

**Polygonalforkastninger – karakteristikk og  
dannelsesmekanismer. En studie basert på  
tolking av seismiske data fra Norske-  
Barentshavsmarginen**

Av

Øyvind Flataker Lien

**Masteroppgave i geovitenskap**



**Institutt for geovitenskap**

**Universitetet i Bergen**

**September 2014**



## Sammendrag

Polygonale forkastningssystemer (PFS) er bemerkelsesverdige strukturer som er identifisert i en rekke sedimentære bassenger over hele verden. Polygonalforkastninger er normalforkastninger med små sprang som hovedsakelig forekommer i finkornede sedimenter og viser et polygonalt mønster i kartplan. Selv 20 år etter at PFS først ble identifisert, er det fortsatt uvisst hvordan slike systemer dannes.

Formålet med denne studien har vært å studere utbredelse og karakter til polygonalforkastninger langs Norske-Barentshavsmarginen ved hjelp av 2D multikanals seismikk. I tillegg har 3D-seismiske data blitt brukt i Vøringbassenget for detaljbeskrivelse av den komplekse tre-dimensjonale strukturen PFS utgjør. Polygonalforkastningene i studieområdet er lokalisert i Møre- og Vøringbassenget, samt i de tilgrensende dyphavsbassengene Lofoten- og Norskebassenget. I disse områdene har det blitt utført statistiske analyser som omfatter forkastningenes fallvinkler, vertikalt sprang og forkastningstetthet. Litologi i de forkastede sekvensene har blitt definert ved å knytte seismiske enheter til tilgjengelig kjernedata. I 3D-kuben er det konstruert to flater for detaljbeskrivelse av PFS, som inkluderer statistikk av strøkkretninger.

Denne studien viser at PFS i ikke bare er utbredt på den midt-norske kontinentalmarginen, men at de også dekker et betydelig areal i dyphavsbassengene. Mens polygonalforkastninger langs marginen i hovedsak viser en uniform forkastningsstruktur, trolig som følge av liten lateral variasjon i litologi, er det identifisert flere ulike PFS i dyphavsbassengene. PFS med bratte fallvinkler og høy forkastningstetthet preger Lofotenbassenget, mens polygonalforkastningene i Norskebassenget er lokalisert i separate provinser med store strukturelle variasjoner.

I denne studien foreslås muligheten for at flere av dagens aktuelle teorier for dannelsesmekanismer kan stå bak utvikling av PFS langs Norske-Barentshavsmarginen. Selv om spørsmålet vedrørende den primære genetiske mekanismen bak PFS forblir ubesvart, tyder denne studien imidlertid på at den har en nær tilknytning til litologien i forkastede intervaller. Resultatene tyder også på at væskemigrasjon fra PFS har betydning for sedimentstabilitet på marginen. Ettersom PFS kan fungere som kommunikasjonsruter for væsker via finkornede sedimenter som i utgangspunktet er impermeable, vil PFS være relevant i flere økonomiske og industrielle sammenhenger. Dette gjelder for eksempel i fremtidige spørsmål knyttet til utnyttelse av hydrokarboner, CO<sub>2</sub>-lagring og deponering av atomavfall.





## **Forord**

Masteroppgaven er utført ved Matematisk-Naturvitenskapelig fakultet, Institutt for Geovitenskap ved Universitetet i Bergen. Jeg vil spesielt takke hovedveileder Berit Oline Hjelstuen, som har vært til uvurderlig hjelp med gjennomlesning og konstruktiv kritikk, god oppfølging og tilgjengelighet. Videre vil jeg takke medveileder Atle Rotevatn for nyttige artikler og veiledning. Jeg vil også takke min nærmeste familie, kjæreste og medstudenter for god støtte gjennom studietiden.

Bergen, 17. september 2014

Øyvind Flataker Lien



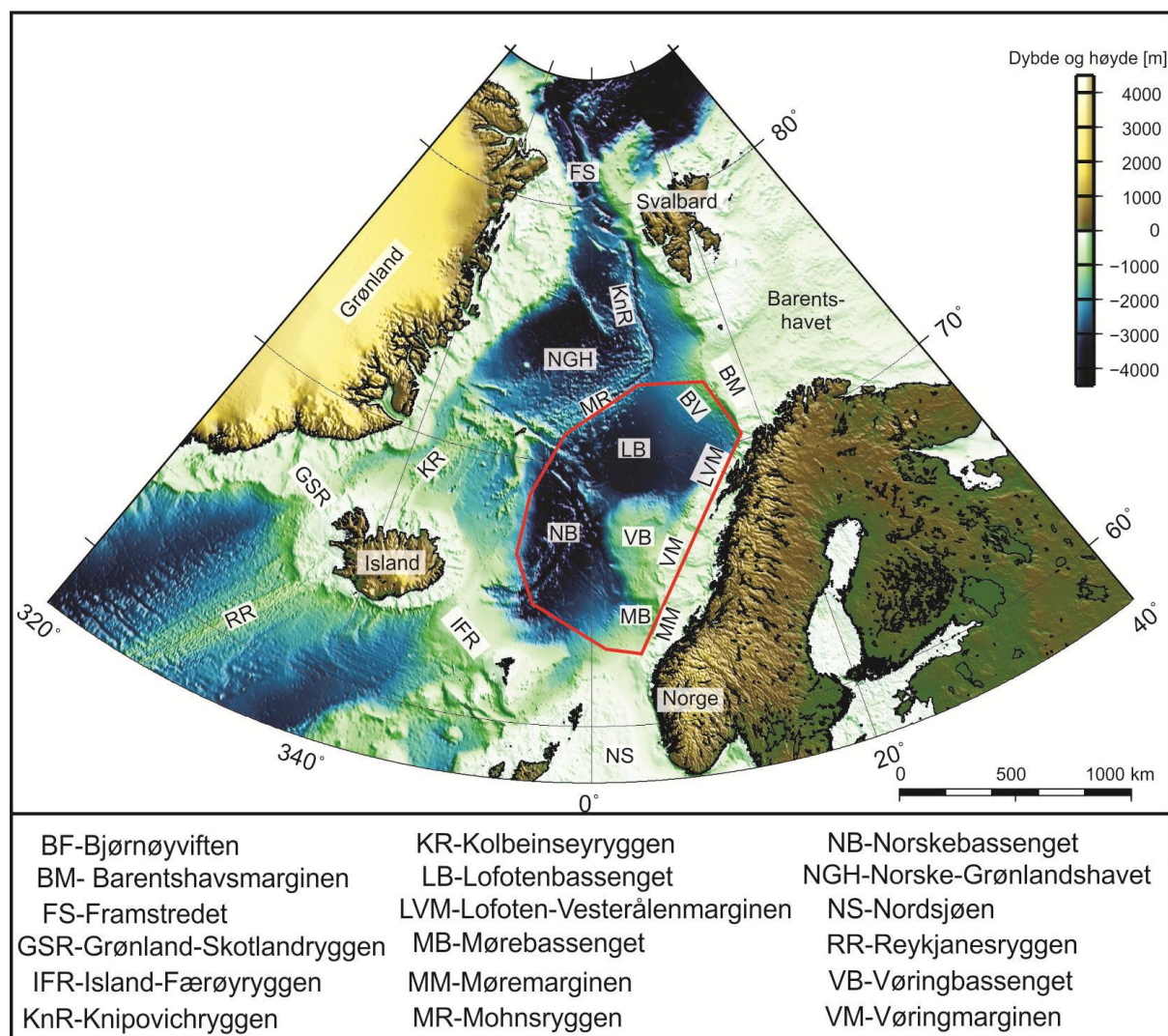
## ***Innholdsfortegnelse***

1. Introduksjon.....	1
1.1. Historisk bakgrunn.....	2
1.2. Formål med oppgaven .....	3
2. Geologisk rammeverk.....	4
2.1. Morfologi .....	4
2.2. Strukturelle elementer.....	6
2.3. Tektonisk utvikling.....	8
2.3.1. Karbon – paleocen .....	8
2.3.2. Eocen - holocen .....	12
2.4. Kenozoiske avsetninger.....	15
2.4.1. Møremarginen og Vøringmarginen.....	15
2.4.2. Lofoten-Vesterålenmarginen og Sørvestlige Barentshavsmarginen .....	17
2.4.3. Norskebassenget og Lofotenbassenget .....	19
2.5. Polygonalforkastninger .....	20
2.6. Teorier for dannelsesmekanismer .....	24
3. Data og metoder .....	31
3.1. Multikanals seismiske data .....	31
3.2. Seismisk oppløsning .....	33
3.3. Tolkningsprosedyre.....	37
3.4. Kjernedata.....	39
3.5. Programvare .....	41
4. Resultater.....	43
4.1. Norskebassenget.....	43
4.1.1. Seismiske enheter .....	44
4.1.2. Litostratigrafi.....	49
4.1.3. Karakteristikk av polygonale forkastninger .....	52

4.2.	Lofotenbassenget.....	56
4.2.1.	Seismiske enheter .....	57
4.2.2.	Litostratigrafi.....	61
4.2.3.	Karakteristikk av polygonale forkastninger .....	64
4.3.	Vøringplatået .....	66
4.3.1.	Seismiske enheter .....	67
4.3.2.	Litostratigrafi.....	70
4.3.3.	Karakteristikk av polygonale forkastninger (2D-data) .....	75
2.3.4.	Detaljbeskrivelse av polygonale forkastninger (3D-data) .....	77
4.4.	Mørebasenget.....	83
4.4.1.	Seismisk uttrykk av definerte formasjoner.....	84
4.4.2.	Karakteristikk av polygonale forkastninger .....	86
5.	Diskusjon.....	89
5.1.	Generell karakter, utbredelse og litologi .....	89
5.2.	Særtrekk ved studerte lokaliteter .....	92
5.3.	Alder.....	95
5.4.	3D-tolkning av polygonalforkastninger .....	97
5.5.	Dannelsesmekanismer i studieområdet .....	100
5.6.	Oppsummering, betydning og videre arbeid.....	107
6.	Konklusjon.....	109

## 1. Introduksjon

I denne studien vil polygonale forkastningssystemer (PFS) bli studert. PFS er definert som ekstensjonsforkastninger karakterisert av et polygonalt mønster i kartplan, og som videre er begrenset til et stratigrafisk intervall (Cartwright, 2011). Studieområdet i denne oppgaven dekker det geografiske området mellom 60°N (Island-Færøryggen) og 72°N (Sørvestlige Barentshavet), og utgjør et areal på omtrent 600 000 km<sup>2</sup> (Fig. 1.1). Mot vest omfatter studieområdet store dyphavsområder og inkluderer Lofotenbassenget og Norskebassenget. I øst følger studieområdet eggakanten og inkluderer Møre- og Vøringbassengene (Fig. 1.1).



**Figur 1.1.** Batymetrikart fra nordre Nord Atlanterhavet (modifisert fra Amundsen et al., 2011). Studieområdet er indikert i rødt boks.

### **1.1. Historisk bakgrunn**

De siste tiårene har det foregått omfattende utforskning og kartlegging av Norske-Barentshavsmarginen, og Oljedirektoratet (OD) har stadig økt databasen med seismiske, gravimetriske og magnetiske data (Brekke, 2000). Denne innsamlingen har hovedsakelig foregått i sammenheng med leting og forståelse av hydrokarbonpotensialet langs kontinentalmarginen (f. eks. Gabrielsen et al., 1990; Doré et al., 1999; Brekke, 2000). Siden PFS forekommer hyppig i sedimentære bassenger, og trolig har direkte betydning for migrasjonsruter til hydrokarboner, er disse strukturene av interesse for oljenæringen (Berndt et al., 2003; Hustoft et al., 2007). Det er generell enighet om at polygonale forkastningsmønstre oppstår i sammenheng med væskeunnslipping og kompresjon av sedimentene. Imidlertid er det fremdeles stor uenighet rundt prosessene som kontrollerer selve dannelsen av PFS (Berndt et al., 2012). Samlet er det foreslått fem hypoteser for dannelsesmekanismer bak PFS, og disse vil bli gjengitt i Kapittel 2.6.

På 1980-tallet og frem mot midten av 1990-tallet beskrev flere forskere dannelsen av ekstensionsforkastninger innbundet i finkornede sedimentære lagpakker som en ikke-tektonisk prosess (Henriet et al., 1989; Henriet et al., 1991; Higgs og McClay, 1993). Imidlertid var det først Cartwright (1994) som, ved hjelp av 3D-seismikk fra Nordsjøen, observerte at disse forkastningene var organisert i karakteristiske polygonale celler i kartplan.

Tidlig på 1990-tallet ble det lagt liten vekt på tolking og kartlegging av PFS i sammenheng med leting etter hydrokarboner selv om de omslutter de fleste petroleumsreservoarene av tidlig kenozoisk alder sentralt i Nordsjøen. Dette skyldtes i hovedsak forkastningenes omfattende kompleksitet som gjorde dem vanskelig å tolke med tidens teknologi (Cartwright, 1994). Men som det videre ble forklart av Cartwright (1994), gjør det faktum at forkastningene dannes samtidig som reservoarene blir avsatt, samt at det forekommer påfølgende migrasjon av hydrokarboner, at det er svært viktig å inkludere PFS ved modellering og utforskning av reservoarer.

Utover på 2000-tallet fortsetter debatten vedrørende dannelsesmekanismer bak PFS og flere nye teorier har blitt foreslått (Goult, 2001; Cartwright, 2011). PFS har fått stadig økende oppmerksomhet ettersom det har blitt klart hvilken betydning slike forkastninger kan ha for permeabiliteten i finkornede sedimenter (Berndt et al., 2003; Gay et al., 2004). Dette gjelder ikke bare med tanke på utnyttelse av hydrokarboner, men

også temaer som CO<sub>2</sub>-lagring, deponering av atomavfall og stabiliteten til kontinentalskråninger (Cartwright, 2007).

### **1.2. Formål med oppgaven**

Målet med dette studiet er å kartlegge og beskrive polygonalforkastninger, samt skildre likheter og ulikheter mellom PFS langs Norske-Barentshavsmarginen og i de tilgrensende dyphavsbassengene. Fokuset i studien vil bli lagt på PFS i de store bassengområdene langs marginsegmentet, Vøringbassenget, Mørebassenget, Lofotenbassenget og Norskebassenget.

Beskrivelser av PFS vil baseres på visuelle observasjoner og statistiske målinger som hovedsakelig er utført ved hjelp av multikanalsseismiske 2D-data, men i Vøringbassenget er det også tilgjengelig en 3D-kube for detaljkartlegging. De statistiske dataene omfatter forkastningenes fallvinkler, avstand mellom forkastninger og vertikalt sprang, mens det ved hjelp av 3D-data i Vøringbassenget, også er utført statistikk på strøkretninger. Tolkningen av seismiske enheter i 2D-dataene er basert på tidligere masteroppgaver som har hatt fokus på sedimentære prosesser, avsetningshistorie og alder, mens 3D-kuben, hvor to flater er tolket i denne studien, er gjort tilgjengelig uten tidligere tolkninger. Videre vil de seismiske enhetene knyttes til tilgjengelige kjernelogger, også dette i stor grad basert på tidligere masteroppgaver, slik at litologi og alder bestemmes. Det vil bli utført en aldersestimering på identifiserte PFS, og den pågående debatten rundt dannelsesmekanismer bak PFS vil også bli diskutert. Andre fokusområder for denne studien er hvordan PFS påvirker væskestrøm i sedimentbasseng, forkastningenes betydning i forhold til hydrokarbonpotensialet i et område og hvordan PFS virker inn på stabiliteten til sedimentære lagpakker på kontinentalskråningen.

I studien vil det først bli gitt en oversikt over det nødvendige geologiske rammeverket for studieområdet, samt en generell gjennomgang av polygonalforkastninger. Deretter vil datagrunnlaget og metodene som er benyttet i forbindelse med dette studiet beskrives. Videre presenteres og diskuteres karakteristikker og statistiske analyser basert på de 2D-seismiske dataene og detaljstudiet av 3D-kuben. Oppgaven avsluttes med konkluderende bemerkninger i Kapittel 6.

## **2. Geologisk rammeverk**

Målet med dette kapittelet er blant annet å gi en geologisk oversikt over studieområdet. Her vil den strukturelle settingen og tektoniske utviklingen bli beskrevet. Videre blir det gjort rede for kenozoiske avsetninger på marginen og i dyphavet. Til slutt vil det bli gitt en introduksjon om PFS, samt en gjennomgang av teorier vedrørende dannelsesmekanismer bak et slikt system.

### **2.1. Morfologi**

Marginen langs norskekysten og sørvestlige Barentshavet deles gjerne inn i fire segmenter: Møre-, Vøring-, Lofoten-Vesterålen- og SV Barentshavsmarginen (Fig. 2.1). Marginsegmentene er adskilt fra hverandre av henholdsvis Jan Mayen-, Bivrost- og Senjabruddsonene (Fig 2.1), med deres forlengelser mot land kalt lineamenter (Eldholm et al., 1987; Eldholm et al., 2002; Faleide et al., 2008). Bruddsonene ble dannet under det kontinentale bruddet mellom Eurasia og Grønland i tidlig Kenozoikum, mens selve lineamentene sannsynligvis er relatert til gamle svakhetssoner i det kaledonske grunnfjellet (Gabrielsen et al., 1990).

Møremarginen er karakterisert av en relativt smal kontinentalhylle, hvor en utstrakt skråning med lav gradient overligger Mørebassenget. I vest er Mørebassenget avgrenset av Mørerandhøyden, mens den i øst er bundet av Trøndelag forkastningskompleks (Brekke, 2000). I nord skiller Jan Mayen-bruddsonen Mørebassenget fra Vøringbassenget (Fig. 2.1).

Den ca. 500 km brede Vøringmarginen (Faleide et al., 2008) består av tre geologiske provinser: Trøndelagsplattformen, Vøringbassenget og Vøringgrandhøyden (Fig. 2.1). I dette området skråner havbunnen vestover fra Trøndelagsplattformen mot Vøringbassenget hvor gradienten flater ut. Denne trenden blir så brutt av Vøringkrenten som leder opp til Vøringgrandhøyden (Eldholm et al., 1987; Blystad et al., 1995). Mens Vøringbassenget befinner seg på ca. 1500 m dyp, ligger Vøringgrandhøyden på rundt 1200 m dyp (Fig. 2.1). Dette relativt flate området på 1200-1500 m dybde er definert som Vøringplatået og dekker et areal på rundt 35 000 km<sup>2</sup> (Eldholm et al., 1987). Platået er avgrenset av Lofotenbassenget i nordvest og Norskebassenget i sørvest (Fig. 2.1).

De fremtredende og dype Vøring- og Mørebassengene har en NØ-SV orientering langs marginen og blir altså flankert av høydedrag og fastland. De to høydedragene i

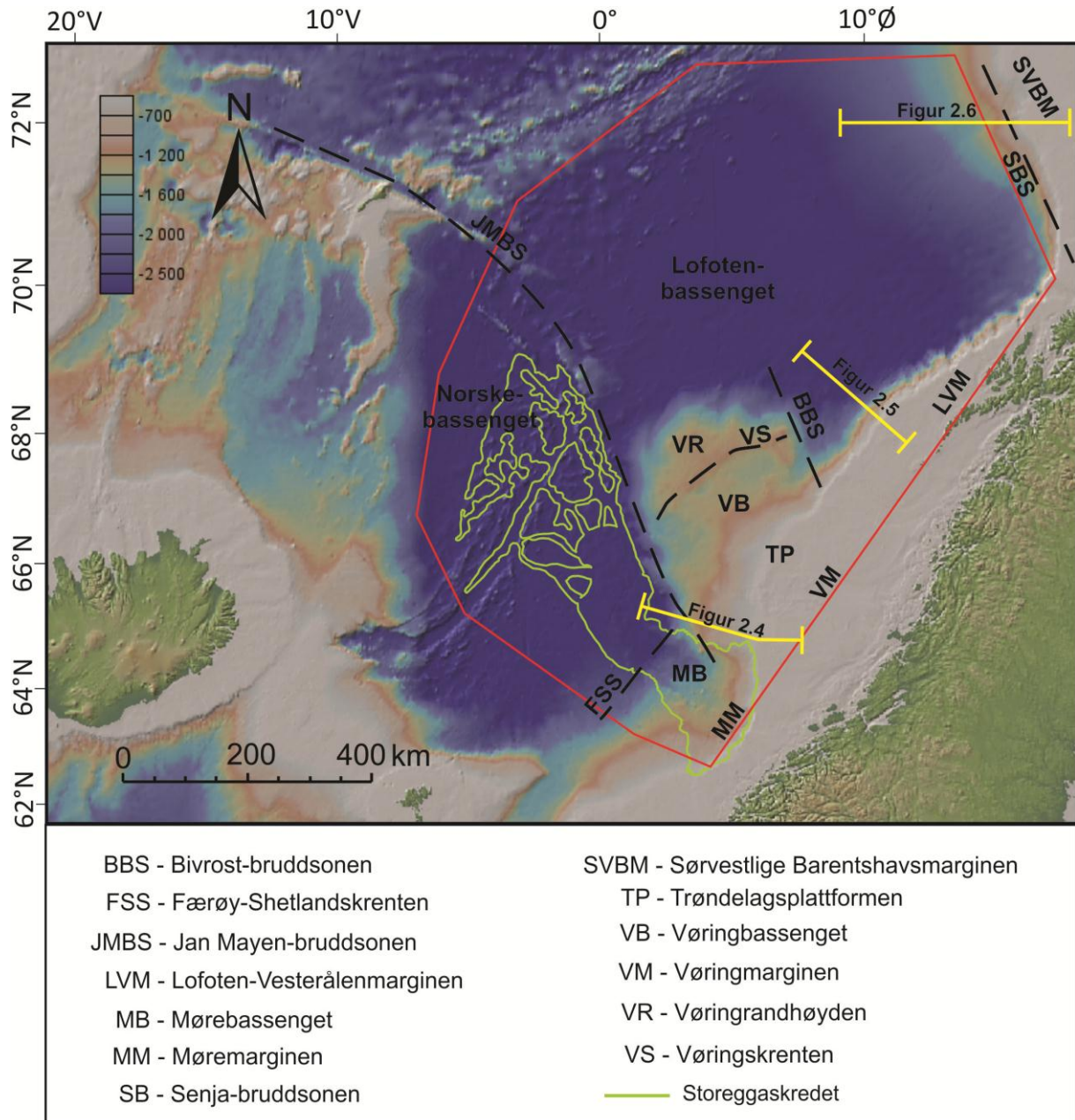


vest, Vøringrandhøyden og Mørerandhøyden, består av basalter fra tidlig eocen (Brekke, 2000). Grensen hvor bassengene terminerer mot de strukturelle høydene er formet av Færøy-Shetland skrenten i sør, og Vøringskrenten lenger nord (Fig. 2.1) (Eldholm et al., 1987; Brekke, 2000). I nord er Vøringbassenget avgrenset av Bivrost lineamentet som skiller det brede og dype bassenget fra Lofoten-Vesterålen marginen (Fig. 2.1).

Lofoten-Vesterålen marginen er omtrent 400 km bred og er lokalisert mellom Bivrost- og Senjabruddsonene. I vest avgrenser Lofotenbassenget marginen, mens Lofoten-Vesterålen øygruppen definerer marginens østlige grense (Fig. 2.1). Fysiografisk skiller Lofoten-Vesterålen marginen seg fra de andre marginsegmentene ved at den er karakterisert av en svært smal kontinentalhylle med en rekke dype kanjoner (Rise et al., 2013). Videre bærer marginen preg av en bratt kontinentalskråning som er 20-40 km bred, og som har en gradient på opp mot  $10^\circ$  (Tsikalas et al., 2001; Rise et al., 2013). Kontinentalhyllen er 90 km bred i sør og smaler inn til bare 30 km i nord. Tilsvarende er vanddyptet 100-200 m i sør og 50-100 m mot nord (Rise et al., 2013). Overgangen fra kontinentalskråningen til kontinentalstigningen er godt definert og er lokalisert hvor gradienten brått endres til  $1^\circ$  ved 2500 – 2700 m dyp (Rise et al., 2013).

Den sørvestlige Barentshavmarginen er karakterisert av Bjørnøyviften som dekker et areal på til sammen 215 000 km<sup>2</sup> og brer seg flere hundre km ut over Lofotenbassenget (Vorren og Laberg, 1997). Æggakanten er lokalisert ved ca. 400 m vanddyb og havbunnen skrånar mot Lofotenbassenget i sør med en gradient på ca.  $0,8^\circ$  (Vorren og Laberg, 1997).

Lofotenbassenget er et vidstrakt, dyphavs basseng som er lokalisert på ca. 3000 m vanddyb (Fig. 2.1). Bassenget er avgrenset av Jan Mayen-bruddsonen i sør, Norske-Barentshavmarginen i øst og Mohnsryggen i nordvest. Norskebassenget er lokalisert sør for Jan Mayen-bruddsonen på et noe dypere vanddyb, ca. 3300 m. Den mest fremtredende strukturen i Norskebassenget er den utdødde spredeaksen Ægirryggen, som danner en batymetrisk dal i bassenget (Eldholm og Windisch, 1974). Som følge av dette er batymetrien i Norskebassenget noe mer ujevn enn batymetrien i Lofotenbassenget (Fig. 2.1).



**Figur 2.1.** Oversikt over studieområdet illustrert ved et dybdekart. Studieområdet er markert med en rød boks.

## 2.2. Strukturelle elementer

Langs Møremarginen er Møre-Trøndelag forkastningskompleks i sørvest, Mørebassenget og Mørerandhøyden i nordøst fremtredende strukturer (Fig. 2.2). Møre-Trøndelag forkastningskompleks har en nordøstlig orientering og følger den sørøstlige marginen av Mørebassenget. Vest for dette forkastningskomplekset, i den østre delen av Mørebassenget finnes det flere strukturelle høyder, for eksempel Vigråhøyden (Fig. 2.2), som er assosiert med store forkastningsblokker (Roberts et al., 2009). Seismiske undersøkelser i Mørebassenget viser også at mesozoiske bergarter generelt er sterkt

påvirket av forkastninger. Ved Færøy-Shetlandskrenten, i den vestre delen av bassenget, er magmatiske bergarter og horisontale vulkanske ganger utbredt (Bukovics og Ziegler, 1984). Disse bergartene utgjør en av i alt tre soner (sone I-III) som den vulkanske delen av den norske kontinentalmarginen gjerne deles inn i (Blystad et al., 1995). De to andre sonene (sone II og III) er lokalisert på randhøyden vest for bassengmarginen, hvor det er det identifisert betydelige lavastrømmer av eocen alder (Blystad et al., 1995; Mjelde et al., 2009). På Mørerandhøyden danner den østre sonen (sone II) et 15–100 km bredt område vest for Færøy–Shetlandskrenten, hvor de eocene lavastrømmene heller mot land. Den vestre sonen (sone III) utgjør en sekvens av sjøveishellende reflektorer som også representerer lavastrømmer (Blystad et al., 1995). Mørerandhøyden er bundet i vest av overgangen til «normal» havbunnskorpe (Fig. 2.2)

Vøringmarginen er relativt mer kompleks, strukturelt sett, sammenlignet med Møremarginen (Fig. 2.2). På Trøndelagplattformen er en rekke forkastningskomplekser og mindre sedimentære bassenger utviklet, hvor Halten- og Dønnaterrassene skiller plattformen fra Vøringbassenget (Fig. 2.2) (Faleide et al., 2008). Vøringbassenget blir gjerne delt i en østre og en vestre provins som er adskilt av Fles forkastningskompleks. Forkastningskomplekset skiller Helland-Hansen-hvelvet, Rås- og Trænabassenget i øst fra Modgunnhvelvet, Vigrid- og Någrindsynkinalene, Hel- og Fenrisgrabenene, Nyk- og Utgardhøydene og Gjallarryggen i den vestre provinsen (Fig. 2.2) (Blystad et al., 1995).

Vøringrandhøyden består av tidlig kenozoiske basalter slik som Mørerandhøyden (Mjelde et al., 2009), og deles tilsvarende inn i to soner (sone II og III). Den østre sonen (sone II) består av et område som er mellom 10 og 40 km vest for Vøringkrenten, mens sjøveishellende reflektorer utgjør den vestre sonen (sone III) (Blystad et al., 1995).

Langs Lofoten–Vesterålenmarginen er de sedimentære bassengene smalere og grunnere enn på Møre- og Vøringmarginen. Bassengene kjennetegnes av fremtredende halvgrabenstrukturer, i tillegg til horststrukturer bestående av grunnfjell (Blystad et al., 1995; Faleide et al., 2008). Utrøstryggen er et fremtredende strukturelt element på denne delen av den norske kontinentalmarginen (Fig. 2.2), og rekker på enkelte steder helt opp til havnivå. Ryggen er bundet av forkastninger i sør, nord og vest, mens den grenser mot Ribban bassenget i øst (Blystad et al., 1995).

Seismiske data viser at store deler av kontinentalskråningen på Lofoten–Vesterålen marginen er preget av en jevn, lokalt forkastet reflektor med høy amplitude. Denne reflektoren representerer eocene lavastrømmer som kan korreleres med

lavastrømmene på Vøringrandhøyden (Tsikalas et al., 2001). Ved foten av kontinentalskråningen, på ca. 2000 m vanddyp, er overgangen mellom kontinentalskorpe og havbunnskorpe observert (Eldholm et al., 1979; Tsikalas et al., 2001).

Den sørvestlige Barentshavmarginen er preget av Senjabruddsonen som følger kontinentalskråningen og skaper et skille mellom oseanskorpen i Lofotenbassenget og den sterkt forkastede kontinentalskorpen i Barentshavet (Faleide et al., 1991). Videre ligger Senjabruddsonen i De Geer-sonen som er et mega-skjærsone-system som knyttet Nord-Atlanteren sammen med de arktiske havområdene før oppsprekking (Gabrielsen et al., 1990; Eldholm et al., 2002).

Bjørnøyrenna er et fremtredende trau på den sørvestlige Barentshavsmarginen, og i munningen av dette trauet, ved eggakanten, er den pleistocene Bjørnøyviften avsatt (Andreassen et al., 2008). Flere slike trau med tilhørende traumunnsvifter finnes langs Norske-Barentshavsmarginen, men Bjørnøyviften er helt klart den mest dominerende med en 3 km plio-pleistocen sedimentmektighet og med en flere hundre kilometers utstrekning vestover i Lofotenbassenget (Hjelstuen et al., 2007).

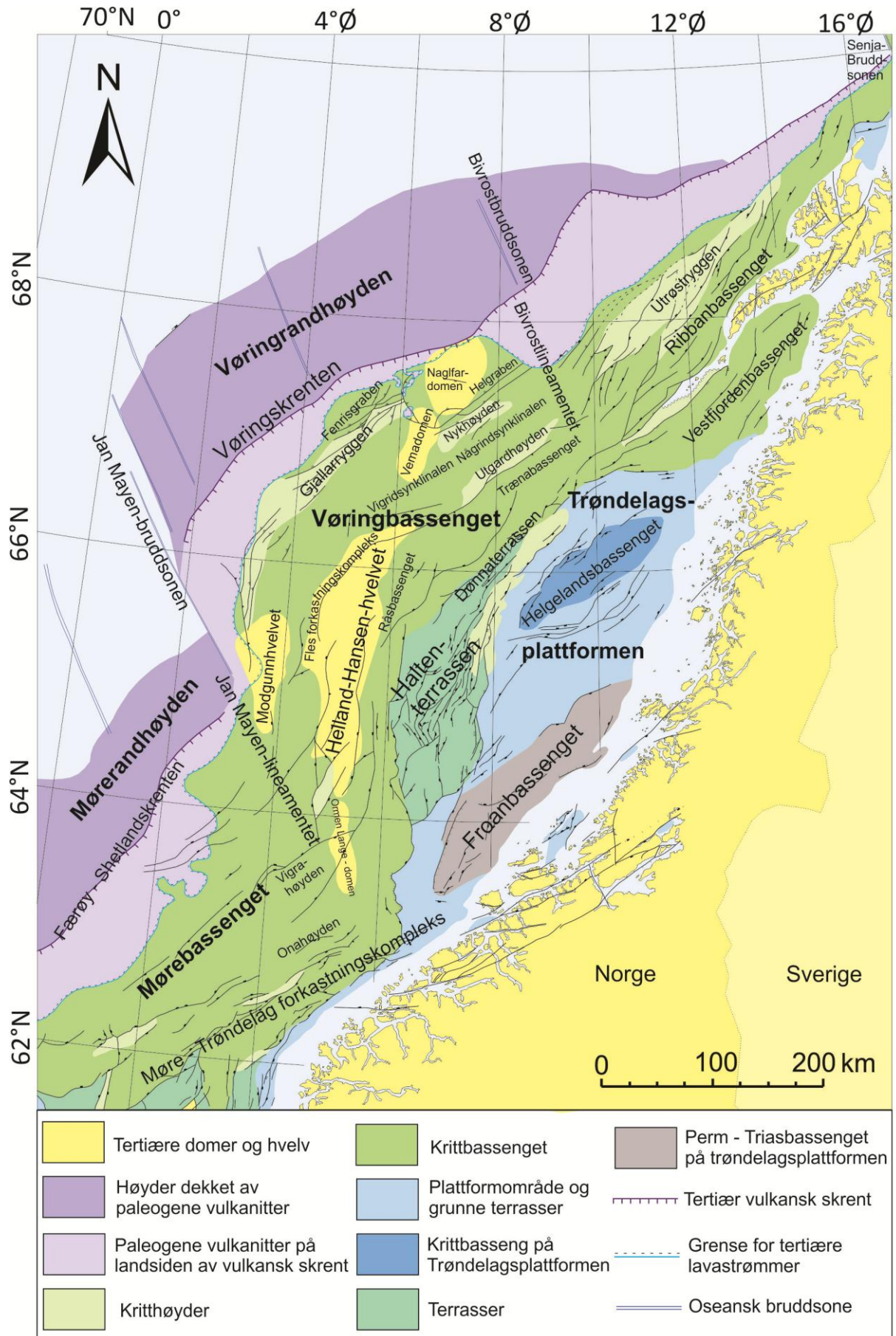
### **2.3. Tektonisk utvikling**

Siden karbon har den strukturelle utviklingen til Norske-Barentshavsmarginen vært preget av en rekke rift-episoder før det endelige kontinentale bruddet mellom Norge og Grønland ved paleocen-eocen overgangen for ca. 53 millioner år siden (Doré et al., 1999; Brekke, 2000; Lundin og Doré 2002). Det er vanlig å dele marginens rifthistorie inn i tre sentrale rifthendelser: karbon-perm, sen midt jura - tidlig kritt og sen kritt - tidlig eocen (Brekke, 2000). Episodene med ekstensjon er adskilt av to perioder med termisk avkjøling, en periode mot slutten av tidlig trias til midten av tidlig jura, og en periode fra tidlig kritt til sen kritt (Brekke et al., 2001). Etter oppsprekking fortsatte den passive marginen å utvikle seg ved innsynkning og akkumulasjon av sedimenter (Faleide et al., 2008).

#### **2.3.1. Karbon – paleocen**

Etter den postkaledonske orogene kollapsen i devon oppsto det en ny regional spenningssituasjon som følge av reorganisering av den laurentisk-baltiske platen. Den nye spenningstilstanden resulterte i en riftepisode som ledet til utviklingen av et riftsystem i nordvest Europa i perioden sen karbon – perm. Dagens strukturelle





Figur 2.2. Strukturkart over den midt-norske marginen (modifisert fra Blystad et al., 1995).

Konfigurasjon av Norske-Barentshavsmarginen kan spores helt tilbake til den tektoniske aktiviteten fra denne perioden (Faleide et al., 2008; Gabrielsen et al., 2010). Rifteperioden dannet en mosaikklignende fragmentering av Pangea som fortsatte inn i trias (Doré et al., 1999). Videre skapte denne tektoniske fasen en rekke roterte forkastningssystemer mot slutten av paleozoikum, hvor de forkastningsbundne bassengene ble fylt av sedimenter til relieffet gradvis ble jevnet ut i tidlig mesozoikum (Eldholm et al., 1987). På grunn av tykke overliggende sekvenser fra senere perioder, er den seismiske oppløsningen på de tidligste bassengene generelt dårlig (Doré et al., 1999).

Den neste betydelige ekstensjonsfasen tok til i midtre jura. Denne ekstensjonsfasen kulminerte mot slutten av jura, før den fortsatte inn i tidlig kritt (Eldholm et al., 1987; Faleide et al., 2008). Rifteperioden skapte en serie med riftbassenger og rygger langs norskemarginen (Doré et al., 1999). Mange velger å dele rifteperioden fra midtre jura til tidlig kritt opp i to separate hendelser; en i Jura, og en i tidlig kritt. Dette skyldes at episodene er adskilt av en kort periode med inaktivitet eller redusert rifting (Lundin og Dore, 1997). Oppholdet av aktivitet er trolig et resultat av at tektoniske platebevegelser langs den fremtidige Atlanterhavsmarginen endret seg fra en øst-vest til en nordøst-sørvest orientert ekstensjon. Årsaken til denne endringen i spenningstilstand er sannsynligvis knyttet til havbunnsspredningen i sentral-Atlanteren som fikk større betydning etter hvert som den migrerte nordover (Doré et al., 1999). Endringen av ekstensjonsvektorer i denne perioden er godt dokumentert av detaljerte modeller fra Nordsjøen (Brekke et al., 2001). Ifølge Doré et al. (1999) er det viktig å ha et tydelig skille på de to rifteperiodene fordi denne endringen av platebevegelser markerer en av de viktigste hendelsene under utviklingen av den nordatlantiske kontinentalmarginen.

Flere av dagens mest fremtredende sedimentære bassenger langs norskemarginen ble dannet i perioden fra sen jura til tidlig kritt (Faleide et al., 2008). Både Vøringbassenget og Mørebassenget er ekstensjonsbassenger som ble dannet i denne riftfasen, og begge viser nordøst-sørvest orientering (Doré et al., 1999). Bassengene ble under ekstensjonen påvirket av hurtig innsynkning og segmentering til flere under-bassenger og høyder (Faleide et al., 2008). Flere andre fremtredende strukturer ble også utviklet i løpet av denne riftehendelsen, for eksempel den

fremtredende Vigrahøyden i den østre delen Mørebasenget, og Utgard- og Nykhøydene i Vøringbasenget (Fig. 2.2) (Blystad et al., 1995).

I Vøringbasenget har Flesforkastningskomplekset spilt en viktig rolle i den tektoniske utviklingen siden det ble utviklet i midtre-sen jura (Brekke, 2000). Rås- og Trænabassenget ble etablerte som dype bassenger mellom Flesforkastningskomplekset i vest og Halten- og Dønnaterrassene i øst (Fig.2.2). Vest for Fles forkastningskompleks var det i tidlig kritt sannsynligvis et bredt basseng som var noe grunnere enn bassengene i øst. Dagens dominerende strukturer i dette området ble først utviklet senere i kritt (Brekke, 2000).

Lenger nord på den norske marginen er det lokalisert flere sedimentære bassenger fra rifteperioden sen jura -tidlig kritt, og disse er i hovedsak lokalisert øst for Utrøstryggen (Hansen et al., 2012). Ribbanbasenget er utviklet som en konsekvens av ekstensjonen i jordskorpen som startet med utvikling av en halvgrabenstruktur vest for Lofoten, og fortsatte videre ved avkjøling og innsynkning. Basengets utvikling er nært knyttet til den samtidige dannelsen av Utrøst ryggen som tok til tidlig i mesozoikum og har fortsatt inn i kenozoikum (Blystad et al., 1995).

Inndeling av bassenger og de omkringliggende plattformer og marginale høyder startet altså i riftfasen fra midt jura-tidlig kritt, med påfølgende innsynkning og utvikling av eksepsjonelt mektige sedimentbassenger utover i kritt (Brekke, 2000; Faleide et al., 2008). Perioden med utbredt innsynkning som fant sted fra ca. 140–80 Ma, var uten betydelig forkastningsaktivitet, og kan observeres langs hele den midt-norske marginen (Færseth og Lien, 2002). Innsynkningen blir relatert til en gradvis avkjøling i sen jura. I tillegg bidro det stadige tilfanget av sedimenter og eustatisk havnivåstigning til ytterligere innsynkning utover i sen kritt (Bukovics og Ziegler, 1984).

Den siste betydelige rifteperioden i Nord-Atlanteren startet nær campanian-maastrichtian grensen i sen kritt, og varte til den endelige kontinentale oppsprekningen ved paleocen-eocen overgangen (Skogseid et al., 2000; Færseth og Lien, 2002). Denne rifteperioden var konsentrert rundt den fremtidige aksen for havbunns-spredning mellom Norge og Grønland (Bukovics og Ziegler, 1984; Doré et al., 1999). Riftprosessen var altså sentralisert vest for Vøring- og Mørerandhøydene, men Jan Mayen-bruddsonen, Flesforkastningskompleks og Surt lineamentet ble sannsynligvis reaktivert i dette tidsrommet (Blystad et al., 1995). Videre opplevde de marginale høydene som utviklet seg i denne perioden heving og utbredt magmatisk aktivitet (Blystad et al., 1995). Den

omfattende magmatismen opprettet også store tverrgangkomplekser vest for Møre-Vøringbassengaksene (Bukovics og Ziegler, 1984). Gjallarryggen reiste seg i denne perioden og dannet den vestre flanken av Vøringbassenget hvor stratigrafien fikk en helning mot øst (Brekke, 2000).

Mørebasenget bærer i motsetning til Vøringbassenget lite preg av tektonisk aktivitet i kritt og kenozoikum, men ble påvirket av kontinuerlig innsynkning (Brekke, 2000). I likhet med Møre- og Vøringmarginene er de ytre delene av Lofoten-Vesterålenmarginen betydelig påvirket av lavastrømmer knyttet til utviklingen av den vulkanske marginen. Disse lavastrømmene dekker også over mye av deformasjonen fra denne perioden. Lenger nord ble det dannet en rekke "pull apart"-bassenger grunnet transform platebevegelse langs de Geer sonen (Faleide et al., 2008).

### **2.3.2. Eocen - holocen**

Etter det endelige kontinentale bruddet mellom Eurasia og Grønland ble den norske kontinentalmarginen i stor grad inaktiv og blir generelt sett på som passiv (Praeg et al., 2005; Anell et al., 2009). Lenger nord initierte bruddet utviklingen av skjærmarginen langs Sørvestlige Barentshavet, hvor blant annet Senjabruddsonen ble dannet (Faleide et al., 1993). Reykjanesryggen, Ægirryggen og Mohnsryggen etablerte seg som sprederygger i Norskehavet i tidlig eocen (Fig. 2.3a), mens Labradorryggen var aktiv i Labradorhavet (Lundin og Doré 2002). Denne konfigurasjonen ble opprettholdt frem til tidlig oligocen da den relative platebevegelsen endret seg fra en NNW-SSØ retning til en mer NV-SØ orientert spredegeometri (Fig 2.3b). Forandringen i spredegeometri i oligocen har sammenheng med avslutningen av havbunnsbredning i Labradorhavet, hvor Grønland som et resultat av dette ble en del av den Nord-Amerikanske platen (Eldholm et al., 1987; Lundin og Doré 2002). En annen ringvirkning av denne endringen i platedynamikk førte til ekstensjon mellom NØ Grønland og SV Barentshavet, og havbunnsbredning tiltok etter hvert langs Knipovitchryggen. Dette resulterte i forbindelse mellom arktiske havområder og Nord-Atlanteren gjennom Framstredet (Lundin og Doré 2002).

I sen oligocen (23 Ma) ble Kolbeinseyryggen aktivert (Mjelde et al., 2008). Ryggen propagerte så nordover til den skilte Jan Mayen mikrokontinentet fra Grønland, og koblet seg sammen med Mohnsryggen langs Jan Mayen-bruddsonen i tidlig miocen (Fig. 2.3c) (Lundin og Doré 2002). Etersom Kolbeinseyryggen utviklet seg i sen oligocen

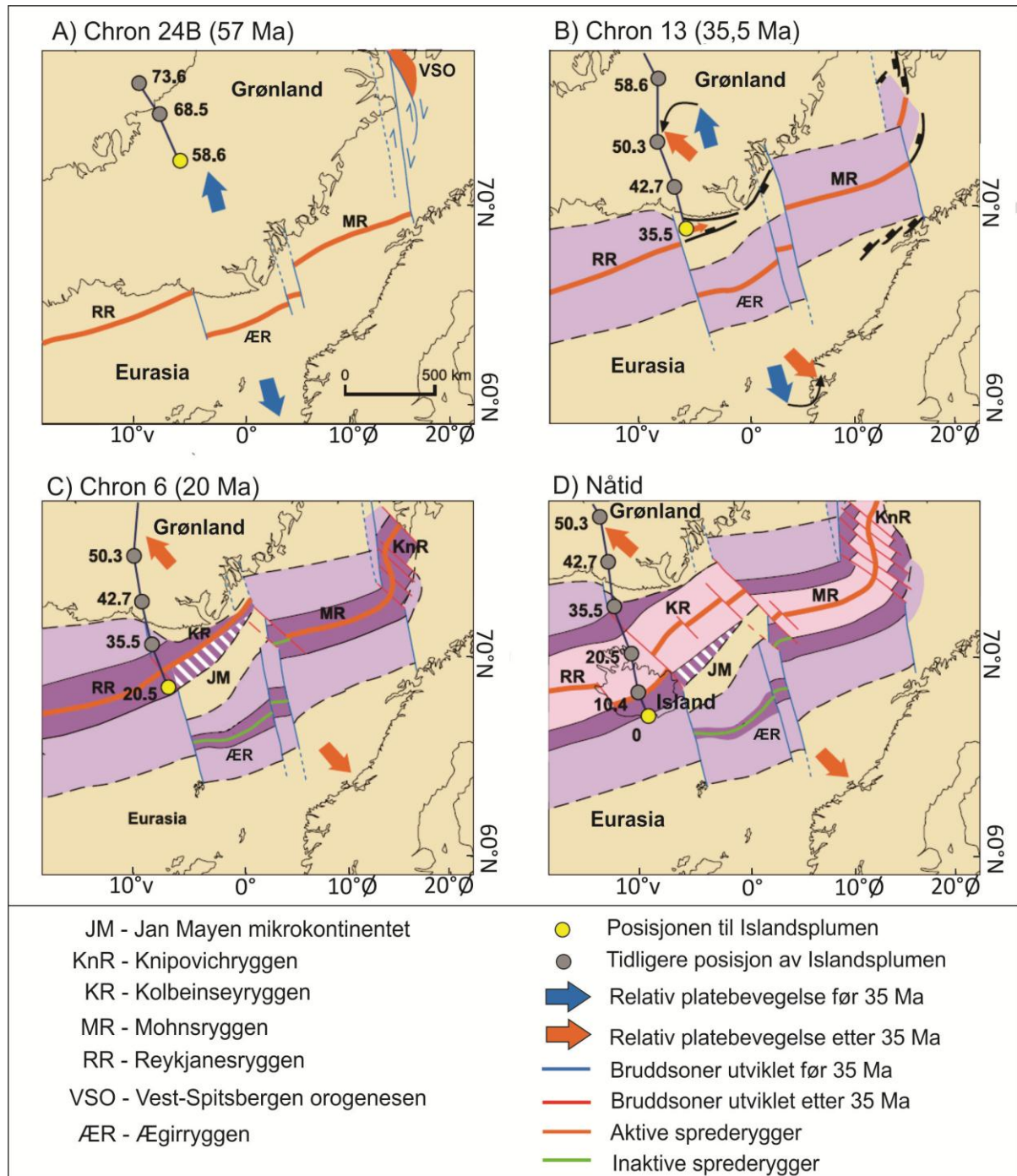


opphørte spredningen langs Ægirryggen for rundt 25 millioner år siden (Lundin og Doré 2002).

Selv om den norske kontinentalmarginen blir regnet som passiv etter oppsprekking, har det foregått utbredt tektonisk aktivitet gjennom Kenozoikum (f. eks. Stoker et al., 2005b). De identifiserte strukturelle domene og andre lokale kompresjonsstrukturer på Vøringmarginen (Fig. 2.2), er trolig blitt dannet i midtre eocen-tidlig oligocen og i miocen (Lundin og Doré 2002). Kompresjonsstrukturene er altså tydelige på den midt-norske marginen mellom Bivrost- og Jan Mayen-lineamentene, men er bare lokalt observert på Møremarginen i sør og på Lofoten-Vesterålen marginen i nord (Løseth og Henriksen, 2005). De mest fremtredende kompresjonsstrukturene på den midt-norske kontinentalmarginen fra denne perioden er Helland-Hansen-hvelvet og Modgunnhvelvet, samt Ormen Lange-, Vema- og Naglfar domene (Fig. 2.2) (Våagnes et al., 1998). Undersøkelser viser at disse strukturene ble til i perioder med økt kompresjonsaktivitet som er for betydelig til å kunne være et resultat av «ridge push» fra sprederyggene alene (Doré et al., 1999). Et kompresjonsintervall i tidlig oligocen har trolig sammenheng med endringen i spredegeometri i forbindelse med den pågående lukkingen av Tethyshavet, samt avslutningen av havbunnsspredning i Labradorhavet (Doré et al., 2008). Den neste viktige fasen med utvikling av kompresjonsstrukturer kulminerte i midtre miocen (Løseth og Henriksen, 2005). Doré et al. (2008) foreslår at denne fasen kan være nært knyttet til dannelsen av den islandske marginen, hvor den topografisk hevede marginen medførte horisontal kompresjonsspenning i omkringliggende områder. Endring av relative platebevegelser (Stoker et al., 2005b) og overføring av spenning knyttet til den alpine orogenesis (Våagnes et al., 1998) har også blitt nevnt som mulige hovedårsaker bak kompresjonsintervallet i miocen.

Den siste og mest betydelige tektoniske fasen var i plio-pleistocen og var nært knyttet til de pleistocene glasieringscykluser (Doré et al., 1999). Tektoniske prosesser i sen kenozoikum medførte heving av det norske fastlandet og kontinentalhyllen, samtidig som det pågikk en akselerert innsynkning av sedimentære bassenger (Stoker et al., 2005a). Dette medførte en storskala skråstilling av marginen, som igjen resulterte i avsetning av enorme sedimentære kiler, hvor eggakanten migrerte opptil 100 km vestover (Praeg et al., 2005). Episoden med skråstilling er trolig yngre enn starten på selve glasieringene på nordlige halvkule (tidlig pliocen) (Praeg et al., 2005), noe som kan

bety at de høye topografiske relieffene har vært en utløsende årsak bak de glasiale syklusene på den nordlige halvkule (Stoker et al., 2005b).



**Figur 2.3.** Platetektonisk utvikling av Norske-Grønlandshavet (modifisert fra Lundin og Doré 2002). A) Initierting av havbunnsbredning. B) Reorganisering av de tektoniske platene og endring av relativ platebevegelse. C) Kolbeinseyryggen propagerer nordover og skiller Jan Mayen mikrokontinentet fra Øst Grønland. Ægirryggen ble inaktiv og Knipovichryggen ble aktivert. (D) Etter Kolbeinseyryggen og Mohnsryggen ble koblet sammen, har den etablerte platekonfigurasjonen blitt opprettholdt til nåtiden.

## **2.4. Kenozoiske avsetninger**

Langs den midt-norske marginen er de kenozoiske avsetningene delt inn i tre formasjoner; Bryggeformasjonen, Kaiformasjonen og Naustformasjonen (Dalland et al., 1988). Lenger nord på den smale Lofoten–Vesterålenmarginen er avsetningene preget av massebevegelser og undersjøiske vifte- og skredavsetninger ved munningen av en rekke kanjoner (Rise et al., 2013). Også den Sørvestlige Barentshavsmarginen er i stor grad påvirket av store skredavsetninger etter gjentatte pleistocene massebevegelser i for eksempel Bjørnøya viftekompleks (Hjelstuen et al., 2007). I Lofotenbassenget og Norskebassenget gjenspeiler avsetningene de ulike stegene i utviklingshistorien til Norske-Grønlandshavet (Kossovskaya et al., 1978).

### **2.4.1. Møremarginen og Vøringmarginen**

#### *Bryggeformasjonen; tidlig eocen-tidlig miocen*

Bryggeformasjonen er en del av Hordalandsgruppen og består hovedsakelig av leirstein med enkelte tynne lag med sandstein, siltstein, kalkstein og kalkrik slamstein. Fragmenter av pyritt, glauconitt og skjellfragmenter kan observeres i sandsteinen (Dalland et al., 1988). Avsetningsmiljøet tolkes til å være marint (Dalland et al., 1988). Deposenteret i Bryggeformasjonen er lokalisert i Storeggaområdet, like vest for Omen Lange feltet, og mektigheten her er >1500 m. Ellers varierer mektigheten i størstedelen av Storeggaområdet og området rundt Nordsjøviften mellom 600 og 1000 m. Over store deler av Vøringplatået er mektigheten til formasjonen <400 m (Fig. 2.4) (Bryn et al., 2005). Bunn neogen-inkonformiteten skiller Bryggeformasjonen fra den overliggende Kaiformasjonen. Denne erosjonsflaten er, i følge Laberg et al. (2005), relatert til en fase med bunnstrømerosjon i tidlig og midtre Miocen.

#### *Kaiformasjonen; tidlig miocen-sen pliocen*

Kaiformasjonen tilhører Nordlandgruppen (Dalland et al., 1988), og formasjonen fyller typisk opp synklinalene rundt de miocene inversjonsstrukturene (Fig. 2.4) (Løseth og Henriksen, 2005). Litologien i formasjonen består av alternerende leirstein, siltstein og sandstein, i tillegg til tynne lag av kalkstein. Glaukonitt, pyritt og skjellfragmenter er også vanlig (Dalland et al., 1988). I Møre- og Vøringbassengene er Kaiformasjonen dominert av ooze (Rise et al., 2010). Formasjonen er antatt avsatt i perioden tidlig miocen-sen pliocen i et marint miljø med varierende dybde (Dalland et al., 1988).

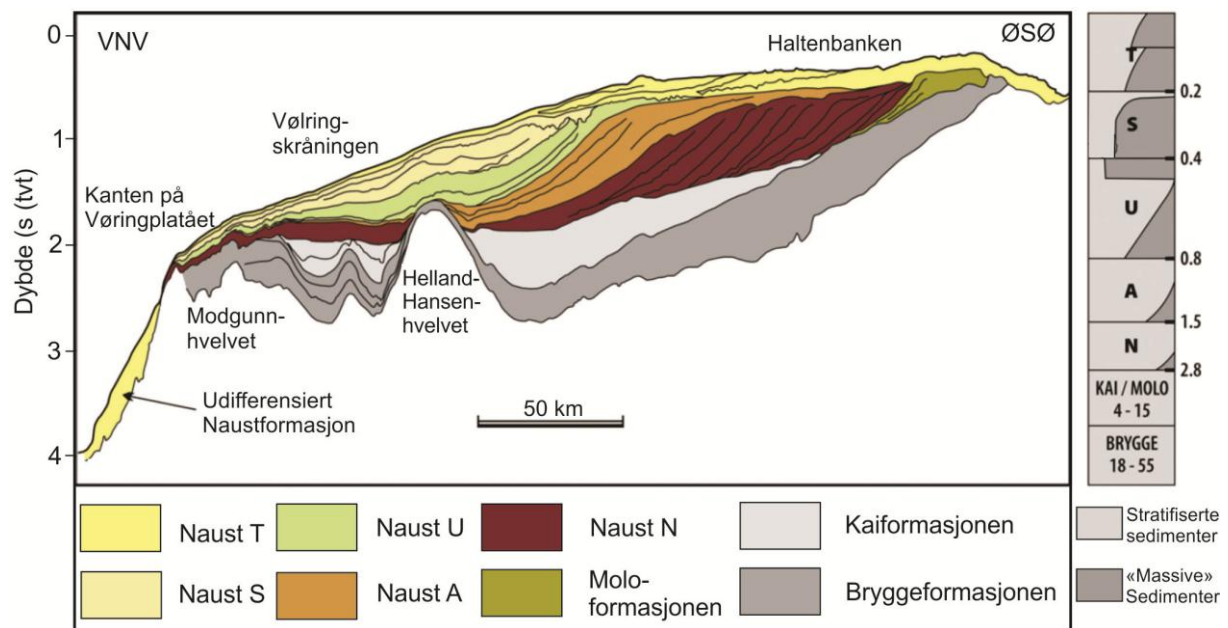
Mektigheten av Kaiformasjonen varierer fra ca. 500 m, til å være fraværende i enkelte områder langs den midt-norske marginen (Fig. 2.4). De største mektighetene er avsatt i fordypningsstrukturer som Vigridsynklinalen og Helgrabenen (Løseth og Henriksen, 2005).

#### *Naustformasjonen; sen pliocen-nåtid*

Naustformasjonen er også en del av Nordlandgruppen (Dalland et al., 1988). Den er avsatt i løpet av de siste 3 millioner år, fra sen pliocen til nåtid, og er identifisert langs hele den midt-norske marginen (Dalland et al., 1988; Rise et al., 2010). Litologisk består formasjonen av leirstein, siltstein og sand, med til tider svært grove klaster i den øvre delen (Dalland et al., 1988). Fysiografisk utgjør Naustformasjonen en rekke kiler som prograderer vestover fra norskekysten (Fig. 2.4), og overligger blant annet de store kritt-depositene i Møre- og Vøringbassengene (Stoker et al., 2005a). Ved å anta en hastighet på rundt 2 km/s, har Naustformasjonen en mektighet på opptil 1600 m langs kontinentalmarginen, og <200 m mektighet i dypvannsbassengene. Den består hovedsakelig av stablede glasiale debrisstrømmer som er adskilt av tynne lag med hemipelagiske sedimenter (Hjelstuen et al., 2004b; Stoker et al., 2005a; Reiche et al., 2011)

Rise et al. (2006) har delt Naustformasjonen inn i fem undersekvenser Naust N (eldst), A, U, S og T, og disse sekvensene har blitt kartlagt vest for Norge, fra Norskerenna til Lofoten (61-68°N). Som Figur 2.4 viser, endrer den generelle stratigrafien på Vøringmarginen seg gradvis under avsetning av Naustformasjonen. Sedimentene går her fra å være dominert av stratifiserte lag til å bli preget av «massive» avsetninger. De fire eldste sekvensene (Naust N-S) er dominert av en kile-karakter, mens den yngste sekvensen (Naust T) er karakterisert av mer horisontale lag (Fig. 2.4) (Rise et al., 2006).

I perioden da nedre-midtre Naustformasjonen ble avsatt, dannet Helland-Hansen-hvelvet en barriere som hindret at sedimentene ble transportert lenger vest (Fig. 2.4). Vest for domene ble det avsatt stratifisert marine og glasimarine avsetninger i dette tidsrommet. For 0,5 millioner år ble Helland Hansen domene ble begravd, og glasiale debrisstrømmer ble da avsatt også vest for denne høyden (Rise et al., 2010).



**Figur 2.4.** Tolket seismisk profil fra Vøringplataet (modifisert fra Rise et al., 2010). Den generelle stratigrafien i området er vist sammen med estimert alder til høyre på figuren. Lokaliteten til figuren er markert på Figur 2.1.

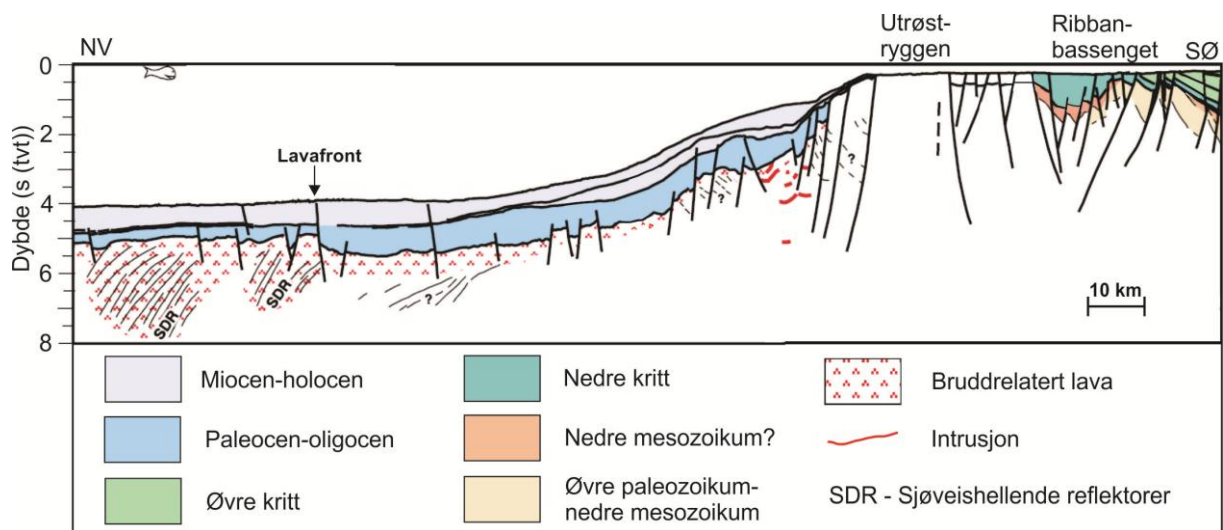
#### 2.4.2. Lofoten-Vesterålenmarginen og Sørvestlige Barentshavsmarginen

På kontinentalskråningen langs Lofoten-Vesterålenmarginen er mektigheten på de kenozoiske sedimentene ca. 2 km (Tsikalas et al., 2001). Som Figur 2.5 viser er lagpakken av miocen-holocen alder svært tynn sammenlignet med andre marginsegmenter langs den midt-norske marginen. Fraværet av en marginal randhøyde og det ustabile avsetningsmiljøet på den bratte skråningen har resultert i at sedimentene i stor grad transporteres forbi både kontinentalhyllen og kontinentalskråningen for så å bli avsatt i Lofotenbassenget (Tsikalas et al., 2001).

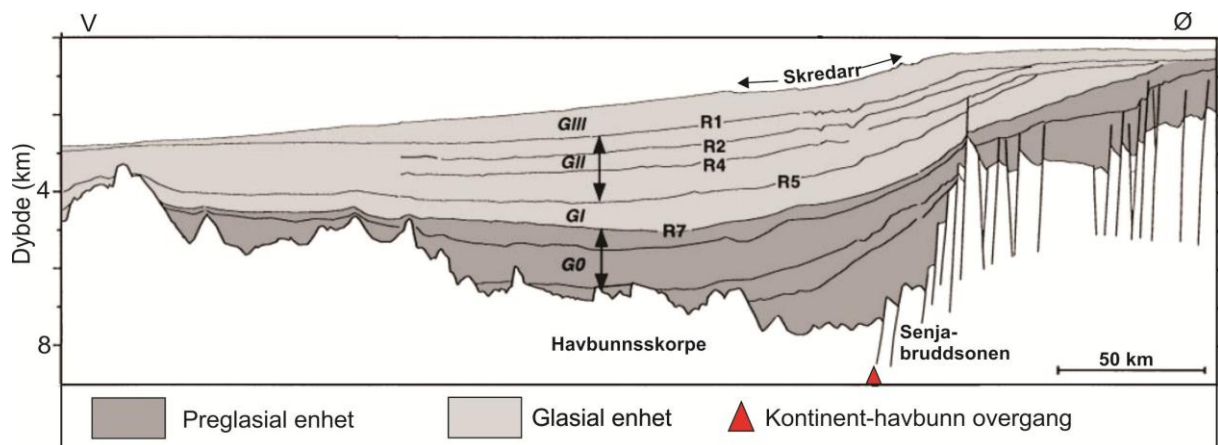
Starten av glasieringen på den nordre halvkule (2,6 Ma) førte til en betydelig økning av både erosjon og sedimentasjon på Lofoten-Vesterålenmarginen (Fiedler og Faleide, 1996). Glasiere sedimenter prograderte vestover i denne perioden, og det utviklet seg en rekke dype kanjoner på marginen. Undersjøiske vifte- og skredavsetninger opp til 700 m mektige er avsatt i området hvor disse kanjonene munner ut på kontinentalstigningen (Rise et al., 2013).

På Sørvestlige Barentshavsmarginen er de preglasiere vifteavsetningene (Fig. 2.6) styrt av den platetektoniske utviklingen av marginen, altså dannelsen av Lofotenbassenget, samt heving og erosjon av Barentshavet (Fiedler og Faleide, 1996). Den sen-kenozoiske, glasiere erosjonen av kontinentalhyllen kan deles i tre faser, som videre ledet til avsetning av tre glasiere sekvenser i bjørnøyviftekomplekset (GI–GIII)

(Fig. 2.6) (Fiedler og Faleide, 1996). Enhet GI representerer starten på omfattende glasiering av kontinentalhyllene for ca. 2,3 millioner år siden. Bunnen av Enhet GII markerer overgangen til storskala massebevegelser i Bjørøyviften, og relateres til intensivering av glasieringene for omtrent 1 million år siden. Den siste sekvensen, Enhet GIII, kan relateres til sedimentene avsatt over en regional inkonformitet på kontinentalhyllene som er om lag 440 000 år gammel (Fiedler og Faleide, 1996). I dette studiet er GI-III, for enkelhets skyld slått sammen til en enhet kalt GIV. Årsaken til dette er at polygonalforkastningene i Norskebasenget bare forekommer i eldre sedimenter.



**Figur 2.5.** Tolket seismisk profil fra Lofotenmarginen (modifisert fra Tsikalas et al., 2001). Lokaliteten til figuren er markert på Figur 2.1.



**Figur 2.6.** tolkning av et seismisk profil fra Sørvestlige Barentshavmarginen (modifisert fra Hjelstuen et al., 1999a). R1-R7 representerer plio-pleistocene sekvensgrenser, mens GI-III er glisiale sekvenser og G0 er preglasial. Lokaliteten til figuren er markert på Figur 2.1.



### **2.4.3. Norskebassenget og Lofotenbassenget**

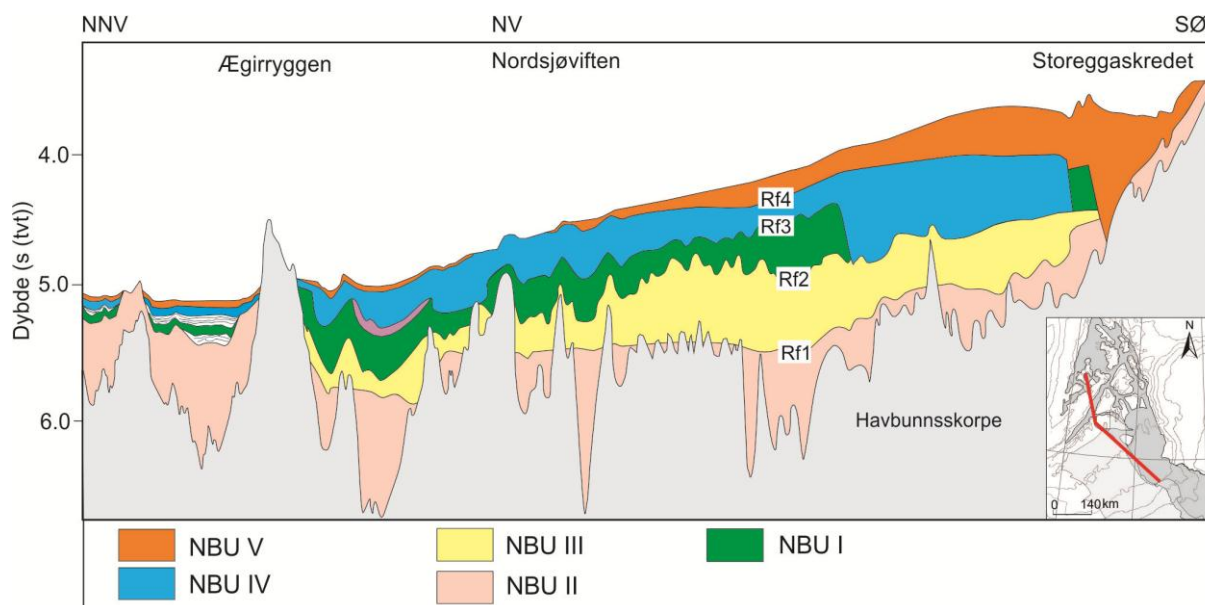
På bakgrunn av boreprøver delte Kossovskaya et al. (1978) sedimentene i Lofotenbassenget og Norskebassenget i tre enheter som representerer ulike utviklingsstadier i kenozoikum: 1) Nedre eocen-oligocen; generelt bestående av klastiske sedimenter og bergarter som representerer terrigent materiale, samt komponenter fra den pågående vulkanske aktiviteten. 2) Midtre til øvre oligocen-miocen; sedimenter karakterisert av biogene, silikatrike sedimenter, med lavt innhold av klastisk materiale. 3) Plio-pleistocene; klastiske sedimenter som er avsatt i sammenheng med istidene på nordlige halvkule.

De pre-pleistocene sedimentene i Norskebassenget (NBU I, Fig. 2.7) er sterkt deformert av forkastninger med små sprang, som er klassifisert som polygonalforkastninger (Hjelstuen og Andreassen, 2014). Videre deler Hjelstuen og Andreassen (2014) den glasiale utviklingen i pleistocen i to perioder, tidlig-midtre pleistocen og sen pleistocen-nåtid. Etter overgangen til pleistocen fulgte en betydelig endring av sedimentære prosesser og avsetningsmiljø. I perioden tidlig-midtre pleistocen ble tre enorme skredavsetninger (NBU II-IV, Fig. 2.7) avsatt i Norskebassenget som følge av massebevegelser på den norske kontinentalskråningen. Den siste perioden omfatter de siste 0,5 millioner år, og i dette tidsintervallet har Norskebassenget blitt påvirket av glasigene debrisstrømmer, storeggaskredet og glasimarin sedimentasjon (NBU V, Fig.2.7). Disse sedimentære prosessene var aktive i en tid da isbreen nådde eggakanten gjentatte ganger langs den nordatlantiske kontinentalmarginen (Hjelstuen og Andreassen, 2014). Siden polygonalforkastningene i Norskebassenget kun forekommer i NBU I, er NBU II-V slått sammen til en enhet, kalt Enhet NB II i denne studien. Videre vil NBU I bli omtalt som Enhet NB I.

I Norskebassenget ligger sedimentene på ca. 3000 m vanddyp (Hjelstuen og Andreassen, 2014). På den fremtredende Ægirryggen er riftdalen fylt av en kontinuerlig sekvens med sedimenter, mens de topografiske høydene på flankene er nærmest fri for avsetninger. Sedimentmektigheten øker med økende avstand fra den utdødde spredeaksen (Eldholm og Windisch, 1974).

Avsetningene fra tidlig til midtre kenozoikum i Lofotenbassenget har stor lateral utbredelse, er stratifiserte og ligger på >2500 m vanddyp (Fiedler og Faleide, 1996; Hjelstuen et al., 2007). Over disse antatt finkornede sedimentene brer den plio-pleistocen Bjørnøyviften seg over både kontinentalskorpe og oseanskorpe (Fig. 2.6).

Denne sedimentære kilen består av 3-4 km med sen-kenozoiske sedimenter (Fiedler og Faleide, 1996). Videre er viftekomplekset dominert av glisiale debrisstrømmer som består av homogen, strukturløs diamikton, og har sitt opphav fra bunnmorene som ble transportert subglasialt til eggakanten ved glasialt maksimum (Hjelstuen et al., 2007).

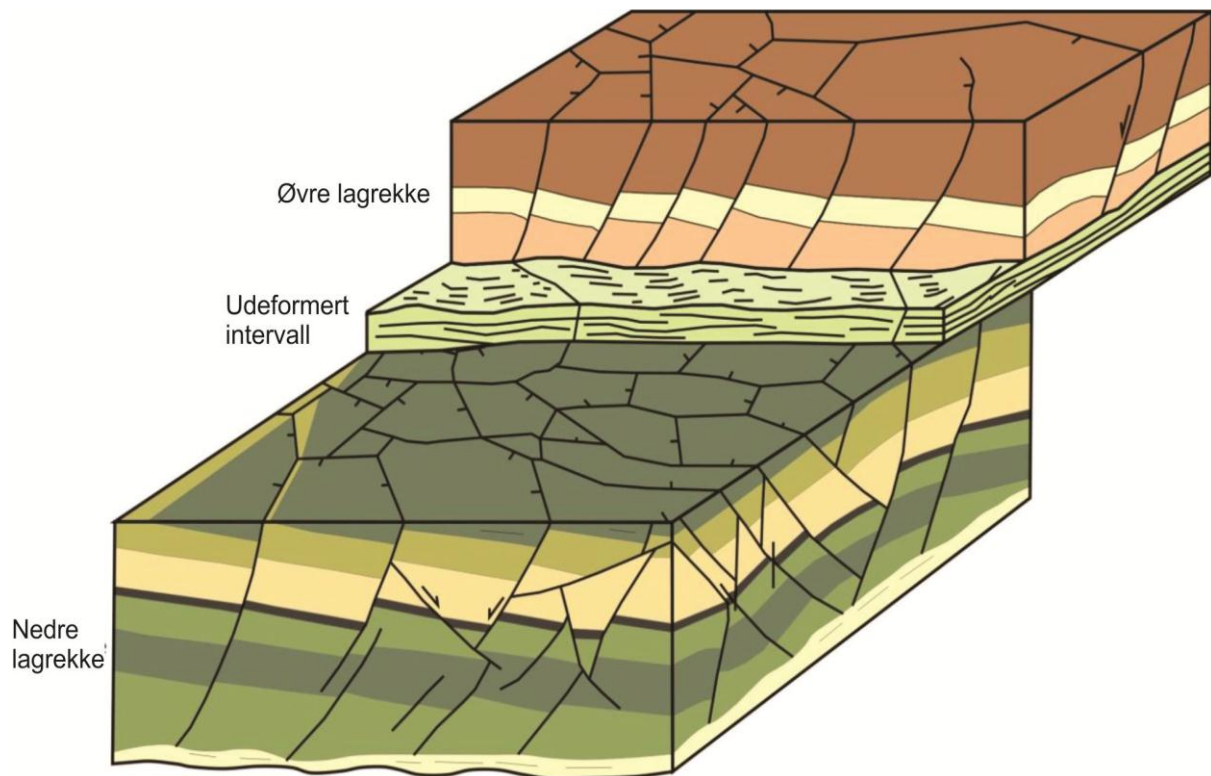


**Figur 2.7.** Tolket seismisk profil fra Norskebassenget (modifisert fra Hjelstuen og Andreassen, 2014). Profilet viser sekvensgrenser (Rf1-Rf4) og identifiserte underenheter (NBU I-V). Lokaliteten til profilet er markert på med rød strek på kartet nederst til venstre.

### 2.5. Polygonalforkastninger

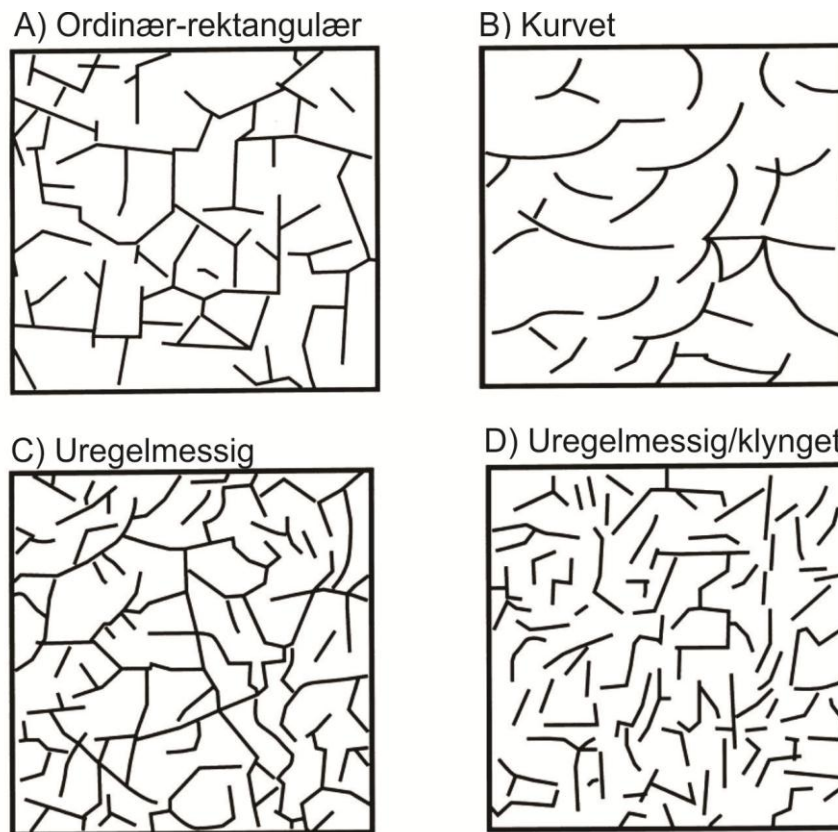
Ifølge Cartwright (2011) er PFS definert som ekstensjonsforkastninger som er karakterisert av et polygonalt mønster i kartplan. Videre er polygonalforkastningene begrenset til spesifikke stratigrafiske intervall, det vil si at de er lagbundet (Fig. 2.8). Normalforkastningene har moderate sprangverdier på typisk mellom 10 og 100 m, mens forkastningsplanet er svakt listrisk med fallvinkler fra 30° til 70° (Cartwright og Lonergan, 1996). Andre felles trekk for PFS er at de dannes tidlig i avsetningshistorien i finkornede sedimenter og brer seg lateralt over store bassengområder. Et eksempel på dette er på kontinentalskråningen utenfor kysten av Norge hvor polygonalforkastningene dekker et areal på om lag 50 000 km<sup>2</sup> i sedimenter av eocen-pliocen alder (Hustoft et al., 2007). Forkastningene forekommer med høy tetthet, hvor avstander fra 100-1000 m mellom forkastningsplan er vanlig (Cartwright og Dewhurst, 1998). På seismiske data er PFS gjenkjent i over 100 bassenger globalt, hovedsakelig på passive kontinentalmarginer. Imidlertid skal det nevnes at 10 % av disse forkastnings-systemene er observert på abyssale sletter, samt forlands- og intrakratonske bassenger (Cartwright, 2011).





**Figur 2.8.** Skjematiske geometri som viser hvordan PFS organiseres i flere lagrekker (modifisert fra Cartwright et al., 2003 av Håland, 2012). PFS utvikles normalt i lagrekker som er adskilt av et udeformert intervall. Planmønstrene i hver lagrekke er som regel ulike, selv om noen forkastninger gjerne penetrerer begge lagrekkene.

Lagdelte ekstensjonsforkastninger i finkornede sedimenter ble først anerkjent som ikke-tektonisk av opprinnelse etter flere studier på 1980-tallet (f. eks. Henriot et al., 1989). Imidlertid var det først ved utbredelsen av 3D seismikk på 1990-tallet at Cartwright (1994) identifiserte den karakteristiske polygonale planform-geometrien til disse forkastningssystemene (Cartwright, 2011). Senere er flere varianter av dette polygonale planformmønsteret blitt observert og kategorisert i fire hovedtyper (Fig. 2.9) (Lonergan et al., 1998): A) i et ordinært-rektangulært mønster er de fleste skjæringsvinkler mellom forkastningsplan ortogonale (Fig. 2.9a). B) et kurvet polygonalt mønster er dominert av kurvede forkastningsspor med stor spredning av skjæringsvinkler mellom  $90^\circ$  og  $140^\circ$  (Fig. 2.9b). C) et uregelmessig, godt koblet polygonalt mønster med lineære og kurvede forkastningsspor. En stor del av skjæringsvinklene er ortogonale (Fig. 2.9c). D) Et uregelmessig dårlig koblet forkastningsmønster med korte forkastningsspor som ofte er grupperte og forekommer i klynger (Fig. 2.9d).



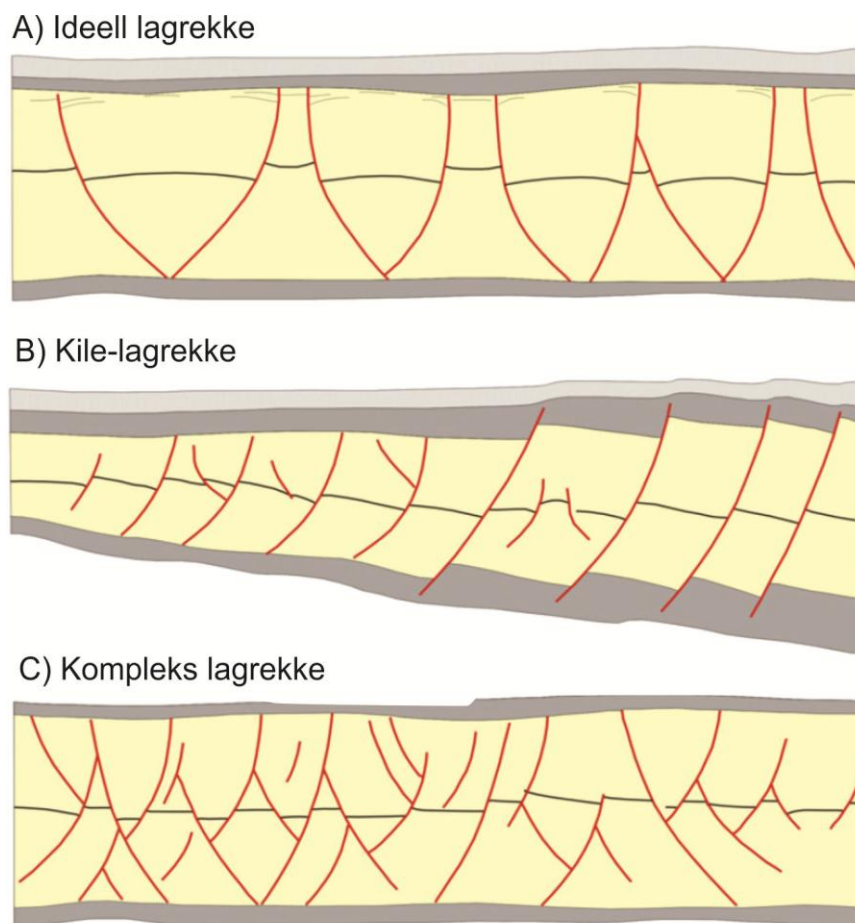
**Figur 2.9.** Skjematisert oversikt over ulike endeleds-mønstre som er observert på polygonale forkastninger i kartplan (modifisert fra Lonergan et al., 1998)

Den mest karakteristiske vertikale egenskapen til PFS er at de er lagbundet, og Cartwright (2011) har laget tre skjematiske profiler gjennom ulike typer lagrekker med polygonalforkastninger (Fig. 2.10): A) i en ideell lagrekke vil forkastningene være konjugerte med svakt listriske geometrier (Fig. 2.10a). B) i en kile-lagrekke («wedge tier») vil forkastningsplan som skråner mot den tynne enden av kilen dominere. Noen av disse større forkastningsplanene vil i dette tilfelle påvirke det underliggende laget (Fig. 2.10b). C) en kompleks lagrekke vil bestå av noen få dominerende forkastninger som penetrerer hele lagrekken, med mange andre mindre forkastninger som fyller rommet mellom de store forkastningene (Fig. 2.10c).

Polygonalforkastninger finnes kun i sedimentære enheter hvor den dominerende kornstørrelsen er leire som hovedsakelig inneholder smektitt eller kritt karbonater (Dewhurst et al., 1999; Goult, 2002). Likevel er det kjent fra Ormen Lange-feltet at polygonalforkastninger kan penetrere et sandsteinreservoar dersom sandsteinintervallet ligger mellom to tykke, forkastede leirsekvenser (Stuevold et al., 2003). Videre kan bestemte typer reservoarenheter være forkastet i så stor grad av PFS,

at reservoaret blir isolert. Det betyr at polygonale forkastninger i slike settinger kan ha betydning for utviklingen av petroleumsreserver (Cartwright, 2011).

Et annet viktig aspekt ved polygonalforkastninger er den veldokumenterte betydningen av væskemigrasjon i slike systemer (Berndt et al., 2003; Gay og Berndt, 2007; Hustoft et al., 2007). Dette gjelder både ved fordrivelse av væske fra den forkastede sekvensen og forkastningenes potensielle egenskap til å fungere som en kommunikasjonsrute for væsker i underliggende enheter (Berndt et al., 2003). Disse migrasjonsprosessene er dokumentert ved blant annet seismiske pipestrukturer og pockmerker på havbunnen (Hustoft et al., 2007). Væskemigrasjon fra polygonalforkastninger er trolig også en viktig kontroll for forekomsten av gasshydrater i Storeggaområdet på den midt-norske marginen (Berndt et al., 2002). Da gasshydrater kan ha en betydelig effekt på kontinentalskråningens stabilitet (Kvenvolden, 1993), kan en slik forekomst av gasshydrater potensielt utgjøre en skredrisiko (Berndt et al., 2002).



**Figur 2.10.** Skjematisert tverrsnitt gjennom ulike typer lagrekker med polygonalforkastninger (modifisert fra Cartwright, 2011).

## 2.6. Teorier for dannelsesmekanismer

Debatten om hvordan polygonale forkastninger dannes har vedvart siden de først ble omtalt av Cartwright (1994). Flere ulike teorier er blitt foreslått, og det er mulig at flere av disse dannelsesmekanismene har betydning i utviklingsprosessen. Undersøkelser av PFS kan forbedre vår forståelse av hvordan de påvirker blant annet hydrokarbonpotensialet i et område (f. eks. Stuevold et al., 2003; Ding et al., 2013), væskestrøm i sedimentbasseng (f. eks. Hustoft et al., 2007), og stabilitet av sedimenter slik at storskala skred kan bli initiert (Berndt et al., 2002; Berndt et al., 2003; Lawrence og Cartwright, 2009). Generelt er det enighet om at PFS er et resultat av en form for væskeunnslapping og komprimering av finkornede sedimentsekvenser (Berndt et al., 2012). Når det gjelder prosessene som kontrollerer dannelsen av PFS er det imidlertid stor uenig om hva som er den dominerende mekanismen (f. eks. Cartwright et al., 2003; Berndt et al., 2012).

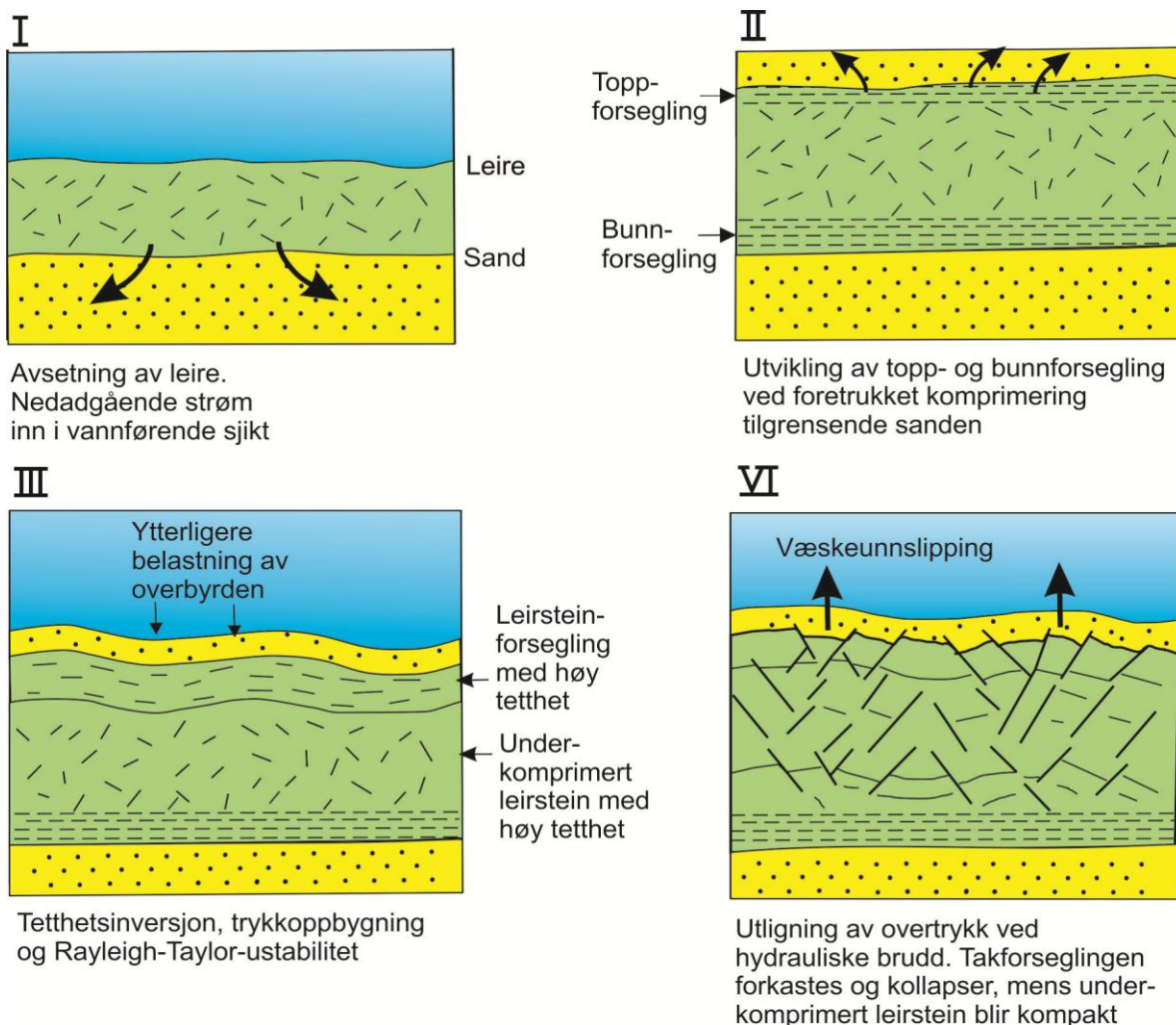
Flere teorier har blitt foreslått i litteraturen. (Higgs og McClay, 1993) foreslo en gravitasjonsmodell for forkastninger som ble observert i finkornede sedimenter på den vestre marginen av Nordsjøen. Ifølge denne modellen er polygonalforkastninger et resultat av gravitasjonskrefter som virker nedover en skråning. En sedimentær skrånings-sekvens vil da, som følge av en gravitasjonskollaps, gli ned skråningen og danne en forkastet formasjon over udeformerte sedimenter (Higgs og McClay, 1993). Denne hypotesen ble støttet av Clausen et al. (1999) som kom frem til samme konklusjon ved undersøkelse av sedimenter av oligocen-miocen alder i nordre Nordsjøen. Her ble det foreslått at en gravitasjonskollaps kan ha blitt initiert av seismisk aktivitet langs mesozoiske forkastninger. Problemet med denne hypotesen er at PFS er lokalisert i en rekke områder hvor det ikke er en hellende gradient på lagrekkene. Siden den gravitasjonsinduserte mekanismen er avhengig av en gradient for at sedimentene skal svikte, er det lite trolig at dette er den kontrollerende prosessen ved utvikling av PFS (Cartwright et al., 2003). Videre vil det, ved en gravitasjonsindusert kollaps av en sedimentær enhet, forventes en kraftig strøktrend orientert parallelt med konturlinjene langs skråningen. Da dette åpenbart ikke er tilfelle for de fleste PFS, kan ikke gravitasjonskollaps ansees som en forsvarlig mekanisme (Cartwright et al., 2003).

En annen hypotese går ut på at forkastningene dannes som et resultat av tetthetsinversjon som følge av Rayleigh-Taylor ustabiliteter (Henriet et al., 1989; Henriet et al., 1991; Watterson et al., 2000). Rayleigh-Taylor teorien slår fast at ved



grenseflaten mellom et øvre lag med høy tetthet og et underliggende lag med lavere tetthet vil det utvikles en sinusformet ustabilitet. Dette gjentagende mønsteret er et resultat av oppstrømning av lav tetthets sedimenter som stiger opp i laget med høyere tetthet (Henriet et al., 1989). Foldningen av sedimentene fører etter hvert til bruddannelse i de foldede regionene hvor vann unnslipper og fører til gjenoppsettelse av tetthetsgradientens likevekt (Fig. 2.11).

Selv om noen PFS viser en foldet eller bølget deformasjonsstruktur (f. eks. Watterson et al., 2000), finnes det en rekke eksempler på PFS som ikke er karakterisert av dette gjentagende mønsteret av antiklinaler og synklinaler (Cartwright et al., 2003). Modellen med tetthetsinversjon kan derfor, ifølge Cartwright et al. (2003), ikke sies å være en universell mekanisme for dannelsen av PFS, men det påpekes også at tetthetsinversjon kan være en påvirkende faktor ved utvikling av noen PFS.



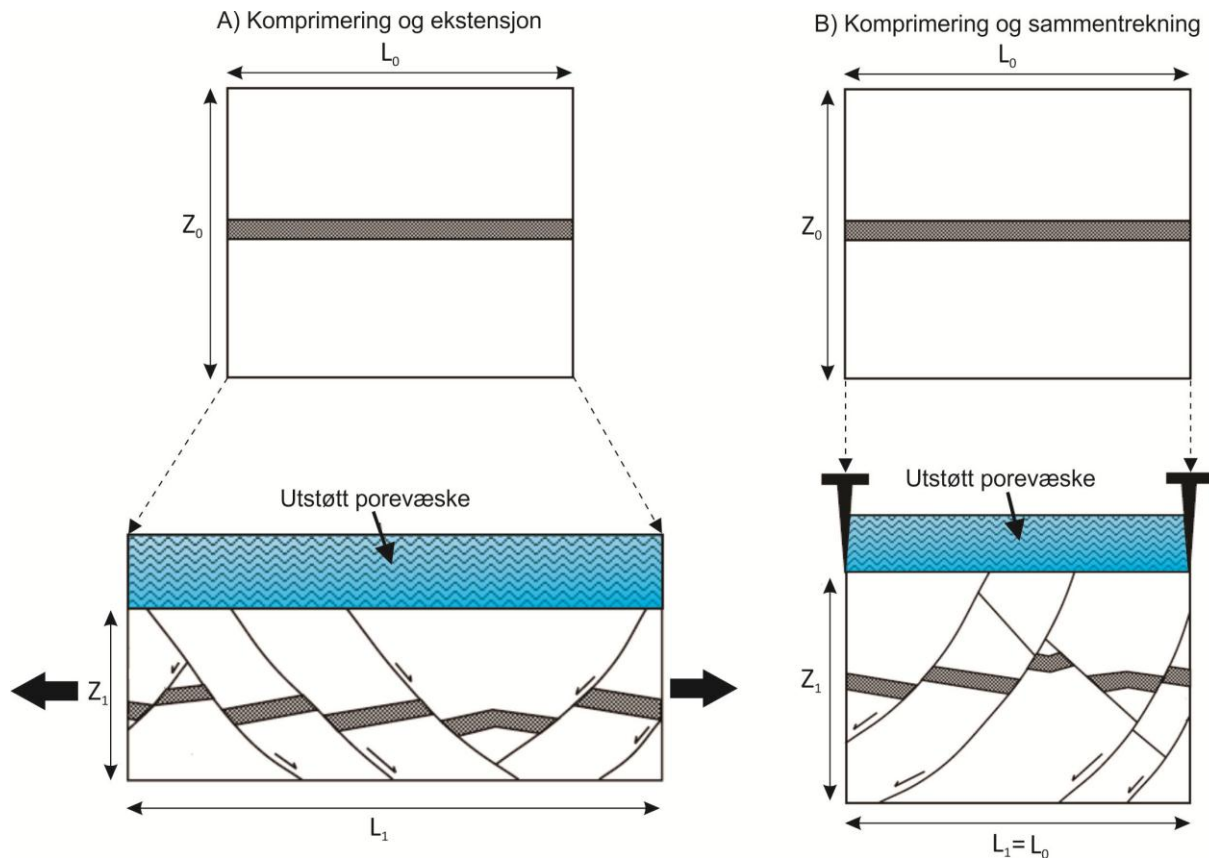
**Figur 2.11.** Fire-steps utviklingsmodell for genesen av PFS (modifisert fra Cartwright et al., 2003): I) Avsetning av leire. II) Forsegling og oppbygging av overtrykk. III) Folding av lagene som følge av tetthetsinversjon. IV) Utvikling av forkastninger og kollaps av poretrykk.

Den tredje hypotesen foreslår at synerese av kolloidale sedimenter kan være hovedårsaken bak initiering av brudd (Cartwright og Dewhurst, 1998). Synerese er en prosess som forekommer i en gel, som i dette tilfelle er en substans bestående av et finkornet materiale som er gjennomtrukket av en væske. Prosessen involverer en spontan sammentrekning av det solide nettverket hvor væsken unnslipper uten fordampning. Dette forekommer når de interne tiltrekningskreftene overskrider de interne frastøtningskreftene mellom de faste partiklene (Goult, 2008). Modellen peker altså mot en litologisk kontroll på utvikling av polygonalforkastninger, hvor sedimentenes smektittinnhold trolig spiller en viktig rolle (Cartwright og Dewhurst, 1998; Dewhurst et al., 1999).

I et fastlåst system («pinned system» hvor regional ekstensjon ikke forekommer (Fig. 2.12), vil ekstensjonsstrukturene i et PFS, ifølge Cartwright og Lonergan (1996), være et resultat av volumetrisk kompresjon. Et eksempel på et slikt system er observert i kenozoiske sekvenser i Nordsjøen hvor bassengmarginen begrenser horisontal ekstensjon (Cartwright og Dewhurst, 1998). Den laterale ekstensjonen som normalt forekommer ved vertikal komprimering av sedimenter blir i dette tilfelle forhindret av «fastlåste» bassengmarginer (Fig. 2.12). Det oppstår dermed horisontale kompresjonsspenninger orientert parallelt med lagningen som komprimerer sedimentene horisontal retning. Den volumetriske kompresjonen leder så til synerese av de finkornede sedimentene som fremtvinger dannelsen av normalforkastninger (Cartwright og Dewhurst, 1998).

Også syneresehypotesen har møtt en del motstand, og flere argumenter som svekker teorien har blitt påpekt. For det første blir synerese som regel direkte koblet til smektittinnhold i sedimentene, mens den litologiske faciesen hvor PFS forekommer varierer fra smektittrik leirstein til nesten ren kalkstein (Hansen et al., 2004; Goult, 2008). Videre bygger syneresemodellen på at porevannet mellom leirpartiklene inneholder salter, noe som betyr at det elektrokjemiske miljøet ved avsetning vil være en viktig kontrollerende faktor ved synerese (Dewhurst et al., 1999). Imidlertid er det vist at saliniteten til porevannet varierer betraktelig mellom ulike sekvenser av PFS (Goult, 2008). I tillegg er polygonalforkastninger observert i lakustrine sedimenter i Lake Superior (Cartwright et al., 2004). Disse observasjonene tyder på at porevannets salinitet ikke er en primær faktor for utvikling av PFS. Det er også observert vekst av PFS i mesozoiske og kenozoiske sedimenter som har utviklet seg over millioner av år

ved pågående avsetning av sedimenter. Dette er også et argument mot syneresehypotesen ettersom den normalt fullføres over et kort tidsintervall, som i geologisk forstand ville vært øyeblikkelig (Goultly, 2008).

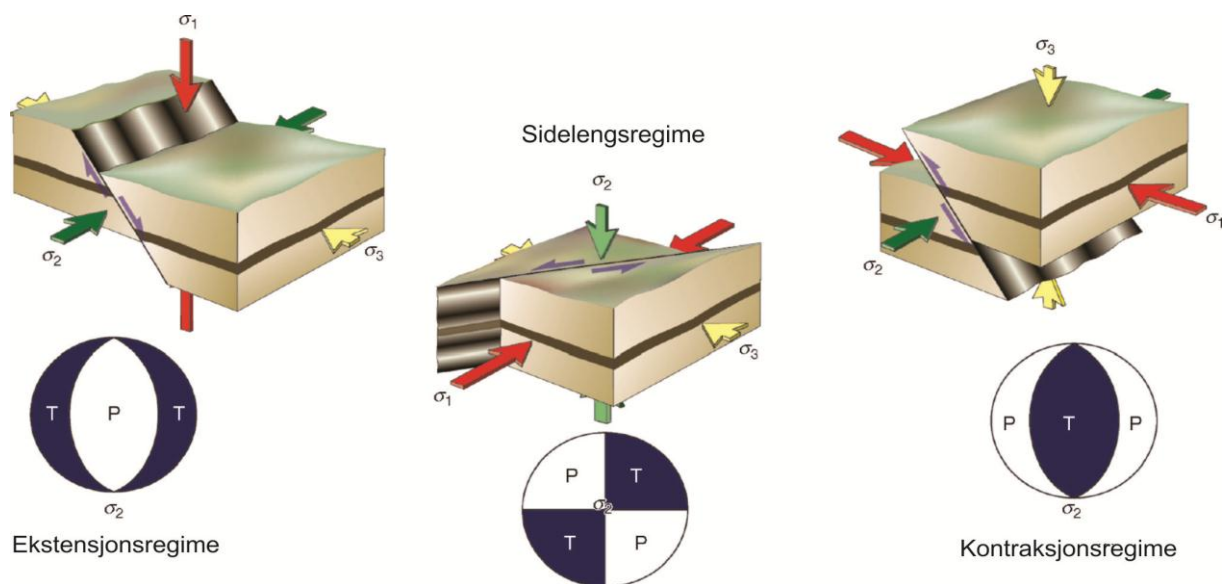


**Figur 2.12.** To alternative mekanismer for utvikling av et polygonalt forkastningssystem (modifisert fra Cartwright og Lonergan, 1996). (A) Vertikal komprimering blir akkomodert for av lateral ekstensjon i henhold til klassisk purskjær-deformasjon. (B) For kompresjon med sammentrekning, er systemet fastlåst. Lateral sammentrekning er da uttrykt ved ekstensjonsforkastninger, selv om det ikke er en regional ekstensjon

Den fjerde hypotesen fremhever at dannelsesmekanismen bak utvikling av PFS er påvirket av residualsikkerstyrken av de forkastede segmentene (Goultly, 2001). Residualsikkerstyrken til en litologi er bestemt av friksjonskoeffisienten langs en forkastningsoverflate etter at bergarten har gått i brudd og en slippflate er opprettet. Denne friksjonskoeffisienten langs forkastningsplanet er lavere enn friksjonskoeffisienten som beskriver den maksimale skjærstyrken til en litologi før den går i brudd. Denne teorien beskriver altså ikke hvordan brudd initieres, men forklarer hvordan den resterende friksjonskoeffisienten spiller en viktig rolle når det gjelder påfølgende forkastningsvekst (Goultly, 2008). Opprettelsen av et forkastningsplan kan skje ved inhomogeniteter i sedimentene, som skjellfragmenter, bioturbasjon eller

laterale variasjoner i litologi. I tillegg kan spenning relatert til jordskjelv være en påvirkende faktor (Gouly, 2008). Etter hvert som spranget langs forkastningsplanet øker, vil forkastningen propagere utover og vokse sammen med andre forkastninger til et polygonalt forkastningssystem (Gouly, 2008). Residualskjærstyrke-hypotesen bygger på Mohr-Coloumb-teorien, samt målinger av residualskjærstyrke fra laboratorium som viser at friksjonskoeffisienten i finkornede sedimenter ofte er svært lav (Gouly, 2001). Ideen er altså at noen sedimenter er så svake at brudd favoriseres fremfor en klassisk konsolidering ved begravning av sedimentene (Cartwright et al., 2003).

Residualskjærstyrke-modellen forklarer den tilfeldige orienteringen av strøkretninger og væskeunnsipping på følgende måte: Etter hvert som bevegelse langs forkastningsplanet finner sted, vil den horisontale bevegelseskomponenten medføre kompresjon av sedimentene. Det vil si at minste spenningsakse ( $\sigma_3$ ) øker og fremtvinger væskeunnsipping slik at den ekstra horisontale plassen som er nødvendig for bevegelse langs forkastningen blir kompensert for av en tilsvarende horisontal kompresjon. Ved pågående bevegelse langs forkastningsplanet vil etter hvert  $\sigma_3$  overskride  $\sigma_2$ , og minste spenningsakse endrer orientering. Det nye spenningsforhold vil så føre til bevegelse på en naboforkastning med ulik strøkretning (Gouly, 2001; Cartwright et al., 2003). Modellen er i tråd med Andersons forkastningsteori som sier at forkastningens strøkretning dannes ortogonalt på minste prinsipalspenningssakse under spenningsforhold der  $\sigma_1$  er vertikal (Fig. 2.13) (Anderson, 1951).



**Figur 2.13.** Relasjoner mellom spenningsforhold og forkastningsgeometri i henhold til Andersons forkastningsteori (modifisert fra Fossen og Gabrielsen, 2005).



Svakhetene ved denne hypotesen er blant annet problemene som oppstår ved sammenligning av parametere som er regnet ut basert på målinger fra laboratorium og tilsvarende parametere ved dannelse av PFS i naturen (Cartwright et al., 2003). Hele residuals-kjærstyrke-modellen bygger på to hovedparametere for sedimentene som gjennomgår deformasjon, nemlig friksjonskoeffisienten ( $\mu$ ), og forholdet mellom horisontal og vertikal effektiv spenning ( $K_0$ ). Verdiene av disse blir brukt for å forklare bruddvekst langs et allerede eksisterende forkastningsplan hvor residuals-kjærstyrke blir benyttet i utregningen fremfor maksimal skjærstyrke. Usikkerhet rundt validiteten av disse parameterne svekker naturlig nok modellens troverdighet (Cartwright et al., 2003). Videre gir ikke denne teorien noe svar på hvordan forkastningsplanet oppstår. Gouly (2008) foreslår som nevnt at differensiell kompresjon ved inhomogeniteter i sedimentene trolig spiller en nøkkelrolle i den sammenheng, mens Cartwright (2011) påpeker at det i så fall må en betydelig differensiell spenning til for at skjærsonen skal propagere videre etter initiering. Det er også usikkert om slike spenningstilstander som skal til for å danne skjærsoner kan oppstå på grunn av heterogenitet i leirrike sedimenter. Da er det mer vanlig at det for eksempel forekommer en avbøyning rundt gruskorn fremfor utvikling av en skjærson (Cartwright, 2011).

Enda en svakhet i residuals-kjærstyrke-modellen er påpekt av Cartwright et al. (2003): I klassisk Mohr-Coloumb-analyse av normalforkastninger, er fallvinkel nært knyttet til styrken av det forkastede medium og verdien av friksjonskoeffisienten. Problemet da er den moderate gjennomsnittlige fallvinkelen ( $45^\circ$ ) som (Gouly, 2001) benytter for å forsvare bruken av den eksepsjonelt lave friksjonskoeffisienten ( $\mu$ ) i denne modellen. Cartwright et al. (2003) slår fast at slike lave fallvinkler ikke er avgjørende for utvikling av PFS, og viser til et eksempel fra Vøringbassenget hvor aktive polygonalforkastninger nær havbunnen har et fall på  $60^\circ$ - $70^\circ$ . (Gouly, 2001) har heller ikke tatt høyde for avsetning av en sedimentær lagpakke på 1-2 km over polygonalforkastningene som ble studert. Slike overliggende mektigheter vil medføre kompresjon av den forkastede sekvensen, og fallvinklene vil minke etterhvert som sekvensen forkortes vertikalt (Cartwright et al., 2003).

Den siste og mest nylig foreslåtte hypotesen gir en enkel forklaring på dannelse av PFS. Hypotesen foreslår at diagenese av leirrike sedimenter, ved lave litostatiske spenningstilstander, kan føre til skjærbrudd (Cartwright, 2011). Teorien fokuserer på diagenese ved kjemiske prosesser i leirsekvenser og må ikke forveksles med mekaniske

prosesser, som for eksempel konsolidering (Shin et al., 2008; Cartwright, 2011). Eksperimentelle undersøkelser utført av Shin et al. (2008) viser at sammentrekning som følge av kornoppløsning på partikkelnivå kan skape et fall i det horisontale til vertikale spenningsforholdet slik at brudd initieres på makroskala. Cartwright (2011) foreslår blant annet diagenese av biogene silikater, hvor amorf opal (opal A) omdannes til kristobalitt og tridymitt (opal C/T), som en diagenteisk prosess som kan lede til skjærbrudd tidlig i avsetningshistorien. Grunne diagenteiske prosesser er et kjent fenomen som forekommer over store områder i finkornede sedimenter på kontinentalskråninger, også på den midt-norske marginen. (Brekke, 2000; Cartwright, 2011). Dette betyr at teorien med diagentisk induserte skjærbrudd potensielt kan anvendes til å forklare hvordan PFS dannes på en global skala (Cartwright, 2011).

### 3. Data og metoder

I dette kapitlet vil det bli gitt en oversikt over de seismiske dataene og kjernedata som er benyttet i denne studien. Kapitlet vil dessuten gi en generell gjennomgang av programvarer brukt i tolking av dataene og til fremstilling av figurer.

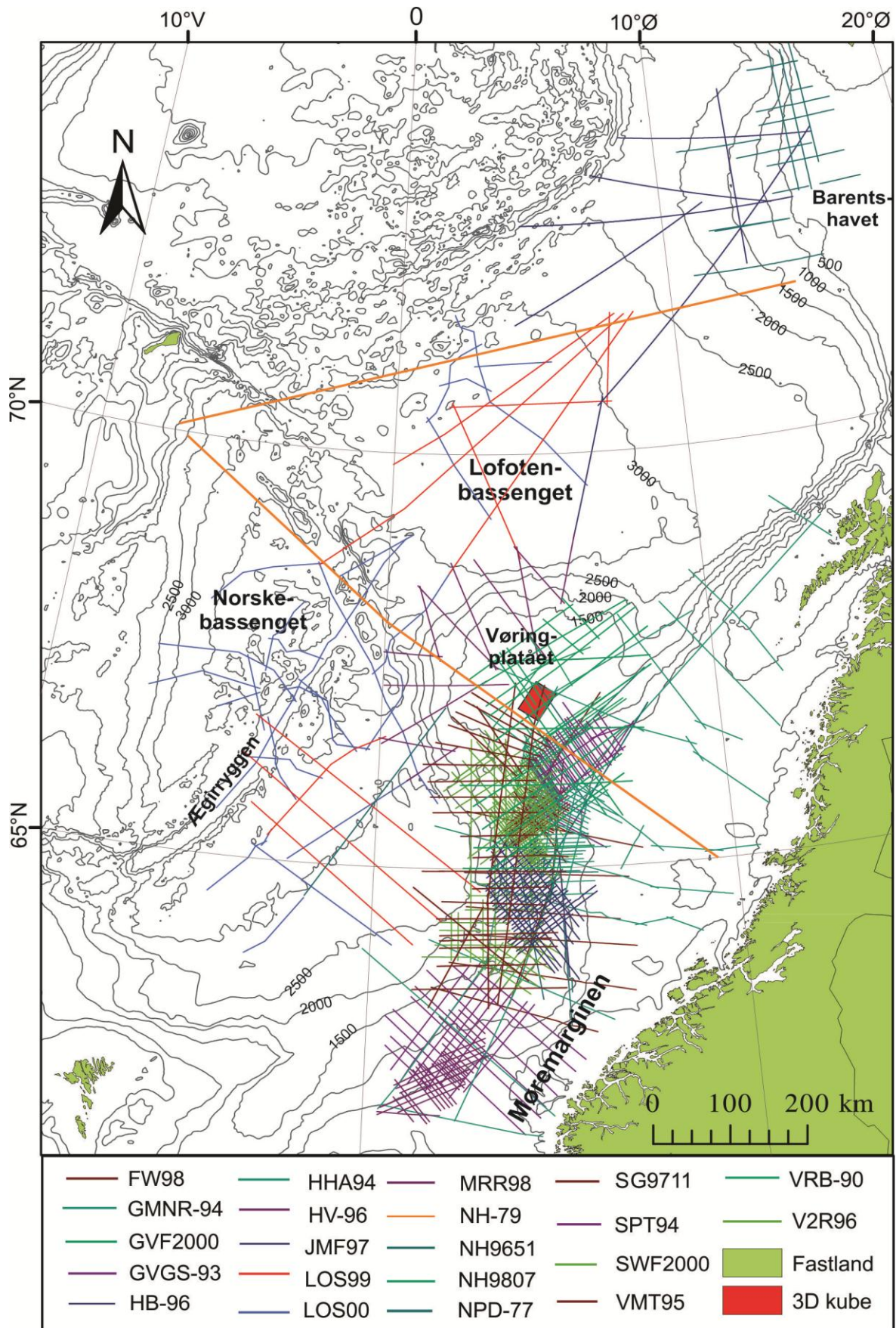
#### 3.1. Multikanals seismiske data

Datagrunnlaget for kartlegging og beskrivelse av polygonale forkastnings-systemer i denne studien består av en rekke regionale 2D multikanals seismiske datasett (Fig 3.1). For detaljbeskrivelse av PFS er også en 3D-kube fra Vøringplatået benyttet. 2D-datasettene er lokalisert i Lofotenbassenget, Norskebassenget og langs Norske-Barentshavsmarginen (Fig. 3.1). Tettheten av de tilgjengelige seismiske linjene varierer mye i studieområde. Dekningen er klart størst langs Vøring- og Møremarginen, mens den er nærmest fraværende lenger nord på Lofoten-Vesterålen marginen. Fem datasett er tilgjengelig fra Lofotenbassenget og Norskebassenget og disse gir en relativt god dekning av dyphavsbassengene.

Det har tidligere blitt utført en del stratigrafisk tolkning på de tilgjengelige 2D-profilene som er benyttet i denne studien (Tabell 3.1). Inndelingen av lagpakker i denne studien er i stor grad basert på dette arbeidet. Disse tolkningene har blitt kontrollert og korrelert mot tilgjengelig kjernedata.

**Tabell 3.1:** Oversikt over datasett som er benyttet i denne studien med kildehenvisning til tolkning som er utført i tidligere studier.

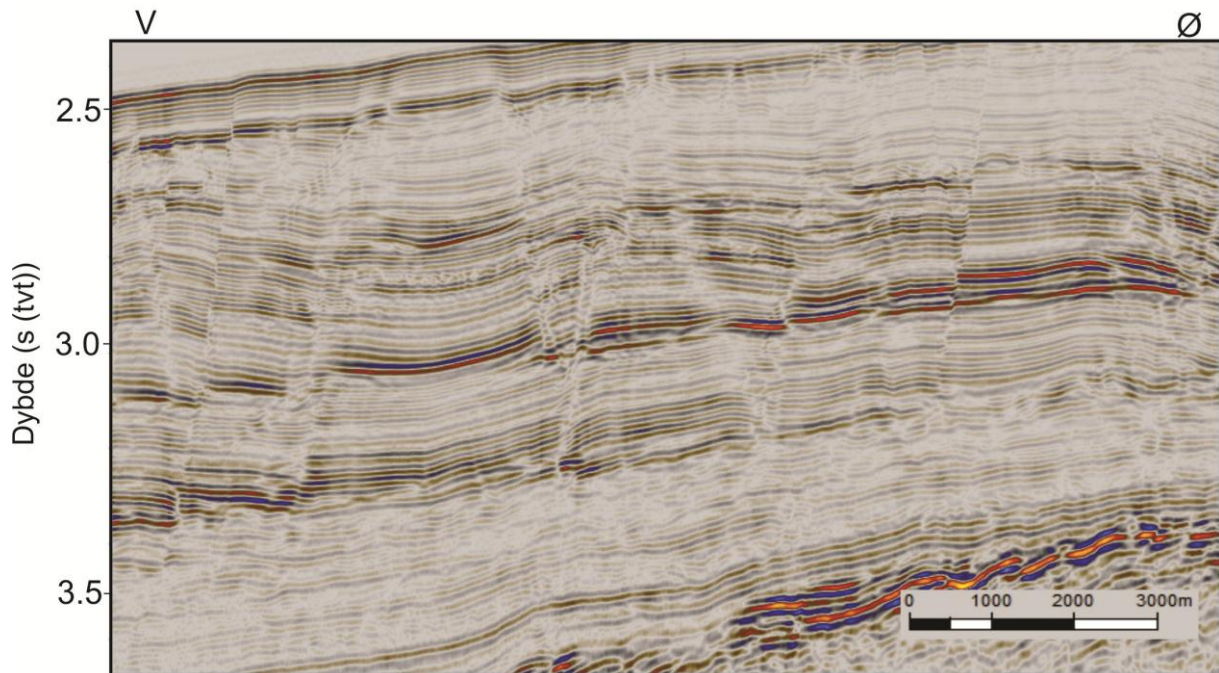
Datasett			Lokalitet	Analysert av
NPD-HV-96 NPD-LOS-00 NPD-LOS-99			Norskebassenget	Andreassen (2010)
HB-96 NPD-77	NPD-LOS-00 NPD-LOS-99		Lofotenbassenget	Lindstrøm (2013)
FW98 GMNR-94 GVGS-93 GVF2000 HHA94	HV-96 JMF97 NH9807 SG9711	SWF2000 VMT95 VRB-90 V2R96	Vøringplatået	Kollsgård (2010) og Håland (2012)
MRR98 SPT94			Møremarginen	Wallsten (2012)



**Figur 3.1.** Oversikt over tilgjengelige seismiske data for dette studiet. Batymetriske konturintervall er gitt i meter.



De seismiske dataene ble gjort tilgjengelig for studien ferdig prosesserte. Imidlertid er de ulike parameterne som er benyttet i prosesseringen ikke gjort tilgjengelig. Datakvaliteten på de seismiske profilene er generelt av middels til svært god kvalitet (Fig. 3.2). Spesielt god kvalitet er det på seismikken langs Vøring- og Møremarginen.



**Figur 3.2.** Eksempel på typisk datakvalitet i studieområdet, i dette tilfelle fra Vøringplatået.

### ***3.2. Seismisk oppløsning***

Oppløsning er definert som evnen til å skille mellom objekter (Sheriff, 1992). I seismiske data definerer seismisk oppløsning de minste strukturelle elementene som kan identifiseres i et seismisk profil. Det betyr at avstanden mellom strukturer som tolkes må være større enn den gjeldende oppløsningen på de seismiske dataene. Det blir skilt mellom vertikal og horisontal oppløsning.

#### *Vertikal oppløsning*

Vertikal oppløsning bestemmer hvor stor den vertikale avstanden mellom to reflektorer må være for at det er mulig å skille dem fra hverandre i det seismiske profilet (Sheriff, 1992). Den vertikale oppløsningen blir basert på bølgelengden på den seismiske pulsen som blir registrert i hydrofonen. Maksimum oppløsning er definert som mellom  $1/4$  og  $1/8$  av pulsens dominerende bølgelengde (Kearey et al., 2002).

Dersom den dominerende frekvensen i en seismisk undersøkelse for eksempel er 50 Hz, og denne bølgen sprer seg i sedimenter med en hastighet på 2 km/s, vil den dominerende bølgelengden ( $\lambda$ ) være gitt ved ligningen:

$$3.1). \quad \lambda = \frac{v}{f} = \frac{2000m/s}{50s^{-1}} = 40m,$$

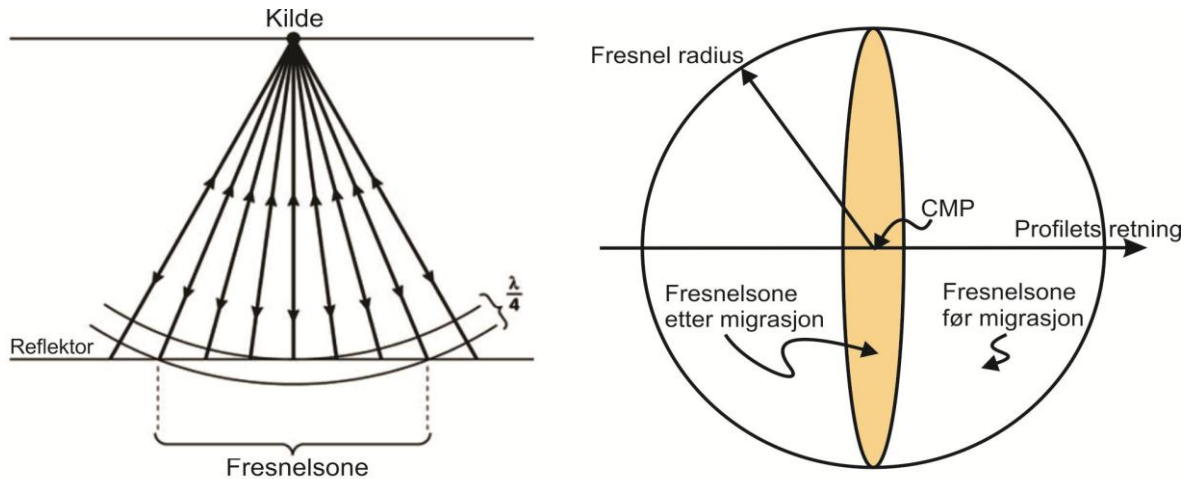
hvor  $v$  er bølgens hastighet og  $f$  er frekvensen. Siden maksimum vertikal oppløsning er gitt ved  $\lambda/4$ , gir dette eksempelet en maksimum seismisk oppløsning på 10 meter. I dette tilfelle må de geologiske strukturene overskride ti meter hvis de skal kunne gjenkjennes i et seismisk snitt.

Når seismiske bølger propagerer dypere i jordskorpen minsker den dominante frekvensen grunnet tap av energi ved absorpsjon. Videre vil bølgehastigheten fortsette å øke ettersom sedimentene er mer kompakt jo dypere bølgen penetrerer (Kearey et al., 2002). Av ligning 3.1 ser man da at lavere frekvens og økt bølgehastighet vil bidra til en økning i bølgelengde, noe som betyr at den vertikale oppløsningen blir dårligere med økende dyp. I tidligere studier er den vertikale oppløsningen i studieområdet beregnet for to dybdeintervaller i de ulike delene av studieområdet (Tabell 3.2). Her kommer det frem at oppløsningen i de kenozoiske sedimentene i hovedsak varierer fra rundt 6 m til 15 m.

### *Horisontal oppløsning*

Den absolutte grensen for oppnåelig horisontal oppløsning er basert på prosessen ved refleksjon av bølger. Denne grensen er definert av bredden på fresnelsonen, som er sirkulær og representerer den delen av en reflektor hvor energi blir reflektert tilbake til mottakeren innenfor  $1/4 \lambda$  (Fig. 3.4 a). Avstander som er mindre enn dette kan ikke bli identifisert individuelt (Sheriff, 1992; Kearey et al., 2002).

Som nevnt vil den akustiske hastigheten øke og den dominerende frekvensen avta når en seismisk bølge propagerer nedover i jordskorpen. Av Ligning 3.1 er det derfor tydelig at Fresnel sonen vil øke med dybde, ettersom den er relatert til bølgelengde. Dermed vil også den horisontale oppløsningen reduseres med økt dybde. Den horisontale oppløsningen på de seismiske dataene som er studert i denne studien er vist i Tabell 3.2.

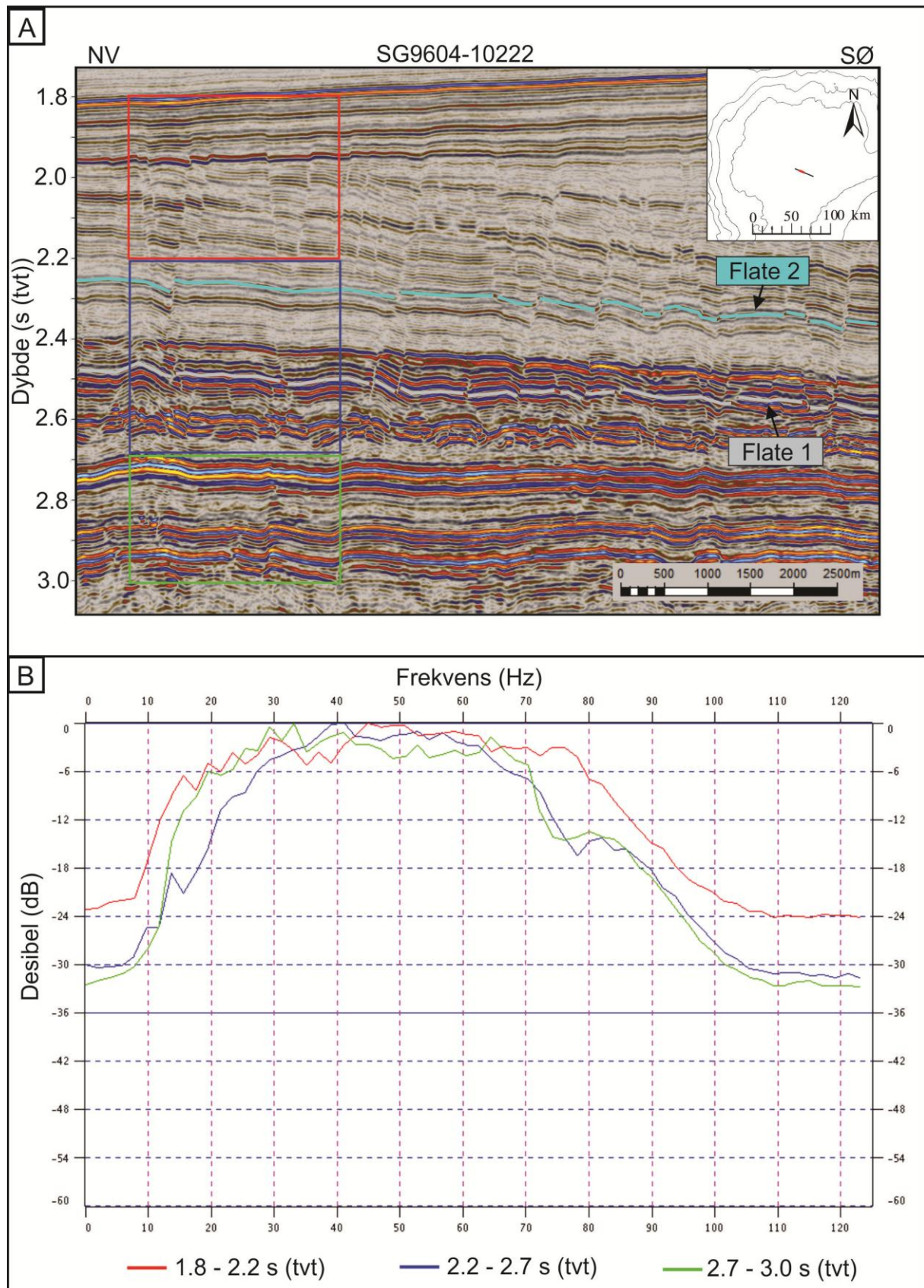


**Fig 3.4.** A) Den delen av en reflektor hvor energi reflekteres tilbake til mottakeren innen en halv bølgelengdesyklus er kjent som fresnelsonen (modifisert fra Kearey et al., 2002). B) Ved migrasjon av 2D seismiske data endres fresnelsonens størrelse og form (modifisert fra Lindsey, 1989).

Migrasjonsprosesser bidrar til å redusere fresnelsonen og forbedrer den horisontale oppløsningen. Før migrasjon er fresnelsonen gitt ved  $v(t/f)^{1/2}$  ( $t=tv_t$ ), og for perfekt migrerte data er den  $\lambda/4$  (Brown, 2004). Ved migrering av 2D-data vil fresnelsonen krympe i langs retningen av det seismiske profilet, og gir da en elliptisk postmigrert fresnelzone (Fig. 3.4 b). Dette betyr at orienteringen på det seismiske profilet kan være avgjørende for om laterale variasjoner kan identifiseres. Ved bruk av 3D-data vil sonen krympe i alle retninger og dette problemet unngås (Lindsey, 1989).

En frekvensanalyse har blitt utført i dette studiet for å beregne oppløsningen på det tilgjengelige 3D-datasettet. Analysen har blitt gjort i tre ulike intervaller for å illustrere hvordan oppløsningen endrer seg med dyp (Fig. 3.5). Ved å benytte en estimert gjennomsnittlig hastighet i Vøringbassenget på 1.7 km/s (se kapittel 4.3.1), kan den seismiske oppløsningen på 3D-datasettet beregnes. I det grunneste intervallet (1.8-2.2 s ( $tv_t$ )) er den dominerende frekvensen på rundt 55 Hz (Fig. 3.5). Denne frekvens gir en oppløsning på 7.7 m. Det midterste intervallet (2.2-2.7 s ( $tv_t$ )) inneholder begge flatene som er tolket i dette studiet, og er derfor spesielt interessant (Fig. 2.5a). Den dominerende frekvensen i dette intervallet er på ca. 50 Hz (Fig. 3.5b), og oppløsningen blir da 8.5 m. Dette betyr at strukturer, som for eksempel forkastningsprang, mindre enn 8.5 m ikke kan identifiseres på disse flatene. Den dominerende frekvensen på det dypeste intervallet (2.7-3.0) er ca. 45 Hz, og oppløsningen i denne sekvensen blir da på 9.4 meter.





**Figur 3.5.** A) Frekvensanalyse er utført på tre tidsintervaller i kenozoiske sedimenter fra 3D-kuben. B) Den dominerende frekvensen i de ulike intervallene er estimert til 55 Hz (rød linje), 50Hz (blå linje) og 45 Hz (grønn linje).

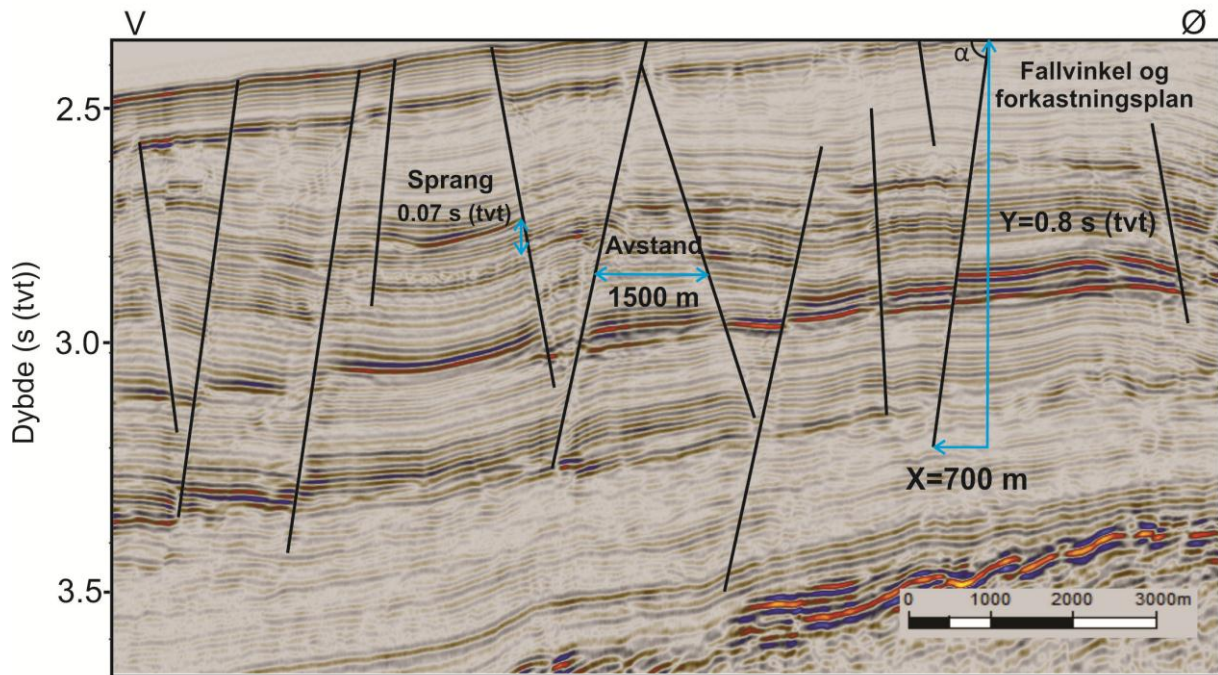
**Tabell 3.2.** Vertikal og horisontal oppløsning for to dybdeintervaller på ulike lokaliteter i 2D-datasettene.

Lokalitet	Dyp (s (tvt))	Vertikal oppløsning (m)	Horisontal Oppløsning (m)	Kilde
Norskebassenget	4,0 – 5,0	8,5	8,5	Andreassen (2010)
	5,0 – 6,0	15,0	15,0	
Lofotenbassenget	4,2 -5,0	5,8	5,8	Lindstrøm (2013)
	5,0 – 5,8	10,1	10,1	
Vøringplataet	3,4 – 3,8	8,6	8,6	Håland (2012)
	3,8 – 4,4	11,2	11,2	
Møremarginen	2,4 – 3,0	9,4	9,4	Wallsten (2012)
	3,6 – 4,2	12,2	12,2	

### 3.3. Tolkningsprosedyre

I 2D-datasettene har det blitt lagt vekt på strukturell analyse som består av beregning av sprang, fallvinkel, og horisontal avstand mellom forkastninger (f. eks. Hansen et al., 2004; Ding et al., 2013). Utregningene er gjort ved hjelp av en linjalfunksjon i tolkeprogrammet Petrel v.2013 som måler avstanden mellom to valgte punkter. Siden x-aksen i det seismiske profilet gitt i distanse, mens y-aksen er gitt i tid, må sekunder konverteres til meter.

Det blir antatt at polygonalforkastninger vokser fra et nukleasjonspunkt ettersom spranget til polygonalforkastninger varierer langs forkastningsplanet (f. eks. Cartwright et al., 2003). Den største sprangverdien er da lokalisert sentralt på forkastningsplanet, og det er denne verdien som er estimert i analysen (Fig. 3.6). Avstanden mellom forkastningsplan er også beregnet sentralt på forkastningsplan fordi fallretningen gjerne varierer i lagrekken (Fig. 3.6). Siden beregning av avstand mellom forkastninger ikke krever noen form for utregninger, er et større antall forkastninger inkludert i denne statistikken. Fall og lengde på forkastningsplan er regnet ut ved hjelp av geometriske relasjoner for en rettvinklet trekant (Fig. 3.6). Alle målinger er så satt i system ved hjelp av stolpediagrammer som viser generelle trender i de statiske dataene.



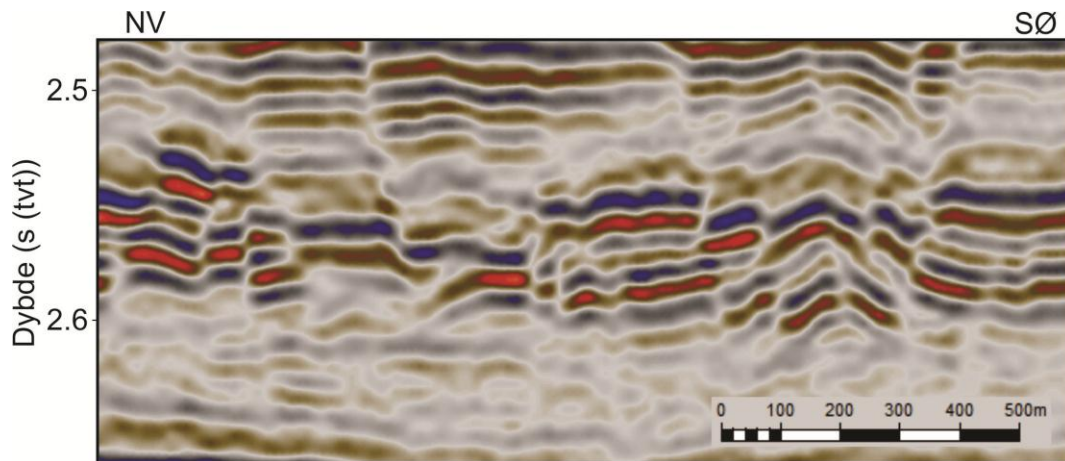
**Figur 3.6.** Sprang, fallvinkel og avstand mellom forkastningsplan er karakterisert og kvantifisert på 2D datasettene.

De 2D-seismiske datasettene har også blitt brukt til å identifisere hvordan regionale trendendringer, som for eksempel endring i sedimentenes helningsgradient, påvirker forkastningenes fallretning. Som hjelpemiddel for disse analysene har variansattributten «variance (edge method)» blitt benyttet for lettere å identifisere forkastningsplanene. Attributtens funksjon er at den isolerer diskontinuiteter i den horisontale kontinuiteten av en amplitudeverdi, noe som gir et klart utslag ved tilstedeværelse av forkastninger (Schlumberger, 2010).

I den analyserte 3D-kuben, som er lokalisert på Vøringplatået, er det lagt vekt på både stratigrafisk og strukturell analyse. Her har det blitt utført tolkning av flere horisonter for å få frem den karakteristiske polygonale planformen. Tolkningen har blitt utført både manuelt og ved hjelp av «2D tracking» avhengig av hvor kontinuerlig reflektoren som tolkes er. Ved kompleks geologi har tolkningen blitt utført manuelt på annenhver seismisk linje før det har blitt utført «3D tracking» med påfølgende konstruksjon av en flate. Ved «3D tracking» utfører programmet en automatisk tolkning av alle mellomliggende seismiske profiler basert på den manuelle tolkningen som alt er utført. Denne automatiske tolkningen skjer både i krysslinjeplanet og i innlinjeplanet. Horisonter som er mindre påvirket av forkastninger har blitt tolket med noe lavere tetthet før «3D tracking» ble utført.



Selv om det er generelt god seismisk kvalitet på 3D-kuben, er geologien til tider kompleks i de forkastede områdene (Fig. 3.7). Dette kan medføre noe usikkerhet med tanke på regional tolkning av reflektorer. «3D tracking» av slike komplekse strukturer må utføres med varsomhet (høy «seed confidence») og kontrolleres nøye etterpå.



**Figur 3.7.** Eksempel fra 3D-datasettet på Vøringplatået som viser en sterk forkastet sekvens.

I 3D-kuben er det blitt tolket to flater på ulike dybdenivåer i sekvenser med PFS og det er blitt gjort en detaljert studie av disse forkastningene. Den detaljerte studien innebærer blant annet undersøkelse av strøktrender, form på polygonene, eventuelle forseglinger (isolering av polygoner) eller migrasjonsruter (rampestrukturer) og sammenligning av horisontene. Strøkdatabene er presentert i rosedigram som er generert ved hjelp av (YoungTechnology, 2014).

For å gi en best mulig visuell oversikt av 3D-kuben og de genererte flatene er det blitt konstruert en varianskube som tolkningsverktøy. Videre er det blitt benyttet både varians- og RMS-attributter på de konstruerte overflatene. Hensikten med disse attributtene er å gjøre det lettere å visualisere de polygonale forkastningene i planform.

### **3.4. Kjernerdata**

Kjernerdata er benyttet for å gi informasjon om litologisk sammensetning og alder til lagpakke som er definert i de seismiske profilene. Disse dataene er innsamlet i forbindelse med Ocean Drilling Program (ODP) og Deep Sea Drilling Project (DSDP), samt HK leteaktivitet (Fig. 3.7). Flere kjernekorreleringer har blitt gjort i tidligere arbeider (Andreassen, 2010; Håland, 2012; Lindstrøm, 2013), og denne studien bygger i hovedsak på disse. I Mørebasenget er det ikke tilgjengelige kjernerdata, men ved blant

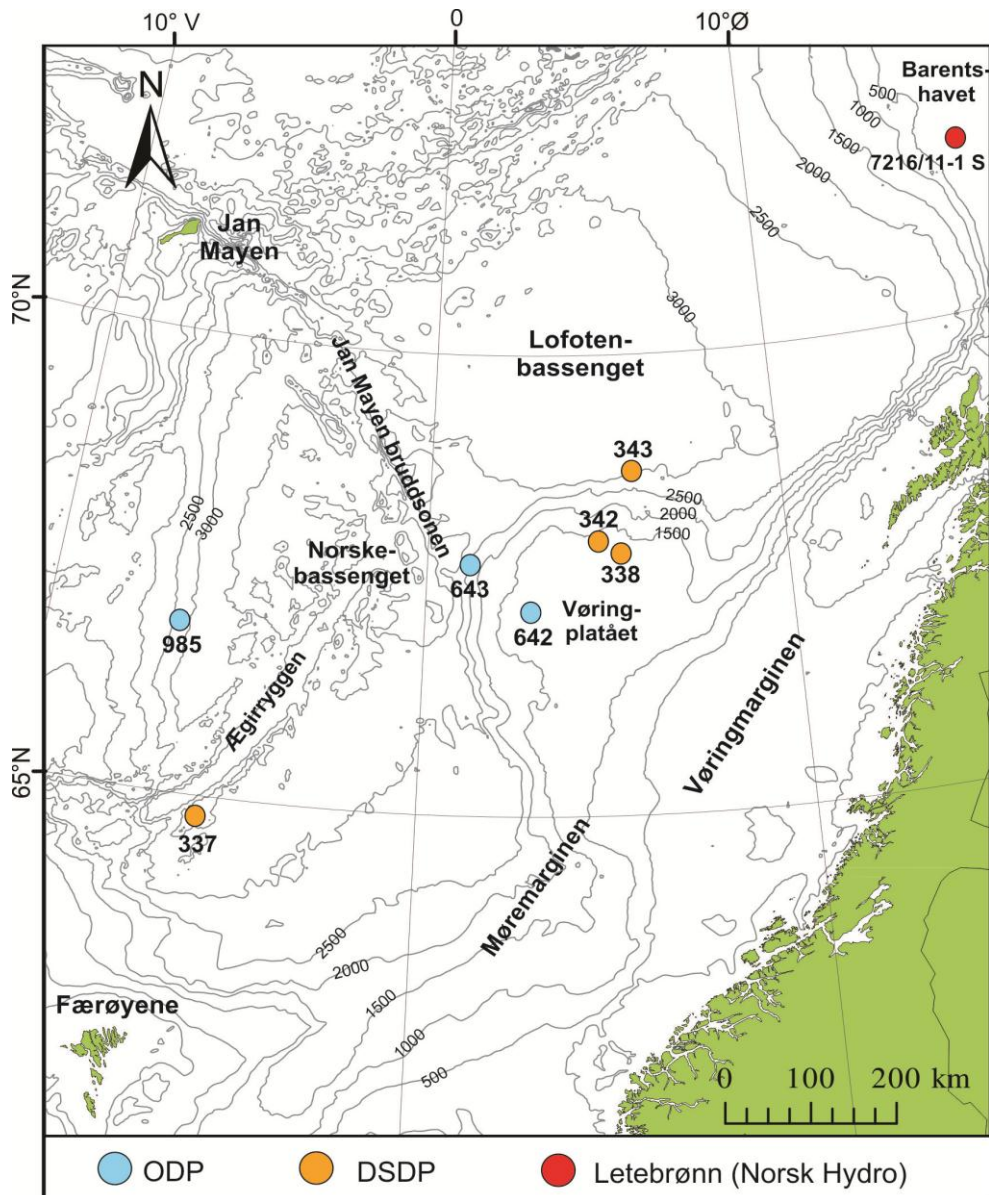
annet korrelering av reflektorer fra Vøringbassenget, er det blitt opprettet et stratigrafisk rammeverk for dette bassenget også (Wallsten, 2012).

Alderen på plio-pleistocen-grensen har relativt nylig blitt endret fra 1.8 til 2.6 millioner år (Gibbard et al., 2010). Dette medfører visse utfordringer med tanke på korrelering av kjernedata publisert i eldre artikler. Bunn pleistocen, som nå markerer overgangen til perioden med intensivert glasial påvirkning (f. eks. Eidvin et al., 2014), er en inkonformitet som er godt definert i stort sett hele studieområdet. Aldersforskyvningen fører dermed til at åpenbar glasial litologi, som i eldre litteratur er av plio-pleistocen alder, er korrigeret til pleistocen før den er korrelert med de seismiske dataene.

Selve korreleringen utføres ved at dypet, som på det seismiske profilet er gitt i s(tvt), konverteres til meter. For å gjøre dette må intervallhastigheten i sedimentene anslås. Denne hastigheten beregnes som gjennomsnittsverdier, enten av hele den kenozoiske sekvensen, eller ved at gjennomsnittlig hastighet beregnes for hver identifisert seismisk enhet. Etter dybdekonvertering av profilet, tilpasses dette så godt det lar seg gjøre med kjernedataene. I utgangspunktet antas det at regionale seismiske reflektorer kan identifiseres i loggen som endring av bulk tetthet eller akustisk hastighet i sedimentene. Dette betyr at litologiske grenseflater i loggen samsvarer med seismiske faciesendringer på profilet. Imidlertid er det viktig å påpeke at dette ikke alltid er tilfelle, og i tillegg kan den litologiske endringen i kjernen være lokal rundt kjernelokasjonen og ikke representere en regional grenseflate. Avstand mellom kjerne og profil kan også spille en stor rolle da den geologiske settingen kan endres over relativt korte avstander.

**Tabell 3.3.** Oversikt over kjernedata som er brukt for korrelering mot det seismiske datasett.

Brønn/kjerne		Lokalitet	Korrelert av
ODP 337		Norskebassenget	Utført i denne studien
ODP 985		Norskebassenget	Andreassen (2010)
DSDP 343	7216/11-1 S	Lofotenbassenget	Lindstrøm (2013)
DSDP 338	ODP 642	Vøringplataet	Håland (2012)
DSDP 342	ODP 643		



**Figur 3.7.** Oversikt over kjerne lokasjoner som er tilgjengelig i denne studien. Batymetriske konturintervall er gitt i meter.

### 3.5. Programvare

*Petrel v.2013*

For tolking og analyse av de seismiske dataene i denne oppgaven er tolkeprogrammet Petrel benyttet. Petrel er utviklet av Schlumberger AS og brukes i forbindelse med tolkning og modellering av seismiske data. Tolkningsprogrammet er i hovedsak utviklet for petroleumsindustrien for visualisering av geologiske strukturer og stratigrafi, samt modellering av undergrunnen.

Det finnes mange applikasjoner i Petrel som kan benyttes ved tolking og modellering av seismiske data. I denne studien er det for eksempel blitt benyttet hjelpemidler som 2D- og 3D- «tracking», varians, ghost og målestokkfunksjoner. Videre

er flateattributtene «RMS amplitude» og «Extract value» brukt for å bedre visualisering av forkastningsspor på konstruerte flater. I dette studiet har alle figurer fra Petrel blitt eksportert og deretter redigert i Coreldraw.

#### *Corel Draw X5*

Corel Draw er utviklet av Corel Corporation og er et vektorbasert tegneprogram som er benyttet til å redigere figurer i denne studien. Etter utvalgte figurer fra publiserte artikler er importert til programmet, er disse blitt modifisert enten ved å legge til ny eller redigere gammel informasjon. Videre er kart, eksportert fra ArcGis eller GeoMapApp, samt seismiske profiler fra Petrel redigert ved hjelp av CorelDraw.

#### *ArcGis 10.1*

ArcGIs er et dataprogram som er utviklet av Environmental Systems Research Institute (ESRI) som benyttes til å lage, dele og behandle geografiske data og kart. Kart fra dette programmet kan enkelt tillegges applikasjoner som bredde- og lengdegrader, målestokk og himmelretning. I dette studiet har også kulturelle data blitt implementert i kartfremstillinger. Eksempler på dette er lokasjon av kjernedata og seismiske data. Kartene er siden eksportert til CorelDraw og modifisert videre. I denne studien er programmet blitt benyttet for å generere både oversiktskart og batymetriske kart.

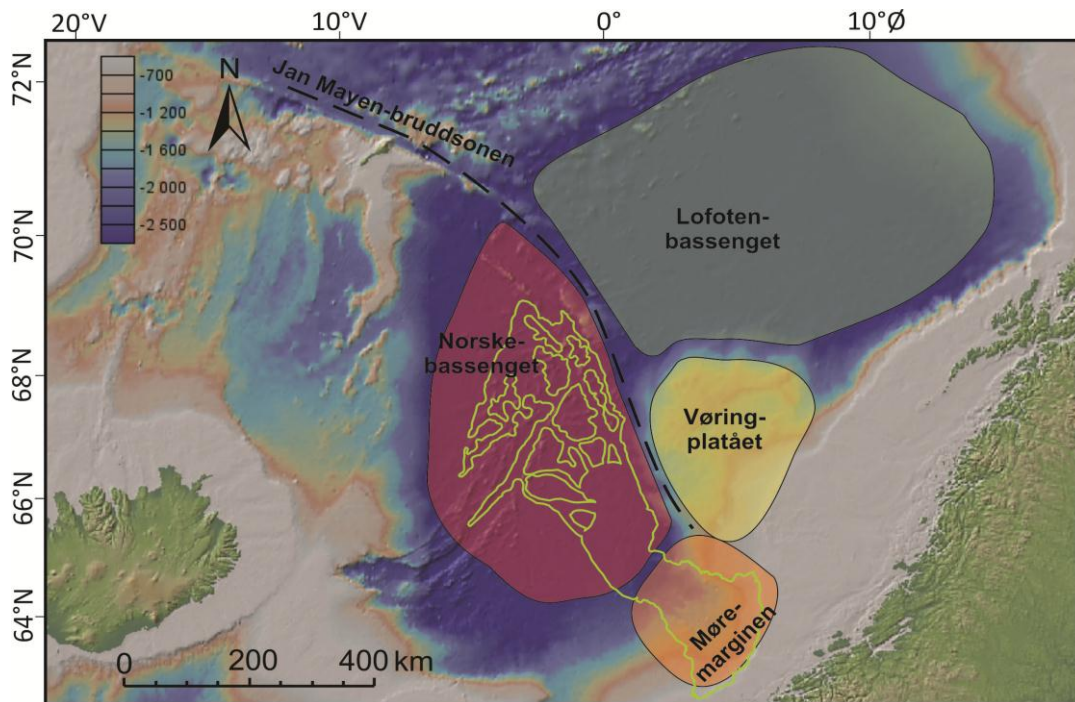
#### *GeoMapApp v.3.3.9*

Dette programmet er en visualiseringsapplikasjon utviklet av Marine Geoscience Data System (MGDS) ved Lamont-Doherty Earth Observatory. Dette programmet gir tilgang til høyoppløselige topografiske og batymetriske data. Programmet er blant annet brukt for å vise ulike dybdeforhold og morfologiske trekk i studieområde. Ytterligere informasjon er blitt tilført på kartene ved å eksportere dataene til CorelDraw.



## 4. Resultater

Dette kapittelet presenterer resultatet fra tolkninger, observasjoner og målinger som er utført på de tilgjengelige 2D- og 3D-datasettene. Siden PFS forekommer i flere ulike bassenger, er studieområdet delt opp i regioner som vil bli analysert hver for seg. Disse regionene er Norskebassenget, Lofotenbassenget, Møremarginen og Vøringplatået (Fig. 4.1).



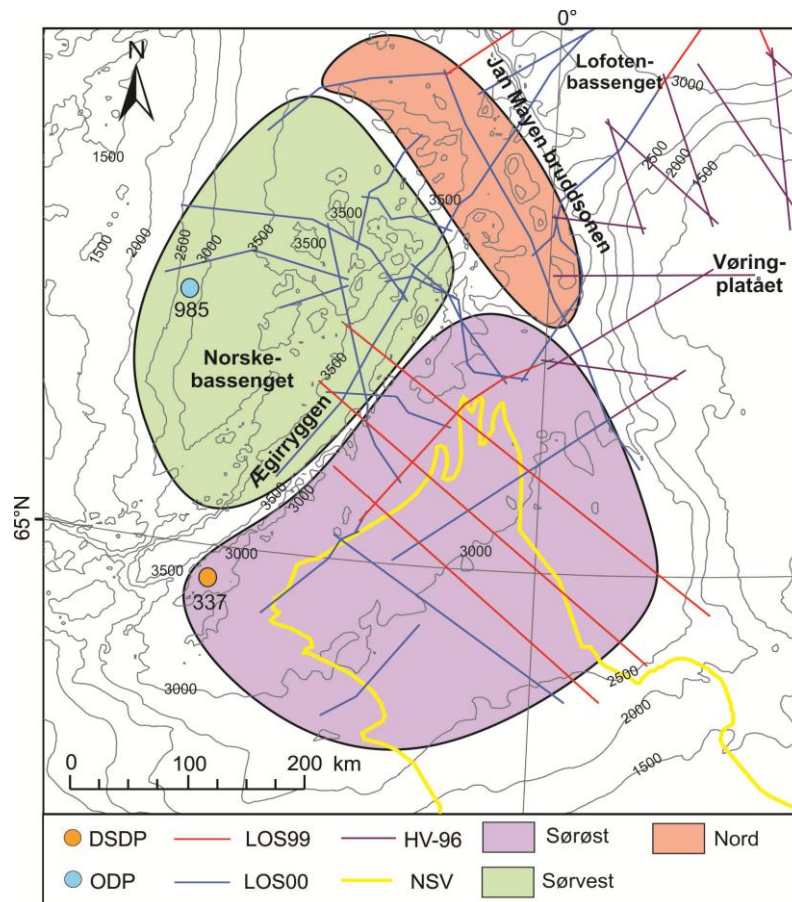
**Figur 4.1.** Oversikt over de ulike regionene som er studert. Storeggaskredet er markert med grønn strek.

### 4.1. Norskebassenget

Sedimentene i Norskebassenget er avsatt på en svært ujevn havbunnskorpe, som fører til betydelige variasjoner i sedimentmektigheter avhengig av om sedimentene er avsatt over en batymetrisk forhøyning eller en forsenkning. Hastighetsanalyser av disse kenozoiske sedimentene gir en gjennomsnittlig hastighet på rundt 2,2 km/s. (Olafsson et al., 1992; Breivik et al., 2006; Hjelstuen og Andreassen, 2014). Den kenozoiske lagpakken er mektigst øst for Ægirryggen (Fig. 4.2), der maksimal mektighet er opp mot 2.2 s (tvt) (2400 m). Lagpakken tynner ut over Ægirryggen hvor den i enkelte områder er fraværende. Vest for den utdødde sprederyggen er den kenozoiske lagpakken opp mot 1.9 s (tvt) (2100 m) mektig.

En oversikt over 2D-seismiske datasett som er brukt for å kartlegge de polygonale forkastningene i Norskebassenget er vist sammen tilgjengelig kjernedata i Figur 4.2. På grunn av Norskebassengets stratigrafiske og strukturelle utforming er

bassenget inndelt i tre provinser som viser ulike karakteristiske særtrekk (Fig. 4.2). Inndelingen er hovedsakelig basert på ulike strukturelle fremtoning til polygonalforkastningene, geologiske barrierer og variasjoner i seismiske enheter.



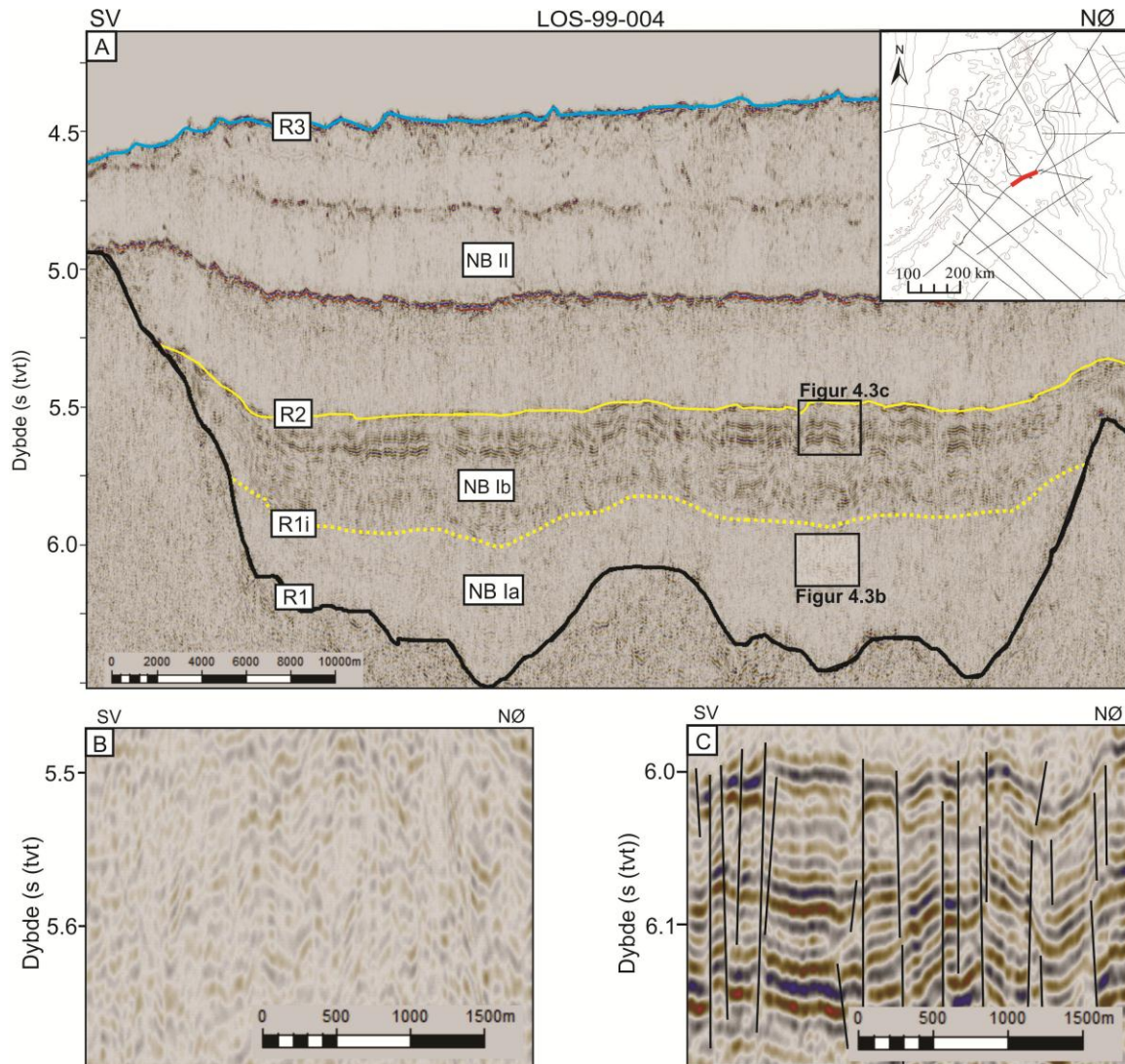
**Figur 4.2.** Oversikt over 2D-seismiske datasett (linjer) og kjernedata (sirkler) fra Norskebassenget. De fargede områdene markerer ulike provinser og den gule linjen markerer Nordsjøviften (NSV). Batymetriske konturintervall er gitt i meter.

#### 4.1.1. Seismiske enheter

I Norskebassenget er det identifisert to hovedenheter i de kenozoiske sedimentene, Norskebassengets Enhet NB I og Enhet NB II (Fig. 4.3a). Basert på en endring i seismisk facies internt i Enhet NB I som er observert over store deler av bassenget, deles denne enheten videre i to underenheter, Enhet NB Ia og Enhet NB Ib (Fig. 4.3a). Tolkning av reflektorer i Norskebassenget er, som nevnt i Kapittel 3, basert på Andreassen (2010).

##### *Enhet NB Ia*

Enhet NB Ia har en nedre avgrensning mot Reflektor R1 som representerer overgangen til havbunnskorpen. Enhet NB Ia er dermed den eldste sedimentære enheten som er identifisert i Norskebassenget. Enheten har en øvre grense mot Enhet NB Ib, markert av Reflektor R1i (Fig. 4.3a).



**Figur. 4.3.** A) Tolkede enheter (NB Ia–NB II) og reflektorer (R1–R3) i Norskebassenget. Det seismiske profilet er lokalisert øst for Ægirryggen og er markert med rød linje i kartet øverst til høyre. B) Transparent karakter i Enhet NB Ia. C) Polygonale forkastninger som bryter de parallelle reflektorene i Enhet NB Ia.

Mektigheten av NB Ia øker generelt jevnt vestover i Norskebassenget fra et minimum i øst, mot den største mektigheten i nordvest hvor den er opp mot 1.4 s (tvf) (1360 m). I områder med markerte forhøyninger av havbunnskorpen, som ved Ægirryggen, er enheten som regel svært tynn eller fraværende. Lagningen i Enhet NB Ia gjenspeiler også til en viss grad den ujevne havbunnskorpen (Fig. 4.5a).

I den sørøstlige provinsen (Fig. 4.2) kjennetegnes NB Ia av at lagpakken i stor grad er akustisk transparent og har få, eller ingen identifiserbare reflektorer (Fig. 4.3b). Disse karakteristikkene medfører at tydelige polygonalforkastninger bare er observert lokalt i områder med høyamplitude refleksjoner. I den sørvestlige provinsen av Norskebassenget (Fig. 4.2), endres den akustiske karakteren til NB Ia noe. I dette området er det observert flere refleksjoner som til en viss grad er parallelle, og



reflektorenes amplitude er kraftigere enn i den østre provinsen (Fig 4.4c). Selv om reflektorene har en generell parallell trend, bærer de imidlertid tydelig preg av å være sterkt forkastet i stort sett hele området. I den nordlige provinsen, lokalisert sør for Jan Mayen bruddsonen (Fig. 4.2), er Enhet NB Ia karakterisert av parallelle reflektorer med middels amplitude som blir brutt av relativt få polygonalforkastninger med forkastningsplan  $>1000$  m (Fig. 4.5 a og b).

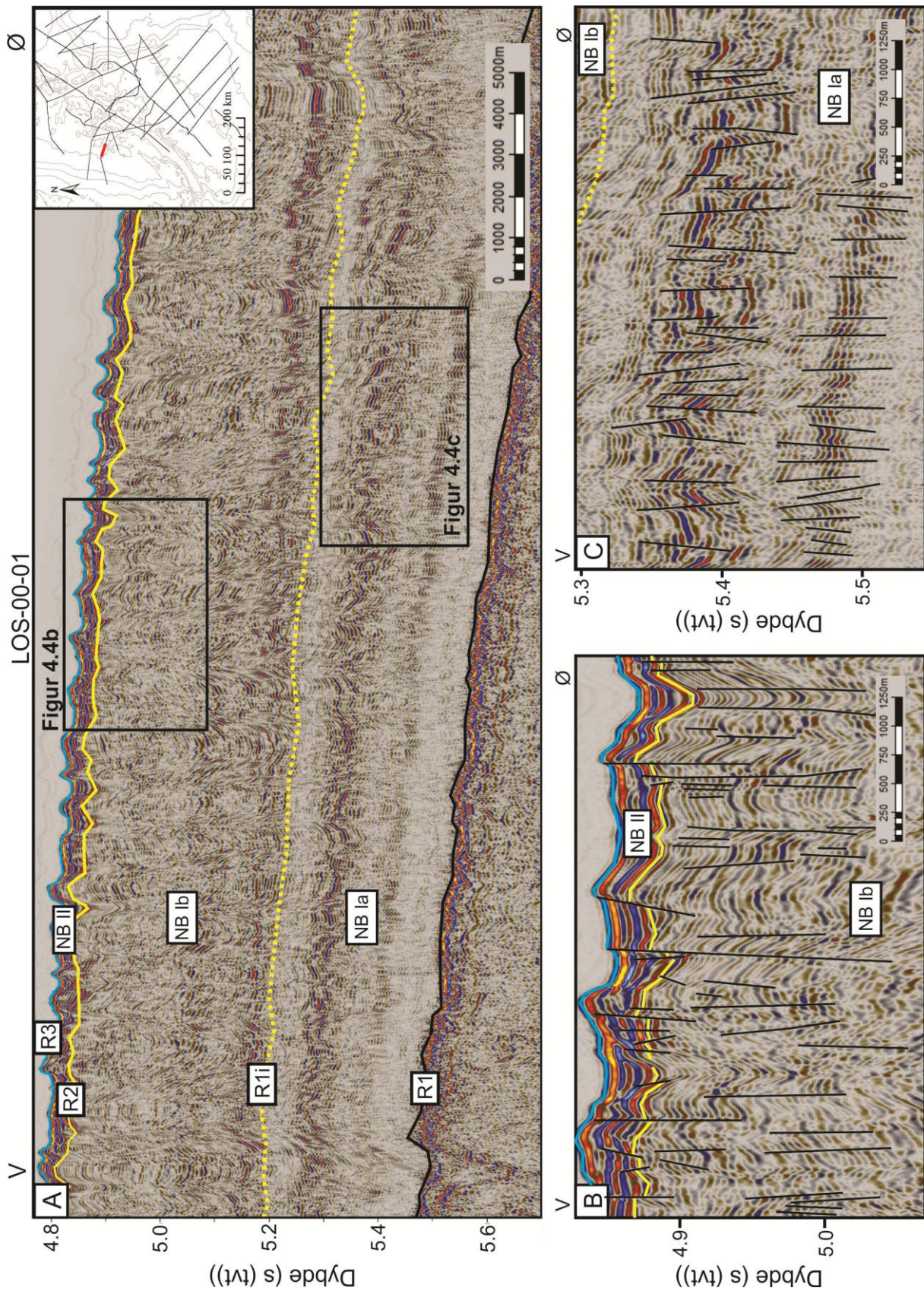
#### *Enhet NB Ib*

Enhet NB Ib har hovedsakelig en nedre avgrensning mot Reflektor R1i, men i områder hvor Enhet NB Ia er fraværende er Enhet NB Ib avgrenset av havbunnskorpen (Reflektor R1). Den øvre grenseflaten til Enhet NB Ib er definert av overgangen til Enhet NB II, som er representert av Reflektor R2 (Fig 4.3a).

Enhet NB Ib er karakterisert av reflektorer med middels til høy amplitude i hele Norskebassenget. Refleksjonene er hovedsakelig parallelle, men det store antallet forkastninger gir Enhet NB Ib et diskontinuerlig preg (Fig. 4.3c, 4.4b og 4.5c). Når det gjelder mektigheten av Enhet NB Ib, varierer denne generelt mellom 0.3 og 0.5 s (tvt) (330-550 m). Over lokale forhøyninger i havbunnskorpen er imidlertid enheten tynnere eller helt fraværende.

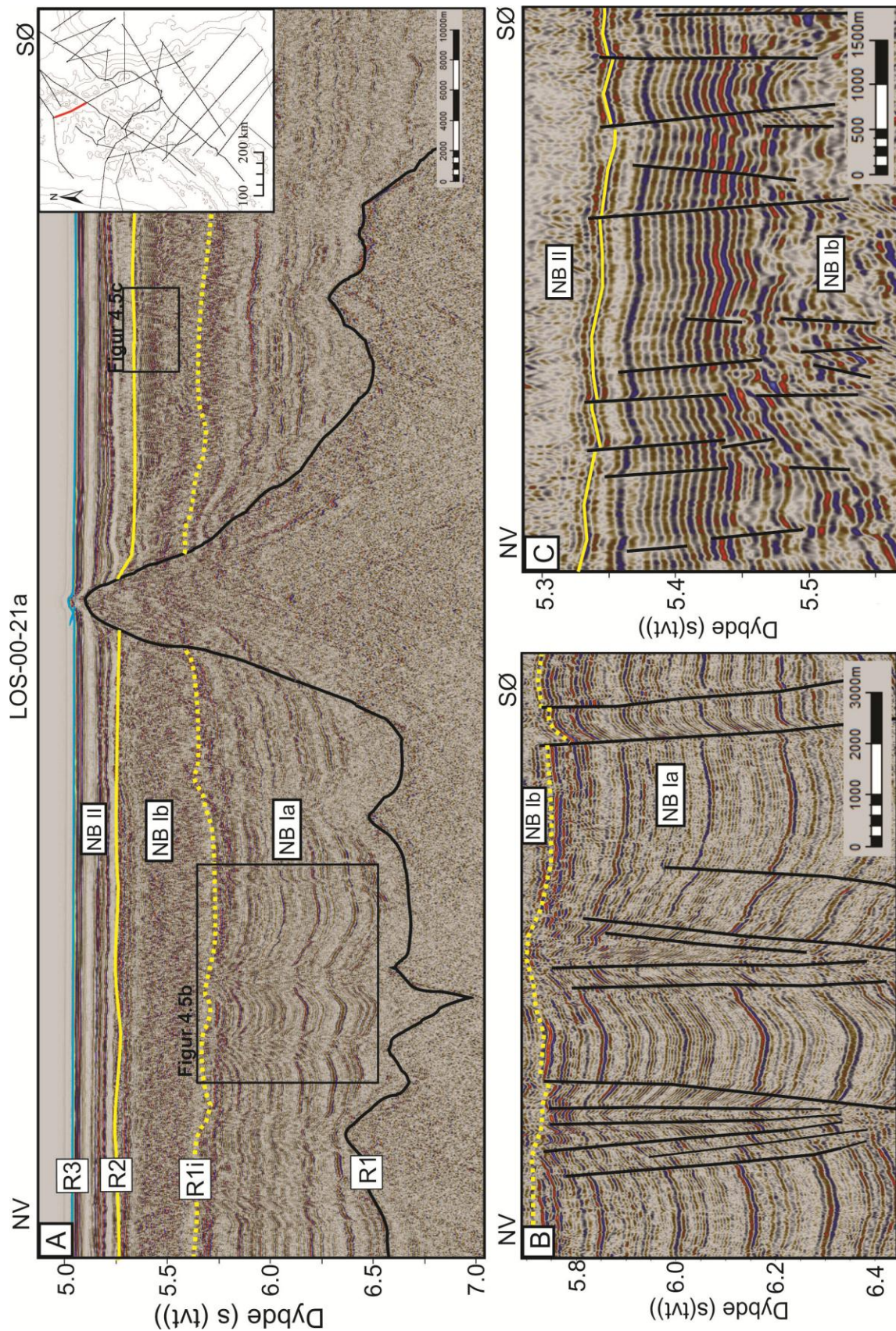
#### *Enhet NB II*

Enhet NB II er den yngste enheten i Norskebassenget og nedre grense er definert av Reflektor R2, mens havbunnen definerer øvre grense (Fig. 4.3a). I den sørøstlige provinsen (Fig. 4.2) er enheten karakterisert av flere akustisk transparente sekvenser som er adskilt av kontinuerlige reflektorer med middels til høy amplitude (Fig.4.3a). Enhet NB II har størst mektighet i øst (ca. 1.4 s (tvt) (ca. 1500 m)) og blir tynnere vestover mot Ægirryggen. I den sørvestlige provinsen (Fig. 4.2) har Enhet NB II generelt en mektighet på bare noen titalls meter, mens reflektorene er parallelle, har høy amplitude, og er brutt av mange forkastninger (Fig. 4.4b). Det er bare i den sørvestre provinsen av Norskebassenget at det er observert et stort antall forkastninger i Enhet NB II. I de andre provinsene er det bare identifisert enkelte lokale tilfeller hvor polygonalforkastningenes forkastningsplan penetrerer fra den underliggende lagpakken, Enhet NB I, inn i Enhet NB II. I den nordlige provinsen kjennetegnes Enhet NB II av parallelle reflektorer med kraftig amplitude, med enkelte mellomliggende akustisk transparente sekvenser (Fig. 4.5a). Mektigheten er relativt konstant i hele denne provinsen og er på ca. 0.2 s (tvt) (220 m).



**Figur 4.4.** A) Oversikt over den kenozoiske lagpakken i den sørvestlige provinsen av Norskebasenget hvor hele den sedimentære sekvensen er forkastet. Lokaliteten til det seismiske profilet markert med rød linje i kartet øverst til høyre. B) Både Enhet NB Ib og Enhet NB II er påvirket av forkastninger. C) Seismiske karaktertrekk til Enhet NB Ia.





**Figur 4.5.** A) I den nordlige provinsen av Norskebassenget er de polygonale forkastningene delt i lagrekker som er begrenset til henholdsvis Enhet NB Ia og Enhet NB Ib. Lokaltiteten til det seismiske profillet er markert med rød linje i kartet øverst til høyre. B) og C) Tolkningen av de to lagrekkene illustrerer ulike egenskaper med hensyn til polygonalforkastningenes sprang, fallvinkler og avstander.

#### **4.1.2. Litostratigrafi**

Beskrivelsen av litologi og tolkning av alder til de kenozoiske sedimentene i Norskebassenget er basert på ODP Site 985 og DSDP Site 337 (Fig. 4.2).

##### *ODP Site 985*

ODP Site 985 er korrelert mot det seismiske profilet LOS-00-01 som er lokalisert ca. 8 km nord for borelokasjonen (Fig. 4.6). ODP Site 985 er 588 meter dyp og penetrerer størsteparten av den kenozoiske lagpakken (Shipboard Scientific Party, 1996). Imidlertid er ikke den eldste delen av Enhet NB Ia definert i dette området.

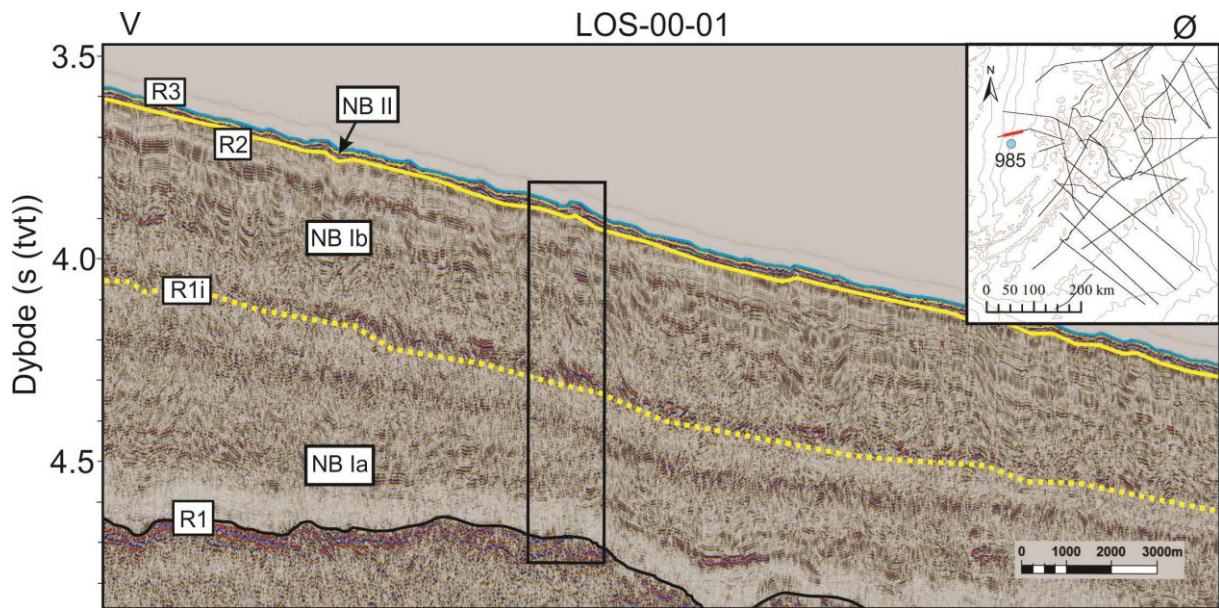
Boredataene viser hyppige endringer i litologi i form av ulike typer leirsedimenter (Fig. 4.7) (Shipboard Scientific Party, 1996). Den eldste litologiske enheten, av oligocen alder, inneholder noe silt i tillegg til leire (Fig. 4.7). De fire litologiske enhetene som omfatter miocen og pliocen består av leire, hvor pliocen-enheten også er rik på aske og silt. De to yngste litologiske enhetene, avsatt i pleistocen, består av leire og nannofossil ooze, samt noe silt. Disse to enhetene av pleistocen alder tolkes til å være av glasial opprinnelse (Shipboard Scientific Party, 1996).

De fleste identifiserte grenseflatene i loggen gir ikke tydelige utslag i form av faciesendringer i de seismiske dataene (Fig. 4.7). Ved korrelasjon mellom seismikk og boring antas det at grenseflaten mellom Enhet NB Ia og Enhet NB Ib er av midtre miocen alder (Shipboard Scientific Party, 1996). Sedimentene i Enhet NB Ia er da tilsynelatende avsatt i perioden fra oligocen til midtre miocen (Fig. 4.7). Imidlertid er ikke bunnen av Enhet NB Ia beskrevet på denne lokasjonen, og dermed kan det ikke utelukkes at de eldste sedimentene i den seismiske enheten er avsatt noe tidligere enn oligocen. Basert på korrelasjonen er sedimentene i Enhet NB Ib avsatt i perioden fra midtre miocen til pliocen (Fig. 4.7).

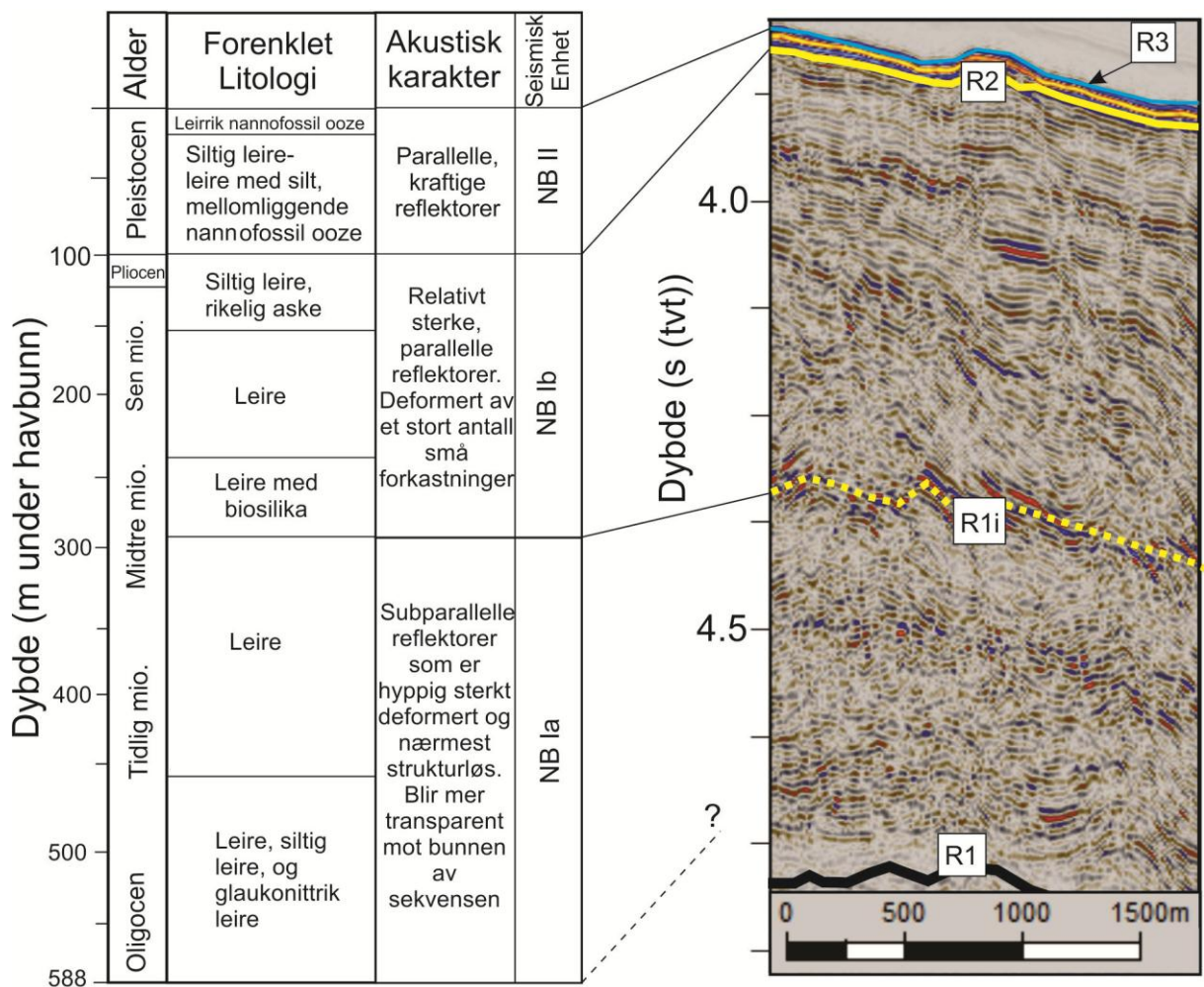
##### *DSDP Site 337*

DSDP Site 337 er lokalisert på en forhøyning i Ægirryggen og er knyttet mot det seismiske profilet LOS-00-14 ca. 55 km lenger vest (Fig. 4.8). Site 337 er totalt 132.5 m dyp, hvor de øverste 113 m er sedimenter som overligger basalt (Shipboard Scientific Party, 1976a). Korrelering av DSDP Site 337 er problematisk. Dette skyldes at den er lokalisert på en batymetrisk høyde hvor sedimentpakken er forholdsvis tynn, og skal korreleres mot et seismisk profil der mektigheten er betydelig større (ca. 1500 m).





**Figur 4.6.** Oversikt over LOS 00-01 i nærheten av ODP site 985. Den svarte rammen viser seismikken som er brukt for å korrelere kjernedata i figur 4.7. Lokaltiteten til det seismiske profilet er vist sammen med kjernelokasjonen i figuren øverst til høyre.

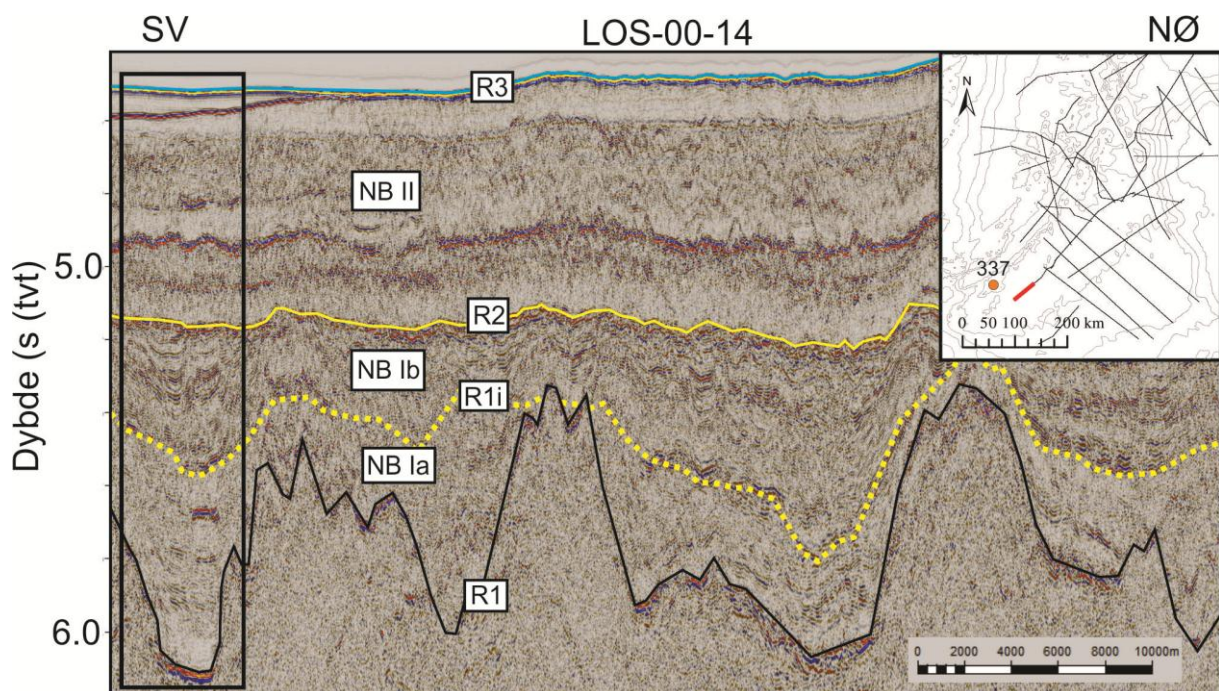


**Figur 4.7.** Korrelasjon av ODP site 985 (basert på Shipboard Scientific Party (1996)) mot det seismiske profilet LOS-00-01. Lokaltiteten til ODP site 985 er markert på Figur 4.6.

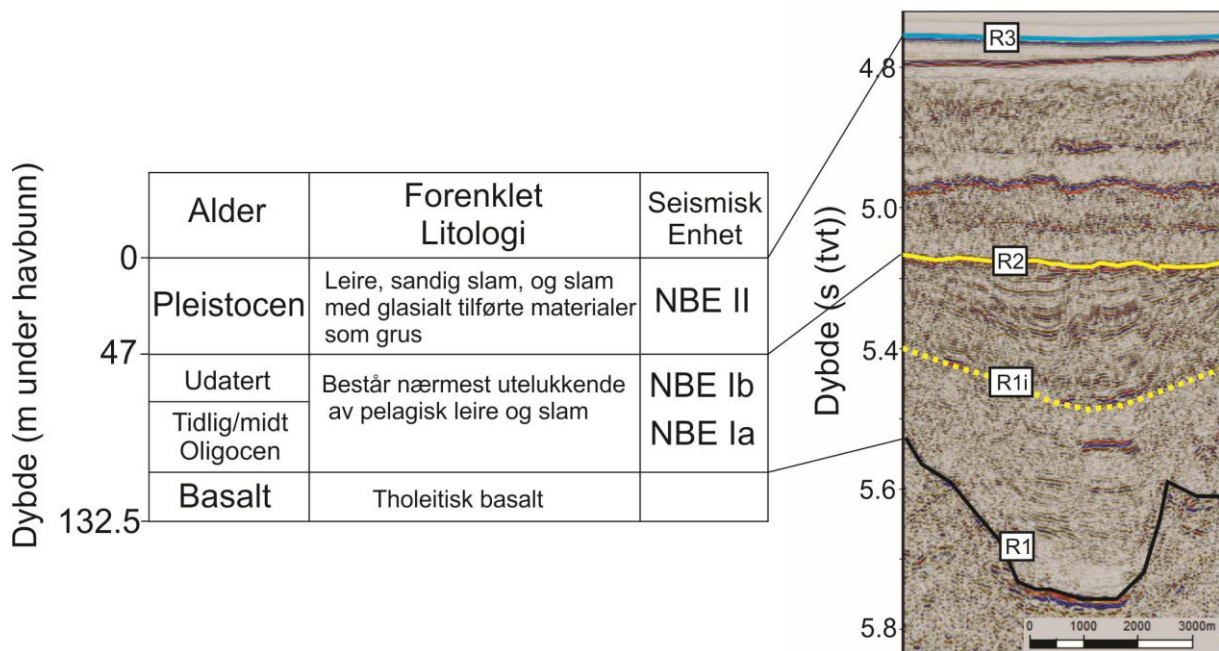


Interne reflektorer i de seismiske dataene kan dermed ikke korreleres direkte med kjernedataene. Likevel kan litologi fra kjernen til en hvis grad knyttes til de seismiske enhetene dersom det antas at Reflektor R2, som både ODP Site 985 og tidligere studier (f. eks. Hjelstuen og Andreassen, 2014) tyder på, representerer bunn pleistocen (Fig. 4.9). Det som er utført her er altså at en reflektor i de seismiske dataene med definert alder, knyttes opp mot daterte sedimenter i kjernen.

DSDP Site 337 består av terrigene, vulkanske og biogene komponenter. De øverste 47 m er tolket til å være glasiiale sedimenter bestående av leire, sandig slam, og glasialt materiale som grus av hovedsakelig pleistocen alder (Fig. 4.9) (Shipboard Scientific Party, 1976a). Den underliggende sedimentpakken (fra 47-113 m dyp), som representerer de seismiske enhetene NB Ia og NB Ib, består hovedsakelig av pelagisk leire med fossiler som radiolarier og diatomeer (Fig. 4.9). Det er ikke observert karbonatfossiler i denne delen av sedimentpakken, mens det er identifisert en svak lagdeling i leiren i tillegg til lamina av vulkansk aske (Shipboard Scientific Party, 1976a). Lagpakken er udatert fra 47-75 m dyp, mens 75-113 m dyp er datert tidlig eller midtre oligocen. Basalten i bunnen av kjernen består av tholeitisk basalt som er typisk for midthavsrygger (Shipboard Scientific Party, 1976a).



**Figur 4.8.** Den svarte rammen viser seismikk benyttet for å knytte litologi til seismiske data på Figur 4.9. Lokaliteten til det seismiske profilet og kjernelokaliteten er vist øverst til høyre.



**Figur. 4.9.** Litologiske enheter på DSDP site 337 knyttes mot det seismiske profilet LOS-00-14 (basert på Shipboard Scientific Party (1976a)). Lokaliteten til det seismiske profilet er markert på figur 4.8.

#### 4.1.3. Karakteristikk av polygonale forkastninger

I den nordlige provinsen (Fig. 4.2) er de polygonale forkastningene tydelig inndelt i to lagrekker («tiers») med ulike karaktertrekk (Fig. 4.5). Den nederste lagrekken er lokalisert i Enhet NB Ia og domineres av forkastninger hvor lengden på forkastningsplanet ofte er >1000 m. Fallvinklene til polygonalforkastningene i denne lagrekken er generelt lave med en gjennomsnittlig verdi på like under 50° (Fig. 4.10). Det er også identifisert relativt store sprangverdier på opp mot 70 m (Fig. 4.11). De største avstandene mellom forkastningsplan i Norskebassenget er observert i denne lagrekken hvor over 40 % av forkastningsplanene er mer enn 1000 m fra hverandre (Fig. 4.12).

Den overliggende lagrekken er avgrenset av Enhet NB Ib. Polygonalforkastningene i denne lagrekken representerer en annen type forkastninger enn de som karakteriserer den underliggende lagrekken i Enhet NB Ia. Majoriteten av forkastningene i Enhet NB Ib har større fallvinkler, mindre sprang, samt mindre avstand mellom forkastningsplanene. Gjennomsnittlig fallvinkel på forkastningene i Enhet NB Ib er på ca. 63°, hvor over 30 % av forkastningene har fallvinkler over 70° (Fig. 4.10). Små sprangverdier er vanlig, og 72 % av forkastningene har sprang ≤20 m (Fig. 4.11). Over 85 % av forkastningene i denne lagrekken har en avstand mellom forkastningsplan på

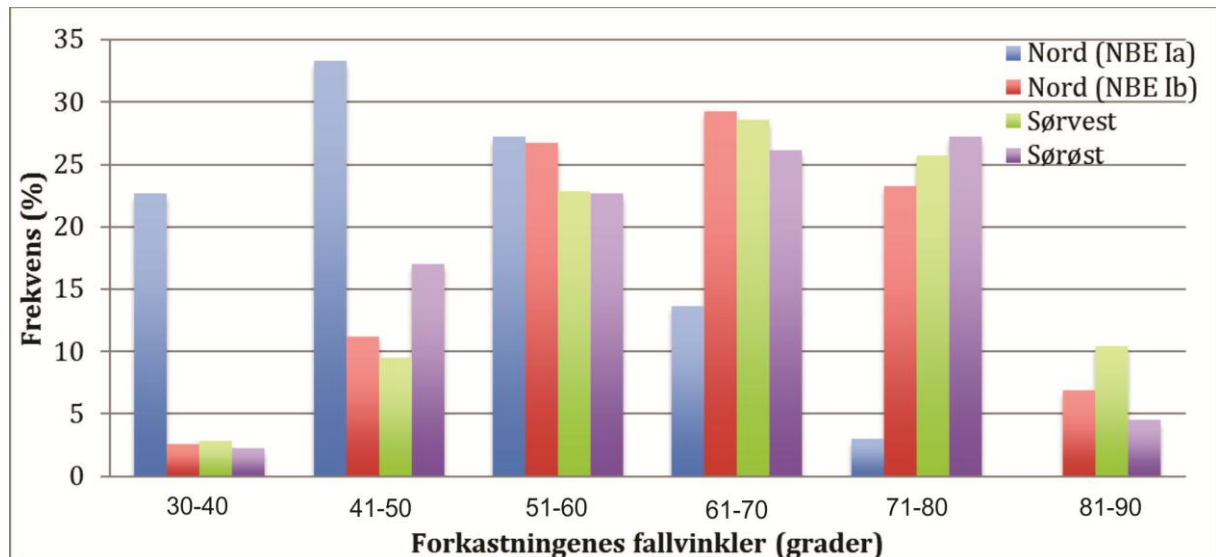
≤600 m. Det er imidlertid observert tilfeller hvor avstanden er opp mot 1400 m (Fig. 4.12).

I den sørvestlige provinsen i Norskebassenget (Fig 4.2) er det ikke identifisert en inndeling i flere polygonale lagrekker slik som i den nordlige provinsen. I den sørvestlige provinsen er hele den kenozoiske sekvensen gjennomgående forkastet (Fig. 4.4). Lengden på forkastningsplan i dette området varierer mye. Det er tydelig at mindre forkastningsplan dominerer, men det er også flere eksempler på plan som penetrerer store deler av den sedimentære lagpakken.

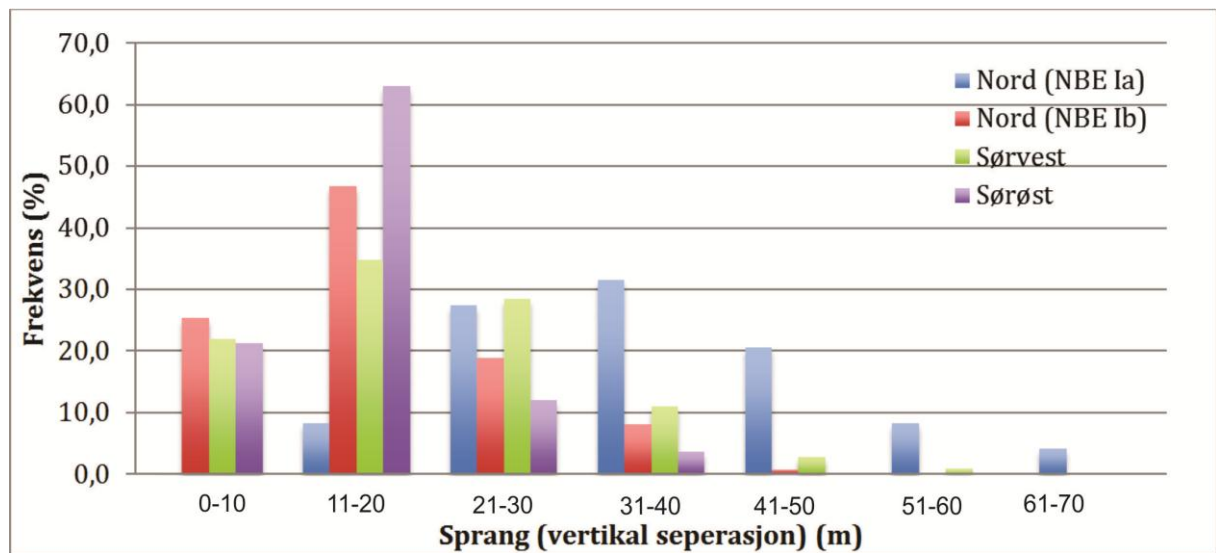
Gjennomsnittlig fallvinkel på forkastningene i den sørvestlige provinsen er 65°, og omtrent 54 % av fallvinklene er mellom 60° og 80° (Fig. 4.10). Gjennomsnittlig sprang er beregnet til 19 meter, hvor over 80 % av forkastningene har et sprang ≤30 m (Fig. 4.11). Omtrent 85 % av forkastningene forekommer med ≤400 m mellomrom (Fig 4.12).

Den tredje provinsen i Norskebassenget er lokalisert i sørøst (Fig. 4.2). Forkastningene i dette området ser også ut til å dekke hele den pre-plio-pleistocene sekvensen slik som i sørvest. På grunn av den dominerende akustisk transparente karakteren til Enhet NB Ia i dette området er det en del usikkerhet knyttet til utbredelsen av forkastningene. Forkastningene har en gjennomsnittlig fallvinkel på 63°, et gjennomsnittlig sprang på 15 m og over 90 % av de målte avstandene mellom forkastningene er ≤400 m (Fig. 4.12).

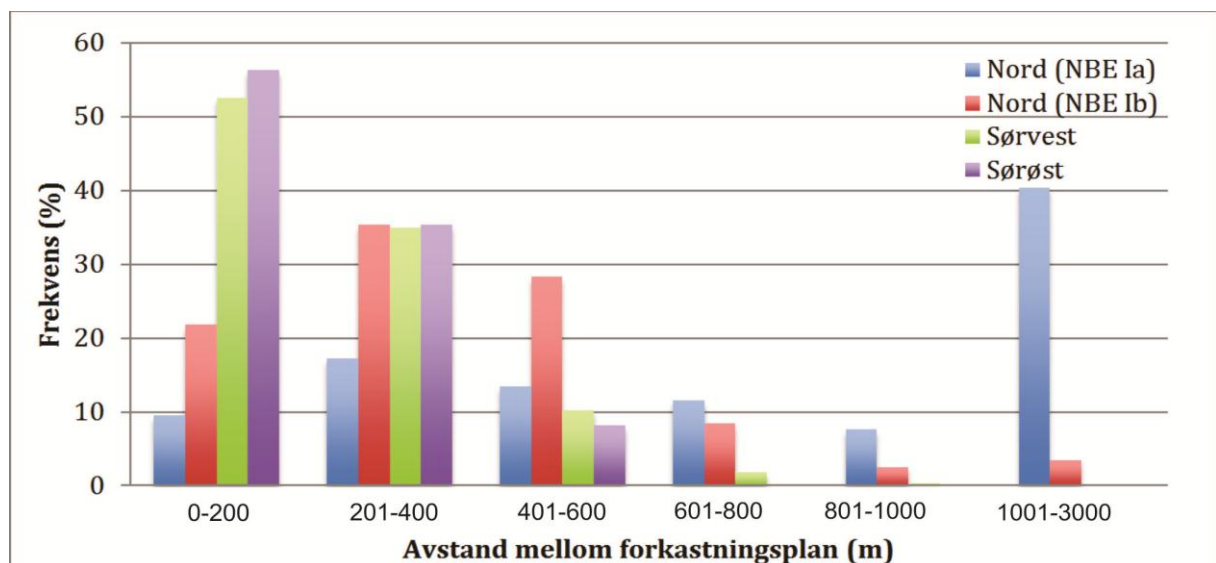
Den samlede statistikken over fallvinkler i Norskebassenget viser en normalfordeling av dataene, men uten en tydelig dominerende fallverdi (Fig. 4.13). Det kan likevel konstateres at rundt 50 % av fallvinklene er mellom 50° og 70°, og at den gjennomsnittlige fallvinkelen er 65°. Den samlede oversikten viser også at majoriteten av sprangverdiene (ca. 60 %) i bassenget er ≤20 m (Fig. 4.14). Videre viser statistikken at 43 % av forkastningene er lokalisert med ≤200 m avstand mellom forkastningsplan (Fig. 4.15). Generelt er de fleste forkastningene i Norskebassenget planære. De forkastningene som viser listrisk karakter, er som regel de forkastningene med forkastningsplan >1000 m. Som nevnt i Kapittel 3.2 varierer den seismiske oppløsningen i Norskebassenget fra ca. 8.5 m til så mye som 15.0 m avhengig av dyp, og det er også observert et mangfold av forkastninger helt ned mot grensen av seismisk oppløsning. Mye tyder derfor på at det finnes forkastninger som ikke kan identifiseres på grunn av dette.



Figur 4.10. Statistikk over fallvinkler i Norskebassenget inndelt etter provinser. N=380.

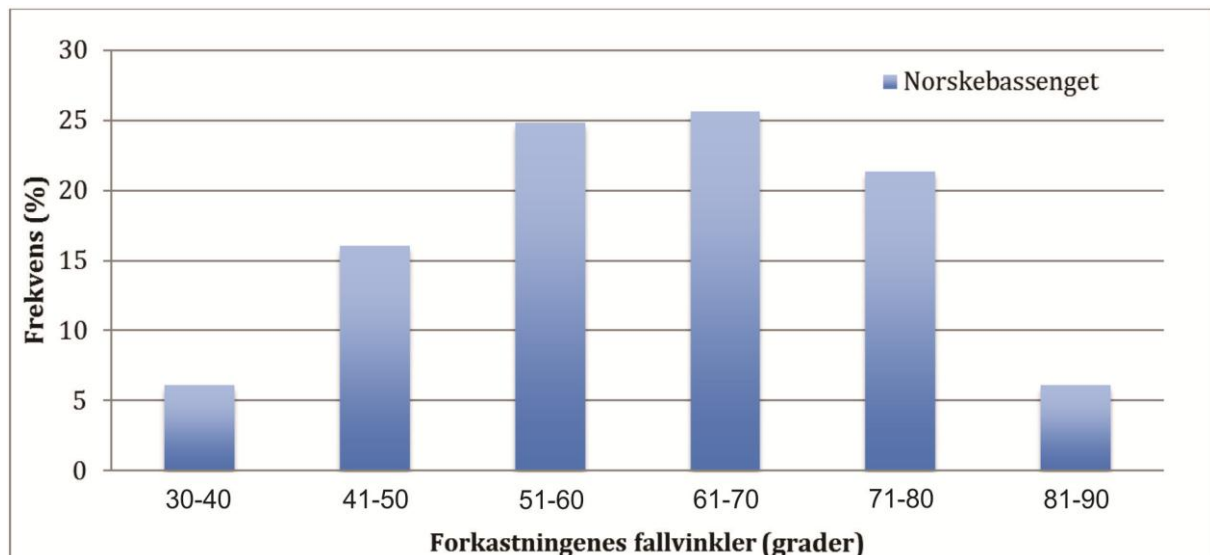


Figur 4.11. Statistikk over sprang på forkastninger i ulike provinser i Norskebassenget. N=380.

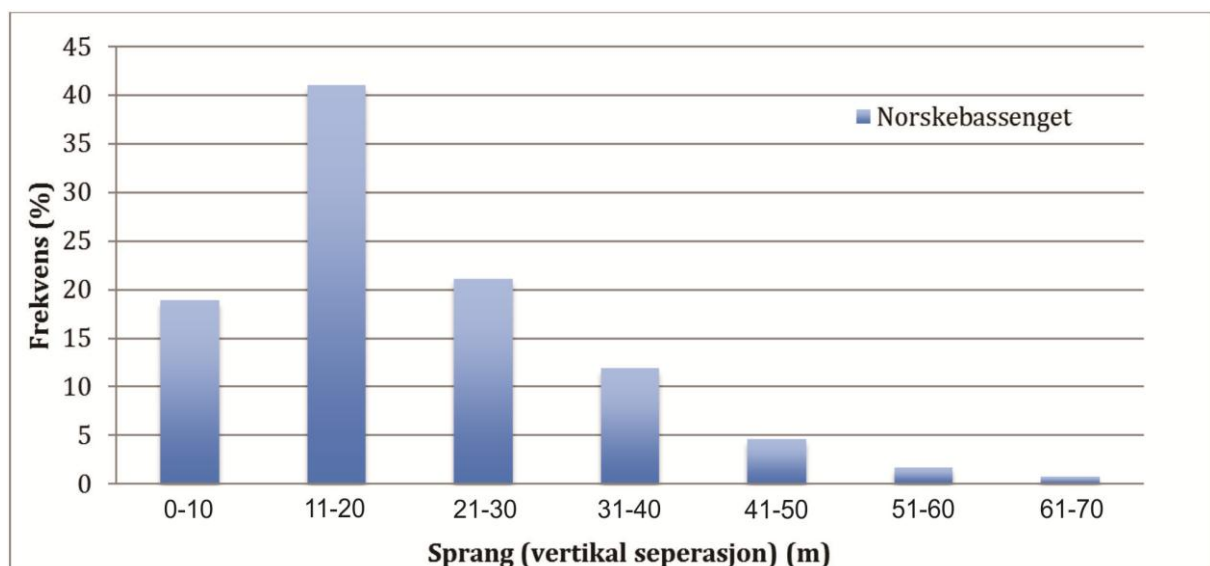


Figur 4.12. Statistikk over avstand mellom forkastningsplan i Norskebassenget inndelt etter provinser. N=770.

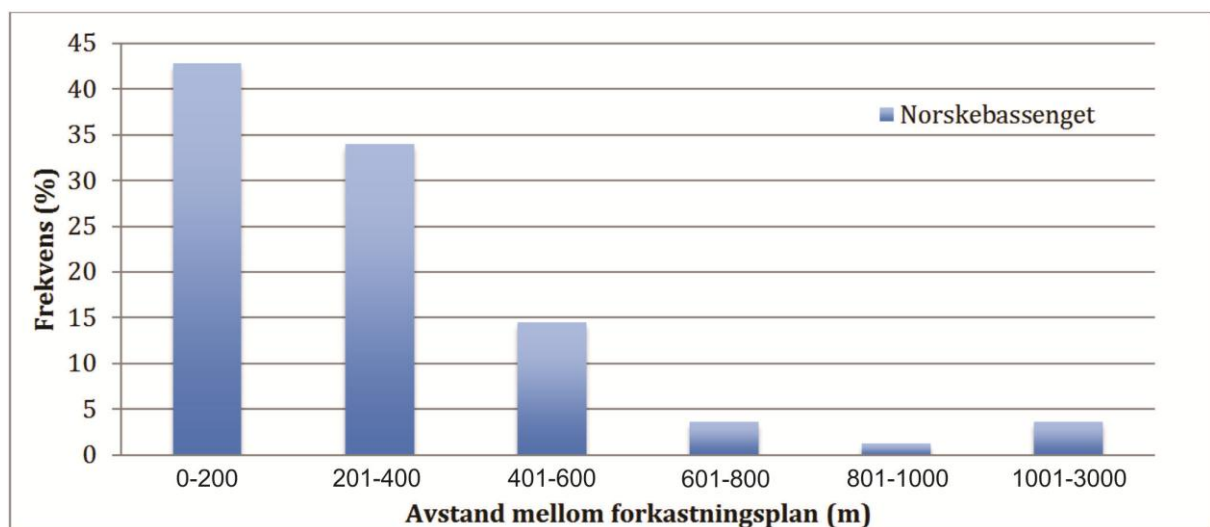




Figur 4.12. Samlet statistikk over fallvinkler i hele Norskebassenget (N=380).



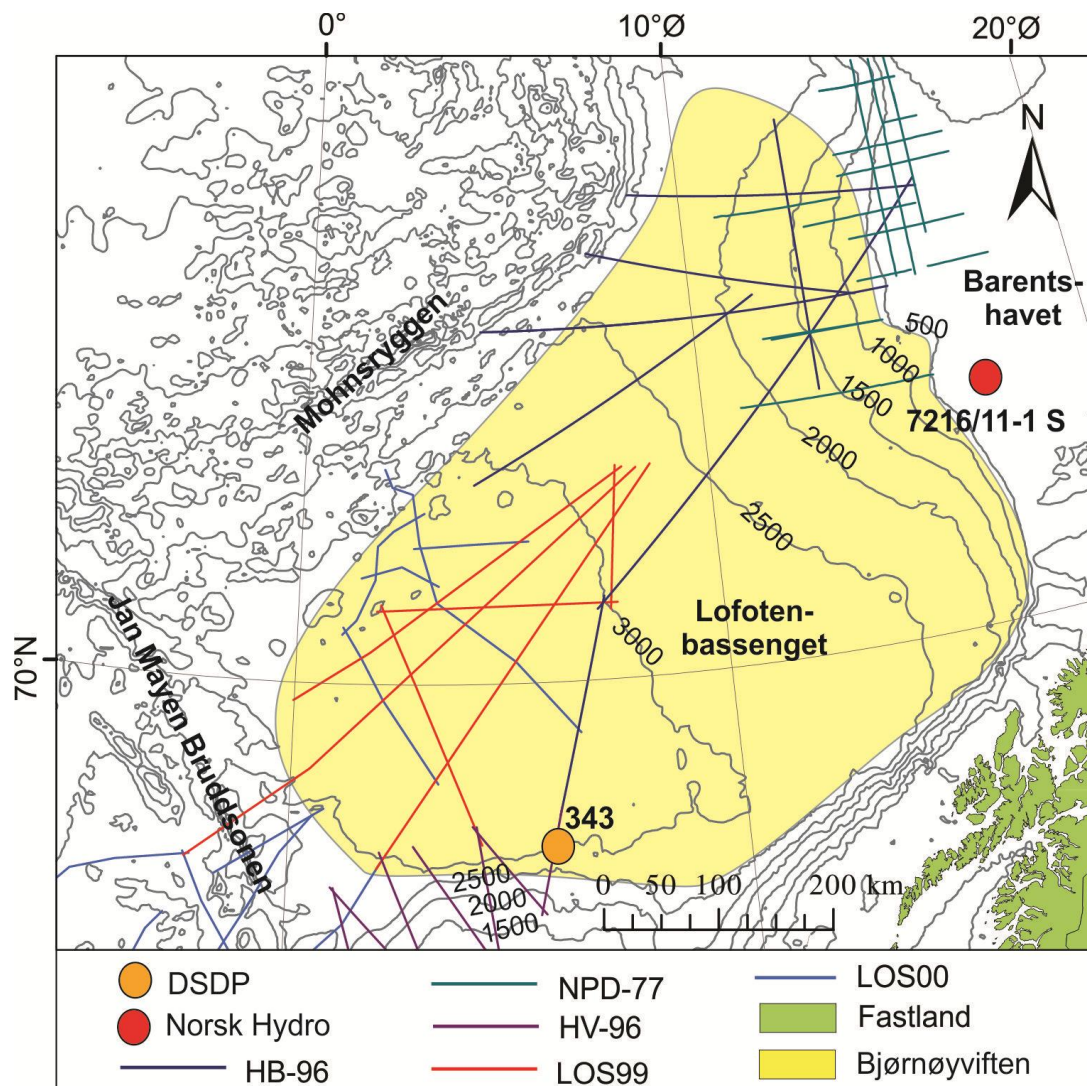
Figur 4.13. Samlet statistikk over sprang i Norskebassenget (N=380)



Figur 4.15. Samlet statistikk over avstand mellom forkastningsplan i Norskebassenget (N= 770).

#### 4.2. Lofotenbassenget

Kontrasten i akustisk impedanse som skiller havbunnskorpen fra den kenozoiske sedimentpakken er tydelig i hele Lofotenbassenget (Fig. 4.16). Havbunnskorpen er relativt jevn sammenlignet med Norskebassenget, noe som også gjenspeiles i overliggende sedimentpakke. Sentralt i bassenget er den sedimentære mektigheten ca. 1.0-1.5 s (tvt) (1200–1800 m). Den totale mektigheten av kenozoiske sedimenter øker imidlertid nordøstover mot sørvestlige Barentshavsmarginen der mektigheter opp mot 4,7 s (tvt) (5700 m) er avsatt. Estimert gjennomsnittlig seismisk hastighet for den kenozoiske lagpakken er 2,43 km/s (Fiedler og Faleide, 1996). Oversikt over 2D seismiske datasett som er brukt for å kartlegge de polygonale forkastningene i Norskebassenget er vist sammen kjerne- og brønndata i Figur 4.16.



**Figur 4.16.** Lokasjoner av seismiske datasett, kjernedata (DSDP) og brønndata (Norsk Hydros letebrønn) som er benyttet for Lofotenbassenget. Utbredelsen av Bjørnøyviften er basert på Fiedler og Faleide (1996). Batymetriske konturintervall er gitt i meter.



#### 4.2.1. Seismiske enheter

I dette studiet inndeles de kenozoiske sedimentene i Lofotenbassenget i to seismiske enheter, Enhet G0 og Enhet GIV (Fig. 4.17). Tolkning av reflektorer i Lofotenbassenget er utført av Lindstrøm (2013).

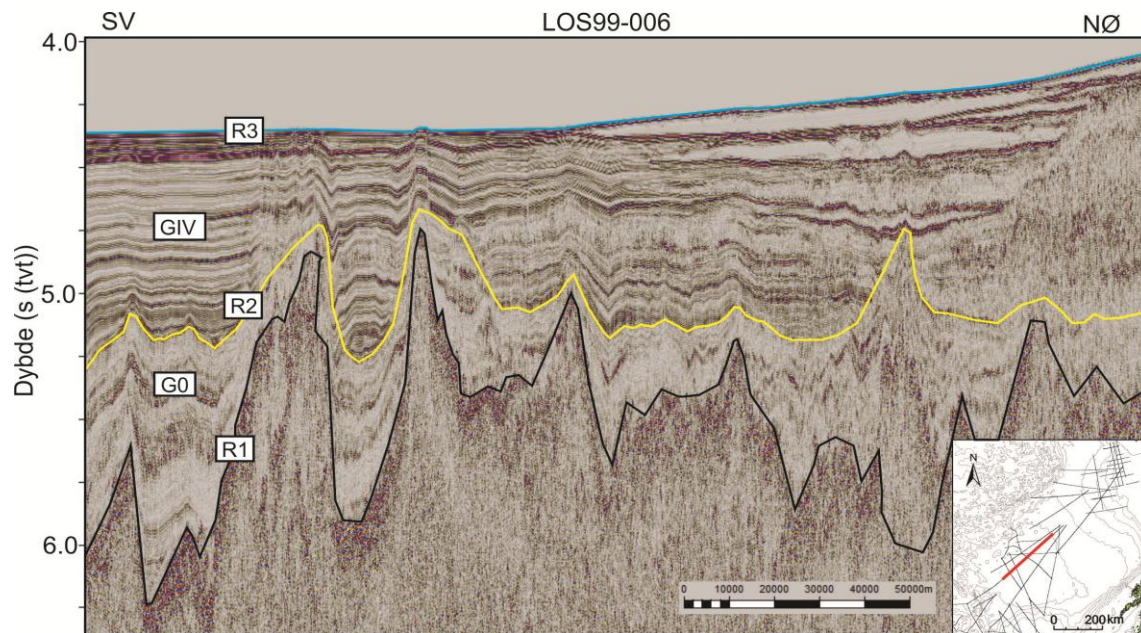
##### *Enhet G0*

Den eldste enheten, Enhet G0, er bundet av havbunnskorpen (Reflektor R1) og en reflektor som i litteraturen gjerne blir kalt R7 (Faleide et al., 1996; Fiedler og Faleide, 1996). Denne reflektoren representerer en inkonformitet som kan korreleres, ikke bare i hele Lofotenbassenget, men også i Norskebassenget hvor den tilsvarer dette studiets Reflektor R2. Det er derfor valgt å kalle denne grenseflaten Reflektor R2 også i Lofotenbassenget.

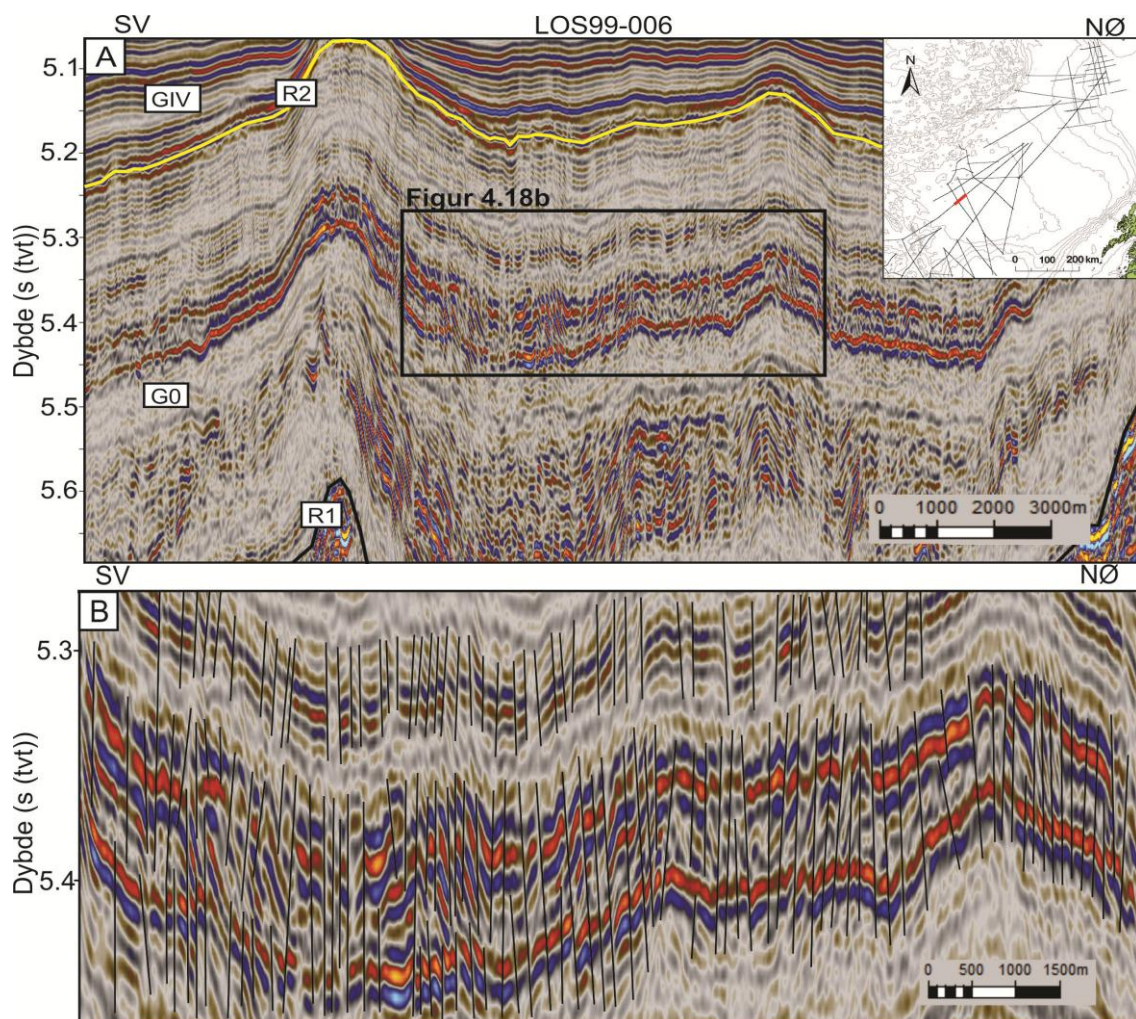
Enhet G0 er hovedsakelig karakterisert av parallelle reflektorer med lav til middels amplitude (Fig. 4.18a). Områder med transparente seismiske facies forekommer også i deler av enheten. De parallelle reflektorene blir brutt av småskala forkastninger i stort sett hele det sørlige og sørvestlige Lofotenbassenget (Fig. 4.18b). Selv om det meste av enheten åpenbart er påvirket av polygonalforkastninger, kommer forkastningene best til uttrykk i deler av sekvensen med middels eller høyere amplitude.

Lenger nord, på kontinentalskråningen til sørvestlige Barentshavsmarginen, er det ikke identifisert åpenbare polygonalforkastninger. Imidlertid er det observert strukturer som gjør at polygonalforkastninger heller ikke med sikkerhet kan utelukkes (Fig. 4.19). Få seismiske linjer og den generelle lave datakvaliteten gjør imidlertid at disse strukturene ikke undersøkes nærmere i dette studiet.

Sedimentfordelingen i Enhet G0 er tydelig påvirket av den batymetriske strukturen til havbunnskorpen. Ved forhøyninger av havbunnsreflektoren (R1) er sedimentsekvensen tynn eller fraværende, mens ved havbunnskorpeforsenkninger er mektigheten større. Dette betyr at Enhet G0 generelt varierer mellom 0.2-1 s i mektighet. (Fiedler og Faleide, 1996) beregnet den gjennomsnittlige intervallhastigheten til Enhet G0 til 2.68 km/s, og dermed blir mektigheten av enheten mellom 268 m og 1340 m. Den gjennomsnittlige mektigheten av Enhet G0 er på 1182 m, mens den maksimale mektigheten er på 2500 m på kontinentalskråningen til sørvestlige Barentshavsmarginen (Fiedler og Faleide, 1996).

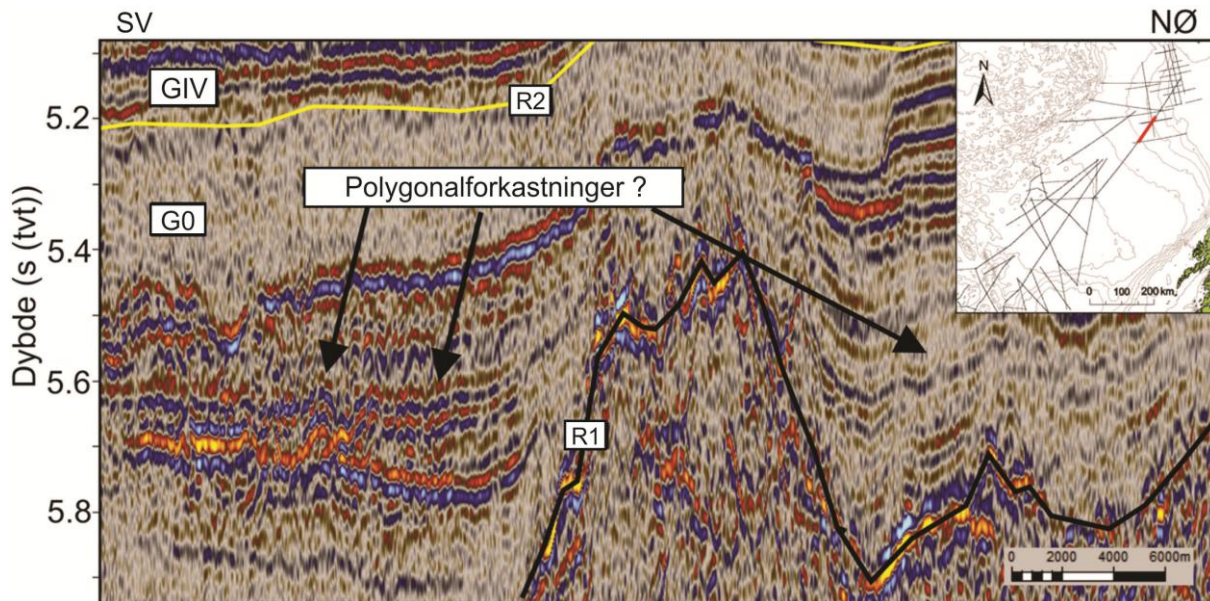


**Figur 4.17.** Oversikt over tolkede enheter (G0 og GIV) og reflektorer (R1-R3) i Lofotenbassenget. Lokaliteten til det seismiske profilet er markert med rødt i kartet til høyre.



**Figur 4.18.** A) Reflektorene i Enhet G0 er tydelig oppstykket av forkastninger. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rødt linje øverst til høyre. B) Tolkningen av forkastningene i Enhet G0 illustrerer tettheten av forkastningene i enheten.





**Figur 4.19.** Mulige polygonalforkastninger som er observert på den sørvestlige Barentshavsmarginen. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød linje i kartet øverst til høyre.

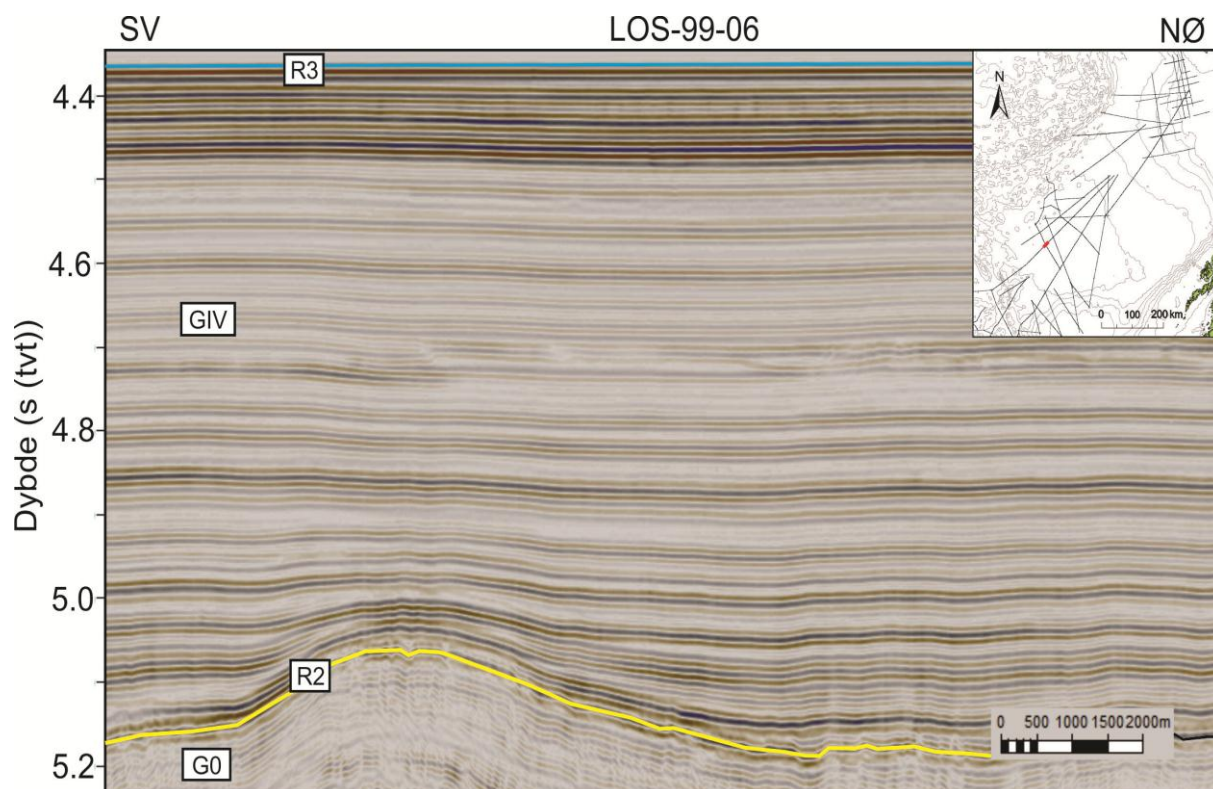
#### *Enhet GIV*

Denne seismiske enheten består av det som i litteraturen er beskrevet som tre enheter, GI, GII og GIII (Faleide et al., 1996; Fiedler og Faleide, 1996), men siden det ikke er observert polygonalforkastninger i denne sekvensen er enhetene for enkelhets skyld beskrevet som Enhet GIV (Lindstrøm, 2013).

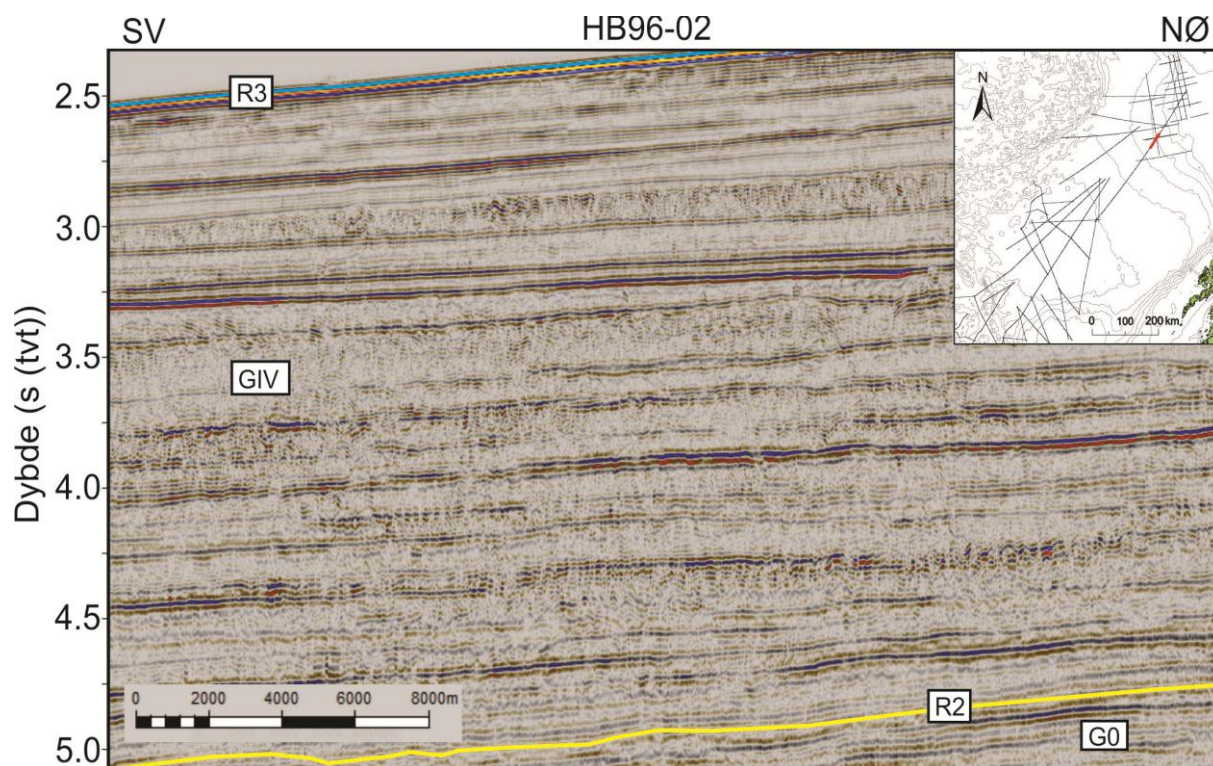
Enhet GIV er avgrenset av Reflektor R2, og havbunnen i toppen (Fig. 4.20 og Fig. 4.21). I den sørlige og sentrale delen av Lofotenbassenget er denne enheten utpreget karakterisert av akustisk laminerte reflektorer med middels til høy amplitude (Fig. 4.20). Lokalt bryter noen forkastninger med små sprang reflektorene i den nederste delen av enheten. Enkeltstående forkastninger som penetrerer hele Enhet GIV er som regel lokalisert over forhøyninger i havbunnskorpen.

I den nordlige delen av bassenget, altså ved kontinentalskråningen opp mot Barentshavet, dominerer fortsatt akustisk laminerte facies i Enhet GIV, men i tillegg er både kaotiske og transparente facies identifisert (Fig. 4.21). Enhet GIV er også til en viss grad påvirket av havbunnskorpens struktur, men i mindre grad enn Enhet G0.

Den gjennomsnittlige intervallhastigheten til Enhet GIV er beregnet til 2.18 km/s (Fiedler og Faleide, 1996). Maksimum sedimentmektigheter på rundt 3.2 s (tvtt) (3500 m) er lokalisert på den sørvestlige Barentshavsmarginen, mens enheten tynner utover mot sørøst hvor den til slutt kiler ut. Gjennomsnittsmektigheten av enheten er på ca. 1900 m (Fiedler og Faleide, 1996).



**Fig. 4.20.** Akustisk laminert facies karakteriserer Enhet GIV i den sørlige delen av Lofotenbassenget. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød linje i kartet øverst til høyre.



**Fig. 4.21.** På den sørvestlige Barentshavsmarginen er både laminerte reflektorer og akustiske kaotisk facies identifisert i Enhet GIV. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød linje øverst til høyre.



### 4.2.2. Litostratigrafi

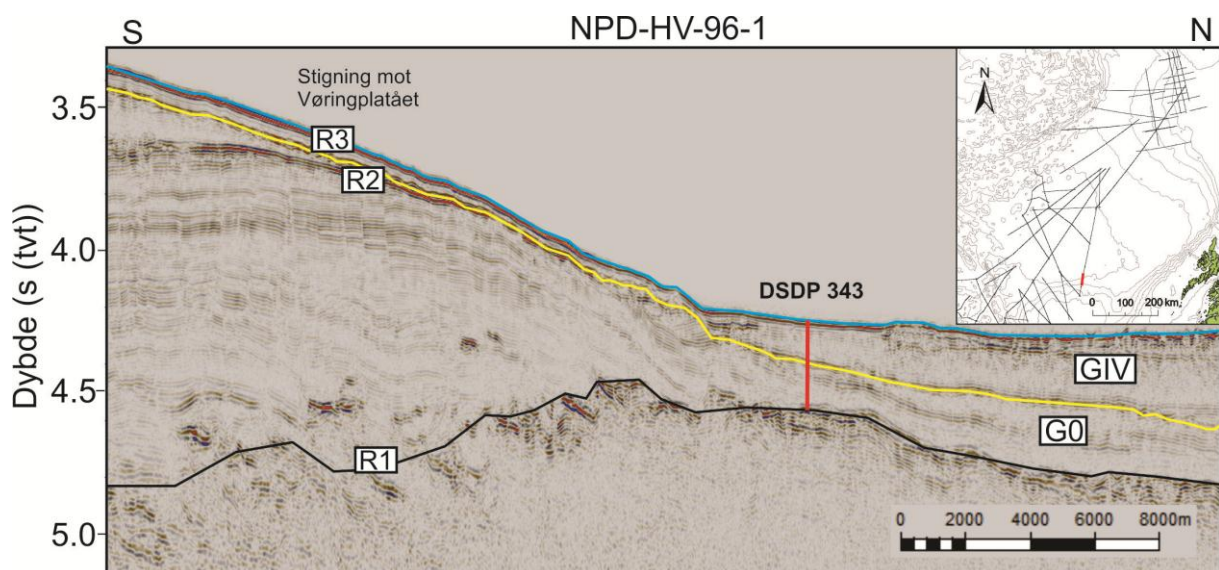
For å beskrive og datere kenozoiske sedimenter i Lofotenbassenget det benyttet en kjerne (DSDP Site 343) og en brønn (7216/11-S) (Fig. 4.16). DSDP Site 343 er blitt direkte korrelert med seismiske data, mens 7216/11-S er blitt koblet opp mot seismiske enheter basert på tidligere studier (Ryseth et al., 2003; Knies et al., 2009).

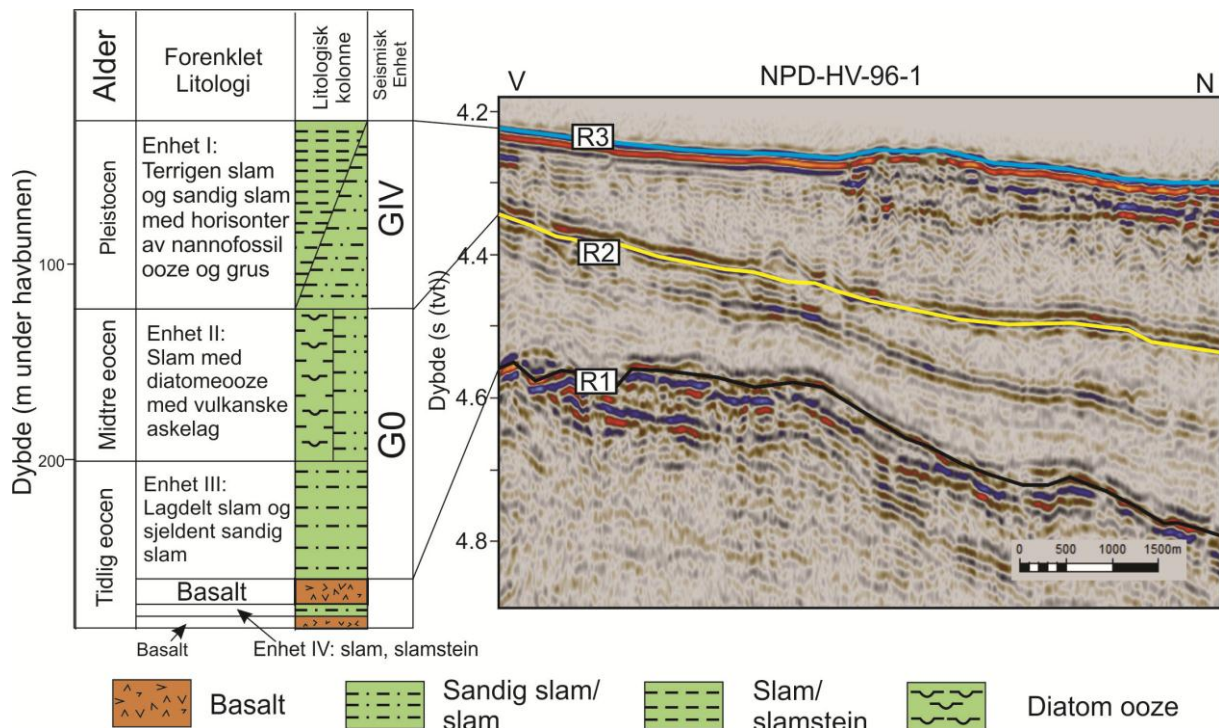
#### DSDP Site 343

DSDP Site 343 er lokalisert ved den østre marginen av Lofotenbassenget ved foten av den nordlige Vøringsskråningen (Fig. 4.22). Kjernen penetrerer tilsammen 284 m, hvor 253 m er sedimenter avsatt fra tidlig eocen alder til nåtid (Shipboard Scientific Party, 1976b).

Sedimentene på denne lokaliteten er blitt inndelt i fire litologiske enheter, I-IV. Enhet I inneholder de yngste sedimentene, bestående av terrigen og sandig slam med nannofossil ooze horisonter og grus. Denne enheten samsvarer med Enhet GIV som er definert i dette studiet og er av plio-pleistocen alder (Shipboard Scientific Party, 1976b).

I kjerne-loggen (Shipboard Scientific Party, 1976b) er det er beskrevet to enheter til, Enhet II og III, som tilsvarer den seismiske Enhet G0 (Fig. 4.23). Enhet II består av slamrik diatome-ooze med vulkanske askelag, og er av midtre eocen alder. Enhet III er den eldste av de to enhetene, av tidlig eocen alder. Enhet III består av lagdelt slam og sjeldent sandig slam (Shipboard Scientific Party, 1976b). Videre er det beskrevet en Enhet IV mellom basalter av tidlig eocen alder (Fig. 4.23). Denne enheten består av slam, sandig slam samt kalk og glaukonitt (Shipboard Scientific Party, 1976b).





**Figur 4.23.** Korrelasjon av DSDP Site 343 med det seismiske profilet NPD-HV-96-1. Informasjon om DSDP Site 343 er hentet fra Shipboard Scientific Party (1976b).

#### 7216/11-S

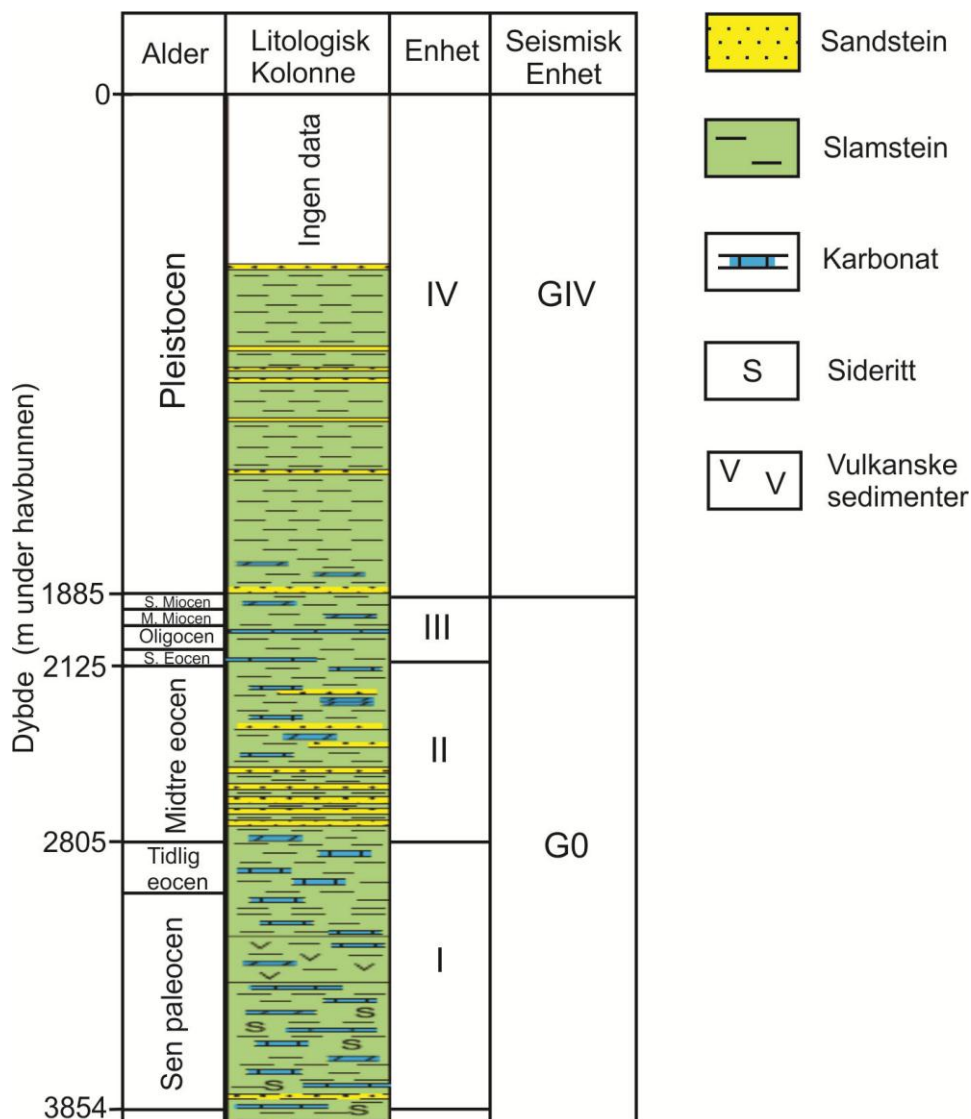
Brønn 7216/11-S ble boret i 2000 av Norsk Hydro og er lokalisert i Sørvestnagetbassenget i det sørvestlige Barentshavet (Fig. 4.16). Den totale dybden på brønnen er på 4215 m, og de eldste sedimentene er av tidlig paleocen alder (Ryseth et al., 2003). Seksjonen består av to hovedenheter av henholdsvis paleogen og neogen alder, som korresponderer til de litostratigrafiske Sotbakken- og Nordlandgruppene (Dalland et al., 1988).

Da denne lokaliteten befinner seg på kontinentalsokkelen i Barentshavet vil ikke brønnen bli direkte korrelert med seismiske data i denne studien. Imidlertid har reflektorer og enheter fra Lofotenbassenget tidligere blitt korrelert med brønndataene (Ryseth et al., 2003; Knies et al., 2009). Dermed kan denne brønnen benyttes i dette studiet for å anslå alder og til en viss grad bestemme litologi på de seismiske enhetene fra Lofotenbassenget.

Når det gjelder litologien i brønn 7216/11-S deles de pre-plio-pleistocene sedimentene i fire underenheter (Ryseth et al., 2003). Den nederste underenheten, Enhet I (2805–3854 m.u.h.) (Fig. 4.24), er av paleocen til tidlig eocen alder og består av mørk grå laminert slamstein med enkelte linser av siltstein og svært finkornet sandstein. Enheten består også av sideritt og tynne lag av kalk og dolomitt (Ryseth et al., 2003).



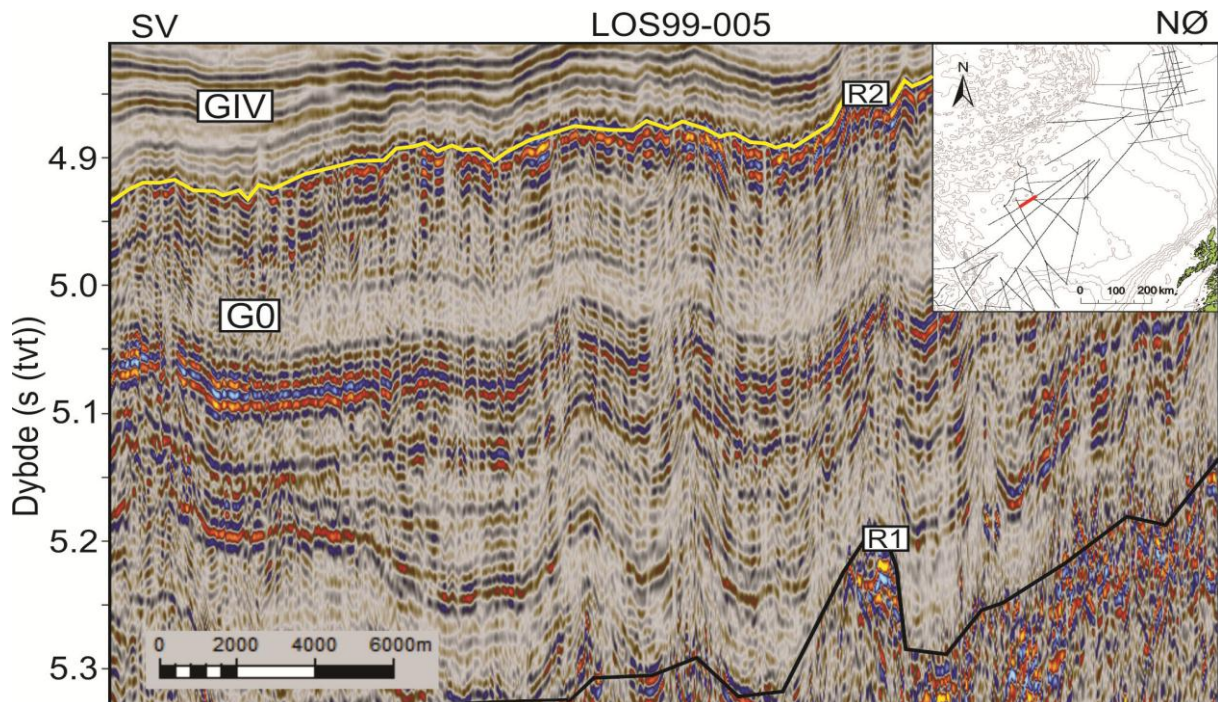
Enhet II (2125–2805 m.u.h.) omfatter midtre eocen (Fig. 4.24), og består blant annet av mørk grå slamstein. Lag av kalk og dolomitt er også identifisert (Ryseth et al., 2003). En betydelig sandsteinsekvens er også identifisert i dette intervallet (2185–2805 m.u.h.). Enhet III representerer tidsrommet oligocen – miocen (1885-2083 m.u.h.) (Fig. 4.24) og er rik på diatomeer og radiolarer. Den oligocene delen av enheten består av slamstein, mens sedimentene av midtre til øvre miocen alder er rik på siltig slamstein og noe finkornet sandstein (Ryseth et al., 2003). Den yngste enheten i denne brønnen, Enhet IV (0–1885 m.u.h.) (Fig. 4.24), samsvarer med Enhet GIV. Enheten er av sen pliocen til pleistocen alder og hele enheten inneholder kalkrike mikrofossiler. Litologien er dominert av grå leire og leirstein med tynne lag med fin- til grovkornet sand (Ryseth et al., 2003).



**Figur 4.24.** Oversikt over litologi i 7216/11-S sammen med litologiske enheter definert i brønnloggen og tilsvarende seismiske enheter (modifisert fra Ryseth et al., 2003). Korrelasjon av litologiske enheter mot seismiske enheter er også vist.

### 4.2.3. Karakteristikk av polygonale forkastninger

Polygonalforkastningene i Lofotenbassenget er hovedsakelig lokalisert i Enhet G0. Analysene på polygonalforkastningene er utført i den sentrale og den sørvestlige delen av bassenget (Fig. 4.16), ettersom det bare er i dette området et tydelig PFS er identifisert. Det er ikke observert en inndeling av polygonalforkastninger i flere lagrekker i Lofotenbassenget, men store deler av Enhet G0 er kraftig forkastet (Fig. 4.25).

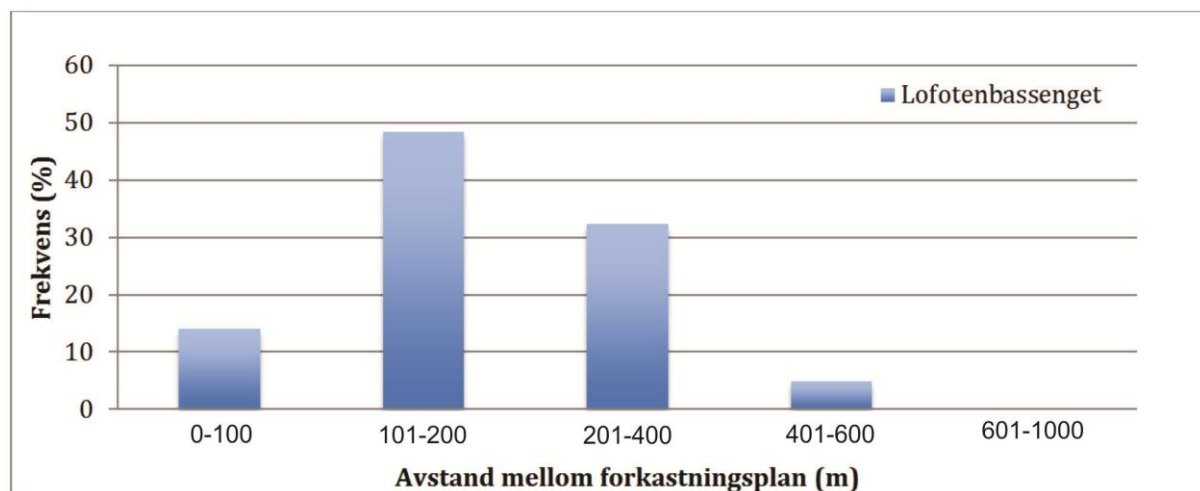


**Figur 4.25.** Det seismiske profilet LOS99-005 viser hvordan hele Enhet G0 er forkastet i Lofotenbassenget. Lokasjonen til det seismiske profilet er markert med rød linje øverst til høyre.

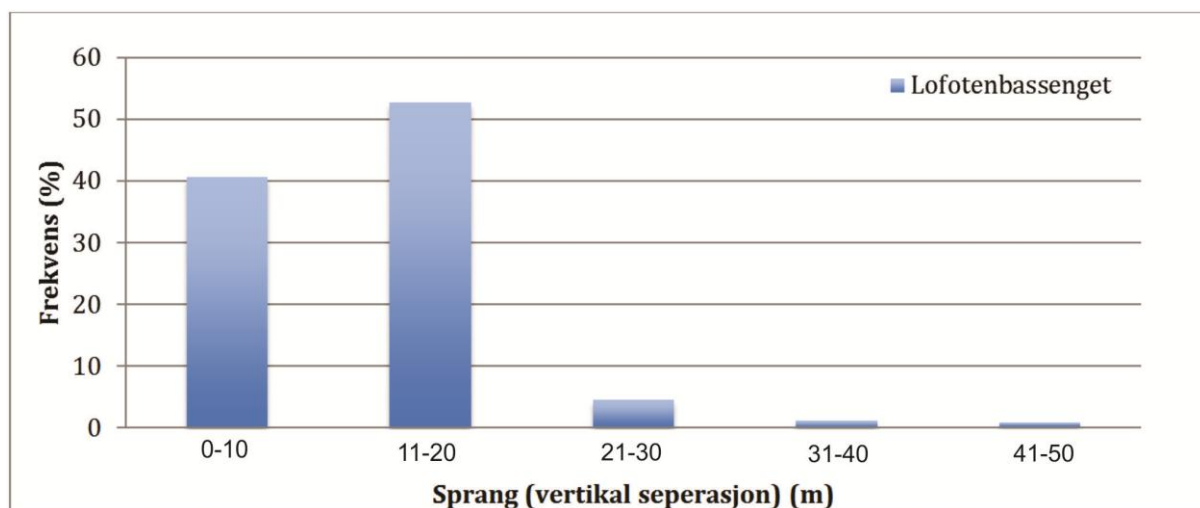
Som i Norskebassenget er det vanskelig å si noe om lengden på forkastningsplan i Lofotenbassenget på grunn av datakvalitet og det faktum at deler av Enhet G0 i stor grad er akustisk transparent og det er derfor ikke er mulig å følge forkastningsplanet. Forkastningsplanene kan imidlertid tilsynelatende karakteriseres som planære.

Det er tydelig fra de statiske dataene i Lofotenbassenget at de polygonale forkastningene forekommer med svært høy tetthet (Fig. 4.26). Over 60 % av forkastningene er  $\leq 200$  m fra hverandre (Fig. 4.26), og den gjennomsnittlige avstanden er på 193 m. Det er også bemerkelsesverdig få målte forkastninger som overskrider sprang  $>20$  m ( $<7$  %) (Fig. 4.27). Dette betyr at de aller fleste sprangverdiene som er målt i Lofotenbassenget er ned mot grensen for seismisk oppløsning, som i dette området er på mellom 5.8 og 10.1 m (Tabell 3.2). Målingene som er utført gir et gjennomsnittlig sprang på forkastningene i Lofotenbassenget på 12 m.

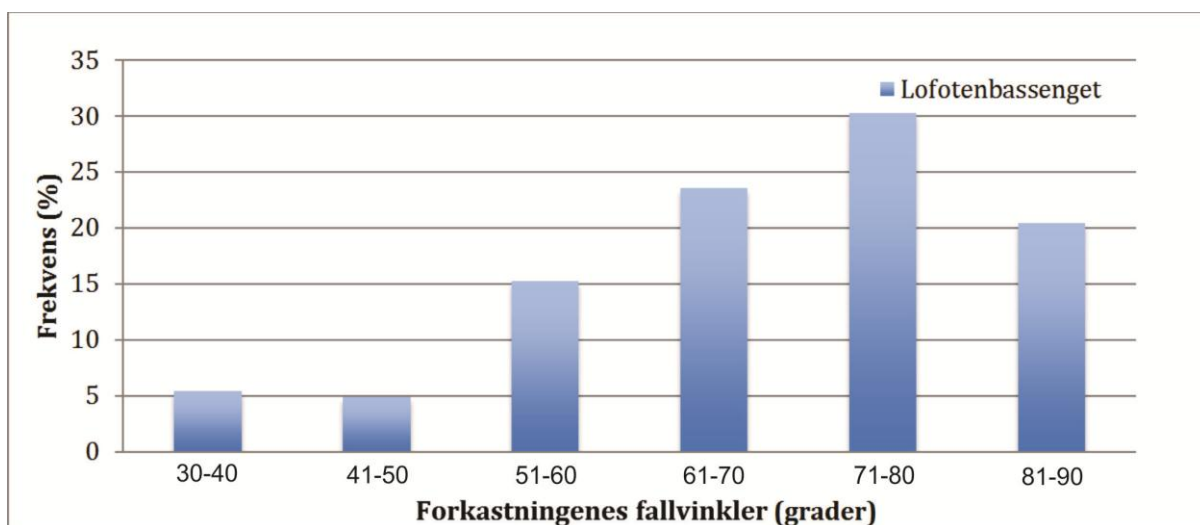
De polygonale forkastningene i Lofotenbassenget viser et bredt spekter av fallvinkler, men det er tydelig at brattere vinkelverdier er dominerende (Fig. 4.28). Over 50 % av fallvinklene er over 70°, mens det gjennomsnittlige fallet er estimert til 68°.



Figur 4.26. Statistikk over avstand mellom forkastningsplan målt i Lofotenbassenget. N=500.



Figur 4.27. Statistikk over sprang på forkastninger målt i Lofotenbassenget. N=347.



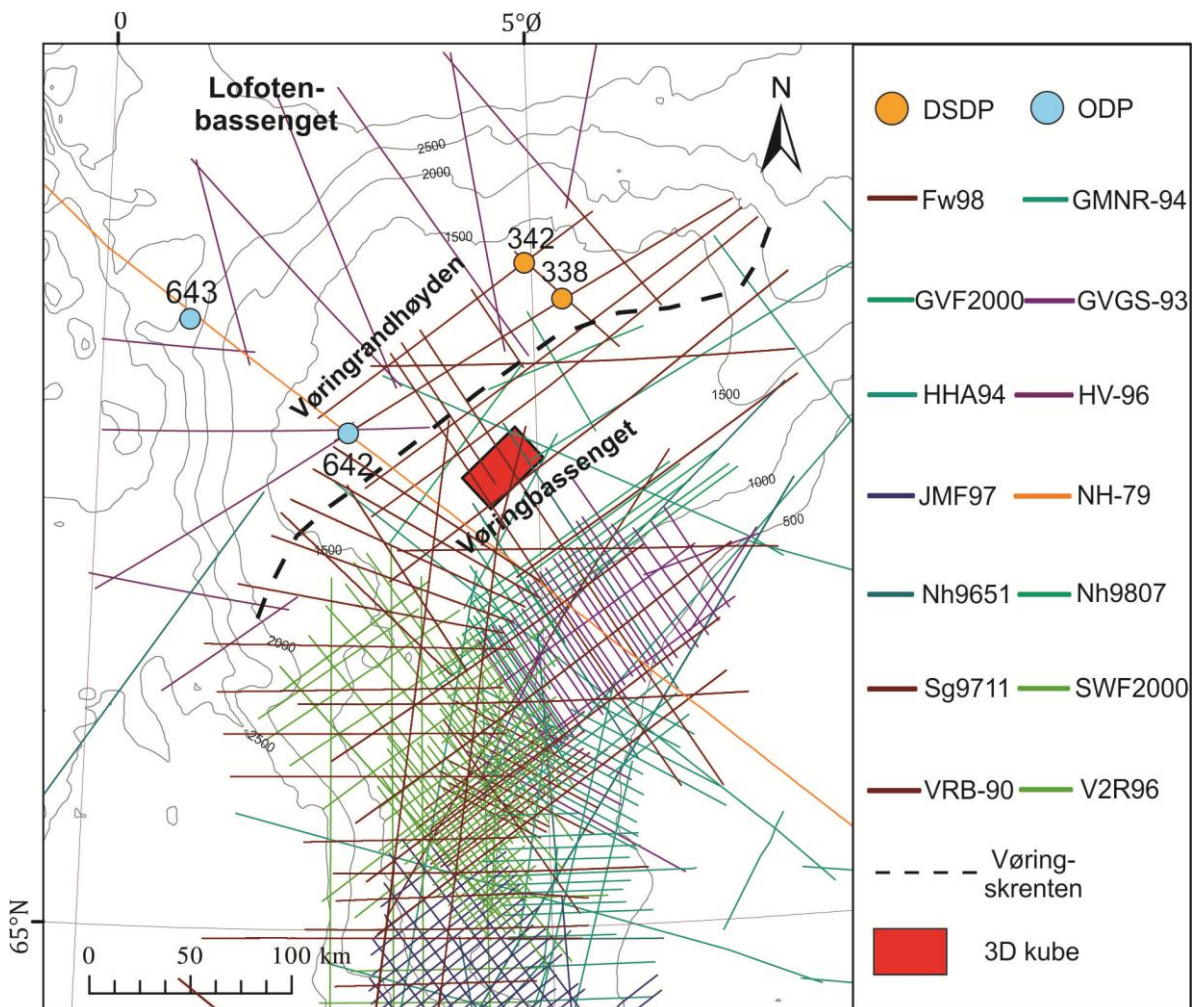
Figur 4.28. Statistikk over Fallvinkler på forkastninger målt i Lofotenbassenget. N=347.



### 4.3. Vøringplatået

I motsetning til dyphavsbasengene, hviler sedimentene på Vøringplatået på kontinentalskorpe. I Vøringbassenget finnes det som nevnt mektige sedimentsekvenser av kritt alder som underligger den kenozoiske lagpakken. I den vestlige delen av bassenget og på Vøringrandhøyden (Fig. 4.29) overligger den kenozoiske lagpakken lavastrømmer fra eocen (Brekke, 2000).

Den kenozoiske sedimentære lagpakken på Vøringplatået har størst mektighet i Vøringbassenget, hvor den er ca. 2.5 km mektig (Mjelde et al., 1997). Opp mot Vøringrandhøyden tynnes den kenozoiske lagpakken betraktelig, og på selve platået er mektigheten av den sedimentære lagpakken på om lag 600 m (Mjelde et al., 1997). For dybdekonvertering av seismiske data er en gjennomsnittlig intervallhastighet på 1.7 km/s benyttet (Kollsgård, 2010; Rise et al., 2010). Lokasjon av tilgjengelig kjernedata og seismiske linjer er vist sammen med 3D-datasett på Figur 4.29.

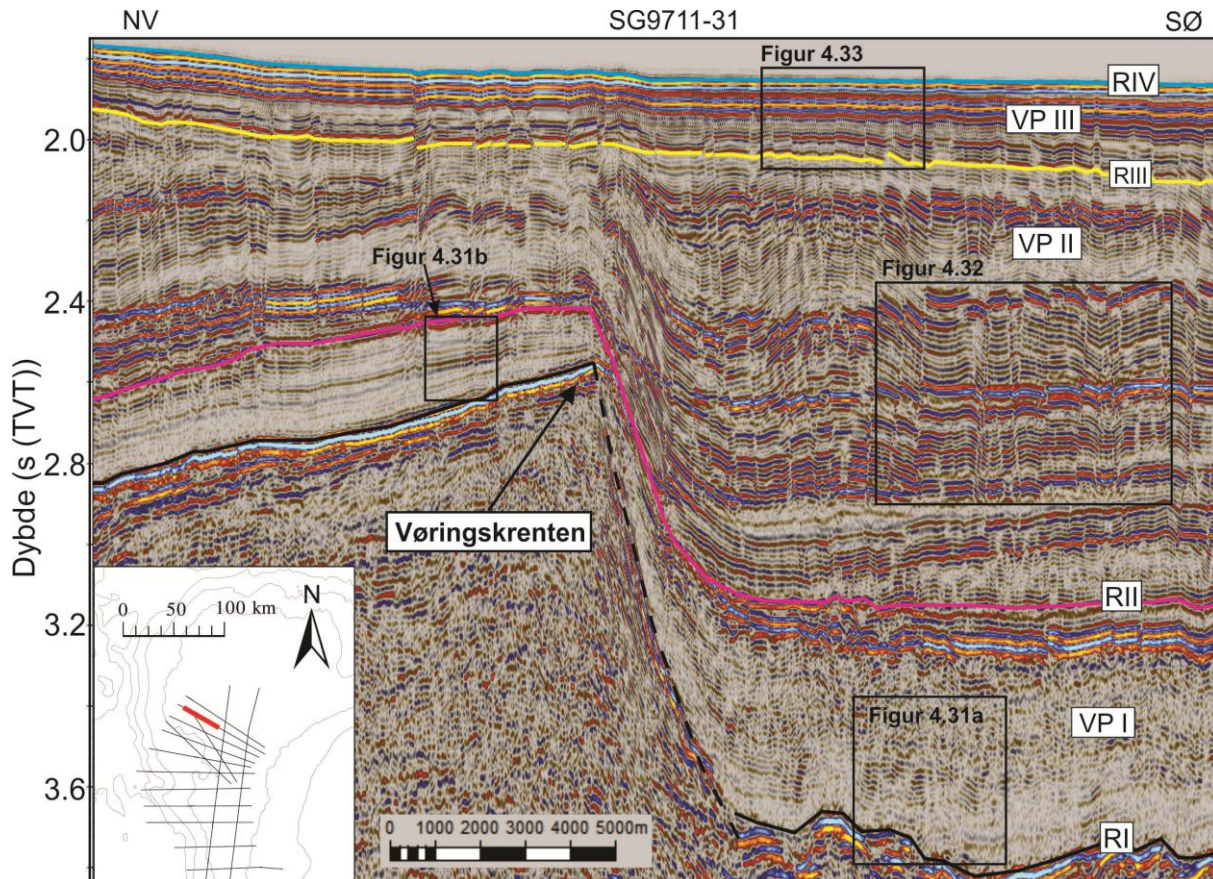


**Figur 4.29.** Oversikt over Vøringplatået med tilgjengelig seismikk og kjernelokaliteter. Batymetriske konturintervall er gitt i meter.



### 4.3.1. Seismiske enheter

Tre seismiske enheter er identifisert i den kenozoiske lagpakken på Vøringplatået, og er i denne studien kalt Enhet VP I (eldst), VP II og VP III (Fig. 4.30). Inndelingen av disse enhetene er i hovedsak basert på tidligere arbeid på de seismiske profilene (Kollsgård, 2010; Håland, 2012).

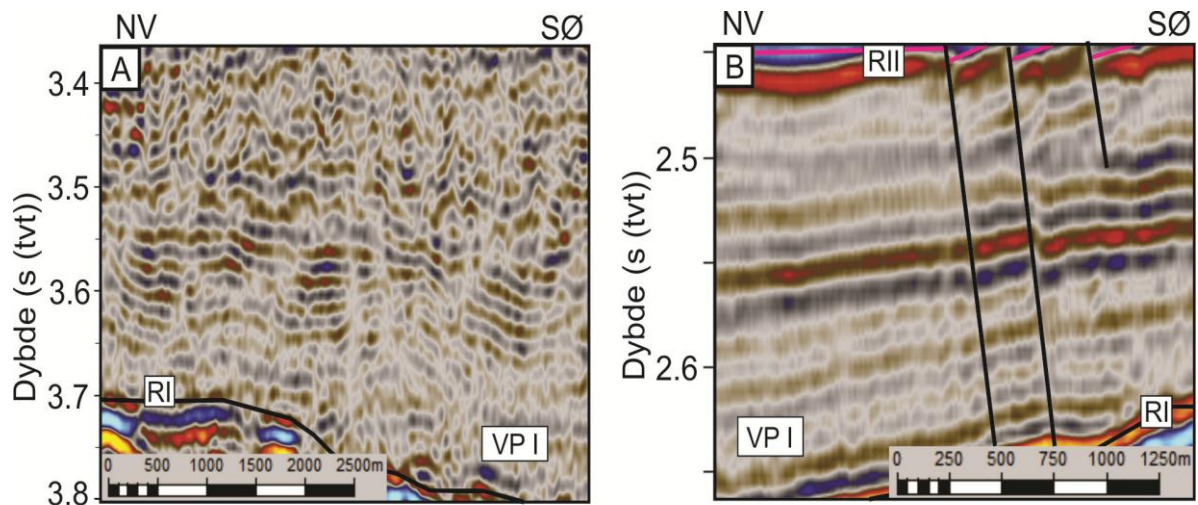


**Figur 4.30** Representativ oversikt over de tre seismiske enhetene (VP I-III) på Vøringplatået. Polygonalforkastningene er mest fremtredende i Enhet VP II, men påvirker også de to andre definerte enhetene. Den røde linjen på kartet nederst til venstre markerer lokasjonen til den seismiske linjen.

#### Enhet VP I

Enhet VP I er avgrenset i bunn av Reflektor RI på Vøringrandhøyden og i den vestre delen av Vøringbassenget. Denne reflektoren representerer de basaltiske lavastrømmene og kjennetegnes av høy amplitude i hele området (f. eks. Hjelstuen et al., 1999b). I den østre delen av Vøringbassenget har enheten en nedre grense mot Reflektor RII som skiller enheten fra underliggende sedimentære avsetninger. I toppen grenser Enhet VP I mot Reflektor RII, som hovedsakelig er en kontinuerlig reflektor som stedvis er brutt av polygonalforkastninger.

Enhet VP I består av parallelle til subparallelle reflektorer med generelt lav til middels amplitude (Fig. 4.31). Lokalt har enheten et akustisk transparent uttrykk. Reflektorene i selve Vøringbassenget er mer utpreget subparallelle og lokalt er de sterkt brutt opp (Fig. 4.31a), mens reflektorene på Vøringrandhøyden er tydelig parallelle (Fig. 4.31b). Lokalt, spesielt i øvre deler, er Enhet VP I brutt av forkastninger. Mektigheten av Enhet VP I varierer, men den er hovedsakelig rundt 0,7 s (tvt) (ca. 600 m) i Vøringbassenget, mens den vest for Vøringskrenten er noe tynnere, ca. 0,2 s (tvt) (ca. 170 m).



**Figur 4.31.** A) Enhet VP I kjennetegnes øst for Vøringskrenten av subparallelle reflektorer. B) Vest for Vøringskrenten er Enhet VP I karakterisert av parallelle reflektorer, som blir brutt av et mindre antall forkastninger. Figurens lokalitet er markert på Figur 4.30.

#### Enhet VP II

Enhet VP II er avsatt stratigrafisk over Enhet VP I og er bundet av Reflektor RII og Reflektor RIII (Fig. 4.30). Hele denne enheten består av parallelle reflektorer med middels til høy amplitude som er brutt av et stort antall forkastninger (Fig. 4.32). En rekke av forkastningene penetrerer gjennom hele Enhet VP II, og ofte med en forlengelse inn i over- og underliggende seismiske enheter. Mektigheten Enhet VP II er 0,7-1 s (tvt) (600-850 m) i Vøringbassenget, mens den vest for Vøringskrenten generelt er noe tynnere, <0,5 s (tvt) (< 430 m).





**Figur 4.32.** Veleksponte polygonalforkastninger penetrerer hele Enhet VP II. Figurens lokalitet er markert på Figur 4.30.

#### *Enhet VP III*

Denne enheten er avgrenset av Reflektor RIII og havbunnsreflektoren, Reflektor RIV. I Vøringbassenget og på Vøringrandhøyden karakteriseres denne enheten hovedsakelig av akustisk laminert facies med middels til høy amplitude (Fig. 4.33). De opprinnelig parallelle reflektorene blir hyppig brutt av forkastninger. Dette gjelder spesielt de stratigrafisk nederste delene av Enhet VP III.

Vest i Vøringbassenget og vest for Vøringskrenten (Fig. 4.29) er enheten generelt tynn, <0,5 s (tvt) (<430 m), mens mektigheten øker østover til opp mot 1,5 s (tvt) (1300 m). I dette området, på den østlige marginen av Vøringbassenget, domineres enheten av akustisk kaotiske facies bundet av enkeltreflektorer med høy amplitude.



**Figur 4.33.** Enhet VP III kjennetegnes av parallelle reflektorer med middels til høy amplitude, og deler av enheten påvirkes av forkastninger. Figurens lokalitet er markert på Figur 4.30.

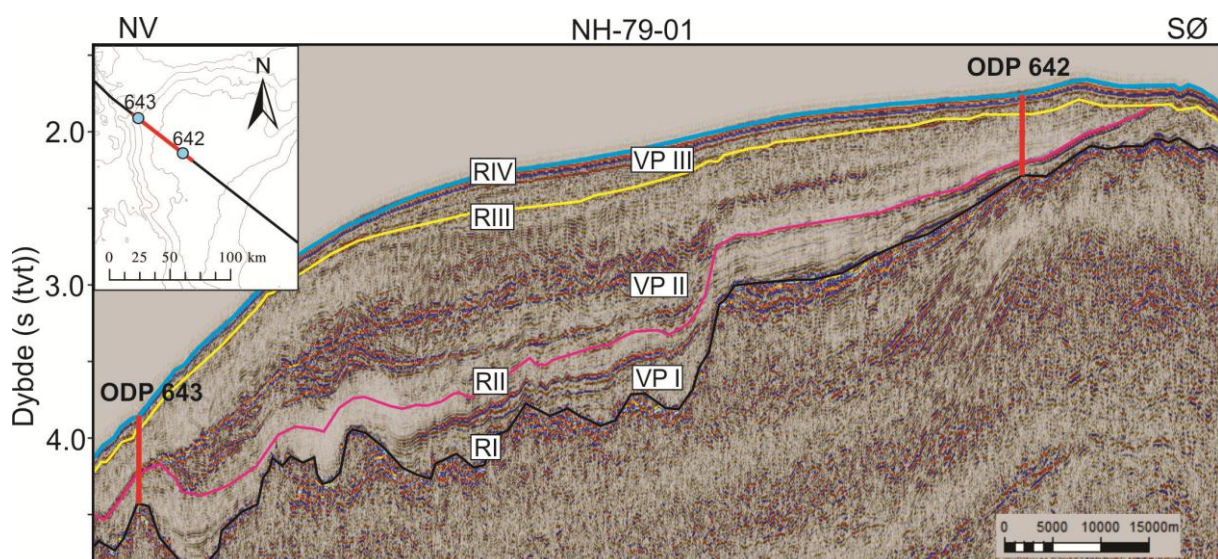
### 4.3.2. Litostratigrafi

Fire kjerner er benyttet for å knytte litologisk sammensetning og alder til de identifiserte seismiske enhetene. Disse er ODP Sitene 643 og 642, samt DSDP Sitene 338 og 342 (Fig. 4.29).

#### ODP Site 643

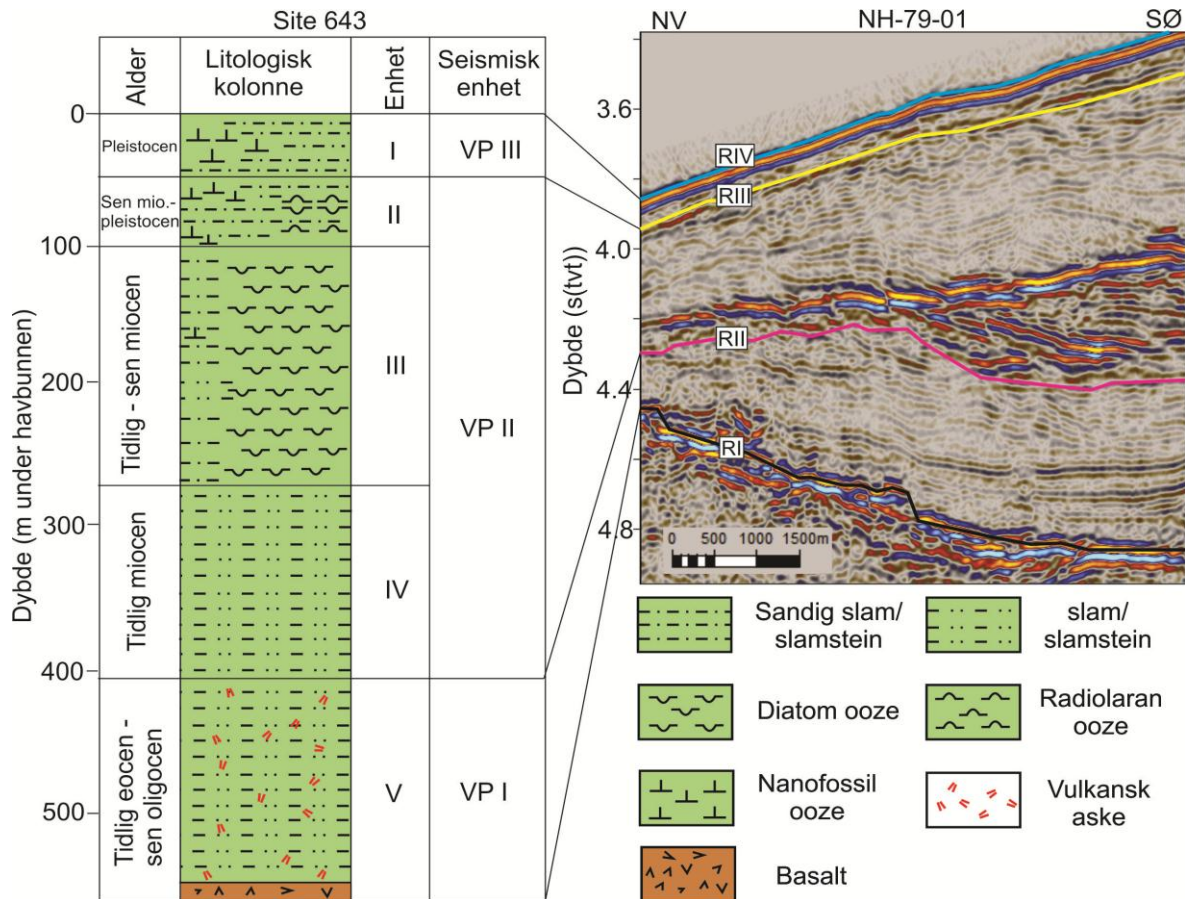
ODP Site 643 er lokalisert på den nedre delen av Vøringskråningen (Fig. 4.34). Kjernen er 565,2 m dyp og penetrerer en kenozoisk sekvens bestående av hemipelagiske og pelagiske sedimenter (Shipboard Scientific Party, 1987b).

Litologien på denne lokaliteten er delt inn i fem enheter, Enhet I-V (Fig. 4.35), og er beskrevet av Shipboard Scientific Party (1987b). Enhet I (0-49,4 m under havbunnen) er karakterisert av skiftende lagdeling av mørk, karbonatrik, glasial slam og lys, karbonatrik, interglasial slam som er avsatt i pleistocen. Enhet II (49,4-100,2 m under havbunnen) består av slam og sandig slam med silika og nannofossil ooze. Enheten er av sen miocen til pleistocen alder. Enhet III (100,2-274,1 m under havbunnen) er dominert av diatom ooze, med noe silikarisk slam og nannofossil ooze. Datering av enheten viser at den er av tidlig miocen til sen miocen alder. Enhet IV (274,1-400,7 m under havbunnen) inneholder laminert slamstein med noe kalk. Enhet IV er avsatt i tidlig miocen. Enhet V (400,7-565,2 m under havbunnen) er av tidlig eocen til sen oligocen alder og består av zeolittisk slamstein og pyroklastiske sedimenter. Bunnen av enheten består av basaltisk konglomerat.



**Figur 4.34.** Den seismiske linjen NH-79-01 krysser både ODP site 642 og 643 og kan derfor korreleres direkte med kjernedataene. På kartet øverst til venstre er profillets lokasjon markert med rød linje, mens kjernenes lokaliteter er markert med blå sirkel.



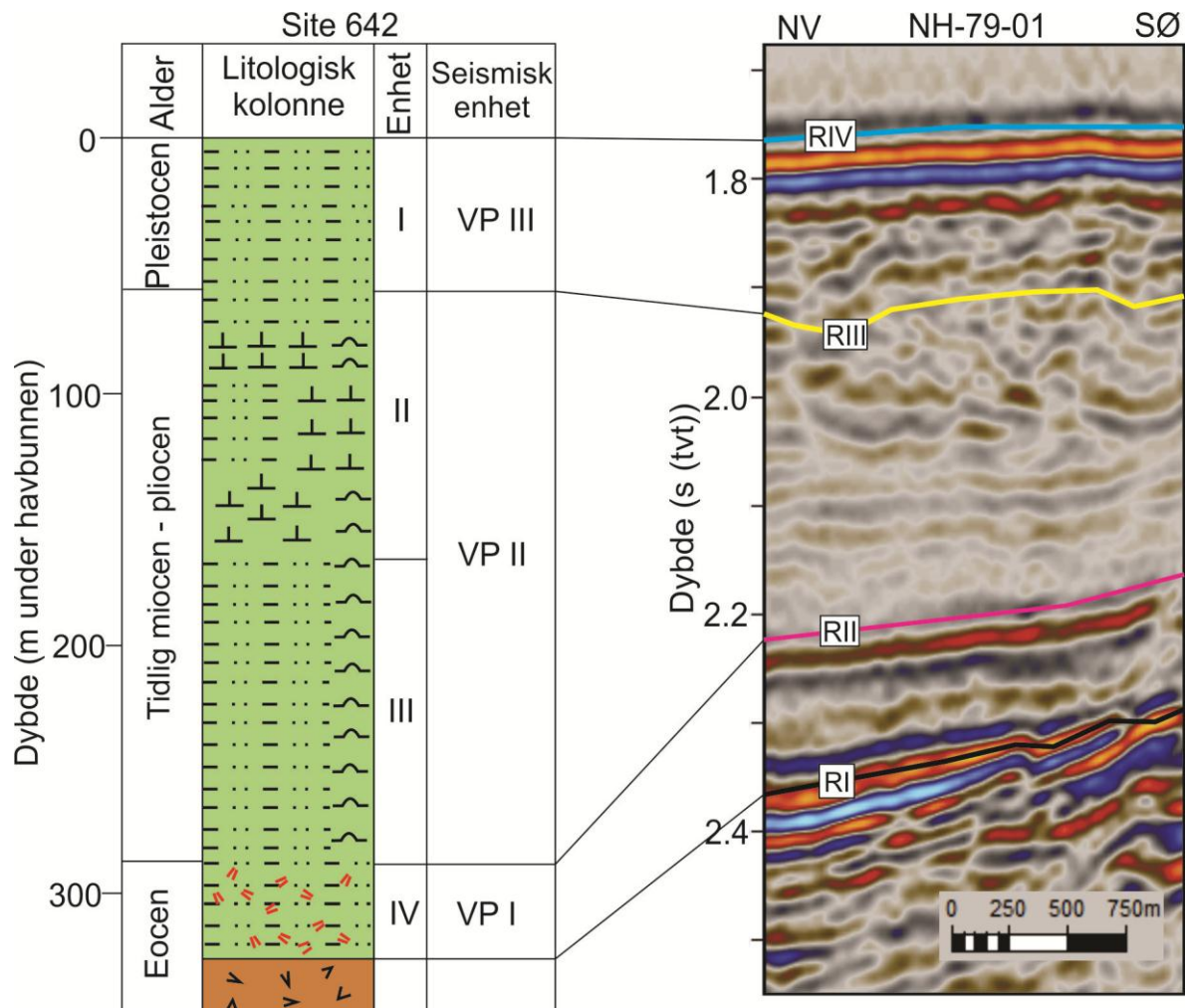


**Figur. 4.35.** Oversikt over litologiske enheter, sammensetning og alder identifisert i ODP site 643. Kjernen er modifisert fra Shipboard Scientific Party (1987b) og korrelert mot den seismiske linjen NH-79-01 som er lokalisert på Vøringkråningen (Fig. 4.34).

#### ODP Site 642

ODP Site 642 er lokalisert like vest for Vøringkrenten på den ytre delen av Vøringplatået (Fig. 4.29 og Fig. 4.34). Kjernen er totalt 1229 m dyp, hvor de øverste 315 m er sedimenter, mens det i dybdeintervallet 315-1229 m er identifisert basalt (Shipboard Scientific Party, 1987a).

Den sedimentære sekvensen er delt i fire litologiske enheter, Enhet I-V (Fig. 4.36), som er beskrevet i detalj av Shipboard Scientific Party (1987a). Enhet I omfatter de øverste 60 m av kjernen og består av alternerende lag med mørk karbonatfattig glasial slam, og lys, karbonrik, interglasial sandig slam. Denne enheten er hovedsakelig avsatt i pleistocen tid. Enhet II (60 -157 m under havbunn) består av nanofossil og silikatrik ooze og slam, og er av midtre miocen til sen pliocen alder. Enhet III (157- 277 m under havbunnen) er avsatt i perioden tidlig miocen til midtre miocen og består av silikatrik slam og ooze. Den eldste sedimentære enheten, Enhet IV (277-315 m under havbunnen), består av vulkanoklastisk slam, sandig slam og sand. Denne enheten er avsatt i eocen.



**Figur 4.36.** Oversikt over identifiserte litologiske enheter i ODP site 642, samt deres sammensetning og alder. Kjernen er modifisert fra Shipboard Scientific Party (1987a) og korrelert mot den seismiske linjen NH-79-01 som er lokalisert på Vøringsskråningen (Fig. 4.29). Tegnforklaring til den litologiske kolonnen er vist på Figur 4.35.

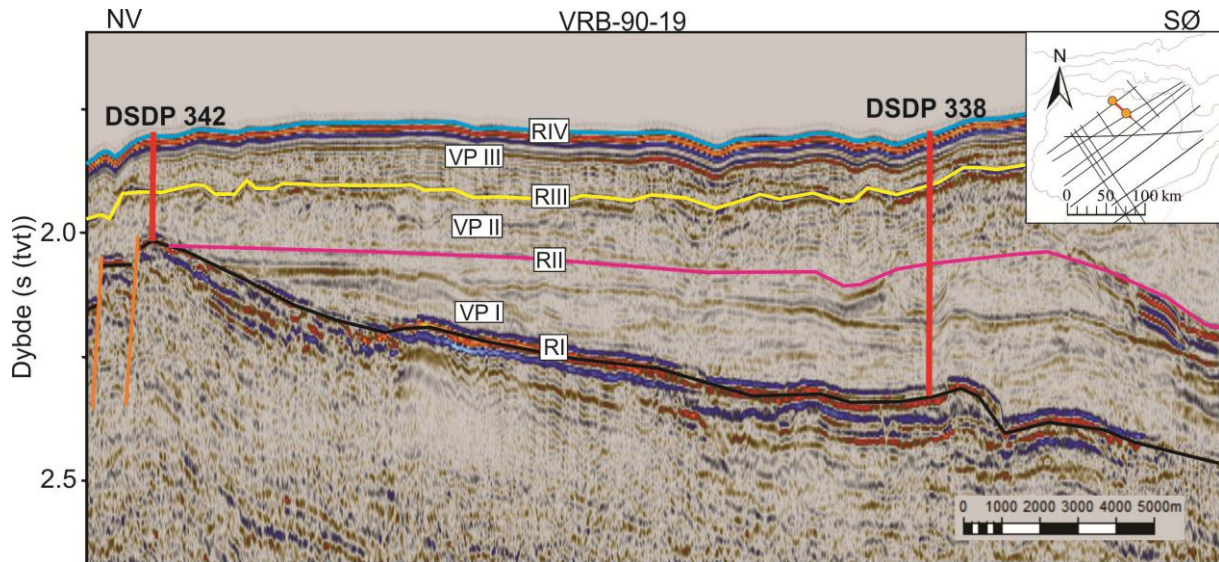
#### DSDP Site 338

DSDP Site 338 er lokalisert på den nordlige delen av Vøringplatået (Fig. 4.29 og Fig. 4.37), og penetrerer 437 m av sedimentkolonnen i dette området. De eldste sedimentene på lokasjonen er identifisert på et dyp under havbunnen på 401,8 m og er av tidlig eocen alder (Shipboard Scientific Party, 1976b).

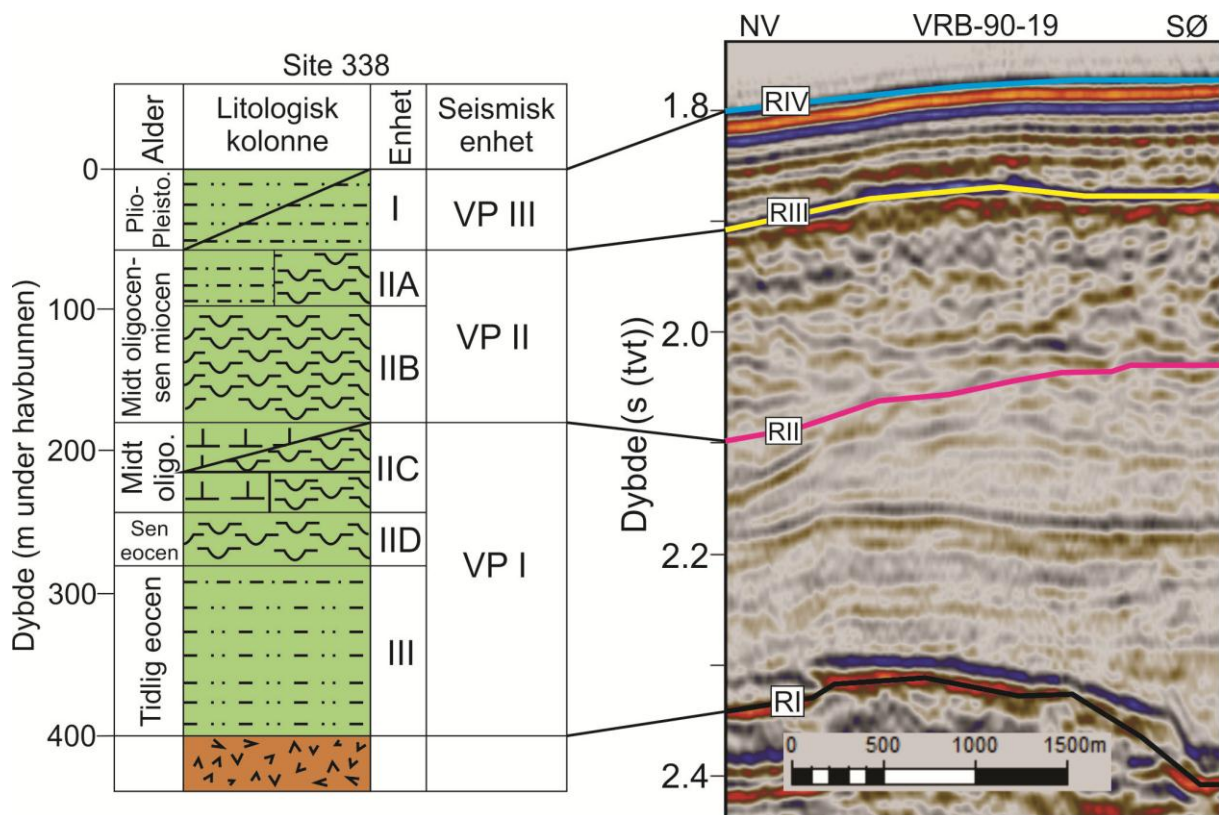
På denne lokaliteten består den sedimentære lagpakken av tre hovedenheter, hvor Enhet II kan deles videre i fire underenheter (Fig. 4.38) (Shipboard Scientific Party, 1976b). Enhet I (0-61 m under havbunnen) består av slam, sandig slam og kalkrik ooze. Denne enheten inneholder også grus og er hovedsakelig avsatt i pleistocen. Enhet II (61-285 m under havbunnen) er av sen eocen til sen miocen alder. Enhet IIa består av slamrik diatom ooze, og Enhet IIb er karakterisert av datom ooze. Videre er Enhet IIc



karakterisert av både av slam- og kalkrik diatom ooze, mens Enhet IId kjennetegnes av grønn diatom ooze. Enhet III (285-401,8 m under havbunnen) er avsatt i tidlig eocen og består av sandig slam, slam og lokalt kalkrik slam.



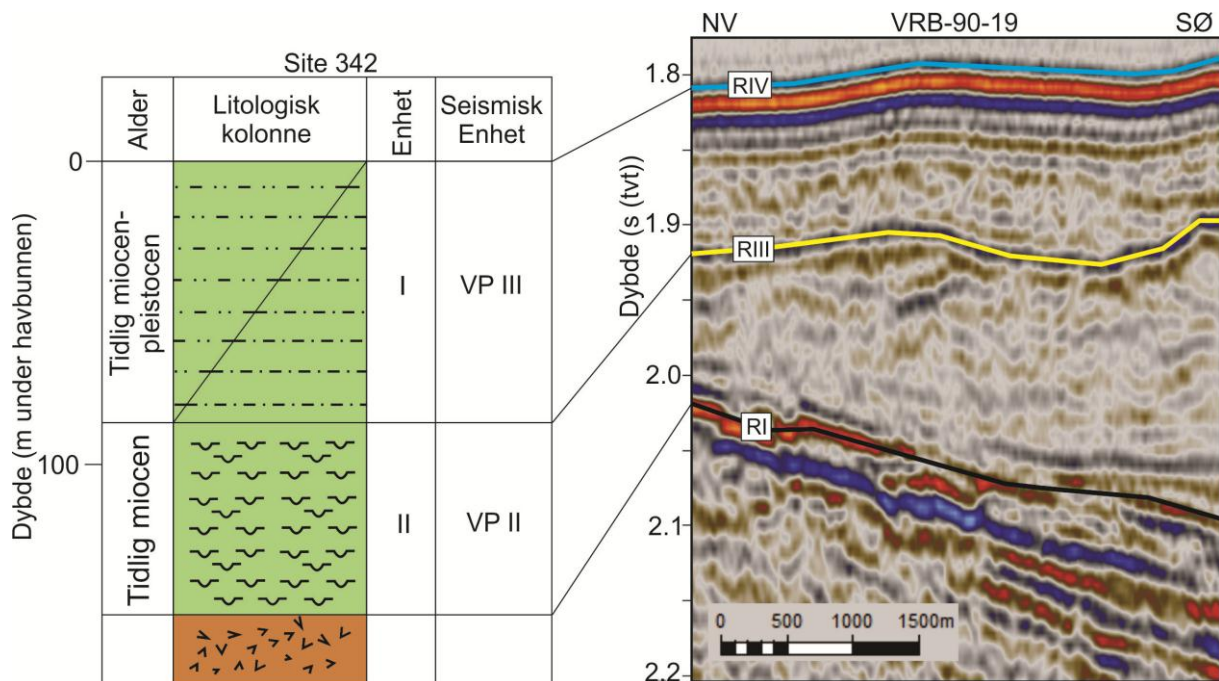
**Figur 4.37.** Både DSDP site 338 og DSDP Site 342 krysses av det seismiske profilet VRB-90-19. på kartet øverst til høyre er profilets lokasjon markert med rød linje, mens kjernenes lokaliteter er markert med oransje sirkel.



**Figur 4.38.** Kjernen er modifisert fra Shipboard Scientific Party (1976b) og illustrerer litologiske enheter i DSDP Site 338, samt deres sammensetning og alder. Data fra loggen er korrelert mot den seismiske linjen VRB-90-19 som er lokalisert nord på Vøringrandhøyden (Fig. 4.29). Tegnforklaring til den litologiske kolonnen er vist på Figur 4.35.

*DSDP Site 342*

DSDP Site 342 er lokalisert nord på Vøringplatået, like øst for DSDP Site 338 (Fig. 4.29 og Fig. 4.37), og penetrerer ned til et dyp på 170,5 m under havbunnen hvor 151 m er sedimentære avsetninger. Litologisk innhold i de sedimentære avsetningene samsvarer i stor grad med de som er beskrevet i DSDP Site 338, men forskjellen ligger i at sedimenter av eocen alder ikke er avsatt (Shipboard Scientific Party, 1976b). Miocene sedimenter hviler derfor direkte på de basaltiske bergartene av eocen alder. Den sedimentære lagpakken deles i to hovedenheter, Enhet I og Enhet II (Fig. 4.39) (Shipboard Scientific Party, 1976b). Enhet I (0-85,8 m under havbunnen) består av grå, kalkrik slam med grus og sandig slam. Enheten er avsatt i tidlig miocen-pleistocen. Enhet II (85,8–153,2 m under havbunnen) er avsatt i tidlig miocen og består av slam, nannofossil ooze, diatom ooze, samt noe sandig slam i nedre deler av enheten.



**Figur 4.39.** Oversikt over litologiske enheter i DSDP Site 343, samt deres sammensetning og alder. Kjernen er modifisert fra Shipboard Scientific Party (1976b) og korrelert mot den seismiske linjen VRB-90-19 som er lokalisert på den nordlige delen av Vøringgrandhøyden (Fig. 4.29). Tegnforklaring til den litologiske kolonnen er vist på Figur 4.35.

*Stratigrafisk oppsummering*

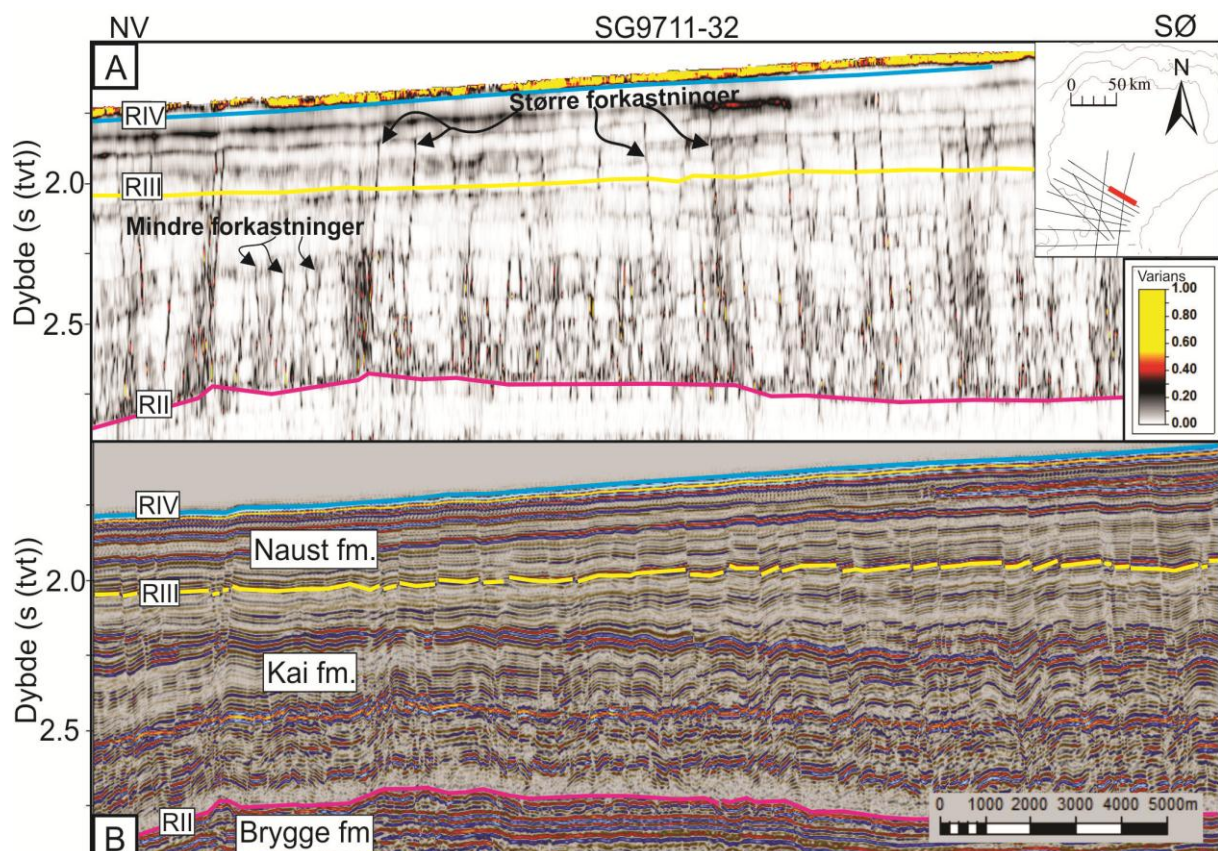
De seismiske enhetene som er beskrevet i dette studiet kan også korreleres med tidligere etablert stratigrafisk litologi på Vøringplatået (Håland, 2012). Resultatet viser at Enhet VP I, II og III samsvarer med Brygge-, Kai- og Naustformasjonene beskrevet av Dalland et al. (1988). I den videre analysen av PFS vil disse formasjonsnavnene benyttes for å navngi enhetene.



### 4.3.3. Karakteristikk av polygonale forkastninger (2D-data)

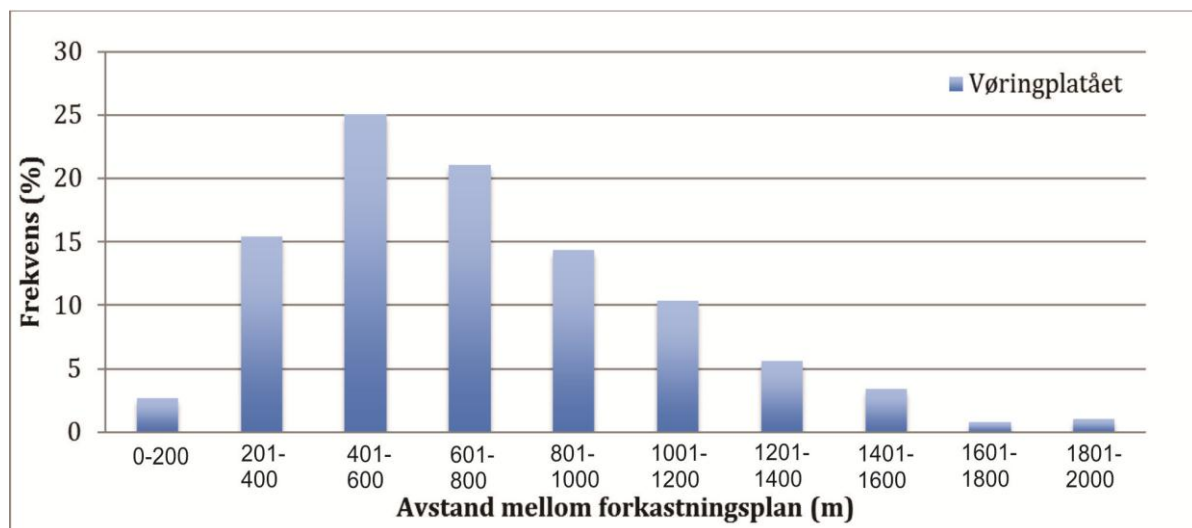
Som kjernedataene viser er de polygonale forkastningene på Vøringplatået hovedsakelig lokalisert i Kaiformasjonen, det vil si i finkornede sedimenter av oligocen til sen miocen alder. Imidlertid er det observert flere tilfeller hvor forkastningsplan også påvirker deler av Naustformasjonen eller penetrerer inn i den eldre Bryggeformasjonen. Det er ikke observert en tydelig inndeling av avgrensede polygonale lagrekker («Tiers») i Vøringbassenget, selv om det er tydelig at tettheten av forkastninger øker med økende stratigrafisk dybde.

På grunn av tydelig horisontal stratifisering i Vøringbassenget er individuelle forkastninger i dette området visuelt svært lett å identifisere. Dette medfører også at forkastningsplanene kommer spesielt godt til uttrykk ved hjelp av «varians»-metoden (Fig. 4.40a). Det er tydelig at den forkastede sekvensen er karakterisert av konjugerte forkastninger som danner horst- og grabenstrukturer. De «større» forkastningene med forkastningsplan på om lag 1000 m penetrerer hele Kaiformasjonen. Mellom disse forkastningene er det observert et stort antall «mindre» forkastninger (forkastningsplan <500 m) som bryter få horisonter, spesielt i den nedre delen av sekvensen (Fig. 4.40).

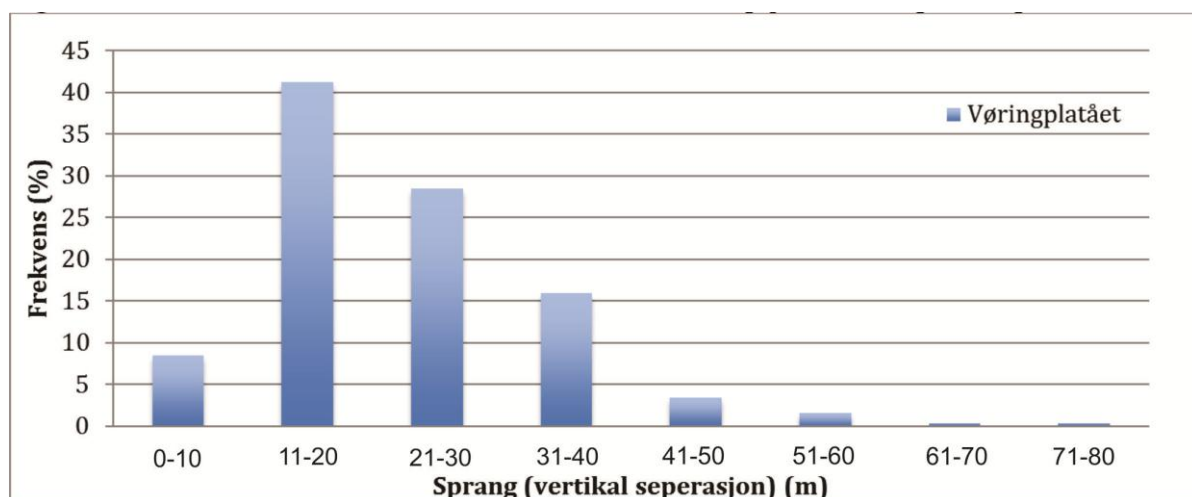


**Figur 4.40.** A) Bruk av variansattributt viser at tettheten av forkastninger varierer vertikalt. Metoden illustrerer også de to klassene med forkastninger, «mindre» og «større» forkastninger. Lokasjon markert med rødt i kartet øverst til høyre. B) Seismisk profil uten bruk av varians.

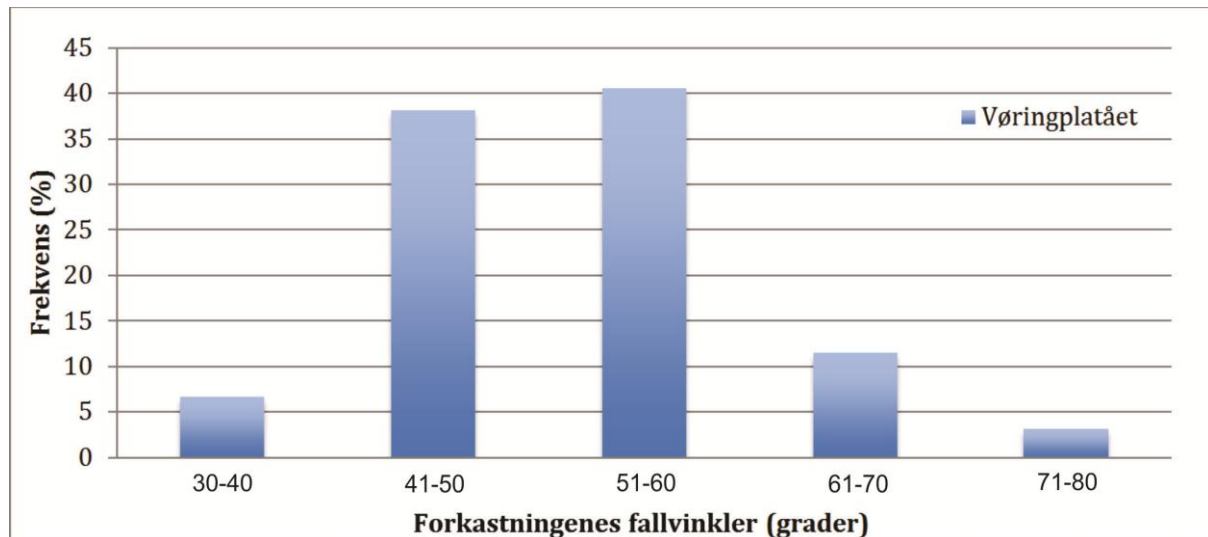
I den statistiske analysen som er blitt utført i Vøringbassenget inngår 375 forkastninger. Resultatet viser blant annet at det er en tydelig trend i målte avstander mellom forkastningsplan i området (Fig. 4.41). 25 % av forkastningene i Vøringbassenget forekommer med avstander mellom 400 og 600 m. Dataene viser så en jevn prosentvis nedgang i frekvens mot 2000 m (Fig. 4.41). Den gjennomsnittlige avstanden mellom forkastninger på Vøringplatået er 721 m. Sprangverdier er generelt lave for de studerte forkastningene hvor nesten 80 % har et sprang <30 m (Fig. 4.42). Imidlertid er det også identifisert sprangverdier på opp mot 80 meter. I likhet med andre PFS som er studert i dette studiet, er det nær sammenheng mellom sprangverdi og lengde på forkastningsplan. Det vil si at forkastninger med lengst forkastningsplan, har også de største sprangverdiene. Gjennomsnittlig sprang er estimert til 22 m. En betydelig andel av forkastningene i området har fallvinkler på mellom 40° og 60° (78 %) (Fig. 4.43), og det gjennomsnittlige fallet er beregnet til 51°.



**Figur 4.41.** Statistiske data over avstand mellom forkastningsplan i Vøringbassenget. N=375.



**Figur 4.42.** Statistiske data over sprangverdier i Vøringbassenget. N=375.



**Figur 4.43.** Statistiske data over fallvinkler i Vøringbassenget. N=375.

#### **2.3.4. Detaljbeskrivelse av polygonale forkastninger (3D-data)**

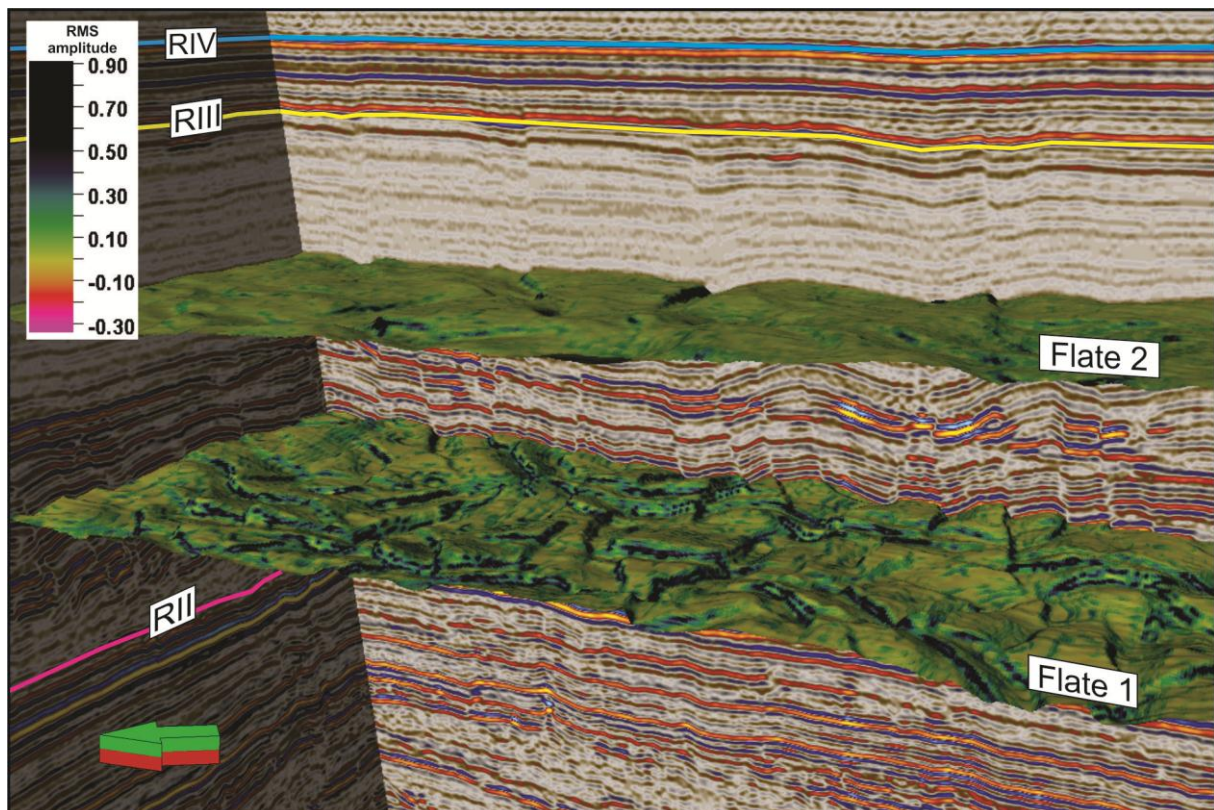
To flater er tolket i 3D-kuben i Vøringbassenget (Fig. 4.44). Begge disse flatene viser tydelige polygonale mønstre, men med iøynefallende ulikheter med tanke på tettheten av forkastningsspor. Flate 1 er lokalisert i den nederste stratigrafiske delen av Kaiformasjonen, og forkastningene i denne delen av lagpakken forekommer med høy tetthet. Flate 2 er lokalisert i den øvre delen av samme formasjon, der tettheten av forkastninger er lavere (Fig. 4.44). Det er tydelig fra de seismiske dataene at forkastningene som penetrerer Flate 2 karakteriseres som «større». Disse forkastningene bryter også gjennom Flate 1, men i denne delen av formasjonen finnes det som altså i tillegg et betydelig antall «mindre» forkastninger som bare bryter noen få reflektorer (Fig. 4.40).

Et representativt område av begge de nevnte flatene har blitt analysert i detalj. På Flate 1 er et areal på rundt 350 km<sup>2</sup> studert (Fig. 4.45). I kartplan er de polygonale forkastningene på denne flaten organisert i et mønster som er rektangulært til sterkt kurvet, og viser bred variasjon i strøkretninger. Det er tydelig at forkastningsspor på denne flaten som regel er ortogonalt orientert i skjæringspunktet, selv om skrånende vinkler ned mot ca. 60° også forekommer (Fig. 4.45). Det er vanskelig å bestemme lengden på individuelle forkastningsspor, både på Flate 1 og 2, på grunn av den høye graden av interaksjoner mellom mangfoldige forkastningsplan. Imidlertid er det generelt mulig å konkludere med at forkastningsspor på Flate 2 (Fig. 4.46) er merkbart



lengre enn de som er observert på Flate 1 (Fig. 4.45). Denne observasjonen kan forventes ettersom det er «større» forkastningsplan som dominerer på Flate 2.

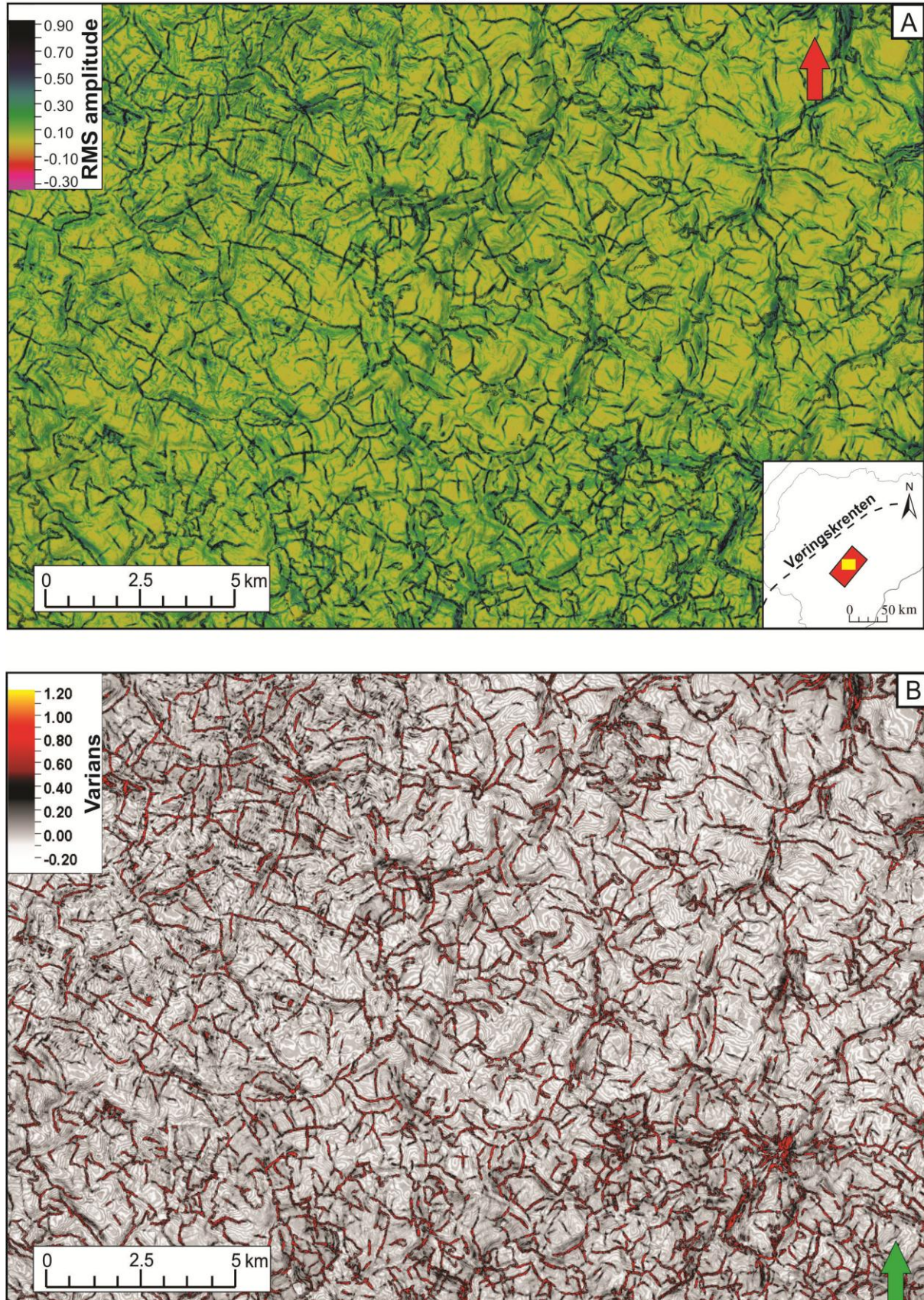
Detaljstudiet av Flate 2 omfatter et areal på 300 km<sup>2</sup>, og som nevnt er tettheten av forkastninger i denne delen av Kaiformasjonen lavere. Forkastningssporene viser noe mer utpregede kurvede karakteristikk (Fig. 4.46) enn det som er tilfelle for Flate 1. Det er også større variasjon på vinkelen i skjæringspunktet mellom forkastningsspor, men ortogonal orientering er vanligst.



**Figur 4.44.** Oversikt over de to tolkede flatene i 3D-kuben fra Vøringbassenget (se Fig. 4.29 for lokalisering). Begge flatene er lokalisert i Kaiformasjonen, og er illustrert ved hjelp av flateattributten «RMS amplitude».



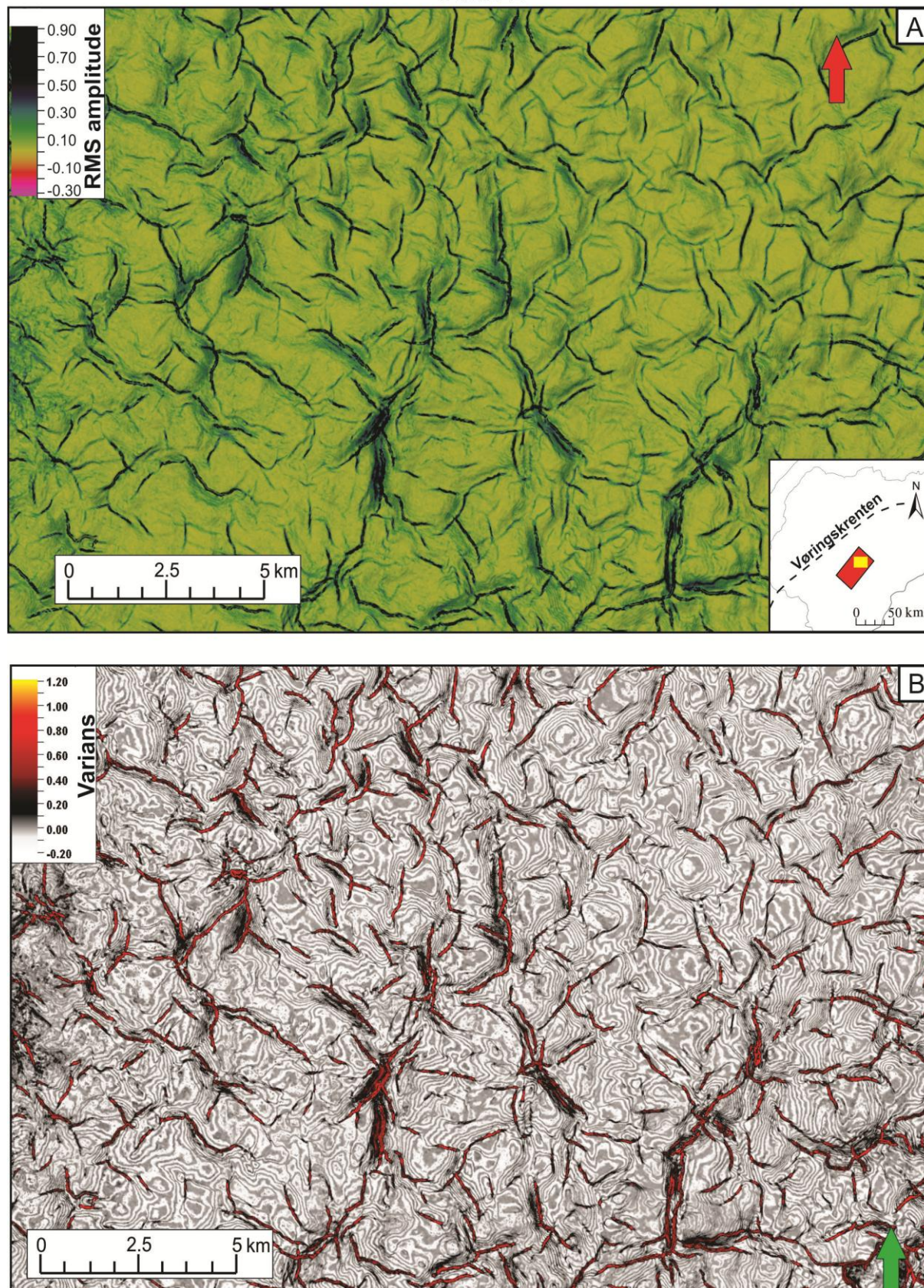
## Flate 1



**Figur 4.45.** A) Flate 1, illustrert ved RMS- (A) og variansattributter (B), viser et velutviklet polygonalt mønster med relativt små polygoner. Lokaliteten til flaten er markert med gul firkant, mens rød firkant er 3D-kuben i kartet nederst til høyre i A).



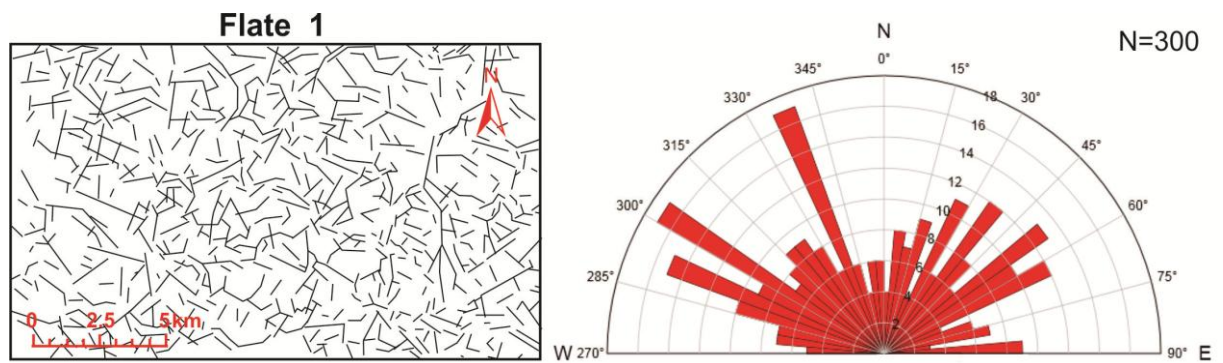
## Flate 2



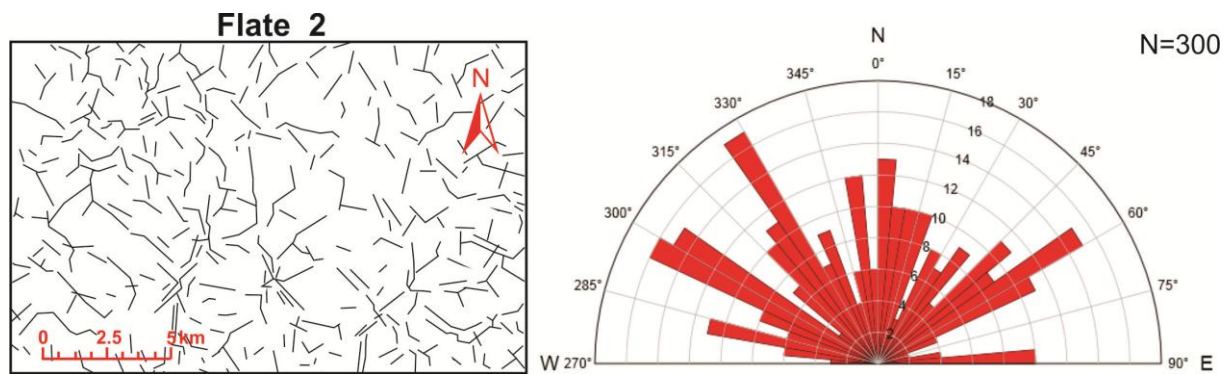
**Figur 4.46.** På Flate 2 er det observert relativt få forkastninger, med få lukkede polygoner. Til gjengjeld er forkastningsspor generelt store sammenlignet med Flate 1. Flaten er illustrert ved RMS- (A) og variansattributter (B). Lokaliteten til flaten er markert med gul firkant, mens rød firkant er 3D-kuben i kartet nederst til høyre i A).



Til sammen er det blitt gjennomført 300 målinger av strøktretning på hver av de 2 tolkede flatene (4.47 og 4.48). Dataene viser en stor spredning av strøktretninger på begge flater, men det er en svak antydning til to primære strøktrender i NV-SØ og NØ-SV retning på Flate 1 (Fig. 4.47). Liknende strøktrender er også observert på Flate 2, selv om trenden ikke er like utpreget (Fig. 4.48). I tillegg viser rosediagrammet for Flate 2 en tredje strøktrend i N-S retning på Flate 2.



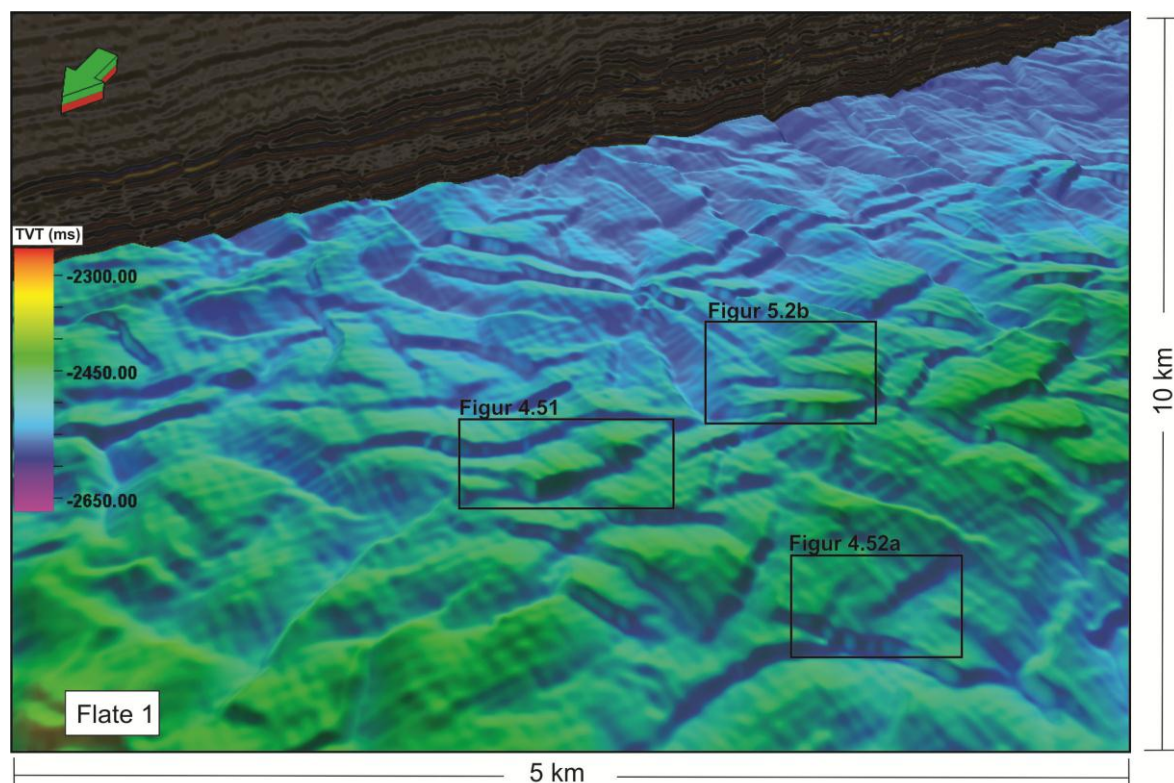
**Figur 4.47.** Tolkningen av forkastninger på Flate 1 er illustrert til venstre på figuren, mens det resulterende rosediagrammet med strøktretninger er vist til høyre.



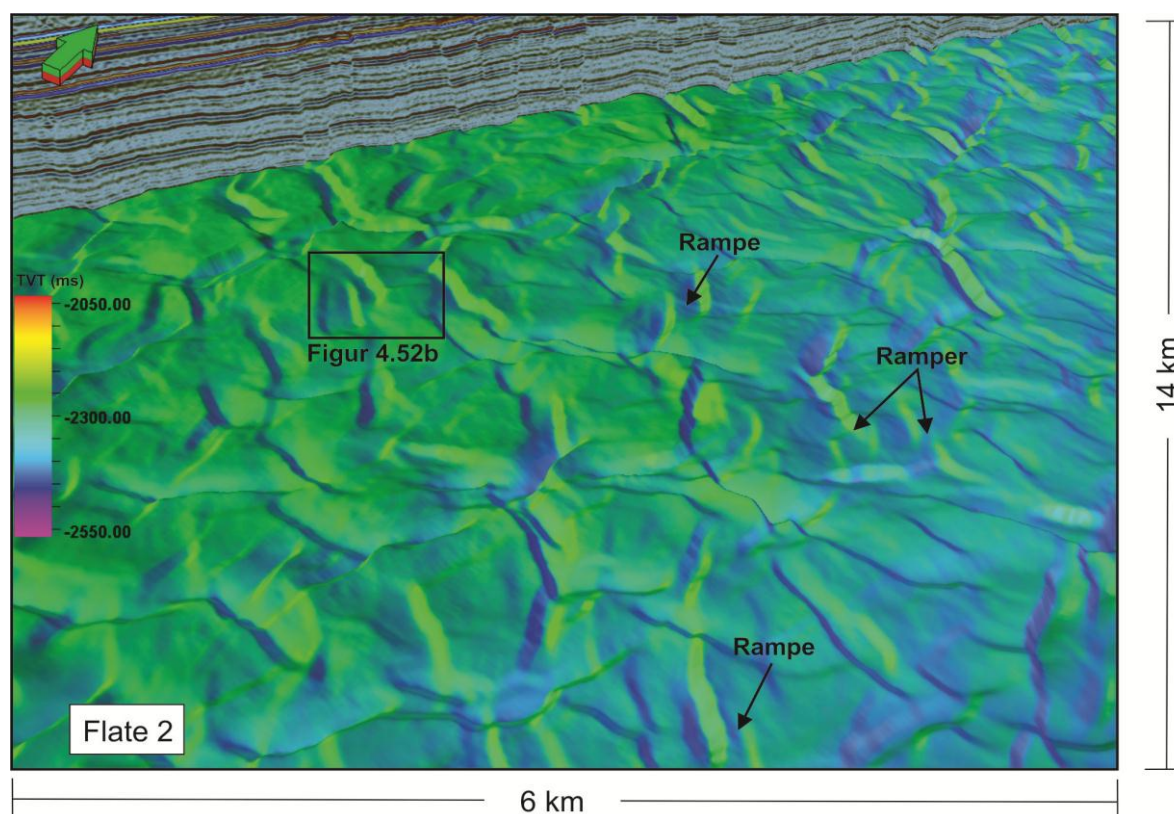
**Figur 4.48.** Tolkningen av forkastninger på Flate 2 er illustrert til venstre på figuren, mens det resulterende rosediagrammet med strøktretninger er vist til høyre.

Det er først når 3D-data benyttes at kompleksiteten til PFS virkelig kommer til uttrykk (Fig. 4.49 og 4.50). Ved å studere for eksempel spranggradienten langs et bestemt forkastningsplan, er det åpenbart at tradisjonell 2D data fort kan gi noe unøyaktige resultater. Sprangvariasjoner langs de aller fleste betydelige forkastninger som er studert viser høyst segmenterte og uregelmessige karakteristikk, med raske laterale sprangendringer (Fig. 4.51). Det er tydelig at interferens mellom forkastninger spiller en viktig rolle i den observerte segmenteringen av forkastningsplan. Da det er Flate 1 som har det tetteste, og mest sammenkoblede polygonale nettverket, er det ikke overraskende at segmenteringen av forkastninger også er kraftigst på denne flaten. Flatene som er konstruert illustrerer også hvordan Flate 2, i større grad enn Flate 1, er

preget av rampestrukturer mellom forkastninger. Slike rampestrukturer er identifisert mellom overlappende forkastningsplan, og knytter sammen flaten på tvers av forkastningene (Fig. 4.52).

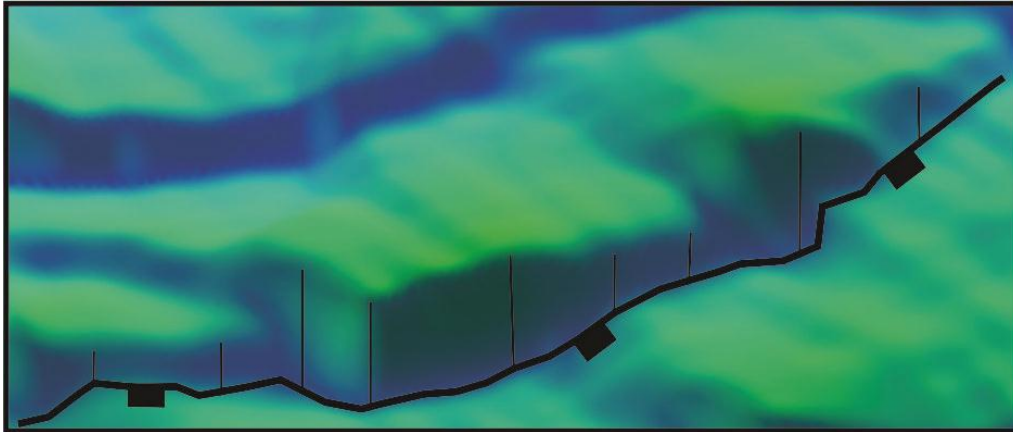


**Figur 4.49.** Perspektiv fra Flate 1 som viser den høye graden av kompleksitet typisk for PFS.

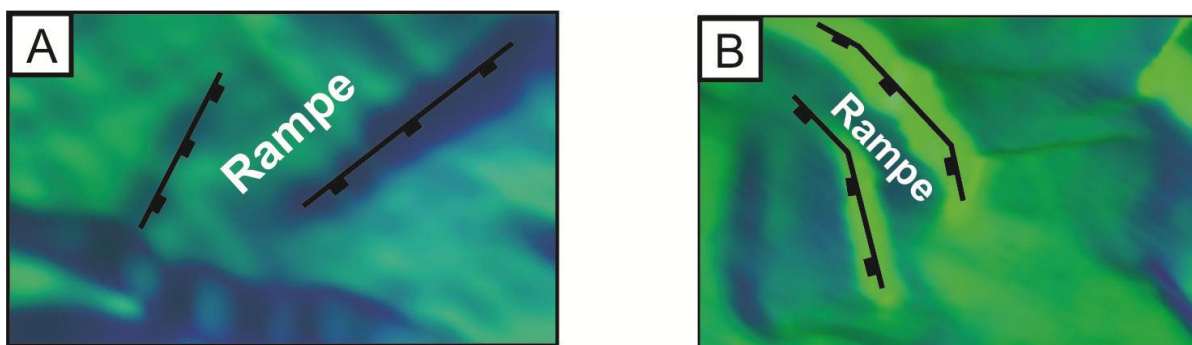


**Figur 4.50.** Perspektiv fra Flate 2 som er karakterisert av rampestrukturer over hele flaten.





**Figur 4.51.** Interaksjoner mellom flere ulike forkastningsplan medfører at spranggradienten på polygonalforkastningene er ujevn langs forkastningsplanet.

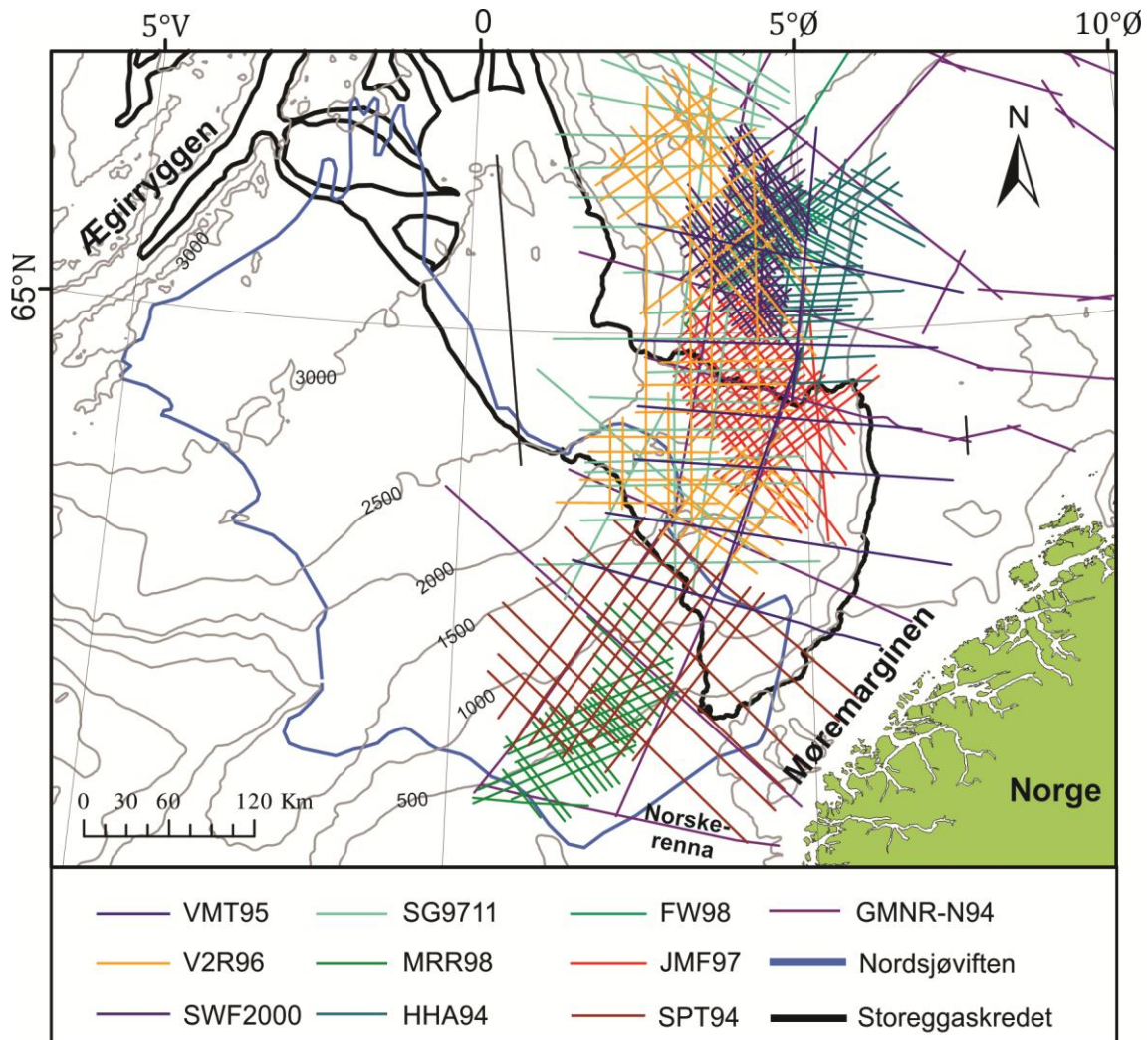


**Figur 4.52.** Ramper er vanlige strukturer på både Flate 1 (A) og Flate 2 (B).

#### 4.4. Mørebasenget

Som tidligere nevnt (Kapittel 3.4), er det ikke tilgjengelige brønndata fra Mørebasenget i denne studien. Imidlertid er korrelering av reflektorer fra Vøringbasenget og tidligere tolkninger fra området benyttet for å skape et stratigrafisk rammeverk for Mørebasenget (Wallsten, 2012). På denne måten er altså formasjonene Brygge, Kai og Naust definert på seismikken i dette basenget. Den litologiske sammensetningen i de respektive formasjonene er beskrevet i Kapittel 2.4.1. For å konvertere hastighet til meter i den kenozoiske lagpakken i Mørebasenget er det blitt brukt en gjennomsnittlig intervallhastighet på 1.8 km/s (Nygård et al., 2005).

Siden polygonalforkastningene bare er observert i den nordlige delen av Mørebasenget, hovedsakelig i Storeggaområdet (Fig. 4.53), vil ikke den sørlige delen av basenget studeres nærmere. Oversikt over tilgjengelige seismiske linjer som er benyttet for å kartlegge og beskrive polygonale forkastninger i Mørebasenget er gitt i Figur 4.53.



**Figur 4.53.** Oversikt over Mørebasenget med tilgjengelig seismiske datasett. Storeggaskredet og Nordsjøviften er også innfelt på kartet. Batymetriske konturintervall er gitt i meter.

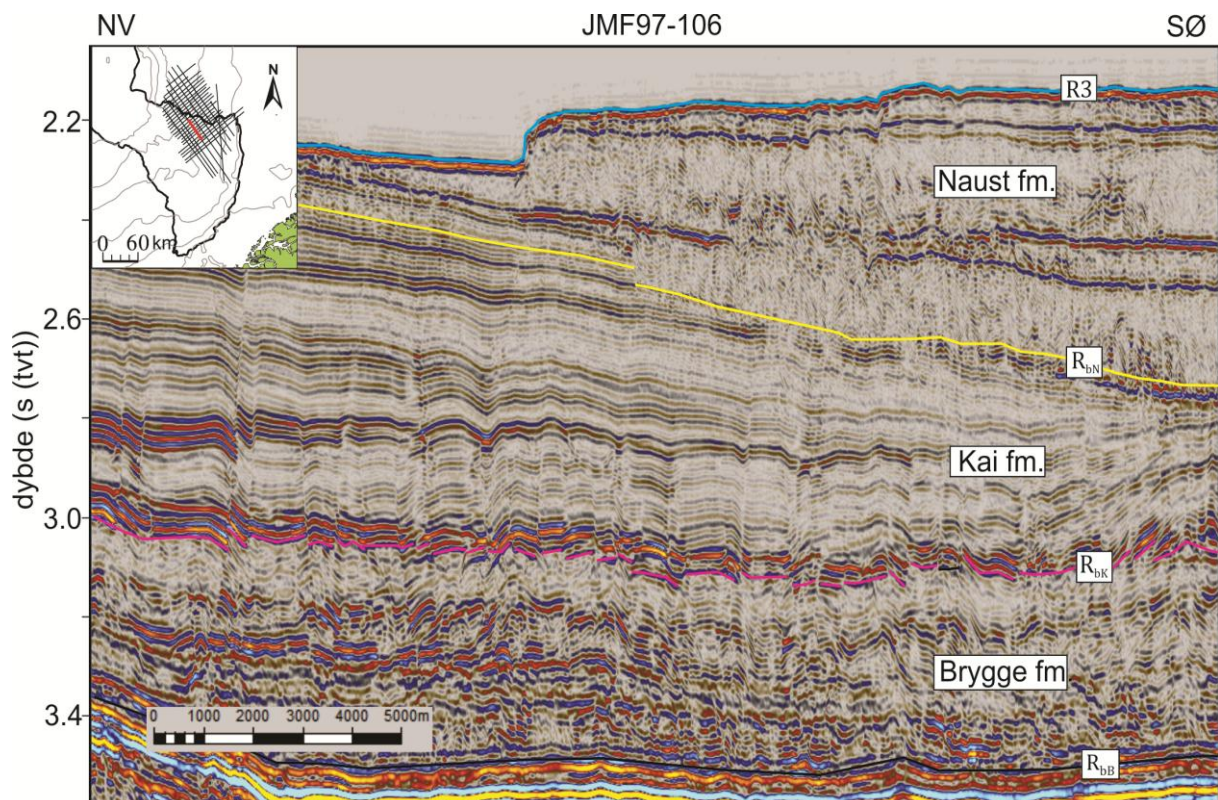
#### 4.4.1. Seismisk uttrykk av definerte formasjoner

*Bryggeformasjonen (tidlig eocen – tidlig miocen):* Toppen av Bryggeformasjonen består av parallelle reflektorer med lav til middels amplitude. I tillegg er reflektorene i toppen av formasjonen regelmessig brutt av småskala forkastninger (Fig. 4.54). I den midtre og nedre delen av Bryggeformasjonen er reflektorene subparallelle og stedvis kaotiske. Amplituden er generelt lav til middels, men lokalt er det observert kraftigere subparallelle reflektorer. Det er ikke identifisert forkastninger i den nedre delen av formasjonen. Bryggeformasjonen er avgrenset av reflektorene bunn Brygge ( $R_{bB}$ ) og bunn kai ( $R_{bK}$ ) (Fig. 4.54). Mektigheten av Bryggeformasjonen i Mørebasenget varierer hovedsakelig fra ca. 0.2 til 0.8 s (tvt) (ca. 180–720 m).



*Kaiformasjonen (tidlig miocen – sen pliocen):* Formasjonen er avgrenset av bunn Kai ( $R_{bK}$ ) og bunn Naust ( $R_{bN}$ ), og består av parallelle reflektorer med middels til høy amplitude. Disse reflektorene blir brutt av et stort antall forkastninger (Fig. 4.54). Kaiformasjonens mektighet varierer en del i Mørebassenget, og ved den nordlige marginen av Storeggaskredet er mektigheten opp mot 1.0 s (tvt) (900 m). Ellers er formasjonen stort sett begrenset til  $<0.4$  s ( $<360$  m), og i flere områder er den fraværende.

*Naustformasjonen (sen pliocen – holocene):* Naustformasjonen er avgrenset av bunn Naust ( $R_{bN}$ ) og havbunnen (R3), og domineres av sekvenser med akustisk strukturløs facies. Disse sekvensene er bundet av reflektorer med høy amplitude. Det er også identifisert mindre fremtredende, svakt lagdelte facies mellom de større kaotiske sekvensene (Fig. 4.54). Naustformasjonen danner en kileformet struktur som har størst mektighet i øst (ca. 0.75 s (tvt) (675 m)), men tynner ut mot Færøy-Shetlandskrenten i vest (Hjelstuen et al., 2004a).



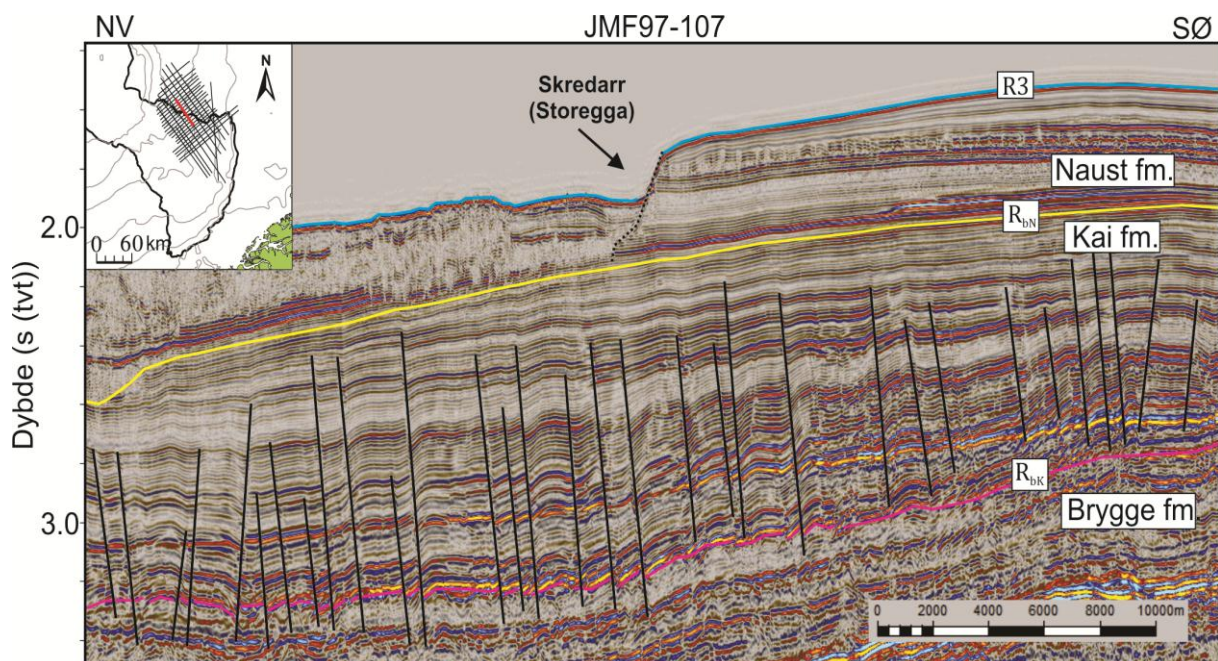
**Figur 4.54.** Typisk eksempel på den seismiske strukturen i Mørebassenget. Lokaliteten til det seismiske profilet er markert med rødt i kartet øverst til venstre.



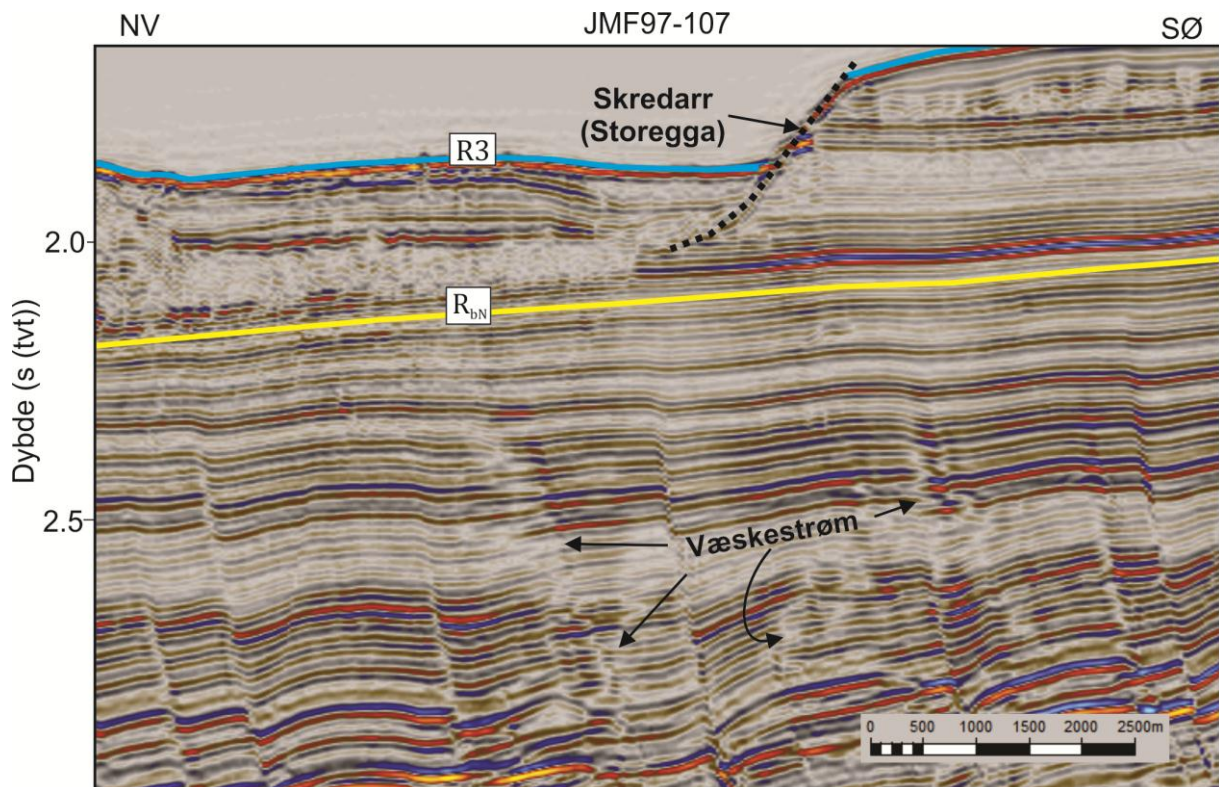
#### 4.4.2. Karakteristikk av polygonale forkastninger

De polygonale forkastningene i Mørebasenget viser en tydelig sammenheng med tanke på forkastningenes fallretning og helning på reflektorer. I områder hvor den sedimentære lagningen har en tydelig nordvestlig helningsgradient er det en stor overvekt av forkastninger som faller mot sørøstlig retning (Fig. 4.55). Der skråningen flater ut er forkastningene orientert med alternerende fallvinkler, som altså er den karakteristiske konfigurasjonen til polygonalforkastninger ellers i studieområdet (Fig. 4.55).

De seismiske dataene viser at den delen av Kaiformasjonen som har størst mektighet (ca. 1.0 s (tvt) (900 m)) er lokalisert direkte under skredarret etter Storeggaskredet i Naust formasjonen (Fig. 4.55). På denne lokaliteten, like under skredarret, er også den bratteste helningen på reflektorene i Kaiformasjonen identifisert. Ved nærmere inspeksjon av forkastningene direkte under skredarret er det i tillegg observert tegn til væskestrøm langs forkastningsplan (Fig. 4.56). Det er ikke identifisert klare pipestrukturer, men det er tydelig at det seismiske bildet er forstyrret langs forkastningsplanet, noe som kan være et tegn på væskemigrasjon.

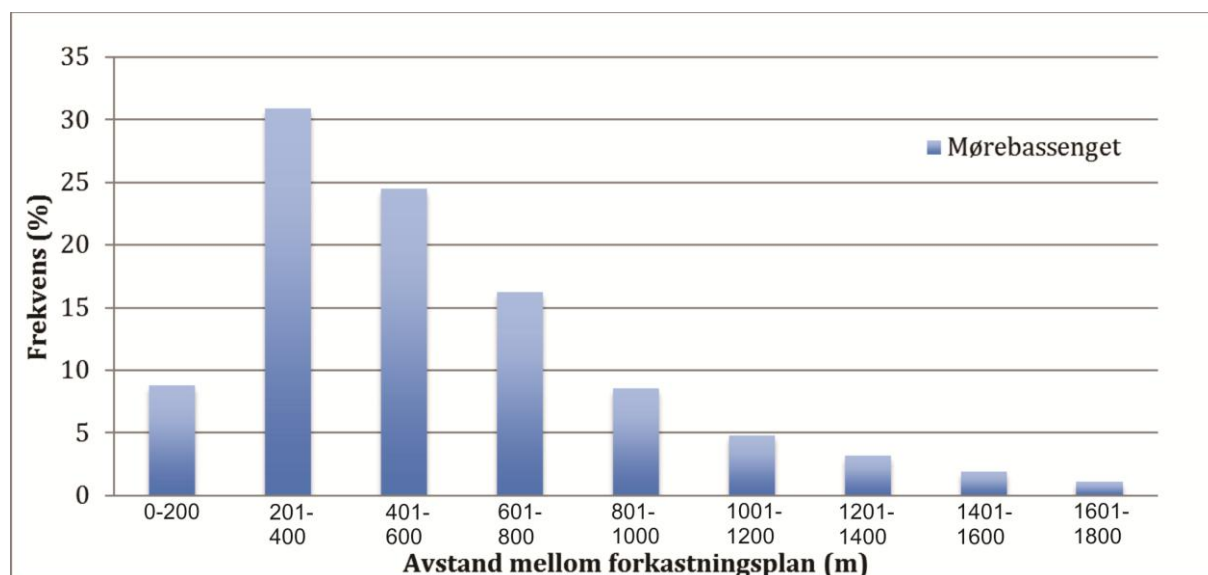


**Figur 4.55.** Polygonalforkastningene viser sørøstlig fallretning når helningen på stratigrafien er tydelig (ca. 1°). Når stratigrafien flater ut har forkastningene alternerende fallretning. Lokaliteten til det seismiske profilet er markert med rødt i kartet øverst til venstre.

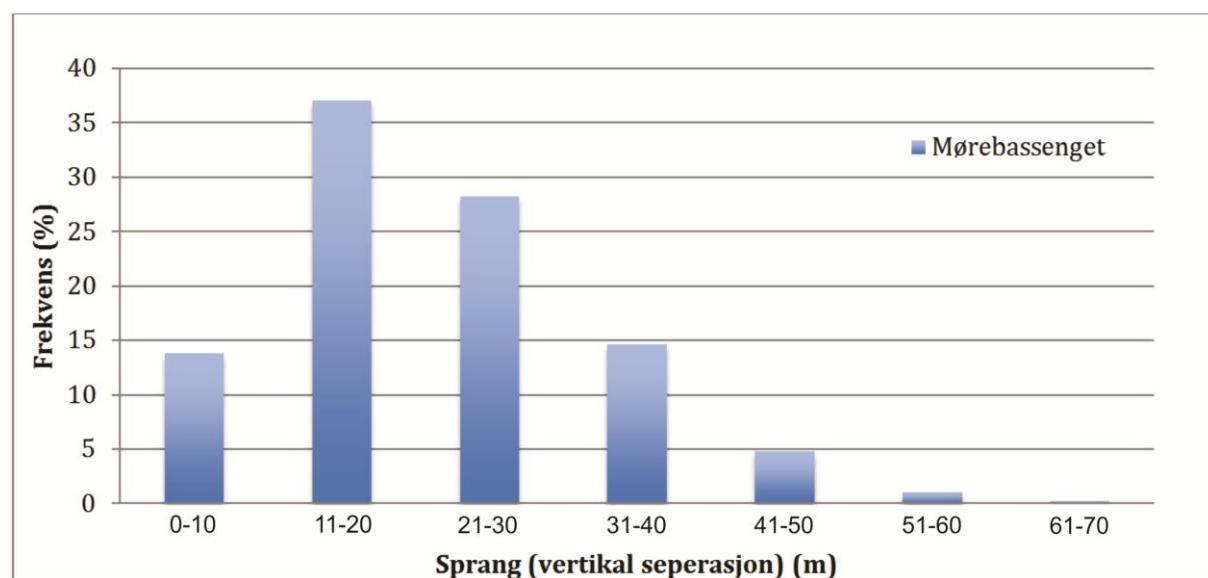


**Figur 4.56.** I sedimentene like under storeggaskredet er det tegn til væskestrøm langs forkastningsplan. Lokaliteten til det seismiske profilet er vist på Figur 4.55.

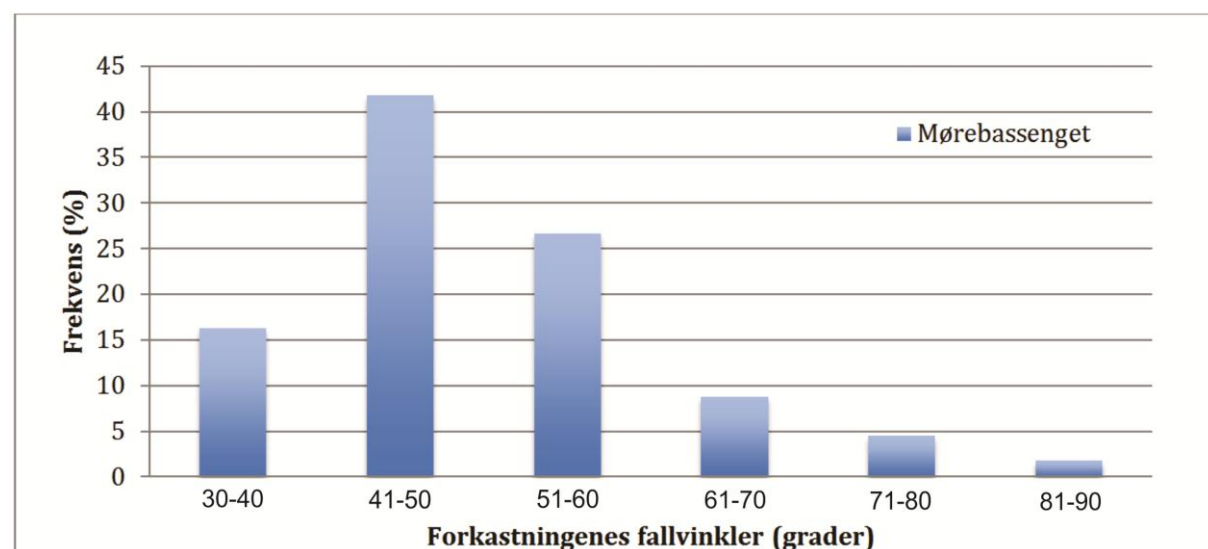
Den statiske analysen av forkastningene i Mørebasenget viser flere likheter med dem som er gjort på Vøringplatået (Kapittel 4.3.3). Tettheten av forkastninger er generelt høy, og over 50 % forekommer med avstander  $\leq 600$  m (Fig. 4.57). De største avstandene mellom forkastningsplan som er målt i området, er opp mot 1800 m (Fig. 4.57), mens den gjennomsnittlige avstanden er på 554 m. Det vertikale spranget på forkastningene er, som ellers i studieområdet, karakterisert av lave verdier. 75 % av målingene viser vertikalt sprang  $\leq 30$  m, mens det gjennomsnittlige spranget er estimert til 22 m (Fig. 4.58). Selv om fallretningen på polygonalforkastninger i Mørebasenget skiller seg ut ved at de har en foretrukket orientering, er det imidlertid lite som skiller fallvinklene i dette basenget fra for eksempel forkastninger på Vøringplatået. Som i Vøringbasenget er hovedvekten av fallvinklene  $40^{\circ}$ - $60^{\circ}$  (69 %) (Fig. 4.59). Gjennomsnittlig fallvinkel i Mørebasenget er  $50^{\circ}$ .



Figur 4.57. Statistiske data over avstand mellom forkastningsplan i Mørebassenget. N=375



Figur 4.58. Statistiske data over sprangverdier på forkastningene i Mørebassenget. N=375



Figur 4.59. Statistiske data over forkastningenes fallvinkler i Mørebassenget. N=375.



## **5. Diskusjon**

I dette kapitlet vil resultatene fra denne studien bli diskutert. Kapitlet begynner med en gjennomgang av generelle karakteristikk for PFS i hele studieområdet, samt utbredelsen av disse i hvert av bassengene som er studert. Deretter vil de ulike bassengområdene bli sammenlignet, og strukturelle likheter og ulikheter drøftes. Tidsintervallet for forkastningsaktiviteten vil også bli forsøkt definert.

Kapitlet fortsetter med diskusjon av resultatene fra 3D-dataene, og mulige mekanismer som kontrollerer utviklingen av polygonalforkastninger i studieområdet vil bli gjennomgått. Avslutningsvis oppsummeres diskusjonen, og den generelle betydningen av PFS, samt forslag til videre arbeid vil bli gitt.

### **5.1. Generell karakter, utbredelse og litologi**

Basert på de regionale stratigrafiske og strukturelle observasjonene som er gjort i denne studien, kan forkastningene i samtlige bassengområder klassifiseres som polygonalforkastninger i henhold til klassifiseringskriteriene som er nevnt i Kapittel 2.4.

Forkastningene som er identifisert både i dyphavs bassengene og på kontinentalmarginen har normalforkastningsstruktur, danner typisk konjugerte forkastningssett, og kjennetegnes av høy tetthet og små sprangverdier. Avstanden mellom forkastningsplan er i hovedsak mellom 100 og 1000 meter, men den nedre halvdel av dette intervallet er mest vanlig (<500 m). Lignende karakteristikk er også observert på de statiske dataene knyttet til sprangverdier. Selv om små sprang (<100 m) er karakteristisk for PFS (f. eks. Cartwright og Dewhurst, 1998), viser denne studien at de fleste polygonalforkastningene i studieområdet har verdier i den nedre halvdel (<50 m) av dette intervallet. Videre er det også en åpenbar sammenheng mellom lengden på forkastningsplan og sprangverdier. I hele studieområdet er sprangverdiene proporsjonale med lengden på tilhørende forkastningsplan, det vil si at lange forkastningsplan også har store sprang og omvendt. Fallvinklene som er målt i denne studien viser verdier som varierer noe mellom de ulike bassengområdene, men er hovedsakelig mellom 40° og 80°. Slike variasjoner i fallvinkler er typisk for polygonalforkastninger (Gay og Berndt, 2007).

Et annet viktig klassifiseringskriteriet påpeker at forkastningene i et PFS må være avgrenset av regionalt korrelerbare stratigrafiske flater (Cartwright og Dewhurst, 1998). I dette studiet er det også tydelig at PFS er lagbundet, og avgrenset av

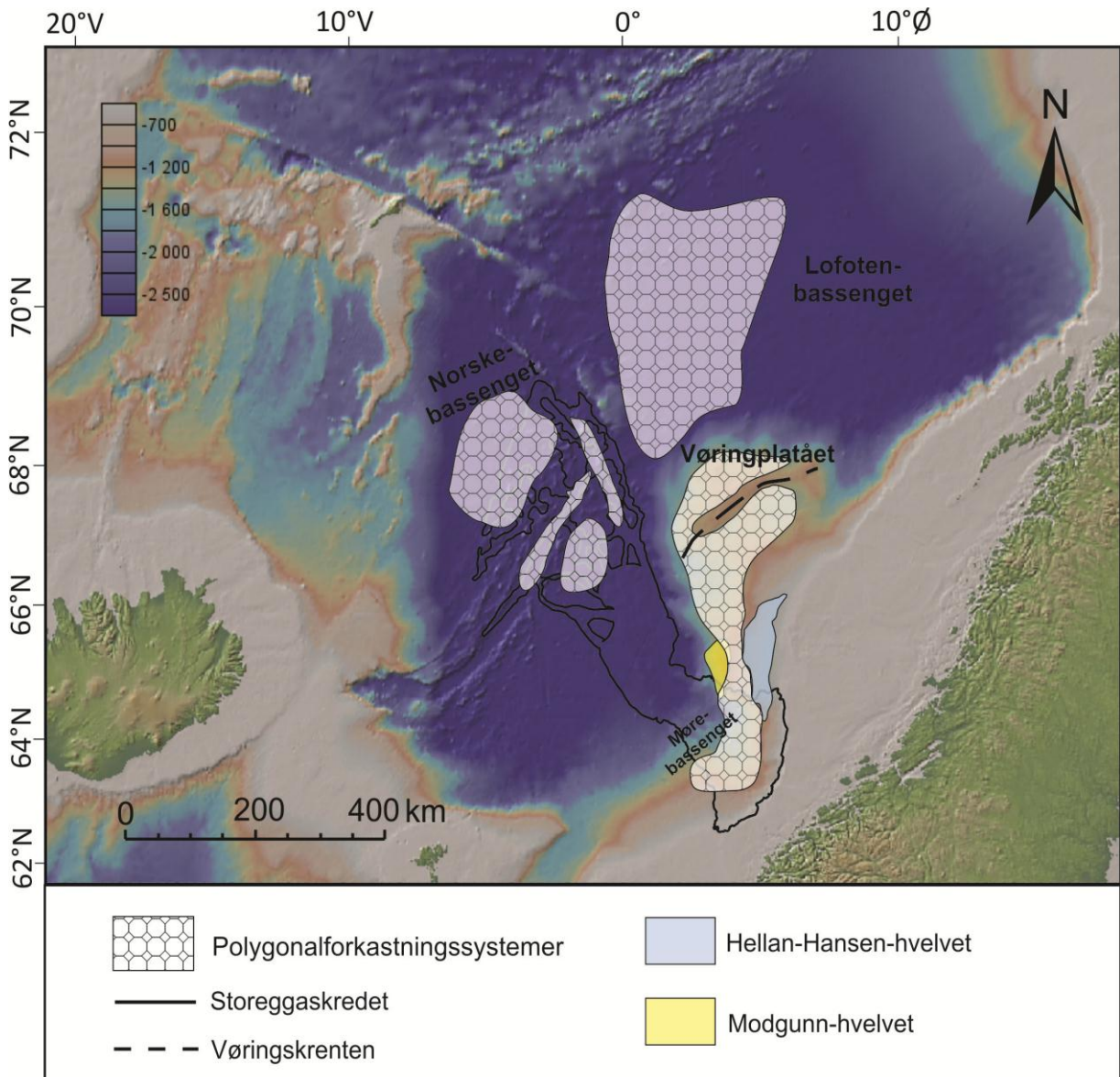
stratigrafiske horisonter. Den stratigrafiske flaten bunn pleistocen utpeker seg som spesielt viktig med tanke på den øvre avgrensningen av PFS i store deler av studieområdet. Denne horisonten representerer starten på glasieringen på den nordlige halvkule for rundt 2.6 millioner år siden (f. eks. Knies et al., 2009). Den nedre avgrensningen av PFS er vanskeligere å definere, da datakvaliteten er dårligere mot bunnen av lagrekken. De observerte polygonalforkastningene har gjerne en nedre avgrensning mot en seismisk sekvens som er akustisk transparent eller av dårlig kvalitet. I denne sammenheng er det også viktig å bemerke at den seismiske oppløsningen på dataene blir lavere med dybde (Kapittel 3.2), og at forkastningsplan derfor er vanskeligere å identifisere i disse intervallene.

Det er også observert tilfeller hvor forkastningene er inndelt i flere polygonale lagrekker, henholdsvis i den nordlige provinsen i Norskebassenget (Fig. 4.5) og på Vøringplatået (Fig. 4.40). Imidlertid kan det ikke utelukkes at det er mulig å definere flere lagrekker i de andre studerte lokalitetene også. Et godt eksempel på dette er den vestre provinsen i Norskebassenget (Fig. 4.2), hvor polygonalforkastninger er identifisert i stort sett hele den sedimentære lagpakken (Fig. 4.4). Imidlertid medfører den generelt lave datakvaliteten og den seismiske karakteren i dette området at inndeling i flere polygonale lagrekker ikke er mulig, da terminering og maksimum sprang på forkastninger er vanskelig å definere.

Det er identifisert få tydelige tegn på fokusert væskemigrasjon fra PFS på de seismiske dataene. Mangelen på pipestrukturer kan, ifølge (Berndt et al., 2003), skyldes at væskestrømmen fra forkastningene er for diffus til å kunne observeres på seismiske data. Imidlertid oppstår slike strukturer når væskestrømmer fanges av en mindre permeabel sekvens (for eksempel en debrisstrømvæsetning), for så episodisk å unnsnippe når poretrykket overgår styrken på fellen. På den midt-norske marginen er det tidligere dokumentert at slike pipestrukturer fra PFS terminerer i pockmerker på havbunnen (Berndt et al., 2003; Hustoft et al., 2007).

Utbredelsen av PFS på den midt-norske marginen er blitt kartlagt i tidligere studier (f. eks. Berndt et al., 2003; Hustoft et al., 2007). Ifølge Berndt et al. (2003) er forkastningene i dette området hovedsakelig lokalisert i riftbassengene som ble dannet i perioden fra kritt til tidlig kenozoikum, mellom bruddrelaterte, vulkanske bergarter i vest, og Trøndelagplattformen i øst. Imidlertid er det i dette studiet også identifisert et mangfold av polygonalforkastninger over de vulkanske bergartene på selve

Vøringrandhøyden (Fig. 5.1). Det polygonale nettverket strekker seg helt til skråningen av Vøringplatået, og terminerer når helningen på den sedimentære lagrekken overskrider ca.  $1,5^\circ$ . Den tynne sedimentpakken som direkte overligger Vøringskrenten er stort sett ikke forkastet (Fig.5.1).



**Figur 5.1.** Oversikt over utbredelsen av PFS for de ulike bassengområdene i dette studiet.

Det er ikke tidligere blitt utført en liknende utbredt kartlegging av PFS i Lofotenbassenget eller Norskebassenget. Ettersom det er få tilgjengelige seismiske linjer og enkelte datasett av lav kvalitet, er det noe usikkerhet knyttet til kartleggingen av PFS i dyphavsbassengene utført i denne studien. Likevel er det liten tvil om at deler av den kenozoiske sedimentære lagpakken er forkastet i store deler av Norskebassenget, både øst og vest for Ægirryggen (Fig. 4.2), i tillegg til dalsegmentet langs den utdødde



sprederyggen. I Lofotenbassenget er det hovedsakelig identifisert PFS i den sørlige og sørvestre delen av bassenget. Da det ikke var tilgjengelige seismiske data i den østre delen av Lofotenbassenget (Fig. 4.16), er ikke dette området studert nærmere. Basert på de seismiske dataene kan det altså ikke utelukkes at det også finnes polygonalforkastninger i denne delen av bassenget. Nord i Lofotenbassenget, på data av lav seismisk kvalitet, er det lokalt identifisert enkelte strukturer som tolkes til å være forkastninger. Om disse kan karakteriseres som polygonalforkastninger kan ikke fastslås basert på den tilgjengelige informasjonen. Imidlertid er det verdt å nevne at det er identifisert PFS like nord for studieområdet ved munningen til Bjørnøyrenna som viser at polygonalforkastninger i hvert fall eksisterer på den sørvestlige Barentshavsmarginen (Andreassen et al., 2007).

Når det gjelder litologi, viser både kjerneloggene fra dette studiet og tidligere publiserte arbeider (f. eks. Cartwright et al., 2003; Goult, 2008) at PFS forekommer i svært finkornede sedimenter. Forkastningene kan penetrere tynne sandsteinintervaller og i enkelte tilfeller deformere relativt tykke sandsteinintervaller, men nukleasjon og vekst foregår hovedsakelig i leirsedimenter (Stuevold et al., 2003). Selv om kjernedataene i denne studien er noe mangelfull, viser dataene hovedsakelig et innhold bestående av finkornet leire med et varierende innhold av silikater i alle bassengområdene. Silikatmineraler er spesielt vanlig i formasjoner med PFS, og trolig en viktig kontroll med tanke på dannelsen av disse (f. eks. Dewhurst et al., 1999). Denne studiens resultater tyder på det samme, da det er observert en klar sammenheng mellom forekomsten av PFS og silikater. Korrelering av seismiske enheter og kjernedata i dette studiet viser at seismiske enheter bestående av PFS også inneholder silikatmineraler i hele, eller deler av enheten. For eksempel er Kaiformasjonen, som er kraftig forkastet på både Vøring- og Møremarginen, kjent for å ha et spesielt høyt smektittinnhold (Forsberg og Locat, 2005).

### ***5.2. Særtrekk ved studerte lokaliteter***

Ved å sammenligne resultatene fra de ulike bassengområdene i denne studien, er det flere strukturelle særtrekk som er verdt å merke seg. For det første er det naturlig å påpeke forskjellen mellom polygonalforkastninger som er lokalisert på den midt-norske marginen, kontra polygonalforkastninger lokalisert i dyphavet. Både visuelle observasjoner og statistiske data viser at forkastningene i Vøring- og Mørebassengene er svært like, både internt og på tvers av bassengene. Dette gjelder også med tanke på

hvilke sedimenter hoveddelen av forkastningene forekommer i, det vil si den smektittrike Kaiformasjonen. Forskjellene mellom disse bassengene ligger i de yngre sedimentene i Naustformasjonen. Mens deler eller hele den pleistocene Naustformasjonen er forkastet i Vøringbassenget (Fig. 4.40), er ikke denne formasjonen påvirket av forkastninger i Mørebassenget (Fig. 4.54). Det er mulig at dette har sammenheng med ulike avsetningsmiljø på marginene under avsetningen av Naustformasjonen, hvor møremarginen i stor grad er påvirket av blant annet glasiale debrisstrømmer og skred (Nygård et al., 2005).

Det er tidligere dokumentert flere betydelige skred på Møremarginen i pleistocen, og avslutningen på forkastningsaktiviteten sammenfaller med initiering av ustabiliteter på kontinentalskråningen (Lawrence og Cartwright, 2009). I dette området er det også blitt kartlagt utbredt væskemigrasjon gjennom pipestrukturer fra PFS med tilhørende pockmerker på havbunnen (Hustoft et al., 2007). Denne prosessen er trolig, sammen med den gradvise økningen i skråningsvinkel grunnet den prograderende sedimentkilen, nøkkelprosesser som gjorde dette marginsegmentet utsatt for skred (Lawrence og Cartwright, 2009). Sammenhengen mellom helningsvinkelen på sedimentene og fallretning på polygonalforkastningene i Mørebassenget (Fig. 4.55) viser også at gradienten på kontinentalskråningen kan påvirke utformingen av PFS.

Mens resultatene i Vøring- og Mørebassengene i høy grad er karakterisert av en uniform forkastningsstruktur (det vil si sprang, tetthet, lengde og fallvinkel), er dette ikke tilfelle i dyphavsbasengene. Her viser de statistiske dataene relativt store variasjoner på PFS. Polygonalforkastningene i Lofotenbassenget skiller seg spesielt ut ved å ha studieområdets høyeste forkastningstetthet, minste sprang og høyeste fallvinkler. Den intense graden av forkastningsaktivitet i dette området, spesielt i den øvre delen av den polygonale lagrekken, kan være knyttet til utviklingen av Bjørnøyviften (Fig. 4.16). Økningen i sedimentasjonsrate (Fiedler og Faleide, 1996) og vertikalspenning som fulgte, kan ha vært en viktig faktor for utviklingen av polygonalforkastninger. Dette vil bli nærmere diskutert i kapittel 5.5.

I Norskebassenget medførte tilstedeværelsen av flere ulike PFS med særegne karakteristikk, at bassenget ble inndelt i tre mindre provinser. Den sørvestre provinsen skiller seg ut fra resten ved at hele den kenozoiske sekvensen, fra underliggende basaltiske bergarter til dagens havbunn, er gjennomgående forkastet. Årsaken til den betydelige forkastningsaktiviteten i område, som trolig har pågått

gjennom en stor del av avsetningshistorien kan søkes i provinsens avsidesliggende lokasjon. Da denne lokaliteten befinner seg i den mest distale delen av studieområdet, vest for Ægirryggen, vil påvirkningen fra glisiale prosesser være minimal, samt vil trolig avsetningsmiljøet varierer lite over tid. Utviklingen av polygonalforkastninger er som nevnt tidligere nært knyttet til litologisk sammensetning (f. eks. Cartwright et al., 2003; Gouly, 2008), og en jevn sedimentasjonsrate kan ha fremmet vekst av PFS gjennom store deler av den kenozoiske avsetningshistorien.

Et annet interessant særtrekk ved den sørvestre provinsen i Norskebassenget (Fig. 4.2) er at det ikke er identifisert en klar foretrukket fallretning på polygonalforkastningene, selv om den bratteste skråningsvinkelen på sedimenter i hele studieområdet er lokalisert her (ca.  $1,65^\circ$ ) (Fig. 4.4). Til sammenligning viser forkastningene på Møremarginen et tydelig fall mot bassengmarginen selv ved lavere skråningsvinkel på kontinentalmarginen (ca.  $1^\circ$ ) (Fig. 4.54). Grunnen til at forkastningene i den sørvestre provinsen i Norskebassenget ikke har en klar foretrukket fallretning er trolig den tektoniske utviklingshistorien i denne delen av studieområdet. Utviklingen av Islands kontinentalmargin rundt midtre miocen (Doré et al., 2008), kan ha bidratt til heving av et allerede eksisterende PFS utviklet tidligere i kenozoikum. I et slikt scenario er polygonalforkastningene opprinnelig dannet i tilnærmet stratigrafisk horisontale avsetninger hvor en klassisk konjugert forkastningsstruktur utvikles. Deretter skråstilles lagpakken ettersom kontinentalstigningen på islandsmarginen utvikles, mens forkastningsveksten i stor grad fortsetter langs eksisterende forkastningsplan. Deformasjon tilknyttet denne hevingen kan også tenkes å være en medvirkende årsak bak den høye graden av strukturløshet og forstyrrelser på de seismiske profilene i denne regionen (Fig. 4.4).

I den nordlige provinsen av Norskebassenget (Fig. 4.2) finnes det eneste eksempelet i dyphavsbasengene hvor polygonalforkastningene er tydelig inndelt i to ulike lagrekker. Både statiske data og visuelle karakteristikker (Kapittel 4.1) viser at disse to lagrekkene har vidt forskjellig strukturelle egenskaper. Det er usikkert hva som er årsaken til de to periodene med forkastningsaktiviteten som fremmet vekst av forkastninger med ulik strukturell utforming. Imidlertid er den nevnte konfigurasjonen av forkastninger kun identifisert på sedimenter i et dalsegment som er lokalisert like sør for, og parallelt orientert med Jan Mayen-bruddsonen. Det kan tenkes at høyden som utgjør denne bruddsonen har påvirket sedimenttilførsel og medført utvikling av



forkastningssystemer med ulike egenskaper. Tektonisme knyttet til Jan Mayen bruddsonen kan også virke inn på det lokale spenningsregimet og påvirke forkastningsaktiviteten i området.

I den sørøstre provinsen i Norskebassenget (Fig. 4.2) er sedimentene med polygonalforkastninger underlagt tykke (>1 km) glasiale kileavsetninger (f.eks. Nygård et al., 2005). Forkastningene er bare sporadisk observert i områder hvor de seismiske dataene viser stratifiserte horisonter, noe som er mest tydelig i forsenkninger av havbunnskorpen. Den dårlige seismiske dekkningen og datakvaliteten på dette området gjør kartleggingen høyst usikker, og det er vanskelig å kommentere resultatene videre enn at forkastningene kan karakteriseres som polygonalforkastninger på lokalitetene hvor de er observert.

### **5.3. Alder**

Initiering av forkastningsaktivitet er en viktig faktor med tanke på redegjørelse for dannelsen av polygonale forkastninger. Det er et veldokumentert faktum at genesen av PFS er begrenset til et tidlig stadium i avsetningshistorien, da det blant annet er observert kilestrukturer på hengblokken som indikerer forkastningsvekst ved havbunnen (f.eks. Cartwright et al., 2003; Stuevold et al., 2003), og at PFS er studert i holocene leiravsetninger i Lake Superior (Cartwright et al., 2004). Dette er en viktig begrensning med tanke på hvilke mekanismer som kontrollerer utviklingen av PFS da det plasserer deformasjonen som oppstår i jordmekanikken, fremfor en bergmekanisk kontekst (Cartwright, 2011).

Den enkleste tolkningen for de observerte sprangvariasjoner langs forkastningsplan er at punktet med størst sprangverdi representerer lokasjonen hvor forkastningsaktiviteten startet. Deretter kan det antas at forkastningene vokser radielt etterhvert som forflytningen langs forkastningsplan påløper (Cartwright et al., 2003). Et slikt utviklingsforløp er også tydelig ut fra den nære sammenhengen mellom lengde på forkastningsplan og sprangverdier som er nevnt i Kapittel 5.1. Tatt i betraktning av at forkastningsaktiviteten starter tidlig i avsetningshistorien, og at maksimum sprang langs forkastningsplanet representerer nukleasjonspunktet, er det til en viss grad mulig å estimere når denne prosessen startet. Med andre ord vil alderen på den sedimentære enheten hvor maksimum sprang er lokalisert sannsynligvis også være tidsintervallet for initiering av forkastningsaktivitet.

I Møre- og Vøringbassengene er maksimum sprangverdier på de studerte polygonalforkastningene lokalisert i Kaiformasjonen, som hovedsakelig er av miocen alder (Dalland et al., 1988). I disse sedimentene er det også tydelig at polygonalforkastningene utviklet seg i klassisk stil hvor sprang gradvis avtar langs forkastningsplan fra en maksimal verdi i den midtre delen av intervallet (Fig 4.30). Basert på dette er det naturlig å trekke konklusjonen at forkastningsaktiviteten tok til i miocen. I Vøringbassenget er det imidlertid blitt argumentert for enda en periode med polygonal forkastningsaktivitet i pleistocen, som etterfulgte en periode med inaktivitet (Gay og Berndt, 2007). Forkastningsaktiviteten i pleistocen ble, ifølge Gay og Berndt (2007), initiert som følge av en plutselig tilførsel av sedimenter i form av debrisstrømmer, som også medførte en reaktivisering av polygonalforkastningene i Kaiformasjonen.

I Mørebasenget har tidligere studier vist at Ormen Lange-feltet, lokalisert i Storeggaskred-gropen, er deformert av polygonalforkastninger som penetrerer reservoaret fra en underliggende, skiferdominert sekvens av sen kritt alder (Stuevold et al., 2003). Dette er imidlertid ikke mulig å studere nærmere da datakvaliteten på disse dybdeintervallene er svært dårlig. Imidlertid viser dette faktumet at den polygonale forkastningsaktiviteten på den midt-norske marginen ikke er utelukkende begrenset til kenozoikum, men har også pågått på et tidligere stadium under utviklingen av marginen.

Initiering av forkastningsaktiviteten i dyphavsbasengene er vanskeligere å tidfeste hovedsakelig fordi datakvaliteten gjør det krevende å definere maksimum sprang i lagrekkene med sikkerhet. I enkelte områder, som vest for Ægirryggen (Fig. 4.2), kan aktiveringen ha skjedd på et tidlig tidspunkt i kenozoikum. Her er det identifisert forkastninger i hele den kenozoiske sekvensen som overligger de kraftige refleksjonene fra eocene basalter. Maksimum sprangverdier i denne provinsen er imidlertid vanskelig å dokumentere (Fig. 4.4) Det samme gjelder også isolering av individuelle forkastningsplan som kan være nyttig for eventuelt å skille forkastningene inn i separate lagrekker. Dermed kan det ikke utelukkes at disse sedimentene har vært utsatt for flere perioder med forkastningsaktivitet og at polygonalforkastningene er organisert i flere lagrekker.

I den nordlige provinsen av Norskebasenget bekrefter observasjonen av to adskilte lagrekker med polygonalforkastninger (Fig. 4.5a) at denne delen av basenget har vært utsatt for to ulike perioder med forkastningsaktivitet i kenozoikum. Den eldste

lagrekken penetrerer størstedelen av den pre-pleistocene lagpakken (Fig. 4.5b), og ble trolig aktivisert i oligocen eller tidlig miocen tid. Den yngre lagrekken har en øvre avgrensning mot bunn pleistocene, hvor forkastningene strekker seg over et vertikalt intervall på om lag 200 m (Fig. 4.5c). Disse polygonalforkastningene er sannsynligvis aktivisert i sen miocen eller pliocen tid.

Lofotenbassenget skiller seg fra de øvrige lokalitetene i studieområdet ved at forkastningene ikke har den klassiske konfigurasjonen med sprangvariasjon langs forkastningsplanet. I dette PFS er sprangverdiene små, og hovedsakelig konstant langs forkastningsplanet. Dette tolkes dithen at dannelsen av polygonalforkastninger i dette bassenget er et resultat av en, i geologisk forstand, spontan prosess. En slik spontan utviklingshistorie har også blitt foreslått for liknende polygonale forkastningsstrukturer tidligere (Gay og Berndt, 2007), og kan i dette tilfelle skyldes den raske tilførselen av store mengder sedimenter til Bjørnøyviften i pleistocen tid (Fiedler og Faleide, 1996).

Den brå regionale termineringen av PFS mot bunn pleistocen kan observeres i Lofotenbassenget, den østlige og nordlige delen av Norskebassenget, Mørebasenget og på deler av Vøringplatået. Dette tyder på at de glasiale kileavsetningene som preger store deler av sedimentene av pleistocen alder i studieområdet, har satt en effektiv stopper for videre vekst av polygonalforkastninger. Grovere kornstørrelser og endring av mineralogisk sammensetning i sedimentene av pleistocen alder (f. eks. Shipboard Scientific Party, 1976a) er trolig årsaken til dette, da det er generelt akseptert at disse to faktorene er essensielle med tanke på utviklingen av PFS (f. eks. Cartwright et al., 2003). Denne konklusjonen underbygges ytterligere når PFS, som trolig fremdeles er aktive i studieområdet, studeres. Vest i Norskebassenget, på stigningen opp mot Islandsplatået, og i deler av Vøringbassenget, er det tydelig at de polygonale forkastningene påvirker dagens havbunn (Fig. 4.4b og Fig. 4.30), og tolkes da til å være fortsatt aktive forkastningssystemer. Begge disse lokalitetene er karakterisert av seismisk horisontal stratifisering, og relativt nærliggende kjernedata (ODP Site 985 og ODP Site 642, Fig. 4.7 og Fig. 4.36) tyder på at finere leiravsetninger dominerer i sedimentene av pleistocen alder i disse sekvensene.

#### **5.4. 3D-tolkning av polygonalforkastninger**

Da det bare er ett tilgjengelig 3D-datasett i forbindelse med dette studiet, vil altså diskusjonen av den romlige karakteren til polygonalforkastningene baseres på forkastninger i Vøringbassenget. Den komplekse geometriske strukturen



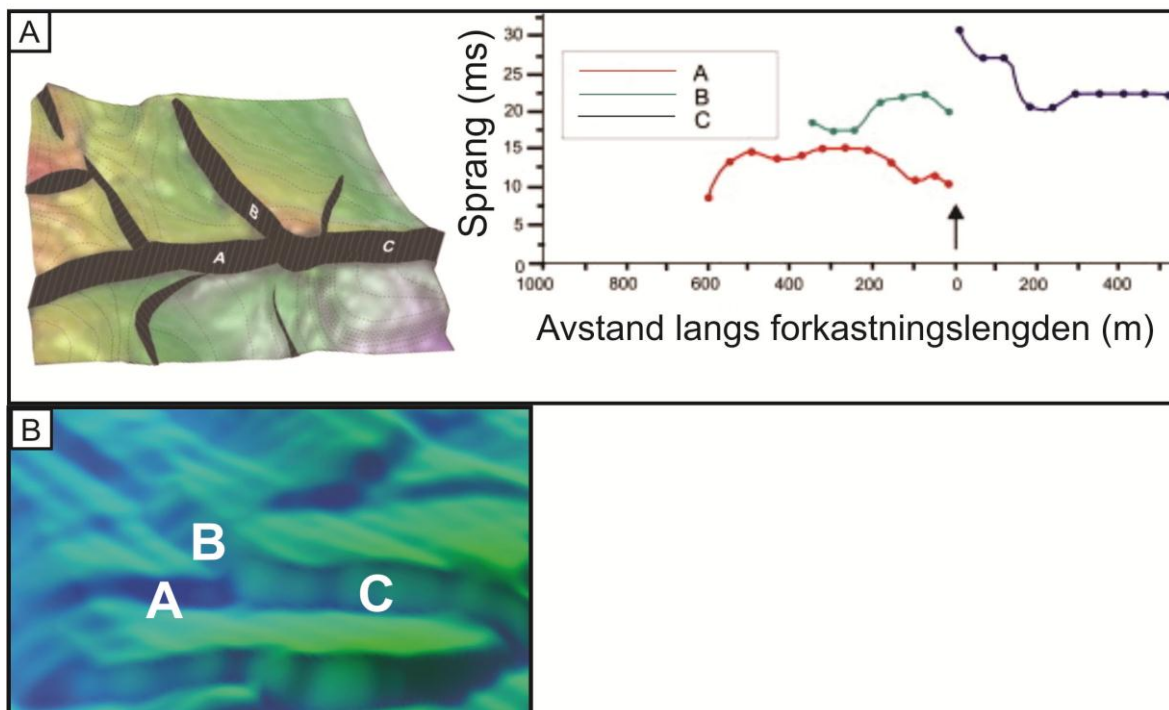
polygonalforkastninger viser i kartplan har tidligere blitt kategorisert for PFS i Nordsjøen av Lonergan et al. (1998), og er gjengitt i Kapittel 2.4. Disse visuelle kriteriene kan også benyttes på forkastningene i denne studien.

Basert på observasjoner fra studiet klassifiseres det tolkede strøkmønsteret på Flate 1 (Fig. 4.45) som «uregelmessige» (Fig. 2.9) i henhold til klassifiseringskriteriene som er lagt frem av Lonergan et al. (1998). Kriterier som uregelmessige, godt koblede polygonale mønstre og ortogonale skjæringspunkt samsvarer i høy grad med observasjoner som er gjort på denne flaten. Det kan også nevnes at det var denne stilen som var mest vanlig i kenozoiske sedimenter i Nordsjøen (Lonergan et al., 1998). Når det gjelder Flate 2 (Fig. 4.46) viser denne en karakter som kan kategoriseres som et «kurvet» polygonalt mønster (Fig. 2.9). Denne stilen kjennetegnes av mer kurvede forkastningsspor, samt større variasjon ( $90^{\circ}$ – $140^{\circ}$ ) av skjæringsvinkler mellom koblede forkastninger (Lonergan et al., 1998). Ved å sammenligne de to flatene fra Vøringbassenget (Figur 4.45 og 4.46) er det tydelig at det polygonale mønsteret er tettere, og at forkastningssporene er koblet i større grad på Flate 1. Mengden av slike koblingsstrukturer på flaten er knyttet til modningsgraden av forkastningsnettverket (Lonergan et al., 1998). Dette betyr at en flate med få koblingsstrukturer representerer et PFS som er på et tidlig stadium i utviklingsfasen, hvor det ikke har forekommet videre vekst og kobling av forkastninger i nettverket. Dette kan bety at det er to PFS i Vøringbassenget, hvor forkastningene som penetrerer Flate 1 representerer et velutviklet nettverk, mens den overliggende lagrekken har en lavere modningsgrad.

Den store spredningen av strøktretninger som er dokumentert i Vøringbassenget i dette studiet er karakteristisk for PFS (f. eks. Goult, 2008). Antydningene til strøktrender som er nevnt i Kapittel 4.3.3 kan enten skyldes usikkerhet i dataene, eller påvirkning fra andre faktorer, som for eksempel helningsgradient eller lokale spenningsregimer (Cartwright et al., 2003). Basert på likhetene ved strøktrendene på tvers av flatene kan denne eventuelle faktoren som virker i området være konstant over tid. En annen mulig forklaring på at det i stor grad er de samme trendene som er representert på begge flater kan være at en rekke større forkastningsplan fra den yngste lagrekken forlenges ned i det eldre nettverket. Det betyr at forlengelsen av forkastningsplan, og et eventuelt strøkmønster fra den yngre lagrekken, kan være en medvirkende årsak til trendene som er observert på Flate 1.

Den generelle segmenterte strukturen som karakteriserer forflytningsfordelingen langs forkastningsplan i denne studien, er også beskrevet tidligere. Cartwright (2011) konstruerte en generell modell for forflytningsdistribusjon nær skjæringspunktet mellom polygonalforkastninger som samsvarer med observasjoner gjort i dette studiet (Fig. 5.2). Modellen viser hvordan interaksjon mellom en primær- og sekundærforkastning medfører en brå spranggradient ved skjæringspunktet.

På begge de tolkede flatene i denne studien er det identifisert flere rampestrukturer, og disse er spesielt tallrike på Flate 2 (Fig. 4.50). Rampene er lokalisert mellom to overlappende normalforkastninger, og rampestrukturen kobler sammen flaten på tvers av forkastningene (Fig. 4.52). Det er et kjent fenomen at slike strukturer utvikles ved interaksjon mellom overlappende normalforkastninger og vil, ved videre vekst, føre til kobling av forkastningene når rampen bryter sammen (Fossen et al., 2010). I litteraturen blir slike ramper kalt overføringsramper («relay ramps») (Fossen og Gabrielsen, 2005). Overføringsramper dannes altså som et ledd i utviklingen av polygonalforkastninger, hvor stadig flere polygoner lukkes etter hvert som lagrekken modnes. Dette mangfoldet av ramper i Flate 2 (Fig. 4.50) er enda et tegn på at forkastningssystemet ikke er fullt utviklet i den øvre lagrekken i Vøringbassenget.



**Figur 5.2.** A) Modell for forflytningsfordeling ved skjæringspunktet i polygonale forkastningssystemer, hvor de to segmentene A og C er en primærforkastning og B er en kryssende forkastning. I skjæringspunktet viser grafen at sprangverdien av C er lik summen av spranget på A og B (modifisert fra Cartwright, 2011). B) Eksempel på en slik forflytningsdistribusjon fra Flate 1 (lokasjonen er markert på Fig. 4.49).

Polygonalforkastninger har et stort potensial til å påvirke væskestrømning i et sedimentbasseng. Dette gjelder både ved væskeunnsipping fra sedimentene i selve lagrekken, men også som en kommunikasjonsrute for væskestrøm fra dypere nivåer, som migrerer gjennom en, i utgangspunktet, impermeabel enhet (Berndt et al., 2003). Det er tidligere vist at volumet av væsker som blir frigitt fra sedimentene kan bli så mye som 60 % (Verschuren, 1992), og det er derfor naturlig å forvente at PFS kan være en betydelig kilde for væskestrøm som er dokumentert på den midt-norske marginen (Berndt et al., 2003). Videre dokumenterte Hustoft et al. (2007) at et stort mangfold av pockmerker er lokalisert på havbunnen direkte over PFS på den midt-norske marginen. Denne observasjonen viser altså at det forekommer fokusert væskestrøm fra sedimentene i bassenget. Imidlertid kan også et fullt koblet polygonalt nettverk ha et forseglingspotensialet, dersom kommunikasjonen på tvers av forkastningene blir hindret (Stuevold et al., 2003). Få slike fullstendig lukkede polygoner er identifisert i Ormen Lange feltet i Møre-bassenget, og fullt isolerte forkastningsblokker er trolig ikke til stede (Stuevold et al., 2003). Tilsvarende observasjoner i Vøringbassenget er gjort i denne studien. Selv om Flate 1 har et tett polygonalt nettverk, er det observert få lukkede polygoner (Fig. 4.45). Selv om kommunikasjonsrutene ofte er kronglete, er det generelt muligheter for lateral væskestrøm i hele det polygonale nettverket.

Forseglingspotensialet til polygonalforkastninger blir i stor grad påvirket av deformasjon knyttet til bratte spranggradienter, som er lokalisert ved skjæringspunktet mellom forkastningsplan eller ved overføringsramper. Dette skyldes at interaksjon mellom forkastninger som regel innebærer formforandringsmekanismer som intens bruddannelse (Stuevold et al., 2003). Denne lokale deformasjonen rundt forgreningslinjen («branch line») vil fremme væskemigrasjon i disse skjæringspunktene mellom forkastninger.

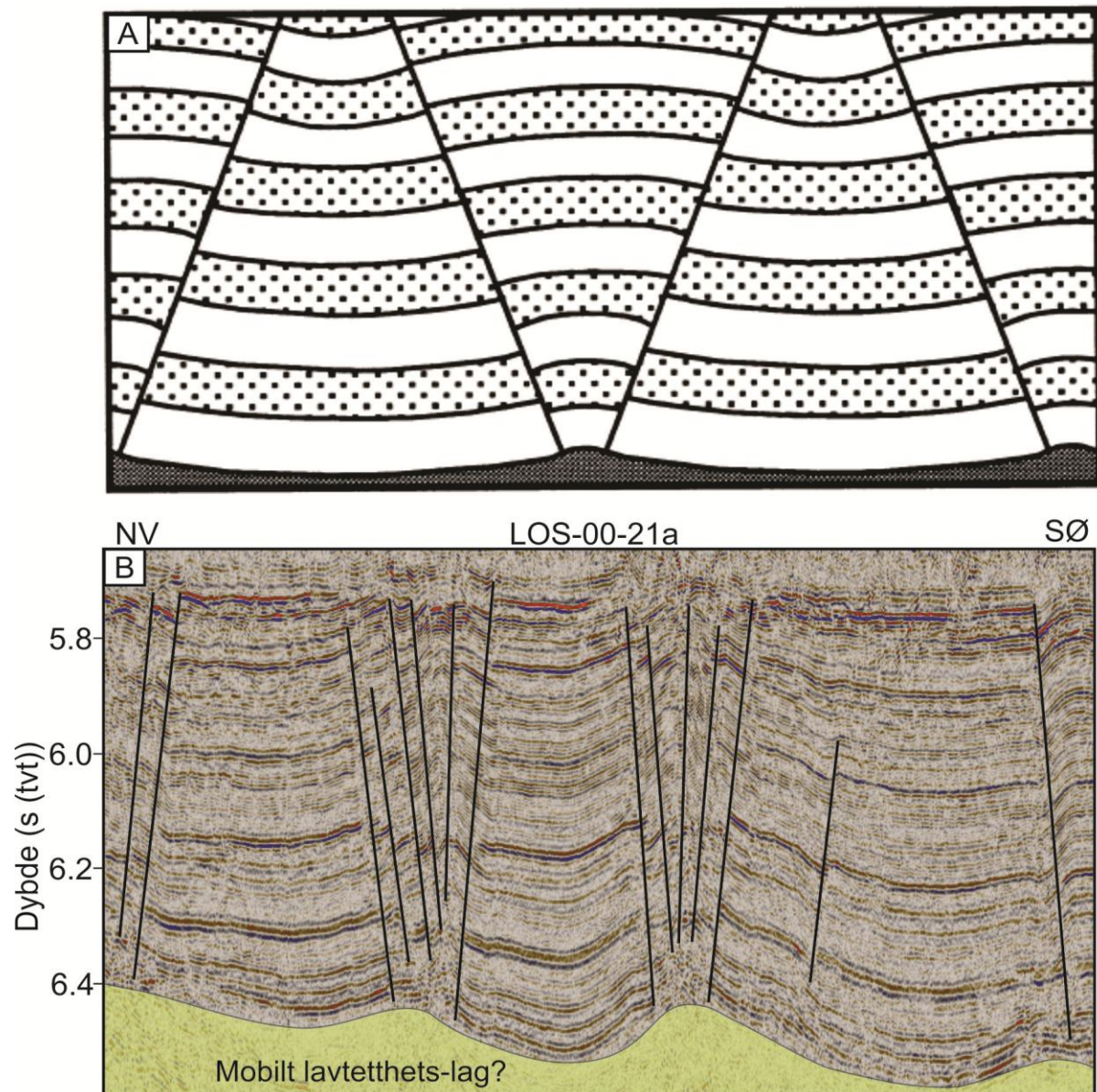
### ***5.5. Dannelsesmekanismer i studieområdet***

Selv om de dannelsesmekanismene bak polygonalforkastninger er dårlig forstått, samt at det er sannsynlig at flere ulike mekanismer har betydning i utviklingsprosessen (Kapittel 2.5), kan det trekkes enkelte slutninger fra denne studien. I dette delkapitlet vil de ulike teoriene bak dannelsen av PFS, som ble lagt frem i Kapittel 2.5, bli diskutert nærmere og knyttet opp mot resultatene fra den midt-norske marginen og dyphavs-bassengene.

Som nevnt i Kapittel 2.5 er (Higgs og McClay, 1993) sin genetiske modell for polygonalforkastninger, som innebar gravitasjonskrefter langs svakt hellende bassenggulv, blitt avfeid som en primær kontrollerende prosess da omfattende PFS også forekommer hvor det er fravær av en slik gradient. Fra dette studiet viser begge dyphavsbassengene og Vøringbassenget at en slik helningsgradient på den stratigrafiske lagningen ikke er nødvendig for utviklingen av PFS. Det skal imidlertid nevnes at resultater fra Mørebassenget tyder på at tilstedeværelsen av en helningsgradient har potensiale til å påvirke den strukturelle utformingen til polygonalforkastningene (Fig. 4.55). I Mørebassenget er det dokumentert en klar foretrukket fallretning på de polygonale forkastningene i områder hvor gradienten på lagningen er ca.  $1^\circ$ . Det har blitt vist at en helningsgradient på  $1^\circ - 3^\circ$  påvirker fordelingen av strøkretninger i PFS (Higgs og McClay, 1993; Clausen et al., 1999), men dette resultatet forsterker bare konklusjonen om at sedimentenes helningsvinkel ikke er en primær kontroll for dannelsen av PFS generelt (Gouly, 2008).

Tetthetsinversjon har tidligere blitt foreslått som dannelsesmekanisme for blant annet PFS i Nordsjøen (Henriet et al., 1989; Henriet et al., 1991) og i Eromangabassenget i Australia (Watterson et al., 2000). I denne studien viser polygonalforkastningene i nedre lagrekke i den nordlige provinsen Norskebassenget (Fig. 4.2) flere likhetstrekk med modellen som Watterson et al. (2000) konstruerte basert på polygonalforkastninger i Eromangabassenget (Fig. 5.3). Som det eneste PFS i studieområdet viser disse forkastningene en systematisk geometrisk forbindelse av folder, med antyklinaler lokalisert i den felles hengblokken mellom to forkastningspar, og synklinaler i liggblokken. Modellen bygger på Rayleigh–Taylor ustabiliteter, hvor et ustabil underliggende lavtetthets-lag har en øvre grense som er preget av små bølgelengder på antyklinalene, mens synklinalene har lengre bølgelengder. Disse domene med ulike bølgelengder medfører differensiell fortykning av de overliggende lagene, og resulterer i dannelsen av diskontinuiteter for å opprettholde den samlede formforandringskompatibiliteten (Watterson et al., 2000; Cartwright et al., 2003). I denne bestemte lagrekken fra Norskebassenget er det også verdt å merke seg den store variasjonen mellom antallet forkastninger i de ulike domene (Fig. 5.3B). Mens synklinalene i stor grad er kontinuerlige, er domener med antyklinaler sterkt forkastet i hele lagrekken.





**Figur 5.3.** A) Modellen til Watterson et al. (2000) beskriver dannelsen av polygonalforkastninger ved tetthetsinversjon som følge av et mobilt lavtetthets-lag (svart på figuren). Denne modellen viser slående likhet med PFS som er kartlagt i den nordlige provinsen i Norskebassenget (B). Se Figur 4.5 for lokasjon av det seismiske profilet.

Hustoft et al. (2007) dokumenterte liknende bruddstrukturer på antiklinaler i bunnen av Naustformasjonen i Vøringbassenget. Her ble det foreslått at bruddannelsen oppstår som et resultat av at poretrykket i antiformstrukturene overgår omslutningsspenningen og den tensile styrken til sedimentene. Væskene unnslipper da gjennom en hydraulisk utvikling av brudd. En slik prosess kan være en mulig forklaring på hvorfor hoveddelen av forkastningene i nordlige Norskebassenget er lokalisert i antiklinalene fremfor de tilgrensende domenene med synklinaler. I tillegg tyder seismiske forstyrrelser i antiformstrukturene på en mulig remobilisering av sedimentene, som er et typisk tegn på utbredt væskemigrasjon (Berndt et al., 2012).

Teorien som omhandler synerese av kolloidale sedimenter utmerker seg som en mulig primær mekanisme bak dannelsen av PFS i flere, om ikke alle, bassenger i studieområdet. Den spontane sammentrekningen av det solide nettverket av partikler som kjennetegner en slik prosess forekommer hovedsakelig i sillikatrike leirsekvenser (Dewhurst et al., 1999). Korreleringen av seismiske enheter mot kjernedataene viser at samtlige bassenger i studieområdet inneholder silikater i deler av den forkastede lagpakken. Imidlertid er det spesielt på den midt-norske marginen at synerese-modellen utpeker seg som kanskje den mest plausible dannelsesmekanismen bak polygonalforkastninger. Dette skyldes det veldokumenterte faktumet at Kaiformasjonen har et spesielt høyt innhold av smektitt (Forsberg og Locat, 2005; Gay og Berndt, 2007), og at det polygonale nettverket i denne formasjonen er velutviklet og svært godt definert sammenlignet med andre PFS i dette studiet. Videre viser analyser fra Nordsjøen at graden av krymping i lagene øker når kornstørrelsen minker og innholdet av smektitt øker (Dewhurst et al., 1999). Det er derfor grunn til å tro at de visuelt velutviklede PFS i Kaiformasjonen i Vøring- og Mørebassengene i hovedsak er et resultat av sedimentenes høye smektittinnhold.

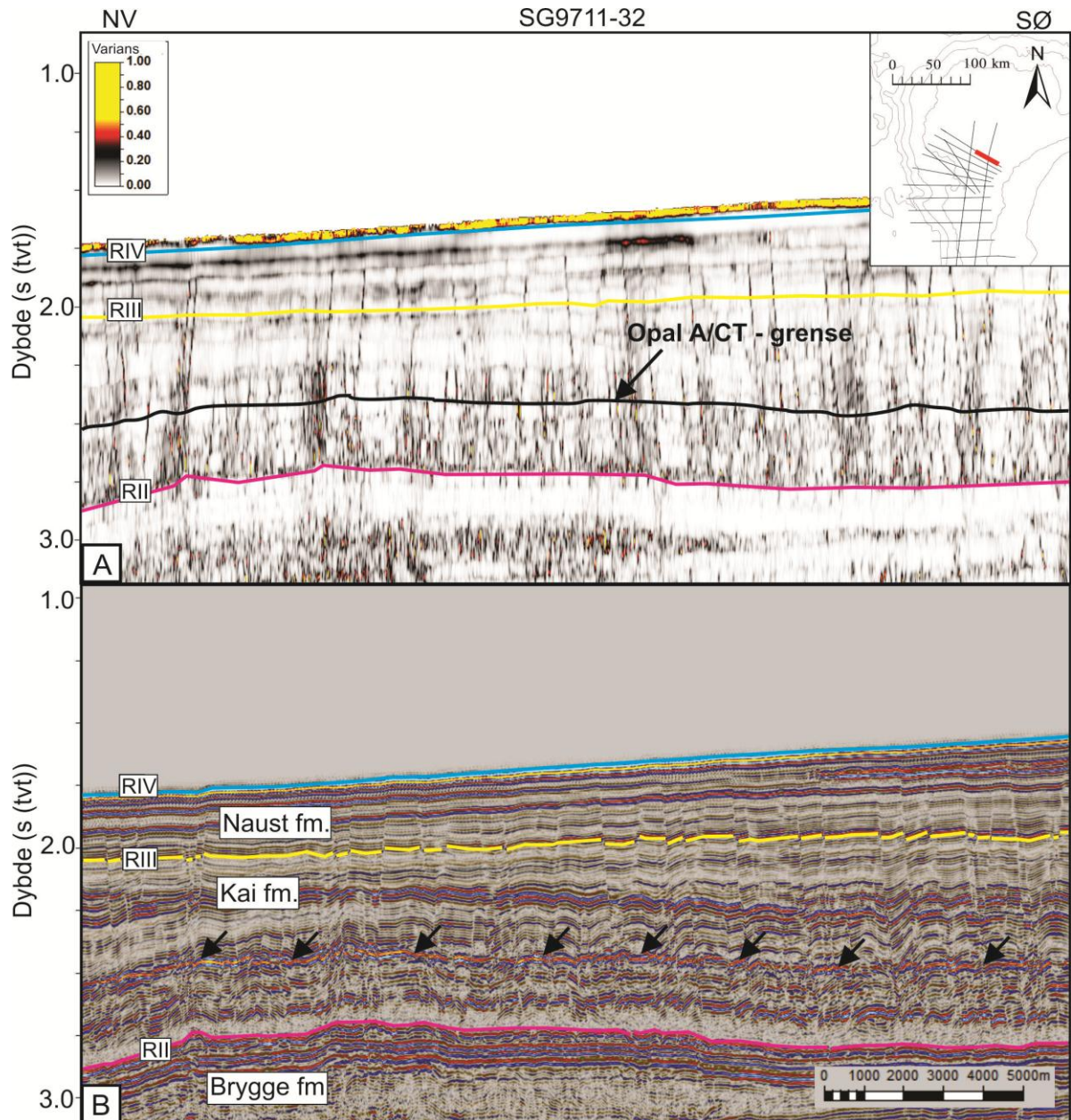
Gay og Berndt (2007) foreslår også synerese som en mulig dannelsesmekanisme for PFS i Kaiformasjonen, hvor polygonalforkastninger dannes som følge av en kontinuerlig prosess med kompresjon av den smektittrike leiren. Prosessen skaper deformasjon som blir akkomodert for av bevegelse langs forkastningsplan etter hvert som sedimentene blir begravet. En slik modell vil også medføre sprangvariasjoner langs individuelle forkastningsplan hvor maksimum sprangverdi er lokalisert i sentrum av den polygonale lagrekken (Berndt et al., 2003; Gay et al., 2004; Gay og Berndt, 2007).

Den litologiske sammensetningen i dyphavsbasengene er ikke like godt dokumentert i denne studien. Det finnes få tilgjengelige kjerner, og disse er i hovedsak lokalisert i utkanten av studieområdet. Imidlertid inneholder de aktuelle leirsekvensene i kjernedataene silikater, og peker derfor mot at de grunnleggende forholdene for en synereseprosess er til stede. I tillegg er det tidligere demonstrert ved eksperimentelle undersøkelser at synerese kan forekomme i karbonatavsetninger selv med så lite som 2 % smektitt (Hansen 2004). Disse resultatene viser at syneresemodellen er en teoretisk mulighet for polygonalforkastningene i dyphavsbasengene, selv om det er vanskelig å presentere en overbevisende argumentasjon for denne modellen da den litologiske utbredelsen i dyphavsbasengene er så dårlig definert.

Modellen som beskriver diagenetisk induerte skjærbrudd er en annen teori som kan forklare forkastningsaktiviteten på den midt-norske marginen, og er basert på diagenese av silikater (Cartwright, 2011). Denne modellen, som bygger på eksperimentelt arbeid, antyder at kjemisk diagenese av leirrike sedimenter kan føre til skjærbrudd ved lave omslutningsspenninger (se Kapittel 2.6). Cartwright (2011) poengterer at det lateralt utbredte PFS i Vøringbassenget i høy grad sammenfaller med den nesten like utbredte regionen med dokumentert diagenese av silikater, og påstår at det er en nær forbindelse mellom diagenese og utvikling av polygonalforkastninger. Dokumentasjonen av denne kjemiske diagenesen innad i Kaiformasjonen bygger på observasjonen av en kraftig reflektor som representerer overgangen fra opal A til opal C/T (Brekke et al., 1999; Brekke, 2000). Ved denne reaksjonsfronten mister silikatmineraler 20-30 % av volumet ettersom vann blir frigjort under faseovergangen (Brekke et al., 1999). Reduksjonen i porøsitet medfører i denne sammenheng den markerte økningen i akustisk impedans som er observert i seismikken, og initierer i tillegg brudd i sedimentene (Cartwright, 2011). Argumentasjonen vektlegger videre at opal A-CT refleksjonen er lokalisert nær midten av den sterkest forkastede polygonale lagrekken i Vøringbassenget, og at det altså er betydelig mer bruddannelse i opal CT sonen sammenlignet med opal A-sonen (Cartwright, 2011). Tilsvarende observasjoner er også gjort i dette studiet (Fig. 5.4).

Det kan ikke utelukkes at diagenetisk induerte skjærbrudd kan forårsake dannelsen polygonalforkastninger i dyphavsbassengene. Kjernedataene viser som nevnt at silikater forekommer i begge disse bassengene, om enn i mindre grad enn på kontinentalmarginen. Dette kommer også til uttrykk ved at det ikke er identifisert en opal A/CT - reflektor i dyphavsbassengene, som er tilfelle i bassengene på kontinentalmarginen. Den intenst forkastede polygonale lagrekken i Lofotenbassenget kan være et resultat av diagenetisk induerte brudd som ble forsterket av en kraftig økning i sedimentasjonshastigheten ved avsetning av Bjørnøyviften. Mangel på sprangvariasjoner langs forkastningsplan i den øvre delen av lagrekken tyder på at forkastningsaktiviteten var en spontan prosess som trolig har sammenheng med en kraftig økning av vertikalspenningen. Forkastningsaktiviteten kan da skyldes en slik kjemisk diagenese som Cartwright (2011) foreslår.





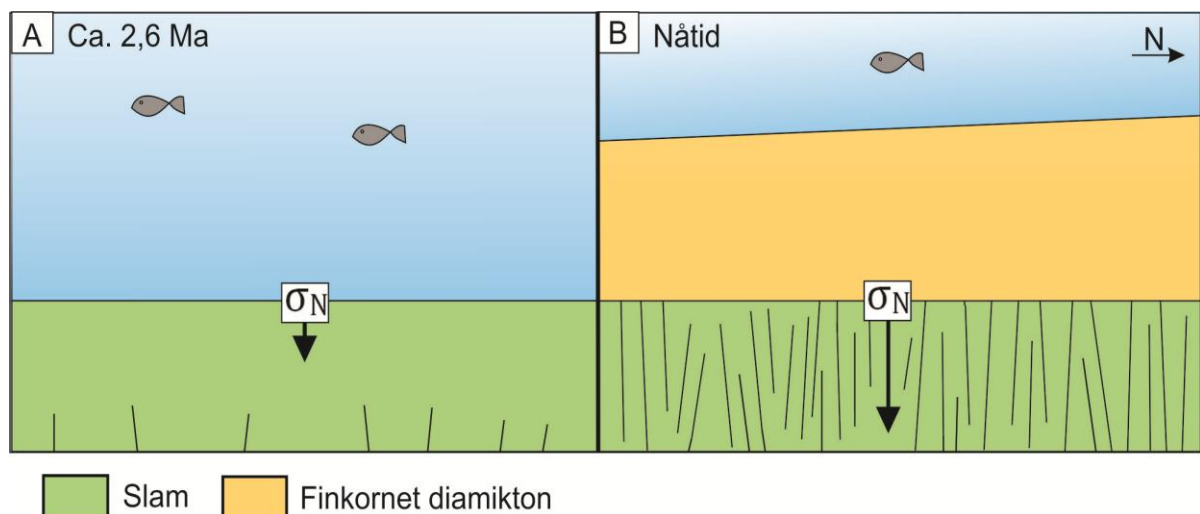
**Figur 5.4.** A) Variansprofilen illustrerer at det er tydelig forskjell på forkastningstettheten på tvers av opal A/CT – grensen. B) Det seismiske uttrykket av opal A/CT grensen (markert med svarte piler).

De ulike dannelsesmekanismene som har blitt diskutert så langt i dette kapitlet viser at endimensjonal komprimering av sedimenter trolig spiller en viktig rolle i utviklingen av polygonalforkastninger. Dannelsesmekanismen som er foreslått av Gouly (2001) tar dette utsagnet et steg lenger, og uttrykker at sedimenter med gitte fysiske egenskaper kan gå i brudd ved endimensjonal komprimering alene dersom friksjonskoeffisienten er lav nok. Denne modellen, som omhandler sedimentenes residuals-kjærstyrke, gir dermed en mulig forklaring på utviklingen av polygonalforkastninger som inkluderer hele studieområdet, ettersom genesen bare omfatter vertikal kompresjon av svært finkornede sedimenter. For å gjenoppta



eksempelet med Lofotenbassenget fra forrige avsnitt, vil den plutselige tilførselen av sedimenter og økt vertikalspenning også kunne lede direkte til betydelig forkastningsaktivitet ifølge denne modellen (Fig 5.5).

Det skal nevnes at det er flere svakheter ved dannelsesmekanismen som omhandler endimensjonal kompresjon som er nærmere forklart i Kapittel 2.5. Imidlertid er det en av disse svakhetene som utpeker seg spesielt med tanke på resultatene fra denne studien. Problemet her er den gjennomsnittlige fallvinkelen ( $45^\circ$ ) som Goultly (2001) benytter for å forsvare bruken av den eksepsjonelt lave friksjonskoeffisienten i denne modellen. I den klassiske Mohr-Coloumb analysen av normalforkastninger, er fallvinkelen altså nært knyttet til styrken av det forkastede medium og verdien av friksjonskoeffisienten (Cartwright et al., 2003). Resultatene fra dette studiet viser at den gjennomsnittlige fallvinkelen på forkastningene i studieområdet er betraktelig høyere enn  $45^\circ$ . Den opprinnelige fallvinkelen i studieområdet ville i tillegg vært enda større ettersom det ikke er tatt høyde for den vertikale kompresjonen som sedimentene med polygonalforkastninger er utsatt for av overliggende sedimenter.



**Figur 5.5.** Modell for utviklingen av PFS i Lofotenbassenget. A) Frem til pleistocen er det liten forkastningsaktivitet i sedimentene. B) Tilførselen av store mengder finkornet diamikton i pleistocen (Hjelstuen et al., 2007), medfører økning i vertikalspenningen ( $\sigma_N$ ). Denne spenningskomponenten kan enten lede direkte til økt forkastningsaktivitet etter dannelsesmekanismen foreslått av Goultly (2001), eller forsterke den diagenetiske prosessen som induserer brudd i henhold til Cartwright (2011).

### **5.6. Oppsummering, betydning og videre arbeid**

Denne studien viser at en stor del av den kenozoiske lagpakken langs den midt-norske kontinentalmarginen og de tilgrensende dyphavsbassengene er preget av PFS. I tillegg viser tidligere studier at sedimenter avsatt på marginen før det endelige kontinentale bruddet mellom Norge og Grønland også er påvirket av PFS (Stuevold et al., 2003). Det foreslås derfor at utvikling av PFS er en synsedimentær prosess som har pågått gjennom store deler av kontinentalmarginens og dyphavsbassengenes utviklingshistorie. Et hemipelagisk og pelagisk avsetningsmiljø har siden den kontinentale oppsprekningen preget sedimentasjonen i studieområdet frem mot initieringen av de store glasialene i pleistocen (Eldholm et al., 1987). Denne finkornede sedimentasjonen har trolig tilrettelagt forhold for utvikling av PFS på den betydelige skalaen som er observert (Fig. 5.1). I Vøring- og Mørebassengene synes den polygonale forkastningsaktiviteten å pågå kontinuerlig gjennom store deler av den kenozoiske perioden, mens det er knyttet større usikkerhet til tidfesting av aktivitet i dyphavsbassengene.

Den enorme laterale utbredelsen av PFS gjør dem unike som deformasjonssystem da ingen andre forkastnings- eller bruddnettverk har en slik uniform utvikling på tilsvarende skala (Cartwright, 2014). Da PFS er begrenset til stratigrafiske intervaller, med over- og underliggende sekvenser uten tilsvarende deformasjon, er det klart at et tektonisk opphav med all sannsynlighet kan utelukkes (f. eks. Henriët et al., 1989; Cartwright, 1994). Den laterale utbredelsen og stratigrafiske begrensningen tilsier i stede at det er en nær sammenheng mellom utvikling av PFS og litologisk sammensetning i bassengene. Polygonalforkastningene både i denne studien, og globalt (Cartwright og Dewhurst, 1998), forekommer hovedsakelig i hemipelagiske eller pelagiske sedimenter som inneholder smektitt. Imidlertid er det fortsatt uvisst om det er sedimentenes fysiske eller kjemiske egenskaper som er den kontrollerende faktoren bak dannelsen av PFS (Cartwright, 2014).

Viktigheten av å forstå dannelsesmekanismene bak PFS har blitt tydeligere de senere årene ettersom det er blitt klart hvilken betydning slike systemer kan ha for væskemigrasjon og sedimentstabilitet på kontinentalmarginer (Berndt et al., 2003; Bunz et al., 2005). Som tidligere diskutert i denne studien tyder mye på at polygonalforkastninger påvirker stabiliteten i enkelte lagpakker på kontinentalmarginen. Videre har også Bunz et al. (2005) argumentert for at gasslekkasje via

polygonalforkastninger i takbergarten i Ormen Lange feltet har bidratt til ustabilitetene langs Møremarginen de siste 1.8 millioner år. I ytterste konsekvens er det altså mulig at PFS kan være en utløsende faktor for storskala skred. Slike undersjøiske skred utgjør en trussel for Offshore-installasjoner og kan generere tsunamier som forårsaker skader på kystområder. I tillegg til å påvirke takbergarten for konvensjonelle hydrokarbonforekomster, kan PFS også være viktig i forhold til CO<sub>2</sub>-lagring og barrierer for atomavfall (Cartwright, 2011). I alle disse tilfellene er det nødvendig å vite mest mulig om permeabiliteten i takbergarten. Dersom bruddmodusen ikke blir identifisert kan dette lede til feilaktige forutsigelser av forseglingsintegritet (Cartwright, 2011).

Per dags dato er det fortsatt uklart hvilke spenningsforhold som bestemmer initiering og vekst av PFS (Cartwright, 2014). Det er også uvisst hvordan selve forkastningsaktiviteten pågår. Er den kort, episodisk eller foregår utviklingen av PFS kontinuerlig over lang tid? Cartwright (2014) foreslår at nøkkelen til å forstå dannelsen av PFS ligger i å integrere forskning basert på data fra undergrunnen, teoretisk og eksperimentell modellering, samt studier av blotninger hvor polygonalforkastninger er identifisert.

I fremtiden vil videre arbeid i tilknytning PFS i studieområdet være avhengig av en generell forbedring av datagrunnlaget, spesielt i dyphavsbasengene. Med forbedret 2D-seismisk dekning og kvalitet, vil PFS i dyphavsbasengene kunne kartlegges med større nøyaktighet, og i tillegg vil områder uten tilgjengelig data i denne studien også kunne kartlegges. Imidlertid er det demonstrert i dette studiet at 2D-seismiske data heller ikke er optimalt med tanke på detaljbeskrivelse og analyse av polygonalforkastninger. Ideelt sett ville 3D-data vært optimalt, men det økonomiske aspektet ved en slik omfattende datainnsamling må også tas med i betraktningen. I dyphavsbasengene vil ytterligere kjernedata være av stor betydning for å forbedre kunnskapen rundt litologisk sammensetning i intervaller med PFS, som i denne studien er mangelfull. Langs den midt-norske marginen bør samspillet mellom PFS og hydrater være et fokusområde i videre studier. Dette gjelder både i kontekst med eventuelle ustabiliteter og skred langs marginsegmentet (Berndt et al., 2003), og også i forbindelse med lokalisering og utnyttelse av metanhydrat-ressurser, som på global skala er av enorm størrelse (Cartwright, 2011). I slike hydratsystemer kan polygonalforkastninger fungere som migrasjonsruter som leder metan til hydratstabilitetssonen, eller fungere som lokasjoner for metanakkumulasjon (Cartwright, 2011).

### **6. Konklusjon**

Basert på tilgjengelig seismikk er PFS kartlagt i de fire store bassengområdene langs Norske-Barentshavsmarginen; Vøringbassenget, Mørebassenget, Lofotenbassenget og Norskebassenget. Forkastningene er hovedsakelig lokalisert i pre-plio-pleistocene kenozoiske sedimenter. Videre karakteriseres forkastningene i samtlige bassenger som polygonalforkastninger basert på tidligere etablerte klassifiseringskriterier. Hovedkonklusjonene i denne studien er:

- I Norskebassenget er PFS identifisert i adskilte provinser grunnet bassengets strukturelle segmentering. Polygonalforkastningene i de forskjellige provinsene viser ulike karakteristikk, noe som tolkes til å være et resultat av blant annet varierende avsetningsmiljø og utviklingshistorie.
- Polygonalforkastningene i Lofotenbassenget er lokalisert i den sørlige og sørvestlige delen av bassenget. Disse forkastninger er karakterisert av bratte fallvinkler, høy tetthet og generelt kontinuerlige sprangverdier langs forkastningsplan. Det konkluderes med at den sterkt forkastede lagrekken i dette bassenget trolig har nær tilknytning til økt vertikal spenningstilstand som følge av høy sedimentasjonsrate pleistocen.
- På den midt-norske kontinentalmarginen illustrerer de studerte polygonalforkastningene et velutviklet PFS med karakteristikk som varierer lite lateralt. Dette har sannsynligvis tilknytning til litologisk sammensetning i de forkastede sedimentene.
- 3D-data fra Vøringbassenget har illustrert hvordan interaksjoner mellom forkastninger i PFS medfører betydelig kompleksitet i slike systemer. Selv om deler av den forkastede enheten er velutviklet og viser et tett polygonalt planmønster, er det lokalisert få fullstendig isolerte forkastningsblokker. Det polygonale nettverket er i stede ofte koblet via overføringsramper. Strøkdatabene i Vøringbassenget viser ingen tydelig foretrukket strøkretning på de kartlagte forkastningssporene.
- På Møremarginen antas det at PFS har betydning for initiering av storskala skred. Det er identifisert polygonalforkastninger i lagpakken som direkte underligger storeggaskredarret, og seismiske data viser tegn på væskemigrasjon fra disse forkastningene.



**Referanser**

- Amundsen, I. M. H., M. Blinova, B. O. Hjelstuen, R. Mjelde, og H. Hafliðason, 2011, The Cenozoic western Svalbard margin: sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading: *Marine Geophysical Research*, v. 32, p. 441-453.
- Anderson, E. M., 1951, The dynamics of faulting: *Transaction of the Edinburgh Geological Society* 1905, v. 8, p. 387-402.
- Andreassen, E. V., 2010, Kenosoiske sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i Norskebasenget basert på 2D multikanals seismikk: Masteroppgave, Universitetet i Bergen, p. 155.
- Andreassen, K., J. S. Laberg, og T. O. Vorren, 2008, Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaciodynamic implications: *Geomorphology*, v. 97.
- Andreassen, K., E. G. Nilssen, og C. M. Odegaard, 2007, Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data: *Geo-Marine Letters*, v. 27, p. 155-171.
- Anell, I., H. Thybo, og I. M. Artemieva, 2009, Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited: *Tectonophysics*, v. 474, p. 78-105.
- Berndt, C., S. Bünz, og J. Mienert, 2002, Are polygonal fault systems a fluid source for gas hydrate development on the mid-Norwegian Margin?: Proceedings of the conference on onshore-offshore relationships on the North Atlantic Margin. Norwegian Petroleum Society.
- Berndt, C., S. Bünz, og J. Mienert, 2003, Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow: Geological Society, London, Special Publication, v. 216, p. 283-290.
- Berndt, C., C. Jacobs, A. Evans, A. Gay, G. Elliott, D. Long, og K. Hitchen, 2012, Kilometre-scale polygonal seabed depressions in the Hatton Basin, NE Atlantic Ocean: Constraints on the origin of polygonal faulting: *Marine Geology*, v. 332, p. 126-133.
- Blystad, P., H. Brekke, R. B. Færseth, B. T. Larsen, J. Skogseid, og B. Tørudbakken, 1995, Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part 2: The Norwegian Sea Region: *NPD Bulletin*, v. 8, p. 1-45.
- Breivik, A. J., R. Mjelde, J. I. Faleide, og Y. Murai, 2006, Rates of continental breakup magmatism and seafloor spreading in the Norway Basin-Iceland plume interaction: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 111.
- Brekke, H., 2000, The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins: Geological Society, London, Special Publication, v. 167, p. 327-378.
- Brekke, H., S. Dahlgren, B. Nyland, og C. Magnus, 1999, The prospectivity of the Vøring and Møre basins on the Norwegian Sea continental margin: *Petroleum Geology Conference series*, v. 5, p. 261-274.
- Brekke, H., H. I. Sjulstad, C. Magnus, og W. R. W., 2001, Sedimentary environments offshore Norway - an overview: *NPF Special Publications*, v. 10, p. 7-34.
- Brown, A. R., 2004, Interpretation of three-dimensional seismic data, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p. 516.
- Bryn, P., K. Berg, C. F. Forsberg, A. Solheim, og T. J. Kvalstad, 2005, Explaining the Storegga Slide: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 11-19.
- Bukovics, C., og P. A. Ziegler, 1984, Tectonic development of the Mid-Norway continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, 1985, v. 2, p. 2-22.
- Bunz, S., J. Mienert, P. Bryn, og K. Berg, 2005, Fluid flow impact on slope failure from 3D seismic data: a case study in the Storegga Slide: *Basin Research*, v. 17, p. 109-122.
- Cartwright, J., 2007, The impact of 3D seismic data on the understanding of compaction, fluid flow and diagenesis in sedimentary basins: *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 881-893.
- Cartwright, J., 2011, Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, p. 1593-1610.
- Cartwright, J., 2014, Are outcrop studies the key to understanding the origins of polygonal fault systems?: *Geology*, v. 42, p. 559-560.
- Cartwright, J., D. James, og A. Bolton, 2003, The genesis of polygonal fault systems: a review: *Subsurface Sediment Mobilization*, v. 216, p. 223-243.
- Cartwright, J., N. Wattrus, D. Rausch, og A. Bolton, 2004, Recognition of an early Holocene polygonal fault system in Lake Superior: Implications for the compaction of fine-grained sediments: *Geology*, v. 32, p. 253-256.
- Cartwright, J. A., 1994, Episodic Basin-Wide Hydrofracturing of Overpressured Early Cenozoic Mudrock Sequences in the North-Sea Basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 11, p. 587-607.

- Cartwright, J. A., og D. N. Dewhurst, 1998, Layer-bound compaction faults in fine-grained sediments: Geological Society of America Bulletin, v. 110, p. 1242-1257.
- Cartwright, J. A., og L. Lonergan, 1996, Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: A mechanism for the development of regional-scale polygonal fault systems: Basin Research, v. 8, p. 183-193.
- Clausen, J. A., R. H. Gabrielsen, P. A. Reksnes, og E. Nysaether, 1999, Development of intraformational (Oligocene-Miocene) faults in the northern North Sea: influence of remote stresses and doming of Fennoscandia: Journal of Structural Geology, v. 21, p. 1457-1475.
- Dalland, A., D. Worsley, og K. Ofstad, 1988, A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore Mid- and Northern Norway: NPD Bulletin, v. 4, p. 3-65.
- Dewhurst, D. N., J. A. Cartwright, og L. Lonergan, 1999, The development of polygonal fault systems by syneresis of colloidal sediments: Marine and Petroleum Geology, v. 16, p. 793-810.
- Ding, X. J., G. D. Liu, M. L. Sun, og P. G. Wang, 2013, Origin of polygonal fault systems: A case from the Sanzhaosag in the Songliao Basin, East China: Petroleum Exploration and Development, v. 40, p. 333-343.
- Doré, A. G., E. R. Lundin, L. N. Jensen, Ø. Birkeland, P. E. Eliassen, og C. Fichler, 1999, Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin: Petroleum Geology Conference Series, v. 5, p. 41-61.
- Doré, A. G., E. R. Lundin, N. J. Kusznir, og C. Pascal, 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 Publication, v. 306, p. 1-26.
- Eidvin, T., F. Riis, og E. S. Rasmussen, 2014, Oligocene to Lower Pliocene deposits of the Norwegian continental shelf, Norwegian Sea, Svalbard, Denmark and their relation to the uplift of Fennoscandia: A synthesis: Marine and Petroleum Geology, v. 56, p. 184-221.
- Eldholm, O., E. Sundvor, og A. Myhre, 1979, Continental-Margin Off Lofoten-Vesteralen Northern Norway: Marine Geophysical Researches, v. 4, p. 3-35.
- Eldholm, O., J. Thiede, og E. Taylor, 1987, Evolution of the Norwegian continental margin: Background and objectives: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports., v. 104, p. 5-25.
- Eldholm, O., F. Tsikalas, og J. I. Faleide, 2002, Continental margin off Norway 62–75°N: Palaeogene tectono-magmatic segmentation and sedimentation: Geological Society, London, Special Publications, v. 197, p. 39-68.
- Eldholm, O., og C. C. Windisch, 1974, Sediment Distribution in Norwegian-Greenland Sea: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1661-1676.
- Faleide, J. I., S. T. Gudlaugsson, O. Eldholm, A. M. Myhre, og H. R. Jackson, 1991, Deep Seismic Transects across the Sheared Western Barents Sea-Svalbard Continental-Margin: Tectonophysics, v. 189, p. 73-89.
- Faleide, J. I., A. Solheim, A. Fiedler, B. O. Hjelstuen, E. S. Andersen, og K. Vanneste, 1996, Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin: Global and Planetary Change, v. 12, p. 53-74.
- Faleide, J. I., F. Tsikalas, A. J. Breivik, R. Mjelde, O. Ritzmann, O. Engen, J. Wilson, og O. Eldholm, 2008, Structure and evolution of the continental margin off Norway and Barents Sea: Episodes, v. 31, p. 82-91.
- Faleide, J. I., E. Vagnes, og S. T. Gudlaugsson, 1993, Late Mesozoic-Cenozoic Evolution of the South-Western Barents Sea in a Regional Rift Shear Tectonic Setting: Marine and Petroleum Geology, v. 10, p. 186-214.
- Fiedler, A., og J. I. Faleide, 1996, Cenozoic sedimentation along the southwestern Barents Sea margin in relation to uplift and erosion of the shelf: Global and Planetary Change, v. 12, p. 75-93.
- Forsberg, C. F., og J. Locat, 2005, Mineralogical and microstructural development of the sediments on the Mid-Norwegian margin: Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 109-122.
- Fossen, H., og R. H. Gabrielsen, 2005, Strukturgeologi, Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS, 375 p.
- Fossen, H., R. A. Schultz, E. Rundhovde, A. Rotevatn, og S. J. Buckley, 2010, Fault linkage and graben stepovers in the Canyonlands (Utah) and the North Sea Viking Graben, with implications for hydrocarbon migration and accumulation: Aapg Bulletin, v. 94, p. 597-613.
- Færseth, R. B., og T. Lien, 2002, Cretaceous evolution in the Norwegian Sea - a period characterized by tectonic quiescence: Marine and Petroleum Geology, v. 19, p. 1005-1027.
- Gabrielsen, R. H., J. I. Faleide, C. Pascal, A. Braathen, J. P. Nystuen, B. Etzelmuller, og S. O'Donnell, 2010, Latest Caledonian to Present tectonomorphological development of southern Norway: Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 709-723.

- Gabrielsen, R. H., R. B. Færseth, L. N. Jensen, J. E. Kalheim, og F. Riis, 1990, Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part 1: The Barents Sea Region: NPD Bulletin, v. 6, p. 1-47.
- Gay, A., og C. Berndt, 2007, Cessation/reactivation of polygonal faulting and effects on fluid flow in the Voring Basin, Norwegian Margin: *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 129-141.
- Gay, A., M. Lopez, P. Cochonat, og G. Sermondadaz, 2004, Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction - upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin: *Basin Research*, v. 16, p. 101-116.
- Gibbard, P. L., M. J. Head, M. J. C. Walkers, og S. Q. Stratigra, 2010, Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma: *Journal of Quaternary Science*, v. 25, p. 96-102.
- Goult, N. R., 2001, Polygonal fault networks in fine-grained sediments - an alternative to syneresis mechanism: *Firste Break*, v. 19, p. 69-73.
- Goult, N. R., 2002, Mechanics of layer-bound polygonal faulting in fine-grained sediments: *Journal of the Geological Society*, v. 159, p. 239-246.
- Goult, N. R., 2008, Geomechanics of polygonal fault systems: a review: *Petroleum Geoscience*, v. 14, p. 389-397.
- Hansen, D. M., J. W. Shimeld, M. A. Williamson, og H. Lykke-Andersen, 2004, Development of a major polygonal fault system in Upper Cretaceous chalk and Cenozoic mudrocks of the Sable Subbasin, Canadian Atlantic margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 1205-1219.
- Hansen, J. A., S. G. Bergh, og T. Henningsen, 2012, Mesozoic rifting and basin evolution on the Lofoten and Vesterålen Margin, North-Norway; time constraints and regional implications: *Norwegian Journal of Geology*, v. 91, p. 203-228.
- Henriet, D., W. van Vaerenbergh, og M. Verschuren, 1989, Seismic facies and clay tectonic features in the southern North Sea: *Bulletin of the Belgian Geological Society*, v. 97, p. 457-472.
- Henriet, J. P., M. De Batist, og M. Verschuren, 1991, Early fracturing of Paleogene clays, southernmost North Sea: relevance to mechanisms of primary hydrocarbon migration.: Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons (ed. A. M. Spencer), Special Publications of the European Association of Petroleum Geoscientists. 1, Oxford University Press, Oxford, p. 217-227.
- Higgs, W. G., og K. R. McClay, 1993, Analogue sandbox modelling of Miocene extensional faulting in Outer Moray Firth: *Geological Society, London, Special Publication*, v. 71, p. 141-162.
- Hjelstuen, B., og E. V. Andreassen, 2014, North Atlantic Ocean deep water processes and depositional environments - a study of the Cenozoic Norway Basin.
- Hjelstuen, B. O., O. Eldholm, og J. I. Faleide, 2007, Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 605-618.
- Hjelstuen, B. O., O. Eldholm, J. I. Faleide, og P. R. Vogt, 1999a, Regional setting of Håkon Mosby Mud Volcano, SW Barents Sea margin: *Geo-Marine Letters*, v. 19, p. 22-28.
- Hjelstuen, B. O., O. Eldholm, og J. Skogseid, 1999b, Cenozoic evolution of the northern Vøring margin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1792-1807.
- Hjelstuen, B. O., H. P. Sejrup, H. Hafliðason, K. Berg, og P. Bryn, 2004a, Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62 degrees N-68 degrees N: *Marine Geology*, v. 213, p. 257-276.
- Hjelstuen, B. O., H. P. Sejrup, H. Hafliðason, A. Nygard, I. M. Berstad, og G. Knorr, 2004b, Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1847-1865.
- Hustoft, S., J. Mienert, S. Bunz, og H. Nouze, 2007, High-resolution 3D-seismic data indicate focussed fluid migration pathways above polygonal fault systems of the mid-Norwegian margin: *Marine Geology*, v. 245, p. 89-106.
- Håland, M., 2012, Vøringplatåets skråning, karaktertrekk, sedimentære prosesser og avsetningsmiljø basert på 2D multikanals seismikk: Masteroppgave, Universitetet i Bergen, p. 142.
- Kearey, P., M. Brooks, og I. Hill, 2002, An introduction to geophysical exploration: Oxford ; Malden, MA, Blackwell Science, viii, 262 p., [6] p. of plates p.
- Knies, J., J. Matthiessen, C. Vogt, J. S. Laberg, B. O. Hjelstuen, M. Smelror, E. Larsen, K. Andreassen, T. Eidvin, og T. O. Vorren, 2009, The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea-Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 812-829.
- Kollsgård, K., 2010, Miocen utvikling av Vøringbassenget, basert på 2D multikanals seismikk: Masteroppgave, Universitetet i Bergen, p. 154.

- Kossovskaya, A. G., P. P. Timofeev, og V. D. Shutov, 1978, The lithology and genesis of the sedimentary deposits in the Norwegian basin and western part of the Lofoten Basin: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (supplement), v. 38, p. 67-72.
- Kvenvolden, K. A., 1993, Gas Hydrates - Geological Perspective and Global Change: Reviews of Geophysics, v. 31, p. 173-187.
- Laberg, J. S., M. S. Stoker, K. I. T. Dahlgren, H. de Haas, H. Hafliðason, B. O. Hjelstuen, T. Nielsen, P. M. Shannon, T. O. Vorren, T. C. E. van Weering, og S. Ceramicola, 2005, Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin: Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 1069-1088.
- Lawrence, G. W. M., og J. A. Cartwright, 2009, The initiation of sliding on the mid Norway margin in the Møre Basin: Marine Geology, v. 259, p. 21-35.
- Lindsey, J., 1989, The Fresnel zone and its interpretive significance: The Leading Edge, v. 8, p. 33-39.
- Lindstrøm, S., 2013, Kenozoiske sedimentære prosesser og avsetningsmiljø langs sørvestmarginen av Barentshavet og i Lofotenbassenget basert på 2D multikanals seismikk: Masteroppgave, Universitetet i Bergen, p. 127.
- Lonergan, L., J. Cartwright, og R. Jolly, 1998, The geometry of polygonal fault systems in Tertiary mudrocks of the North Sea: Journal of Structural Geology, v. 20, p. 529-548.
- Lundin, E. R., og A. G. Dore, 1997, A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: Early Cretaceous to break-up: Journal of the Geological Society, v. 154, p. 545-550.
- Lundin, E. R., og A. G. Doré 2002, Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea: Marine and Petroleum Geology, v. 19, p. 79-93.
- Løseth, H., og S. Henriksen, 2005, A middle to Late Miocene compression phase along the Norwegian passive margin: petroleum Geology Conference Series, v. 6, p. 845-859.
- Mjelde, R., A. J. Breivik, T. Raum, G. Mittelstaedt, G. Ito, og J. I. Faleide, 2008, Magmatic and tectonic evolution of the North Atlantic: Journal of the Geological Society, v. 165, p. 31-42.
- Mjelde, R., S. Kodaira, H. Shimamura, T. Kanazawa, H. Shiobara, E. W. Berg, og O. Riise, 1997, Crustal structure of the central part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from ocean bottom seismographs: Tectonophysics, v. 277, p. 235-257.
- Mjelde, R., T. Raum, A. Kandilarov, Y. Murai, og T. Takanami, 2009, Crustal structure and evolution of the outer Møre Margin, NE Atlantic: Tectonophysics, v. 468, p. 224-243.
- Nygård, A., H. P. Sejrup, H. Hafliðason, og P. Bryn, 2005, The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin: Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 71-84.
- Olafsson, I., E. Sundvor, Eldholm, og K. Grue, 1992, Møre Margin: Crustal structure from analysis of expanded spread profiles. Mar. Geophys. Res. , v. 14, p. 137-162.
- Praeg, D., M. S. Stoker, P. M. Shannon, S. Ceramicola, B. Hjelstuen, J. S. Laberg, og A. Mathiesen, 2005, Episodic Cenozoic tectonism and the development of the NW European 'passive' continental margin: Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 1007-1030.
- Reiche, S., B. O. Hjelstuen, og H. Hafliðason, 2011, High-resolution seismic stratigraphy, sedimentary processes and the origin of seabed cracks and pockmarks at Nyegga, mid-Norwegian margin: Marine Geology, v. 284, p. 28-39.
- Rise, L., R. Boe, F. Riis, V. K. Bellec, J. S. Laberg, T. Eidvin, S. Elvenes, og T. Thorsnes, 2013, The Lofoten-Vesterålen continental margin, North Norway: Canyons and mass-movement activity: Marine and Petroleum Geology, v. 45, p. 134-149.
- Rise, L., S. Chand, B. O. Hjelstuen, H. Hafliðason, og R. Boe, 2010, Late Cenozoic geological development of the south Vøring margin, mid-Norway: Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 1789-1803.
- Rise, L., D. Ottesen, O. Longva, A. Solheim, E. S. Andersen, og S. Ayers, 2006, The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin: Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 569-583.
- Roberts, A. M., R. I. Corfield, N. J. Kusznir, S. J. Matthews, E. Hansen, og J. H. Hooper, 2009, Mapping palaeostructure and palaeobathymetry along the Norwegian Atlantic continental margin: Møre and Vøring basins: Petroleum Geoscience, v. 15, p. 27-43.
- Ryseth, A., J. H. Augustson, M. Charnock, O. Haugerud, S. M. Knutsen, P. S. Midboe, J. G. Opsal, og G. Sundsbo, 2003, Cenozoic stratigraphy and evolution of the Sørvestsnaget Basin, southwestern Barents Sea: Norwegian Journal of Geology, v. 83, p. 107-130.
- Schlumberger, 2010, Petrel 2010. Seismic Visualization and Interpretation. (Brukerveiledning), p. 437 s.



- Sheriff, R. E., 1992, Vertical and Lateral Seismic Resolution and Attenuation: ME 10: Development Geology Reference Manual, p. 388-389.
- Shin, H., J. C. Santarnarina, og J. A. Cartwright, 2008, Contraction-driven shear failure in compacting uncemented sediments: *Geology*, v. 36, p. 931-934.
- Shipboard Scientific Party, 1976a, Site 337: Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 38, Washington (U.S. Government Printing Office);, p. 117-150.
- Shipboard Scientific Party, 1976b, Sites 338-343.: Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., v. 38, p. 151-387.
- Shipboard Scientific Party, 1987a, Site 642: Norwegian Sea: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., 1987. Proc., Init. Repts. (Pt. A), ODP, v. 104, p. 53-453.
- Shipboard Scientific Party, 1987b, Site 643: Norwegian Sea: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., 1987. Proc., Init. Repts. (Pt. A), ODP, v. 104, p. 455-615.
- Shipboard Scientific Party, 1996, Site 985: Jansen, E., Raymo, M.E., Blum, P., et al.: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 162.
- Skogseid, J., S. Planke, J. I. Faleide, T. Pedersen, O. Eldholm, og F. Neverdal, 2000, NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation: Geological Society, London, Special Publication, v. 167, p. 295-326.
- Stoker, M. S., D. Praeg, B. O. Hjelstuen, J. S. Laberg, T. Nielsen, og P. M. Shannon, 2005a, Neogene stratigraphy and the sedimentary and oceanographic development of the NW European Atlantic margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 977-1005.
- Stoker, M. S., D. Praeg, P. M. Shannon, B. O. Hjelstuen, J. S. Laberg, T. Nielsen, T. C. E. van Weering, H. P. Sejrup, og D. Evans, 2005b, Neogene evolution of the Atlantic continental margin of NW Europe (Lofoten Islands to SW Ireland): Anything but passive: I: Doré, A. og Vining, B. (red.), *Petroleum Geology: NW Europe and global perspectives*, Proceedings of the 6th Conference. Geological Society of London, p. 1057-1076.
- Stuevold, L. M., R. B. Færseth, L. Arnesen, J. Cartwright, og N. Möller, 2003, Polygonal faults in the Ormen Lange Field, Møre Basin, offshore Mid Norway: Geological Society, London, Special Publication, v. 216, p. 263-281.
- Tsikalas, F., J. I. Faleide, og A. Eldholm, 2001, Lateral variations in tectono-magmatic style along the Lofoten-Vesterålen volcanic margin off Norway: *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 807-832.
- Verschuren, M., 1992, An integrated approach to clay tectonic deformation, and development of a new 3D surface modeling method, Phd thesis, University of Ghent., p. 359.
- Vorren, T. O., og J. S. Laberg, 1997, Trough mouth fans - Palaeoclimate and ice-sheet monitors: *Quaternary Science Reviews*, v. 16, p. 865-881.
- Vågnes, E., R. H. Gabrielsen, og P. Haremo, 1998, Late Cretaceous–Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications: *Tectonophysics*, v. 300, p. 29-46.
- Wallsten, K. Å., 2012, Studie av neogene og kvartære sedimentære prosesser og avsetninger på Nordsjøviften basert på 2D multikanals seismikk: Masteroppgave, Universitetet i Bergen, p. 121.
- Watterson, J., J. Walsh, A. Nicol, P. A. R. Nell, og P. G. Bretan, 2000, Geometry and origin of a polygonal fault system: *Journal of the Geological Society*, v. 157, p. 151-162.

### Internett-referanser:

YoungTechnology, 2014, Online Rose Diagram.

Hentet 08.08.2014, fra <http://www.yongtechnology.com/yong-lab/online-rose-diagram/>