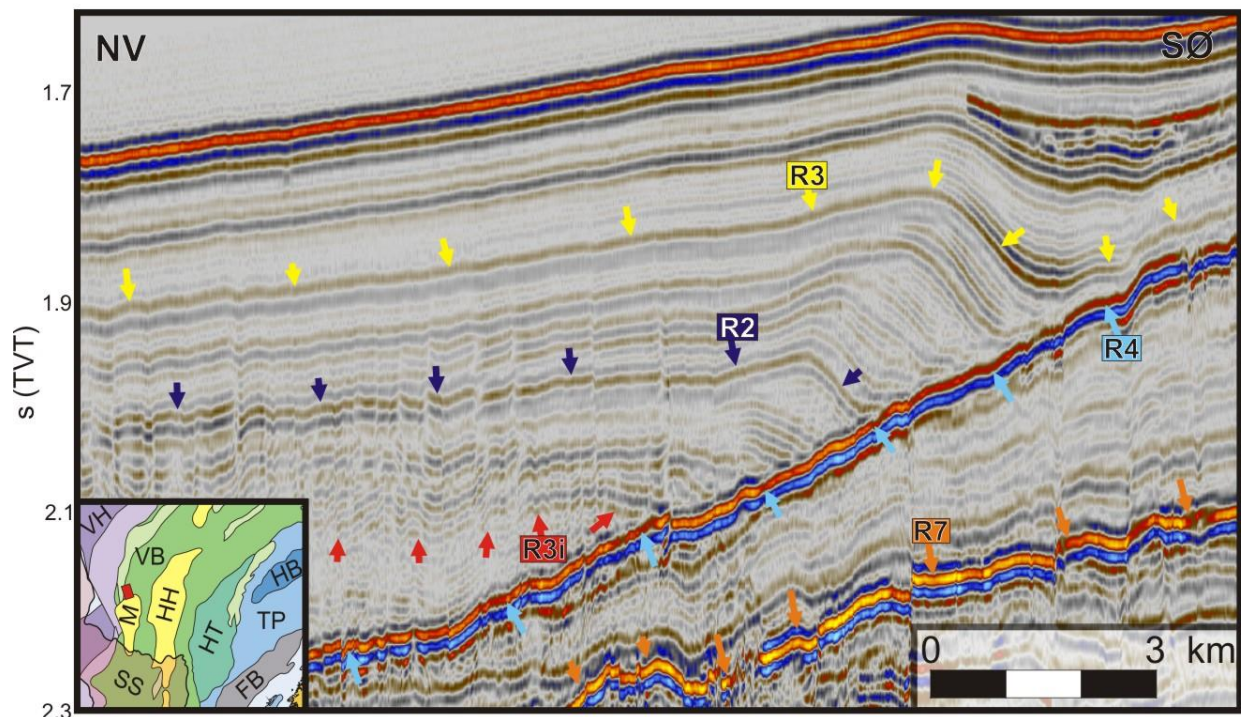
**Figur 4.42** Mektighetskart til underenhet IV.1 (avgrenset av reflektor R4 og R5). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.



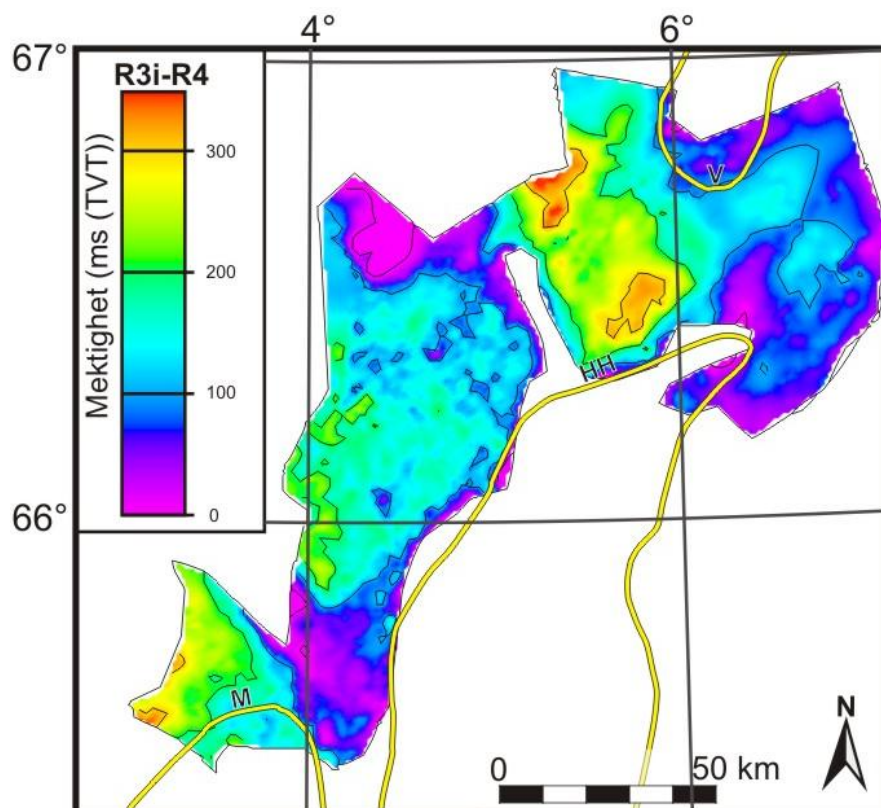
**Figur 4.43** Tre seismiske profiler (A-C) (20 ganger vertikalt overdrevet), identifiserte reflektorer markert med fargekodete piler. Lokasjon til profilene anvist med sirkler i minikart til høyre. I profil C er trunkeringspunktet til to identifiserte konturitter markert med nummer 1 og 2.

### Underenhet III.2

Underenhet III.2 har en nedre grenseflate mot R4 og en øvre grenseflate mot R3i. III.2 er den eldste underenheten av enhet III. Underenheten er identifisert i NVB, og er avsatt i tre adskilte til delvis adskilte subbassenger hvor underenheten terminerer mot de lokale høydene rygg 4 og rygg 3 identifisert i R4 (Figurer: 4.11 og 4.45). Mektigheten er størst ved nær flankene til disse ryggene og når maksimums-mektigheten på omtrent 0.3 s (TVT) (Fig. 4.45). Underenheten er lokalisert i sentrale deler av det polygonale forkastningssystemet, og interne reflektorer er derfor svært forstyrrede. Underenheten domineres av seismisk facies 1 og 3. I området nært hvor enheten terminerer har den et refleksjonsmønster som kan minne om *Haugformet skråningskonturitt* (Fig. 4.35). I sentrale deler av bassengene opptrer de interne reflektorer som svært forstyrrede, men har relativt horisontal utbredelse. Underenheten er dominert av polygonale forkastninger med sprang mellom 0.01 til 0,05 s (TVT), og spredning fra 3000 m ned til 300 m.



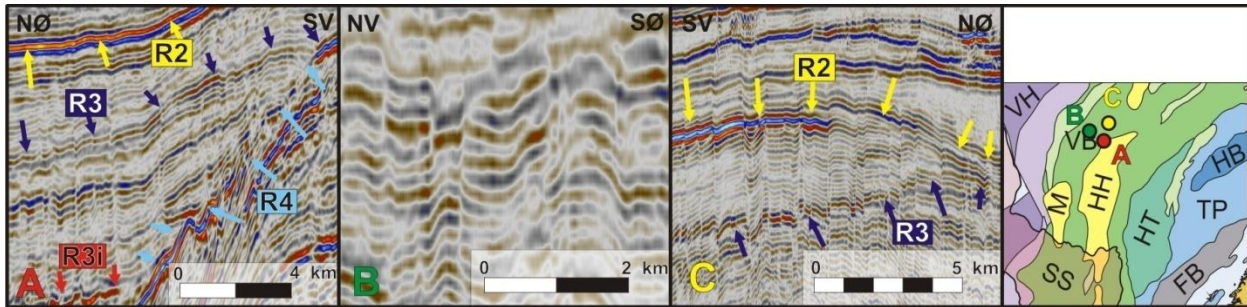
**Figur 4.44** Seismisk profil fra over MA (20 ganger vertikalt overdrevet). Seismiske reflektorer er markert med fargekodede piler, og lokasjon til figuren markert med rød strek i minikart nede til venstre.



**Figur 4.45** Mektighetskart til underenhet III.2 (avgrenset av reflektor R3i og R4). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

### *Underenhet III.1*

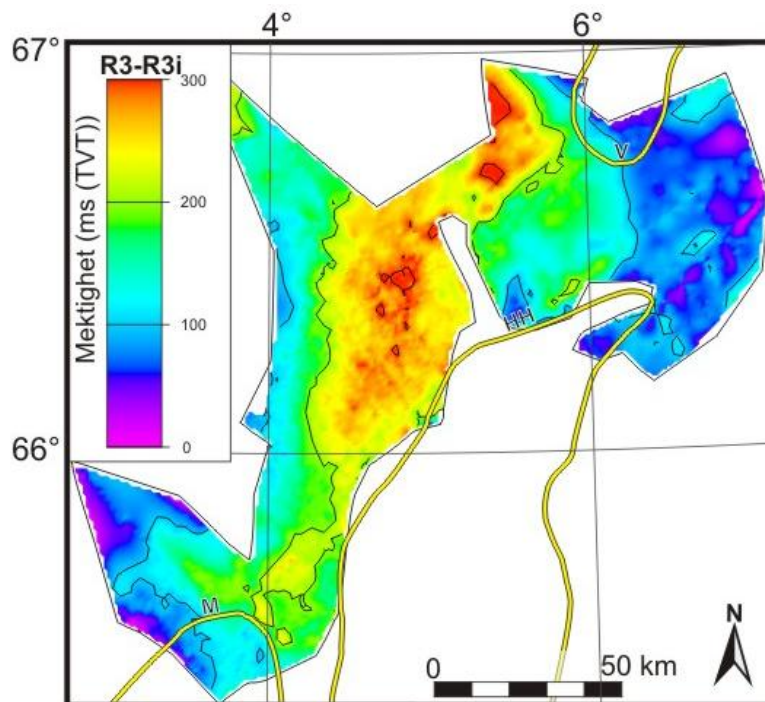
Underenhet III.1 har nedre grenseflate mot R3i og øvre grenseflate mot R3. Underenhet III.1 er den yngste underenheten i enhet III. Underenhet III.1 er identifisert i hele NVB og trunkerer mot HHA i sørøst, og mot rygg 1 og MA i sørvest (Fig. 4.46A). Det hvite feltet i sentrale deler av bassenget i figur 4.47 er et resultat av at R3i ikke er definert her. Mektigheten i underenhet III.1 er størst nordøst i NVB, nær rygg 1 (Fig. 4.47) i underliggende R3i (Fig. 4.5), hvor enheten når maksimalt 0.3 s (TVT). Mektigheten til underenhet III.1 reduseres (til under 0.1 s (TVT)) over rygg 1 (Fig. 4.47). Underenheten er påvirket av det polygonale forkastningssystemet, og interne reflektorer er derfor svært forstyrrede. Polygonalforkastningene i underenhet III.1 har gjennomsnittlig sprang mellom 0.02 og 0.04 s (TVT), og spredning mellom 300-3 000 m. Underenheten domineres av seismisk facies 1 (Fig. 4.46B) og 3 (Fig. 4.46A og C). I området hvor underenheten terminerer, eller hvor mektigheten blir kraftig redusert har de interne strukturene et refleksjonsmønster som kan likne på *Haugformet skråningskonturitt* (Fig. 4.44). Figur 4.40A viser et eksempel på internt refleksjonsmønster i underenhet III.1 som er karakteristisk for en avgrenset konturitt.



**Figur 4.46** Tre seismiske profiler (A-C) (20 ganger vertikalt overdrevet), identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler. Lokasjon til profilene anvist med sirkler i minikart til høyre.

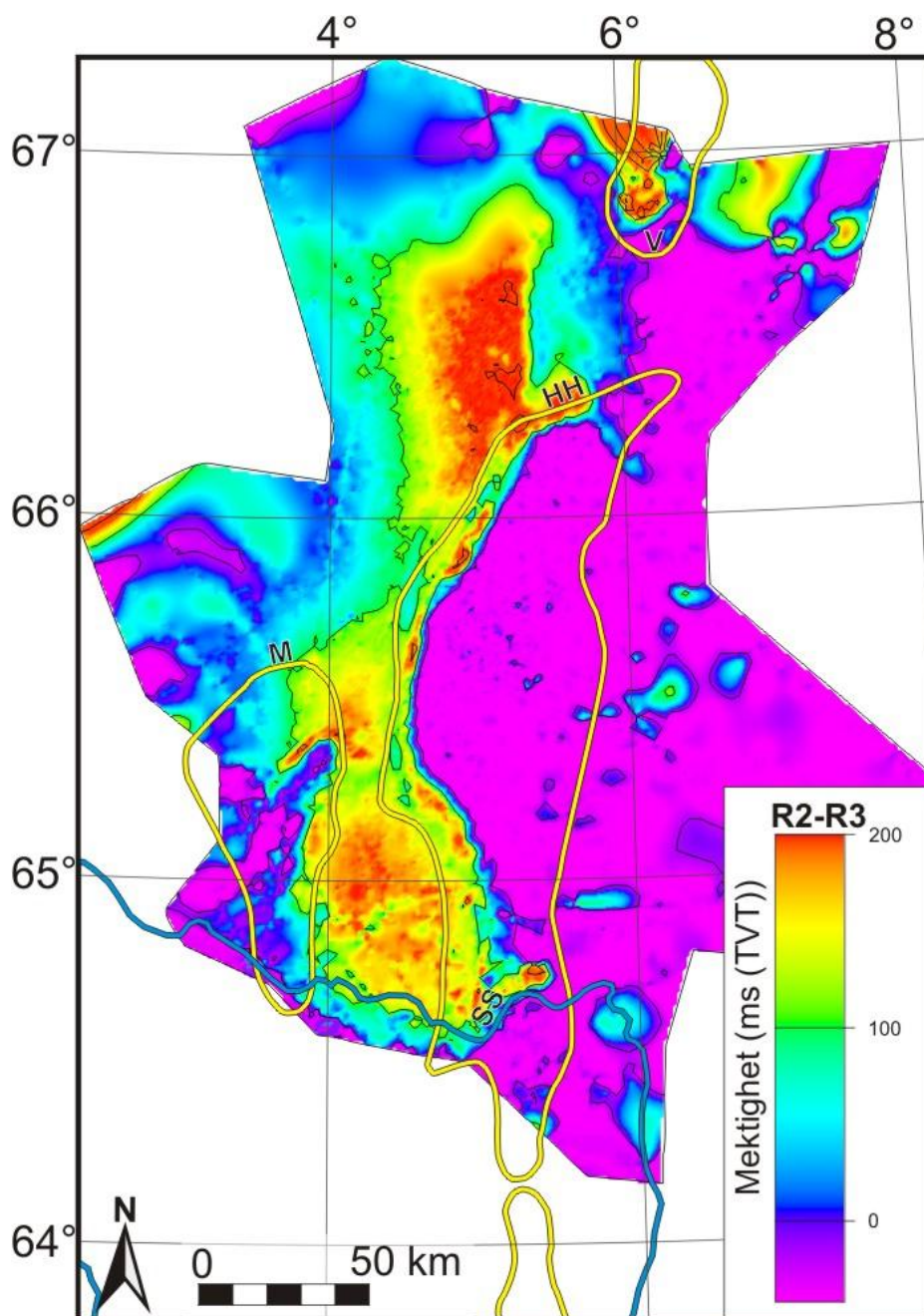
### Enhet II

Enhet II har en nedre grenseflate mot R3 og en øvre grenseflate mot R2. Reflektorene trunkerer mot R3 over strukturelle høyder i områder som HHA og MA (Fig. 4.48). Enhet II opptrer kun i NVB og i SØB (Fig. 4.48). Enheten trunkerer mot MA i sørvest, mot HHA i øst og mot rygg 1 identifisert i relieffkartet til R3 (Figurer: 4.8 og 4.48). Enheten har størst mektighet i områder mot stratigrafiske høyder hvor den når maksimumsmektigheten på 0.2 s (TVT) både i NVB, og i SØB. Generelt sett blir enheten gradvis tynnere mot vest. Enheten domineres av seismisk facies *lagdelt facies* (Fig. 4.49A og C) og *struktureløst til vekslende svakt lagdelt facies* (Fig. 4.49B).



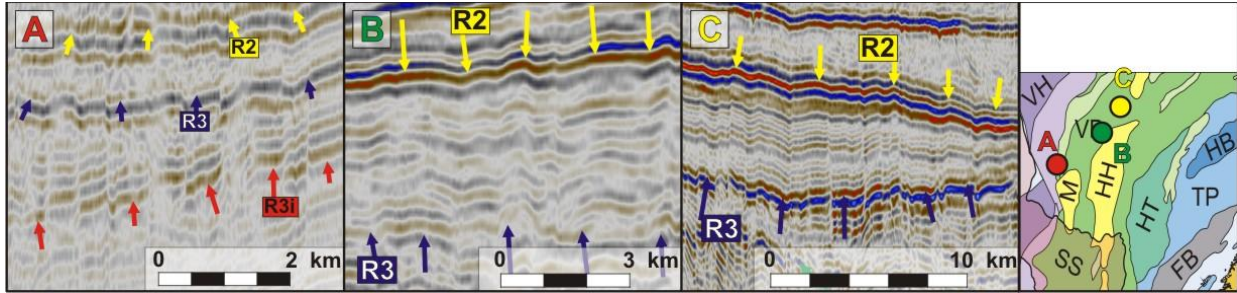
**Figur 4.47** Mektighetskart til underenhet III.1 (avgrenset av reflektor R3 og R3i). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

Interne reflektorer trunkerer mot underliggende reflektorer mot flankene til SVB og NVB (Figurer: 4.44, 4.49C og 4.52). I områdene hvor de interne reflektorene trunkerer viser de seismiske profilene reflektormønster som ligner på konturittiske refleksjonsmønstre til Haugformet skråningskonturitt (Figurer: 4.44, 4.50 og 4.51). I bassengområdene hvor underliggende reflektorer ikke har lokale høyder kan de interne reflektorene i enhet II følges over store områder (> 50 km).

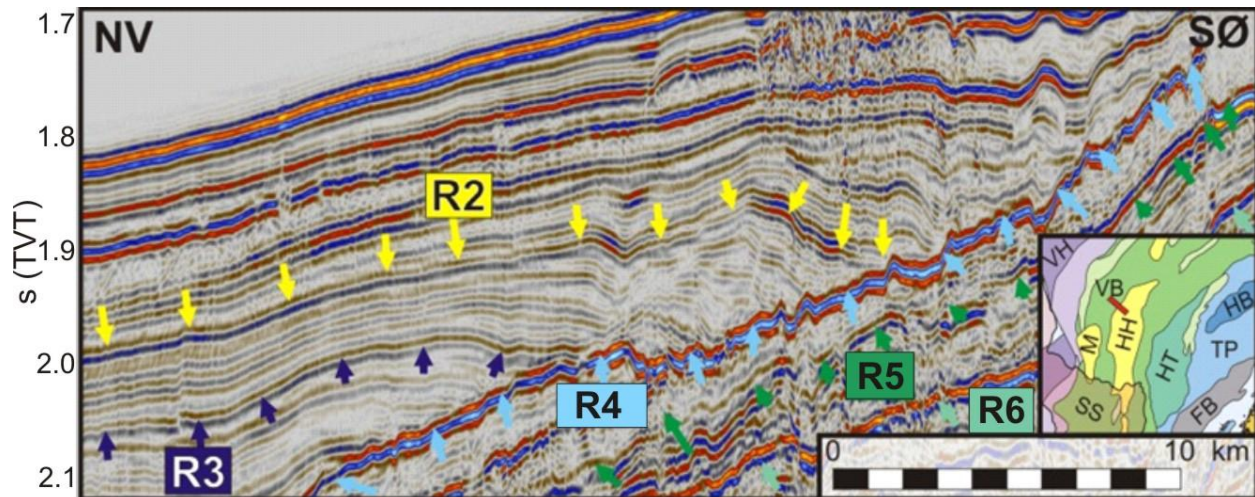


**Figur 4.48** Mektighetskart til enhet II (avgrenset av reflektor R2 og R3). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.





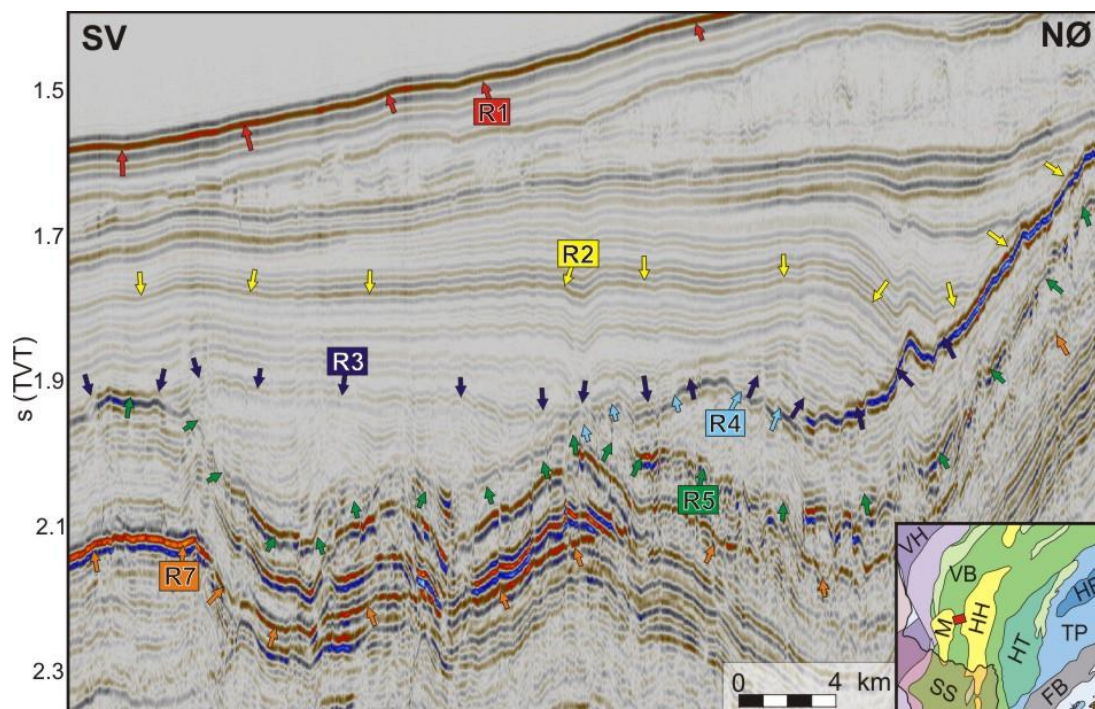
**Figur 4.49** Tre seismiske profiler (A-C) (10 ganger vertikalt overdrevet), identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler. Lokasjon til profilene anvist med sirkler i minikart til høyre.



**Figur 4.50** Seismisk profil fra nordlig skråning til HHA (20 ganger vertikalt overdrevet), identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler. Lokasjon til profilet anvist med rød strek i minikart til høyre.

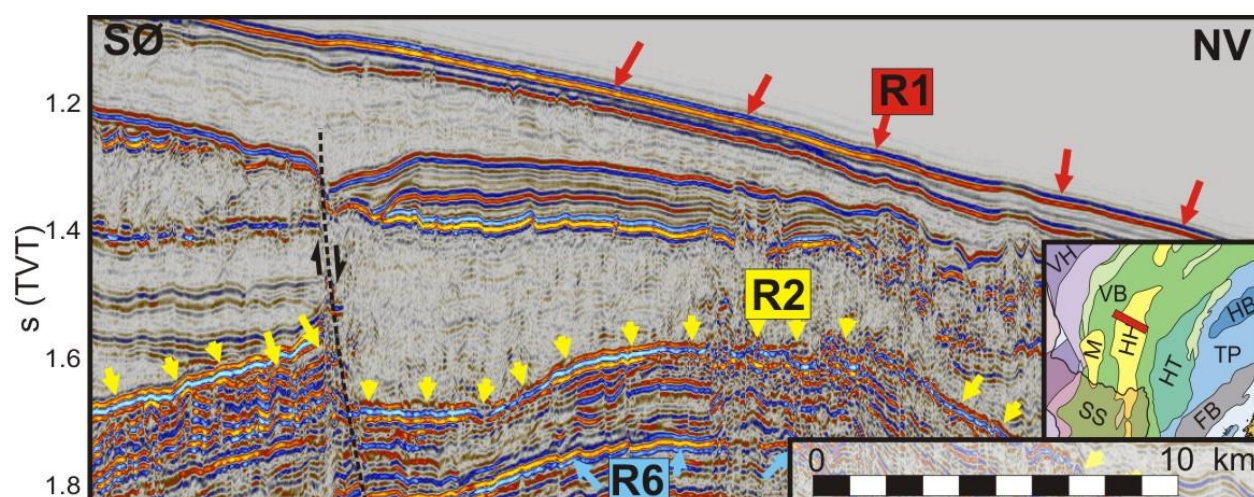
#### Enhet I

Enhet I er den yngste identifiserte enheten i studieområdet og har en nedre grenseflate mot R2 og en øvre grenseflate mot R1 (havbunnen). Enheten er identifisert i hele studieområdet. Enhet I har størst mektighet i NØB og SØB (Fig. 4.24) hvor maksimumsmektigheten når over 1.6 s (TVT) (Fig. 4.53). Enheten blir gradvis tynnere mot vest frem til mellom 10 til 40 km vest for HHA, identifisert som maksimal vestlig utstrekning av prograderende klinoformer (MPK) i figur 4.53. Vest for MPK er tykkelsen til enhet I mellom 0.1 til 0.2 s (TVT) (Fig. 4.53). Mot HHAs søndre og nordre flanke er enheten noe tykkere enn i tilgrensende like distale områder (Fig. 4.53). Øst for HHA består enhet I for vekslende seismisk facies 1, 2 og 3. Direkte over HHA er seismisk facies 1 mer dominerende, og vest for MPK domineres enhet I av seismisk facies 2. Direkte over skredarr, forkastninger og andre større ujevnheter i den underliggende reflektor R2 er seismisk facies 1 dominerende i enhet I (Fig. 4.52).

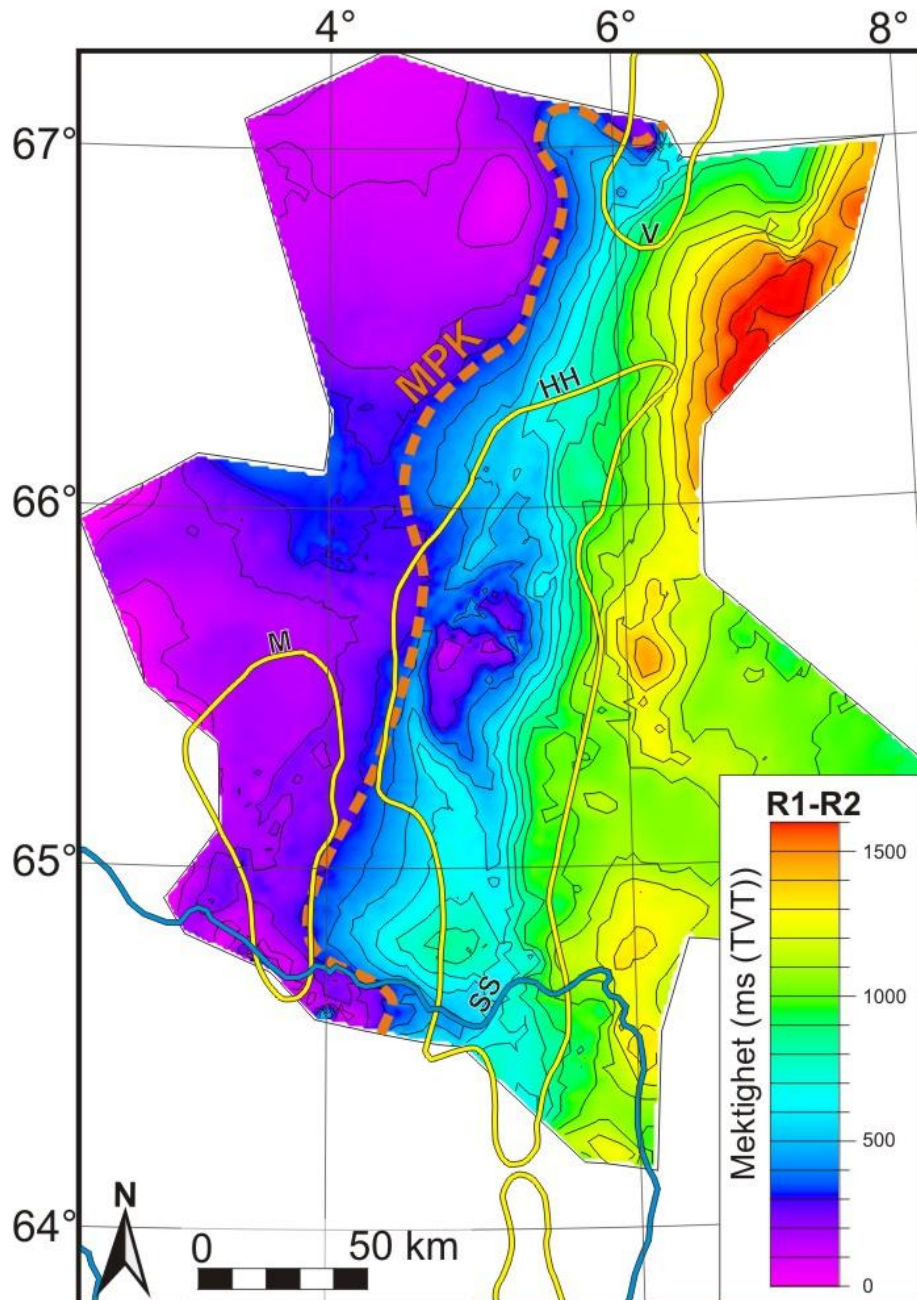


**Figur 4.51** Seismisk profil fra rygg 2 (Fig. 4.12) (20 ganger vertikalt overdrevet). Identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler og lokasjon til profilet er anvist med rød strek i minikart til høyre.

I seismiske profil inneholder enheten kraftige parallelle reflektorer med stor vinkel som trunkerer mot R2 øst for MPK. Dette er typisk for prograderende klinoformer. I området mellom HHA og MPK inneholder enheten i seismiske profil parallelle reflektorer som blir gradvis mer kontinuerlige (Fig. 4.50). I området vest for MPK er interne reflektorer i enhet I parallelle med havbunnen. Enheten er også påvirket av skredarr og enkelte større forkastninger, spesielt i området over HHA (Fig. 4.52).



**Figur 4.52** Seismisk profil som krysser HHA (20 ganger vertikalt overdrevet). Identifiserte reflektorer markert med fargekodede piler og lokasjon til profilet er anvist med rød strek i minikart til høyre.



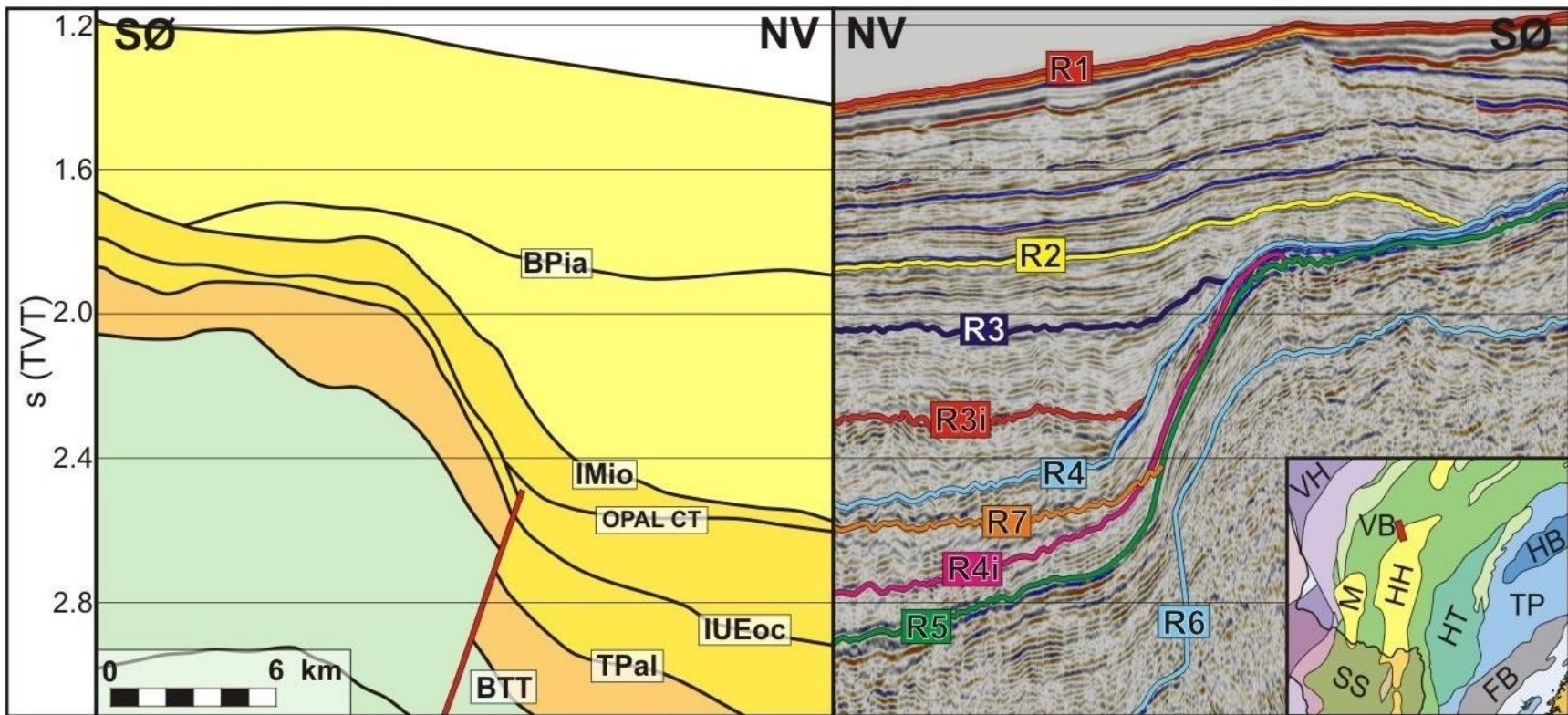
**Figur 4.53** Mektighetskart til enhet I (avgrenset av reflektor R1 og R2). Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring. MPK - Maksimal vestlig utstrekning av prograderende klinoformer markert med stiplet oransje linje.

#### 4.3.4 Korrelering av seismostratigrafiske enheter mot etablert seismiske rammeverk

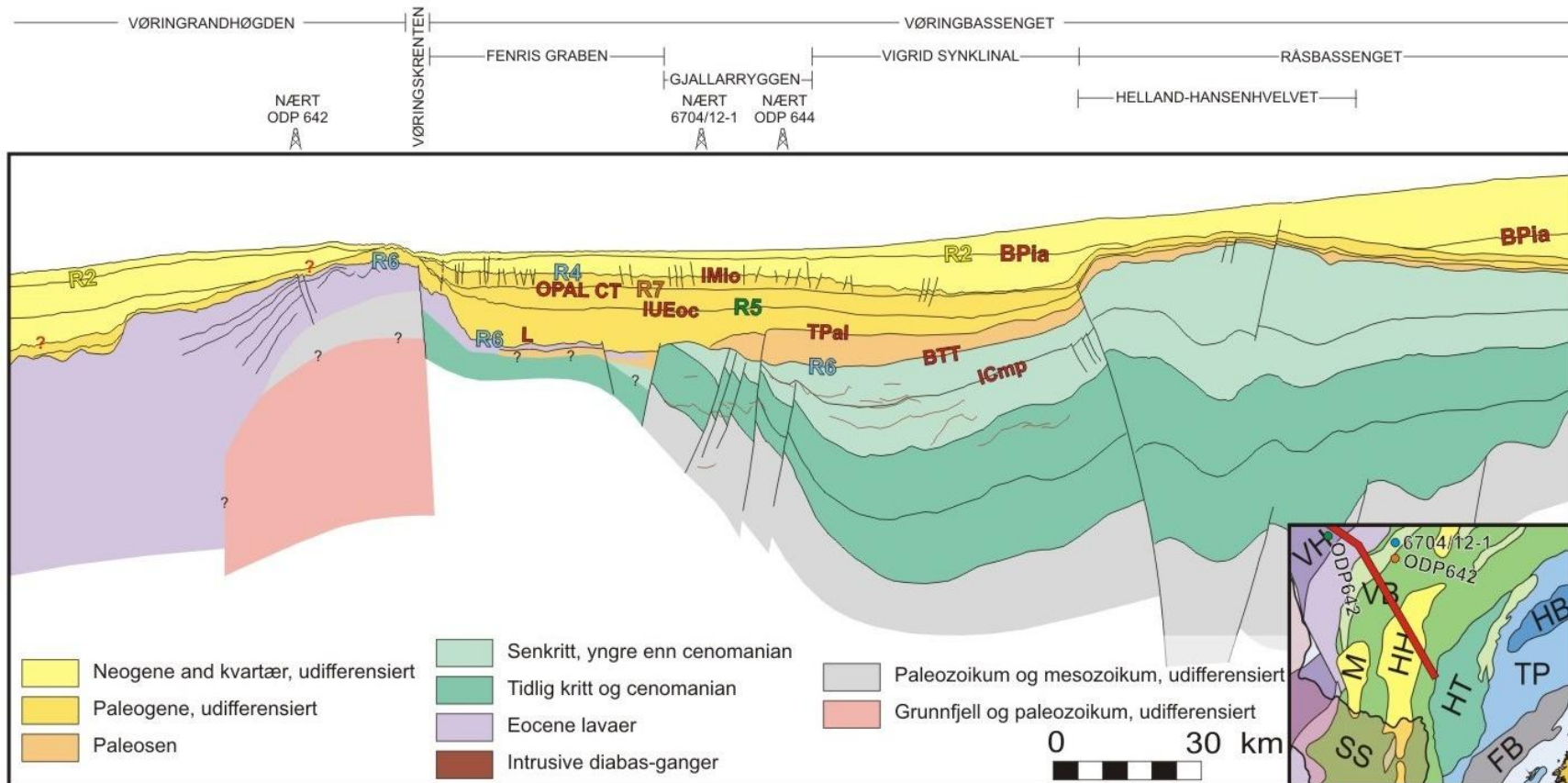
I dette delkapittelet vil identifiserte seismiske reflektorer, knyttes sammen med det allerede etablerte seismiske og litologiske rammeverket fra Blystad et al. (1995) og Brekke (2000), og det seismiske rammeverket for den plio-pleistocene Naustfm fra Rise et al. (2010).

Det seismiske rammeverket fra Blystad et al. (1995) og Brekke (2000) omfatter brønntilknytninger til fjerntliggende brønner i Mørebasen og på Haltenterrassen. Flere geoseismiske profiler er publisert av Blystad et al. (1995), og det har dermed vært mulig å korrelere seismiske reflektorer identifisert i denne studien mot seismiske reflektorer tolket av Blystad et al. (1995). Følgende seismiske reflektorer fra Blystad et al. (1995) vil korreleres mot seismiske reflektorer fra denne studien (yngst til eldst): BPia – *Bunn sen pliocen inkonformiteten*, IMio – *Midt miocen inkonformiteten*, OPAL CT – opal A-CT grensen, IUeoc – *Intra sen eocen inkonformiteten*, L – Eocene lavaer, TPal – Topp paleocen og BTT – *Bunn tertiær inkonformiteten*. Korrelasjonen av det seismiske rammeverket fra denne studien mot rammeverket fra Blystad et al. (1995) ble gjennomført ved å sammenligne et geoseismisk profil fra Blystad et al. (1995) (Fig. 4.55) med en tilsvarende seismisk linje tilgjengelig for denne studien. Figur 4.54 viser et utsnitt fra profil F sammen med et speilvendt seismisk profil fra tilsvarende intervall. De identifiserte seismiske reflektorene reflektor R1-R7, og reflektor R3i og R4i er markert i det seismiske profilet. På denne måten er det tydelig hvilke seismiske reflektorer fra denne studien som sammenfaller med seismiske reflektorer identifisert av Blystad et al. (1995). Korrelasjonen avdekket at reflektor R2 sammenfaller med BPia, reflektor R4 sammenfaller med IMio, reflektor R6 sammenfaller med BTT og reflektor R7 sammenfaller med OPAL CT (Fig. 4.54). Figur 4.55 viser hele profil F fra Blystad et al. (1995) med seismiske reflektorer fra denne studien markert i figuren.

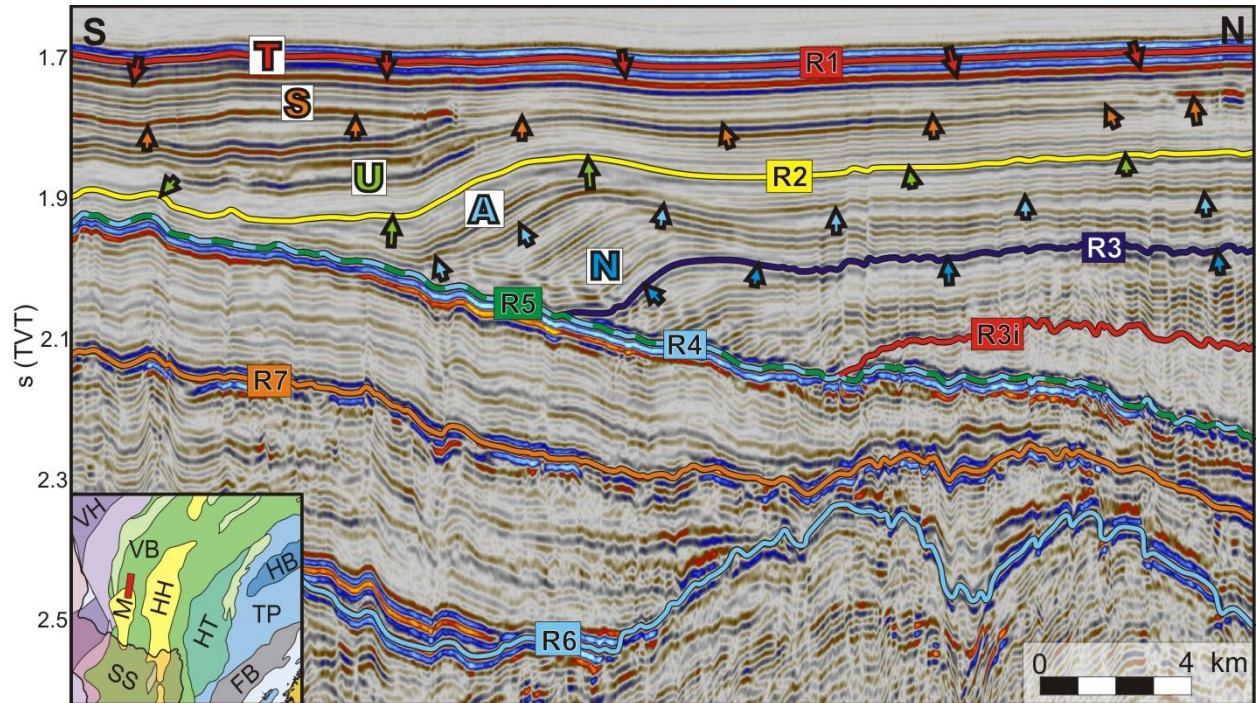
Det seismiske rammeverket for Naustfm fra Rise et al. (2010) ble også korrelert mot det seismiske rammeverket generert under denne studien (Fig. 4.56). Det finnes i denne studien seismiske profiler som tilsvarer de seismiske profilene som er vist i figurer i Rise et al. (2010). Dermed ble et seismisk profil fra nordlige deler av MA fra Rise et al. (2010) sammenlignet med det samme seismiske profilet fra denne studien (Fig. 4.56). Figur 4.56 viser det seismiske profilet fra denne studien med reflektorer fra denne studien og reflektorer fra Rise et al. (2010) anvist i figuren. Denne korrelasjonen avdekker at reflektor R3 tilsvarer bunn Naust N, og reflektor R2 tilsvarer bunn Naust U. Dermed tilsvarer enhet II, Naust N og Naust A, mens enhet I tilsvarer Naust U, Naust S og Naust T. Figur 4.57 viser et seismisk profil fra Rise et al. (2010) som krysser Haltenbanken og Vøringbasen. I figur 4.57 er også studerte seismiske reflektorer fra denne oppgaven markert. Figur 4.57 avdekker at enhet II kun tilsvarer Naust N og Naust A i Vøringbasen vest for HHA. I området øst for HHA tilsvarer enhet I hele Naustfm (Naust N-T) (Fig. 4.57).



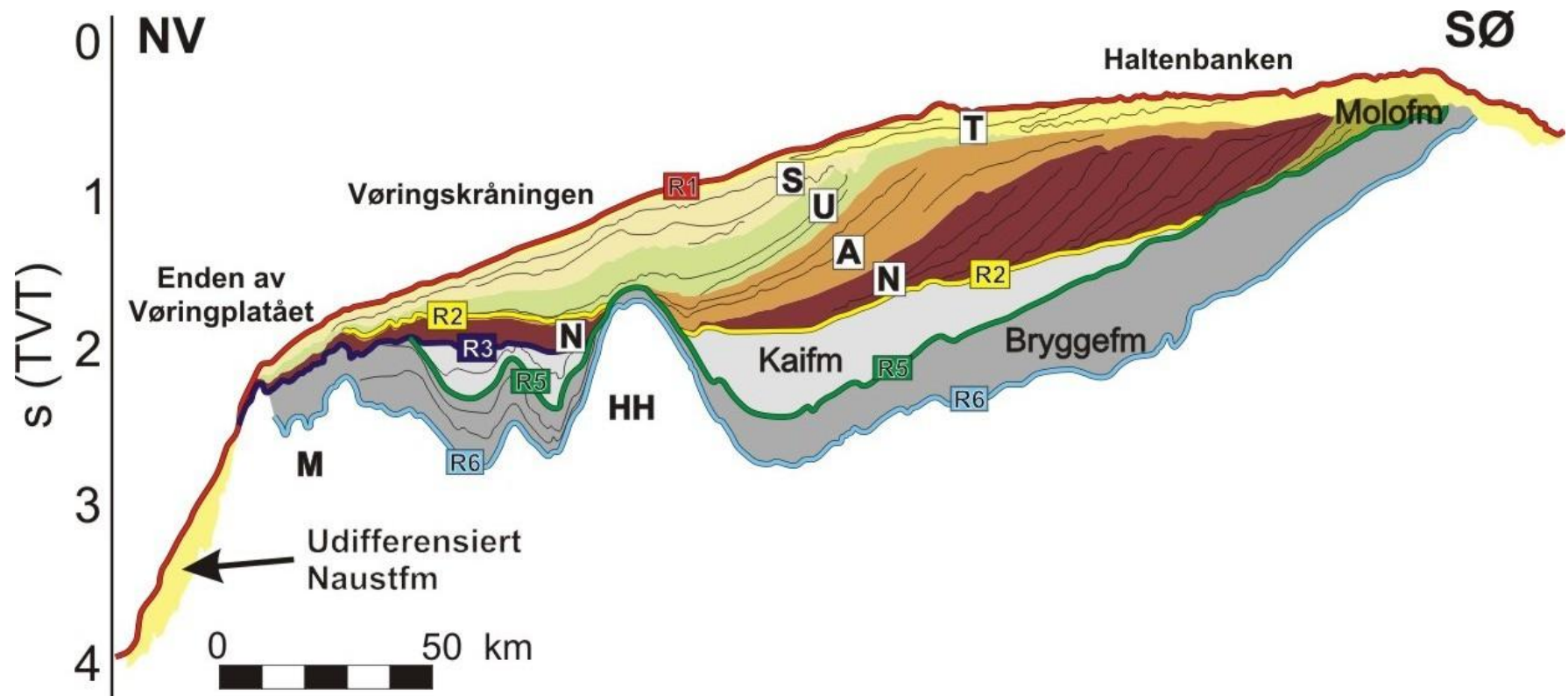
**Figur 4.54** Geoseismisk seksjon til venstre og tilsvarende speilvendt seismisk profil med markerte tolkede reflektorer til høyre. Lokasjonen til den geoseismiske seksjonen og det seismiske profilet er markert med rød linje i minikartet.



**Figur 4.55** Geoseismisk seksjon som krysser Vøringbassenget (modifisert fra Blystad et al. (1995)). Reflektor R2, R4, R5, R6 og R7 markert i figuren. Lokasjon til den geoseismiske seksjonen er markert med rødt, sammen med lokasjonen til nærliggende brønner (sirkler) i minikartet.



**Figur 4.56** Seismisk profil fra MA (20 ganger vertikalt overdrevet). Tolkede seismiske reflektorer markert med fargekodede streker. Tolkede reflektorer fra Rise et al. (2010), som avgrenser Naust N-T, markert med fargekodede piler. Lokasjon til profilet er anvist med rød strek i minikart til høyre.



**Figur 4.57** Tolket seismisk seksjon som krysser Haltenterrassen og Vøringbassenget, med seismisk stratigrafi markert i figuren (Rise et al., 2010). Tolkede reflektorer er markert med fargekodede linjer.



## 4.4 Litostratigrafi

Beskrivelse av sedimenttyper identifisert i denne studien er basert på loggdata fra brønnene 6405/7-1 og 6704/12-1. For brønn 6704/12-1 er også en geoteknisk boring gjennomført hvor prøver er tatt Kaifm og Naustfm (Eidvin et al., 1998). I tillegg er ODP brønnene 644 og 642 boret innenfor studieområdet. I dette kapittelet beskrives resultatene fra korrelasjon av overnevnte brønner mot det seismiske rammeverket fra denne oppgaven. I brønner hvor prøver er tatt fra sedimentene vil også sedimentenes sammensetning presenteres.

For å gi en nøyaktig korrelasjon mellom de tolkede seismiske sekvensgrenser og brønnstratigrafien i brønnene 6405/7-1 og 6704/12-1 ble gjennomsnittlig intervallhastighet for hver formasjon, som er identifisert i brønnene, utledet gjennom studie av de akustiske hastighetsloggene (Figurer: 4.58 og 4.59). De resulterende gjennomsnittlige intervallhastighetene for de studerte formasjonene er vist i tabell 4.2. Den gjennomsnittlige hastigheten ble deretter benyttet for å tidskonvertere brønnene slik at de kan projiseres inn på et nærliggende seismisk profil. På denne måten kan den etablerte litostratigrafien for Vøringbassenget knyttes sammen med reflektorene fra denne studien. I studien av avsetningsratene til de seismostratigrafiske enhetene er de gjennomsnittlige intervallhastighetene ("gj. sn." i Tabell 4.2) benyttet for å konvertere de seismiske mektighetskartene til mektighet i m.

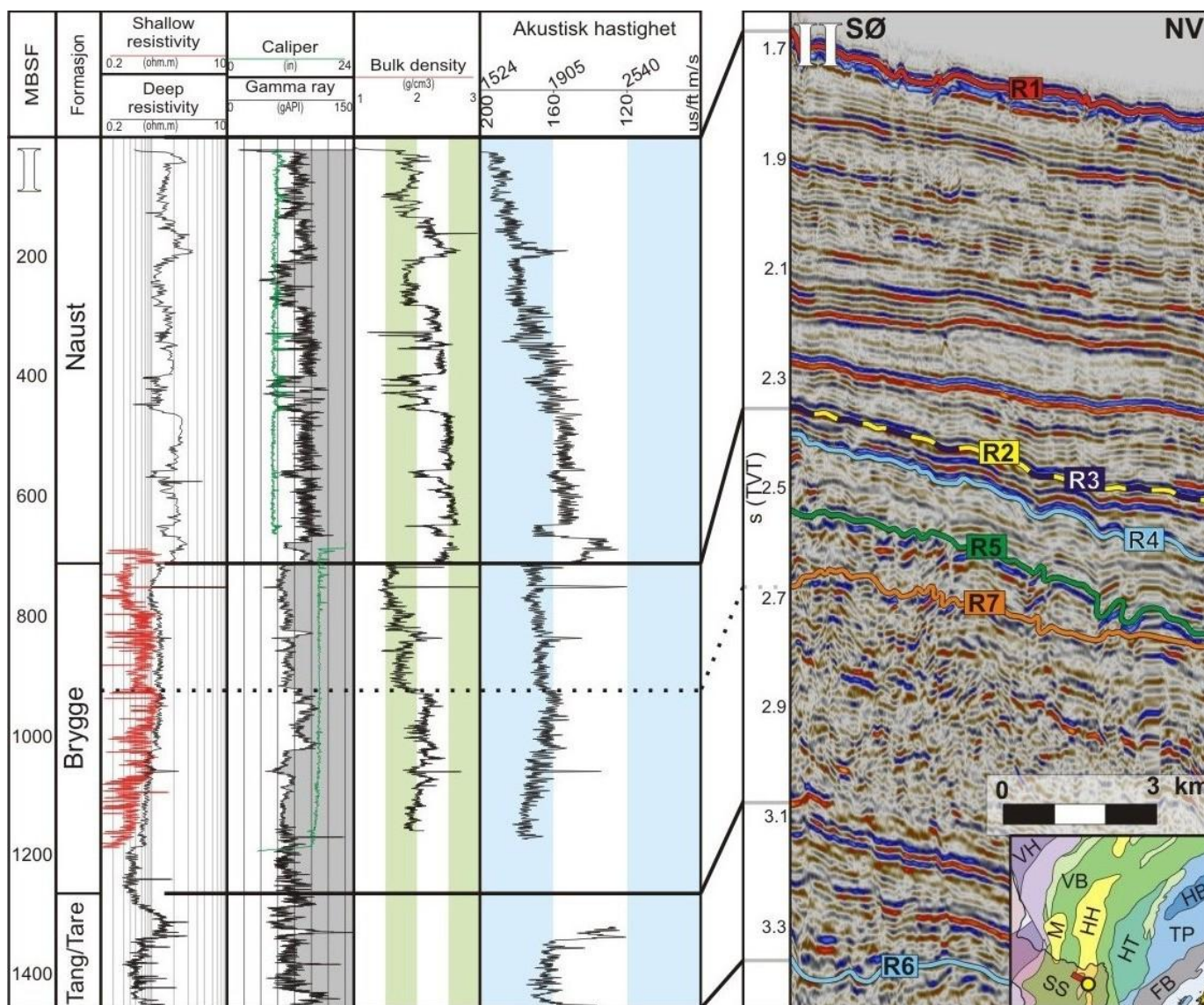
Gjennomsnittlig intervallhastighet (m/s)			
Formasjon	6405/7-1	6704/12-1	Gj.sn.
Naust	1 741	1 487	1600
Kai	-	1 563	1650
Brygge	1 792	1 905	1800
Tang/Tare	2 032	-	2000

**Tabell 4.2** Resultatet av hastighetsberegninger fra de kenozoiske formasjonene i brønnene 6405/7-1 og 6704/12-1. "Gj. sn." angir gjennomsnittlige intervallhastigheter som antas å være representative for hele studieområdet.

### *Brønn 6405/7-1*

Brønn 6405/7-1 ble boret i 2003 sør på HHA innenfor Storeggaskredgropen i Ellidaprospektet. Brønnen er boret ned til 3093 m under havbunnen (mbsf), og penetrerer 730 m av Naustfm, 570 m av Bryggefm og 160 m av Tangfm og Tarefm (NPD, 2010). Kaifm er erodert i Storeggaskredgropen og Naustfm er dermed lokalisert direkte over Bryggefm i brønn 6405/7-1. Dypet til brønn 6405/7-1 ble først konvertert til TVT, ved å benytte intervallhastighetene fra brønnen i tabell 4.2. Beregnet dyp til havbunnen er 1.64 s (TVT) (havdyp: 1206 m), til bunn Naustfm er 2.41 s (TVT) (729 mbsf), til bunn Bryggefm er 3.04 s (TVT) (1300 mbsf) og til bunn Tarefm er 3.20 s (TVT) (1458 mbsf). Deretter ble brønnen er projisert inn på en seismisk linje som passerer 800 m fra brønnen (Fig. 4.58). Siden den nærmeste seismiske linjen passerer ca. 800 m fra brønnen må brønnen projiseres i et område på den seismiske linja som kan ligne på området hvor brønnen er tatt. Et område med tilsvarende havdyp og dyp til bunnen av den kenozoiske sedimentære lagrekken (bunn Tarefm), ble valgt. Bunn Tarefm tilsvarer *Bunn tertiær inkonformiteten* (BTT) som tidligere er korrelert mot reflektor R6. Denne reflektoren danner vinkeldiskordans til underliggende lagning (Blystad et al., 1995). Dermed er den relativt enkel å identifisere i seismiske profil.

Brønnen er projisert inn på det seismiske profilet i et område hvor det seismiske tidsdypet til reflektor R1 er 1.68 s (TVT), og tidsdypet til reflektor R6 er 3.16 s (TVT). Resultatet fra projiseringen viser at havbunnen i brønnen tilsvarer reflektor R1 og Bunn Naustfm tilsvarer både reflektor R2 og R3 som sammenfaller i det seismiske profilet ved 2.35 s (TVT). I området har underliggende lagning topplapp mot reflektor R2 og R3, og disse reflektorene danner dermed en erosjonsgrense. Denne erosjonsgrensen representerer bunnen av Naustfm, som har en alder mellom pliocen til holocen (Stoker et al., 2005a). Både reflektor R4 og reflektor R5 tilsvarer i brønn 6405/7-1 interne reflektorer i Bryggefm. Reflektor R4 er identifisert i øverste deler av Bryggefm og reflektor R5 er identifisert noe dypere (ca. 0.16 s (TVT)) i Bryggefm. Bryggefm er avsatt i perioden mellom tidlig eocen og tidlig miocen (Fjellanger et al., 2005). I denne brønnen tilsvarer reflektor R6 bunn Tangfm, representert av BTT (Brekke, 2000). Alderen til BTT er mellom øvre kritt og nedre paleocen (Brekke, 2000).

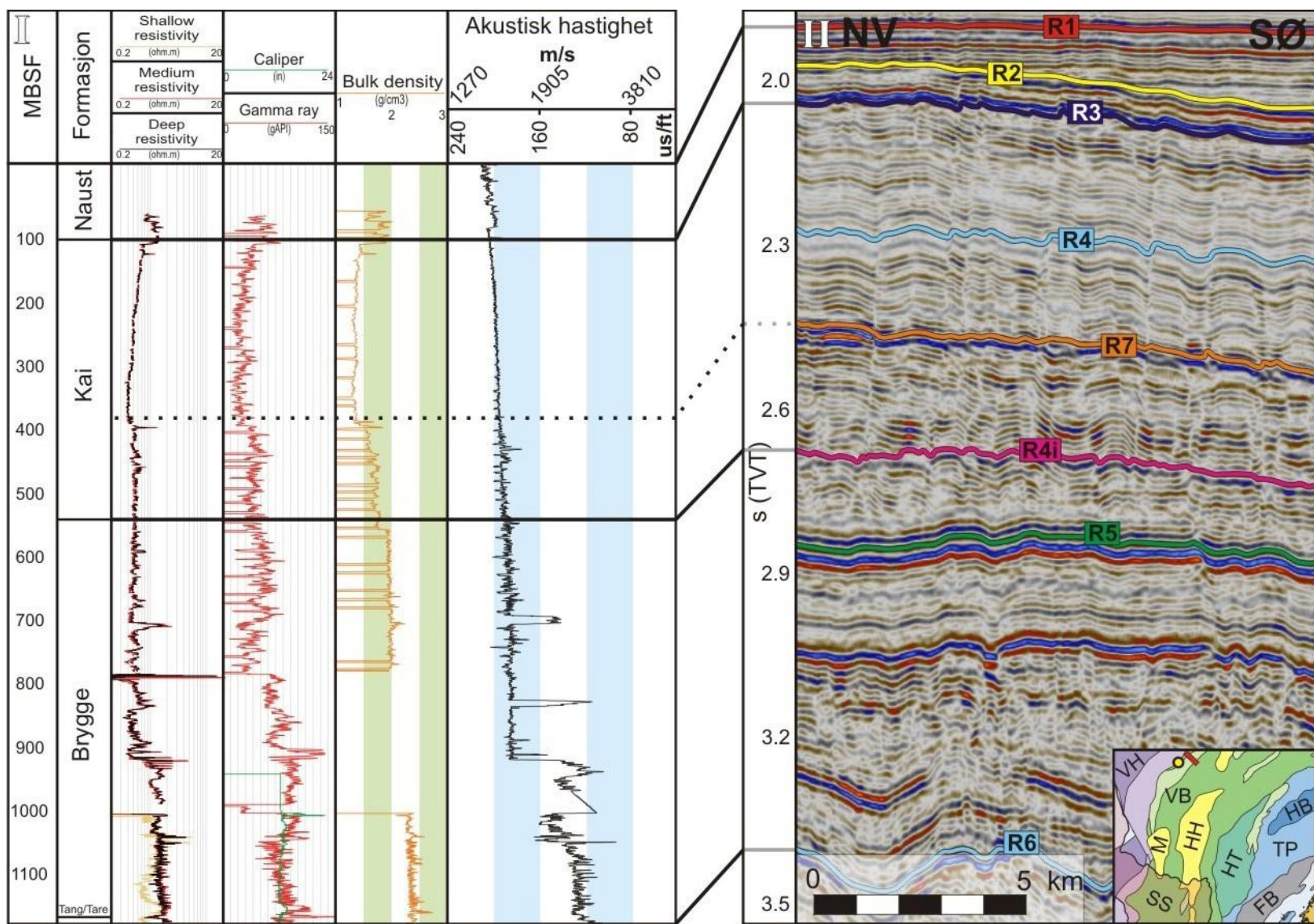


**Figur 4.58** Brønnstratigrافي og brønnlogger fra brønn 6405/7-1 projisert på et seismisk profil (10 ganger vertikalt overdrevet) som krysser brønnlokasjonen. Tolkede horisonter er markert med fargekodede linjer, og lokasjonen til det seismiske profilet (rød strek) og brønnen (gul sirkel) er markert i minikartet til høyre.

### *Brønn 6704/12-1*

Brønn 6704/12-1 ble boret i 1998 på GR i Vøringbassenget. Brønnen er boret ned til 2717 mbsf, og penetrerer 110 m av Naustfm, 610 m av Kaifm, 630 m av Bryggefm og 10 m av Tangfm og Tarefm (NPD, 2010). En geoteknisk boring ble gjennomført i brønnen av SEABED prosjektet, og det ble tatt prøver fra Naustfm og øvre deler av Kaifm. Gjennomsnittlige intervallhastigheter benyttet til å konvertere dypet til brønn 6704/12-1 til TVT er oppgitt i tabell 4.2. Beregnet dyp til havbunnen er 1.84 s (TVT) (havdyp: 1352 m), til bunn Naustfm er 1.98 s (TVT) (107 mbsf), til bunn Kaifm er 2.76 s (TVT) (714 mbsf), til bunn Bryggefm er 3.42 s (TVT) (1342 mbsf) og til bunn Tangfm er 3.43 s (TVT) (1352 mbsf). Brønnen ble projisert inn på det nærmeste seismiske profilet som passerer omtrent 8 000 m fra brønnen (Fig. 4.59). Den relativt store avstanden fra brønnen til den seismiske linja gjør det vanskeligere å finne en seksjon i seismikken som nøyaktig tilsvarer området hvor brønnen er boret.

Reflektor R6 sammenfaller med BTT og brønnen er projisert inn på et område i det seismiske profilet, nord på GR, med et havdyp på ca. 1.9 s (TVT) og et dyp ned til reflektor R6 på 3.4 s (TVT). Projiseringen av brønnen i det seismiske profilet viser at havbunnen i brønnen tilsvarer reflektor R1. Reflektor R2 identifisert ved 1.98 s (TVT) tilsvarer i brønnen en intra Naustfm horisont. Reflektor R3 identifisert ved 2.05 s (TVT) i det seismiske profilet tilsvarer bunnen av Naustfm i brønnen. Bunnen av Naustfm antas å være fra pliocen alder (Løseth og Henriksen, 2005). Bunn Kaifm i brønnen tilsvarer reflektor R4i (2.68 s (TVT)) i det seismiske profilet. Bunnen av Kaifm er representert av *Bunn Kai inkonformiteten* (BKU) (Brekke, 2000; Løseth og Henriksen, 2005). Reflektor R6 identifisert ved 3.4 s (TVT) tilsvarer bunnen av Bryggefm. Tangfm og Tarefm har mektighet under seismisk oppløsning (<15.4 m, tabell 3.2) og sammenfaller også med reflektor R6. Reflektor R6 tilsvarer dermed i brønnen til bunnen av Tangfm, eller BTT som er har en alder mellom øvre kritt og nedre paleocen (Brekke, 2000).



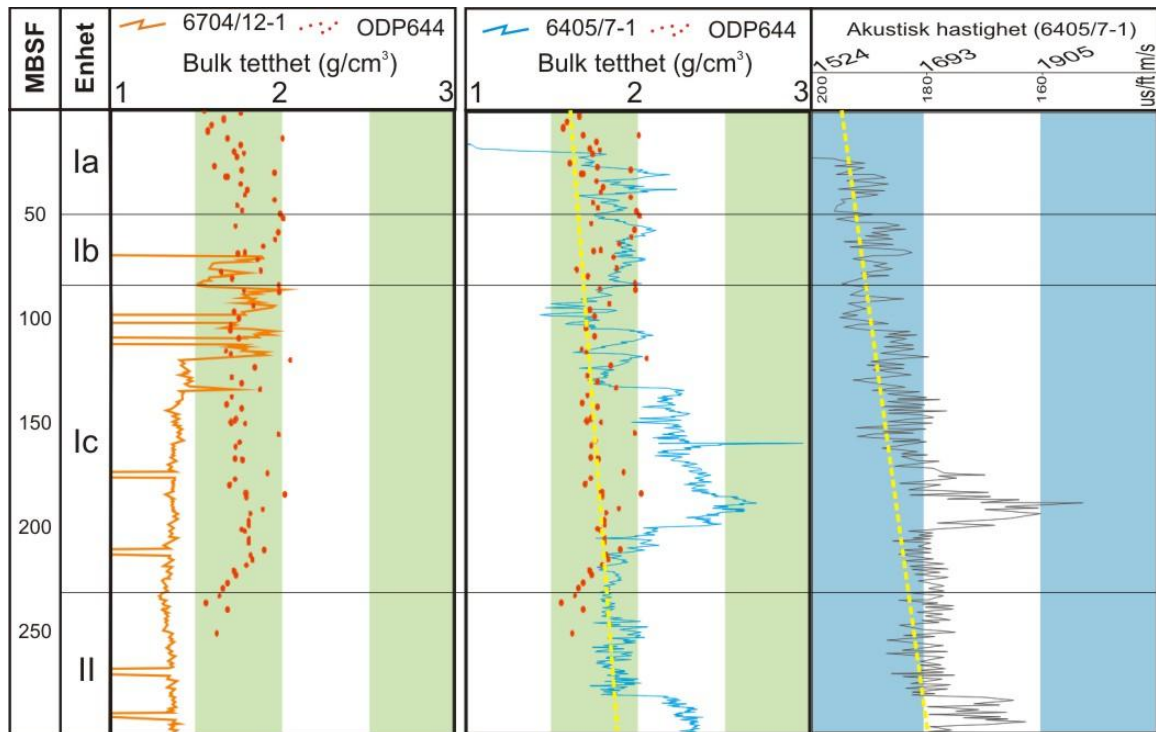
**Figur 4.59** Brønnstratigrافي og brønnlogger fra brønn 6704/12-1 projisert på et seismisk profil (10 ganger vertikalt overdrevet) omtrent 8 km fra brønnlokasjonen hvor tolkede horisonter er markert med fargekodede linjer. Lokasjonen til det seismiske profilet (rød strek) og brønnen (gul sirkel) er markert i minikartet til høyre.

I den geotekniske boringen som ble gjennomført i brønn 6704/12-1 ble flere prøver tatt fra Naustfm og øvre deler av Kaifm. I Naustfm ble store konsentrasjoner av planktoniske foraminifera, som indikerer et åpent og dypmarint miljø. Innholdet av arktiske arter som *E. excavatum forma clavata*, *E. subarticum*, *C. reniforme* og *N. pachyderma* i den planktoniske faunaen indikerer kaldtvanns miljø (Eidvin et al., 1998). I øvre deler av Kaifm avdekket den geotekniske boringen store konsentrasjoner av *radiolaria*, *diatomer*, *bolboforma* og *planktonisk foraminifera*, som er typisk for åpent marint miljø med lite vannturbulens (Eidvin et al., 1998). I tillegg ble enkelte arter av dypvannsforaminifera som *O. umbonatus* og *P. murrhina* identifisert, og disse indikerer et havdyp mellom 1 000 til 4 000 m (Eidvin et al., 1998).

### *ODP brønn 644*

ODP brønn 644 ble boret i 1987 i VS, sør for GR (Fig. 3.10). Eldholm et al. (1987b) korrelerte ODP brønn 644 mot et seismisk profil ved å anta en gjennomsnittlig intervallhastighet på 1600 m/s. Siden den gang er mer data tilgjengelig og dybdekonvertering av brønnen fra m til TVT ble i gjort ved å benytte intervallhastigheten i de øverste sedimentlagene hentet fra målinger av akustisk hastighet fra brønn 6704/12-1 (Fig. 4.59) og 6405/7-1 (Fig. 4.58) i Vøringbassenget. Målingene av intervallhastighet varierer mye mellom de to brønnene. For eksempel er gjennomsnittlig intervallhastighet for Naustfm beregnet til 1 487 m/s i brønn 6704/12-1 og 1 741 m/s i brønn 6405/7-1 (Tabell 4.2). For å teste hvilken av de to brønnene som er mest representative for ODP brønn 644 bulk tetthetsmålinger fra ODP brønn 644 sammenlignet med bulk tetthetsmålinger fra brønnene 6704/12-1 og 6405/7-1. Denne sammenligningen viste at bulk tetthetsmålingene i brønn 6405/7-1 hadde relativt lik trend som samme måling i ODP brønn 644 i de øverste 300 m av brønnen (Fig. 4.60). Siden variasjoner i tetthet ofte sammenfaller med variasjoner i akustisk hastighet, dersom det ikke er vesentlig endring i sammensetning av sedimentet, kan man anta at sedimentene i de øverste 300 m i brønn 6405/7-1 er relativt like sedimentene i ODP brønn 644. Intervallhastighetsmålinger foretatt i brønn 6405/7-1 kan dermed være mer representative for sedimentene i ODP brønn 644 enn intervallhastighetsmålingene i brønn 6704/12-1. Selv om sistnevnte brønn har posisjon nærmere ODP brønn 644. Basert på sammenligninger mellom dybdetrenden til bulk tetthet og dybdetrenden til den akustiske hastigheten i brønn 6405/7-1, ble en dybdetrend for akustisk hastighet estimert for ODP brønn 644 (stiplet gul linje i Fig. 4.60). Den estimerte dybdetrenden for ODP brønn 644 indikerer at man kan forvente en gjennomsnittlig intervallhastighet for ODP enhet Ia i ODP brønn 644 på 1580 m/s. For ODP enhet Ib forventes gjennomsnittlig intervallhastighet på 1596 m/s, for ODP enhet Ic forventes 1639 m/s og for ODP enhet II forventes 1684 m/s (Fig. 4.60). Gjennomsnittlig intervallhastighet for de øverste 300 m antas å være 1630 m/s.

Vanddyppet over ODP brønn 644 er 1227 m og beregnet tidsdypp er til havbunnen er 1.67 s (TVT). Beregnet dyp for bunn av ODP enhet Ia i ODP brønn 644 er dermed 1.73 s (TVT), for bunnen av ODP enhet Ib er beregnet dyp 1.77 s (TVT), for ODP enhet Ic er beregnet dyp 1.95 og for ODP enhet II er beregnet dyp 1.98 s (TVT).



**Figur 4.60** Bulk tetthetslogger fra brønnene 6704/12-1 (til venstre) og 6405/7-1 (i midten) med bulk tetthetsmålinger fra ODP brønn 644 lagt over (røde prikker). Akustisk hastighetslogg fra brønn 6405/7-1 til høyre. Gul stiplet linje angir dybdetrend for sedimentene i ODP brønn 644. Tetthetsmålinger fra ODP brønn 644 er hentet fra Eldholm et al. (1987b).

ODP brønn 644 ble projisert inn på en seismisk linje som går direkte over brønnlokaliteten for å korrelere brønnen mot de seismiske studiene i området (Fig. 4.61). Reflektor R3 identifisert ved 1.91 s (TVT) i det seismiske profilet sammenfaller med toppen av ODP enhet II i brønnen. Reflektor R2 identifisert ved 1.76 s (TVT) i det seismiske profilet er en intern reflektor i ODP enhet Ic. Eldholm et al. (1987b) undersøkte magnetisk polaritetsmønster i brønnen og resultatet fra analysen ble sammenlignet med den globale geomagnetiske polaritetstidslinjen til Berggren et al. (1985) for å generere en alderskurve for brønnen. Den ferdige alderskurven til ODP brønn 644 viste at alderen på sedimentene i ODP brønn 644 er yngre enn 2.8 millioner år før nåtid (Ma) (Fig. 4.62). Reflektor R2 og R3 er markert i figur 4.62 med stiplede linjer ved korrekt dyp i brønnen (henholdsvis 105 og 227 mbsf). Ved å lese av

hvor reflektor R2 og R3 krysser tidslinjen kan man å finne alderen på disse reflektorene. Ut fra kurven (Fig. 4.62) har reflektor R2 en alder på 0.9 Ma og reflektor R3 har en alder på 2.6 Ma.

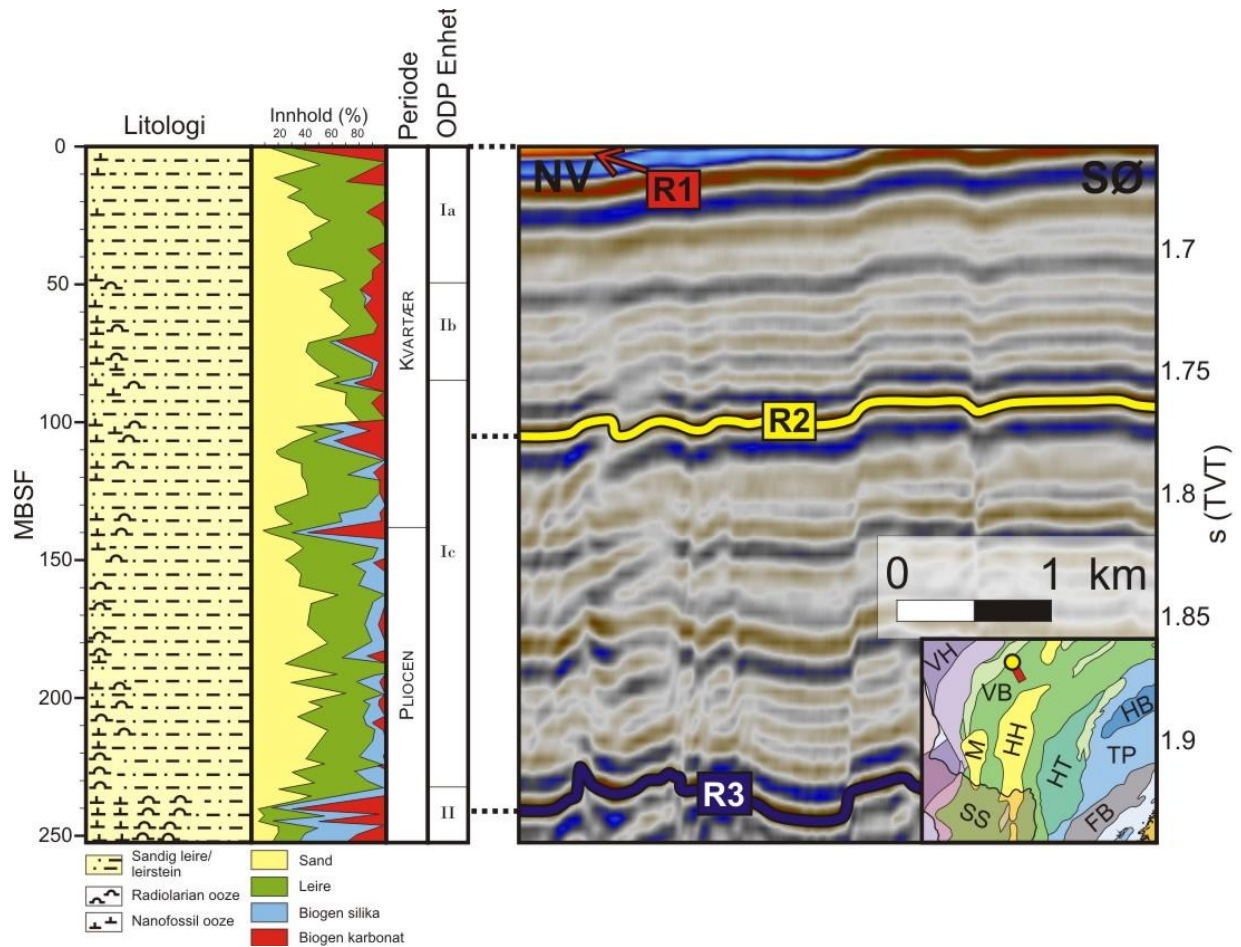
Loggen for kornstørrelse fra ODP brønn 644 (Fig. 4.61) viser et sandinnhold i enhet I som varierer mellom 20 til 60 % og leirinnholdet varierer mellom 20 til 60 %. I tillegg inneholder enhet I sporadiske konsentrasjoner av biogen karbonat på opptil 40 % i enkelte intervaller. I følge Eldholm et al. (1987b) består enhet I av vekslende, mørke, karbonatfattige og glasiale sandige leirer, og lyse, interglasiale og kalkrike leirlag. I tillegg inneholder enheten enkelte lag med sandige kalkrike leirlag og mindre foraminifera-nannofossil oozelag. Loggen for kornstørrelsen viser et sandinnhold i enhet II som varierer mellom 20 til 40 % for ulike intervaller og leirinnhold mellom 20 til 60 %. I forhold til Enhet I inneholder Enhet II en større andel av biogen karbonat konsentrert i enkelte intervaller og inneholder også mellom 10-20 % biogen silika (Fig. 4.61). I følge Eldholm et al. (1987b) består enhet II av vekslende, mørke, karbonatfattige og glasiale sandige leirer, og lyse, interglasiale og silikarike leirlag. I tillegg inneholder enheten lag med silikarike nannofossil leirer og mindre nannofossil leirer. I forhold til enhet I inneholder enhet II en høyere bestanddel av biogen karbonat og biogen silika som indikerer at enhet II har hatt høyere biologisk aktivitet enn enhet I.

### *ODP brønn 642*

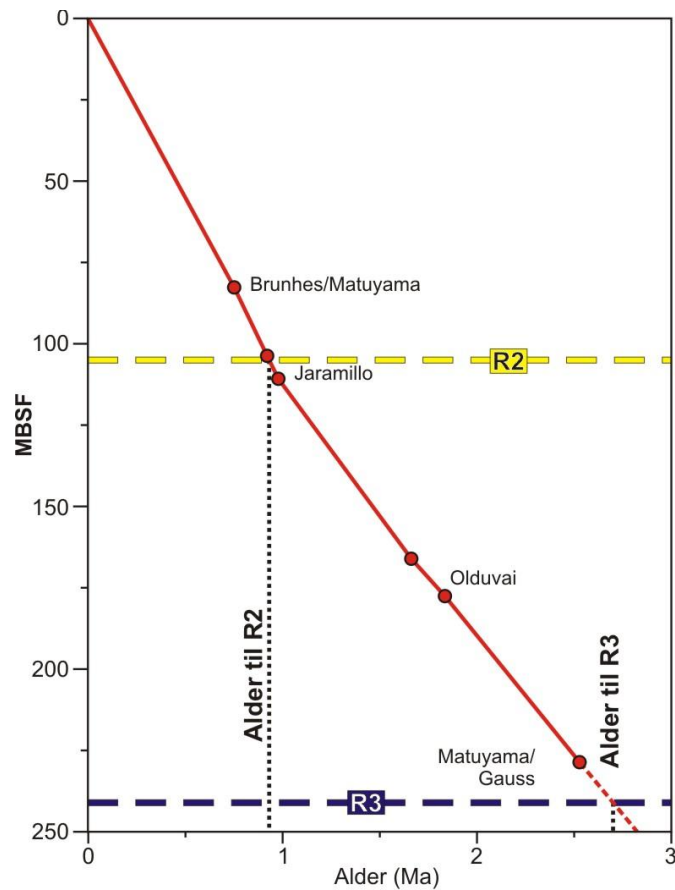
ODP brønn 642 ble boret i 1985 på VMH (Fig. 3.10). Det nærmeste seismiske profilet til brønnen passerer 40 km nordøst for brønnen. På grunn av den store avstanden mellom brønnen og det seismiske profilet er det ikke hensiktsmessig å dybdekonvertere brønnen med like stor nøyaktighet som de andre brønnene. I stedet ble den gjennomsnittlige intervallhastigheten, beregnet av Eldholm et al. (1985) til 1 600 m/s for den sedimentære delen av brønnen, benyttet. Den sedimentære delen av brønnen (ODP enhet IV-I) har en mektighet på 315.2 m, eller 0.39 s (TVT) dersom gjennomsnittlig intervallhastighet er 1600 m/s. Ved å sammenligne den seismiske linja, som er 40 km nordøst for brønnen, med brønnkorreleringen foretatt av ODP under innsamling av kjernen (Fig. 4.63) ble tilsvarende intervall identifisert i den nærliggende seismiske linjen. ODP brønn 642 er projisert inn på den seismiske linjen. Et område hvor dypet til reflektor R6 under havbunnen er omtrent 0.4 s (TVT) (Fig. 4.64). Dermed vil den seismiske linjen selv om den er fra et område et stykke borte fra brønnen kunne danne et bilde av sedimentære strukturer i området rundt brønnen. ODP brønn 642 er boret på nordsiden av en rygg på en rygg over VMH. Her finnes kun to seismiske linjer tilgjengelig for oppgaven og muligheten for å korrelere seismiske reflektorer fra Vøringbassenget til over VMH er dermed begrenset til langs disse to



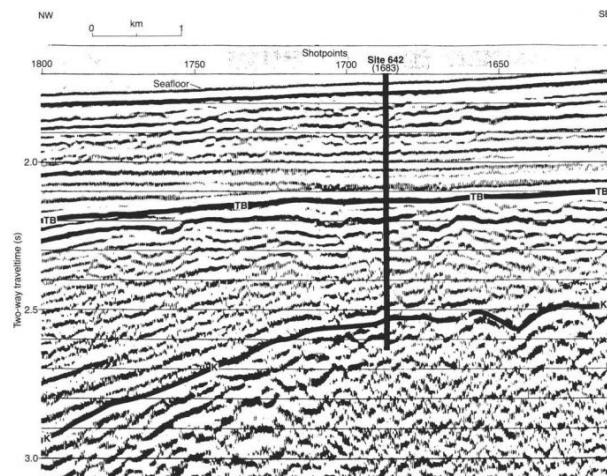
profilene. Kun tre av reflektorene R1-R3 er kontinuerlige fra Vøringbassenget og over en lokal høyde på VMH, og kun disse reflektorene kan derfor knyttes til kjernen. De resterende reflektorene R4-R7 kan ikke direkte knyttes til brønnen, selv om det antas at tilsvarende reflektorer kan krysse brønnen.



**Figur 4.61** ODP brønn 644 (Eldholm et al., 1987b) projisert på et seismisk profil (10 ganger vertikalt overdrevet), med tolkede horisonter markert med fargekodete linjer. Lokasjonen til det seismiske profilet (rød strek) og brønnen (gul sirkel) er markert i minikartet til høyre.



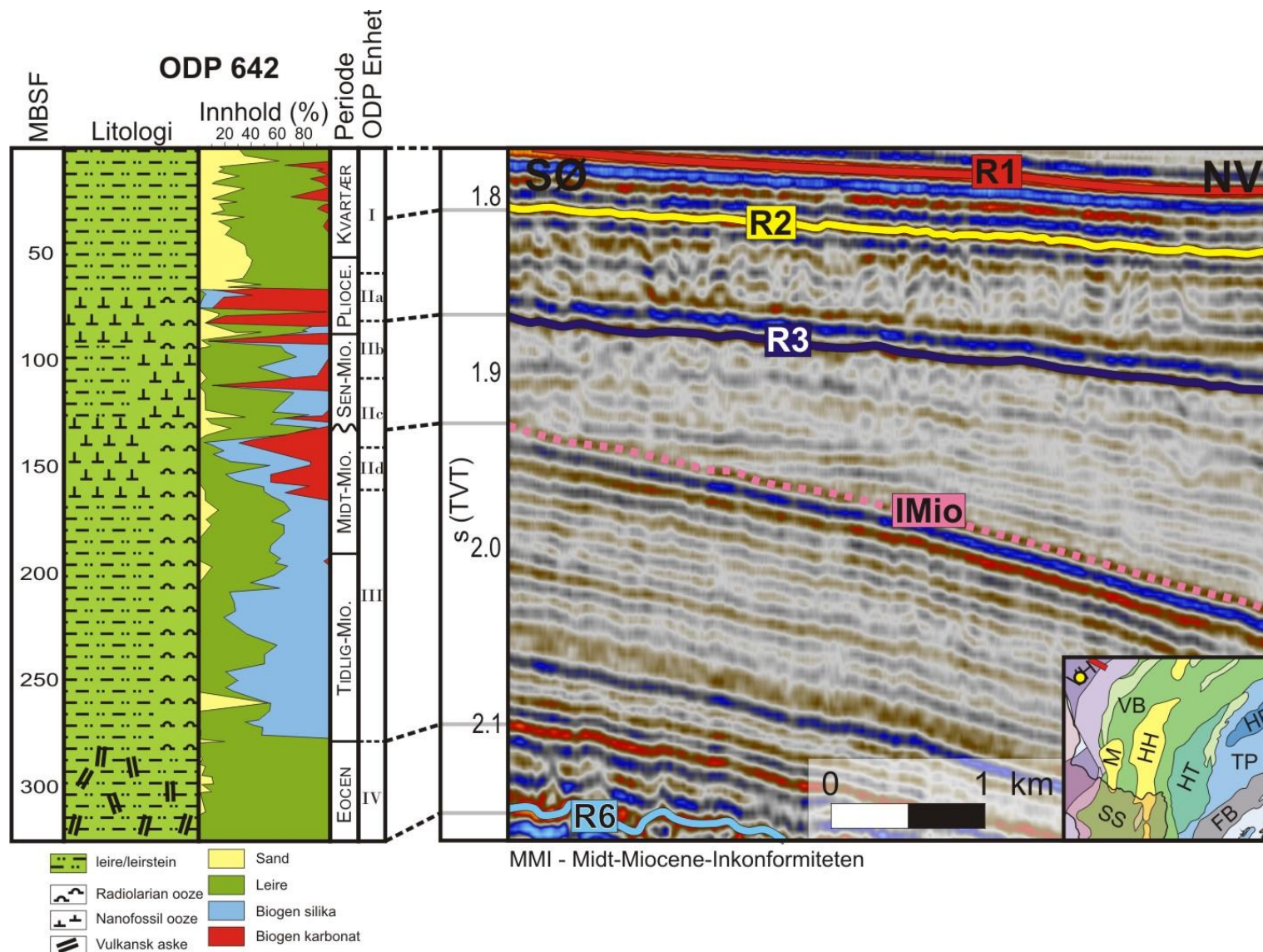
**Figur 4.62** Sediment akkumulasjon ved ODP lokasjon 644, utledet ved korrelasjon av magnetisk polaritetsmønster i brønnen med den geomagnetiske polaritetstidslinjen til Berggren et al. (1985) (modifisert fra Eldholm et al., 1987b). Reflektor R2 og R3 er markert inn i brønnen og stiplet linje indikerer alder på reflektorene.



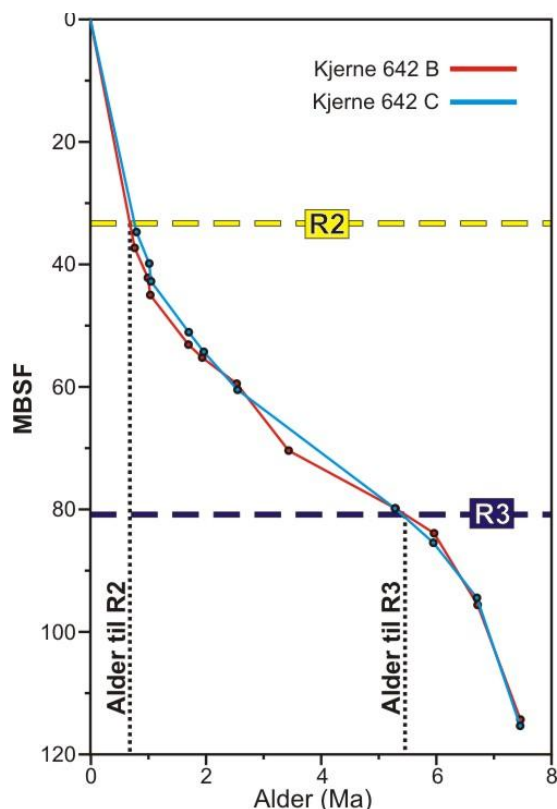
**Figur 4.63** ODP brønn 642 projisert på MCS profil linje BFB-1 (Eldholm et al., 1985).

Brønnen er projisert inn på det seismiske profilet i et område hvor det seismiske tidsdypet til Havbunnsreflektor R1 er 1.78 s (TVT). Reflektor R1 har en svakt ( $< 0.005^\circ$ ) helning mot nordvest (Fig. 4.64). Tidsdypet til reflektor R6 er i området 2.17 s (TVT), og mektigheten til den sedimentære pakken i området er dermed 0.39 s (TVT). Projiseringen av brønnen i det seismiske profilet viser at havbunnen i brønnen tilsvarer reflektor R1. Reflektor R2 identifiser ved 1.8 s (TVT) i det seismiske profilet tilsvarer en intern horisont i ODP enhet I. Bunnen av ODP enhet IIa tilsvarer reflektor R3 identifisert ved 1.88 s (TVT), og bunnen av ODP enhet IV tilsvarer reflektor R6. I likhet med ODP brønn 644 ble magnetisk polaritetsmønster i brønnen undersøkt (Eldholm et al., 1985). Eldholm et al. (1985) sammenlignet resultatene fra undersøkelsen med den globale geomagnetiske polaritetstidslinjen til Berggren et al. (1985) og genererte en alderskurve for ODP brønn 642. Figur 4.65 viser alderskurven som ble generert for de yngste ( $< 8$  Ma) sedimentene i ODP brønn 642. I figur 4.65 er reflektor R2 og R3 markert med stiplede linjer ved korrekt dyp i brønnen (henholdsvis 33 og 81 mbsf). Kurven antyder en alder til reflektor R2 på 0.7 Ma og en alder til reflektor R3 på 5.4 Ma. Det har ikke vært mulig å korrelere horisonter fra intervallet ODP enhet IIa til ODP enhet III direkte mot det seismiske rammeverket etablert i Vøringbassenget, men en kraftig reflektor i det seismiske profilet med en alder mellom midt miocen – sen miocen, og denne horisonten tilsvarer *Midt miocen inkonformiteten*.

Loggen for kornstørrelse fra ODP brønn 642 (Fig. 4.64) viser at sandinnholdet i enhet I varierer mellom 20 og 60 % og leirinnholdet varierer mellom 20 og 60 %. Konsentrasjonen av biogen karbonat kan i enkelte intervaller være opptil 40 %. I følge Eldholm et al. (1987b) består enhet I av vekslende, mørke, karbonatfattige og glasiiale sandige leirer, og lyse, interglasiiale og kalkrike leirlag. Enheten inneholder også enkelte lag med sandige kalkrike leirlag og mindre foraminifera-nannofossil oozelag. For enhet II viser loggen for kornstørrelsen et sandinnhold som varierer mellom 20 og 40 % og et leirinnhold som varierer mellom 20 og 60 %. Nedre deler av enhet II har en andel av biogen karbonat opptil 80 % (Fig. 4.64). I følge Eldholm et al. (1987b) består enhet II av vekslende, mørke, karbonatfattige og glasiiale sandige leirer, og lyse, interglasiiale og silikariske leirlag. I tillegg inneholder enheten lag med silikariske nannofossil leirer og mindre nannofossil leirer. Loggene indikerer at enhet II har hatt en høyere biologisk aktivitet enn enhet I.



**Figur 4.64** Brønnstratigrafi og litologi fra ODP brønn 642 (Eldholm et al., 1985) projisert på et seismisk profil (10 ganger vertikalt overdrevet) hvor tolkede horisonter er markert med fargekodede linjer. Lokasjonen til det seismiske profilet (rød strek) og brønnen (gul sirkel) er markert i minikartet til høyre. IMio – *Midt miocen inkonformiteten*.



**Figur 4.65** Sediment akkumulasjon ved ODP lokasjon 642, utledet ved korrelasjon av magnetisk polaritetsmønster i brønnen med den geomagnetiske polaritetstidslinjen til Berggren et al. (1985) (modifisert fra Eldholm et al., 1985). Reflektor R2 og R3 er markert inn i brønnen og stiplet linje indikerer alder på reflektorene.

#### 4.5 Temperaturer i Vøringbassenget

Korrelering av det seismiske rammeverket fra denne studien mot det seismiske rammeverket fra Blystad et al. (1995) avdekket at reflektor R7 sammenfaller med den diagenetiske opal A-CT grensen. Flere studier har konkludert med at den diagenetiske oppløsningen av opal A, og den videre utfellingen av opal CT hovedsakelig er temperaturkontrollert (Hein et al., 1978; Keller og Isaacs, 1985; Kuramoto et al., 1992; Tribble et al., 1992; Knauth, 1994; Lee et al., 2003). Flere ulike temperaturintervaller for den diagenetiske omvandlingen av opal A er estimert, men de fleste studier konkluderer med at diagenesen foregår i intervallet mellom 20-50 °C (Hein et al., 1978; Keller og Isaacs, 1985; Tribble et al., 1992; Knauth, 1994). For å bedre forståelsen av opal A-CT grensen har det dermed vært viktig å kartlegge hvilke temperaturintervaller opal A-CT grensen er lokalisert ved.

Opal A-CT grensen er kartlagt i hele studieområdet. Opal A-CT grensen er i Vøringbassenget ikke parallell med havbunnen, men har dyp under havbunnen som varierer fra mot 2.0 s (TVT) til ned mot 0.1 s (TVT).

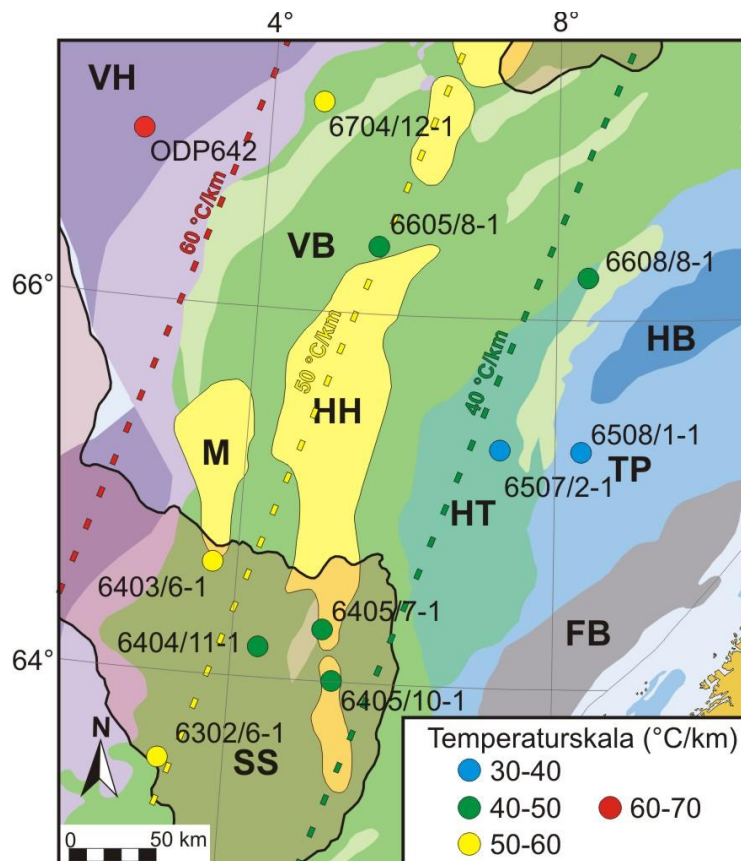
Innenfor studieområdet, og i tilgrensende områder, finnes flere letebrønner med tilgjengelige temperaturmålinger. Ved å benytte data fra disse brønnene er det mulig å kartlegge utviklingen til den geotermale gradienten i Vøringbassenget. Tabell 4.3 viser tilgjengelige temperaturdata og beregningen av den geotermale gradienten for seks brønner i Vøringbassenget. Totalt ble temperaturgradienten beregnet i ti brønner, og resultatet viser at det er en generell økning i temperaturgradient fra fastlandet i øst mot VMH i vest. Den høyeste temperaturgradienten er funnet i ODP brønn 642 på VMH, hvor temperaturgradienten er beregnet til over 60 °C/km (Fig. 4.66). I Vøringbassenget varierer temperaturgradienten mellom 60 og 40 °C/km. Den laveste temperaturgradienten observeres på Haltenterrassen og er fra brønn 6508/1-1 hvor en temperaturgradient på 30-40 °C/km ble beregnet. Basert på de ti datapunktene ble linjer som indikerer omtrentlig utvikling av temperaturgradienten i Vøringbassenget markert i figur 4.66. Det antas at lavaene på VMH, avgrenset av VE, har hatt en vesentlig påvirkningskraft på den geotermale temperaturgradienten i Vøringbassenget (Eldholm et al., 1989), og trendlinjene til gradienten er derfor trukket slik at de passer best mulig med resultatet fra temperaturgradientsberegningen, samtidig som de er mest mulig parallelle med VE.

Trendlinjene til temperaturgradienten ble importert i Petrel og en horisont som representerer variasjoner i temperaturgradienten i Vøringbassenget ble generert. Studier av intervallhastighet (Kap. 4.4) har tidligere avdekket at intervallhastigheten i Vøringbassenget varierer mellom 1500-2000 m/s (Tabell 4.2). Det antas at en gjennomsnittlig intervallhastighet på 1750 m/s er representativ for de tolkede sedimentene. Basert på den gjennomsnittlige intervallhastigheten på 1750 m/s ble mektighetskartet mellom reflektor R1 (havbunnen) og reflektor R7 dybdekonvertert (Fig. 4.67). Det dybdekonverterte mektighetskartet ble deretter benyttet sammen med kartet over den geotermale gradienten for å generere et temperaturkart for reflektor R7 (Fig. 4.68). Havbunnstemperaturen benyttet i beregningen av temperatur er satt til -1.5 °C og er basert på målinger fra brønn 6605/8-1 (Fig. 4.66) (NPD, 2010). Nøyaktigheten til temperaturkart er også avhengig av at trendlinjene for den geotermale temperaturgradienten er korrekte. Basert på beregninger av maksimums- og minimumsestimater for temperaturkartet er det avdekket at temperaturkartet har en nøyaktighet på ± 10 %. Den angitte temperaturen i figur 4.68 vil dermed generelt sett være for høy (opptil 10 %) i områder med lav intervallhastighet, og generelt sett være for lav (opptil 10 %) i områder med høy intervallhastighet. I enkelte områder kan også trendlinjene være noe unøyaktige og dermed vil reell nøyaktighet til kartet være noe lavere i slike områder. Kartet gir imidlertid et anslag på temperaturvariasjoner ved reflektor R7.

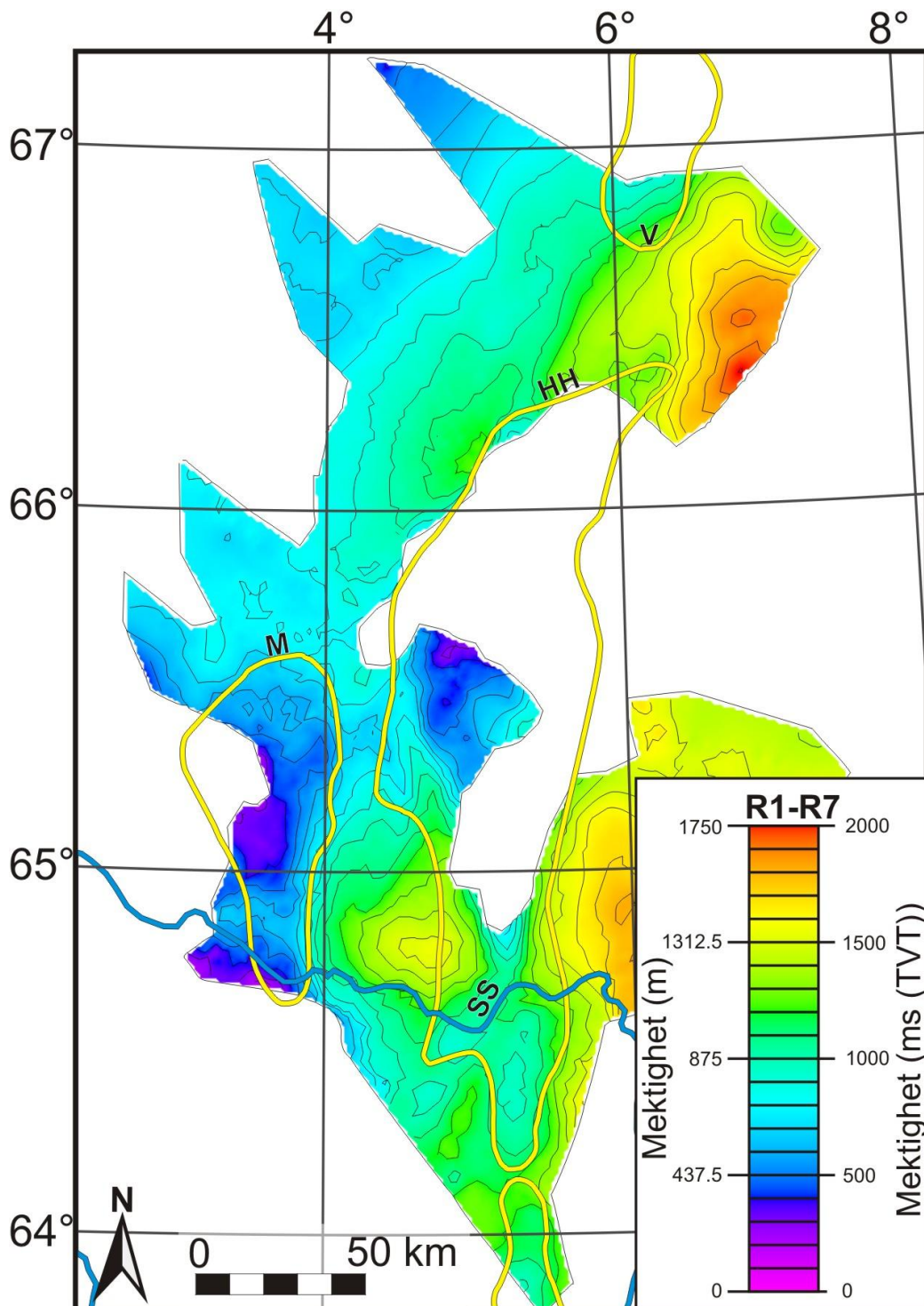
Brønn	6403/6-1	6404/11-1	6405/7-1	6405/10-1	6605/8-1	6704/12-1
Total lengde (TVD, m)	4120	3650	4299	3182	4508	4094
Rigghøyde	25	25	36	24	24	25
Havdyp	1721	1495	1206	928	838	1352
Temperatur, bunn brønn (°C)	118	93	129	94	158	142
Havbunnstemperatur (°C)	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5
Beregnet geotermal gradient (° pr km)	50,3	44,4	42,7	42,8	43,7	52,8

**Tabell 4.3** Beregning av geotermal gradient basert på temperaturdata tilgjengelig fra brønner i Vøringbassenget (brønnlokasjoner vist i figur 3.10) (NPD, 2010). Havbunnstemperaturen er hentet fra brønn 6605/8-1.

Temperaturkartet viser at det er store variasjoner i temperatur ved reflektor R7 i ulike deler av studieområdet (Fig. 4.68). Over MA og HHA er temperaturen 20-10 °C. I NØB og SØB (Fig. 4.24) er temperaturen 50-80 °C, og i SVB er temperaturen 40-60 °C (Fig. 4.68). I NVB er temperaturen rundt 40 °C men øker til omtrent 50 °C i øst og sørøst i NVB (Fig. 4.68).

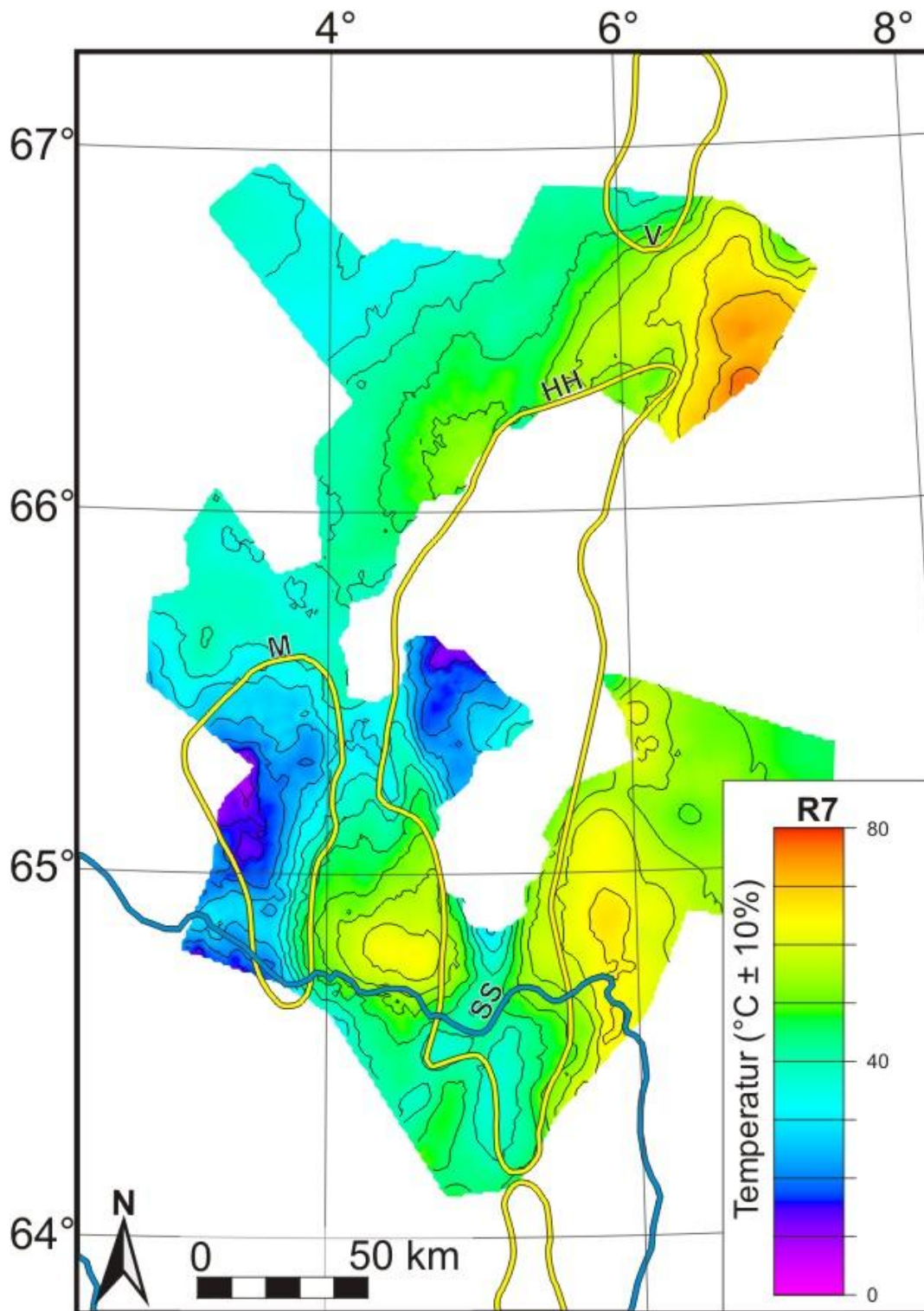


**Figur 4.66** Lokasjon til brønner med tilgjengelig temperaturdata. Brønnene er fargekodet etter beregnet temperaturgradient. De stiplede linjer viser trendlinjer for den geotermale gradienten. Disse trendlinjene er importert inn i Petrel for å generere temperaturkart for opal A-CT grensen (Fig. 4.68).



**Figur 4.67** Dybdekonvertert mektighetskart til sedimentære enheter avgrenset av reflektor R7 og reflektor R1. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.





**Figur 4.68** Temperaturkart over dypet til reflektor R7. Temperaturgradient benyttet i beregningene er hentet fra figur 4.66. Viktige strukturelle elementer er markert i figuren, se figur 4.3 for tegnforklaring.

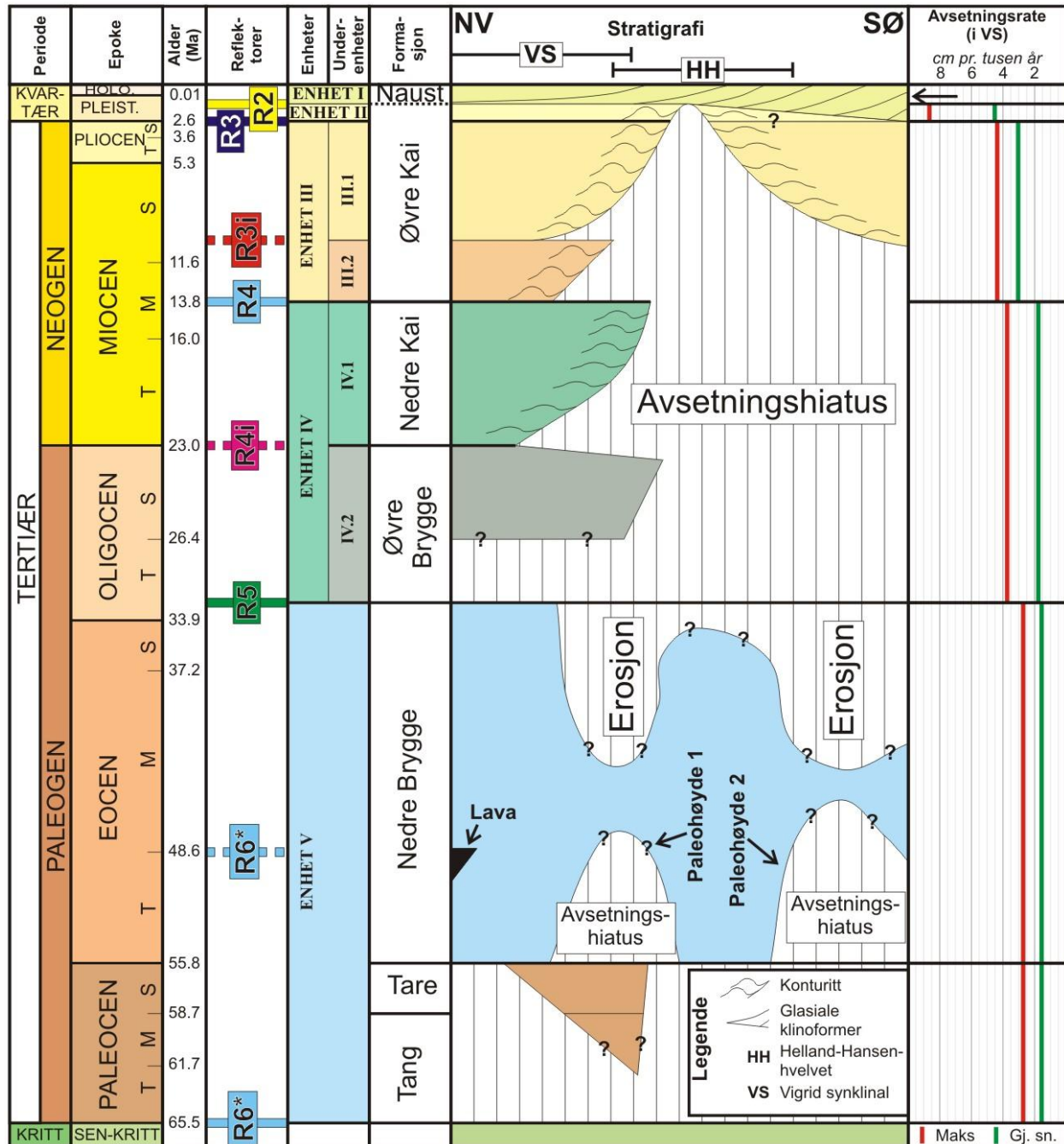
## Kapittel 5 Diskusjon

I dette kapitlet vil det bli gitt en utfyllende diskusjon rundt de ulike prosessene som har vært dominerende under avsetningen av miocene sedimenter i studieområdet. Kapitlet starter med en gjennomgang av kronostratigrafien som er utarbeidet gjennom studien. I kapittel 5.2 diskuteres sedimentære prosesser og avsetningsmiljø for hver av de seismostratigrafiske enhetene som er identifisert. I Kapitlene 5.3 og 5.4 diskuteres henholdsvis prosesser som styrer den diagenetiske omvandlingen av opal A til opal CT, og fordelingen og dannelsesmetoder for de polygonale forkastningene i studieområdet. I siste del av kapittel 5 oppsummeres den geologiske utviklingen i studieområdet gjennom kenozoikum, med spesielt fokus på utviklingen i miocen.

### 5.1 Kronostratigrafi og avsetningsrater

I dette delkapitlet vil resultatene fra det relative dateringsrammeverket som er etablert i kapittel 4.3, knyttes sammen med resultatene fra den litologiske undersøkelsen i kapittel 4.4. Dermed vil det i gjeldende delkapitlet etableres et rammeverk for alder til de identifiserte seismiske reflektorene, noe som gjør det mulig å estimere miocene avsetningsrater. Resultatet fra dette arbeidet oppsummeres i figur 5.1. Dersom det er usikkerheter rundt alderen til reflektorene vil denne bli angitt sammen med den mest sannsynlige alderen på reflektoren. Dersom ingen nøyaktige dateringer er tilgjengelige vil alderen fastsettes i henhold til det internasjonale stratigrafiske rammeverket (Walker et al., 2009).

I dette delkapitlet vil det dannes et kronostratigrafisk rammeverk for de studerte seismiske reflektorene. Det har imidlertid vært utfordrende å etablere en nøyaktig kronostratigrafi for avsetnings- og erosjonsperioder i store deler av studieområdet på grunn av få tilgjengelige brønner fra de sentrale delene av Vøringbassenget. Derfor har det seismiske datasettet vært viktig for å korrelere litologi og kronologi fra brønner langs sedimentbassengflankene mot det seismiske rammeverket i de sentrale delene av Vøringbassenget. I tillegg er den seismiske stratigrafien fra denne oppgaven korrelert mot de allerede etablerte seismiske rammeverken fra Blystad et al. (1995) og Rise et al. (2010) (Kap. 4.3.4). Disse etablerte seismiske rammeverkene er allerede knyttet sammen med de kronostratigrafiske rammeverkene fra Dalland et al. (1988) og Stoker et al. (2005a) (Fig. 2.3). Det kronostratigrafiske rammeverket som etableres i denne studien er summert opp i figur 5.1.



**Figur 5.1** Forenklet stratigrafi foreslått i denne oppgaven. Stratigrafien er hovedsakelig basert på stratigrafien fra Stoker et al. (2005a), men den foreslåtte grensen mellom Kaifm og Naustfm er ny. Beregnede avsetningsrater er markert i kolonnen lengst til høyre.

#### Reflektor R6

I kapittel 4.3.3 ble et rammeverk for relativ aldersbestemmelse av de identifiserte seismostratigrafiske enhetene etablert. Her ble det fastsatt at enhet V er den eldste identifiserte enheten, og reflektor R6 som definerer den nedre grensen til enhet V er den eldste identifiserte seismiske reflektoren. I kapittel

## Kapittel 5

4.4 ble det slått fast at reflektor R6 har varierende alder gjennom studieområdet. Over VMH sammenfaller reflektor R6 i ODP brønn 642 (Fig. 4.64) med overgangen mellom sen eocene sedimentære lagrekker, og underliggende lavaer fra midt eocen til tidlig eocen. I Vøringbassenget sammenfaller derimot reflektor R6, både i brønn 6704/12-1 (Fig. 4.59) og i brønn 6405/7-1 (Fig. 4.58), med overgangen fra Rogalandgruppen (eocen) til Shetlandgruppen (sen kritt). Dermed har reflektor R6 en eocen alder på VMH og en sen kritt til tidlig paleocen alder i Vøringbassenget.

I denne studien er ikke seismiske enheter eldre enn reflektor R6 identifisert og derfor har korrelasjon mellom reflektor R6 og det etablerte seismiske rammeverket (Blystad et al., 1995; Brekke, 2000) for Vøringbassenget vært viktig. I kapittel 4.3.4 ble det vist at reflektor R6 sammenfaller med reflektor BTT i Blystad et al. (1995) i området øst for GR (Fig. 4.54), og i området vest for GR sammenfaller reflektor R6 med reflektor L i Blystad et al. (1995) (Fig. 4.54). Årsaken til at reflektor R6 har ulik alder i Vøringbassenget og over VMH, er at de eocene lavaene, som bygget opp VMH, også fløt inn i Vøringbassenget i øst og dekket reflektor BTT vest for GR (Fig. 4.55 og Kap. 2.1.1.). Størknede lavaer kan maskere underliggende sedimenter slik at det i seismiske profil fra Vøringbassenget kan se ut som reflektor BTT sammenfaller med reflektor L vest i Vøringbassenget og over VMH (Blystad et al., 1995). Alderen til reflektor BTT er 65.5 Ma (Brekke, 2000). Alderen til reflektor L er mer usikker, men de underliggende lavalagrekke har en alder mellom midt eocen til tidlig eocen over VMH (Eldholm et al., 1985). Alderen til reflektor R6 er dermed satt til 65.5 Ma i Vøringbassenget øst for GR og til 46.6 Ma  $\pm$  8 millioner år i Vøringbassenget vest for GR og over VMH (Fig. 5.1).

### *Reflektor R5*

Reflektor R5 er den nest eldste identifiserte seismiske reflektoren. Reflektor R5 er korrelert til to brønner: brønn 6405/7-1 (Fig. 4.58) og brønn 6704/12-1 (Fig. 4.59). I brønn 6405/7-1 og brønn 6704/12-1 sammenfaller ikke reflektor R6 med noen viktig litostratigrafisk horisont, men med en intra Bryggefm horisont. Bryggefm er avsatt mellom 55.8-23.0 Ma (Kap. 2.2) (Stoker et al., 2005a) og reflektor R5 har alder innenfor dette intervallet. Ved begge brønnlokasjonene er reflektor R5 identifisert i øvre deler av Bryggefm. I brønn 6405/7-1 er reflektor R5 identifisert omtrent 140 m under toppen av Bryggefm (total tykkelse av Bryggefm i 6405/7-1 er 550 m) og i brønn 6704/12-1 er reflektor R5 identifisert omtrent 150 m under toppen av Bryggefm (total tykkelse av Bryggefm i 6704/12-1 er 628 m). Dersom man antar at avsetningsraten har vært konstant i hele avsetningsperioden og formasjonen ikke har blitt erodert etter

avsetning vil den estimerte alderen for R5 være 31.3 Ma for brønn 6405/7-1 og 30.8 Ma for brønn 6704/12-1. Disse to aldrene representerer et minimumsestimat. Dersom Bryggefm ikke har hatt konstant avsetningsrate i hele avsetningsperioden og/eller er erodert etter avsetning vil reell alder for reflektor R5 være noe eldre. Det finnes flere potensielle avsetningshiatuser i Bryggefm både i brønn 6405/7-1 og 6704/12-1 og reflektor R5 er derfor mest sannsynlig noe eldre enn 31.3 Ma. Ved brønn 6405/7-1 vil en alder til reflektor R5 på 33 Ma for eksempel forutsette at 40 m av Bryggefm er erodert bort over reflektor R5, eller at det finnes en samlet periode uten avsetning på 1.7 millioner år over reflektor R5. Ved brønn 6704/12-1 vil en tilsvarende alder forutsette at 60 m er erodert bort over reflektor R5, eller at det finnes en samlet periode uten avsetning over reflektor R5 på 2.2 millioner år. Storskala erosjon av Bryggefm kan argumenteres for i området rundt brønn 6405/7-1 som er lokalisert innenfor Storeggaskredgropen, men i området rundt brønn 6704/7-1 er det imidlertid ikke identifisert indikatorer på storskala erosjon av Bryggefm. Funnene fra brønn 6704/7-1 innebærer at det er lite sannsynlig at Bryggefm har vært utsatt for større erosjon enn 40-60 m i området rundt begge brønnene. Det er heller ikke observert noen markerte avsetningshiatuser. En alder på reflektor R5 mellom 33-30.8 Ma er derfor mest sannsynlig.

I de seismiske profilene fra Blystad et al. (1995) sammenfaller reflektor R5 med *Intra sen eocen inkonformiteten* (IUEoc) (Fig. 4.54). Brekke (2000) indikerte en alder til denne horisonten mellom sen eocen til tidlig oligocen (37.2-28.4 Ma). Denne studien viser at dersom alderen til reflektor R5 er eldre enn 33 Ma forutsetter dette storskala erosjon av Bryggefm over reflektor R5, eller at avsetningsraten til Bryggefm har avtatt betraktelig etter reflektor R5 i nærheten av brønn 6704/12-1 og brønn 6405/7-1. Ingen av delene er observert i den seismiske studien og det foreslås derfor en alder for reflektor R5 på 31.9 Ma  $\pm$  2 millioner år.

Enhet V er avgrenset av reflektor R6 og reflektor R5 (Fig. 4.23) og representerer dermed nedre Bryggefm (Fig. 5.1). Alderen til reflektor R6 er omtrent 65.8 Ma i området øst for GR, og alderen til reflektor R5 er 31.9 Ma  $\pm$  2 millioner år. Avsetningsperioden til nedre Bryggefm, øst for GR er dermed fra 65.8 Ma til 31.9 Ma  $\pm$  2 millioner år, og lengden på perioden er 33.9 millioner år  $\pm$  2 millioner år. Dersom man antar at gjennomsnittlig intervallhastighet for enhet V er 1 800 m/s blir maksimums-mektigheten for enheten i området vest for HHA 900 m (1.0 s (TVT)) og gjennomsnittlig mektighet 540 m (0.6 s (TVT)). Gjennomsnittlig avsetningsrate i området vest for HHA blir dermed 1.59 ( $\pm$  0.10) cm/1000 år, og

## Kapittel 5

maksimal avsetningsrate blir  $2.65 (\pm 0.17)$  cm/1000 år. På grunn av lite datagrunnlag og stor variasjon i mektighet av enhet V vest for GR og over VMH er avsetningsraten ikke beregnet for dette området.

### *Reflektor R4i*

Reflektor R4i er den tredje eldste reflektoren og er kun er tolket nord i studieområdet (Fig. 4.24). Reflektor R4i er en intern reflektor i enhet IV. Reflektoren er knyttet til brønn 6704/12-1 (Fig. 4.59) og her korrelerer den mot bunn av Kaifm. Biostratigrafi fra brønn 6704/12-1 er ikke tilgjengelig dypere enn 160 meter under havbunnen (Eidvin et al., 1998), og begrunnelsen for valgene av litostratigrafiske grenser i brønn 6704/12-1 er heller ikke tilgjengelig for oppgaven. Det er dermed ikke mulig å hente alderen til reflektor R4i direkte fra brønnen, men det antas at brønnstratigrafien er basert på en av de etablerte litostratigrafiske rammeverkene i Vøringbassenget. I henhold til litostratigrafien til Stoker et al. (2005a) indikerer Bunn Kai en alder på omtrent 23.0 Ma, mens litostratigrafien til Løseth og Henriksen (2005) indikerer en alder på ca. 13.0 Ma. Reflektor R4i sammenfaller ikke med *Midt miocen inkonformiteten* (IMio) men opptrer dypere i seismikken enn IMio (Fig. 4.54), og dermed korrelerer brønnstratigrafien i brønn 6704/12-1 best med litostratigrafien etablert av Stoker et al. (2005a). Dermed antas det at reflektor R4i tilsvarer bunn Kaifm i henhold til Stoker et al. (2005a), og har en alder på ca. 23.0 Ma.

Underenhet IV.2 er avgrenset av reflektor R5 og reflektor R4i (Fig. 4.23) og representerer dermed øvre Bryggefm. Alderen til reflektor R5 er  $31.9 \text{ Ma} \pm 2$  millioner år, og alderen til reflektor R4i er 23.0 Ma. Avsetningsperioden til nedre Kaifm er dermed fra  $31.9 \text{ Ma} \pm 2$  millioner år til 23.0 Ma, og lengden på perioden er  $8.9 \pm 2$  millioner år. Dersom man antar at gjennomsnittlig intervallhastighet til Bryggefm er på 1 800 m/s (Tabell 4.2), blir maksimums-mektigheten for enheten i området vest for HHA 200 m ( $0.25 \text{ s}$  (TVT) (Fig. 4.41)) og gjennomsnittlig mektighet blir 120 m ( $0.15 \text{ s}$  (TVT) (Fig. 4.41)). Gjennomsnittlig avsetningsrate i området vest for HHA blir 1.35 cm/1000 år, og maksimal avsetningsrate blir 2.25 cm/1000 år.

### *Reflektor R4*

Reflektor R4 er den fjerde eldste identifiserte seismiske reflektoren. Reflektor R4 er korrelert mot totalt to brønner: brønn 6405/7-1 (Fig. 4.58) og 6704/12-1 (Fig. 4.59). I brønn 6405/7-1 er reflektor R4

identifisert som en intra Bryggehorisont (Fig. 4.58) og i brønn 6704/12-1 er reflektor R4 identifisert som en intern horisont i Kaifm. I brønn 6405/7-1 er ikke Kaifm identifisert i brønnen. I det seismiske profilet som krysser brønn 6405/7-1 har Kaifm mektighet på omtrent 0.08 s (TVT) eller 66 m, gitt en intervallhastighet på 1650 m/s (Tabell 4.2). På grunn av dette er det mulig at Kaifm ikke har blitt identifisert i brønnloggene og det er dermed en mulighet for at reflektor R4 er en intern reflektor i Kaifm også i brønn 6405/7-1. I de seismiske profilene fra Blystad et al. (1995) sammenfaller reflektor R4 med *Midt miocen inkonformiteten* (IMio) (Fig. 4.54). IMio fra Blystad et al. (1995) har en midt miocen alder (13.8 Ma) (Brekke, 2000).

Underenhet IV.1 er avgrenset av reflektor R4i og reflektor R4 (Fig. 4.23) og representerer dermed nedre Kaifm. Alderen til reflektor R4i er 23.0 Ma, og alderen til reflektor R4 er 13.8 Ma. Avsetningsperioden til nedre Kaifm er dermed fra 23.0 Ma til 13.8 Ma, og lengden på perioden er 9.2 millioner år. Dersom man antar at gjennomsnittlig intervallhastighet for Kaifm er 1650 m/s (Tabell 4.2) blir maksimumsmektigheten for enheten i området vest for HHA 490 m (0.5 s (TVT) (Fig. 4.41)) og gjennomsnittlig mektighet 240 m (0.3 s (TVT) (Fig. 4.41)). Gjennomsnittlig avsetningsrate i området vest for HHA blir dermed 2.61 cm/1000 år, og maksimal avsetningsrate blir 4.49 cm/1000 år.

#### *Reflektor R3i*

Reflektor R3i er den fjerde yngste reflektoren identifisert. Reflektor R3i er kun tolket nord i studieområdet og er en intern reflektor i enhet III. Reflektor R3 er ikke knyttet til noen brønner, og sammenfaller heller ikke med noen av reflektorene identifisert av Blystad et al. (1995). Dermed er det umulig å fastsette alder på reflektor R3i basert på egne brønntilknytninger eller korrelasjon mot det seismiske rammeverket fra Blystad et al. (1995). En alder på reflektor R3i er derfor estimert basert på stratigrafisk nivå. Det antas at avsetningsraten har vært konstant i hele avsetningsperioden til sedimentene som er avgrenset av reflektor R4 og reflektor R3. Alderen til reflektor R4 er 13.8 Ma og alderen til reflektor R3 er 3.6 Ma  $\pm$  1.5 millioner år (utledet i neste seksjon). Gjennomsnittlig mektighet til underenhet III.2 (avgrenset av reflektor R3 og reflektor R3i) er 0.15 s (TVT) og gjennomsnittlig mektighet til enhet III (mellom reflektor R3 og reflektor R4) er 0.4 s (TVT). Estimert alder på reflektor R3i blir da omtrent 10 Ma  $\pm$  1.6 millioner år (Formel 5.2).

## Kapittel 5

$$\text{Alder } R3i = \text{Alder } R4 - (\text{Alder } R4 - \text{Alder } R3) * \text{Mektighet Underenhet} \frac{III.2}{\text{Mektighet}} \text{Enhet III}$$

$$\text{Alder } R3i = 13.8 - \frac{(13.8 - 3.6 \pm 1.5) * 0.15}{0.4} \sim 9.98 \text{ Ma} \pm 1.6 \text{ millioner år}$$

**Formel 5.2** Beregning av alder til reflektor R3i basert på stratigrafisk nivå.

### Reflektor R3

Reflektor R3 er den tredje yngste identifiserte seismiske reflektoren. Reflektor R3 er korrelert mot fire brønner: ODP brønn 644 (Fig. 4.61) og 642 (Fig. 4.64), brønn 6405/7-1 (Fig. 4.58) og brønn 6704/12-1 (Fig. 4.59). Basert på studie av magnetisk polaritetsmønster i brønnene er det mulig å utlede alderen til reflektor R3 i begge ODP brønnene. I ODP brønn 642 er alderen til reflektor R3 beregnet til 5.4 Ma (Fig. 4.65), og i ODP brønn 644 til 2.6 Ma (Fig. 4.62). Reflektoren sammenfaller ikke med noen av reflektorene identifisert av Blystad et al. (1995). Det er stor spredning (2.8 millioner år) mellom aldrene til reflektor R3 i ODP brønn 644 og 642, og dette gjør det vanskelig å avgjøre en nøyaktig alder på reflektoren basert på begge brønnene. ODP brønn 644 er boret i Vøringbassenget og er dermed mest representativ for studieområdet. ODP brønn 644 vektlegges derfor mest, og alderen på reflektor R3 anslås dermed til 2.6 Ma (Fig. 5.1). Denne alderen er sammenfaller med overgangen fra pliocen til pleistocen (Walker et al., 2009) og virker sannsynlig i forhold til stratigrafisk nivå.

Enhet III representerer øvre Kaifm og er avgrenset av reflektor R4 som har en alder på omtrent 13.8 Ma (Walker et al., 2009), og reflektor R3 som har en alder på 2.6 Ma. Avsetningsperioden til øvre Kaifm er dermed fra 13.8 Ma til 2.6 Ma, og lengden på perioden er 11.2 millioner år. Dersom man antar at den gjennomsnittlige intervallhastigheten for Kaifm er 1 650 m/s (Tabell 4.2) blir maksimumsmektigheten for enhet III i området vest for HHA 495 m (0.6 s (TVT)) og gjennomsnittlig mektighet 330 m (0.4 s (TVT)). Beregnet gjennomsnittlig avsetningsrate i området vest for HHA blir ca. 2.14 cm/1000 år, og maksimal avsetningsrate er omtrent 3.66 cm/1000 år.

### Reflektor R2

Reflektor R2 er den nest yngste reflektoren. Reflektor R2 er korrelert mot fire brønner: ODP brønn 644 (Fig. 4.61) og 642 (Fig. 4.64), brønn 6405/7-1 (Fig. 4.58) og brønn 6704/12-1 (Fig. 4.59). I ODP brønn 642 og 644, og i brønn 6704/12-1 er reflektor R2 identifisert som en intra Nausthorisont. Brønn 6405/7-1 er boret innenfor Storeggaskredgropen og her sammenfaller reflektor R2 med reflektor R3 som definerer bunnen av Naustfm. Alderen på reflektor R2 er estimert i ODP brønn 642 og 644 ved å analysere



magnetisk polaritetsmønster i brønnene og sammenligne dette mønsteret med en global database. I ODP brønn 644 er alderen på reflektor R2 ca. 0.9 Ma (Fig. 4.62) og i ODP brønn 642 er alderen på reflektor R2 ca. 0.7 Ma (Fig. 4.65). Reflektor R2 sammenfaller med *Bunn sen pliocen inkonformiteten* (BPia) i de geoseismiske profilene fra Blystad et al. (1995) (Fig. 4.54). Blystad et al. (1995) og Brekke (2000) antok at reflektor R2 var dannet ved sen pliocen tid. En sen pliocen alder samsvarer ikke med resultatet fra brønntilknytningen, som gav en sen pleistocen alder på reflektor R2. Alderen til BPia samsvarer imidlertid bra med alderen på reflektor R3. Det tolkes at brønntilknytningene med ODP brønnene gir den mest korrekte alderen på denne reflektoren. Alder på reflektor R2 fastsettes derfor til  $0.8 \text{ Ma} \pm 0.1$  millioner år.

Enhet II representerer nedre deler av Naustfm innenfor studieområdet og avgrenses av reflektor R3, med en alder på 2.6 Ma, og reflektor R2 som har en alder på  $0.8 \text{ Ma} \pm 0.1$  millioner år. Avsetningsperioden til nedre deler av Naustfm er fra 2.6 Ma til 0.8 Ma, og lengden på perioden er  $1.8 (\pm 0.1)$  millioner år. Dersom man antar at den gjennomsnittlige intervallhastigheten for enhet IV er 1 650 m/s (Tabell 4.2) blir maksimums-mektigheten for enhet II i området vest for HHA 160 m (0.2 s (TVT)) og gjennomsnittlig mektighet 80 m (0.1 s (TVT)). Gjennomsnittlig avsetningsrate i området vest for HHA blir  $4.47 (\pm 0.26)$  cm/1000 år, og maksimal avsetningsrate blir  $8.89 (\pm 0.52)$  cm/1000 år.

#### *Reflektor R1*

Reflektoren R1 er den stratigrafisk yngste reflektoren og representerer dagens havbunn. Enhet I representerer øvre deler av Naustfm innenfor studieområdet og er avgrenset av reflektor R2, som har en alder på  $0.8 \text{ Ma} \pm 0.1$  millioner år, og reflektor R1, som representerer dagens havbunn. Avsetningsperioden til øvre deler av Naustfm er fra 0.8 Ma til i dag, og lengden på perioden er  $0.8 \pm 0.1$  millioner år. Dersom man antar at gjennomsnittlig intervallhastighet for enhet I er 1 600 m/s (Tabell 4.2) blir maksimums-mektigheten for enhet I i området vest for HHA 800 m (1.6 s (TVT)) og gjennomsnittlig mektighet 300 m (1.0 s (TVT)). Beregnet gjennomsnittlig avsetningsrate i området vest for HHA blir  $30.00 (\pm 4.32)$  cm/1000 år, og maksimal avsetningsrate blir mellom  $80 (\pm 11.43)$  cm/1000 år.

## 5.2 Sedimentære prosesser og avsetningsmiljø

I dette delkapittelet vil avsetningsmiljøet, og sedimentære prosesser diskuteres. Diskusjonen av den studerte sedimentlagrekken vil bli delt inn i tre tidsperioder. (1) paleocen – tidlig oligocen, (2) sen oligocen – tidlig pliocen og (3) sen pliocen til nåtid.

Det er kjent at en diagenetisk BSR (identifisert som reflektor R7) er lokalisert i de kenozoiske enhetene. Den diagenetiske reflektoren vil diskuteres i kapittel 5.3, og vil derfor ikke bli omtalt i dette delkapittelet.

### 5.2.1 Paleocen – tidlig oligocen

I kapittel 5.1 ble det vist at reflektor R6 definerer nedre grense til de identifiserte kenozoiske sedimentene i studieområdet (Fig. 5.1). I Vøringbassenget har reflektor R6 en tidlig paleocen alder, mens over VMH er alderen fra midt eocen (Fig. 5.1). Grensen mellom sedimenter av tidlig oligocen alder og sedimenter av sen oligocen alder er representert av reflektor R5 (Fig. 5.1).

Sedimentene avsatt i perioden fra paleocen til tidlig oligocen (enhet V) er dominert av hemipelagiske sedimenter med begrenset påvirkning fra havstrømmer (Forsberg og Locat, 2005; Riis et al., 2005). I denne studien er det observert at de seismostratigrafiske enhetene avsatt i paleocen til tidlig oligocen domineres av parallelle interne reflektorer, som er karakteristiske for hemipelagiske sedimenter (von Rad og Tahir, 1997). Det er identifisert få eksempler på interne erosive grenser og ingen intervaller med konturittiske refleksjonsmønstre er identifisert. De overnevnte observasjonene underbygger de tidligere tolkninger av paleocen – tidlig oligocen tid som en periode hovedsakelig dominert av hemipelagiske sedimentasjon (Forsberg og Locat, 2005; Riis et al., 2005).

Enhet V er deformert i de tertiære domene, og mektighetskartet (Fig. 4.31) viser liten eller ingen sammenheng mellom mektighetsfordelingen av paleocene til tidlig oligocen sedimenter og dagens lokasjon til de tertiære domene. For eksempel har HHA en nord-sør-rettet orientering. En slik orientering vil danne avsetningsrom på vestsiden og østsiden av hvelvet, og dersom sedimenter er avsatt i en periode hvor HHA har stått opp som en høyde vil de bli konsentrert i disse avsetningsrommene. Enhet IV (Fig. 4.34) og enhet III (Fig. 4.42) er eksempler på sedimentære enheter som er avsatt i perioden etter hevingen av HHA (Kap. 5.1). Enhet III og enhet IV har størst mektighet i

områdene øst og vest for HHA. Enhet V har derimot størst mektighet i nordlige (basseng 3, identifisert i Fig. 4.31) og sørlige (basseng 1, identifisert i Fig. 4.31) deler av studieområdet, og langs et avgrenset område i sentrale deler av studieområdet (basseng 2, identifisert i Fig. 4.31). Denne mektighetsfordeling tyder på at enhet V ble avsatt før dannelsen av HHA.

At sedimentene i enhet V er fordelt i tre adskilte bassenger kan tyde på at sedimentene enten er utsatt for erosjon etter avsetning, eller at det eksisterer en avsetningshiatus i områdene identifisert som paleohøyde 1 og 2 i figur 4.31. I figur 4.33 er det observert pålapp av interne reflektorer i enhet V mot reflektor R6. Dette tyder på at det eksisterte en avsetningshiatus i vertfall i nedre deler av enhet V. I figur 4.33 er det også identifisert flere eksempler på toplapp av interne reflektorer i enhet V mot reflektor R5, og dette tyder på at øvre deler av enhet V er utsatt for erosjon etter avsetning. Dermed tolkes det at årsaken til at enhet V tynner ut mot paleohøyde 1 og 2 i figur 4.31 er at det finnes en avsetningshiatus i nedre deler av enhet V, og at enhet V ble utsatt for erosjon etter avsetning. Opptredenen av en avsetningshiatus tyder på at det fantes lokale høyder i områdene identifisert som paleohøyde 1 og 2 i perioden med avsetning av enhet V. Disse høydene kan ha vært dannet under den første fasen av domingen som fant sted i sen eocen til tidlig oligocen tid (Mjelde et al., 2003). Det er stor usikkerhet forbundet med størrelsen på erosjonen enhet V har blitt utsatt for etter avsetning, og det er dermed også vanskelig å avgjøre hvor lang avsetningshiatusen over paleohøyde 1 og 2 har vært. Dette gjør det vanskelig å avgjøre med stor sikkerhet hvor markante domene fra den tidlig kompaksjonsfasen har vært, og nøyaktig hvor de har vært lokalisert.

### ***5.2.2 Sen oligocen – tidlig pliocen***

Eldholm et al. (1985) viste at miocene til tidlig pliocene sedimenter på VMH hovedsakelig består av hemipelagiske sedimenter, som inneholder silikariske leireenheter og skallmateriale fra mikroskopiske organismer (ooze). Eidvin et al. (1998) fant en liknende sammensetning i sedimentprøver tatt fra miocene og tidlig pliocene sedimenter fra en geoteknisk boring som ble gjennomført ved lokasjonen til brønn 6704/12-1.

På grunn av at det ikke er funnet en regional reflektor som representerer overgangen til miocen har det vært utfordrende å fastslå en nøyaktig grense mellom sedimenter av miocen alder og oligocene og eocene sedimenter for store deler av studieområdet. Korrelasjon av det seismiske rammeverket mot brønn 6704/12-1 (Fig. 4.61) har avdekket at reflektoren som omtales som *Bunn Kai inkonformiteten*

(BKU) (Stoker et al., 2005a) sammenfaller med reflektor R4i fra denne studien (Fig. 5.1). Denne reflektoren er ikke identifisert i hele studieområdet, men kun i NVB og NØB (Fig. 4.24). Reflektor R4i har en lav amplitude (Fig. 4.24) og årsaken til at reflektor R4i ikke er identifisert i SVB og NØB kan dermed være at reflektoren er vanskelig å identifisere i disse bassengene. Det er også mulig at det eksisterer en avsetningshiatus i SØB og SVB i sen oligocen, slik at reflektor R4i sammenfaller med reflektor R5 i disse bassengene. Det antas at den oligocene delen av enhet IV enten er helt fraværende eller har svært liten mektighet i SØB og SVB. I SØB og SVB vil enhet IV tilsvare underenhet IV.1 og hovedsakelig representere miocene avsetninger. I NVB og NØB er den oligocene delen av enhet IV identifisert som en adskilt enhet og her omtales den oligocene delen av enhet IV som underenhet IV.2.

Det er ikke observert seismiske refleksjonsmønstre som indikerer strømpåvirkede seidmenter i den sen oligocene underenhet IV.2. Underenhet IV.2 opptrer som seismisk transparent i de fleste områder av Vøringbassenget (Fig. 4.40C). De interne reflektorene i underenhet IV.2 er kun observerbare i enkelte avgrensede områder nær de tertiære hvelvene og Vøringkrenten. I områder hvor interne reflektorer kan observeres (Fig. 4.37B og C) opptrer reflektorene parallele med underliggende lagning. På grunn av den begrensede utstrekningen til interne reflektorer er det vanskelig å etablere en regional forståelse av de seismiske strukturene i underenhet IV.2. Dette medfører at det er vanskelig å fastslå ut i fra seismisk mønster nøyaktig hvilke sedimentære prosesser som har vært aktive under avsetning. Imidlertid synes påvirkningen fra havstrømmer å ha vært relativt liten sammenlignet med de overliggende miocene enhetene. Det foreslås at et hemipelagisk avsetningsmiljø har vært dominerende. Et hemipelagisk miljø kan forklare de parallele reflektorene, men årsaken til at underenhet IV.2 i de fleste områder ikke har observerbare kontinuerlige interne reflektorer er uvisst.

Det er tidligere observert konturitter i miocene avsetninger i Vøringbassenget (Bryn et al., 2005b; Laberg et al., 2005; Stoker et al., 2005a). Bryn et al. (2005b) observerte for eksempel flere konturitter i Naustfm i Storeggaskredgropen, og Stoker et al. (2005a) observerte konturitter i nedre Kaifm. I tillegg identifiserte Laberg et al. (2005) konturitter langs HHA, både over og under *Midt miocen inkonformiteten*. Et bredt spekter av konturitter er observert både langs flankene til de sedimentære bassengene (Figurer: 4.37A, 4.38, 4.43C og 4.44), og i mer sentrale deler av bassengene (Figurer: 4.35, 4.36 og 4.46) i de miocene enhet III og enhet IV. Konturittene i de miocene sedimentene er observert i områder hvor underliggende stratigrafi grunner mot lokale høyder. Det tolkes dermed at de observerte

konturittiske refleksjonsmønstrene er forbundet med havstrømmer som har beveget seg langs skråninger på havbunnen (Fig. 5.2).

I senere tid har det vært diskusjon om hvilke prosesser som har dannet de regionale seismiske reflektorene innad i de miocene seismostratigrafiske enhetene i Vøringbassenget. Brekke (2000) diskuterte for eksempel opphavet til *Midt miocen inkonformiteten*. Denne horisonten er identifisert som en viktig horisont i den miocene lagrekken i Vøringbassenget, og det er diskutert hva opphavet til denne horisonten har vært (Eidvin og Riis, 1991; Eidvin og Riis, 1992; Gradstein og Backstrøm, 1996; Brekke, 2000; Løseth og Henriksen, 2005; Stoker et al., 2005a; Rise et al., 2010; Chand et al., In press). Gradstein og Backstrøm (1996) indikerte at flankene til sedimentbassengene kan ha blitt hevet til over bølgebasis og dermed blitt utsatt for bølgeerosjon. Brekke (2000) fastslo at horisonten har opphav i en periode med regional avsetningshiatus eller en periode med regional submarin erosjon som fant sted i perioden før foldingen av de tertiære domene i midt miocen. I nyere tid har det også kommet nye forslag til prosesser som kan gi opphav til de regionale miocene reflektorene. Chand et al. (In press) foreslår for eksempel at flere av de miocene reflektorene kan være et resultat av diagenetiske BSR, hvor flere diagenetiske fronter kan gi opphav til flere adskilte reflektorer. Blant de diagenetiske reflektorene som ble identifisert av Chand et al. (In press) sammenfaller for eksempel DBSR2 med reflektor R4 i figur 4.38. Reflektor R4 sammenfaller i flere områder, blant annet i figur 4.38, med toppen av intervaller med konturittisk refleksjonsmønster. I denne studien tolkes det at det ikke er naturlig at diagenetiske reflektorer vil sammenfalle med grensen til sedimentære strukturer på denne måten. Konturitter under reflektor R4 er identifisert langs flankene til flere av sedimentbassengene i studieområdet (Figurer: 4.37A, 4.38 og 4.43C). Faugères og Stow (2008) illustrerte at slike konturittiske refleksjonsmønster prograderer som følge av små endringer i havstrømmene som virker på sedimentene (Fig. 2.6). Dersom det dannes en impedansekontrast mellom de konturittiske sedimentene og sedimenter som avsettes over konturitten kan dermed reflektorer dannes direkte over konturittene. Dermed vil variasjoner i topografi til reflektor R4, og andre lignende reflektorer, være direkte knyttet til endringer i paleohavstrømmer som medfører at konturittaktiviteten endrer lokasjon eller form. Det spesielle med reflektor R4 i forhold til andre reflektorer i Vøringbassenget er at ingen av konturittene som er observert i intervallene under reflektor R4 er observert å fortsette over denne reflektoren. Kun en regional endring av havstrømsmønster kan forklare hvordan alle konturittene som var aktive under reflektor R4 plutselig ble inaktive (Fig. 5.2A). Tidligere studier har avdekket at dannelsen av de tertiære domene tiltok i midt miocen (Brekke, 2000; Mjelde et al., 2003). Dette er samme periode som reflektor R4 ble dannet (Kap.

5.1). Det foreslås dermed at domingen av sedimentene i Vøringbassenget kan ha medført at havstrømmene har endret løp fra havstrømskanalene som var aktive gjennom tidlig miocen til nye havstrømskanaler lenger nede på skråningen. Denne teorien for dannelse av reflektor R4 underbygges av at det er identifisert flere konturitter over reflektor R4 lenger nede på skråningen (Figurer: 4.36 og 5.2B).

I perioden etter reflektor R4-tid er svært kontinuerlige konturittiske intervaller identifisert og det antas at konturittene i Vøringbassenget gradvis har bygget seg oppover skråningene til MA og HHA i denne perioden (Fig. 5.2B-D). Havstrømmene vil erodere underliggende sedimenter ettersom strømkanalen beveger seg oppover skråningen (Fig. 2.6) og amplituden til reflektor R4 kan ha blitt forsterket som følge av erosjon fra havstrømmen som beveger seg oppover skråningen (Fig. 5.2). Reflektor R4 har svært sterk amplitude i områdene over de tertiære domene (Figurer: 4.43C, 4.44 og 4.50), men har svakere amplitude i sentrale deler av sedimentbassengene og langs nedre deler av skråningene (Figurer: 4.29, 4.35, 4.36 og 4.38). I områdene hvor reflektor R4 har sterk amplitude er det observert spor etter erosjon av enhet IV (Figurer: 4.10 og 4.44). I de fleste tilfeller er områder hvor reflektor R4 har stor amplitude overlagret av konturitter (Figurer: 4.43C, 4.44 og 4.50). Det finnes imidlertid eksempler på områder hvor reflektor R4 har stor amplitude uten å være overlagret av konturitter (F. eks. SØ i Fig. 4.44). Dette tolkes til at den store amplituden til reflektor R4 ikke bare skyldes erosjon fra havstrømskanaler i perioder hvor konturitter dannes i overliggende lagning. En mulig forklaring kan være at i perioder hvor konturitter dannes lenger nede på skråningen og de tertiære domene har stått opp som høyder på havbunnen har havstrømmene i øvre deler av domene vært for sterke til at sediment avsettes. Ikke-kompakterte sedimenter vil også være utsatt for erosjon fra slike strømmer, og kan være opphavet til den sterke amplituden til reflektor R4 i disse områdene. De samme strømmene er sannsynligvis også årsaken til at svært lite hemipelagiske sedimenter har blitt avsatt langs ryggene til de tertiære hvelvene (Fig. 5.3).

Den overnevnte tolkningen medfører at den sterke amplituden til reflektor R4, som er knyttet sammen med *Midt miocen inkonformiteten* (Kap. 4.3.4 og 5.1), ikke må forklares gjennom en regional erosjonsperiode før domingen i midt miocen, eller gjennom en lengre periode uten avsetning på Norskemarginen, slik som er foreslått av Brekke (2000). Det foreslås i stedet at de regionale reflektorene i miocene til tidlig pliocene sedimenter hovedsakelig er dannet av erosjon fra migrerende havstrømskanaler. I tillegg foreslås det at toppene til de tertiære domene som stod opp som høyder i

midt miocen ble utsatt for erosjon fra havstrømmer som vanligvis passerer over sedimentene i Vøringbassenget.

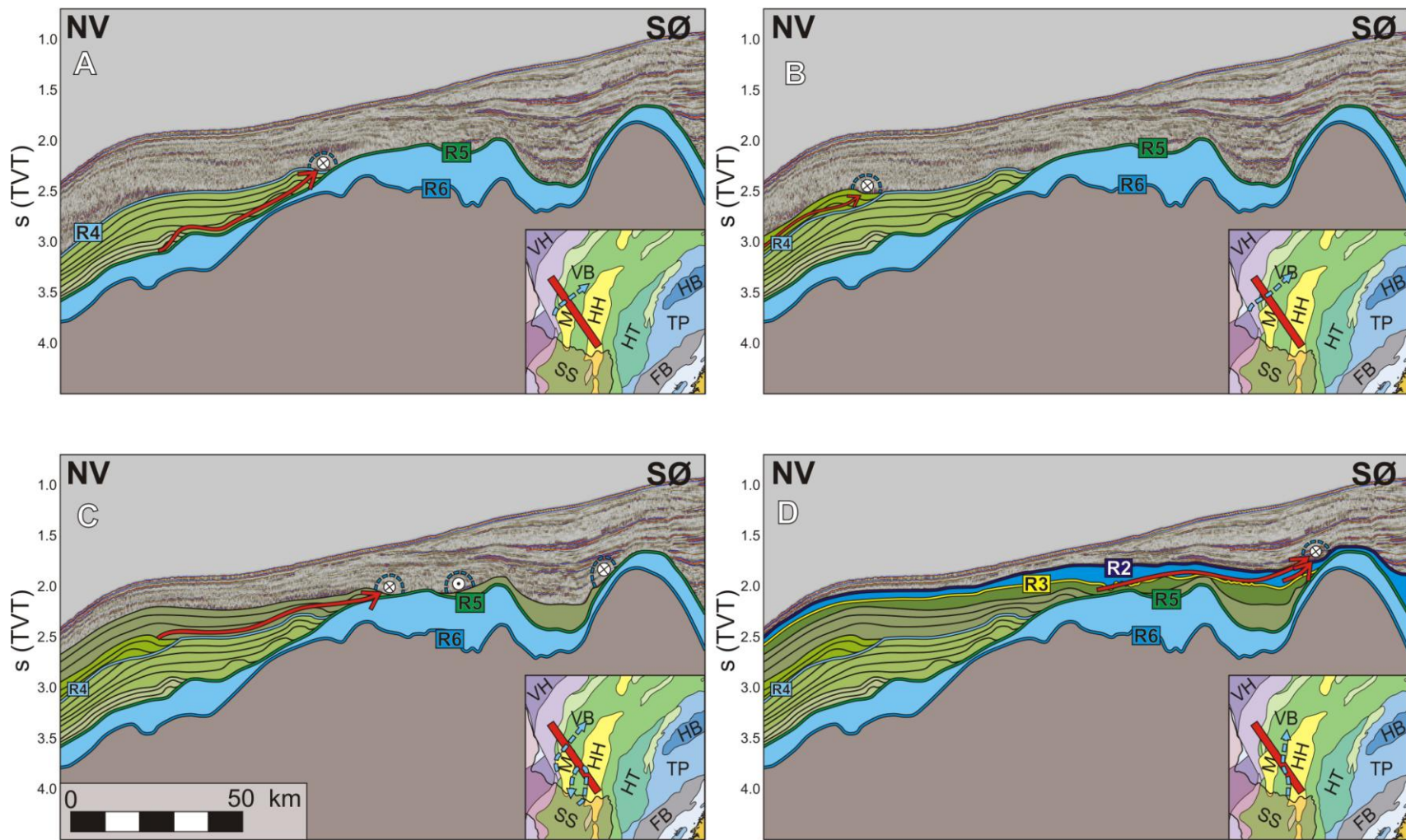
I tillegg til de tertiære domene er det i denne studien identifisert totalt tre lokale høyder i studieområdet: rygg 1, rygg 2 og rygg 3. Rygg 1 og rygg 2 er identifisert i dybdekartene til alle de identifiserte seismiske reflektorene (Figurer: 4.7, 4.8, 4.9, 4.12, 4.13, 4.15, 4.16 og 4.18) utenom i dybdekartet til reflektor 1. Rygg 3 er identifisert i reflektor R4, R3, R3i og R2 (Figurer: 4.7, 4.8, 4.9 og 4.12). Rygg 1 og rygg 2 er de mest markerte av de tre ryggene og er observert i dybdekartet til den diagenetiske reflektor R7. Siden reflektor R7 er hevet i rygg 1 og rygg 2 tolkes det at i vertfall disse to ryggene er dannet som følge av kompaksjon. Mektighetskartet til enhet V (Fig. 4.31) og til underenhet IV.2 (Fig. 4.39) indikerer at mektighetsfordelingen til disse enhetene er upåvirket av rygg 1 og rygg 2 og at de dermed var avsatt før domingen av ryggene ble igangsatt. Mektigheten til underenhet IV.1 (Fig. 4.41) virker derimot å være redusert i området over rygg 1 og rygg 2 (Fig. 4.15). Dette indikerer at begynnelsen på domingen av rygg 1 og rygg 2 ble dannet allerede i tidlig miocen. I mektighetskartet til underenhet IV.1 (Fig. 4.41) opptrer rygg 1 som en relativt bred rygg (over 20 km bred), mens i mektighetskartet til enhet III (Fig. 4.42) opptrer rygg 1 som en relativt smal rygg (under 10 km bred). Dette indikerer at domingen av rygg 1 fortsatte fra overgangen til tidlig miocen helt til overgangen til midt miocen. Det finnes ikke like detaljerte mektighetskart fra området over rygg 2, men rygg 2 er lokalisert mellom MA og HHA og det antas at rygg 2 ble hevet samtidig med disse to hvelvene. Rygg 3 har mindre relieff enn rygg 1 og rygg 2 og er ikke observert i dybdekartene til reflektor R7, R6, R5 og R4i. Årsaken til at rygg 3 ikke er observert i disse kartene kan være at relieffet til ryggen er mindre enn de andre, og at ryggen er lokalisert ved ytterkanten til studieområdet hvor det er færre kryssende seismiske profiler tilgjengelig. Det er mye som tyder på at relieffet til rygg 3 forsterkes ved reflektor R4-tid og senere. Dette er mest sannsynlig et resultat av avsetning av konturitter langs ryggen i perioden etter reflektor R4-tid.

I denne studien har det vært stort fokus på å kartlegge intervaller med konturittisk avsetningsetningsmønster i Vøringbassenget. I figur 5.2 er flere intervaller med konturittiske refleksjonsmønster identifisert og markert med lokasjon til mulige paleohavstrømskanaler (i henhold til Fig. 2.6). Lokasjonene til konturittene kan dermed benyttes til å fastslå paleo-posisjoner til dominerende havstrømskanaler. Figur 5.2A viser at det har vært en generell bevegelse av den dominerende havstrømskanalen oppover skråningen fra reflektor R5-tid opp til reflektor R4-tid. Ved reflektor R4-tid

avbrytes migrasjonen av havstrømskanalen oppover skråningen (Fig. 5.2A) og dominerende havstrømskanaler er over reflektor R4 identifisert lenger nede på skråningen. Figur 5.2B viser et nytt intervall med konturittisk refleksjonsmønster (Fig. 4.36). På ny migrerer en havstrømskanal oppover skråningen. I figur 5.2C fortsetter aggraderingen av havstrømskanalen (identifisert i Fig. 5.2B) fra NV mot SØ oppover skråningen. I figur 5.2C prograderer kanalen hurtigere fordi skråningen har lavere gradient. SØ i figur 5.2C er to nye havstrømskanaler observert. De nye to havstrømmene i figur 5.2C representerer en og samme kanal som har vært lokalisert i SVB sør for det seismiske profilet, og i figur 5.2C har denne kanalen nesten bygget seg over skråningen opp mot rygg 2 (Fig. 4.12) mellom MA og HHA. I perioden etter dette (Fig. 5.2D) foregår store endringer av havstrømsmønsteret i Vøringbassenget. Havstrømskanalen fra Nordvestbassenget (identifisert i Fig. 5.2B) beveger seg i perioden hurtig over MA som har lav gradient, og havstrømmen fra SVB bygger seg over rygg 2 og følger nå HHA fra sør til nord. Dette betyr at de to tidligere adskilte havstrømskanalene slår seg sammen til en kanal i perioden etter reflektor R3-tid. Denne hurtige endringen i sirkulasjonssystemet i sørlige deler av studieområdet sammenfaller med dannelsen av sekvensgrense R3, som er identifisert som *Bunn naust inkonformiteten* (BNU) (Stoker et al., 2005a) i området vest for HHA (Kap. 5.1).

Konturitter er observert i hele enhet III og enhet IV, med unntak i underenhet IV.2. Sannsynligvis er enhetene avsatt i et dypmarint miljø dominert av hemipelagisk sedimentasjon som er vesentlig påvirket av havstrømsaktivitet. I det stratigrafiske rammeverket etablert av Stoker et al. (2005a) er Kaifm avsatt gjennom hele miocen, og i følge dette rammeverket vil enhet III og den miocene delen av enhet IV representere henholdsvis øvre og nedre Kaifm (Fig. 5.1). Dersom det stratigrafiske rammeverket fra Løseth og Henriksen (2005) benyttes vil det innebære at både underenhet IV.2 og underenhet IV.1 vil representere øvre Bryggefm, mens enhet III vil representere Kaifm. Resultatene fra denne studien viser at det stratigrafiske rammeverket fra Løseth og Henriksen (2005) vil medføre at sedimentære enheter som er dominert av ulike avsetningsmiljø vil grupperes. Derfor foreslås det at det seismiske rammeverket som er etablert av Stoker et al. (2005a) fastsettes som en standard for Vøringbassenget (Fig. 5.1). Et standardisert stratigrafisk rammeverk for Vøringbassenget vil medføre at usikkerheter mellom tolkninger i ulike studier, som i dag kan være basert på forskjellige stratigrafiske rammeverk, vil reduseres.





**Figur 5.2** Fire kopier av et seismisk profil (A-D) med tolkning fra ulike nivåer på hvert profil (A er eldst og D er yngst). Illustrerer utviklingen av strømkanallokasjonen i det seismiske profilet over tid. Lokasjonen til det seismiske profilet markert med rød linje i minikartene og lokasjon til dominerende strømkanal ved hvert nivå er markert med stiplet blå linje i figur A-D i minikartene. De røde pilene i minikartet indikerer endringer i havstrømskanalen.

### ***5.2.3 Sen pliocen – nåtid***

Reflektor R3 representerer grensen mellom tidlig pliocen og sen pliocen, og denne perioden representerer i følge både Stoker et al. (2005a) og Løseth og Henriksen (2005) overgangen fra Kaifm til Naustfm (Fig. 2.3). Naustfm er i denne studien delt inn i to seismostratigrafiske enheter: enhet II og enhet I (Fig. 5.1). Rise et al. (2010) diskuterte det rådende seismostratigrafiske rammeverket for Naust N – Naust T i den sen pliocene og pleistocene perioden, og dette rammeverket er korrelert mot det seismiske rammeverket fra denne oppgave (Kap. 4.3.3). Denne korrelasjonen viste at enhet II omfatter deler av enhetene Naust N og Naust A (Fig 4.56) (Rise et al., 2010) som er lokalisert i området vest for HHA (Figurer: 4.56 og 4.57). Enhet I inkluderer enhetene Naust U, Naust S og Naust T (Rise et al., 2010) i hele studieområdet og omfatter også deler av enhetene Naust N og Naust A som er lokalisert i området øst for HHA (Figurer: 4.56 og 4.57) (Rise et al., 2010).

Reflektor R3 representerer bunn av enhet II (Fig. 5.1), og sammenfaller med en periode med endringer i mønsteret til havstrømskanalene i SVB (Fig. 4.24) og over rygg 2 (Fig. 4.12) (Kap. 5.2.2). I NVB er det ikke observert noen stor endring i havstrømskanaler over reflektor R3. I NVB er konturittene identifisert i enhet II rett over konturittene i enhet III (Fig. 4.50). Dette betyr at grensen mellom enhet II og enhet III ikke er dannet av en regional endring av mønsteret til havstrømskanalene, slik som grensen mellom enhet IV og enhet III. ODP brønn 642 (Fig. 4.64) og ODP brønn 644 (Fig. 4.61) penetrerer enhet II og viser at denne enheten er mer sandig enn de underliggende enhetene. Beregninger av avsetningsrater i denne studien (Kap. 5.1) har også vist at enhet II er avsatt vesentlig hurtigere enn underliggende enheter. Forsberg og Locat (2005) observerer at den terrigene sedimentasjon øker samtidig som den biogene sedimentasjonen avtar ved overgangen fra tidlig til sen pliocen. Den økte tilførselen av terrigene sedimenter på Norskemarginen har sammenheng med økt erosjon på fastlandet som en følge av glasieringer på den nordlige halvkule de siste 2.5 millioner år (f. eks. Hjelstuen et al., 1999; Rise et al., 2006). En slik endring i sedimentenes sammensetning kan forklare impedansekontrasten til reflektor R3 i områder som ikke har gjennomgått endring i havstrømsmønster.

Det er tidligere beskrevet konturittiske avsetninger i Naustfm (Laberg et al., 2001; Bryn et al., 2005b; Rise et al., 2005; Rise et al., 2010). Rise et al. (2010) erkjente at mens glasierende debrisstrømvsetninger dominerte østlige deler av Vøringbassenget var hemipelagiske og konturittiske avsetninger dominerende i området vest for HHA i Naust N til Naust A tid. Bryn et al. (2005b) identifiserte flere intervaller med konturittiske avsetninger i Naust N og Naust A, men også i yngre deler av Naustfm ble

mindre konturitter observert. Konturitter i Naustfm er hovedsakelig identifisert i enhet II (f. eks. Fig. 4.40A, 4.44, 4.46C og 4.50). Konturittene er identifisert langs vestflanken til HHA og i området rundt MA (Fig. 4.48). Dermed er konturittene i enhet II identifisert langs skråninger i Vøringbassenget, i likhet med konturitter observert i enhet III og enhet IV. Det som skiller enhet II fra de konturittiske avsetningene i enhet III og enhet IV er at det i enhet II er identifisert tegn til konturitter også over rygg 2 som tidligere har vært fri for konturitter (Fig. 4.51, rygg 2 er identifisert i Fig. 4.7).

Det er tidligere vist at deler av Vøringbassenget vest for HHA var lite påvirket av de glasiære debrisstrømvæsetningene som dominerte kystnære områder i nedre deler av Naustfm (Bryn et al., 2005b; Rise et al., 2010). De konturittiske avsetningene vest for HHA er avsatt samtidig som de eldste debrisstrømvæsetningene øst for HHA, og er dermed avsatt under et ulikt avsetningsmiljø. Avsetningene vest og øst for HHA er imidlertid gruppert sammen i enhetene Naust N og Naust A (Rise et al., 2006). Denne grupperingen av nedre deler av Naustfm er basert på det stratigrafiske rammeverket etter Dalland et al. (1988), som fastsatte at Naustfm omfatter sedimenter avsatt i sen pliocen og senere. Det er likevel ingenting som tilsier at to ulike formasjoner ikke kan være avsatt i samme tidsperiode. Derfor foreslås det at enhet II kan implementeres som en underenhet i den konturittiske Kaifm. I så fall vil dette bety at Kaifm blir avgrenset av reflektor R5 og reflektor R2, og avsetningsperioden til Kaifm vil bli fra 23 Ma til omtrent  $0.8 \text{ Ma} \pm 0.1$  millioner år.

Enhet I representerer deler av Naustfm som består av debrisstrømsdominerte glasiære klinoformer (Hjelstuen et al., 2004b; Berg et al., 2005; Dahlgren et al., 2005; Sejrup et al., 2005; Rise et al., 2006; Rise et al., 2010). Dannelsen av disse glasiære klinoformene er tidligere tolket til å ha startet i samme periode som de første storskalaglasiasjonene ble initiert på den nordlige halvkule ved omtrent 2.74 Ma (Thiede et al., 1989; Jansen og Sjøholm, 1991; Jansen et al., 2000). I perioden etter igangsettelsen av periodiske storskalaglasiasjoner prograderte de glasiære klinoformene vestover ettersom store mengder sedimenter, erodert av isbreer på fastlandet, ble avsatt og fylte kystnære sedimentbassenger (Dahlgren et al., 2002; Hjelstuen et al., 2004b; Dahlgren et al., 2005; Rise et al., 2005). I sen pliocen og tidlige deler av pleistocen var vestlig utstrekning til klinoformene avgrenset av HHA som stod opp som høyder på havbunnen (McNeill et al., 1998; Dahlgren et al., 2005; Rise et al., 2005). Ved reflektor R2-tid,  $0.8 \text{ Ma} \pm 0.1$  millioner år, ble denne barrieren brutt, og de glasiære klinoformene prograderte også vest for de tertiære hvelvene (sørøst i Fig. 4.10). Denne hendelsen indikerer slutten på avsetningen av de tykke

konturittiske lagrekkene karakteristiske for de tidlig miocene til tidlig pleistocene sedimentære enhetene i Vøringbassenget vest for HHA (Hjelstuen et al., 2004a; Dahlgren et al., 2005).

### 5.3 Diagenetiske prosesser

En opal A-CT diagenetisk grense er en seismisk reflektor som eksisterer som følge av dannelsen av en impedansekontrast over den diagenetiske fronten mellom opal A og opal CT (Iijima og Tada, 1981; Tada og Iijima, 1983). Det er stor enighet om at en av de dominerende faktorene for omvandlingen av opal A til opal CT er temperatur (Murata og Nakata, 1974; Iijima og Tada, 1981; Keller og Isaacs, 1985; Tribble et al., 1992; Knauth, 1994; Davies og Cartwright, 2002). Neagu et al. (2010) forklarte at opal A-CT grenser kan deles opp i to hovedgrupper: aktive og inaktive opal A-CT grenser. En aktiv opal A-CT grense er definert som en diagenetisk front hvor fronten i senere tid har beveget seg relativt til sedimentsøylen, og hvor de diagenetiske reaksjonene har funnet sted ved en observerbar hastighet (Neagu et al., 2010). Dersom opal A i dag gjennomgår omvandling til opal CT i området over en aktiv opal A-CT grense betyr dette at opal A-CT grensen ikke er i likevekt. Omvandlingen av opal A vil fortsette helt til opal A-CT grensen er i likevekt. Opal A-CT grensen er ikke i likevekt så lenge det finnes opal A i området som innenfor rådende forhold kan omdannes til opal CT. Områder over aktive opal A-CT grenser som er i likevekt gjennomgår ikke diagenetisk transformasjon av opal A til opal CT, men denne prosessen vil gjenopptas dersom området blir utsatt for videre begravning eller nedforkastning.

Davies og Cartwright (2002) observerte i Færøy-Shetland bassenget at også inaktive opal A-CT grenser kan eksistere. De identifiserte flere deformasjonsstrukturer i opal A-CT grensen, og antok at dersom den diagenetiske opal A-CT grensen fortsatt var aktiv ville opal A omvandles til opal CT i nedforkastede områder slik at deformasjonen av opal A-CT grensen ville utlignes (Davies og Cartwright, 2002). Davies og Cartwright (2002) forklarte at inaktive opal A-CT grenser er dannet i perioder hvor forholdene har vært gunstige for opal A-CT diagenese. I senere perioder har endringer i faktorer som kontrollerer opal A-CT diagenesen ført til at opal A-CT diagenesen ikke lenger kan være aktiv (Davies og Cartwright, 2002). De tolket at en opal A-CT grense kan bli inaktiv dersom grensen heves av tektoniske prosesser eller om den geotermale gradienten i området reduseres. I denne studien er opal A-CT grensen tolket som reflektor R7 og er identifisert i hele studieområdet. Det er identifisert flere deformasjonsmønstre i opal A-CT grensen. Den er for eksempel påvirket av polygonale forkastningssystemer (Figurer: 4.2, 4.6, 4.10, 4.11, 4.17, 4.21, 4.22, 4.29, 4.36 og 4.38). I tillegg viser relieffkartet til reflektor R7 (Fig. 4.18) at opal A-

CT grensen er formet til avlange antiklinaler og synklinaler sammen med underliggende lagrekker (Figurer: 4.15, 4.17 og 4.21). Denne formen til reflektor R7 indikerer at opal A-CT grensen er deformert av kompresjonskrefter.

Reflektor R7 er dypest under havbunnen i området øst for HHA og reflektorens dyp under havbunnen blir gradvis mindre mot vest i studieområdet (Fig. 4.67). Denne trenden passer sammen med trenden til den geotermale gradienten i studieområdet som gradvis går fra 60 °C/km på VMH til 40 °C/km på Haltenterrassen (Fig. 4.66). En lav geotermal gradient vil medføre at en opal A-CT grense i likevekt vil være lokalisert dypere enn i tilsvarende områder med høyere geotermal gradient. Temperaturkartet for opal A-CT grensen som tar høyde for variasjoner i den geotermale gradienten (Fig. 4.68) viser imidlertid at den geotermale gradienten ikke kan forklare det store dypet til opal A-CT grensen øst for HHA. Temperaturkartet viser at temperaturen til opal A-CT grensen i området øst for HHA er opp mot 80 °C, langt over 50 °C som tidligere er antatt som en maksimumstemperatur for opal A diagenese (Hein et al., 1978). Davies og Cartwright (2002) og Neagu et al. (2010) gjorde lignende observasjoner og tolket at opal A-CT grensen mest sannsynlig var inaktiv i Vøringbassenget. Tolkningen av opal A-CT grensen som en inaktiv diagenetisk front underbygges i denne studien av det faktum at opal A-CT grensen er observert å være relativt parallell med reflektor R4 (Figurer: 4.2, 4.6, 4.11, 4.17, 4.20 og 4.21) som tidligere er tolket som *midt miocen inkonformiteten*, og antas å representere paleohavbunnen i midt miocen tid. Denne observasjonen indikerer også at opal A-CT grensen ble inaktiv i midt miocen.

Tolkningen av dagens opal A-CT grense som en inaktiv grense byr imidlertid på flere problemer. Det er for eksempel lite diskutert hvordan en inaktiv opal A-CT grense kan være lokalisert i intervaller hvor temperaturen er over 60 °C. I tillegg tolket Neagu et al. (2010), basert på begravningshistorikken, at dagens temperatur til opal A-CT grensen mest sannsynlig representerer maksimums-temperaturen opal A-CT grensen har gjennomgått. Denne tolkningen betyr at den diagenetiske fronten i Vøringbassenget ikke kan ha vært aktiv ved høyere temperaturer for så ha blitt inaktiv som følge av redusert temperatur, slik som Davies og Cartwright (2002) tolket i Færøy-Shetland bassenget. I tillegg er det lite diskutert hvordan opal A fremdeles kan være stabilt ved temperaturer over 60 °C dersom den diagenetiske omvandlingen av opal A kun er temperaturkontrollert. Det virker usannsynlig at opal A-CT diagenesen plutselig blir avbrutt dersom temperaturen økes for mye. I stedet virker det sannsynlig at opal A-CT diagenesen ville ha blitt endret til diagenetisk omvandling av opal CT til mikrokristalin kvarts. Diagenetisk omvandling av opal CT til mikrokristalin kvarts er aktiv i temperaturintervaller mellom 65-80

°C (Keller og Isaacs, 1985). Dersom omvandlingen av opal CT er aktiv i områder med temperaturer over 65 °C er det imidlertid vanskelig å forklare hvordan den diagenetiske reflektoren kan være kontinuerlig mellom områder som gjennomgår forskjellige typer diagenese. En slik tolkning vil også innebære at den diagenetiske fronten fremdeles er aktiv, og dette virker usannsynlig basert på de identifiserte deformasjonsstrukturene i opal A-CT grensen.

På tross av overnevnte problemstillinger tolkes det at opal A-CT diagenesen er inaktiv i dag, men det forutsetter at den diagenetiske omvandlingen av opal A til opal CT styres av flere faktorer enn bare temperatur. Denne tolkningen passer sammen med observasjoner av variasjoner i reflektor R7 relativt til reflektor R4 (Kap. 4.2) som tyder på at reflektor R7 ikke representerte en BSR i hele studieområdet ved R4-tid. Den diagenetiske fronten har mest sannsynlig vært påvirket av andre kontrollerende faktorer i tillegg til temperatur ved R4-tid, slik at det variasjoner i disse faktorene ved ulike deler av studieområdet kan ha medført til at dypet til opal A-CT grensen har variert i forhold til paleohavbunnen.

Knauth (1994) indikerte at opal A-CT diagenesen var styrt av tre dominerende faktorer: temperatur, hydrologisk aktivitet og havdyp (Fig. 2.14). Knauth (1994) tolket for eksempel at områder med stor hydrologisk aktivitet ville gjennomgå opal A-CT diagenese ved et lavere temperaturintervall (Fig. 2.14). Denne kontrollerende faktoren virker svært relevant for Vøringbassenget fordi hydrologisk aktivitet her var en svært viktig prosess i forbindelse med etableringen av det polygonale forkastningssystemet. Dette betyr at hydrologisk aktivitet kan ha medvirket til at opal A-CT diagenesen har vært aktiv i Vøringbassenget. Dersom man antar at den hydrologiske aktiviteten har avtatt ettersom de fluidholdige sedimentene ble drenerte kan denne prosessen også forklare hvordan opal A-CT diagenesen har blitt inaktiv uten at temperaturen har blitt redusert. I tillegg er det observert at opal A-CT grensen er dypere relativt til reflektor R4 i Storeggaskredgropen og i nordvestlige deler av NVB (Figurer: 4.10, 4.20 og 4.22). Dette er områder med stort havdyp og i følge Knauth (1994) kan stort havdyp medføre at opal A-CT diagenesen foregår saktere (Fig. 2.14). I denne studien tolkes det at kontrollerende faktorer for opal A-CT diagenesen i Vøringbassenget er, i henhold til Knauth (1994): temperatur, hydrologisk aktivitet og havdyp. Det antas at opal A-CT diagenesen var aktiv i tidlig miocen som følge av stor hydrologisk aktivitet i Vøringbassenget. Det tolkes videre at den hydrologiske aktiviteten ble redusert omtrent ved midt miocen tid slik at opal A-CT diagenesen ble inaktiv. Det antas at denne reduksjonen kan ha vært en reaksjon på domingen i midt miocen.

## 5.4 Polygonale forkastninger

De hemipelagiske sedimentene i Vøringbassenget er karakterisert lagbundne polygonale forkastningssystemer (Hjelstuen et al., 1997; Berndt et al., 2003; Gay og Berndt, 2007). I denne studien er småskala forkastninger identifisert i store deler av studieområdet (Figurer: 4.6, 4.35A og 4.38). Forkastningene er hovedsakelig konsentrert i SVB, SØB, NVB og NØB (Fig. 4.24). Forkastningene er observert i enhet V, enhet IV, enhet III og enhet II (Fig. 4.25). Berndt et al. (2003) gjennomførte en 3D-seismisk studie på disse forkastningene og avdekket at disse krysset hverandre og dannet et polygonalt mønster i kartplan. Polygonale forkastningssystemer er definert av Cartwright et al. (2003) til å være et sett av lagbundne forkastninger som ikke er relatert til tektonisk aktivitet, men som er dannet som et resultat av fluider som strømmer ut av finkornede sedimenter gjennom en prosess kalt synerese (Kap. 2.5). Cartwright et al. (2003) indikerte at synerese er en spontan prosess som igangsettes etter kun moderat begravning av vannholdige, finkornete sedimenter, slik som for eksempel hemipelagiske sedimenter (Gay og Berndt, 2007). Dersom de polygonale forkastningssystemene dannes gjennom synerese antas det at forkastningsaktiviteten er styrt av mengden fluider fanget i sedimentene. Man vil dermed kunne forvente å finne en sammenheng mellom sedimentmektigheten til fluidholdige sedimenter og utbredelsen av polygonale forkastningssystemer. Det antas at det hovedsakelig er de hemipelagiske sedimentene, tidligere identifisert i enhet V-II (Kap. 5.2), som har hatt fluider fanget i sedimentet under avsetning. Berndt et al. (2003) observert at de polygonale forkastningene i Vøringbassenget hadde utviklet seg i ulike adskilte forkastningslag (Fig. 2.10), en i øvre deler av Bryggefm og en i Kaifm. Det er tidligere observert (Kap. 4.3.2) at de polygonale forkastningene i enhet V i flere områder adskilt fra polygonale forkastninger observert i enhet IV-II (F. eks. Fig. 4.26 og 4.29). Det foreslås dermed at forkastningene i enhet V opptrer i et nedre forkastningslag, og at forkastningene i enhet IV-II opptrer i et øvre forkastningslag.

Fokusområdet for denne studien har hovedsakelig vært studien av Kaifm og deler av Naustfm i det øvre forkastningslaget. I kapittel 4.3.2 ble derfor de polygonale forkastningene i øvre forkastningslag kartlagt basert på forkastningsintensitet (Fig. 4.27). Dette kartet ble deretter sammenlignet med mektighetskart til de studerte sedimentære enhetene for å finne mulige likheter. I denne studien er det ikke funnet noen klar sammenheng mellom mektigheten til sedimentene avgrenset av reflektor R6 og reflektor R2 og den polygonale forkastningsintensiteten. Derimot indikerer mektighetskartet til enhet IV-II (Fig. 4.28) at det er en sammenheng mellom mektighetsfordelingen til enhet IV-II og forkastningsintensiteten (Fig. 4.27). Dersom mektighetskartet enhet IV-II (Fig. 4.28) sammenlignes med kartet over polygonal

forkastningsintensitet (Fig. 4.27) er det tydelig at områder med høy forkastningsintensitet sammenfaller med områder hvor de hemipelagiske enhet IV-II har stor mektighet ( $> 1.1$  s (TVT)) (Fig. 4.28). I områder hvor enhet IV-II har liten mektighet ( $< 0.2$  s (TVT)) (Fig. 4.28) er få eller ingen polygonale forkastninger observert (Fig. 4.27). Dette betyr at mektighetsfordelingen til enhet IV-II (Fig. 4.28) styrer forkastningsintensiteten i det øvre forkastningslaget, og mektighetsfordelingen til enhet V (Fig. 4.31) har liten eller ingen påvirkning på forkastningsintensiteten i det øvre forkastningslaget. Årsaken til dette kan være at mesteparten av fluidene i enhet V allerede var drenert fra enheten da enhet IV-II ble avsatt. Dette vil i så fall ha medført til at fluider fra enhet V ikke migrerte videre til enhet IV-II, og dermed prograderte ikke forkastningene i enhet V videre inn i enhet IV-II.

I enkelte områder er det imidlertid observert at forkastninger har progradert fra nedre til øvre forkastningslag. Dette er hovedsakelig observert i områder nær de tertiære hvelvene. Her er det observert i flere områder at stor del av forkastningene i enhet V forplanter seg inn i enhet IV-II. Figur 4.30 viser for eksempel et seismisk profil som krysser MA i et område hvor en stor andel av forkastningene i enhet V fortsetter inn i den overliggende enhet IV. Lignende observasjoner er gjort SØ i figur 4.25, og SØ i figur 4.33. Felles for områdene hvor forkastninger prograderer fra enhet V inn i overliggende enheter er at de lokalisert på toppen av skråninger i enhet V. Gay og Berndt (2007) tolket at de polygonale forkastningene i Vøringbassenget kan ha blitt reaktivert i senere tid som følge av hurtig begravning. En slik reaktivering av de polygonale forkastningene kan føre til at forkastninger fra nedre forkastningslagrekke prograderer inn i øvre forkastningslagrekke eller motsatt. Alderen på denne reaktiveringen av forkastningene er uvisst, men lokasjonen til forkastningene tyder på at det har vært fluid migrasjon i enhet V etter at de tertiære domene ble dannet, og enhet IV-II var avsatt.

Det finnes også eksempler på områder hvor enkelte forkastningslag med relativt stor mektighet ikke har forventet forkastningsintensitet. Figur 4.30 viser et eksempel på et område hvor mektigheten til sedimentene i enhet IV-II er over 0.3 s (TVT) uten at polygonale forkastninger har blitt utviklet i stor grad. Et par liknende områder er identifisert i gjennom denne studien. Fellesnevneren for områder hvor det ikke er en sammenheng mellom mektigheten til enhetene og forkastningsintensiteten, er at intern lagning ikke er horisontal. Det antas at fluidene unnslipper langs den sedimentære lagningen slik at fluidtrykket ikke får mulighet til å bygge seg opp slik at den sedimentære bergarten utvikler polygonalforkastninger. Disse observasjonene motstrider ikke antakelsen av at polygonale forkastninger er dannet gjennom synerese, og resultatene fra denne studien støtter dermed konklusjonene fra



Cartwright et al. (2003). I tillegg støtter resultatene fra denne studien observasjonene til Berndt et al. (2003) om at forkastningene har utviklet seg i to adskilte forkastningslag.

## 5.5 Strømutvikling i miocen til tidlig pleistocen

I dette delkapittelet vil strømutviklingen på Norskemarginen, som er indirekte observert gjennom de konturittiske avsetningene innenfor studieområdet, diskuteres (Fig. 5.3). Med unntak av enkelte *innfyllings konturitter* (Fig. 2.6) observert i mindre skredarr langs HHA (f. eks. Fig. 4.40A) er kun *haugformete skråningskonturitter* (Fig. 2.6) observert i denne oppgaven (f. eks. Fig. 4.35). Slike konturitter dannes av at havstrømmer har fulgt en skråning på havbunnen, og det antas at det er slike havstrømmer som har dominert de miocene sedimentene i Vøringbassenget.

### *Tidlig miocen – midt miocen*

Koturitter som er dannet i denne perioden er identifisert i sedimenter Vøringbassenget avsatt før reflektor R4-tider og tilsvarer nedre Kaifm (Figurer: 4.2, 4.17, 4.25, 4.36, 4.37A, 4.38, 4.43A og B og 4.51). I perioden fra tidlig miocen til midt miocen har havstrømskanalene vært relativt stabile. Observasjoner av de konturittiske refleksjonsmønstrene som opptrer i perioden fra tidlig miocen til midt miocen (enhet IV) viser at havstrømmene i denne perioden har vært lokalisert langs sørøstlige deler av NVB (Fig. 4.24), langs ytterkanten av SVB og i sørlige deler av SØB (Fig. 5.3A). I dypere deler av enhet IV er konturittene lokalisert i sentrale deler av sedimentbassengene (Fig. 5.3A). Konturittene er gradvis lokalisert nærmere og nærmere ytterkanten av sedimentbassengene mot øvre deler av enhet IV (Fig. 5.3A). I følge Rebesco og Stow (2001) er en slik utvikling av konturittiske refleksjonsmønstre typiske for havstrømskanaler som beveger seg langs kontinentale skråninger, hvor sediment avsatt fra havstrømmen presser havstrømskanalen til stadig grunnere nivåer på skråningen.

### *Midt miocen – tidlig sen miocen*

Ved overgangen til midt miocen skifter konturittene lokasjon fra sedimentbassengenes ytterkanter i tidlig miocen til sentrale deler av sedimentbassengene (Fig. 5.3B). Dette skifte i havstrømskanalene sammenfaller med en periode med doming i Vøringbassenget (Mjelde et al., 2003). Hevingen av domene medførte at havstrømmene har forlot havstrømskanalene som var aktive gjennom tidlig miocen, og etablert nye havstrømskanaler lenger ned på skråningen (Kap. 5.2).

Konturittene som utviklet seg i perioden fra midt miocen til tidlig sen miocen i NVB følger ikke den sørøstlige kanten av sedimentbassenget slik som konturittene fra tidlig miocen. I stedet har konturittene en nordvestlig orientering i sørlige deler av NVB og en sørøstlig orientering i nordlige deler av NVB (Fig. 5.3B). Havstrømmene har dermed beveget seg rundt den nordlige ytterkanten av NVB. Det tolkes at denne strømretningen er et resultat av at sentrale deler av NVB har stått opp som en høyde i sen midt miocen som havstrømmene har beveget seg rundt. Det er enkelte indikasjoner på at det har eksistert konturitter også i sentrale deler av NVB, men disse er vanskelig å observere, og er uansett av begrenset utstrekning. Konturittene i de sentrale delene av NVB er muligens dannet av grener fra hovedstrømmen som har beveget seg opp på grunnere områder av NVB ved overgangen til sen miocen (Fig. 5.3B). I denne studien har få seismiske profiler vært tilgjengelige fra nordvestlige deler av NVB, slik at det ikke har vært mulig å avgrense nordvestlig utstrekning av de midt miocene og tidlig sen miocene sedimentene. Det er ikke observert reflektorer i SVB og SØB som tilsvarer reflektor R3i. Det antas imidlertid at havstrømskanalen også i disse områdene har beveget seg nedover skråningen i midt miocen (Fig. 5.3B).

### *Tidlig sen miocen – tidlig pliocen*

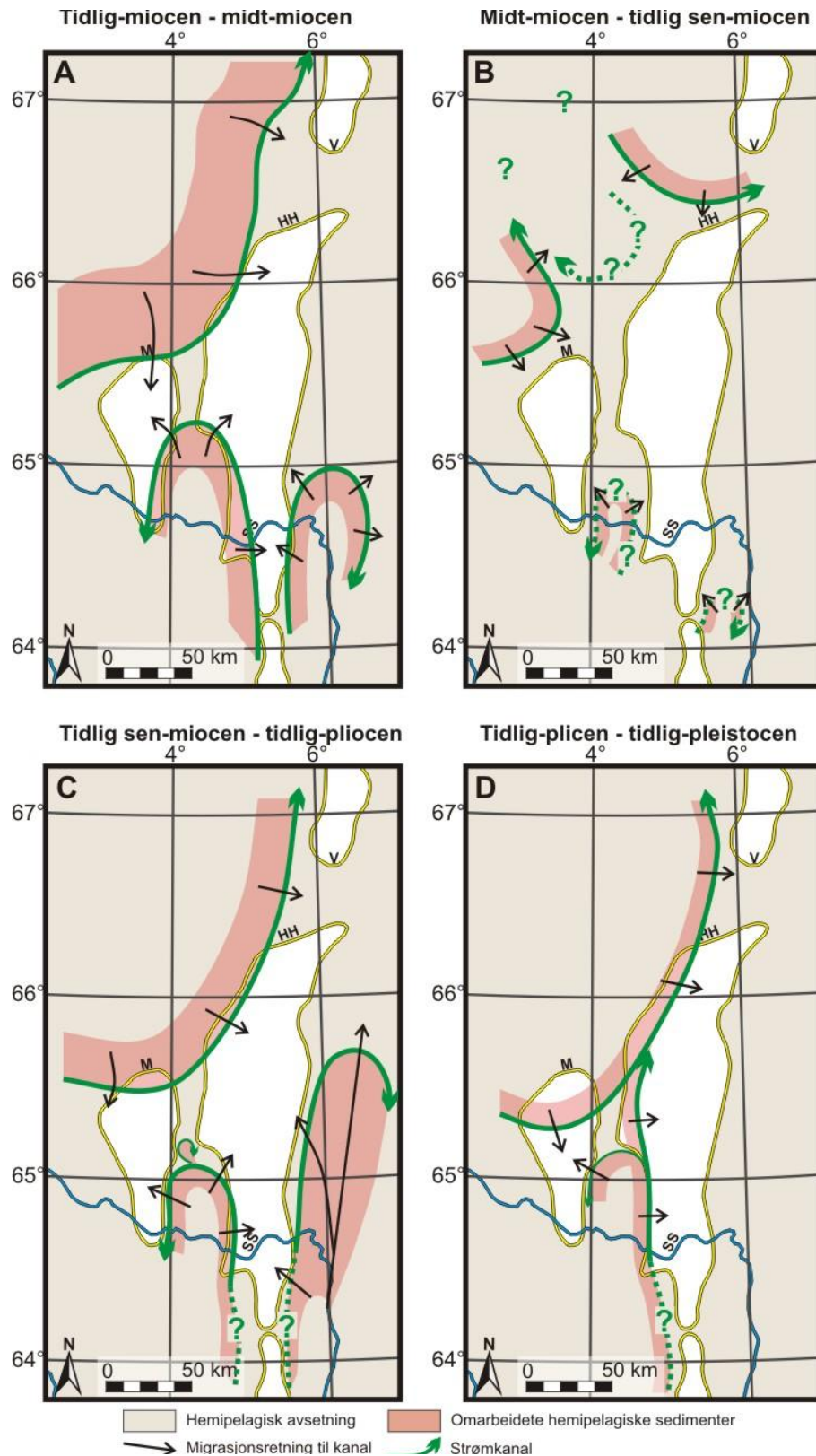
Ved overgangen fra tidlig sen miocen til sen miocen endres havstrømsmønsteret i NVB. De lavere områdene rundt den sentrale høyden i NVB ble fylt inn med sedimenter i løpet av midt miocen og tidlig sen miocen slik at havstrømskanalen migrerte over den sentrale høyden i sen miocen slik at kanalen fulgte sørøstlige deler av NVB (Fig. 5.3C).

I SØB og SVB er havstrømskanalene stabile fra midt miocen helt til tidlig pliocen (Fig. 5.3C). I SVB bygget havstrømskanalen seg gradvis, i hele perioden, oppover de sørlige skråningene til MA og HHA, samt mot rygg 2 (Fig. 4.12). Havstrømskanalen i SVB bygget seg oppover de nordlige skråningene til hvelvene, helt til kanalene i tidlig pliocen migrerte over rygg 2 slik at havstrømskanalen slo seg sammen med havstrømskanalen som var aktiv i NVB, og som i omtrent samme periode hadde migrert over MA. Den sirkulære havstrømskanalen som i midt miocen var lokalisert sør i SØB bygget seg gradvis nordvestover, og nordøstover i området øst for HHA i perioden etter midt miocen (Fig. 5.3C). Denne prograderingen av havstrømskanalen fortsatte helt til de glisiale klinoformer prograderer inn i SØB i sen pliocen og avsluttet avsetningen av sedimentære enheter dominert av havstrømmer i SØB.

*Tidlig pliocen – tidlig pleistocen*

Overgangen fra tidlig pliocen til sen pliocen er definert ved den regionale reflektor R3 i Vøringbassenget. Sedimenter avsatt etter R3-tid er påvirket av hendelser forbundet med glasieringen som i ble initiert på den nordlige halvkule (Eldholm et al., 1985; Eldholm et al., 1987b). Blant annet observerte Eldholm et al. (1985) og Eldholm et al. (1987b) at innholdet av silisiklastiske sedimenter økte ved overgangen til enhet II. Vi observerte også en markert økning i avsetningsrate i enhet II (Kap. 5.1). Denne økningen i avsetningsrate er mest sannsynlig forbundet med økt sedimenttilførsel fra land som et resultat av økt glisial erosjon (Hjelstuen et al., 1999). Endringen i sedimentenes sandinnhold og avsetningsrate kan ha medført til en endring i impedans slik at en regional seismisk reflektor har blitt dannet. Det er imidlertid også flere andre prosesser som kan ha medført til dannelsen av reflektor R3 og som ikke er direkte forbundet med glisiale prosesser.

Reflektor R3 sammenfaller med de sterke endringene i havstrømskanalene ved overgangen fra tidlig pliocen til sen pliocen hvor det ble etablert en kontinuerlig havstrøm fra SVB til NVB (Fig. 5.3D). Endringene i havstrømskanalene endret avsetningsmønsteret spesielt i SVB og i sørvestlige deler av NVB (Fig. 5.3D). Denne endringen kan ha gitt opphav til en kraftig og regional reflektor i området vest for HHA. Årsaken til at reflektor R3 sammenfaller med initieringen av glasieringen i Europa kan dermed ha vært mer eller mindre tilfeldige i dette området. Det antas likevel at reflektorens sterke amplitude og regionale utbredelse kan ha sammenheng med den økte tilgangen til sedimenter i Vøringbassenget. Den økte sedimenttilgang gir også en forklaring på hvorfor reflektoren er observerbar nordøstlige deler av NVB hvor det ikke var en vesentlig endring i havstrømslokasjonen ved overgangen til sen pliocen (Fig. 5.3D). Gjennom pliocen og sen pleistocen fortsatte prograderingen av havstrømskanalen i SVB og NVB gradvis oppover skråningene til HHA og MA. Denne havstrømsutviklingen ble avbrutt da de glisiale klinoformene prograderte over HHA ved overgangen til sen pleistocen (Dahlgren et al., 2005; Rise et al., 2006). Denne hendelsen dannet også reflektor R2.



**Figur 5.3** Utvikling av havstrømmer i Vøringbassenget fra tidlig miocen til tidlig pleistocen (A-D). Viktige strukturelle elementer er markert i figurene, se figur 4.3 for tegnforklaring. Stiplede linjer indikerer den mest sannsynlige lokasjonen til strømkanaler i mer usikre områder.

Basert på boringer i Ocean Drilling Program og flere seismiske studier er det tidligere argumentert for at dagens sirkulasjonssystem i Nord-Atlanteren ble etablert i midt miocen (Eldholm, 1990; Jansen og Raymo, 1996; Thiede og Myhre, 1996; Lear et al., 2003; Bryn et al., 2005b; Stoker et al., 2005b) (Kap.2.3). I senere tid har imidlertid flere studier konkludert at det har vært konturittiske avsetninger i Nord-Atlanteren allerede i tidlig miocene (Davies et al., 2001; Laberg og Vorren, 2004; Laberg et al., 2005). Laberg et al. (2005) diskuterte sammenhengen mellom opptredenen av konturitter på kontinentalmarginene og igangsettelsen av det termohaline sirkulasjonssystemet i Nord-Atlanteren. Laberg et al. (2005) konkluderte med at det mest sannsynlig var en sammenheng mellom åpningen av Færøy-Shetlandkanalen, åpningen av Framstredet, den generelle innsynkningen av GSR og etableringen av sirkulasjonssystemet i Nord-Atlanteren, og avsetningen av konturitter i Rockall traudet, i Færøy-Shetlandkanalen og på Norskemarginen i tidlig miocen. Resultater i denne studien underbygger i stor grad flere av observasjonene til Laberg et al. (2005). Det antas at Norskemarginen har vært dominert av konturittiske avsetninger i miocen til tidlig pliocen, og det er identifisert store konturittiske avsetninger langs Norskemarginen allerede fra tidlig miocen (Figurer: 4.21, 4.36 og 4.37A). Dersom det antas at etableringen av konturittene på Norskemarginen sammenfaller med dannelsen av det termohaline sirkulasjonssystemet, og at paleohavstrømskanalene identifisert i denne studien (Fig. 5.3) henger sammen med det regionale sirkulasjonssystemet i Nord-Atlanteren, vil disse observasjonene implisere at sirkulasjonssystemet i Nord-Atlanteren ble etablert allerede i tidlig miocen.

## Kapittel 6 Konklusjon

Basert på datasettene som har vært tilgjengelige for denne studien er fire miocene enheter identifisert i Vøringbassenget. Disse enhetene er hovedsakelig identifisert i fire adskilte sedimentbassenger innenfor studieområdet, og er korrelert mot etablerte seismostratigrafiske og kronostratigrafiske rammeverk. Den studerte sedimentære lagrekken har en maksimumsalder på 65.5 Ma. Avsetningene i enhet V (eldst) – enhet III er avsatt i et marint miljø i perioden 65.5 Ma til 2.7 Ma, mens enhet II og enhet I er avsatt i sen plio-pleistocen under vekslende glasiale og interglasiale miljø.

- Enhet V opptrer i hele studieområdet og omfatter Tangfm, Tarefm og nedre Bryggefm. Underenhet IV.2 i enhet II omfatter øvre Bryggefm, men er kun observert i nordvestlige deler av studieområdet. Bryggefm er dominert av hemipelagiske sedimenter avsatt mellom to paleohøyder identifisert i studieområdet. Tangfm og Tarefm domineres av prograderende klinoformer og er kun observert nordøst i Vigridsynklinalen. Alderen på enhet V og underenhet IV.2 er henholdsvis 65.5 – 31.9 Ma  $\pm$  2 millioner år og 31.9 ( $\pm$  2 millioner år) – 23.0 Ma.
- Underenhet IV.1 i enhet II er identifisert som nedre Kaifm i NVB og NØB. I SVB og SØB er hele enhet IV identifisert som nedre Kaifm. Enhet III er avsatt over enhet V og er identifisert som øvre Kaifm. Alderen på underenhet IV.1 og enhet III er henholdsvis 23.0 – 13.8 Ma og 13.8 – 2.6 Ma. Kaifm domineres av ooze-holdige avsetninger som er erodert og reavsatt av havstrømmer. Et stort antall konturitter er identifisert gjennom hele Kaifm og disse konturittene viser at Kaifm har vært dominert av havstrømmer som har påvirket sedimentfordelingen fra tidlig miocen, og dette kan tyde på at sirkulasjonssystemet i Nord-Atlanteren ble etablert allerede ved tidlig miocen tid. I tillegg er det tolket at *midt miocen inkonformiteten* mest sannsynlig ikke ble dannet av en regional erosiv hendelse, men ble utviklet som følge av større endringer i havstrømsmønsteret i Vøringbassenget ved midt miocen tid.
- Enhet II og enhet I er identifisert som henholdsvis den konturittiske og den debrisstrømsdominerte delen av Naustfm. Alderen på enhet II og enhet I er henholdsvis 2.6 – 0.8 Ma  $\pm$  0.1 millioner år og 0.8 ( $\pm$  0.1 millioner år) – 0 Ma. Enhet II skiller seg fra underliggende konturittiske enheter ved at den har forhøyet avsetningsrate forbundet med større sedimenttilførsel til Vøringbassenget i glasiale perioder. Det antas at reflektor R3 som avgrenser bunn Naustfm er dannet som følge av endringer i havstrømskanalen ved overgangen til pleistocen. Ved overgangen til pleistocen bygget konturittene seg oppover en skråning i sørlige

deler av Vøringbassenget slik at havstrømmen som tidligere kun dominerte i sør kunne, ved overgangen til pleistocen, bevege seg over østsiden av Modgunnhvelvet og etablere en kontinuerlig havstrøm fra sør til nord i studieområdet. Havstrømmer sluttet å dominere avsetningene i Vøringbassenget først for  $0.8 \text{ Ma} \pm 0.1$  millioner år da glasiiale klinoformer prograderte over Helland-Hansen-hvelvet, og enhet I ble avsatt i Vigridsynklinalen.

- Studie av opal A-CT grensen har avdekket at opal A-CT grensen er lokalisert i intervaller hvor temperaturen i dag er fra  $35 - 80 \text{ }^\circ\text{C}$ , og omfatter også temperaturer utenfor intervallet hvor opal A-CT diagenese vanligvis er aktiv. Opal A-CT grensen er i studieområdet relativt parallell til *midt miocen inkonformiteten*, og i tillegg er det observert deformasjonsstrukturer i opal A-CT grensen. Opal A-CT grensen er dermed tolket til å ha blitt inaktiv i midt miocen tid. Flere studier har omtalt opal A-CT diagenese som en hovedsakelig temperaturkontrollert prosess, men observasjoner i denne studien tyder på at opal A-CT diagenesen styres av tre dominerende faktorer: temperatur, hydrologisk aktivitet og havdyp. Årsaken til at opal A-CT grensen ble inaktiv i midt miocen er tolket til å være et resultat av redusert hydrologisk aktivitet ettersom de opprinnelig fluidholdige sedimentene i Vøringbassenget har blitt drenert under dannelsen av det polygonale forkastningssystemet.
- Kartlegging av det polygonale forkastningssystemet har vist at det er en klar sammenheng mellom mektigheten til sedimentære enheter og forkastningsintensiteten i det polygonale forkastningssystemet. Denne observasjonen underbygger tidligere tolkninger av at forkastningssystemet er dannet av at fluider fanget i sedimentet under avsetning unnslipper etter begravning. Sedimentære enheter med stor mektighet vil inneholde større mengder fluider og dermed kan gi opphav til større forkastninger. Det er også observert at polygonale forkastninger ikke utvikler seg like stor grad i områder hvor intern lagning i sedimentene har en gradient. I slike områder vil fluider unnslippe langs den sedimentære lagningen og ikke føre til oppsprekking i like stor grad.

### *Videre arbeid*

For den videre studien av Vøringbassenget anbefales det at innhenting av flere dype kjerner i sentrale deler av Vøringbassenget prioriteres. I disse områdene er få brønner tilgjengelig, og det er i dag vanskelig å komme med aldersestimater for konturittene i de sentrale delene av Vøringbassenget. Det anbefales at en bedre seismisk linjedekning etableres. Dette er spesielt viktig over VE og VMH, da bedre seismisk dekning er nødvendig for å knytte den etablerte stratigrafien fra VMH bedre sammen med stratigrafien fra Vøringbassenget. Mer arbeid bør også gjennomføres for å fastsette en endelig standardisert kronostratigrafi for Vøringbassenget. To ulike kronostratigrafiske inndelinger skaper unødvendig uklarheter mellom ulike publikasjoner. I tillegg bør en fremtidig kartlegging av Tangfm, Tarefm og Bryggefm gjennomføres i Vøringbassenget. De er fremdeles lite undersøkte og en bør få bedre kjennskap til sedimentære prosesser og avsetningshistorie til disse formasjonene.



## Referanser

- Aanstad, K., Gabrielsen, R., Hagevang, T., Ramberg, L. & Torvanger, O. 1981: Correlation of offshore and onshore structural features between 62 N and 68 N, Norway. *Norwegian Symposium Exploration*, 11, 1-24.
- Anderson, R. 2010: Where are Gas Hydrates Found? Centre for Gas Hydrate Research, Heriot-Watt University: [http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/hydrates\\_where.cfm](http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/hydrates_where.cfm) (09.04.2010).
- Badley, M. 1985: *Practical seismic interpretation*, IHRDC Press, Boston, Massachusetts, 265 pp.
- Baldauf, J. & Barron, J. 1990: Evolution of biosiliceous sedimentation patterns - Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling. I: Thiede, J. (red.) *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, 575–607.
- Berg, K., Solheim, A. & Bryn, P. 2005: The Pleistocene to recent geological development of the Ormen Lange area. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 45-56.
- Berggren, W., Kent, D., Flynn, J. & Van Couvering, J. 1985: Cenozoic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1407-1418.
- Berndt, C., Bunz, S. & Mienert, J. 2003: Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow. *Geological Society London Special Publications*, 216, 283-290.
- Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J. & Saunders, M. 2004: Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 723-733.
- Blindheim, J., Borovkov, V., Hansen, B., Malmberg, S., Turrell, W. & Østerhus, S. 2000: Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing. *Deep-Sea Research Part I*, 47, 655-680.
- Blystad, P., Brekke, H., Færseth, R., Larsen, B., Skogseid, J. & Tørudbakken, B. 1995: Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part II: The Norwegian Sea region. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, 8, 1-45.
- Boldreel, L. & Andersen, M. 1998: Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses. *Tectonophysics*, 300, 13-28.
- Brass, G., Southam, J. & Peterson, W. 1982: Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, 296, 620-623.
- Brekke, H. 2000: The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. *Dynamics of the Norwegian margin*, 167, 327–378.
- Brekke, H. & Riis, F. 1987: Tectonics and basin evolution of the Norwegian shelf between 62°N and 72°N. *Norsk geologisk tidsskrift* 67, 295-321.
- Brinker, C. & Scherer, G. 1990: Sol-gel science: the physics and chemistry of sol-gel processing.
- Broecker, W. 1991: The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4, 79-89.
- Brown, A. 1999: *Interpretation of three-dimensional seismic data, fifth edition*, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 541 pp.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C., Solheim, A. & Kvalstad, T. 2005a: Explaining the Storegga slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 11-19.
- Bryn, P., Berg, K., Stoker, M., Haflidason, H. & Solheim, A. 2005b: Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 85-96.
- Bukovics, C. & Ziegler, P. 1985: Tectonic development of the mid-Norway continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 2, 2-22.

- Bünz, S., Mienert, J. & Berndt, C. 2003: Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 291-307.
- Cartwright, J. & Dewhurst, D. 1998: Layer-bound compaction faults in fine-grained sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 1242-1257.
- Cartwright, J., James, D. & Bolton, A. 2003: The genesis of polygonal fault systems: a review. *Geological Society London Special Publications*, 216, 223-243.
- Ceramicola, S., Stoker, M., Praeg, D., Shannon, P., De Santis, L., Hoult, R., Hjelstuen, B., Laberg, S. & Mathiesen, A. 2005: Anomalous Cenozoic subsidence along the 'passive' continental margin from Ireland to mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1045-1067.
- Chand, S., Rise, L., Haflidason, H., Hjelstuen, B. & Bøe, R. In press: Stratigraphic development of the south Vøring Margin (Mid-Norway) since early Cenozoic time and its influence on subsurface fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*.
- Clausen, J., Gabrielsen, R., Reksnes, P. & Nysaether, E. 1999: Development of intraformational (Oligocene–Miocene) faults in the northern North Sea: influence of remote stresses and doming of Fennoscandia. *Journal of Structural Geology*, 21, 1457-1475.
- Dahlgren, K., Vorren, T. & Laberg, J. 2002: Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin--65 to 68° N. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 1089-1113.
- Dahlgren, K., Vorren, T., Stoker, M., Nielsen, T., Nygård, A. & Sejrup, H. 2005: Late Cenozoic prograding wedges on the NW European continental margin: their formation and relationship to tectonics and climate. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1089-1110.
- Dalland, A., Worsley, D. & Ofstad, K. 1988: A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid-and northern Norway. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, 4, 1-65.
- Davies, R. & Cartwright, J. 2002: A fossilized Opal A to Opal C/T transformation on the northeast Atlantic margin: support for a significantly elevated Palaeogeothermal gradient during the Neogene? *Basin Research*, 14, 467-486.
- Davies, R., Cartwright, J., Pike, J. & Line, C. 2001: Early Oligocene initiation of North Atlantic deep water formation. *Nature*, 410, 917-920.
- Doré, A. & Lundin, E. 1996: Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration. *Petroleum Geoscience*, 2, 299-311.
- Doré, A., Lundin, E., Kuznir, N. & Pascal, C. 2008: Potential mechanisms for the genesis of Cenozoic domal structures on the NE Atlantic margin: pros, cons and some new ideas. *Geological Society London Special Publications*, 306, 1-26.
- Eidvin, T., Bugge, T. & Smelror, M. 2007: The Molo Formation, deposited by coastal progradation on the inner Mid-Norwegian continental shelf, coeval with the Kai Formation to the west and the Utsira Formation in the North Sea. *Norsk geologisk tidsskrift* 87, 75-142.
- Eidvin, T., Koc, N., Smelror, M. & Jansen, E. 1998: Biostratigraphical investigation of borehole 6704/12-GB1 from the Gjallar Ridge on the Vøring Plateau. *Report for the Seabed Project, Oljedirektoratet*, 22.
- Eidvin, T. & Riis, F. 1991: En biostratigrafisk analyse av tertiære sedimenter på kontinentalmarginen av Midt-Norge, med hovedvekt på øvre pliocene vifteavsetninger. *Norwegian Petroleum Directorate Contribution*, 29.
- Eidvin, T. & Riis, F. 1992: En biostratigrafisk og seismostratigrafisk analyse av tertiære sedimenter i nordlige deler av Norskerenna, med hovedvekt på øvre pliocene vifteavsetninger. *Norwegian Petroleum Directorate Contribution*, 32.
- Eldholm, O. 1990: Paleogene North Atlantic magmatic-tectonic events: environmental implications. *Memorie Societa Geologica Italiana*, 44, 13-28.

- Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. 1987a: Evolution of the Norwegian continental margin: Background and objectives. I: Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. (red.) *"Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, vol 104"*. Ocean Drilling Program, 5-25.
- Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. 1989: Evolution of the Vøring volcanic margin. I: Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. (red.) *"Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, vol 104"*. Ocean Drilling Program, 1033-1065.
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & Shipboard Scientific Party 1985: Site 642: Norwegian Sea. I: Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. (red.) *"Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, vol 104"*. Ocean Drilling Program, 53-453.
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & Shipboard Scientific Party 1987b: Site 644: Norwegian Sea. I: Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. (red.) *"Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, vol 104"*. Ocean Drilling Program, 617-747.
- Eldholm, O. & Thomas, E. 1993: Environmental impact of volcanic margin formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 319-329.
- Faugères, J. & Stow, D. 2008: Contourite Drifts: Nature, Evolution and Controls. *Developments in Sedimentology*, 60, 257-288.
- Faugères, J., Stow, D., Imbert, P. & Viana, A. 1999: Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162, 1-38.
- Fjellanger, E., Surlyk, F., Wamsteeker, L. & Midtun, T. 2005: Upper cretaceous basin-floor fans in the Vøring Basin, Mid Norway shelf. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 12, 135-164.
- Forsberg, C. & Locat, J. 2005: Mineralogical and microstructural development of the sediments on the Mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 109-122.
- Fronval, T. & Jansen, E. 1996: Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea: evidence from the Iceland and Vøring Plateaus. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results*, 151, 455-468.
- Gabrielsen, R., Faereth, R., Hamar, G. & Roennevik, H. 1984: Nomenclature of the main structural features on the Norwegian continental shelf north of the 62nd parallel. *Petroleum Geology of the North European Margin. Graham and Trotman, London*, 41-60.
- Gay, A. & Berndt, C. 2007: Cessation/reactivation of polygonal faulting and effects on fluid flow in the Voring Basin, Norwegian Margin. *Journal of the Geological Society*, 164, 129-141.
- Geoffroy, L., Bergerat, F. & Angelier, J. 1994: Tectonic evolution of the Greenland-Scotland ridge during the Paleogene: New constraints. *Geology*, 22, 653-656.
- Gradstein, F. & Backstrøm, S. 1996: Cainozoic biostratigraphy and palaeobathymetry, northern North Sea and Haltenbanken. *Norwegian Journal of Geology*, 76, 3-32.
- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J., Sejrup, H., Løvlie, R. & Reither, E. 1991: Quaternary stratigraphy of the Draugen area, mid-Norwegian shelf. *Marine Geology*, 101, 125-146.
- Haflidason, H., Sejrup, H., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C., Berg, K. & Masson, D. 2004: The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology*, 213, 201-234.
- Harris, R. 2006: Borehole observatory installations on IODP expedition 306 reconstruct bottom-water temperature changes in the Norwegian Sea. *Scientific Drilling*, 2, 28-31.
- Harris, R. & Higgins, S. 2008: A permeability estimate in 56 Ma crust at ODP Hole 642E, Vøring Plateau Norwegian Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 378-385.
- Hein, J., Scholl, D., Barron, J., Jones, M. & Miller, J. 1978: Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea. *Sedimentology*, 25, 155-181.
- Henriet, J., De Batist, M., van Vaerenbergh, W. & Verschuren, M. 1989: Seismic facies and clay tectonic features in the southern North Sea. *Bulletin of the Belgian geological society* 97, 457-472.

- Hjelstuen, B., Eldholm, O. & Skogseid, J. 1997: Voring Plateau diapir fields and their structural and depositional settings. *Marine Geology*, 144, 33-57.
- Hjelstuen, B., Eldholm, O. & Skogseid, J. 1999: Cenozoic evolution of the northern Vøring margin. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1792–1807.
- Hjelstuen, B., Elverhøi, A. & Faleide, J. 1996: Cenozoic erosion and sediment yield in the drainage area of the Storfjorden Fan. *Global and Planetary Change*, 12, 95-117.
- Hjelstuen, B., Petter Sejrup, H., Haflidason, H., Nygård, A., Ceramicola, S. & Bryn, P. 2005: Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 57-69.
- Hjelstuen, B., Sejrup, H., Haflidason, H., Berg, K. & Bryn, P. 2004a: Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62oN–68oN. *Marine Geology*, 213, 257–276.
- Hjelstuen, B., Sejrup, H., Haflidason, H., Nygård, A., Berstad, I. & Knorr, G. 2004b: Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1847-1865.
- Holbrook, W., Hoskins, H., Wood, W., Stephen, R. & Lizarralde, D. 1996: Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling. *Science*, 273, 1840-1843.
- Hyndman, R. & Spence, G. 1992: A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97, 6683-6698.
- Iijima, A. & Tada, R. 1981: Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan\*. *Sedimentology*, 28, 185-200.
- Ingvaldsen, R., Asplin, L. & Loeng, H. 2004: Velocity field of the western entrance to the Barents Sea. *Journal of geophysical research*, 109, 1-12.
- Jansen, E., Fronval, T., Rack, F. & Channell, J. 2000: Pliocene-Pleistocene ice rafting history and cyclicity in the Nordic Seas during the last 3.5 Myr. *Paleoceanography*, 15, 709-721.
- Jansen, E. & Raymo, M. 1996: Leg 162: new frontiers on past climates. I: Jansen, E., Raymo, M. & Blum, P. (red.) "Proceedings ODP, Initial reports ". Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 5-20.
- Jansen, E. & Sjøholm, J. 1991: Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, 349, 600-603.
- Jose, T., Minshull, T., Westbrook, G., Nouzé, H., Ker, S., Gailler, A., Exley, R. & Berndt, C. 2008: A Geophysical Study of a Pockmark in the Nyegga Region, Norwegian Sea. *Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates*, Vancouver, Canada, 6.-10. Juli 2008
- Kandilarov, A., Mjelde, R., Okino, K. & Murai, Y. 2008: Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic, along a presumed amagmatic portion of oceanic crustal formation. *Marine Geophysical Researches*, 29, 109-134.
- Kastner, M., Keene, J. & Gieskes, J. 1977: Diagenesis of siliceous oozes-I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation--an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 1041-1051.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. 2002: *An introduction to geophysical exploration*, Second Edition Ed. Blackwell Science Publishing, Oxford, 262 pp.
- Keller, M. & Isaacs, C. 1985: An evaluation of temperature scales for silica diagenesis in diatomaceous sequences including a new approach based on the Miocene Monterey Formation, California. *Geo-Marine Letters*, 5, 31-35.
- Kjeldstad, A., Skogseid, J., Langtangen, H., Bjørlykke, K. & Høeg, K. 2003: Differential loading by prograding sedimentary wedges on continental margins: An arch-forming mechanism. *Journal of geophysical research*, 108, 2036-2056.
- Knauth, L. 1994: Petrogenesis of chert. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 29, 233-258.

- Kuramoto, S., Tamaki, K., Langseth, M., Nobes, D., Tokuyama, H., Pisciotto, K. & Taira, A. 1992: Can opal-A/opal-CT BSR be an indicator of the thermal structure of the Yamato basin, Japan Sea? *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results*, 127-128, 1145-1151.
- Laberg, J., Dahlgren, T., Vorren, T., Hafliðason, H. & Bryn, P. 2001: Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *Marine Geophysical Researches*, 22, 401-416.
- Laberg, J., Stoker, M., Dahlgren, K., Haas, H., Hafliðason, H., Hjelstuen, B., Nielsen, T., Shannon, P., Vorren, T. & van Weering, T. 2005: Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1069-1088.
- Laberg, J. & Vorren, T. 2004: Weichselian and Holocene growth of the northern high-latitude Lofoten Contourite Drift on the continental slope of Norway. *Sedimentary Geology*, 164, 1-17.
- Laberg, J., Vorren, T. & Knutsen, S. 1999: The Lofoten contourite drift off Norway. *Marine Geology*, 159, 1-6.
- Lawrence, G. & Cartwright, J. 2010: The stratigraphic and geographic distribution of giant craters and remobilised sediment mounds on the mid Norway margin, and their relation to long term fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 733-747.
- Lear, C., Rosenthal, Y. & Wright, J. 2003: The closing of a seaway: ocean water masses and global climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 425-436.
- Lee, G., Kim, H., Jou, H. & Cho, H. 2003: Opal-A/opal-CT phase boundary inferred from bottom-simulating reflectors in the southern South Korea Plateau, East Sea (Sea of Japan). *Geophysical Research Letters*, 30, 2238-2241.
- Lindsey, J. 1989: The Fresnel zone and its interpretive significance. *The leading edge*, 8, 33-39.
- Lonergan, L. & Cartwright, J. 1999: Polygonal faults and their influence on deep-water sandstone reservoir geometries, Alba Field, United Kingdom Central North Sea. *AAPG bulletin*, 83, 410-432.
- Lundin, E. & Doré, A. 2002: Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 79-93.
- Løseth, H. & Henriksen, S. 2005: A Middle to Late Miocene compression phase along the Norwegian passive margin. *Geological Society of London, Petroleum Geology Conference series*, 6, 845-859.
- McNeill, A., Salisbury, R., Østmo, S., Lien, R. & Evans, D. 1998: A Regional Shallow Stratigraphic Framework Off Mid Norway and Observations of Deep Water "Special Features". *Offshore Technology Conference*, Houston, Texas, 4.-7. Mai 1998
- Michels, K., Kuhn, G., Hillenbrand, C., Diekmann, B., Futterer, D., Grobe, H. & Uenzelmann-Neben, G. 2002: The southern Weddell Sea: combined contourite-turbidite sedimentation at the southeastern margin of the Weddell Gyre. *Geological Society London Memoirs*, 22, 305-324.
- Mjelde, R., Iwasaki, T., Shimamura, H., Kanazawa, T., Kodaira, S., Raum, T. & Shiobara, H. 2003: Spatial relationship between recent compressional structures and older high-velocity crustal structures; examples from the Vøring Margin, NE Atlantic, and Northern Honshu, Japan. *Journal of Geodynamics*, 36, 537-562.
- Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y. & Takanami, T. 2007: Continent-ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Vøring Plateau, NE Atlantic. *Journal of Geodynamics*, 43, 374-392.
- Mosar, J., Lewis, G. & Torsvik, T. 2002: North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea. *Journal of the Geological Society*, 159, 503-515.
- Mosby, H. 1959: Deep water in the Norwegian Sea. *Geofysiske Publikasjoner*, 21, 3.
- Mosby, H. 1972: Basic problems in the Norwegian Sea. *Ambio Special Report*, 2-10.
- Murata, K. & Nakata, J. 1974: Cristobalitic stage in the diagenesis of diatomaceous shale. *Science*, 184, 567-568.

- Mutter, J., Talwani, M. & Stoffa, P. 1982: Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading". *Geology*, 10, 353-357.
- Neagu, R., Cartwright, J., Davies, R. & Jensen, L. 2010: Fossilisation of a silica diagenesis reaction front on the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 2141-2155.
- Nielsen, T., De Santis, L., Dahlgren, K., Kuijpers, A., Laberg, J., Nygård, A., Praeg, D. & Stoker, M. 2005: A comparison of the NW European glaciated margin with other glaciated margins. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1149-1183.
- NPD 2010: The NPD's fact-pages. Norwegian Petroleum Directorate: <http://www.npd.no/engelsk/cwi/pbl/en/index.htm> (22.09.2010).
- Olsen, L. 2002: Mid and Late Weichselian, ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. *Bulletin Norges Geologiske Undersøkelse*, 440, 39-52.
- Orvik, K. & Niiler, P. 2002: Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29, 1896-1899.
- Ottesen, D., Rise, L., Andersen, E., Bugge, T. & Eidvin, T. 2009: Geological evolution of the Norwegian continental shelf between 61°N and 68°N during the last 3 million years. *Norwegian Journal of Geology*, 89, 251-265.
- Poore, H., Samworth, R., White, N., Jones, S. & McCave, I. 2006: Neogene overflow of northern component water at the Greenland-Scotland ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, 1-24.
- Poulain, P., Warn-Varnas, A. & Niiler, P. 1996: Near-surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal of geophysical research*, 101, 18237-18258.
- Ramberg, I., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. 2006: Landet blir til - Norges geologi. *Norsk geologisk forening*, 608 pp.
- Rebesco, M. & Stow, D. 2001: Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. *Marine Geophysical Researches*, 22, 303-308.
- Riis, F. 1996: Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change*, 12, 331-357.
- Riis, F., Berg, K., Cartwright, J., Eidvin, T. & Hansch, K. 2005: Formation of large, crater-like evacuation structures in ooze sediments in the Norwegian Sea. Possible implications for the development of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 257-273.
- Rise, L., Chand, S., Hjelstuen, B., Haflidason, H. & Bøe, R. 2010: Late Cenozoic geological development of the south Vøring margin, mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1789-1803.
- Rise, L., Ottesen, D., Berg, K. & Lundin, E. 2005: Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 33-44.
- Rise, L., Ottesen, D., Longva, O., Solheim, A., Andersen, E. & Ayers, S. 2006: The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 569-583.
- Rundberg, Y., Olausson, S. & Gradstein, F. 1995: Incision of Oligocene strata; Evidence for Northern North Sea Miocene uplift and key to the formation of the Utsira sand. *Geonytt*, 22, (abstrakt).
- Sejrup, H., Hjelstuen, B., Torbjørn Dahlgren, K., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. & Vorren, T. 2005: Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1111-1129.
- Sheriff, R., Geldart, L. & Lees, J. 1995: *Exploration seismology*, 2nd Ed. Cambridge University Press, Cambridge, 592 pp.
- Skogseid, J., Pedersen, T., Eldholm, O. & Larsen, B. 1992: Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: the Voring Margin. *Geological Society London Special Publications*, 68, 305-320.

- Skogseid, J., Planke, S., Faleide, J., Pedersen, T., Eldholm, O. & Neverdal, F. 2000: NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation. *Geological Society London Special Publications*, 167, 295-326.
- Stoker, M., Houlst, R., Nielsen, T., Hjelstuen, B., Laberg, J., Shannon, P., Praeg, D., Mathiesen, A., van Weering, T. & McDonnell, A. 2005a: Sedimentary and oceanographic responses to early Neogene compression on the NW European margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1031-1044.
- Stoker, M., Praeg, D., Shannon, P., Hjelstuen, B., Laberg, J., Nielsen, T., Van Weering, T., Sejrup, H. & Evans, D. 2005b: Neogene evolution of the Atlantic continental margin of NW Europe (Lofoten Islands to SW Ireland): anything but passive. I: Doré, A. & Vining, B. (red.) *"Petroleum Geology: NW Europe and Global Perspectives: Proceedings of the 6th Conference."* Geological Society, London, 1057–1076.
- Stow, D., Faugeres, J., Howe, J., Pudsey, C. & Viana, A. 2002: Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geological Society London Memoirs*, 22, 7-20.
- Stow, D., Reading, H. & Collinson, J. 1996: Deep seas. I: Reading, H. (red.) *"Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy"*. Blackwell Science, UK, 395-453.
- STRATAGEM Partners 2003: Neogene evolution of the glaciated European margin. In Stoker, M. (ed.) *A product of the EC-supported STRATAGEM Project. Report.*
- Stuevold, L., Faereth, R., Arnesen, L., Cartwright, J. & Moller, N. 2003: Polygonal faults in the Ormen Lange Field, More Basin, offshore Mid Norway. *Geological Society London Special Publications*, 216, 263-281.
- Stuevold, L., Skogseid, J. & Eldholm, O. 1992: Post-Cretaceous uplift events on the Voring continental margin. *Geology*, 20, 919-922.
- Svendsen, J., Alexanderson, H., Astakhov, V., Demidov, I., Dowdeswell, J., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C. & Houmark-Nielsen, M. 2004: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.
- Tada, R. & Iijima, A. 1983: Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous rocks in northern Japan. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 911-930.
- Thiede, J. & Eldholm, O. 1983: Speculations about the paleodepth of the Greenland-Scotland Ridge during late Mesozoic and Cenozoic times. I: Bott, M., Saxov, S., Talwani, M. & Thiede, J. (red.) *"Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge"*. Plenum Publishing Corporation, New York, 445–456.
- Thiede, J., Eldholm, O. & Taylor, E. 1989: Variability of Cenozoic Norwegian–Greenland Sea paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate. *Synthesis of paleoenvironmental studies of ODP Leg 104, Voring Plateau, Norwegian continental margin*, 104, 1067–1118.
- Thiede, J. & Myhre, A. 1996: The palaeoceanographic history of the North Atlantic-Arctic gateways: synthesis of the Leg 151 drilling results. I: Thierry, J., Myhre, A., Firth, J., Johnson, G. & Ruddiman, W. (red.) *"Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 151"*. Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 645-658.
- Thornton, S. 1984: Basin model for hemipelagic sedimentation in a tectonically active continental margin: Santa Barbara Basin, California Continental Borderland. *Geological Society London Special Publications*, 15, 377-394.
- Torsvik, T., Mosar, J. & Eide, E. 2001: Cretaceous-Tertiary geodynamics: A north Atlantic exercise. *Geophysical Journal International*, 146, 850-866.
- Tribble, J., Mackenzie, F., Urmos, J., O'Brien, D. & Manghnani, M. 1992: Effects of biogenic silica on acoustic and physical properties of clay-rich marine sediments. *AAPG bulletin*, 76, 792-804.

- von Rad, U. & Tahir, M. 1997: Late Quaternary sedimentation on the outer Indus shelf and slope (Pakistan): evidence from high-resolution seismic data and coring. *Marine Geology*, 138, 193-196.
- Vorren, T., Laberg, J., Blaume, F., Dowdeswell, J., Kenyon, N., Mienert, J., Rumohr, J. & Werner, F. 1998: The Norwegian–Greenland Sea continental margins: morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. *Quaternary Science Reviews*, 17, 273-302.
- Vorren, T., Sejrup, H. & Dowdeswell, J. 2003: The Norwegian Margin. I: Mienert, J. & Weaver, P. (red.) "European margin sediment dynamics: side-scan sonar and seismic images". Springer Verlag, Berlin, 19-30.
- Vorren, T., Vorren, K., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R. 1988: The last deglaciation (20,000 to 11,000 BP) on Andoya, northern Norway. *Boreas*, 17, 41-77.
- Våagnes, E., Gabrielsen, R. & Haremo, P. 1998: Late Cretaceous–Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications. *Tectonophysics*, 300, 29-46.
- Walker, I., Berry, K., Bruce, J., Bystol, L. & Snow, J. 1997: Structural modelling of regional depth profiles in the Voring Basin: implications for the structural and stratigraphic development of the Norwegian passive margin. *Journal of the Geological Society*, 154, 537-544.
- Walker, J., Geissman, J. & compilers 2009: Geologic Time Scale. *The Geological Society of America*.
- Watterson, J., Walsh, J., Nicol, A., Nell, P. & Bretan, P. 2000: Geometry and origin of a polygonal fault system. *Journal of the Geological Society*, 157, 151-162.
- Wright, J. & Miller, K. 1993: Southern Ocean influences on late Eocene to Miocene deepwater circulation. *Antarctic Research Series*, 60, 1-25.



## Liste over forkortelser

Liste over forkortelser benyttet i denne oppgaven. Forkortelser med referanser viser til seismiske reflektorer fra andre studier.

<b>BKU</b>	–	Bunn Kai inkonformiteten	<b>NAC</b>	–	Nord-Atlanterhavsstrømmen
<b>BNU</b>	–	Bunn naust inkonformiteten	<b>NADW</b>	–	Nord-Atlantisk dypvann
<b>BPia</b>	–	Bunn pleistocen inkonformiteten (Blystad et al. 1995)	<b>ND</b>	–	Naglfardomen
<b>BSR</b>	–	Bunnsimulerende reflektor	<b>NVB</b>	–	Nordvestbassenget (Fig. 4.24)
<b>BTT</b>	–	Bunn tertiær inkonformiteten (Blystad et al. 1995)	<b>NWAC</b>	–	Den norske atlanterhavsstrømmen
<b>GR</b>	–	Gjallarryggen	<b>NØB</b>	–	Nordøstbassenget (Fig. 4.24)
<b>GSR</b>	–	Grønland-Shetland ryggen	<b>ODP</b>	–	Ocean Drilling Program
<b>HHA</b>	–	Helland-Hansen-hvelvet	<b>OPAL CT</b>	–	Opal A-CT grensen (Blystad et al. 1995)
<b>IMio</b>	–	Midt miocen inkonformiteten	<b>PFI</b>	–	Polygonal forkastningsintensitetsgrad
<b>IUEoc</b>	–	Intra øvre eocen inkonformiteten (Blystad et al. 1995)	<b>SVB</b>	–	Sørvestbassenget (Fig. 4.24)
<b>L</b>	–	Eocene lavaer (Blystad et al. 1995)	<b>SØB</b>	–	Sørøstbassenget (Fig. 4.24)
<b>Ma</b>	–	Millioner år før nåtid	<b>TPal</b>	–	Topp paleocen
<b>MA</b>	–	Modgunnhvelvet	<b>TVT</b>	–	Toveis-gangtid
<b>mbsf</b>	–	meter under havbunnen	<b>VD</b>	–	Vemadomen
<b>MCS</b>	–	Multikanals seismikk	<b>VE</b>	–	Vøringskrenten
<b>MPK</b>	–	Maksimal vestlig utstrekning av prograderende klinoformer	<b>VMH</b>	–	Vøringrandhøgda
			<b>VS</b>	–	Vigridsynklinalen