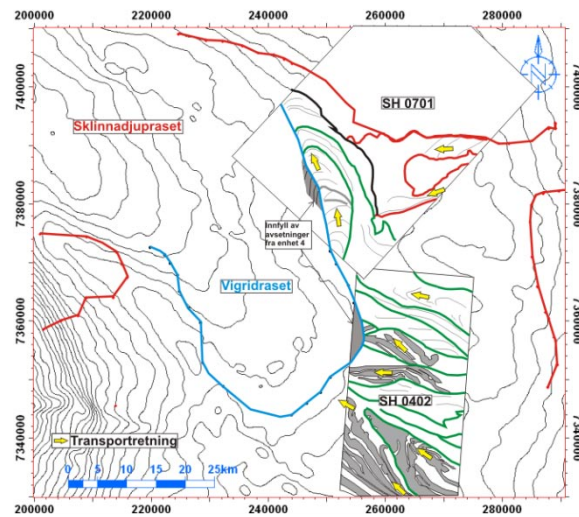




Geo-3900

Mastergradsoppgave i Geologi



**3D seismisk analyse av begravde rasavsetninger på den SV delen
av Vøringmarginen**

Runar Johansen

Mai, 2010

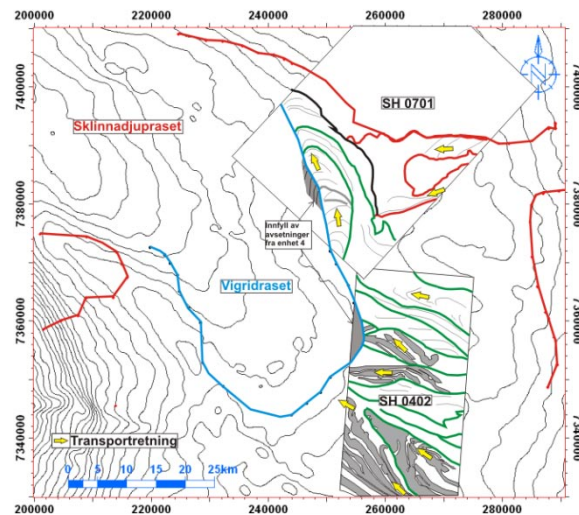
Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet
Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø



Geo-3900

Mastergradsoppgave i Geologi



3D seismisk analyse av begravde rasavsetninger på den SV delen av Vøringmarginen

Runar Johansen

Mai, 2010

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet
Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

3D seismisk analyse av begravde rasavsetninger på den sørvestlige delen av Vøringmarginen

Runar Johansen

Mai 2010

Det matematisk- naturvitenskapelige fakultet
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø

Sammendrag

To 3D-seismiske datasett fra den sørvestlige delen av Vøringmarginen på midtnorsk kontinentalsokkel er blitt brukt til å analysere den øvre del av Naustformasjonen (~0,5-0,2 ma). En seismisk stratigrafi med fire hovedenheter er etablert (enhet 1-4). De to eldste enhetene (enhet 1 og 2) er dominert av glasiale debrisstrømmavsetninger dannet under glasiale maksima da det Fennoskandiske isdekket nådde ut til eggakanten. Deler av enhet 2 er senere deformert ved yngre rashendelser. De to yngste enhetene (enhet 3 og 4) er karakteriseres som rasavsetninger og er relatert til Vigridrasen og Sklinnadjuprasen. I enhet 3 er det identifisert kompresjonsstrukturer dannet ved at godt konsoliderte avsetninger er blitt brutt opp og skjøvet inn over mer uforstyrrede deler. Mindre konsoliderte avsetninger er deformert ved kompresjon som resulterte i dannelse av foldestrukturer. Avsetningene i enhet 4 viser at utrasningene var karakterisert ved en komplisert strømningsprosess med utvikling av gjennomgående skjærsoner som skiller soner av sedimenter med ulik grad av deformasjon. De ulike sonene kan være avsatt til noe ulik tid eller ha beveget seg med ulik hastighet i en hendelse. Sklinnadjuprasen ble trolig utløst like etter Vigridrasen. Sklinnadjuprasen har trolig utviket seg retrogressivt og fylt igjen øvre del av rasgropa dannet av Vigridrasen.

Forord

Nå nærmer det seg slutten av en hektisk, men lærerik masterperiode. I den anledning vil jeg takke de personer som har på en eller annen måte har hjulpet meg gjennom denne prosessen.

Først og fremst vil jeg takke mine veiledere Førsteamanuensis Stefan Bünz, dr. Jan Sverre Laberg og Professor Jürgen Mienert, som alltid har vært behjelpelig når jeg har stått fast. Hadde ikke klart det uten dem!

Vil så takke dr. Shyam Chand (NGU) for å ta seg tid til å se høre min gjennomgang av oppgaven, som igjen førte fram til en oppklarende diskusjon om temaet.

Så vil jeg takke Tom Arne Rydningen og matmor Linn Kristensen for gjennomlesning og konstruktive kritikker av oppgaven. Vil også takke Håkon Eilertsen for gode samtaler og diskusjoner angående oppgavens tema.

Videre vil jeg få takke alle hyggelige folk som har vært innom brakken i løpet av studieperioden, og da spesielt Kristina, Kenneth, Kristian X2, Iver, Hilde, Gustav og Leif. Disse har gjort studietilværelsen spennende og interessant.

Takk også til alle mine venner i Tromsø og omegn, bl.a. for flotte ski-, treningsturer og sosiale sammenhenger gjennom alle årene.

Jeg vil til slutt takke familien hjemme på Klo for støtte gjennom studieperioden.

Innhold

1. Innledning.....	1
1.1 Introduksjon og målsetning.....	1
1.2 Skråningsprosesser relatert til glasiiale marginer	2
1.2.1 Nedadgående prosesser.....	3
1.2.2 Langsgående prosesser	3
1.3 Klassifikasjon av submarin massetransport	5
2. Studieområde	10
2.1 Havbunnens morfologi og dagens havstrømmer	10
2.2 Tektonisk utvikling av den midtnorske marginen	11
2.3 Sedimentære sekvenser	16
2.3.1 Bryggeformasjonen	17
2.3.2 Kaiformasjonen	17
2.3.3 Naustformasjonen.....	17
2.4 Glasiasjonshistorie.....	19
2.5 Ras på den midtnorske margin.....	20
3. Seismisk data og metode.....	22
3.1 Seismisk datagrunnlag.....	22
3.2 Seismisk oppløsning.....	23
3.2.1 Vertikal oppløsning.....	24
3.2.2 Horisontal oppløsning	25
3.1 Tolkningsverktøyet Petrel.....	27
3.1.1 Tolkning av 3D seismisk data	27
3.1.2 Attributter	28
4. Resultat	29
4.1 Innledning.....	29

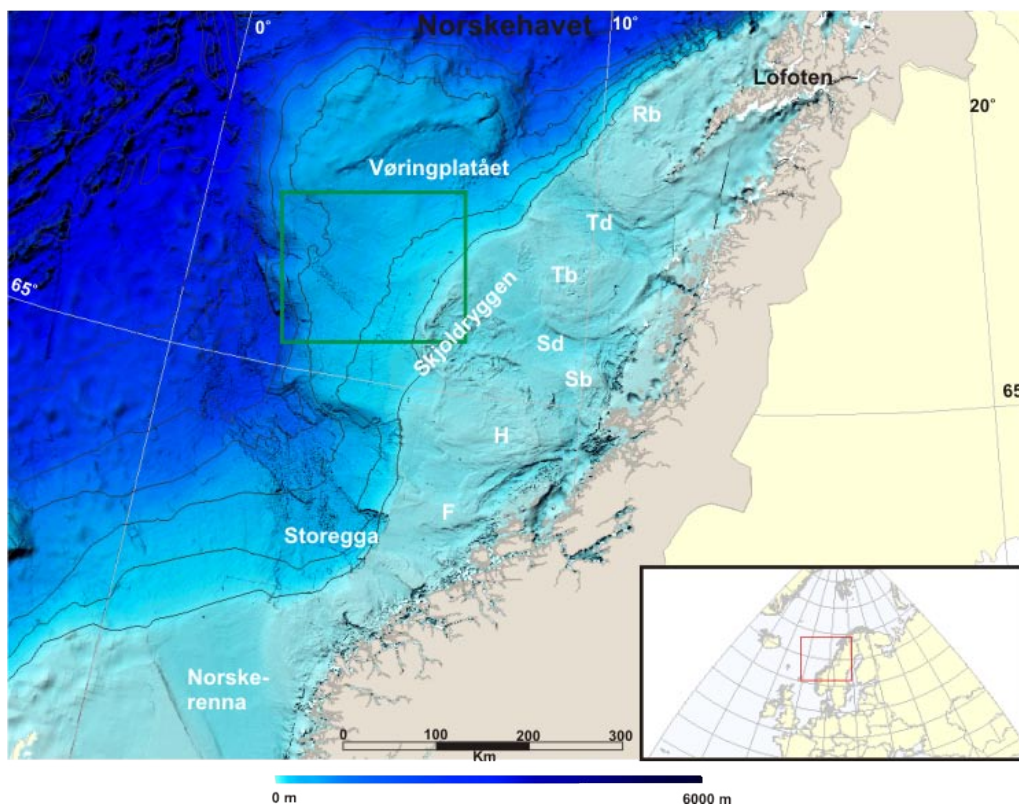
4.2	Seismisk stratigrafi og aldersestimat.....	31
4.3	Seismisk enheter.....	32
4.3.1	Enhet 1.....	32
4.3.2	Enhet 2.....	42
4.3.1	Enhet 3.....	47
4.3.2	Enhet 4.....	53
5.	Diskusjon.....	70
5.1	Innledning.....	70
5.2	Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 1.....	70
5.3	Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 2.....	75
5.4	Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 3.....	77
5.5	Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 4.....	82
5.6	Oppsummering.....	89
5.7	Utvikling av studieområdet i perioden 0.5-~0.2 ma.....	89
6.	Konklusjon.....	93
7.	Referanser.....	94

1. Innledning

1.1 Introduksjon og målsetning

Langs den norske kontinentalmarginen har det vært gjentatte utrasninger i løpet av de siste 2,5 ma (millioner år). Noen av disse rasene er blant de største som er kartlagt. Tatt i betraktning den økende interessen fra oljeselskapene for leting i de dypere havområdene, er det et stort behov en bedre forståelse av disse rasene og hvilke områder av havbunnen som kan være ustabile.

Prospektene Gro og Dalsnuten på den sørvestlige delen av Vøringmarginen (fig. 1-1) består av opp til 200 m tykke rasavsetninger i den øvre del av lagrekka. Den øverste delen av avsetningene er relatert til Sklinnadjupraset som påvirket minst 1500 km² av datidens sokkel (Rise et al., 2006). De underliggende rasavsetningene kan tilhøre Vigridraset eller være relatert til avsetninger av glasiale debrisstrømmer (GDFs).



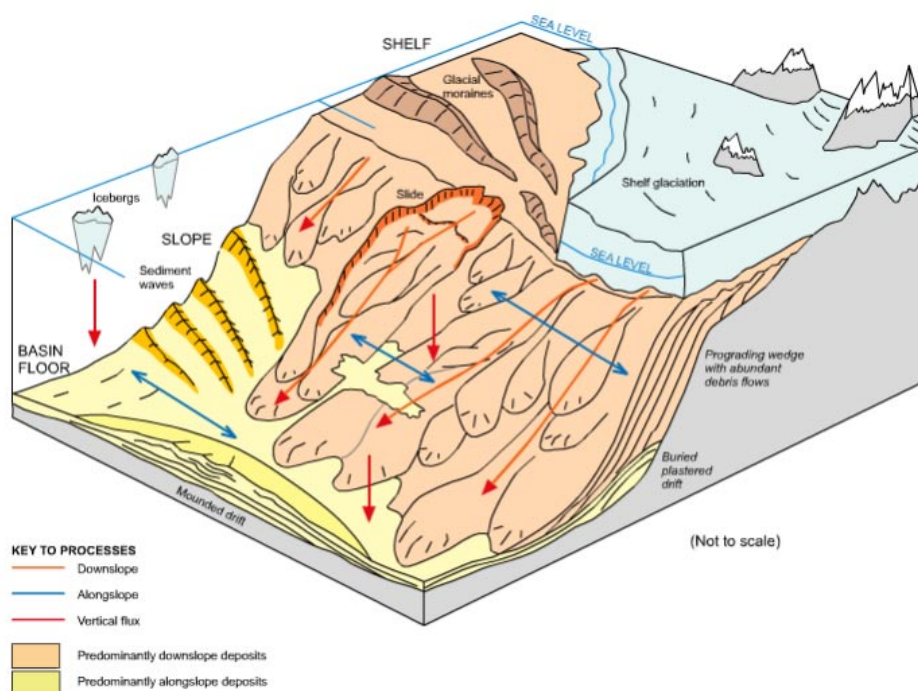
Figur 1-1: Regionalt batymetrisk kart over den midnorske marginen. Grønn firkant viser studieområdet. Rb= Røstbanken, Td= Trænadjupet, Tb= Trænavanken, Sd= Sklinnadjupet, Sb= Sklinnabanken, H= Haltenbanken og F= Frøyabanken. Modifisert fra www.mareano.no.

Formålet med denne oppgaven er å bruke 3D seismiske data for å studere rasavsetninger i de øvre sedimentlagene i lisensområdene Gro og Dalsnuten. Delmålene er å beskrive og tolke rasavsetningens morfologi og indre sammensetning, samt å identifisere glideplan. Gjennom oppgaven skal strømningsprosesser utredes, og opprinnelse til rasmateriale og paleomiljøet da disse ble avsatt skal også diskuteres.

1.2 Skråningsprosesser relatert til glasiiale marginer

I løpet av sen kenozoikum har den norske kontinentalmarginen utviklet seg i samspill mellom sedimentære prosesser som kan deles inn i tre hovedgrupper; (1) nedadgående (gravitasjonsdrevne), (2) langsgående (havstrømstyrte) og (3) vertikale prosesser (hemipelagiske og IRD avsetninger) (fig. 1-2).

Hemipelagiske og konturittiske prosesser var dominerende fram til det Fennoskandiske isdekket nådde ut til eggkanten første gang (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006), samt i interglasiale perioder og etter siste istid (Dahlgren og Vorren, 2003). Under glasiiale perioder, da isdekket nådde ut til eggkanten, var sedimentasjonen dominert av nedadgående prosesser (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006).



Figur 1-2: Modell som viser de forskjellige geologiske prosesser på kontinentalskråningen under glasiiale perioder (STRATAGEM Partners. (2003). Stoker).

1.2.1 Nedadgående prosesser

På kontinentalskråningen utenfor Midt-Norge var de nedadgående prosessene spesielt aktiv under sokkelglasiasjon de siste 0,5 Ma, assosiert med den vestlige progradasjonen av marginen (King et al., 1996; King et al., 1998). Prosessene er nært knyttet til glasiale og intraglasiale perioder, der glasiale debrisstrømmer (GDF) dominerte under glasiale perioder, spesielt ved sokkelglasiasjoner (King et al., 1996). Større utrasninger ser ut til å ha vært hyppigst i de interglasiale periodene (Laberg og Vorren, 2000b; Dahlgren et al., 2002; Dahlgren og Vorren, 2003; Lindberg et al., 2004; Hjelstuen et al., 2004b; Rise et al., 2005). Strømningsprosessen til GDFs er klassifisert som en sammenhengende pluggstrøm (King et al., 1998). Litologien til GDF avsetningene indikerer en strømningsprosess som ikke i særlig grad involverer sortering eller omarbeiding av sedimentene (King et al., 1998). En stor del av avsetningsvolumet som utgjør Nordsjøviften er et resultat av langsgående GDF lober, som er flere titals kilometer bred og opp mot 60 meter høye. Disse er blitt avsatt under glasiale maksima, da iskappene nådde helt ut til eggakanten (Sejrup et al., 2005).

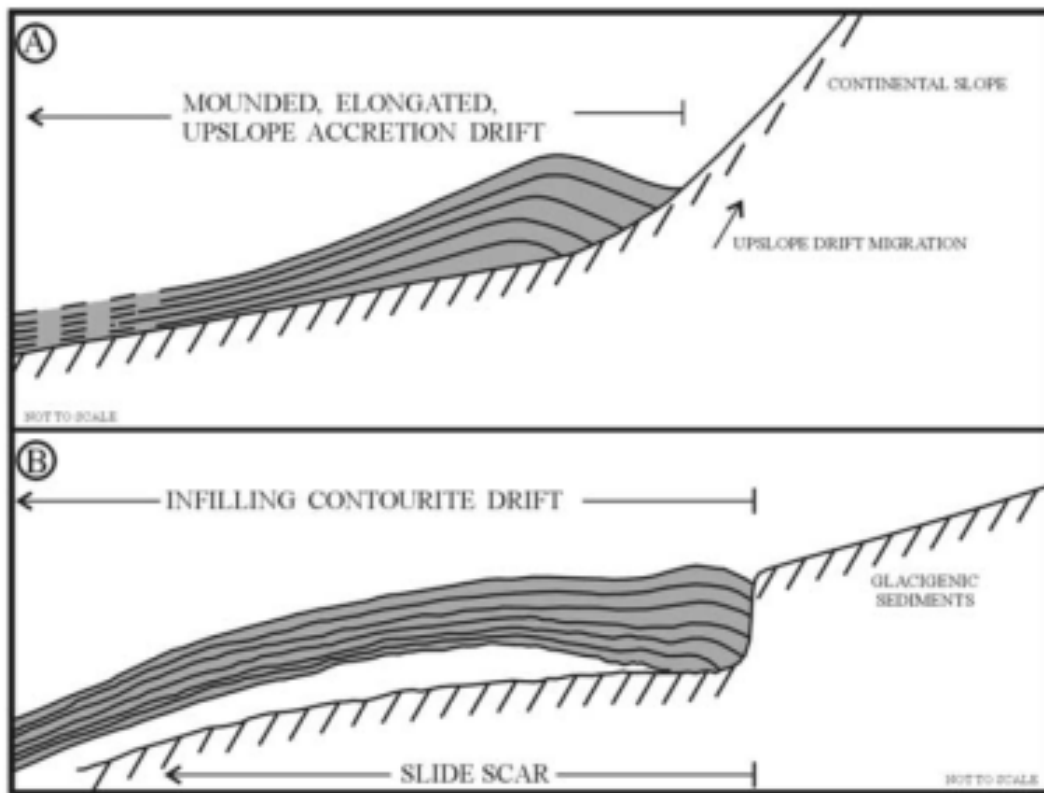
1.2.2 Langsgående prosesser

Langsgående sedimentære prosesser er relatert til havstrømmers evne til å erodere, transportere og avsette sedimenter langs kontinentalmarginen (Laberg et al., 2005b). På den midtnorske marginen henger disse prosessene i stor grad sammen med den tektoniske utviklingen av Norske- Grønlandshavet (NGH)(kap.2.2), der innsynkning og utviklingen av Framstredet og Island-Færøyene-Skottland ryggen i Miosene har vært viktige tektoniske hendelser for dannelsen av det regionale sirkulasjonssystemet. Dette sirkulasjonssystemet viser en likhet med dagens sirkulasjonssystem (Hjelstuen et al., 2004a).

I tidlig neogen var havbunnen langs den midtnorske marginen karakterisert ved flere positive strukturer (kap. 2.2). Dette medførte at havstrømmer fulgte flankene til strukturene, som igjen medførte strømrelaterte strukturer langs Modgunn og Helland Hansen hvelvet samt haugete former på innsiden av Vigridsynklinalen (Hjelstuen et al., 2004a).

Innenfor Naustformasjonen er avsetninger fra havstrømmer (driftavsetninger) identifisert i to typer settinger. Som haugete, elongerte avsetninger mellom glasiale enheter (for

eksempel Nyk drift), og som innfyllavsetninger i rasgroper, for eksempel i rasgropa dannet av Sklinnadjupraset (Laberg et al., 2001) (fig. 1-3).

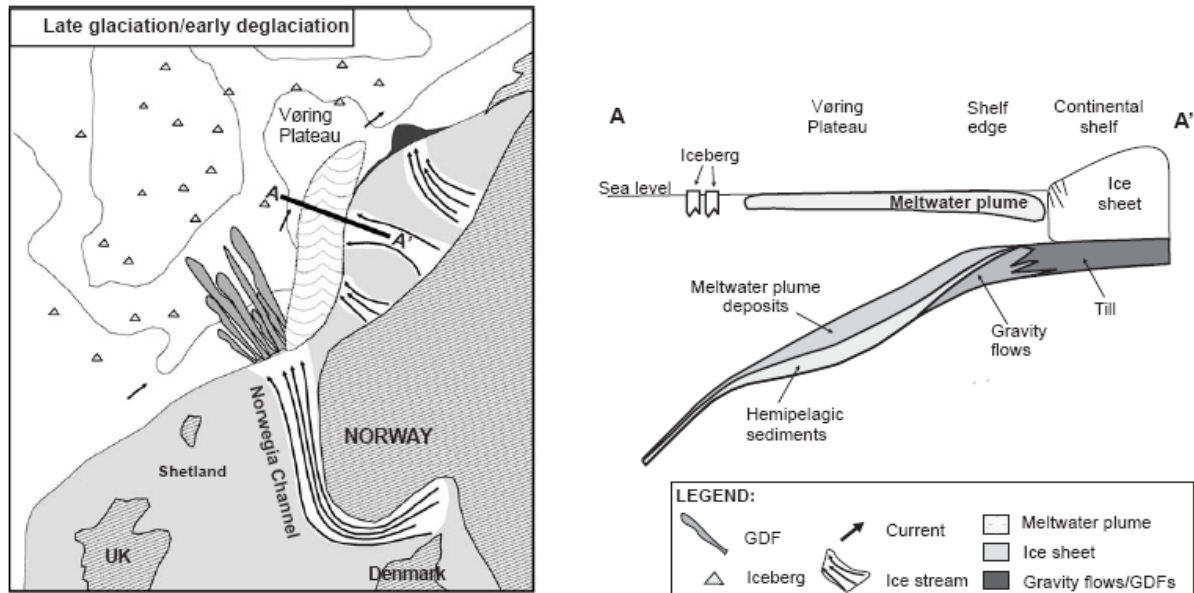


Figur 1-3. Driftavsetninger identifisert i to typer settinger, (a) som haugete elongerte avsetninger (b) og som innfyll avsetninger (Laberg et al., 2001).

Mot slutten av siste istid endret avsetningsmiljøet seg og laminerte sedimenter ble avsatt i de sørlige delene av Vøringmarginen. Avsetningene er forbundet med deglasiasjonen av Norskerenna under siste istid, hvor store volumer av smeltevann ble frigjort fra den avtagende isstrømmen (fig. 1-4). Smeltevannet og suspenderte sedimenter dannet så en smeltevannssky. Langsgående havstrømmer transporterte den videre nordover langs marginen hvor sedimentene gradvis ble avsatt (Hjelstuen et al., 2004b).

Den observerte laminasjonen antas å være vekslinger mellom årstidene, der tykke avsetninger avsatt under sommerperioder representerer stor tilførsel av smeltevann og IRD (ice-rafted debris), mens vinterperioden representerer en mer stabil årstid for isbreen, og avsetning av tynne sedimentlag (Lekens et al., 2005).

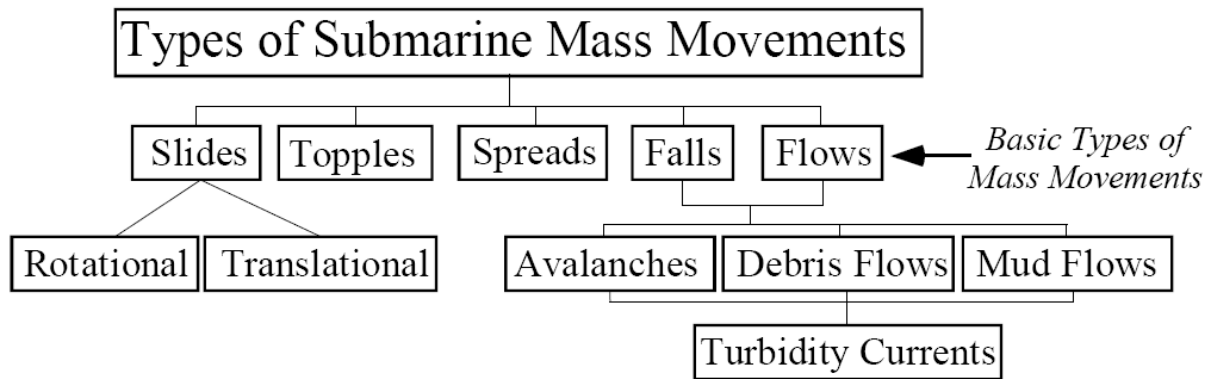
Det moderne sedimentasjonsmiljøet er påvirket av havbunnsstrømmer ved erosjon og avsetning. Eroderte sedimenter blir avsatt i topografiske forsenkninger langs skråningen (Dahlgren og Vorren, 2003).



Figur 1-4. Skjematiske modell av den sørlige delen av Vøringmarginen under deglasiasjon. Smeltevannsskyen blir transportert nordover av havstrømmer og avsetter sedimenter gradvis langs marginen (Hjelstuen et al., 2004b).

1.3 Klassifikasjon av submarin massetransport

En oversikt over de forskjellige typer av massetransport som man finner på kontinentalskråningen er vist i figur 1-5. Denne klassifiseringen er basert på de geomorfologiske signaturene av utrasningene og er foreslått av ISSMGE (International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering) (Locat og Lee, 2002).



Figur 1-5. Klassifisering av forskjellige submarine massetransporter nedover skråningen (Locat og Lee, 2002).

Morfologiske undersøkelser langs kontinentalskråningen kan avsløre sprekkdannelser og depresjoner som viser deformasjonsstrukturer dannet ved kryp (Locat og Lee, 2002). Kryp er definert som en elastisk deformasjon av sedimenter, ofte leire og silt, under konstant belastning og karakterisert ved en sakte deformasjonsrate. Ved en eventuell progresjon av deformasjonen kan det utvikles ras. Kryp kan derfor representere fasen før utrasning (Mulder og Cochonat, 1996; Locat og Lee, 2002). Ved en eventuell utrasning vil skjærspenningen (τ_s) overgå skjærfastheten (τ_f) (Hampton et al., 1996). Skjærspenningen er nedskråningskomponenten av normalkraften, som er den effektive tyngden av sedimentene over (formel 1). Skjærfastheten er motstanden sedimentene yter mot å gå i brudd langs en glideflate (formel 2). Faktorene som bestemmer skjærfastheten er; glidefriksjon, interlocking (korn som er låst til hverandre), kornkontaktrykket (effektivspenningen) og kohesjon. Differansen mellom skjærfastheten og skjærspenningen er uttrykt som sikkerhet mot brudd (Factor of safety, F), hvor verdiene $F > 1$ indikerer stabilitet og $F < 1$ indikerer ustabilitet (formel 3) (Locat og Lee, 2002).

Formel 1; skjærspenningen

$$\tau_s = \gamma' z \sin \alpha$$

τ_s er skjærspenningen, γ' er den nedsynkende tettheten til sedimentene og z er tykkelsen av sedimentene (Hampton et al., 1996).

Formel 2; skjærfastheten

$$\tau_f = c' + (\sigma - u) \tan \theta'$$

τ_f er skjærfastheten, c' er den effektive kohesjonen, θ' er friksjonsvinkelen, σ er kraften som virker normalt på skråningen, u er trykket til porevannet og $(\sigma - u)$ er uttrykket på den effektive normalkraften (Hampton et al., 1996).

Formel 3; sikkerhet mot brudd

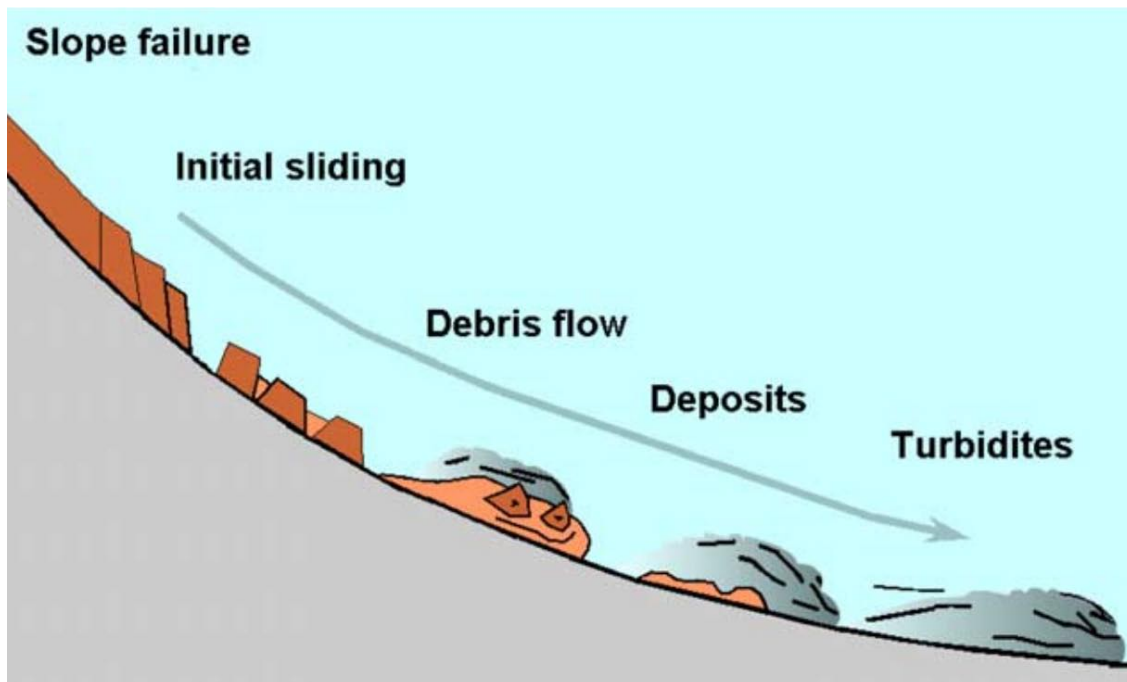
$$F = \frac{\tau_f}{\tau_s}$$

F er sikkerhetsfaktoren, τ_f er skjærfastheten og τ_s er skjærespenningen (Locat og Lee, 2002).

Som tidligere nevnt skjer utrasninger når skjærespenningen overstiger sedimentets skjærefasthet. Med andre ord kan en økning i skjærespenningen eller en minking av skjærefastheten forårsake utrasninger. I marine miljøer er prosessene som kan endre forholdet mellom kreftene blant annet økning av skråningsvinkelen ved tilførsel av sedimenter, seismisk aktivitet, stormbølgebelastning, rask sedimentakkumulasjon, underkonsolidering, gassmetning, oppløsning av gasshydrat, lavvann, siving av fluider, glacial belastning og vulkanske prosesser (Locat og Lee, 2002).

Ved en eventuell utrasning kan rasmaterialet mobiliseres til å følge en elastisk strømningsadferd, i form av ras med redusert indre deformasjon eller følge en plastisk strømningsadferd med høy indre deformasjon i form av ulike strømmer (Hampton et al., 1996). Elastisk strømningsadferd er relatert til forflytningen av konsoliderte masser som er avgrenset på alle sider av distinkte skjærplan. Den interne strukturen av rasmassene viser i stor grad liten deformasjon under forflytningen nedover skråningen og selve forflytningen kan være begrenset (Mulder og Cochonat, 1996). En plastisk strømningsadferd er derimot et resultat av forflytning av ukonsoliderte masser. Raskanten er ofte utydelig eller ikke observerbar og den indre strukturen er fullstendig kaotisk (Mulder og Cochonat, 1996).

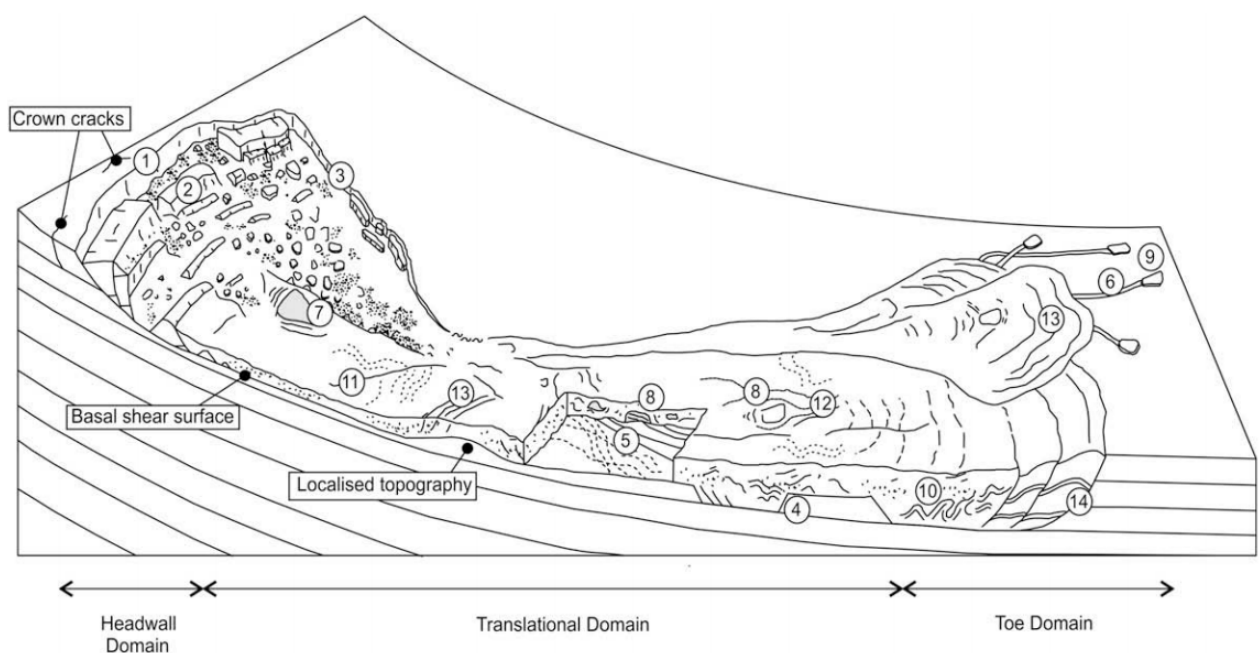
Et undersjøisk ras kan beskrives som tre hovedfaser; en innledende fase med dannelse av blokker og langstrakte rygger, debrisstrømmer og til slutt turbiditetsstrømmer (fig. 1-6). Denne inndelingen involverer omdanningen av rasmaterialet fra udeformert til deformert, som også involverer en endring fra elastisk til plastisk strømningsadferd (Bryn et al., 2005a).



Figur 1-6: Viser de forskjellige stadiene av ras, fra utrasning til turbiditter (Bryn et al., 2005a).

Undersjøiske ras er også beskrevet som massetransportkomplekser (MTK). Bull (2008) deler massetransportkomplekser inn i tre domener; øvre, midtre og nedre, som hvert enkelt område viser forskjellige strukturelle karakteristikk (fig.1-7). Den øvre delen er karakterisert som et område assosiert med ekstensjonsstrukturer, blant annet raskant, rygger og blokker. Raskanten representerer den øverste delen av MTK hvor glideplanet skrår oppover på tvers av yngre lag for så og skjære gjennom overflaten. Transporten videre nedover skråningen fører til mer intens deformasjon og dannelse av ulike strukturer karakterisert med en mer plastisk strømningsadferd (fig. 1-7). Deformasjonsstrukturer i denne delen kan ses internt i rasavsetningen, blant annet som strømnings- og foldestrukturer, eller som spor eller striper langs en nedre glideflate etter hvert som rasmaterialet beveger seg over. I nedre del av raskomplekser er strukturene ofte karakterisert med kompresjonsrygger og skyve- og foldestrukturer (Prior et al., 1984;

Martinez et al., 2005; Bull et al., 2008) (fig. 1-7). En skiller mellom frontalbegrenset (frontally confined) og frontalframbrytende (frontally emergent) ras (Martinez et al., 2006). Frontalbegrenset ras dannes ved at rasmateriale stopper opp, inn mot udeformert strata. Denne formen for ras har en relativt begrenset transportlengde og danner ingen signifikant positiv topografisk form. I motsetning vil frontalframbrytende ras bevege seg over havbunnen og avsette en positiv struktur (Martinez et al., 2006).



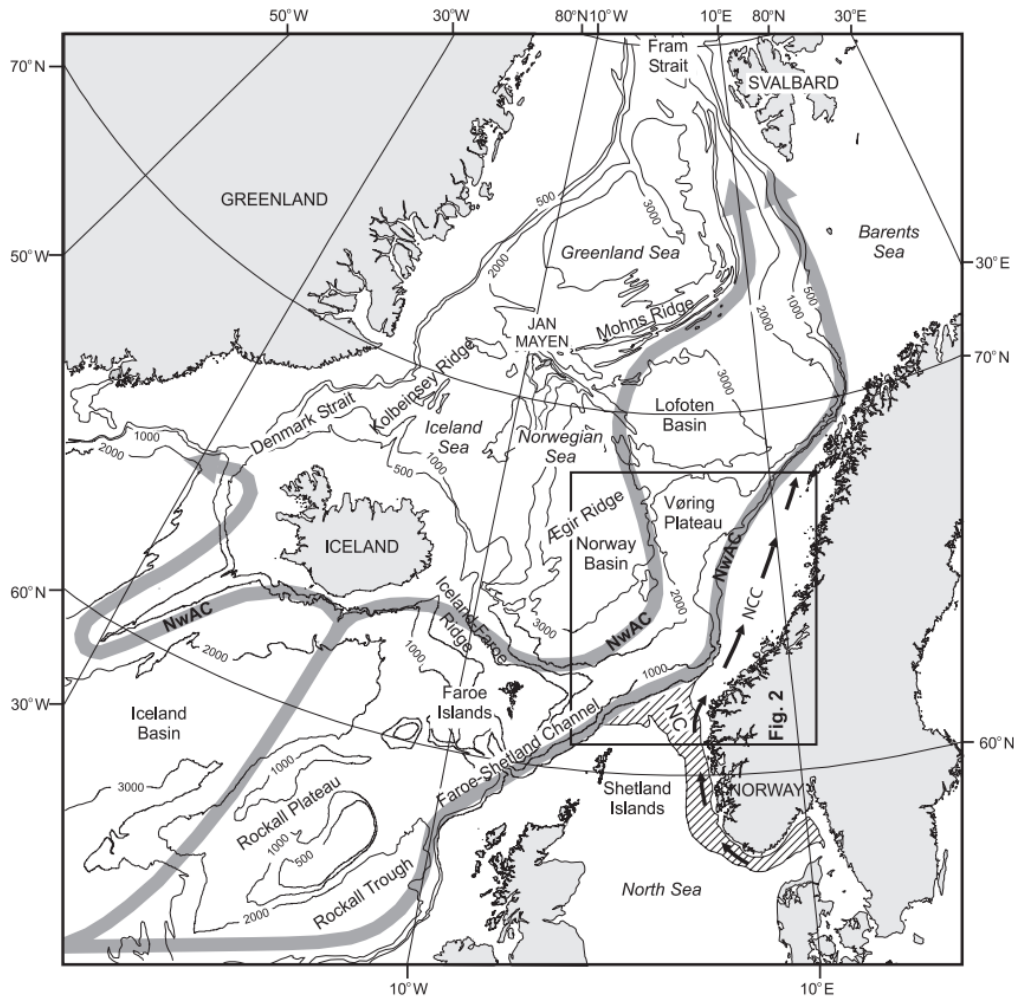
Figur 1-7: Inndeling av et MTK og forskjellige strukturer som ofte forekommer i disse områdene. (1) Øvre raskant. (2) Ekstensjonsrygger og blokker. (3) Sidemargen. (4) Skjærrampe og Skjærflater. (5) Skjærspor. (6) Skjærstriper. (7) Rest av blokker. (8) Forskyvetblokk. (9) Blokk transportert ut av MTK. (10) Folder. (11) Førsteordens strømningsstruktur. (12) Andreordens strømningsstruktur (13) Kompresjonsrygger. (14) Fold og skyvesystem (Bull et al., 2008).

2. Studieområde

2.1 Havbunnens morfologi og dagens havstrømmer

Vøringmarginen er lokalisert mellom 64-68°N og er den midtnorske delen av den passive nordatlantiske kontinentalmarginen (fig. 1-1). Vøringmarginen er karakterisert av en bred kontinentalhylle (~200 km), som går over i en svakt hellende (~1°) kontinentalskråning (ved området vest for Skjoldryggen). Kontinentalskråningen terminerer mot Vøringplatået, som er en bred og relativt flat marginal høyde. Vøringplatåets ytre skråning heller ned mot spredningsryggen og dyphavsslettene (Laberg et al., 2005a). Morfologien på sokkelen domineres av grunne bankområder som er separert av trau som går på tvers av sokkelen. Trauene er dannet ved erosjon under isstrømmer som transporterte sedimenter til eggakanten under glasiale maksima, mens bankene representerer områder der isen var mer stillestående (Sejrup et al., 2005). Kontinentalhylla har et vanddyb mellom 250-410 meter, hvorav de dypeste områdene befinner i trauene og de grunneste områdene befinner seg over bankene (fig. 1-1). Vanddybet på Vøringplatået ligger mellom 1200-1400m (Dahlgren og Vorren, 2003) (fig. 1-1). Andre morfologiske strukturer man finner på Vøringplatået er leirdiapirer. Relieffet på disse kan være så mye som 150 m, men for Vigrid diapirfelt er relieffet mellom 15-30 m (Hjelstuen et al., 1997).

Dagens overflatesirkulasjon består av varm og salint Atlanterhavsvann som transporteres nordover langs Norskestrømmen (NwAC) (fig.2-1). Disse vannmassene kjøles ned mot nord for så å synke ned og danne bunnvann (NSDW) (Bryn et al., 2005b) (fig. 2-1). I området langs den midtnorske marginen deles Norskestrømmen inn i to greiner. Den østlige delen passerer gjennom Færøyene og Shetland for så å fortsette nordover langs eggakanten, mens den vestlige går igjennom Grønland- Skottlandryggen mellom Island og Færøyene og nordover langs kontinentalskråningen, langs den ytre delen av Vøringplatået (Bryn et al., 2005b) (fig. 2-2). Det atlantiske vannet dominerer den øvre vannsøylen ned til termoklinen som defineres av et kraftig temperaturfall, fra rundt 5-6°C til under 0°C. Overgangen representerer skillet mellom den overliggende Norskestrømmen og intermedieære vannmasser (NSAIW) (Bryn et al., 2005b).



Figur 2-1: Oversikt over strømningsmønsteret i Nord-Atlanteren. NCC= Den norske kyststrømmen, NwAC= Norskestrømmen. NwAC strømningsmønster fra Orvik og Niiler (2002). Figur hentet fra (Hjelstuen et al., 2004a).

2.2 Tektonisk utvikling av den midtnorske marginen

Den tektoniske utviklingen av den midtnorske kontinentalmarginen startet i sen paleozoikum med periodisk deformasjon og rifting forårsaket av litosfærisk ekstensjon, fram til åpningen av Norsk- Grønlandshavet i tidlig eocene (Blystad et al., 1995). Den tektoniske utviklingen har skjedd i tre hovedfaser; 1) sen paleozoikum, 2) sen jura og tidlig kritt og 3) sen kritt til tidlig kenozoikum (Blystad et al., 1995). Utviklingen av marginen skiller seg fra andre passive marginer ved en uvanlig lang riftfase (~270ma), samt stor tektonisk aktivitet selv etter den aktive havbunnsbredningen (Bukovics og Ziegler, 1985). Den midtnorske marginen består av tre hovedsegmenter; Møre, Vøring og Lofoten- Vesterålen, som er separert av Jan Mayen- (JMFZ) i sør og Bivarost bruddsonene (BFZ) i nord (fig. 2-2) (Faleide

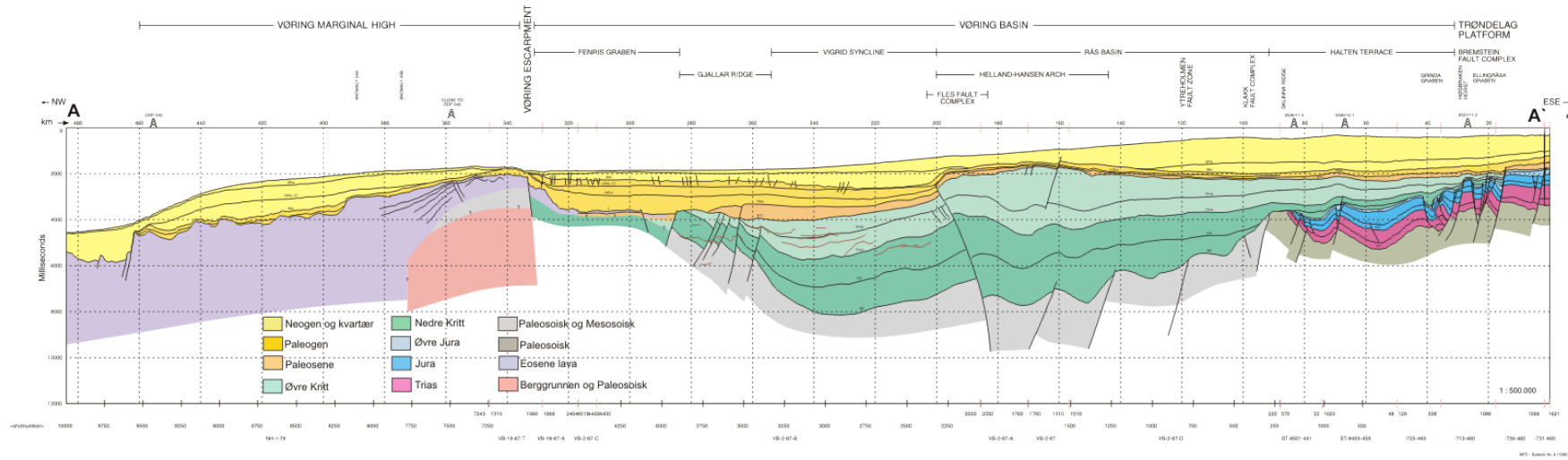
et al., 2008). Bruddsonene reflekterer eldre, strukturelle svakhetssoner i den krystalline berggrunnen, noe som gjenspeiles ved orienteringen til fjordene og andre forkastningssoner man finner på fastlandet (Brekke, 2000).

Den tektoniske historien innbefatter dannelsen av flere strukturelle elementer langs den midtnorske marginen, blant annet Trøndelagplattformen, Møre- og Vøringbassenget, Møreplattformen og Vøringplatået (fig 2-2, 2-3 og 2-4) (Bukovics og Ziegler, 1985). Trøndelagplattformen viser stor forkastningsaktivitet i perm til tidlig trias (Brekke, 2000), men har vært stabil siden juratiden, og inkluderer bassenginnfyll av trias og øvre paleozoiske sedimenter (Faleide et al., 2008) (fig 2-2, 2-3 og 2-4). Den tektoniske riftfasen i sen jura til kritt hadde en sterk påvirkning på den midtnorske marginen. Blant annet ble innsynkningen av Møre og Vøringbassenget initiert under denne fasen (Bukovics og Ziegler, 1985; Blystad et al., 1995). Disse to bassengene er delt inn i flere mindre sub-bassenger separert av interne strukturelle høyder som hovedsakelig reflekterer forskjellige vertikale forflytninger under den tektoniske fasen i sen jura- tidlig kritt (Faleide et al., 2008) (fig 2-3 og 2-4). Under riftperioden i sen kritt til tidlig kenozoikum ble de vestlige delene av Møre- og Vøringbassenget påvirket av både intrusive og ekstrusive vulkanske aktiviteter som ga grunnlaget for dannelsen av Vøringgrandhøgda (fig 2-2, 2-3 og 2-4). Spor etter den vulkanske aktiviteten finnes også som sill, diker og vulkanske strømmer som forekommer i sedimentene av kritt og kenozoisk alder øst for Vøringkrenten (Vøring escarpment) (fig.2-3) (Bukovics og Ziegler, 1985).

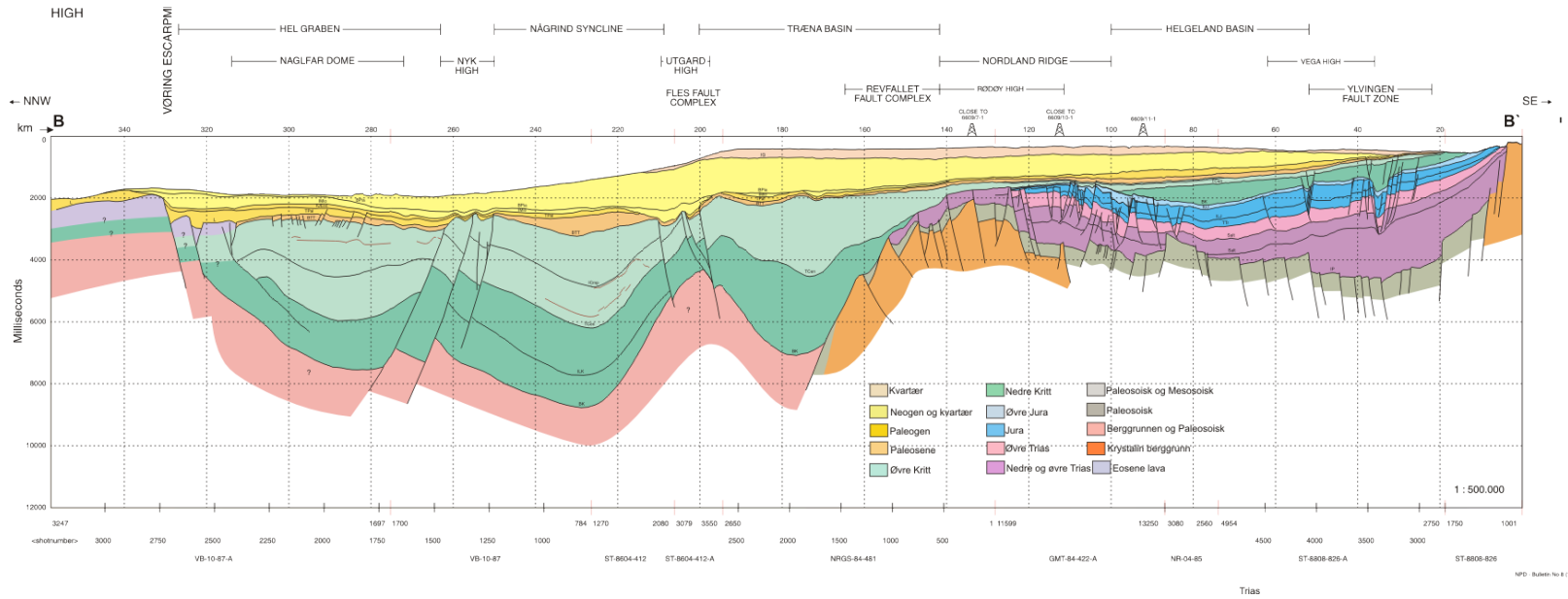
Den aktive havbunnsbredningen startet i tidlig eocen (chron 24b, 53.7ma), med en NNW-SSØ retning, og fortsatte fram til tidlig oligocen (chron 23, 35ma) langs spredningsryggene Reykjanes – Aegir – Mohns (Lundin og Doré, 2002) (fig 2-5a). Spredningsretningen ble endret mot mer NV - SØ i tidlig oligocen (fig 2-5b), som er vist av forskjellen i strøkkretningen mellom øst- og vest Jan Mayen bruddsonen (fig. 2-5c). Forskjellige spredningshastigheter langs Aegirryggen resulterte i en vifteformet spredningsgeometri fra tidlig eocene og fram til spredningen langs ryggen opphørte i sen oligocen. Spredningen forflyttet seg fra Aegirryggen og nordover mot Kolbeinseyryggen som en erstatning for den vifteformede spredningen langs Aegirryggen (Lundin og Doré, 2002) (fig. 2-5d). Denne regionale platereorganiseringen medførte dannelse av midt-kenozoiske deformasjonsstrukturer (Lundin og Doré, 2002). Disse deformasjonsstrukturene er et utbredt fenomen som man finner i flere områder langs

den NV delen av den europeiske marginen, bl.a. ved den midtnorske marginen (Vågnes et al., 1998; Lundin og Doré, 2002). Deformasjonsstrukturene består av kompresjonsdomer, reverserte forflytninger av tidligere normalforkastninger og inversjon av bassenger (Lundin og Doré, 2002). Helland Hansen hvelvet, Modgunnhvelvet, Vemmadomen og Ormen Lange domer er navnene på de største kompresjonsstrukturene man finner på den midtnorske marginen (Blystad et al., 1995; Vågnes et al., 1998; Lundin og Doré, 2002), hvorav Helland Hansen hvelvet er den største av disse med en avlang geometri og en lengde på rundt 280 km og varierende bredde (Blystad et al., 1995).

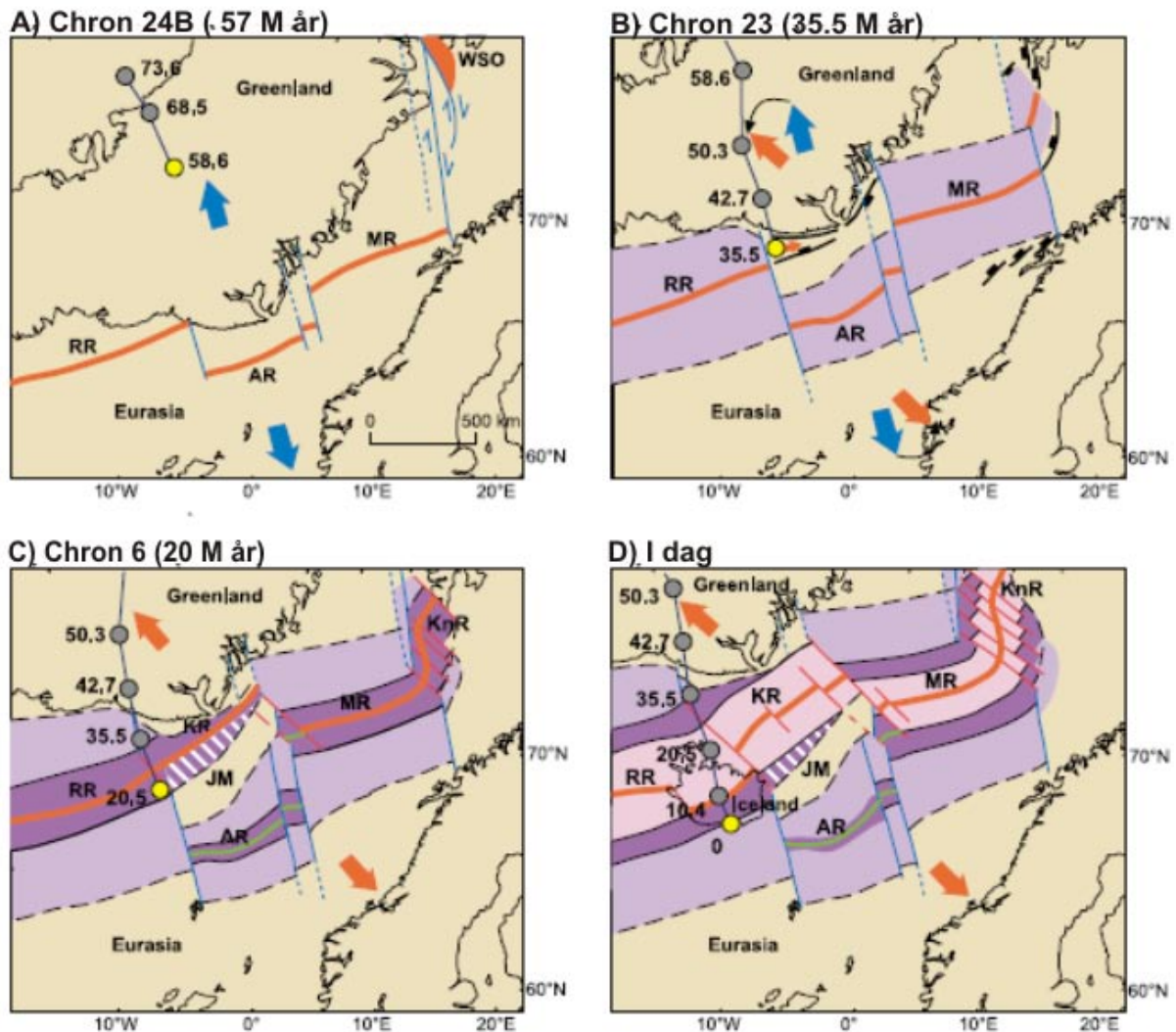
Platetektonisk rekonstruksjon indikerer at Framstredet ble åpnet i miocene. Dette hadde en stor betydning for havbunnssirkulasjonen (Faleide et al., 2008). Dypvannsutveksling var også kontrollert av utviklingen av Færøykondituren og en generell innsynkning av Grønland-Skottland ryggen (Faleide et al., 2008).



Figur 2-3: Geoseismisk profil på tvers av Vøringmarginen (profil A i fig.2-2). Profilet krysser Vøringrandhøgda i NV, Vøringbassenget og Trøndelagplattformen i ØSØ. Modifisert fra (Blystad et al., 1995).



Figur 2-4: Geoseismisk profil på tvers av Vøringmarginen (profil B i fig. 2-2). Profilet viser store mektighet med Kritt avsetninger i Vøringbassengene, mens Trøndelagplattformen består for det meste av Triassedimenter. Modifisert fra (Blystad et al., 1995).



Figur 2-5: Platetektonisk utvikling av Norske- Grønlandshavet de seneste 57 millioner år. (a) Havbunnsbredning langs Reykjanes-, Aegir- og Mohns ryggen. Spredningsretningen på NNW-SSØ er vist med blå piler. (b) Endring av spredningsretningen, fra NNW-SSØ til mer NV-SØ (ny retning vist med orange pil). (c) Spredningen forflyttet seg fra Aegirryggen til Kolbeinseyryggen i perioden mellom Chron 13 og 6C. (d) Dagens platebevegelse. (Lundin og Doré, 2002).

2.3 Sedimentære sekvenser

Den kenozoiske sekvensen langs marginen er delt inn i tre hovedenheter; Brygge-, Kai- og Naustformasjonen (Dalland et al., 1988; Hjelstuen et al., 2004b). De forskjellige formasjonene defineres av stratigrafiske sekvenser som er avsatt suksessivt mot dypere områder mens havbunnen avkjøles og synker inn etter hvert som den beveger seg bort fra den aktive del av spredningsryggen (Nilsen, 1978). Seismiske inkonformiteter samt endringer av seismiske signaturer har blitt brukt til å identifisere de forskjellige sekvensgrensene (Hjelstuen et al., 2004a).

2.3.1 Bryggeformasjonen

Bryggeformasjonen, som inngår i Hordalandgruppen, består av sedimenter fra tidlig eocene - tidlig miocene alder. Formasjonen består av finkornede hemipelagiske biogene silikasedimenter (Dalland et al., 1988). En midt-oligocen regional refleksjon deler sekvensen i to deler (Hjelstuen et al., 2004a), hvorav den eldste delen har høyere sandinnhold sammenlignet med påfølgende avsetninger og er avsatt i grunnmarine områder (Laberg et al., 2005a). Denne delen av Bryggeformasjonen er identifisert på flankene og mellom strukturelle berggrunnshøyder.

2.3.2 Kaiformasjonen

Langs den midt-norske marginen finner man Kaiformasjonen fra ytre delene av sokkelen og vestover (Stoker et al., 2005). Formasjonen er av oligocene- tidlig pliocene alder (Dalland et al., 1988). Både seismiske karakteristikk og distribusjonsmønster indikerer at disse sedimentene har blitt påvirket av havstrømmer under avsetningen (Hjelstuen et al., 2004a). To generasjoner av strømpåvirkede avsetninger er påvist langs den vestre flanken av Helland- Hansen Hvelvet, som trolig indikerer en endring i havstrømmenes strømningsmønster i miocen (Hjelstuen et al., 2004a).

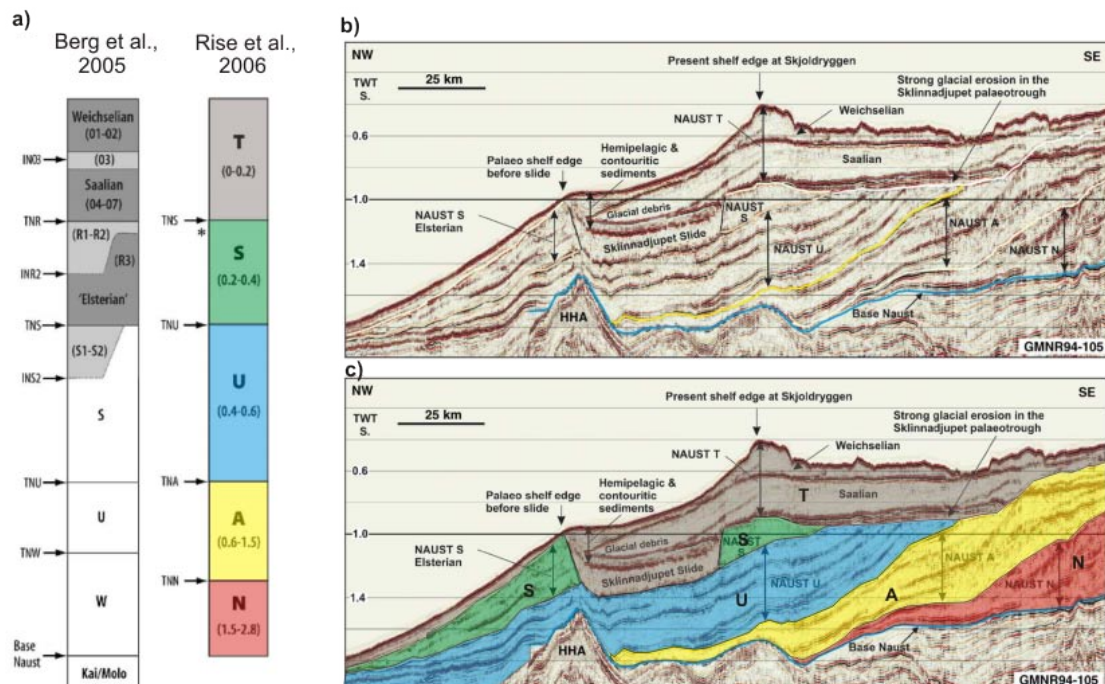
2.3.3 Naustformasjonen

Naustformasjonen er en del av Nordlandsgruppen og er den yngste formasjonen man finner på den midtnorske marginen. Naustformasjonen ble avsatt i perioden fra sen pliocene og fram til i dag (Dalland et al., 1988) (fig. 2-6a). Den totale tykkelsen overstiger 1000 meter flere steder langs dagens eggakant (Rise et al., 2005). Det sedimentære miljøet under denne perioden er preget av glasiøle og interglasiøle sykler som forårsaket en gradvis utbygging av marginen (Hjelstuen et al., 1999; Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2005). Avsetningene består i hovedsak av glasiøle sedimenter (Hjelstuen et al., 1999) som veksler med strømkontrollerte driftavsetninger (Laberg et al., 2001). Naustformasjonen er delt inn i fem sekvenser; Naust N (eldst), A, U, S og T (fig. 2-6a). 2D seismisk profil viser en dominerende prograderende karakter av de fire eldste sekvensene, mens Naust T, som representerer de to siste glasiøle periodene, består av hovedsakelig aggraderende enheter (Rise et al., 2006) (fig. 2-6 b, c).

Avsetningene i Naust S ble avsatt under Elsterianglasiasjonen, der store mengder av sedimenter ble erodert fra den midtnorske sokkelen og avsatt langs skråningen. Under denne perioden prograderte eggkanten rundt 50 km vestover, helt til området over Helland Hansen hvelvet (Rise et al., 2006) (fig. 2-6 b, c).

I flere områder på Vøringplatået blir Naustformasjonen forstyrret av leirdiaperisme, som i noen områder perforerer havoverflaten og danner diapirfelt. De to største er Vema og Vigrid diapirfelt og består av havbunnsstrukturer med et relieff på henholdsvis 150 m og 15-30 m. Mobiliseringen av finkornet mudder avsatt i perioden oligocene- miocene ble innledet i tidlig pliocene tid av den vestlige prograderingen av plio- pleistocene sedimenter karakterisert med høy tetthet og lav porøsitet (Hjelstuen et al., 1997).

Naustformasjonen er også forstyrret av flere rashendelser som forflyttet skråningssedimenter mot dypere bassenger (Evans et al., 1996; Laberg og Vorren, 2000b; Laberg et al., 2001; Dahlgren et al., 2002; Laberg et al., 2002; Hafliðason et al., 2004; Bryn et al., 2005a; Rise et al., 2005; Rise et al., 2006) (se kap. 2.5 for en nærmere presentasjon).



Figur 2-6: a) Diagram som viser enhetene i Naustformasjonen basert på stratigrafien etablert i Ormen Lange området (Berg et al., 2005). b) Seismisk profil på tvers av den midt Norske marginen c) Det samme seismiske profilet med de ulike enhetene i Naustformasjonen. Fargene korrelerer med fargene i a. Modifisert fra (Rise et al., 2005).

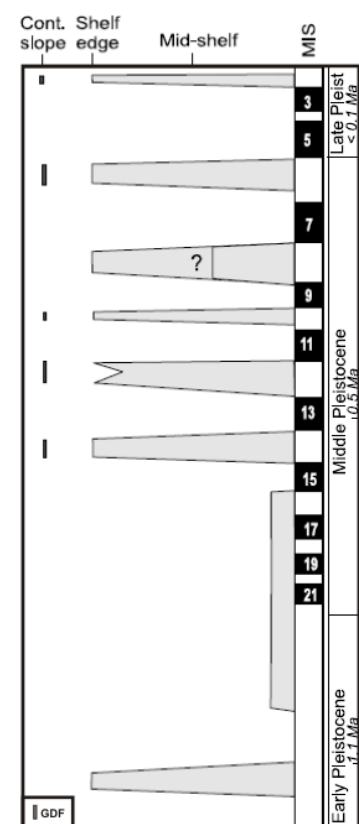
2.4 Glasiasjonshistorie

Kontinentalmarginene som er påvirket eller har vært påvirket av regionale isdekker benevnes som glasielle kontinentalmarginer (Solheim et al., 1998). Aktive glasielle marginer finner man utenfor områder med store glasielle isdekker som Antarktis, Grønland, og delvis nordlige Canada og Svalbard.

I løpet av Miocen begynte klimaet å bli kaldere på den nordlige halvkule, noe som resulterte i dannelse og vekst av kontinentale isdekker. De første indikasjonene på at isdekkene hadde en stor nok utbredelse til å nå kysten er basert på opptreden av IRD for rundt 12 - 12.6 millioner år siden (Henrich og Baumann, 1994; Hjelstuen et al., 2004b; Sejrup et al., 2005).

En økning av IRD for rundt 2,6 millioner år siden er den første indikasjonen på et større Fennoskandisk isdekke (Henrich og Baumann, 1994; Sejrup et al., 2005). Dette markerer starten på de sedimentære avsetningene som utgjør Naustformasjonen (Rise et al., 2005; Sejrup et al., 2005). Perioden mellom 2,6-1ma var karakterisert som en periode med moderat glasiasjon og en lang stabil periode med en mindre iskappe over Skandinavia (Henrich og Baumann, 1994). Den første ekspansjonen (fig. 2-7) av den Skandinaviske glasiasjonen er registrert ved avsetninger av morenematerialer på sokkelen, hvor den eldste registrerte er Fedjemorenen som er lokalisert på marginen i sørvest Norge (Sejrup et al., 2005), mens en lignende avsetning finner man på den midtnorske marginen med tilsvarende alder (Haflidason et al., 1991).

Etter at glasiasjonen trakk seg tilbake etterfulgte det en lang periode karakterisert med marine avsetninger fram til midtre del av pleistocene (fig. 2-7). Perioden som fulgte viser flere serier av glasielle og interglasielle sykler. Isdekket nådde helt ut til eggkanten under de fem glasielle perioder (MIS 2 (Weichselian), 6 (Saalian), 10 (Elsterian), 12 og 14). Under MIS 8 nådde isen kun til den indre delen av sokkelen (Dahlgren et al., 2002), men kan også ha nådd helt ut til eggkanten (Rise et al., 2006) (fig. 2-7).



Figur 2-7: Glasiasjonskurve over den midtnorske marginen. GDF: glacigenic debris flow; MIS: marine isotope stage (Sejrup et al., 2005).

2.5 Ras på den midtnorske margin

Langs den norske marginen finner man flere eksponerte undersjøiske ras, som er blant de største undersjøiske rasene dokumentert på glasiale kontinentalmarginer. Storeggaraset og Trænadjupraset er blant de største på den midtnorske marginen, hvor Storeggaraset er ansett til å være det siste av en serie av megaras i området (Evans et al., 1996) og defineres som det største eksponerte undersjøiske raset i verden (Bugge et al., 1988). Raset inntraff for 8500 år siden og fjernet mellom 2500 og 3500 km³ med sedimenter fra rasgropen (Haflidason et al., 2005). Lignende ras har forekommet regelmessig i det samme området gjennom de siste 0,5 – 0,6 ma. Tidsintervallet mellom hver rashendelse varierer mellom 100 000 – 200 000 år, som viser en stor relasjon til glasiale- interglasiale klimasykluser, som igjen reflekterer variasjoner av sedimentasjonsrate og type (Bryn et al., 2005a; Solheim et al., 2005). Relasjonen av finkornet marine leire, avsatt mot slutten av glasiale- og interglasiale perioder, og påfølgende avsetninger av store mengder glasigene sedimenter over dannet grunnlaget for utrasning (Bryn et al., 2005a; Rise et al., 2005; Solheim et al., 2005). Selve utløsningen er relatert til jordskjelv forårsaket av landheving etter siste istid (Bryn et al., 2005a). Storeggaraset ble først initiert i de distale delene av rasområdet, for så å forplante seg stegvis oppover skråningen, etter hvert som den nedre støtten ble borte (Bryn et al., 2005a). Glideflatene til raset finner man i forskjellige stratigrafiske nivåer, og er representert i avsetningene av finkornet marine leirene (Bryn et al., 2005a; Rise et al., 2005; Solheim et al., 2005).

Sklinnadjupraset, som er et eldre ras, er identifisert nord for Storeggaraset (McNeill et al., 1998; Laberg et al., 2001; Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006) (fig. 3-1). Dette raset har tidligere blitt omtalt som Trænabankenraset (McNeill et al., 1998), men er endret i senere tid til Sklinnadjupraset (Laberg et al., 2001). Utbredelsen til raset har blitt større med tiden, der det siste omrisset er vist i figur 3-1 (Leif Rise, NGU, Trondheim), og viser at oppimot 1500 km² av datidens skråning ble berørt. Den øvre raskanten, som kan observeres i Naust S sekvensen (fig. 2-6 b, c), viser en bredde på 90 km og danner en avrundet form (Rise et al., 2006) (fig. 3-1). Driftavsetninger med en mektighet på 160 m har senere fylt igjen rasgropen (Laberg et al., 2001). Utrasningen er relatert til en økning av det interne poretrykket av finkornet sedimenter i Helland Hansen hvelvet, dannet ved at Naust S avsetninger la seg

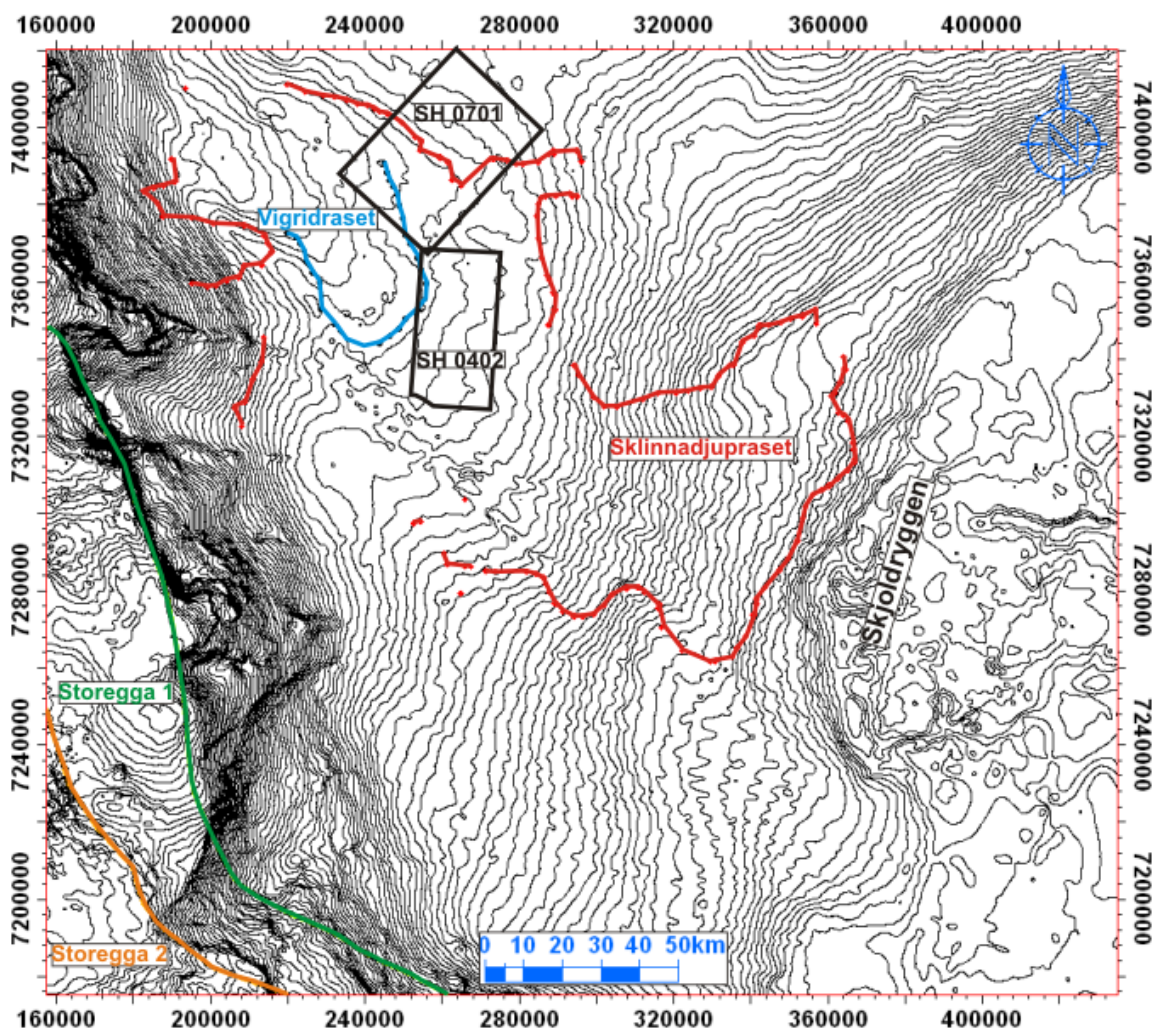
over strukturen. Jordskjelv trigget utrasningen i området hvor høyt poretrykk hadde allerede medført en redusert skjærfasthet (Rise et al., 2006).

I samme området som Sklinnadjupraset er det identifisert et tilsvarende ras, beskrevet som Vigridraset (Solheim et al., 2005; Rise et al., 2006) (fig. 3-1). Vigridraset er tolket til å representere en yngre rashendelse enn Sklinnadjupraset, plassert lengre nord (Solheim et al., 2005), men er også spekulert i at Vigridraset kan være en del av Sklinnadjupraset (Rise et al., 2006).

3. Seismisk data og metode

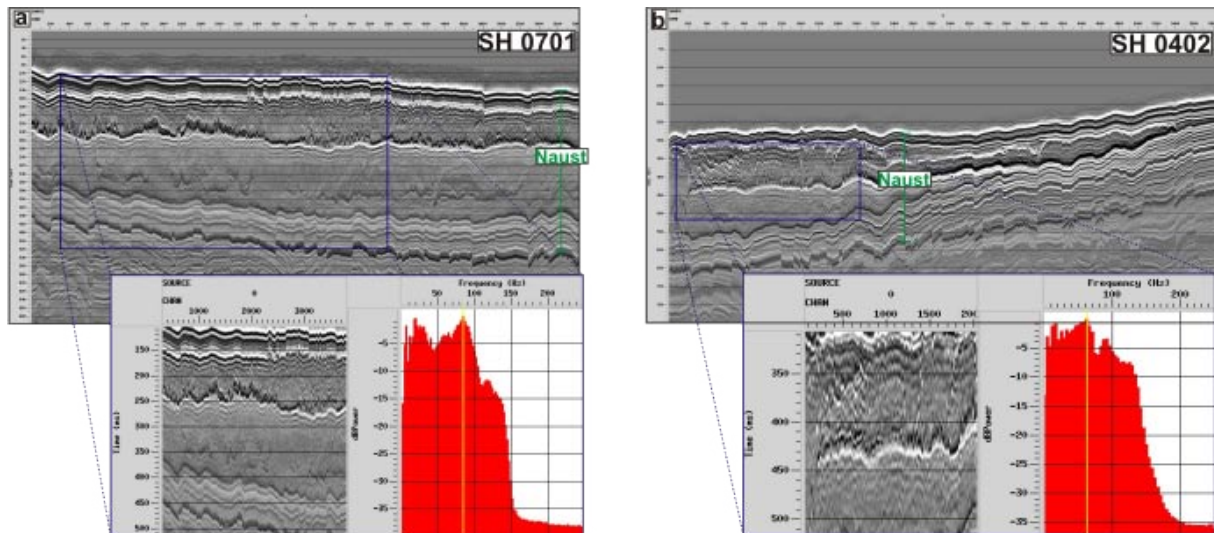
3.1 Seismisk datagrunnlag

Dette studiet av begravde rasavsetninger er basert på to 3D seismiske kuber (SH0402 og SH0701) innsamlet for Norske Shell. Datasettene er lokalisert i sørvestlige delene av Vøringplatået på den midtnorske marginen (fig. 3-1). SH0701 har en utstrekning på 1350 km² mens SH0402 har en utstrekning på 840 km². Dette tilsvarer en samlet utstrekning på 2190 km².



Figur 3-1: Oversikt over 3D blokkene SH0402 og SH0701 som er brukt i denne oppgaven. Blokkene er lokalisert i sørvestlige delene av Vøringplatået. Omriss av Storeggaraset, Vigridrasen og Sklinnadjuprasen er også vist (Leif Rise, NGU, Trondheim).

Ved spektralanalyse av utvalgt seismisk linje i datasettene SH0701 og SH0402 (fig. 3-2) er den dominerende frekvensen undersøkt i valgt intervall, som representerer de øvre delene av Naustformasjonen. I SH0701 vises den dominerende frekvensen 85 Hz, og 65 Hz i SH0402. Spektralanalysen er utført i Landmarks seismiske prosesseringsprogram Promax.



Figur 3-2: Spektralanalyse av deler av Naustformasjonen ved utvalgte seismiske linjer i 3D blokkene a) SH0701 og b) SH0402.

3.2 Seismisk oppløsning

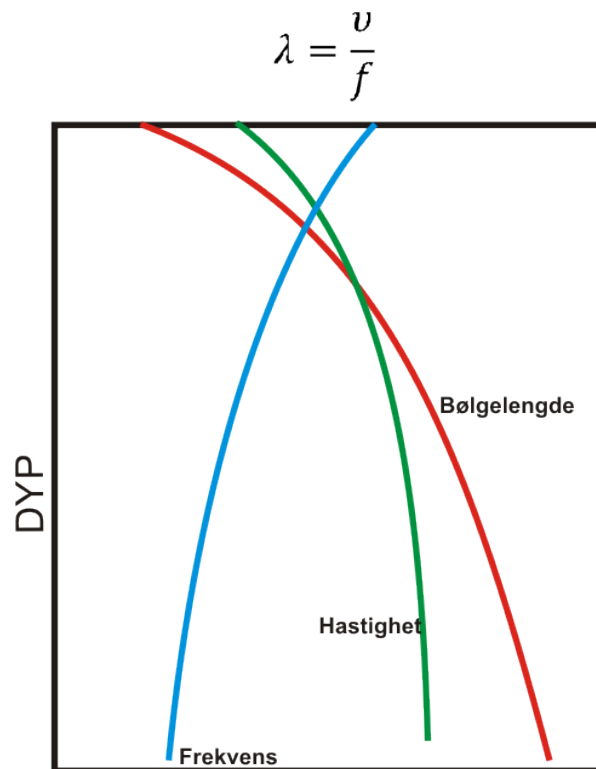
En skiller mellom to typer av seismisk oppløsning; vertikal og horisontal oppløsning. Begge er målt ut fra den seismiske bølgelengden (λ), som er gitt ved kvotienten av hastigheten (v) og frekvensen (f) til den seismiske bølgen (formel 4)(Brown, 1999).

Formel 4: Oppløsning

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

λ = Bølgelengden til signalet (m), V = hastighet ($\frac{m}{s}$) og F = frekvens (Hz).

Både hastigheten og frekvensen viser en endring mot dypet og gjør at oppløsningen av de seismiske dataene avtar (fig. 3-3). Økt kompaksjon og tetthet gjør at hastigheten øker ved større dyp, mens frekvensen avtar grunnet en kontinuerlig svekkelse av den seismiske bølgen (Badley, 1985; Brown, 1999).



Figur 3-3: Forholdet mellom hastighet, frekvens og signalets bølgelengde mot dypet. Hastigheten øker, mens frekvensen avtar og øker dermed bølgelengden. Modifisert fra (Brown, 1999).

3.2.1 Vertikal oppløsning

Den vertikale oppløsningen er definert som den minste tykkelsen et lag kan ha for å fremstå som et separat lag i seismikken, der både topp og bunn er representert ved en reflektor. Denne tykkelsen er i teorien en fjerdedel av den dominerende bølgelengden (formel 5), men i praksis vil den være mindre. Dersom lagene blir tynnere vil de vises som en reflektor helt til tykkelsen blir mindre enn $1/30 \lambda$, som er den minste tykkelsen et lag kan ha for å bli oppdaget (Badley, 1985; Brown, 1999).

Formel 5: Vertikal oppløsning

$$Vr = \frac{\lambda}{4}$$

Vr = vertikal oppløsning (m), λ = bølgelengden til signalet (m).

Den vertikale oppløsningen er regnet ut under for datasettene SH0701 og SH0402. Den gjennomsnittlige hastigheten for Naustformasjonen under 1000 ms toveis gangtid (tv) er ca. 2000m/s (Rise et al., 2006).

SH0701:

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{2000m/s}{85 Hz} = 23,5 m \quad \frac{1}{4}\lambda = \frac{1}{4} \times 23,5 m = 5,9m$$

SH0402:

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{2000m/s}{65 Hz} = 30,7 m \quad \frac{1}{4}\lambda = \frac{1}{4} \times 30,7 m = 7,7m$$

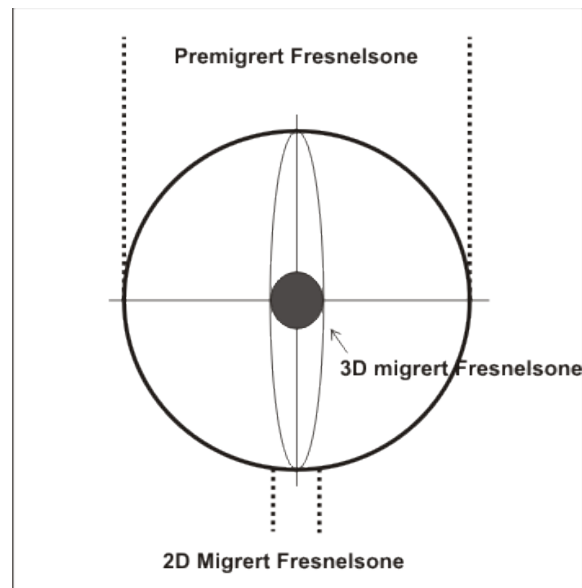
3.2.2 Horizontal oppløsning

Umigrert data har en horisontal oppløsning som er bestemt av størrelsen på Fresnelsonen (formel 6) (fig. 3-4). For at elementer skal framstå som separate hendelser i seismiske data må disse være større enn Fresnelsonen (Badley, 1985). Ved migrasjon av seismisk data vil Fresnelsonen bli redusert til en ellipse perpendikulært med linjen for 2D migrasjon, og til en liten sirkel med en diameter på $\lambda/4$ ved en perfekt 3D migrasjon (fig. 3-4) (Brown, 1999).

Formel 6: Fresnelsonen

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

F= Fresnelsonen (m), v = hastighet ($\frac{m}{s}$), t = toveis gangtid (s), f = frekvens (Hz).



Figur 3-4: Figuren viser størrelsen på Fresnelsonen før og etter migrasjon. Stor sirkel er før migrasjon, ellipseformen er etter 2D migrasjon mens den minste sirkelen representerer den horisontale oppløsningen etter 3D migrasjon. Modifisert fra (Brown, 1999).

Den horisontale oppløsningen før og etter 3D migrasjon for SH0701 og SH0402 er regnet ut:

SH0701:

$$\text{Før 3D migrasjon: } F = v \sqrt{\frac{t}{f}} = 2000 \frac{m}{s} \times \sqrt{\frac{2,1 s}{85 Hz}} = 314,35 m$$

$$\text{Etter 3D migrasjon: } F_m = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4f} = \frac{2000 \frac{m}{s}}{4 \times 85 Hz} = 5,88 m$$

SH0402:

$$\text{Før 3D migrasjon: } F = v \sqrt{\frac{t}{f}} = 2000 \frac{m}{s} \times \sqrt{\frac{2,1 s}{65 Hz}} = 359,50 m$$

$$\text{Etter 3D migrasjon: } F_m = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4f} = \frac{2000 \frac{m}{s}}{4 \times 65 Hz} = 7,70 m$$

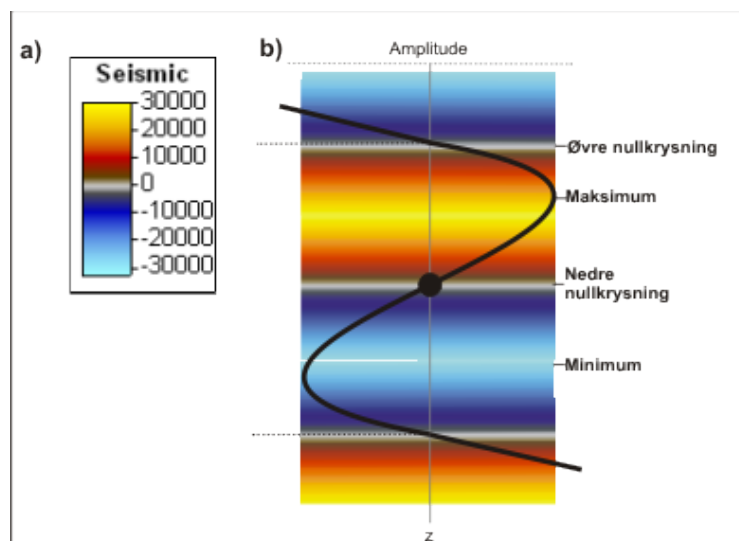
3.1 Tolkingsverktøyet Petrel

I denne oppgaven er den seismiske tolkningene gjennomført ved bruk av tolknings- og visualiseringsprogrammet Petrel 2008.1 fra Schlumberger. I Petrel kan man gjennomføre manuell flate- og volumbasert tolkning langs reflektorer, samt utføre forskjellige ekstraksjonsprosesser av ønskede verdier fra datamaterialet som kan framstilles med volum- eller flatebaserte attributter.

Nedenfor beskrives hovedprosessene innenfor seismisk tolkning og en beskrivelse av volum- og overflateattributtene benyttet i oppgaven.

3.1.1 Tolkning av 3D seismisk data

Tolkninger av seismiske horisonter er gjort med prosessen "seismic interpretation", der det er mulig å tolke manuelt, delvis manuelt eller automatisk. Ved automatisk tolkning kan en velge mellom tre funksjoner; (1) "guided autotracking", (2) "2D autotracking" og (3) "3D autotracking". Hvor lett tolkningen skal følge en hendelse blir definert i programmet, der kontinuerlige horisonter kan ha romslige parametere. Ved tolkning av kaotiske horisonter er det fordelaktig å ha strenge parametere for å unngå feiltolkninger. En kan velge hvilken del av trasesignalet tolkningen skal følge; nedre nullkrysning, topp, nedre nullkrysning og trau (fig. 3-5). For refleksjonene i denne oppgaven er maks- og minamplituden fra trasesignalet tolket.



Figur 3-5: a) Innfelt seismisk fargeskala viser hvordan amplituden vises i seismiske data. b) Bølgeframstilling av det seismiske signalet, der maksimum, minimum og øvre/nedre nullkrysning er definert.

3.1.2 Attributter

3.1.2.1 Volumbaserte attributter

Volumbaserte attributter ekstraherer ut ønskede verdier av signaltrasene og viser resultatet som et volum. I Petrel kan man generere 33 forskjellige seismiske attributter, men bare de attributtene som er brukt i oppgaven blir beskrevet under.

Kaos: Måler mangelen på organiseringen av de seismiske dataene ved å sammenligne likheten mellom traser, der de kaotiske teksturene kan relateres til geologiske strukturer, slik som gassmigrasjon, saltkropper, kanalinnfyll og lignende.

Structural smoothing: Glatter ut inputsignalet ved hjelp av den lokale strukturen som øker kontinuiteten til de seismiske reflektorene. Dette gjør at tolkning langs en reflektor forenkles.

Varians: Isolerer kantene (der trasene endres) fra 3D kuben, som igjen sier noe om kontinuiteten til reflektorer. Varians er en god måte å få frem avsetningselementer, slik som kanaler og rasavsetninger.

3.1.2.2 Seismiske overflateattributter

I Petrel er det mulig å generere forskjellige overflateattributter ved gitte intervaller relatert til en enkel horisont, mellom to horisonter eller ved et konstant tidsvindu. Under er en kort beskrivelse av de attributtene som ble brukt.

Isopak: Måler mektigheten, i tid eller meter, mellom to horisonter.

Maksimum magnitude: Denne operasjonen måler reflektivitet inni et tidsvindu rundt en flate. Resultatet fra magnituden viser den største verdien inni det analyserte vinduet, enten positive eller negative.

Ekstraherte verdier: Ekstraherer ut seismiske verdier av en kube langs en valgt flate.

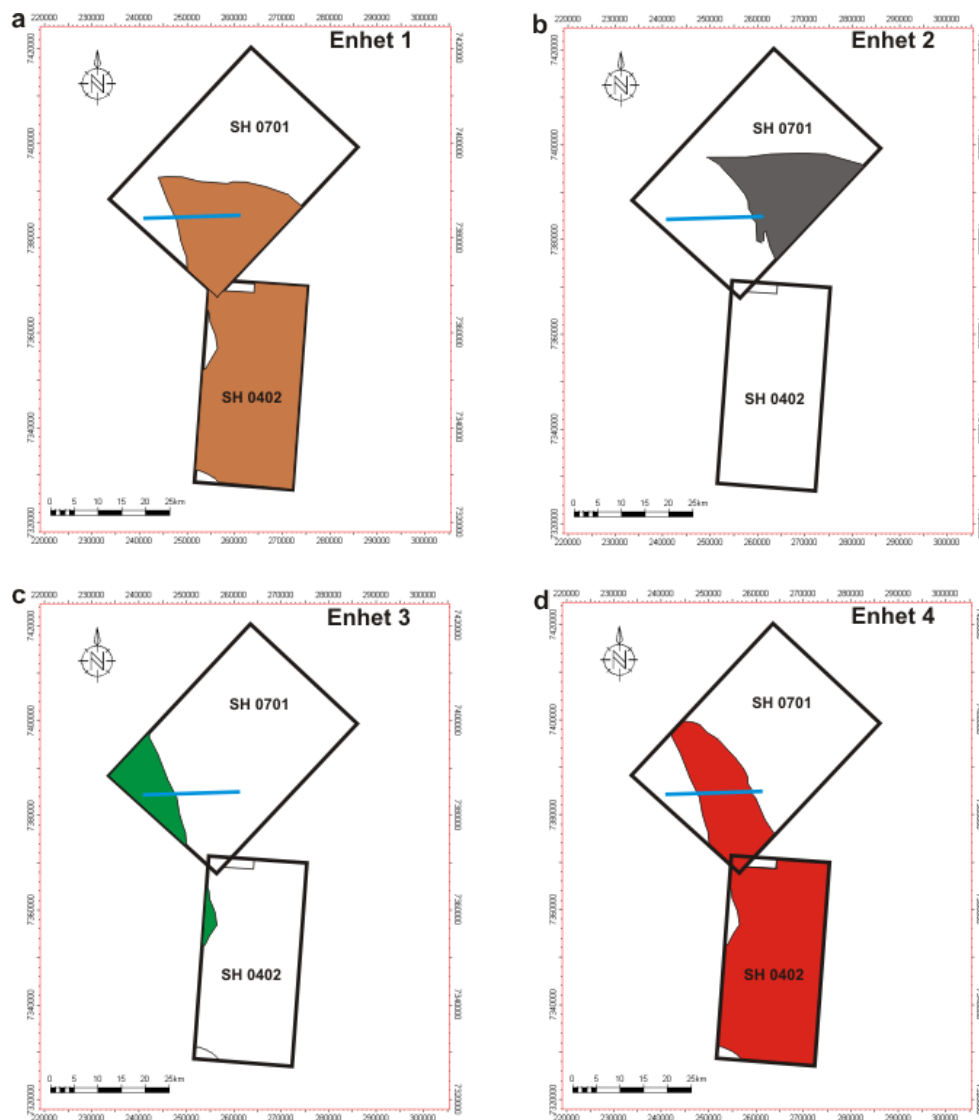
4. Resultat

4.1 Innledning

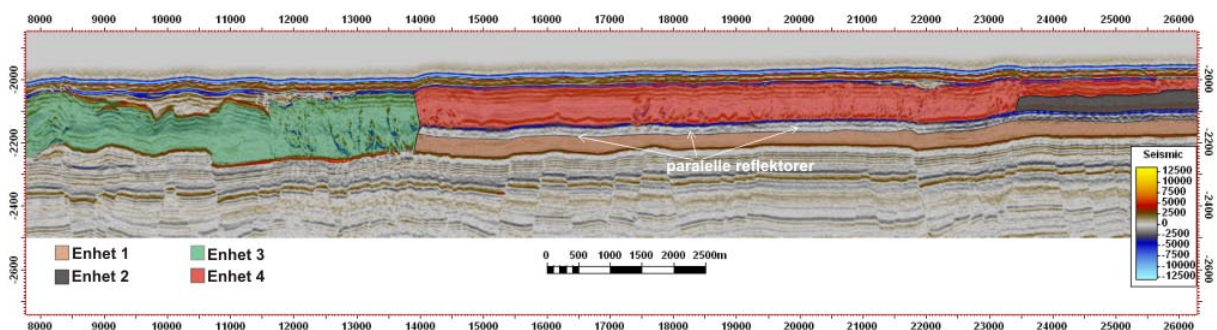
I dette kapitlet presenteres en beskrivelse og innledende tolkning av de seismiske data fra 3D blokkene SH0402 og SH0701. Resultatene vil bli videre diskutert i kapittel 5.

Ut fra de seismiske dataene har regionale reflektorer med medium - høy refleksjonsamplitude og kontinuitet blitt tolket ut. Disse er korrelert mot tidligere publisert litteratur fra området, som har gitt en stratigrafisk forståelse av enhetene i studieområdet (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006). Videre gir tolkningen av reflektorer over et større område i 3D seismisk data den samme muligheten som ved bruken av multistrålesonar og bathymetriske data til å studere morfologiske strukturer både på og under overflaten (Posamentier og Kolla, 2003).

I denne oppgaven er fire seismiske- stratigrafiske enheter identifisert (fra eldst til yngst; enhet 1, 2, 3 og 4). Disse enhetene viser ulik geometri og refleksjonskonfigurasjon. Enhetene er tolket ut basert på en øvre og nedre refleksjon. Mellom enhetene observeres det tynne akustisk laminerte enheter som draperer underliggende enhet. Disse enhetene er ikke studert. Beskrivelsen er basert på kombinasjon av tidsflater, seismiske snitt og forskjellige flate- og volum baserte attributter der den seismiske beskrivelsen baserer seg på kriterier etablert av Badly (1985) og Posamentier (2004). En oversikt over den geografiske fordelingen av de inndelte enhetene er vist i figur 4-1, mens et seismisk profil i figur 4-2 viser den stratigrafiske fordelingen i deler av blokk SH0701. Enhet 3 og 4 viser likhet med massetransportkomplekser (MTK) beskrevet i litteraturen, slik at den øvre og nedre reflektoren er bestemt ut fra kriterier etablert fra disse studier (Gee et al., 2005; Martinez et al., 2005; Bull et al., 2008, 2009).



Figur 4-1: Utbredelsen av enhet 1 (eldst) (a), enhet 2 (b), enhet 3 (c) og enhet 4 (yngst)(d) i 3D blokkene SH0402 og SH0701.

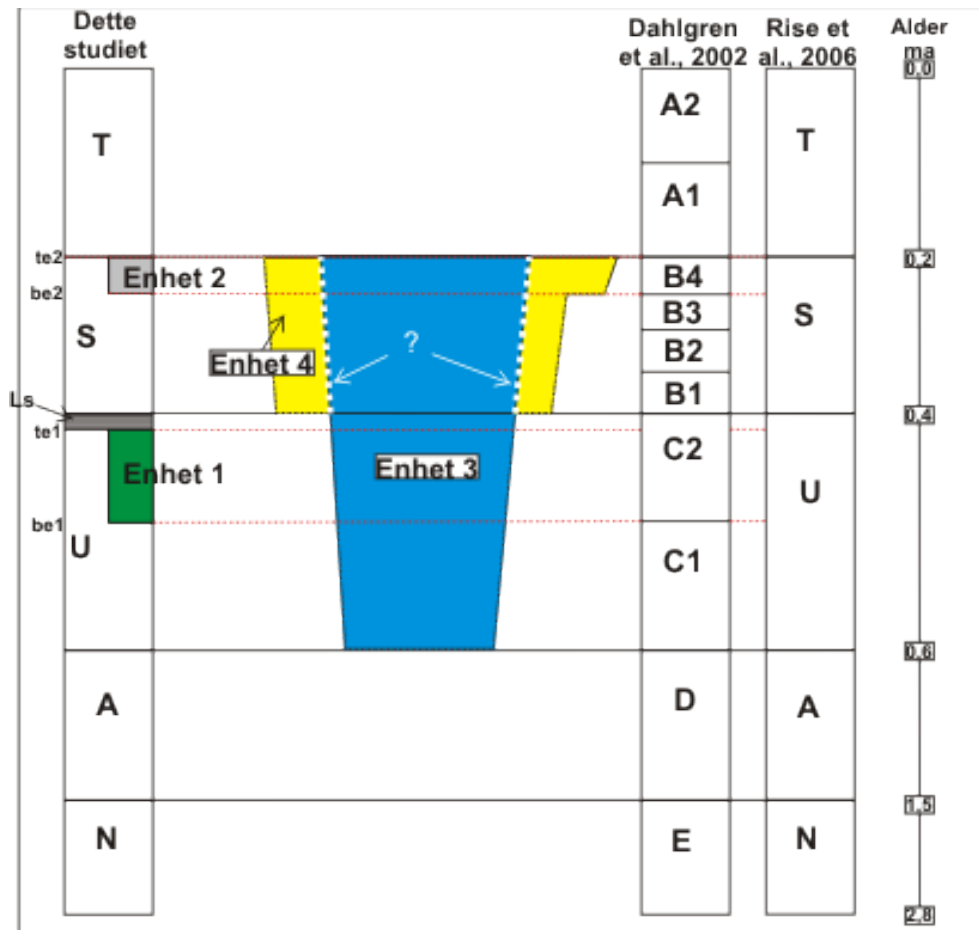


Figur 4-2: Tolket seismisk profil som viser den stratigrafiske lokaliseringen av enhetene. Enhetene er fargekodet i samsvar med fargene i figur 4-1.

4.2 Seismisk stratigrafi og aldersestimat

De fire enhetene identifisert i dette studiet, utgjør en del av Naustformasjonen (Dalland et al., 1988). Naustformasjonen på midt-norsk sokkel er tidligere studert av Dahlgren (2002) og Rise (2006). Dahlgren et al., (2002) delte formasjonen inn i fem hovedenheter, E (eldst) til A, med flere underenheter (fig. 4-3). Rise et al., (2006) delte også formasjonen inn i fem enheter fra N (eldst) til T (fig. 4-3).

Enhet 1 og 2 korrelerer til de tidligere kartlagte enheter Naust C2 og Naust B4 (Dahlgren et al., 2002), der C2 er korrelert til den øvre del av Naust U og B4 til den øvre del av Naust S formasjonen (Rise et al., 2006) (fig. 4-3). I tillegg er det identifisert to kaotiske enheter i studieområdet som har en mer begrenset geografisk utbredelse og ser ut til å være rasavsetninger assosiert med markerte bratte kanter (enhet 3 og 4) (fig. 4-3). Over enhet 1 er en sone med flere relative flate og kontinuerlige reflektorer, som reflekterer den øvre del av Naust U (fig. 4-3). Siden enhet 1 er relatert til den øvre del av Naust U antas enheten å ha en alder fra 0,5-0,4 ma, mens enhet 2 er relatert til den øvre del av Naust S og har derfor en sannsynlig alder fra 0,25 – 0,2 ma (fig. 4-3). Enhet 3 kutter ned i Enhet 1 og de laminære reflektorene over og er trolig yngre enn 0,4 ma. Observasjoner som gjort kan tyde på at enheten er yngre enn 0,2 ma. Dette vil senere bli diskutert i kapittel 5. Enhet 4 påvirket Enhet 2 som tilsier at enheten er yngre enn 0,2 ma (fig. 4-3). Dette er basert på aldersmodellen til Rise et al.,(2006) som er benyttet i denne oppgaven.



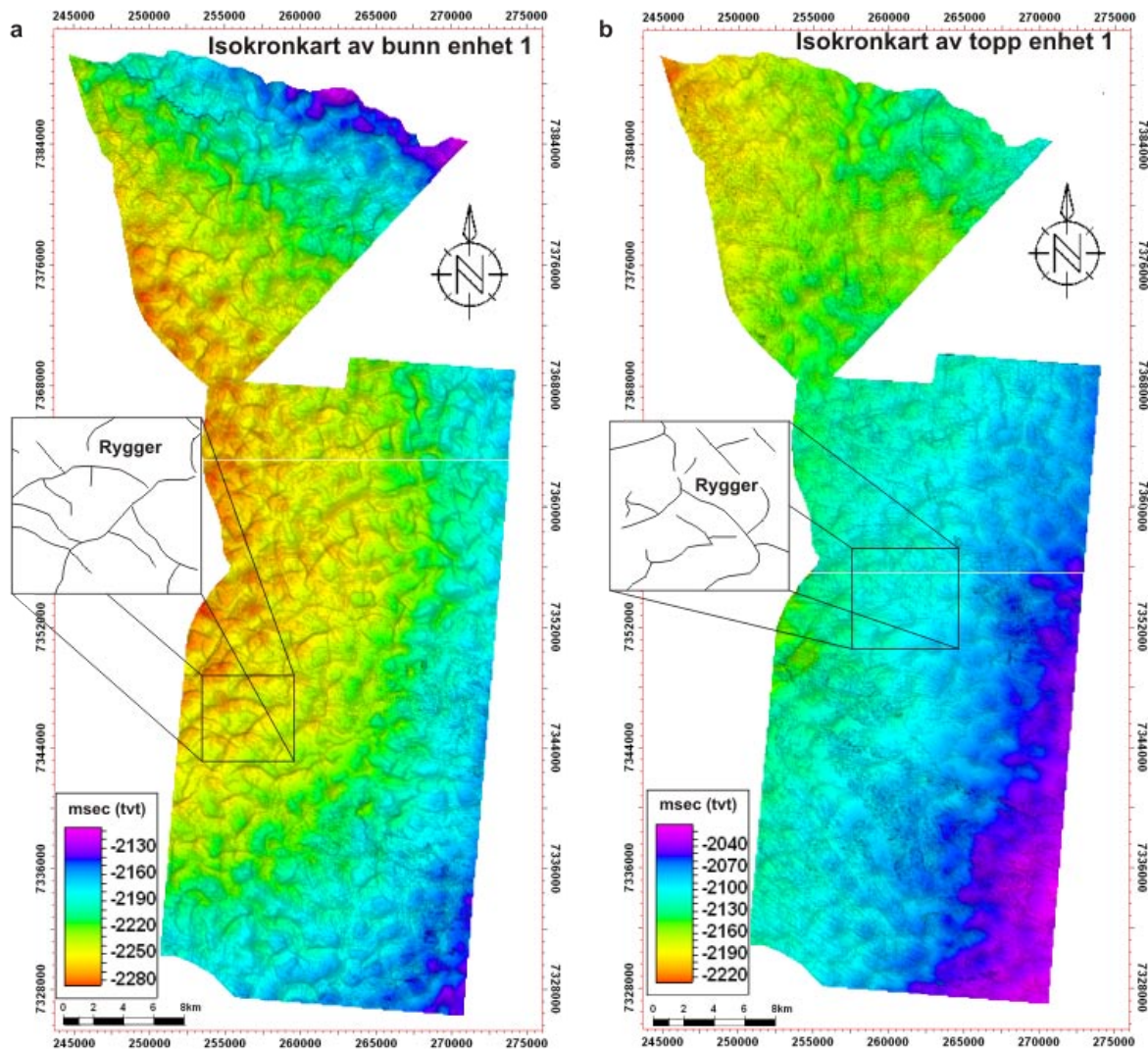
Figur 4-3: Diagram som viser de identifiserte enhetene (1-4). Disse er så korrelert med tidligere inndelinger av Naustformasjonen (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006). Alderen til enhetene er også indikert (fra Rise et al., 2006). Be1= bunn enhet 1, te1= topp enhet 1, be2= bunn enhet 2 og te2= topp enhet2 og Ls= akustisk laminære sedimenter.

4.3 Seismisk enheter

4.3.1 Enhet 1

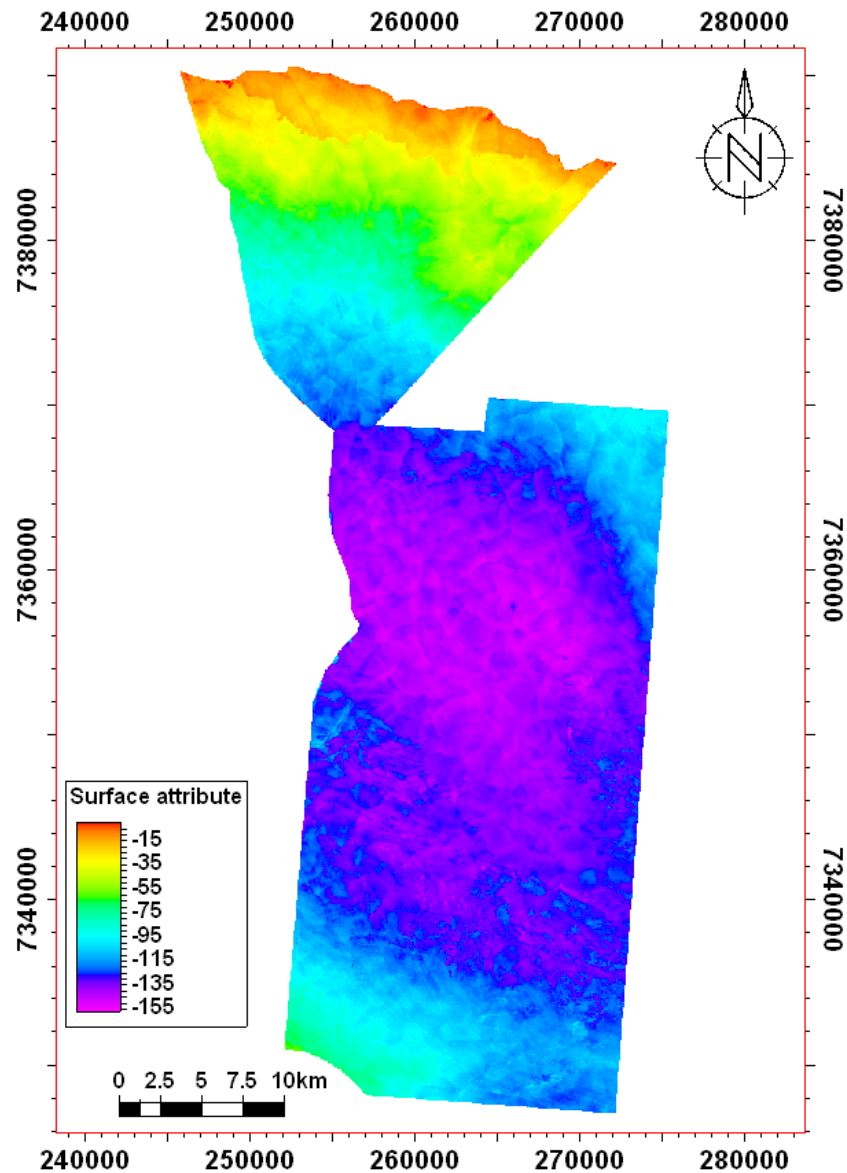
Enhetsen observeres langs nesten hele 3D blokken SH0402 og i den sørlige delen av SH0701 (fig. 4-1a) og er definert mellom horisont bunn enhet 1 og topp enhet 1 (fig. 4-3). Isokronkartet av bunn enhet 1 er karakterisert av en fordypning i midtre av SH0402 som heller mot vest med en gradient på opptil $0,3^\circ$ (ved bruk av hastighet på 2000 m/s, denne hastigheten vil bli brukt ved beregninger for resten av oppgaven) (fig. 4-4a). Flaten er karakterisert ved et komplekst mønster av rygger, som antas å skyldes polygonale

forkastninger. Slike forkastninger er tidligere beskrevet i dette nivået på midt-norsk sokkel av Berndt et al., (2003). Isokronkartet av topp enhet 1 viser en flate som heller mot NV med en gradient opptil $0,3^\circ$ (ved bruk av hastighet på 2000 m/s) (fig. 4-4b). På denne flaten ser man også et kompleks mønster av rygger, men disse er ikke så markerte som dem man ser på bunn enhet 1 flaten.



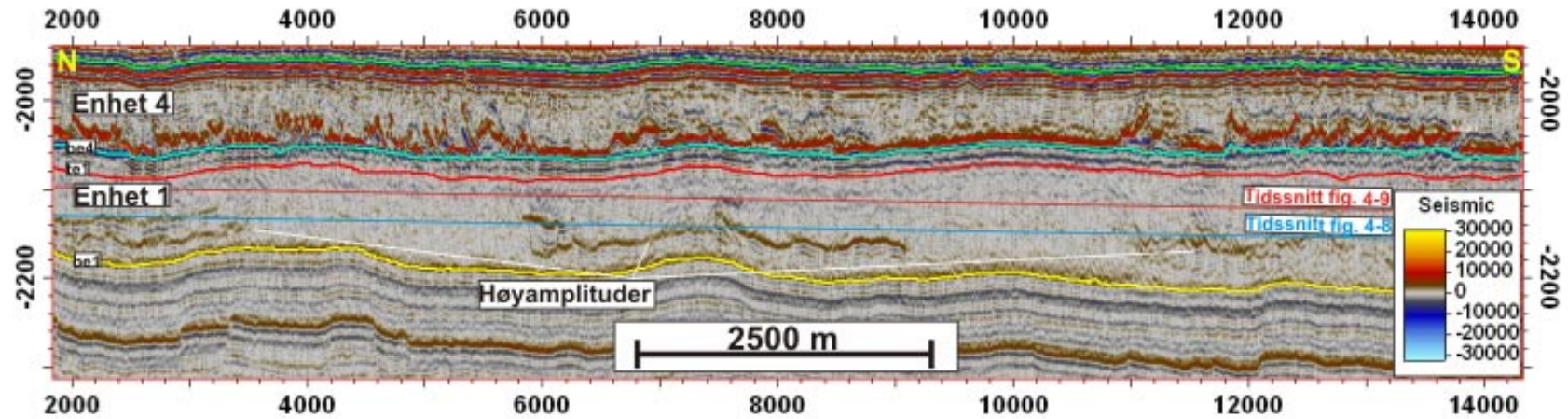
Figur 4-4: Isokronkart av (a) bunn enhet 1 og (b) topp enhet 1. (a) bunn enhet 1 danner en konkav morfologi, der den dypeste delen finner man i midtre delene av blokkene med åpning mot vest. Flaten viser et kompleks mønster av rygger, som antas å skyldes polygonale forkastninger. (b) Den dypeste delen av topp enhet 1 finner man i NV delene av SH0701 og den grunneste delen i SØ av blokken SH0402.

Isopakkartet (fig. 4-5) av enheten viser et deposenter i sentrale deler av SH0402, med en maksimal tykkelse på 150 ms (tv), som tilsvarer en tykkelse på ~ 150 m. Mot nord og sør blir tykkelsen av enheten mindre, dette er særlig tydelig mot nord, der enheten etter hvert kiler ut (fig. 4-5). Deposenteret sammenfaller med dypeste del til bunn enhet 1 flaten (fig 4-4a).

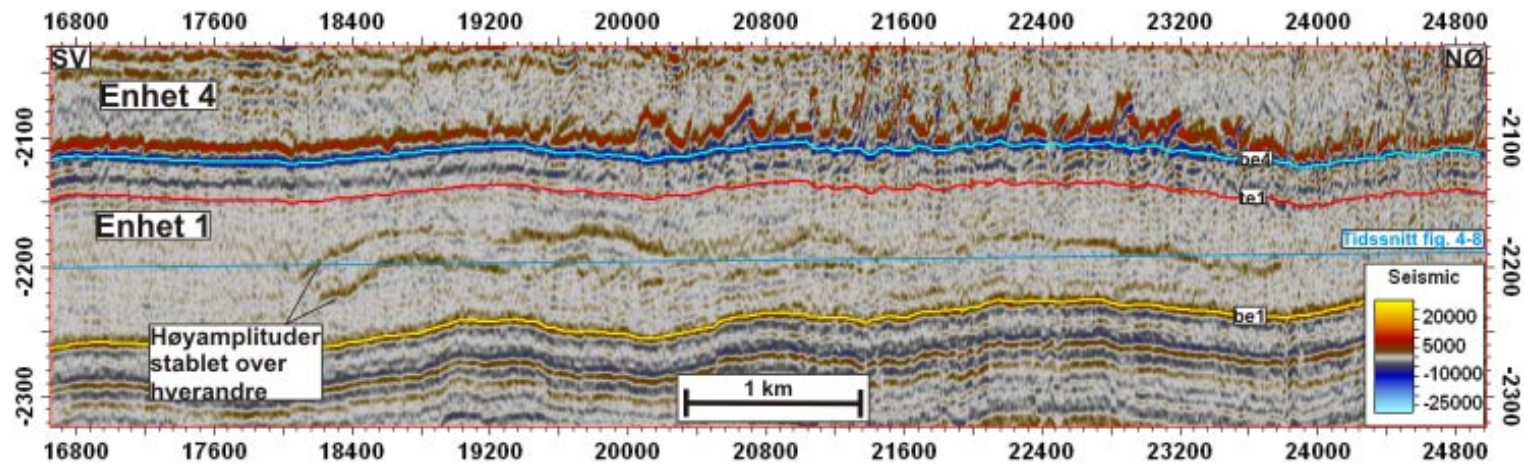


Figur 4-5: Tykkelseskart av enhet 1 mellom horisont bunn1 og topp1. Betydelig deposenter forekommer i sentrale deler av SH0402, mens enheten kiler ut mor nord.

Den interne seismiske refleksjonskonfigurasjonen i Enhet 1 varierer fra å være dominert av diskontinuerlige lavamplitude refleksjoner til transparent (fig. 4-6 og 4-7). I tillegg er det observert flere høyamplituderefleksjoner internt i enheten.



Figur 4-6: Seismisk linje viser refleksjonskonfigurasjonen i enhet 1. Refleksjonskonfigurasjonen er karakterisert som diskontinuerlige lavamplitude refleksjoner til transparent, i tillegg er det observert høyamplituderefleksjoner internt i enheten. Mellom enhet 1 og enhet 4 observeres en sone med akustisk laminerte reflektorer som er parallell med både topp enhet 1 reflektoren og bunn enhet 4 reflektoren. Lokaliseringen av tidssnitt (fig. 4-8, 4-9) er indikert.



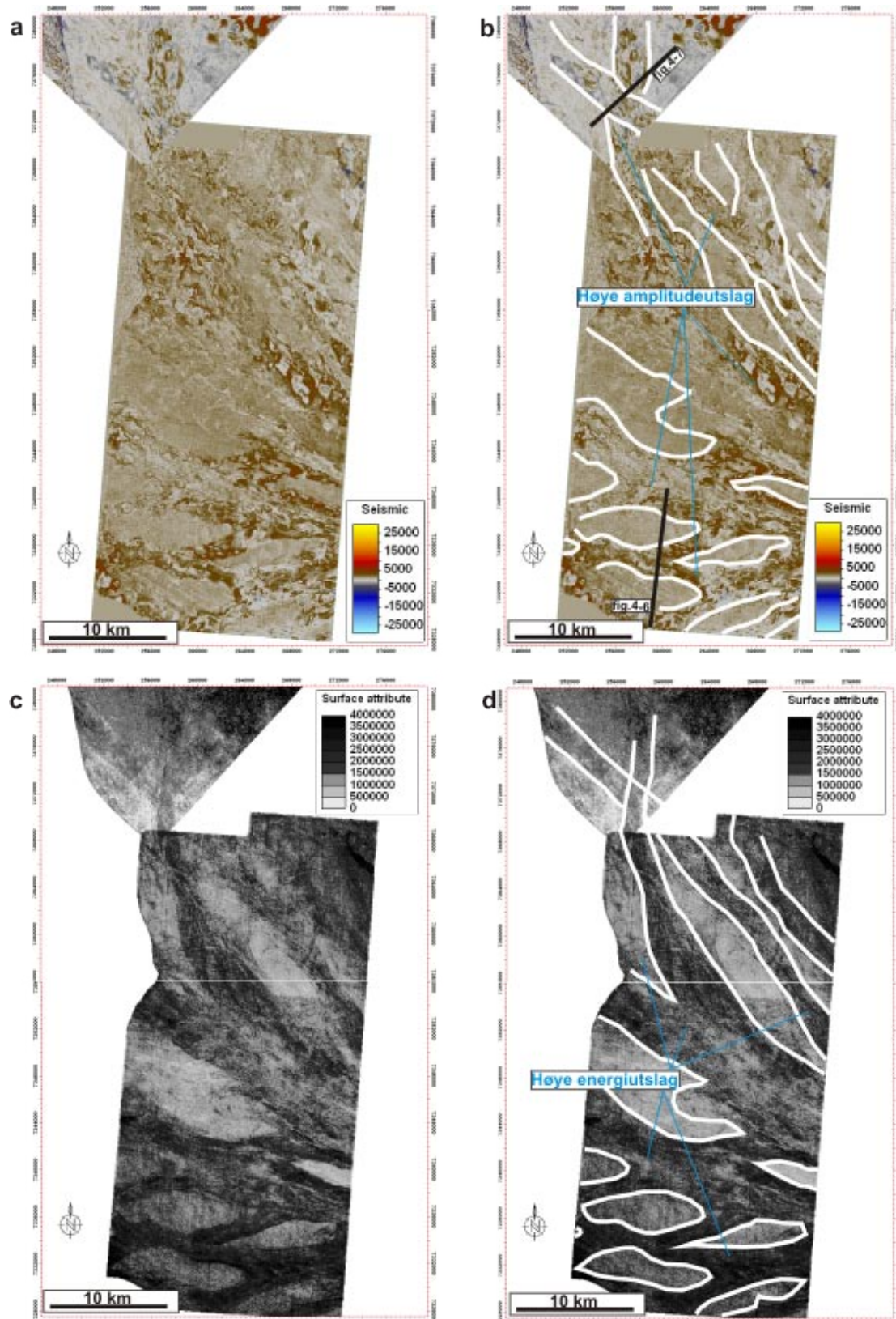
Figur 4-7: Seismisk linje som illustrerer to høyamplituderefleksjoner lokalisert stratigrafisk over hverandre. Enheten er ellers transparent i dette området. Mellom enhet 1 og enhet 4 observeres en sone med akustisk laminerte reflektorer som er parallell med både topp enhet 1 reflektoren og bunn enhet 4 reflektoren. Lokaliseringen av tidssnitt (fig. 4-8 a,b) er indikert.

Både vinklet tidssnitt og attributt (maksimum magnitude) er blitt brukt for å finne den horisontale utbredelsen til de interne refleksjonene. Vinklet tidssnitt (fig. 4-8a, b) er tatt gjennom høyamplituderefleksjonene (fig. 4-6 og 4-7), mens attributtkartet (fig. 4-8c, d) er basert på seismiske verdier mellom horisont bunn enhet 1 og topp enhet 1 (fig. 4-6 og 4-7). Attributtkartet og tidssnittet viser hvordan refleksjonene kan følges internt i 3D området (fig. 4-8 a-d). Enkeltrefleksjoner kan følges fra 20 til 45 km. Dette er minimumsavstand da refleksjonene forsvinner ut av dataområdet. Bredden på hver enkel refleksjon varierer fra 1,8 til 6 km. Orienteringen langs den lengste akse viser en retning i hovedsak Ø-V i sør, så å dreie mer NV-SØ i sentrale deler og N-S i nordlige deler.

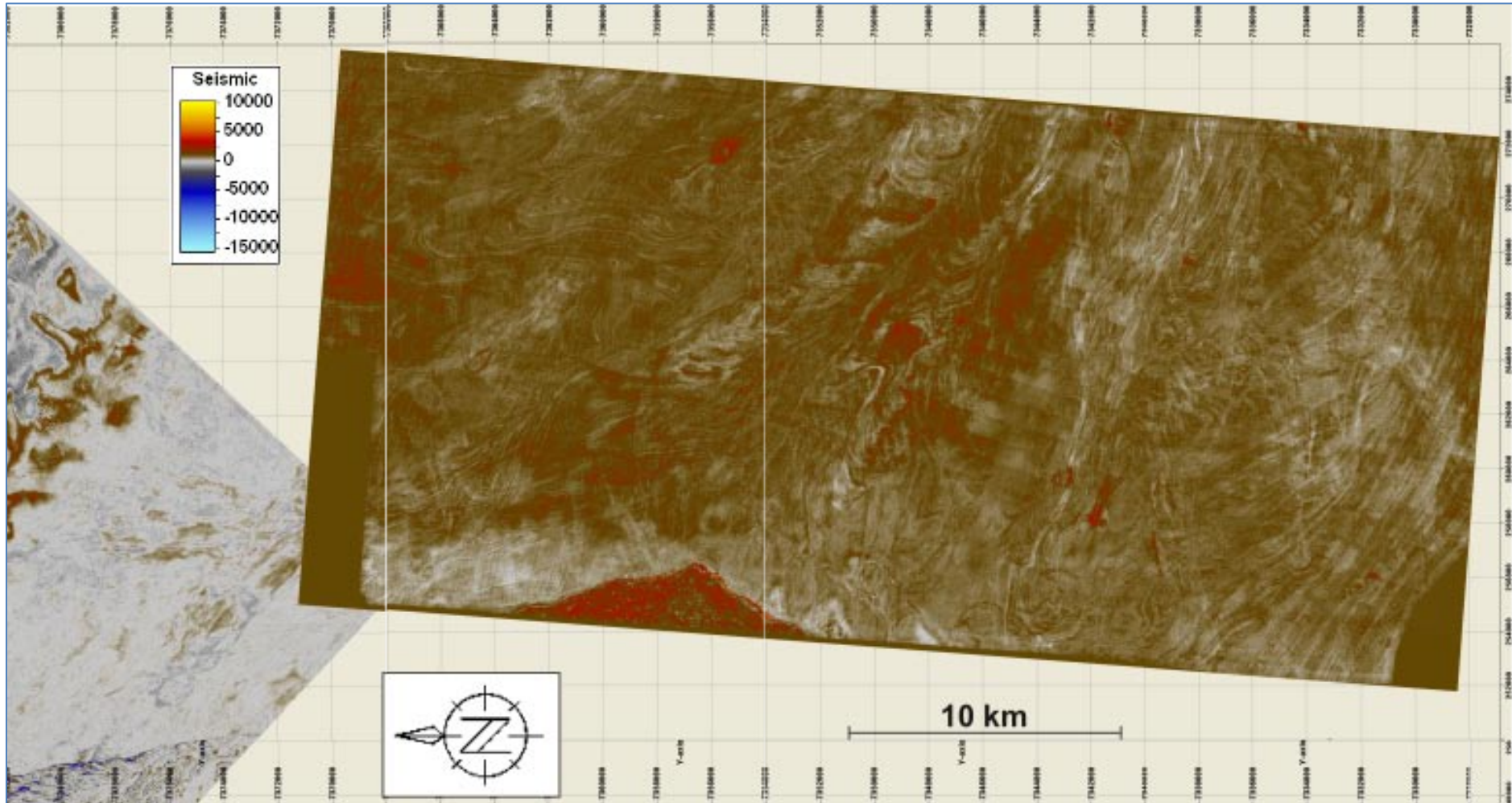
Det beste resultatet for å studere den romlige fordelingen av de interne strukturer var ved å bruke vinklede tidssnitt rundt 20 ms over høyamplituderefleksjonene (fig. 4-6). Tidssnittet viser flere langstrakte lobestrukturer (fig. 4-9 og 4-10). Lobestrukturane finner man stratigrafisk over høyamplituderefleksjonene man ser internt i enheten (fig. 4-10). Hver enkelt lobe er definert av flere langstrakte semiparallelle til parallelle lineasjoner med en orientering parallelt med den lengste akse til høyamplitudereflektorene (fig. 4-10). Lineasjonene bøyer så av. Avbøyningen er vist som konvekse former i retning nedover skråningen (fig. 4-9, 4-10 og 4-11). På flere områder innenfor studieområdet krysser lobestrukturane hverandre (fig. 4-9 og 4-10). I disse områdene ser man høyamplitudereflektorer stablet stratigrafisk over hverandre (fig. 4-7).

Lineasjonene består av skråstilte reflektorer som man finner i sonen over høyamplitudereflektorene (fig. 4-11). Disse reflektorene kan man følge fra høyamplitudereflektorene og opp gjennom den transparente delen. Den vertikale avstanden er rundt 60 ms (tvt) som tilsvarer en tykkelse på opptil 60 m.

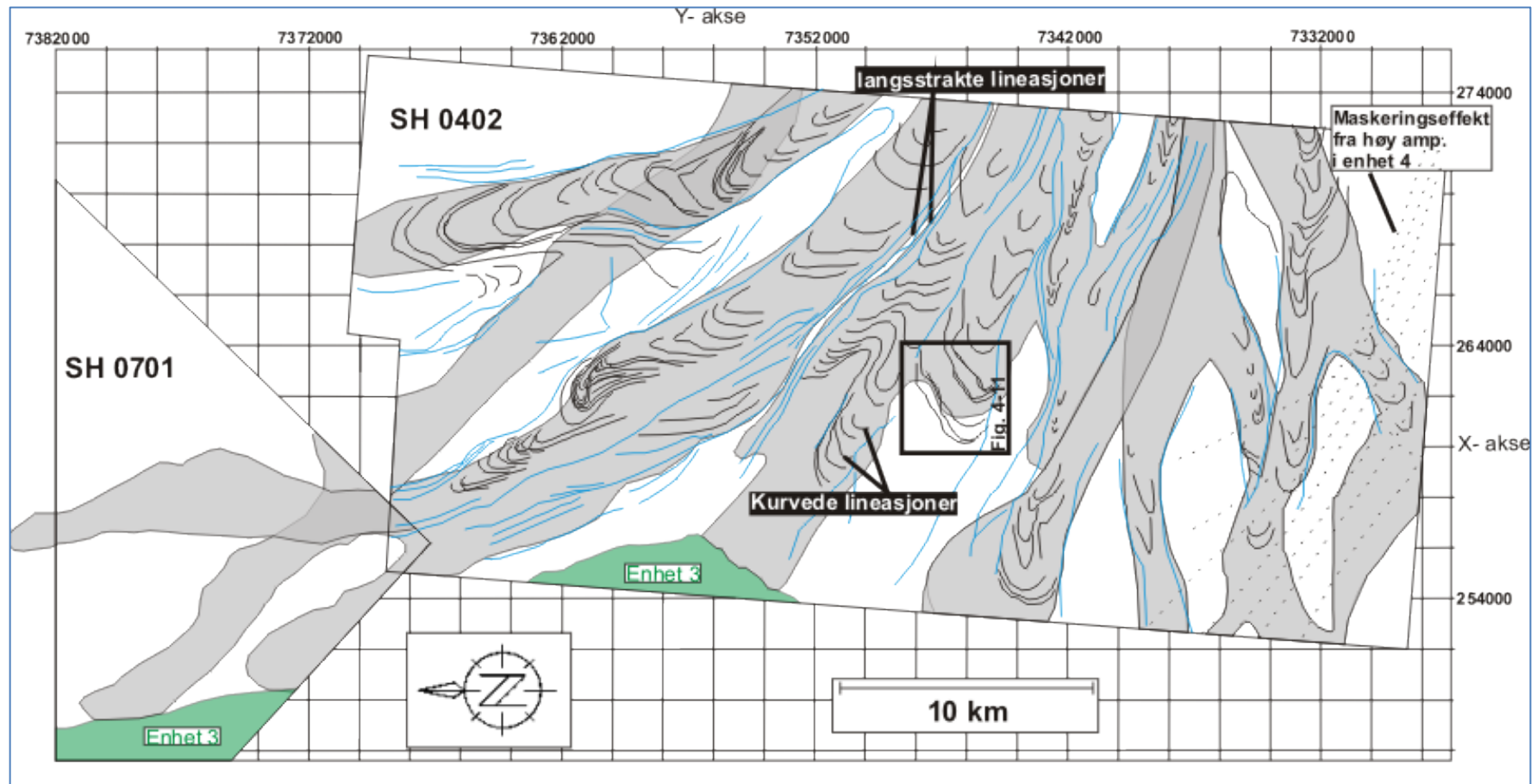
Refleksjonskonfigurasjonen under høyamplitudereflektorene er transparent. Det samme gjelder for områdene mellom lobestrukturane og høyamplitudereflektorene (fig. 4-6 og 4-7). I disse områdene var ingen interne strukturer å finne ved bruk av tidssnitt eller attributter.



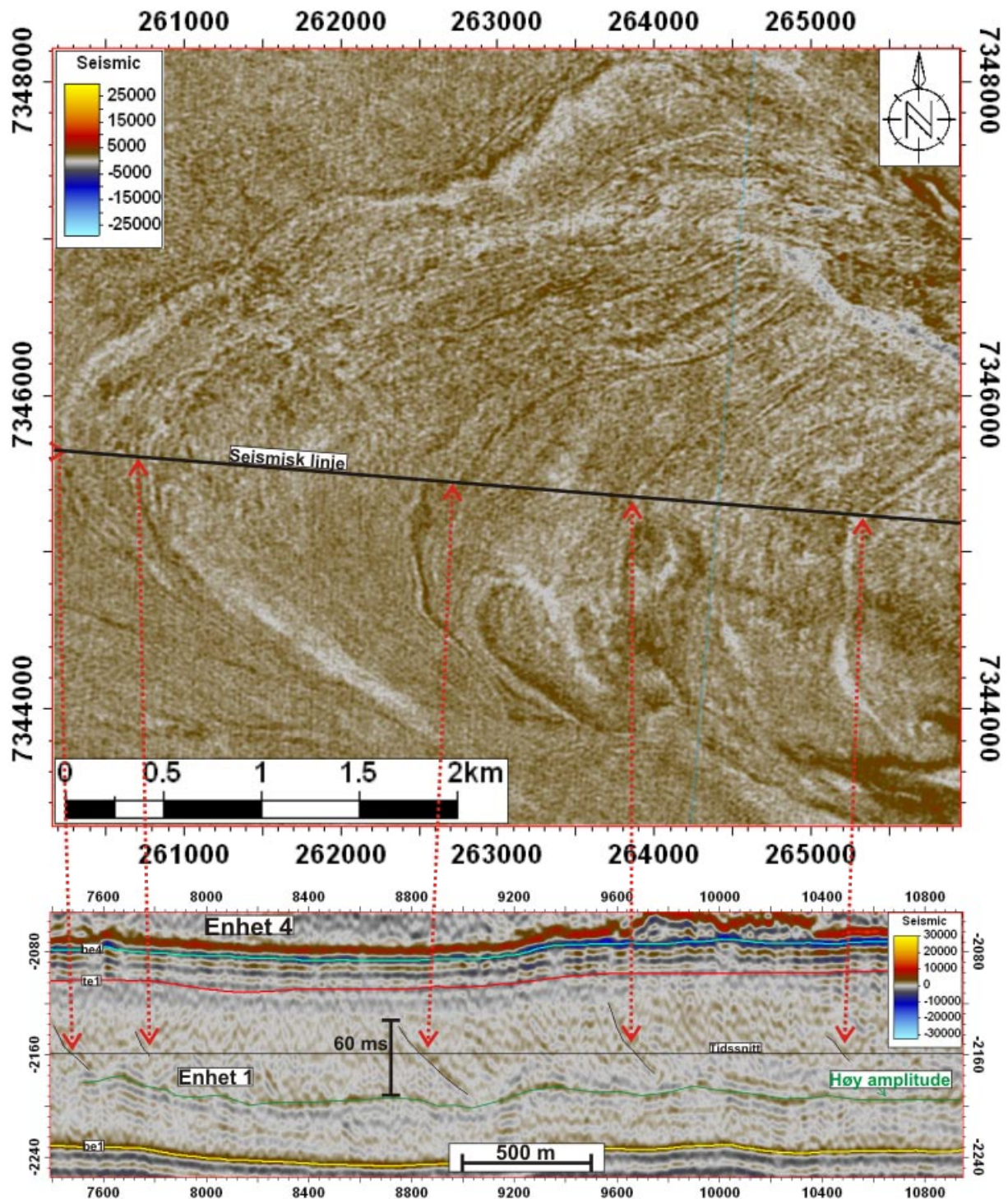
Figur 4-8: Utolket (a) og tolket (b) vinklet seismisk tidssnitt gjennom høyamplituderefleksjonene man finner internt i enhet 1 (fig. 4-6 og 4-7). Utolket (c) og tolket (d) magnitudekart mellom horisont bunn enhet 1 og topp enhet 1, som viser soner med langstrakte høye verdier med orientering fra Ø- V til mer N – S. Dette viser lignende soner som tidssnittet i a og b. I b viser plasseringene til seismiske profiler i figur 4-6 og 4-7.



Figur 4-9: Vinklet seismisk tidssnitt gjennom 3D blokkene SH0402 og SH0701 rundt 20 ms over høyamplituderefleksjonene man ser internt i enhet 1 (fig. 4-6 og 4-7).



Figur 4-10: Tolkning av vinklet tidssnitt vist i figur 4-9. Viser utbredelse og indre refleksjoner i langstrakte lobeformete avsetninger. Områder med grått viser utbredelsene til høyamplituderefleksjonene som opptrer under lobeavsetningene (fig. 4-8 a-d).



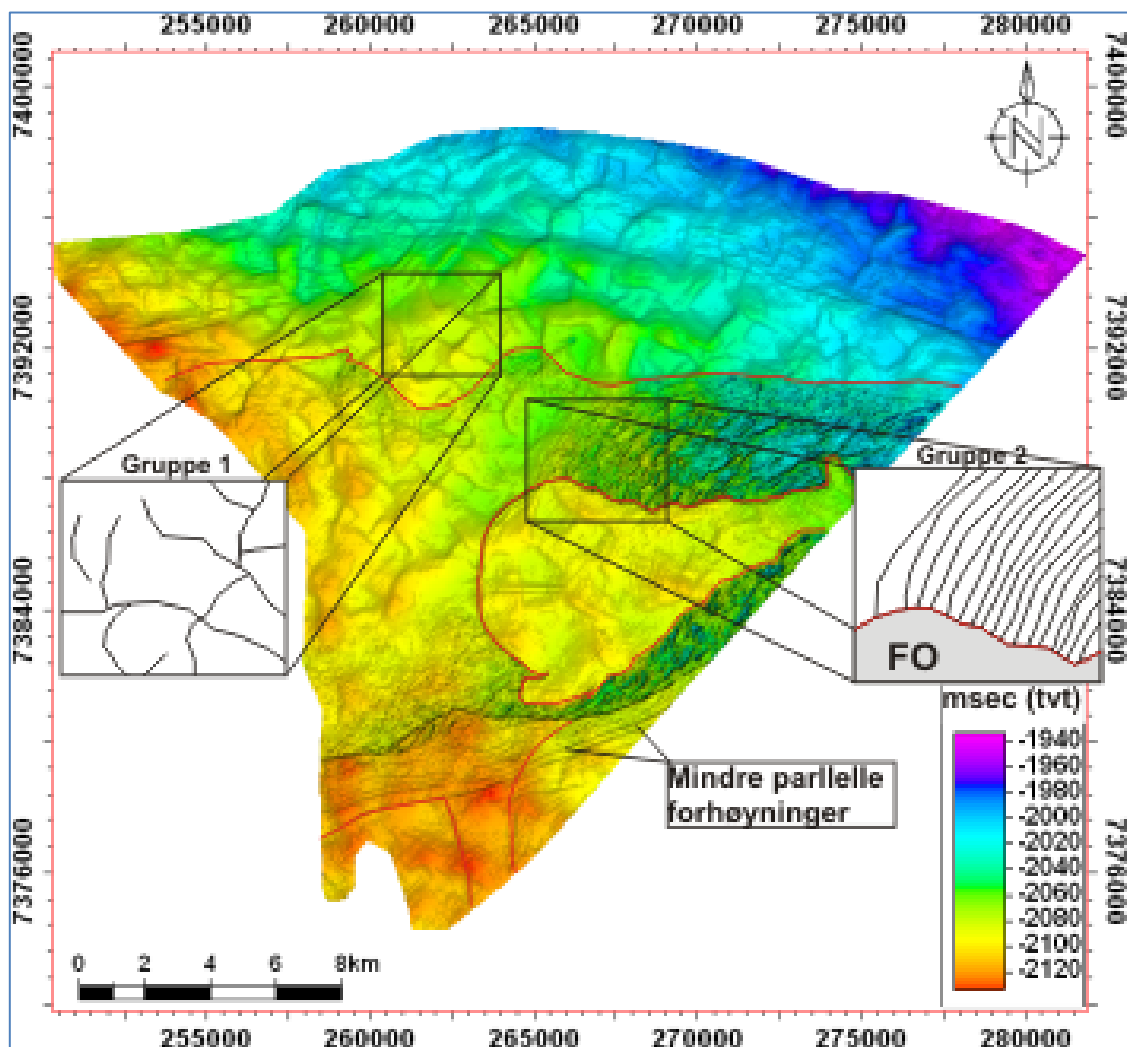
Figur 4-11: (a) Detaljstudie av vinklet tidssnitt 20 ms over høyamplituderefleksjon internt i enhet 1 og (b) seismisk linje gjennom lobestrukturen. Lineasjonene i a vises i seismikken som vinklede refleksjoner som kan følges fra høyamplituderefleksjonene internt i enhet 1, og opp til topp enhet 1 refleksjonen. Dette tilsvarer en tykkelse på rundt 60 ms (tv).

Tolkning:

Denne enheten domineres av langstrakte, lobeformete avsetninger tolket til å være glasiøle avsetninger i form av GDF (fig.4-10). Høyamplituderefleksjonene som opptrer internt i enheten representerer trolig bunnen av GDF avsetninger (fig. 4-6 og 4-7). Dette er basert på den langstrakte geometrien og utbredelsen av høyamplituderefleksjonene som man ser i figur 4-8, samt relasjonen mellom høyamplituderefleksjonene og de overliggende lineasjonene som man ser av tidssnittet i figur 4-9 (fig. 4- 10). Lignende refleksjoner er også vist i andre områder man finner GDF avsetninger (Laberg og Vorren, 2000a). Lineasjonene man ser langs marginen og i front av lobestrukturene kan trolig representere kompresjonsrygger eller pulserende strømminger og kan korrespondere til lokale avbøyde høyder eller rygger (Laberg og Vorren, 2000a). Enheten inneholder trolig også glasimarine sedimenter under og mellom GDFene.

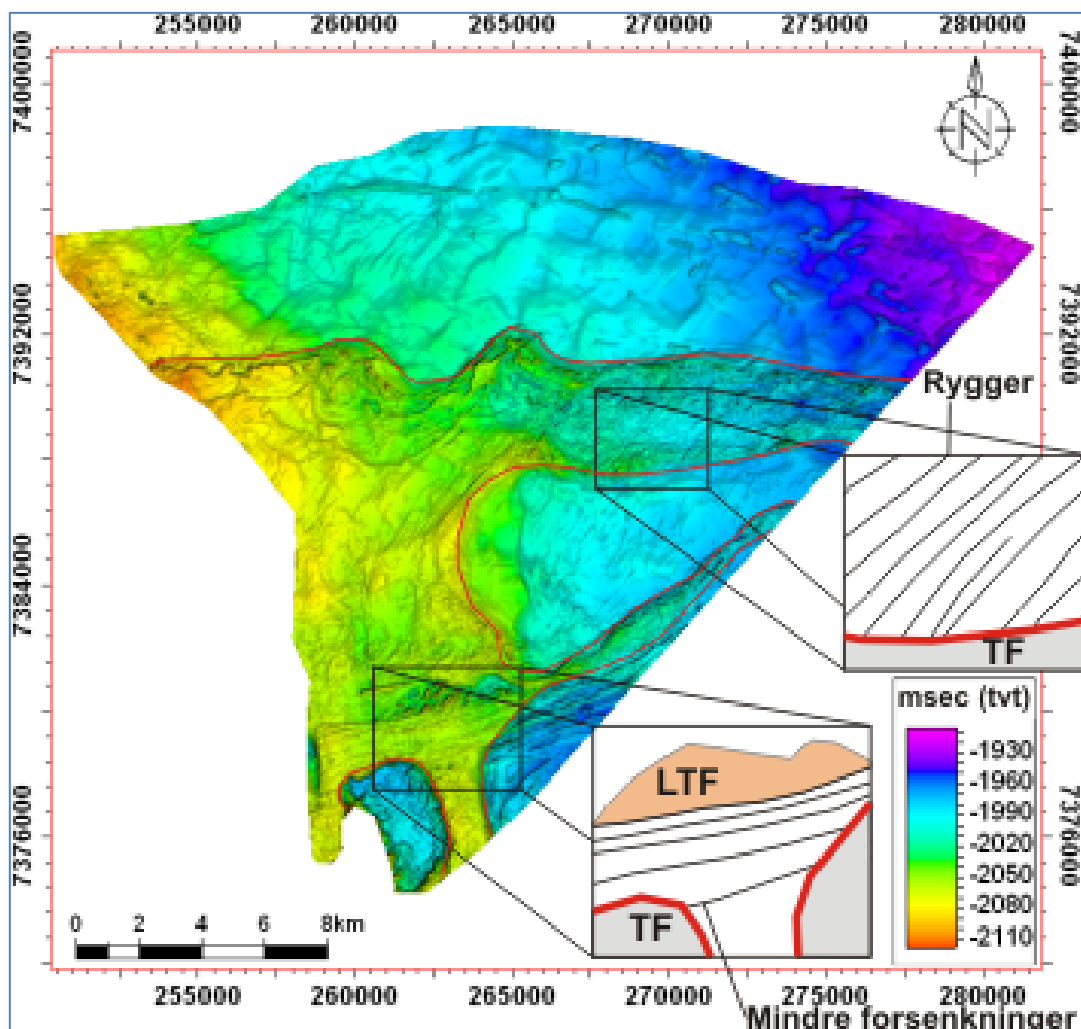
4.3.2 Enhet 2

Enhet 2 finner man i midtre del av 3D blokken SH0701 (fig. 4-1b), og er definert mellom horisontene bunn enhet 2 og topp enhet 2 (fig. 4-3). Isokronflaten av bunn enhet 2 er karakterisert av to grupper av rygger (fig. 4-12). Den ene gruppen av rygger ligner på dem man finner langs tidsflaten bunn- og topp enhet 1 (fig. 4-4 a og b). Den andre gruppen av rygger viser som svakt kurvede til en mer parallell struktur (fig. 4-12). Disse ryggene forekommer innenfor to Ø-V og NØ-SV orienterte forhøyninger. I øst skiller et relativt flatt forsenket område forhøyningene i fra hverandre. Mot vest forsvinner denne grensen og forhøyningene går sammen og danner en bredere form. I sørlige delene av flaten observeres konturene av et sett av mindre parallelle forhøyninger med orientering på SV-NØ.

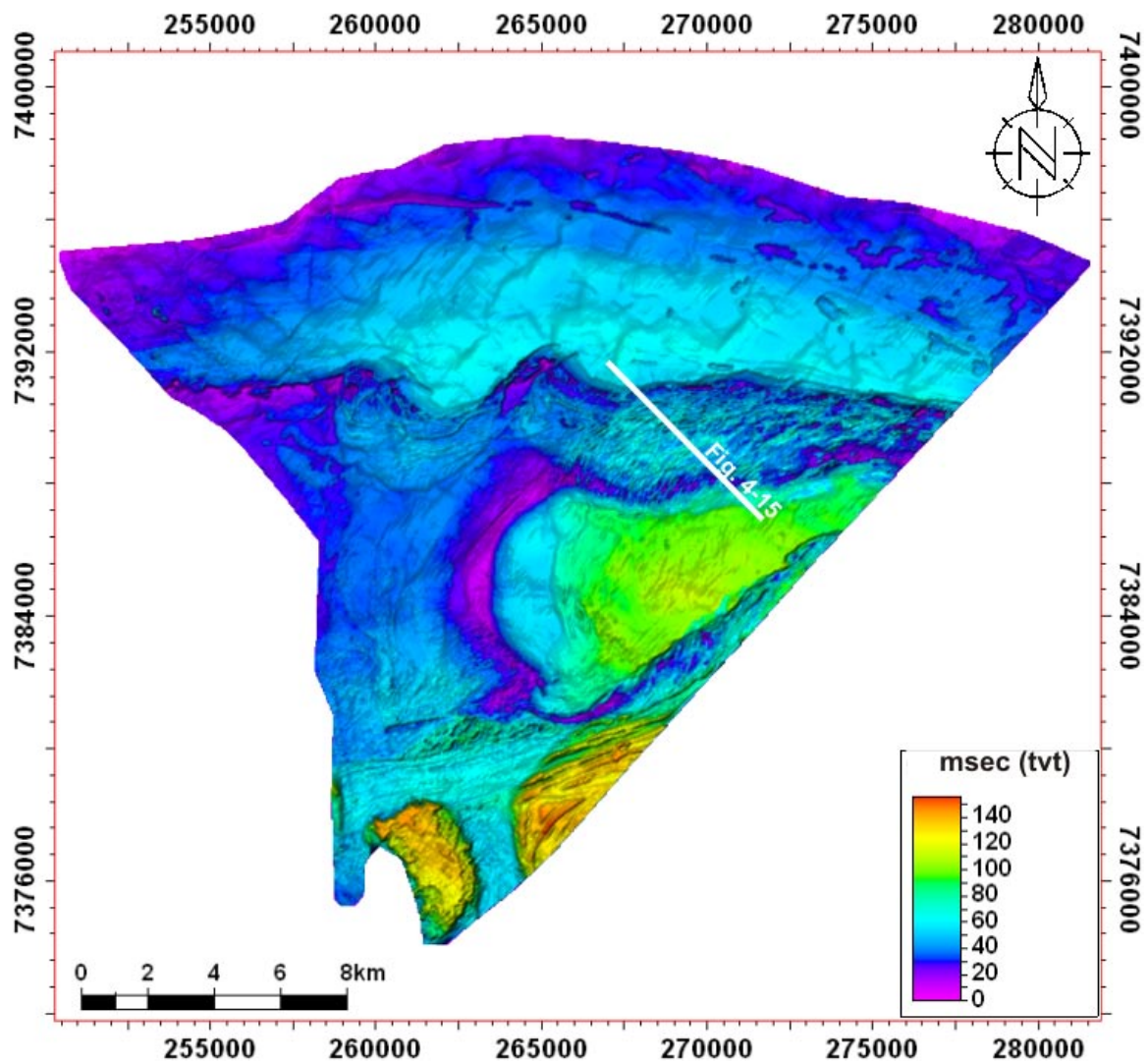


Figur 4-12: Isokronflate av bunn enhet 2. Flaten er representert av to Ø – V orienterte forhøyninger som mot vest går i lag og danner en bredere forhøyning. I sørlige delene av flaten ser man flere andre SV – NØ orienterte forhøyninger. FO= forsenkning

Observeres igjen samme strukturer fra bunnen av enheten på tidsflaten tolket ut fra topp enhet 2, men her representert som forsenkninger (fig. 4-13). Den ytre grensen av forsenkningen vises som mer distinktiv i den øvre flaten. I øst skiller forsenkningen fra hverandre av en topografisk forhøyning. I sør viser flaten to topografiske forhøyninger avgrenset av forsenkning mot nord og en N-S orientert forsenkning som krysser forhøyningene. Observeres også igjen de mindre SV-NØ orienterte forsenkningene langs denne flaten. Disse forsenkningene er særlig observerbar gjennom den ene topografiske forhøyningen, da forsenkningene er dypere i dette området observeres også en liten topografisk forhøyning sør på flaten. Både topp og bunnflaten av enheten heller mot NV med en gradient på rundt $0,8^\circ$, som er den samme orienteringen som forsenkningen.



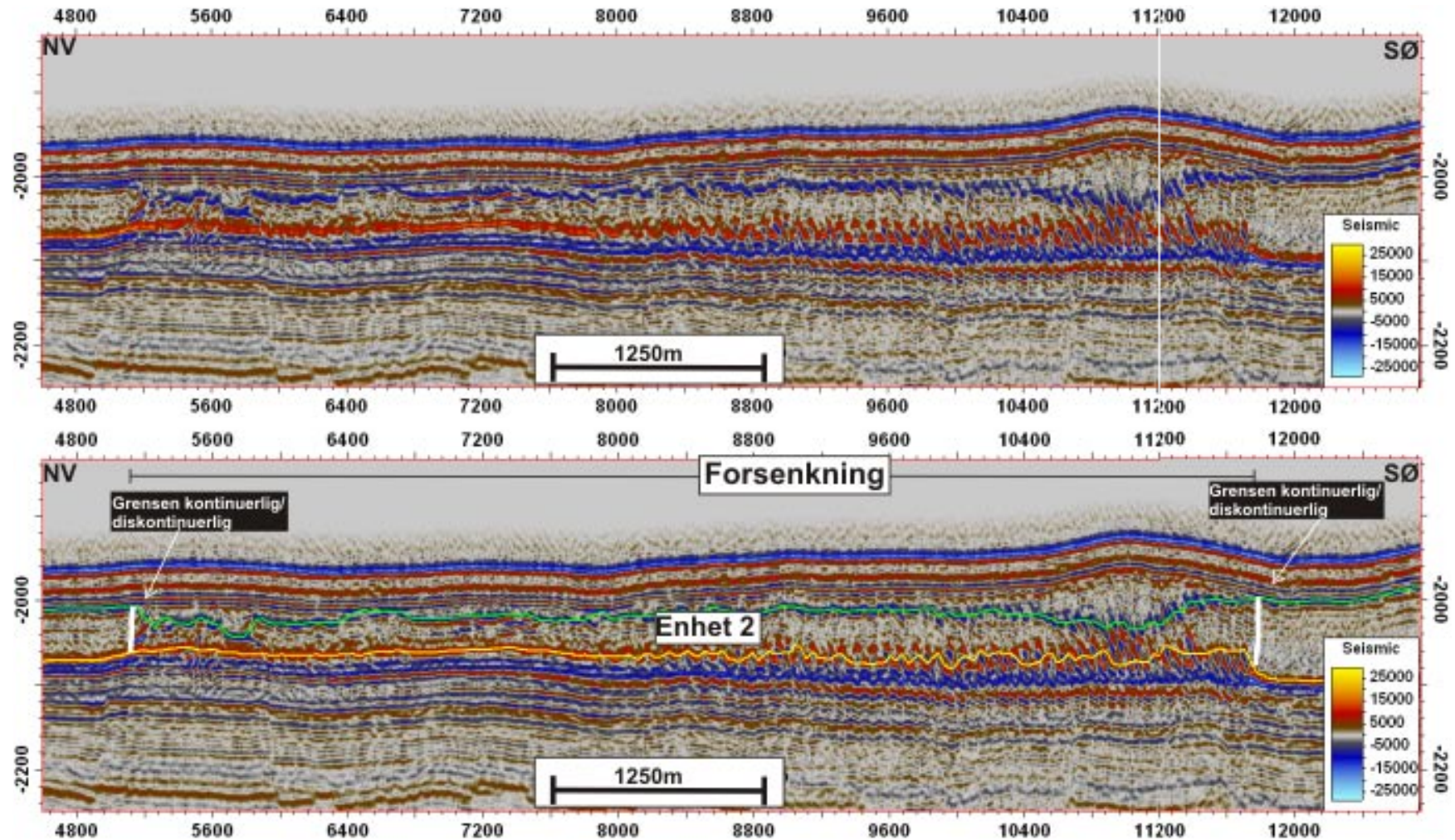
Figur 4-13: Isokronflate av topp enhet 2. Flaten er representert av to Ø – V orienterte forsenkninger som mot vest går i lag og danner en bredere forsenkning. I sørlige delene av flaten ser man flere mindre SV – NØ orienterte forsenkninger, samt en nordorientert forsenkning som skiller to høydedrag. TF= Topografisk forhøyning. LTF= Liten topografisk forhøyning



Figur 4-14: Isopakkart av Enhet 3, som viser at mektigheten er størst utenfor kanalstrukturen

Tykkelsen av enheten (fig. 4-14) varierer fra opptil 150 ms (tvt) i områdene hvor topp enhet 2 viser topografiske forhøyninger (fig. 4-13), til å kile ut mot nord. Innenfor forsenkningene varierer tykkelsen fra 10 ms til ca 80 ms (tvt).

Topp enhet 2 og bunn enhet 2 reflektoren er diskontinuerlig i området hvor en finner forsenkningene (fig. 4-15), men er mer kontinuerlig i områdene utenfor, særlig i de nordlige delene. Den interne refleksjonskonfigurasjonen i områder hvor man finner maks mektighet viser parallelle refleksjoner som er karakterisert ved lave amplituder og som er diskontinuerlige (fig. 4-15). I området under forsenkningene er refleksjonskonfigurasjonen karakterisert som kaotisk med diskontinuerlig refleksjoner med høy amplituder (fig. 4-15)



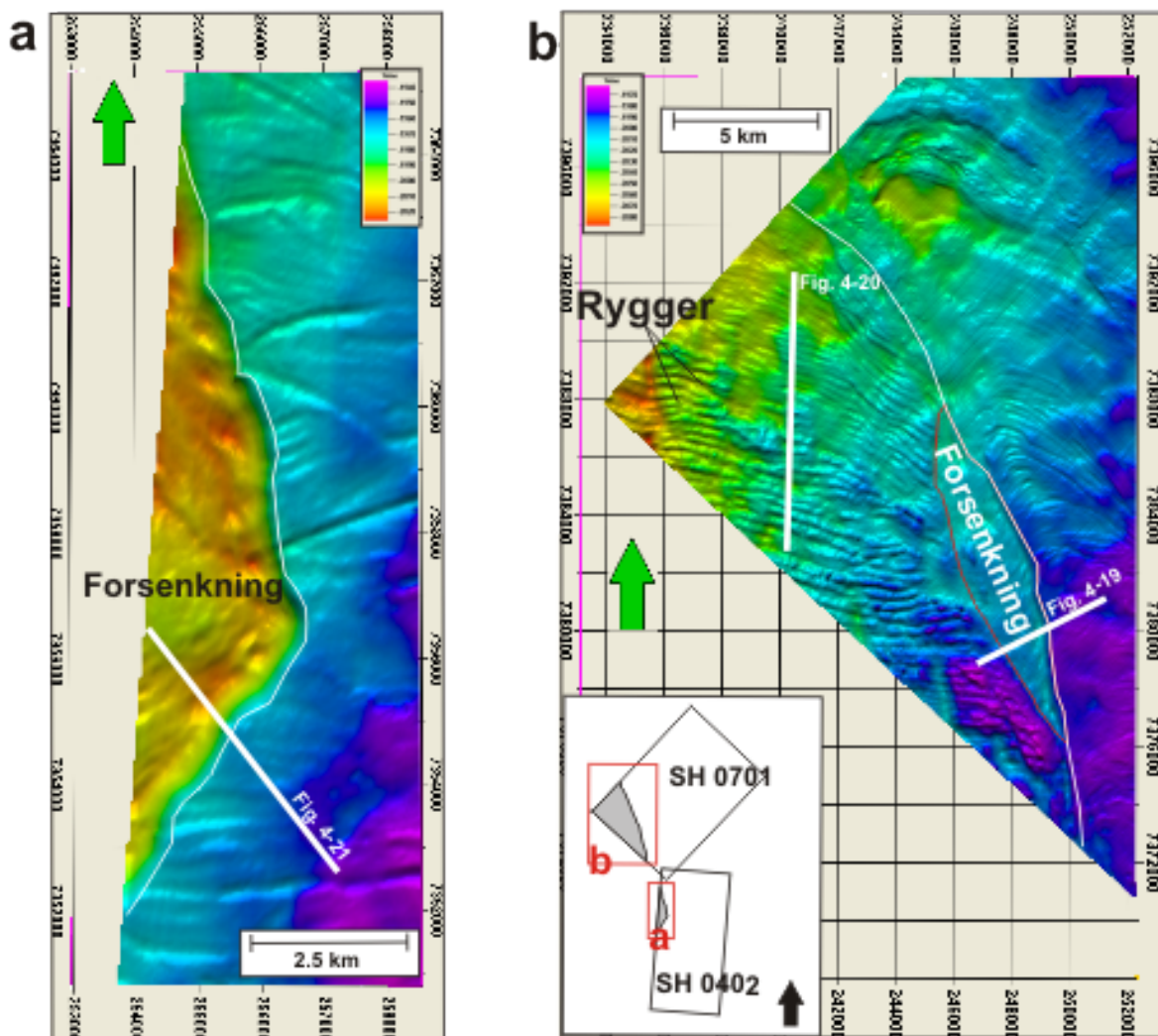
Figur 4-15: Seismisk profil gjennom Enhet 2. Seismiske signaturer er karakterisert med lave amplituder og vises som diskontinuerlig utenfor forsenkningen, mens områdene innenfor forsenkningen vises som kaotisk med høye amplitudet diskontinuerlige refleksjoner.

Tolkning:

Forsenkningen observert i topp enhet 2 flaten (fig.4.13) er trolig dannet av erosjon, mest sannsynlig av ras som har erodert seg inn, for så å ha avsatt sedimenter over. Gruppe 2 ryggene kan derfor representere kompresjonsrygger dannet under transporten. Topografiske forhøyninger representerer trolig erosjonsrester, muligens av glasigene debrisstrømvæsetninger.

4.3.1 Enhet 3

Enhet 3 observeres i den NV delen av SH0402 og SØ delene av SH0701 (fig. 4-1c) og er definert mellom reflektorene bunn enhet 3 og topp enhet 3 (fig. 4-3). I samme området som enhet 3 viser havbunnen forsenkning i SH0402 og en mindre forsenkning langs den laterale grensen av enheten i SH0701 observeres (fig 4-17a, b).

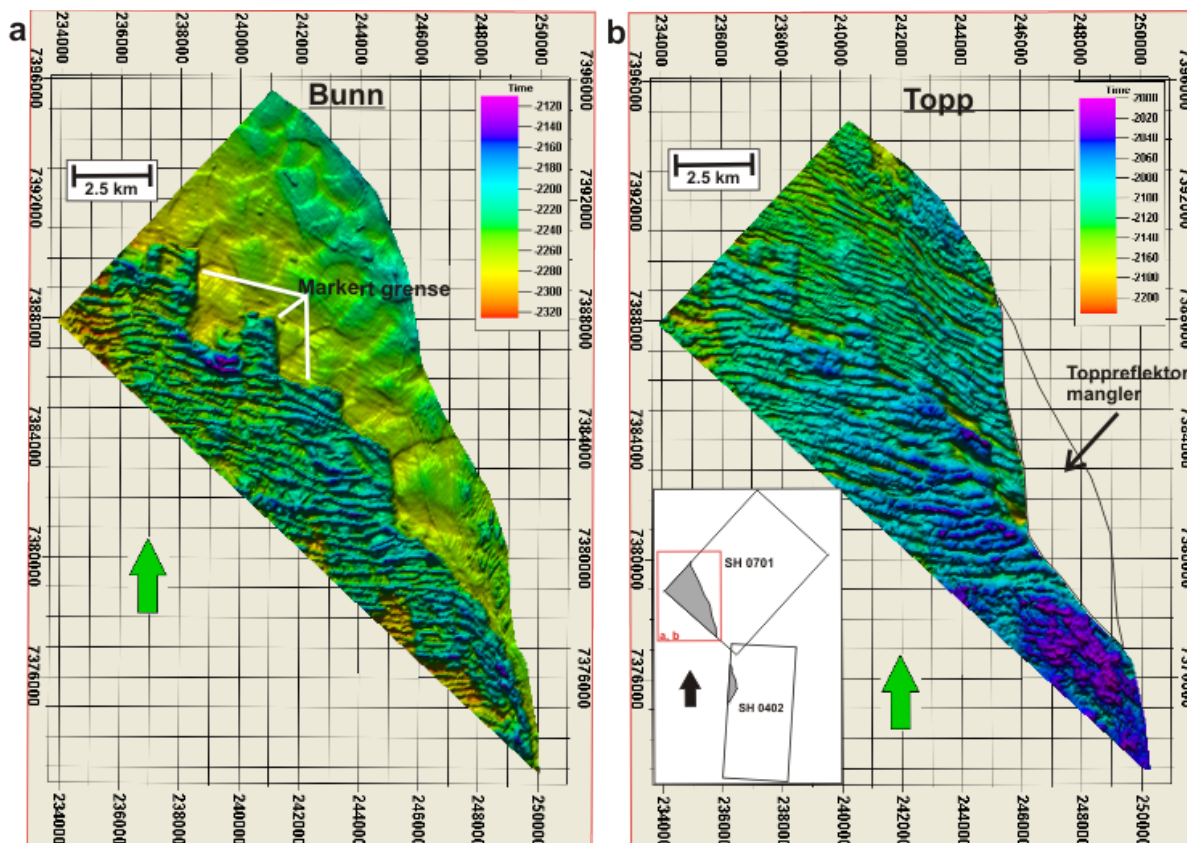


Figur 4-17: (a, b) Tolket tidsflate av havbunnen som viser en klar forsenkning innenfor SH0402 og en mindre markert forsenkning i SH0701. En serie NØ-SV orienterte rygger er lokalisert i vestlige delene av SH0701.

Isokronflaten av bunn enhet 3 (fig. 4-18a) viser to områder med forskjellig karakterer. Den nordlige delen er karakterisert av et relativt flatt område med noen mindre rygger, mens den sørlige delen er dominert av ØSØ - VNV orienterte rygger. Overgangen mellom områdene vises som irregulær, men markert. Ryggene kan følges opp til 5 km. Dette er

minimumslengden da ryggene går ut av studieområdet. Bredden på ryggene ligger opp til i overkant av 100 m, mens relieffet ligger mellom 30 til 80 ms (tv).)

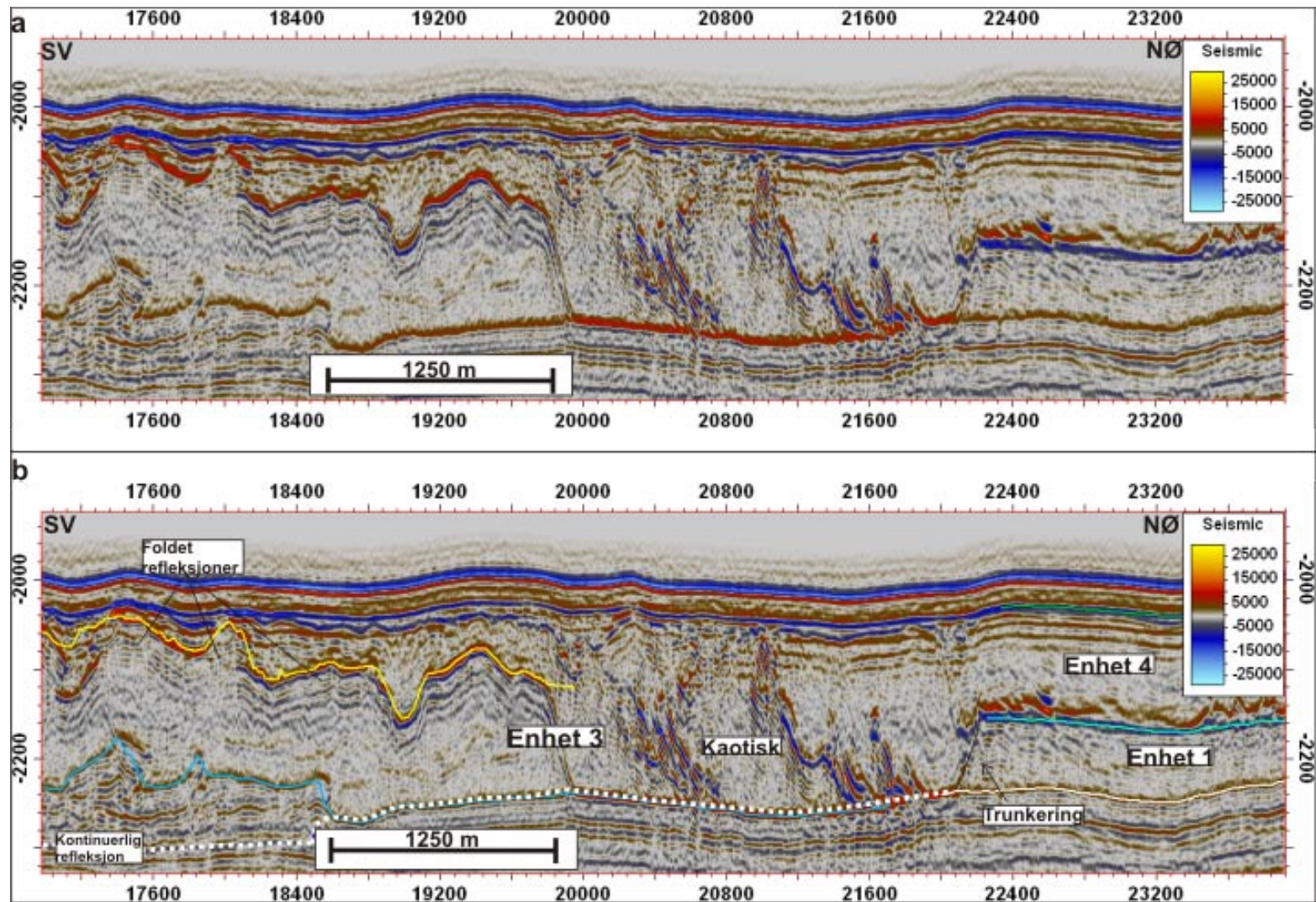
Isokronflaten av topp enhet 3 (fig.4.18b) er karakterisert av rygger med orientering ØSØ – VNV. Ryggene avtar gradvis i størrelse og avstand nordover. Den sørlige delen består av lignende ryggformer som observeres langs flaten bunn enhet 3 (fig. 4- 18a). Bredden på ryggene varierer fra 200 til 300 m og danner et relieff på rundt 40 ms (tv)(fig.4-18b). I nordlige delene av flaten observeres også ryggformer med lik orientering som de i sørlige delene av flaten. Forskjellen er at i nordlige delene er ryggene en del mindre enn de i sørlige delene, både når det gjelder bredden og relieffet. Overgangen er gradvis, lik det en ser på havbunnen (fig. 4-17b). Bredden på ryggene er rundt 100 m og viser et relieff på rundt 10 ms (tv). I forhold til bunn enhet 3 mangler topp enhet 3 reflektoren i østlige delene av flaten (fig. 4-18b).



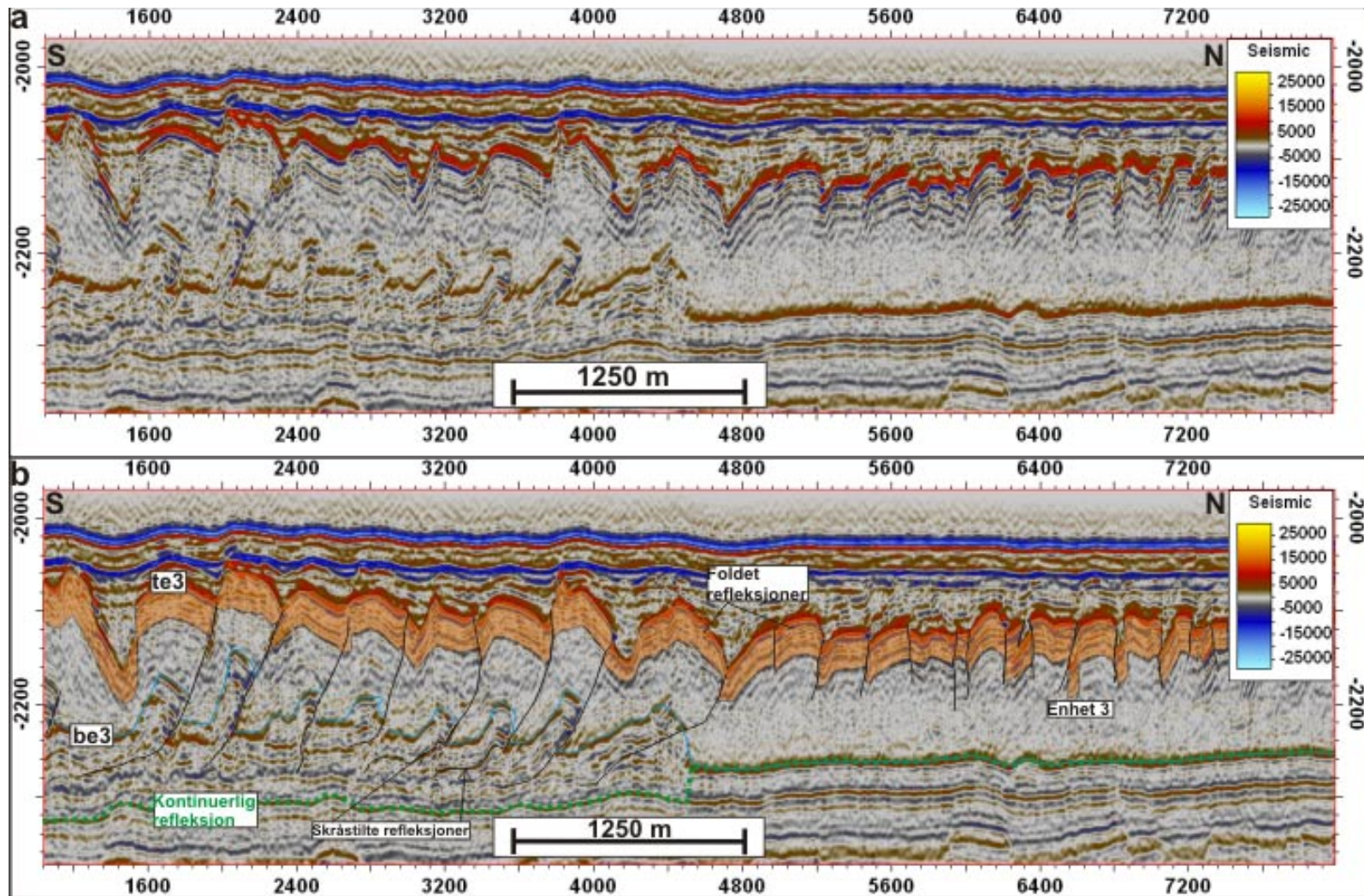
Figur 4-18: Isokronflate av (a) bunn enhet 3 og (b) topp enhet 3. Bunn enhet 3 flaten viser ØSØ-VNV orienterte rygger i sør og et relativt flatt område i nord, der overgangen er karakterisert som uregulær, men markert. Topp enhet 3 flaten viser ØSØ- VNV orienterte rygger langs hele flaten. Ryggene er større i sørlige delen av flaten og avtar gradvis i størrelse mot nord.

I seismiske profiler gjennom enheten er reflektoren bunn enhet 3 diskontinuerlig i sørlige delene med delvis skråstilte refleksjoner (fig. 4- 19 og 4- 20). Reflektoren endres så til å være kontinuerlig mot nordlige delene av tidsflaten som er karakterisert som flatt. Reflektoren topp enhet 3 vises som en subdiskontinuerlig foldet reflektor med høy refleksjonsamplitude (fig. 4-19 og 4-20). Den interne seismiske konfigurasjonen er karakterisert av en nedre transparent del og en øvre del med lavamplitude subdiskontinuerlige foldet reflektorer. Disse er også parallelle med reflektoren topp enhet 3 og viser derfor den samme foldingen som denne (fig. 4-19 og 4-20). Den seismiske konfigurasjonen i Enhet 3 i 3D blokken SH0402 (fig. 4-21), samt i området hvor reflektor topp enhet 3 mangler i SH0701 (fig. 4- 19) vises som kaotisk med hellende høyamplituder i en transparent matriks.

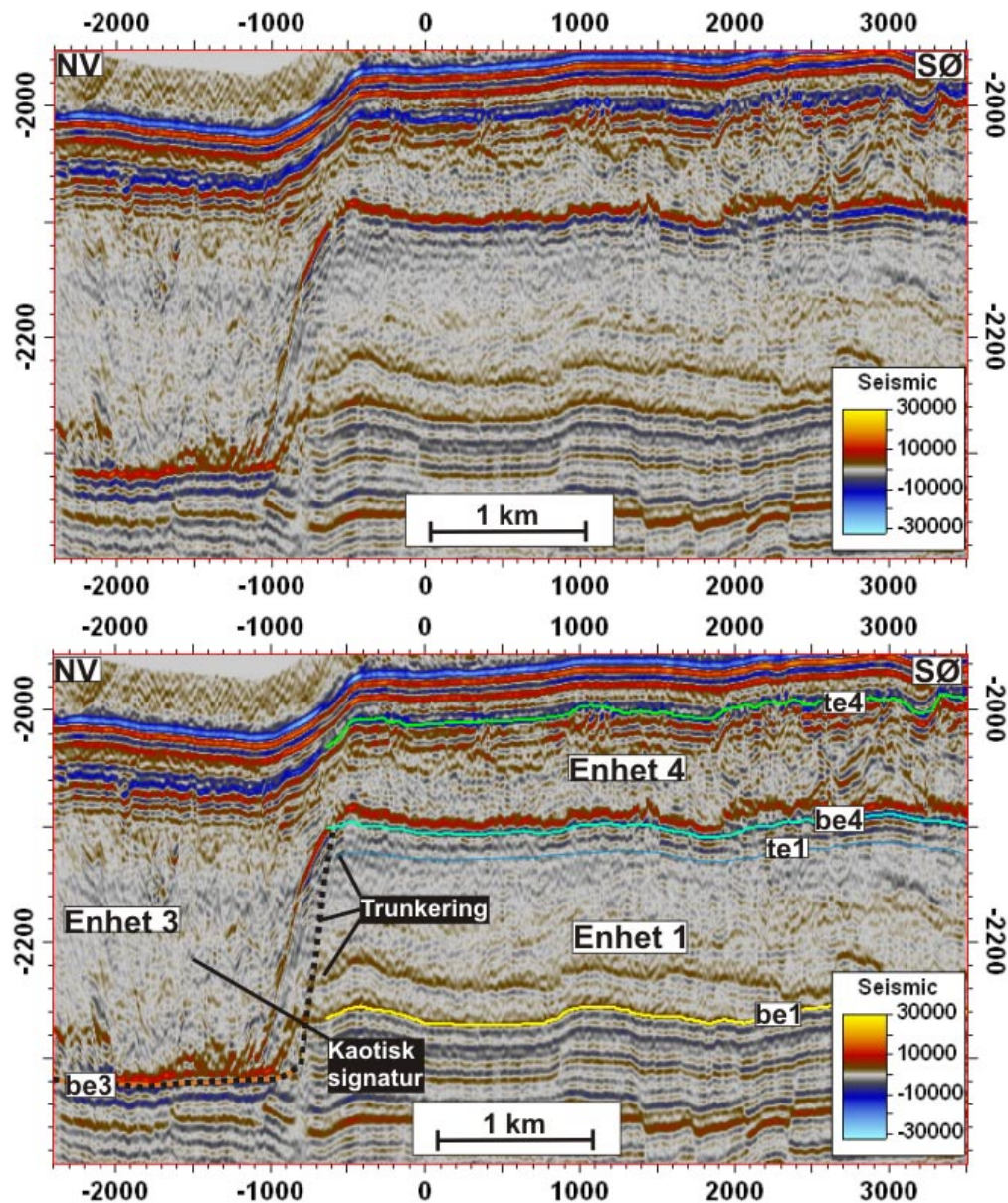
Enhet 3 grenser mot både enhet 1 og enhet 4. Grensen mot enhet 1 er representert av en endring av refleksjonskonfigurasjonen, samt at interne reflektorer innenfor enhet 1 trunkerer inn mot grensen. Grensen mot enhet 4 er mindre synlig, men en ser en trunkering inn mot grensen av bunnreflektoren til enhet 4, men den interne høyamplitudereflektoren over bunnreflektoren heller nedover mot NV (fig. 4-20 og 4-22).



Figur 4-19: (a) Utolket og (b) tolket seismisk profil gjennom enhet 3 i SH0701 (fig. 4-19). Enheten viser foldet parallelle reflektorer i SV, mens i midtre delene, hvor topp enhet 3 reflektoren mangler er refleksjonskonfigurasjonen kaotisk. I denne delen trunkerer reflektorene i enhet 1.



Figur 4-20: Utolket (a) og tolket (b) seismisk profil tatt gjennom enhet 3, parallelt mot lengste akse av ryggene (fig. 4-17b). Enheten har foldet reflektorer i øvre del av enheten og oppskøvne i nedre sørlige del.



Figur 4-21: Utolket (a) og tolket (b) seismisk profil gjennom enhet 3 i 3D blokken SH0402. Skal illustrere den kaotiske refleksjonskonfigurasjonen internt i enhet 3 og trunkeringen av interne reflektor i enhet 1 inn mot enhet 3, samt trunkeringen av bunn enhet 4 reflektoren.

Tolkning:

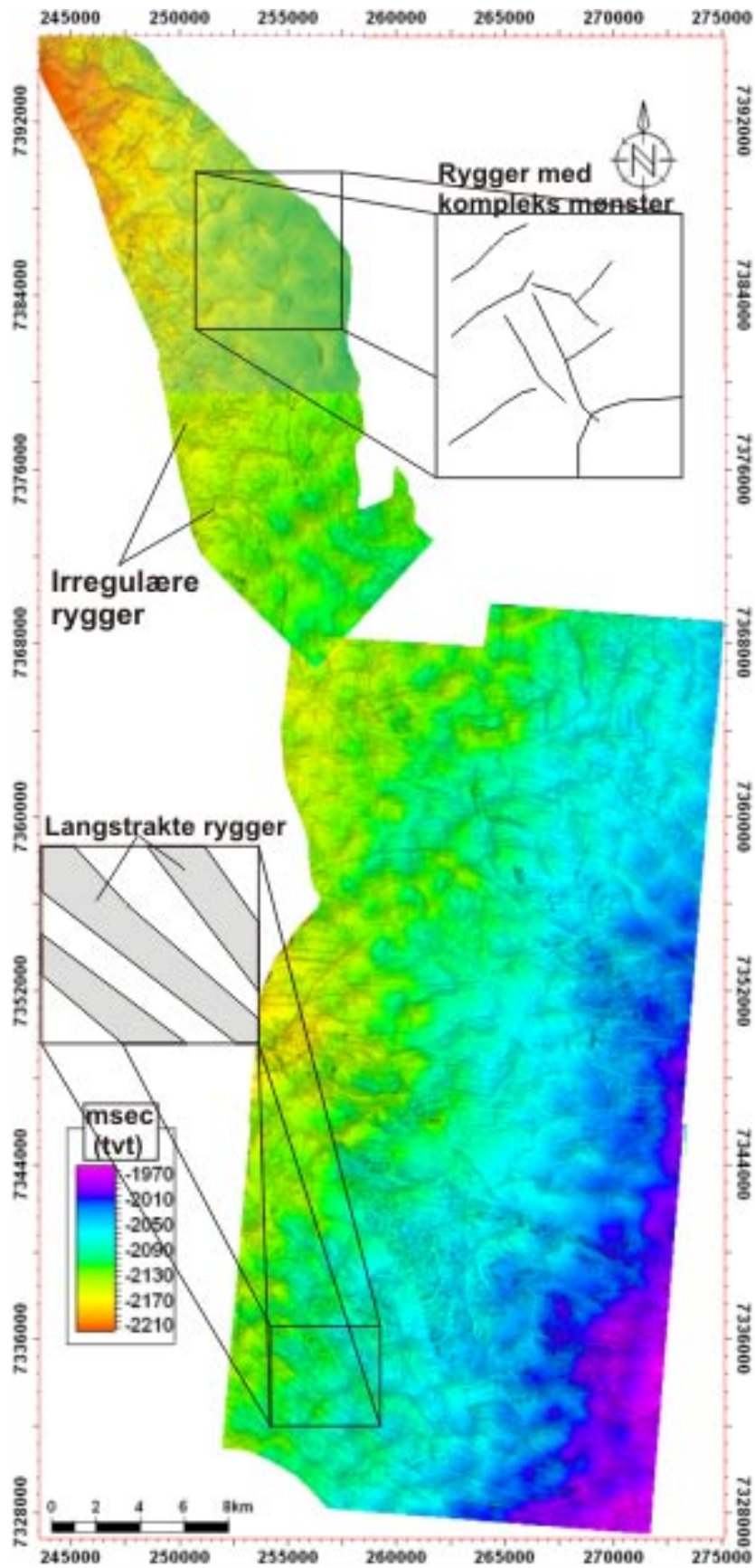
Enhets 3 er tolket til å representere rasavsetninger relatert til Vigridraset (Solheim et al., 2005; Rise et al., 2006). Flaten som markerer topp av enheten domineres av ryggformer mens det i bunnen er indikasjon på oppskyvning av sedimenter. Dette indikerer kompresjon noe som vil bli nærmere diskutert i kap. 5.

4.3.2 Enhet 4

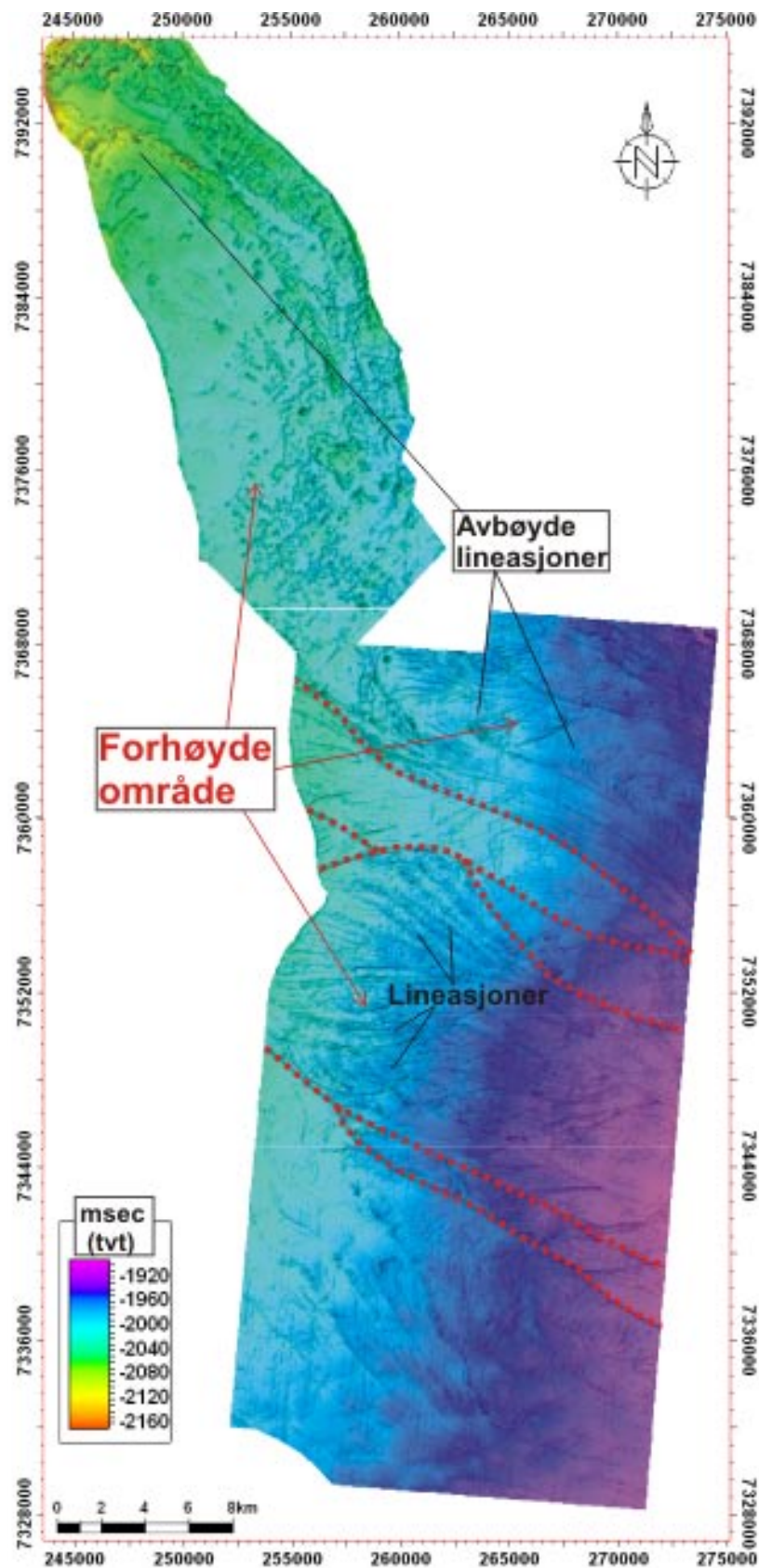
Enheten finner man både i SH0402 og SH0701 (fig. 4-1d) og er definert mellom reflektorene bunn enhet 4 og topp enhet 4 (fig. 4-3). På isokronflaten bunn enhet 4 (fig. 4-22) kan en se et kompleks mønster av rygger som ligner på de som opptrer på topp og bunn av enhet 1 og enhet 3 flatene (fig. 4-4, 4-12 og 4-13). Flaten er også karakterisert av mindre topografiske rygger som vises en varierende form og størrelse (fig. 4- 22). I sør er de karakterisert som langstrakte rygger som har en svak avbøyning mot nord. Ellers viser ryggformene ulike grad av irregularet og er en del tynnere enn dem man ser i sør. Flaten heller mot NV med en gradient på 0,3°.

Isokronflaten av topp enhet 4 (fig. 4- 23) heller mot NV. Flaten viser tre høydeområder, i midtre og nordlige delene av SH0402 og i sørlige delene av SH0701. Høydene kan følges på tvers av SH0402 i retning NV-SØ. I midtre delene av SH0402 observeres flere linesjoner innenfor høydeområdet. Disse linesjonene har orientering parallelt med helningen til flaten. Innenfor høydeområdene, det ene i den nordlige delen av SH0402 og det andre i sørlige delene av SH0701, observeres flere strukturer som bøyer av og definerer lobestrukturer.

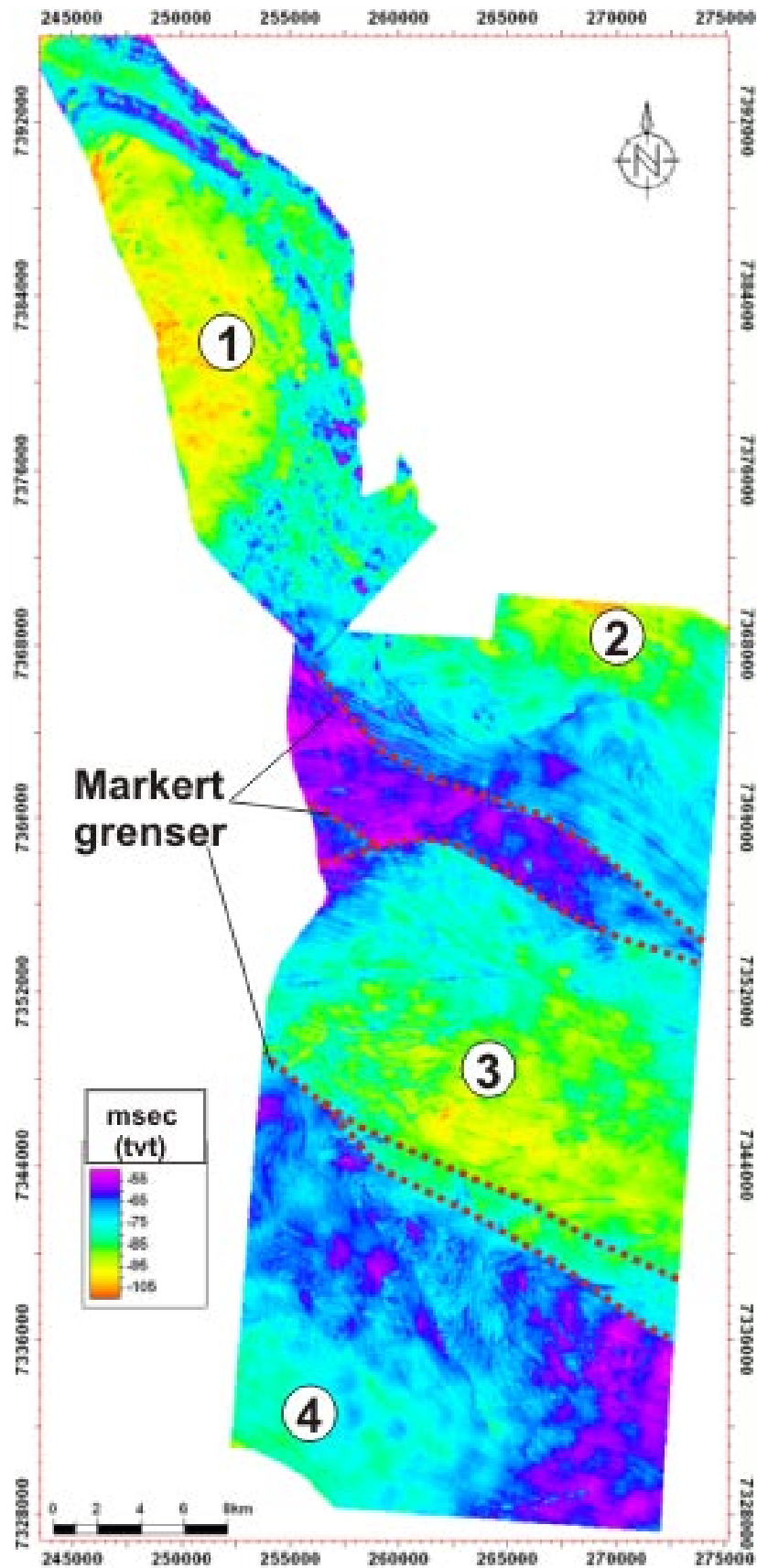
Isopakkartet viser at enhetens mektighet varierer fra 10 til 130 ms (tv), som tilsvarer 10-130 m (fig. 4-24). Isopakkartet viser fire deposenter (deposenter 1, 2, 3 og 4) (fig. 4-24b). Deposentrene befinner seg i sørlige, midtre og nordlige delene av SH0402, samt i SH0701. Mektighetene innenfor hver deposenter er størst i de sentrale delene og avtar gradvis ut mot sidene. Avgrensingen mot mindre mektige områder i deposentrene 2 og 3 er markert og ses som klare forskjeller i farge på tvers av grensen. Deposentrene ser ut til å ha lengste akse parallell med fallretningen til bunn enhet 4 refleksjonen (fig. 4- 22).



Figur 4-22: Utolket (a) og tolket (b) isokronflate av refleksjon bunn enhet 4. Flaten viser langstrakte rygger i sør og mer irregulære rygger i nord. Rygger med tilfeldig orientering er identifisert langs hele flaten.

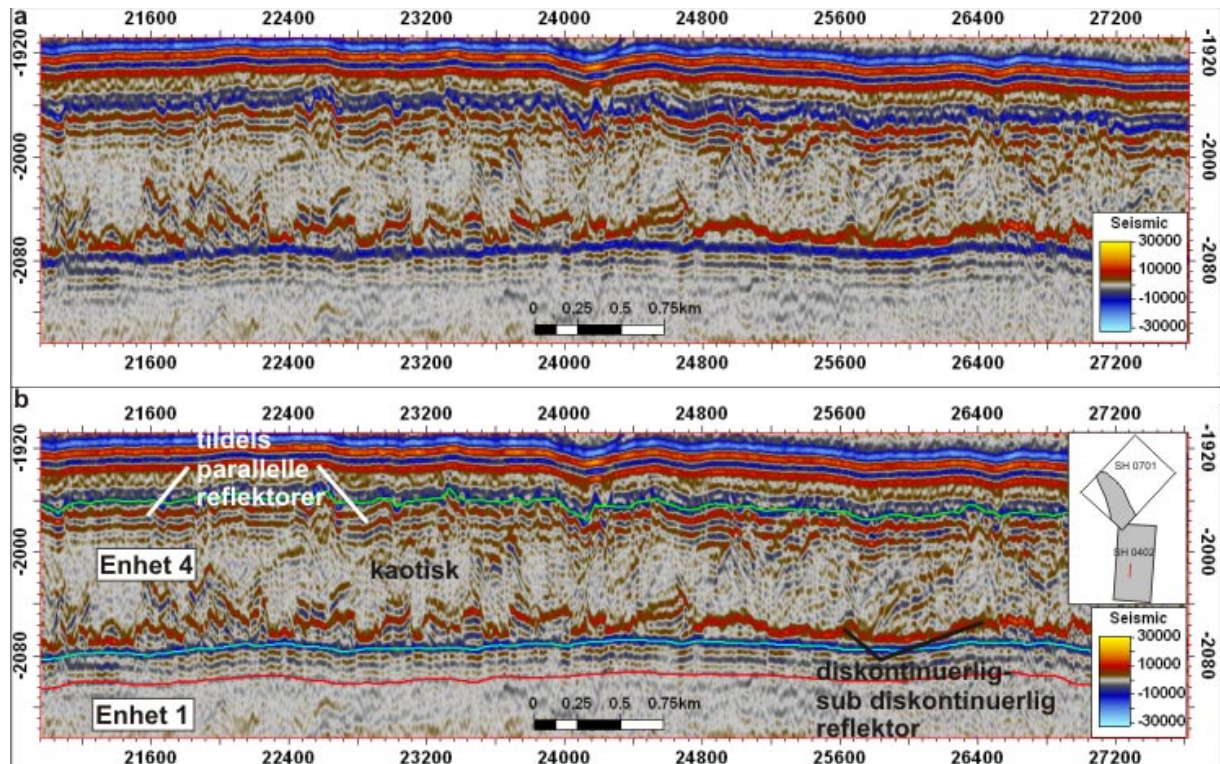


Figur 4-23: Isokronflate av topp enhet 4. Flaten er karakterisert av to høydeområder (1 og 2). Grensen til høydeområdene har orientering NV – SØ. Forhøyning 2 strukturer med en orientering parallelt med hellingen til flaten.



Figur 4-24: Isopakflate av enhet 4. Flaten viser fire deposenter (1, 2, 3 og 4). Deposenter 2 og 3 viser en markert ytre grense med en overordnet orientering NV – SØ.

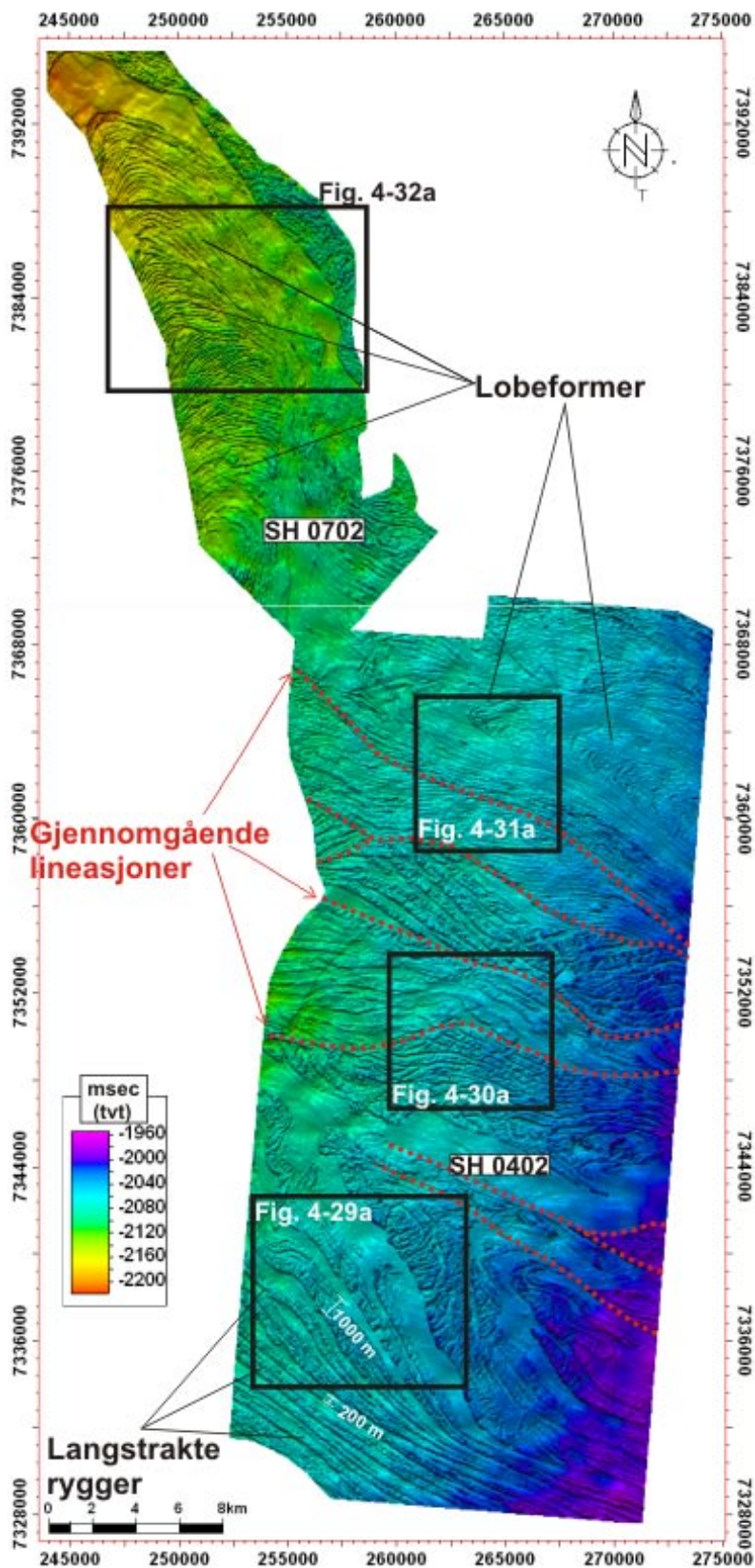
Den interne refleksjonskonfigurasjonen er kaotisk og dominert av diskontinuerlige lavamplitudereflektorer i en transparent matriks (fig. 4- 25). I øvre del av enheten sees parallelle diskontinuerlige refleksjoner, mens i nedre del finner man en diskontinuerlig – sub diskontinuerlig refleksjon med medium- høy amplitude (fig. 4- 25).



Figur 4-25: Utolket (a) og tolket (b) seismisk profil gjennom enhet 4. Øvre del domineres av parallelle diskontinuerlige refleksjoner. De sentrale delene er kaotisk med diskontinuerlige lavamplitudereflektorer i en transparent matriks. I nedre del av enheten finner man en diskontinuerlig- subdiskontinuerlig høyamplitudereflektor.

Den nedre interne refleksjonen representerer en flate med flere positive strukturer (fig. 4- 26). I sørlige delene av SH0402 vises disse strukturerne som smale langstrakte topografiske forhøyninger eller rygger med et relieff på rundt 20 ms (tvt). Bredden på hver enkelt rygg varierer fra 1000 meter for de største, til rundt 200 m for de minste. I midtre del av SH0402 opptrer lignende rygger. Forskjellen er at disse viser en mer tilfeldig orientering pluss at størrelsen på hver enkelt rygg er mindre, både når det gjelder lengde og bredde. En ser flere gjennomgående lineasjoner i dette området, lineasjonene avgrensner soner av ryggformer med ulik orientering. En ser også trunkering av flere rygger inn mot denne grensen (fig. 4- 26). I nordlige delene av SH0402 og i SH0701 observeres rygger med liten avstand mellom som bøyer av og danner flere lobestrukturer. Relieffet på disse er rundt 10 ms (tvt), som er

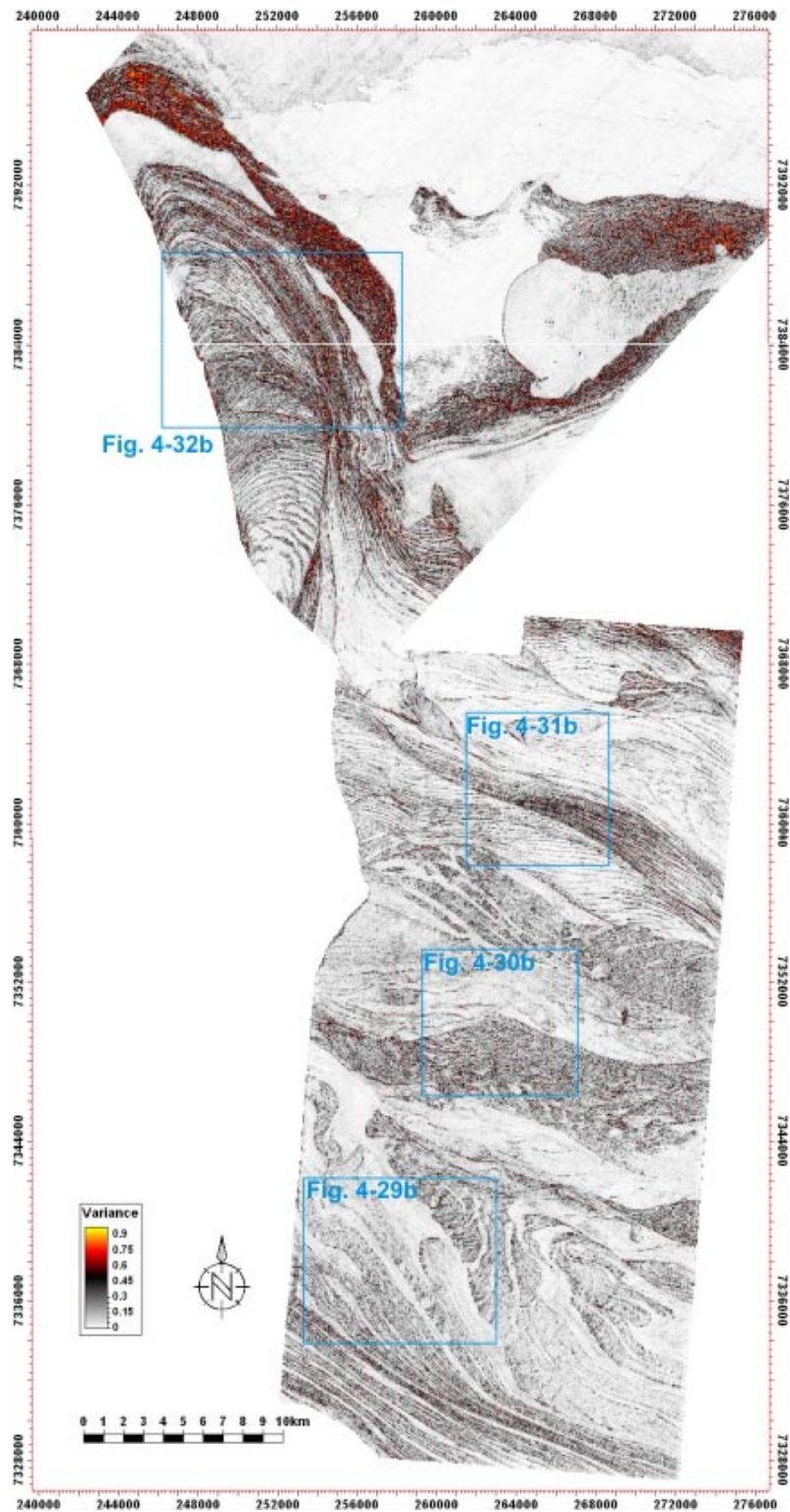
en del mindre enn relieffet til ryggformene som forekommer i sørlige delen av studieområdet. Mellom ryggene forekommer det relative flate områder. På seismikken vises de flate områdene som kontinuerlige refleksjoner mens ryggene korresponderer med diskontinuerlige refleksjoner(fig.4- 26).



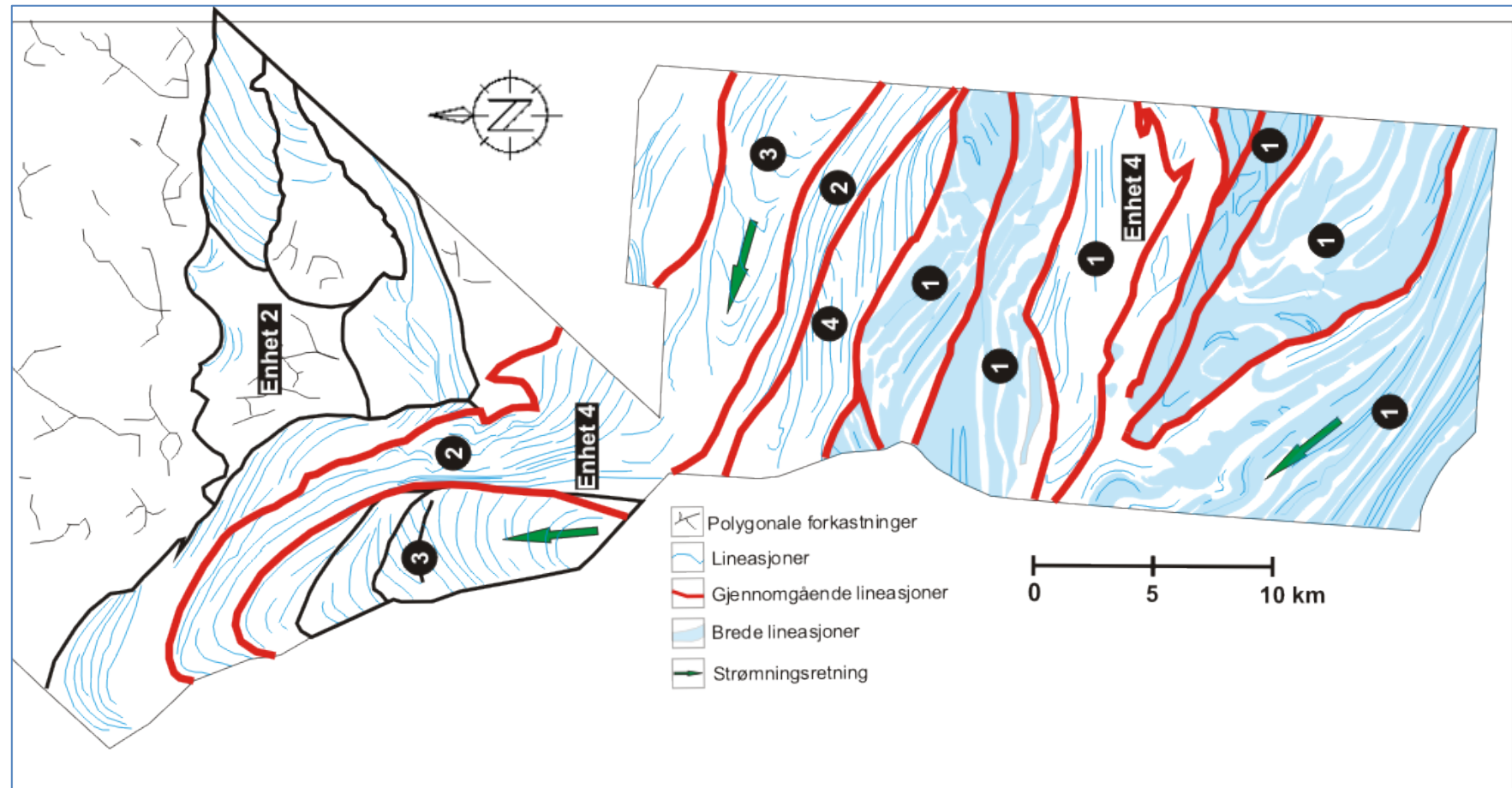
Figur 4-26: Isokronflate av den diskontinuerlige subdiskontinuerlige reflektoren i nedre del av enhet 4. Flaten er karakterisert av flere positive strukturer. Form og størrelse på disse strukturene varierer langs flaten. Strukturene trunkerer inn mot gjennomgående grenser som en kan følge i NV – SØ retning, på tvers av SH0402. Lokalisering av figurutsnitt er markert.

Ekstraherte verdier fra varianskuben langs tidsflaten bunn enhet 4 forflyttet opp 20 ms (tv) viser forskjellige strukturer langs den interne høyamplitudereflektoren (fig. 4-27). Strukturene representeres av høye variansverdier i forhold til områder med mindre variansverdier. Soner med ulike akustisk signatur avgrenses av gjennomgående lineasjoner (fig. 4-27 og 4-28). De gjennomgående lineasjonene er orientert parallelt med strømningsretningen til sedimentene. I områdene mellom lineasjonene observeres ulik akustisk signatur som varierer fra smale til mer brede lineasjoner som har forskjellig orientering. Innenfor noen soner er lineasjonene brede med ulik grad av irregularitet (1), mens andre soner er karakterisert av mer smale svakt kurvede lineasjoner med høy tetthet (2). Observeres også soner med mer kurvede lineasjoner (3). Den siste gruppen viser svakt kurvede lineasjoner med lav tetthet (4) (fig. 4- 28). Gitt at korrelasjonen mellom de to 3D-blokkene er riktig ser vi en overgang fra sone 3 til 2 lineasjoner (fig. 4-28). I tillegg er overgangen mellom sone 3 i blokk SH0701 og de andre sonene uklar.

Den sørligste sonen innenfor gruppe 1 har høye variansverdier i relativt brede lineasjoner som kan følges på tvers av SH0402, hvor den lengste aksene er orientert parallelt med strømningsretningen (fig. 4- 27 og 4- 28). Bredden på lineasjonene varierer fra 500 til 1000 m og avstanden mellom dem er rundt 200 m. I sonen innenfor gruppe 2 er lineasjonene smalere enn dem i gruppe 1. Lineasjonene i denne gruppen er rundt 100 m bred og avstanden mellom er det samme som bredden. Det er særlig der sonen er smalest at avstanden mellom lineasjonene er minst. I nordlige delene av SH0701 bøyer så disse lineasjonene av mot vest. De kurvede lineasjonene innenfor gruppe 3 forekommer i nordlige delene av SH0402 og i sørvestlige delene av SH0701. I SH0701 er lineasjonene karakterisert som mindre kurvede enn lineasjonene i SH0402, men avstanden mellom lineasjonene er mindre (fra 100 – 300 m i SH0701 og fra 500 – 1000 m i SH0402) (fig. 4-27 og 4-28).

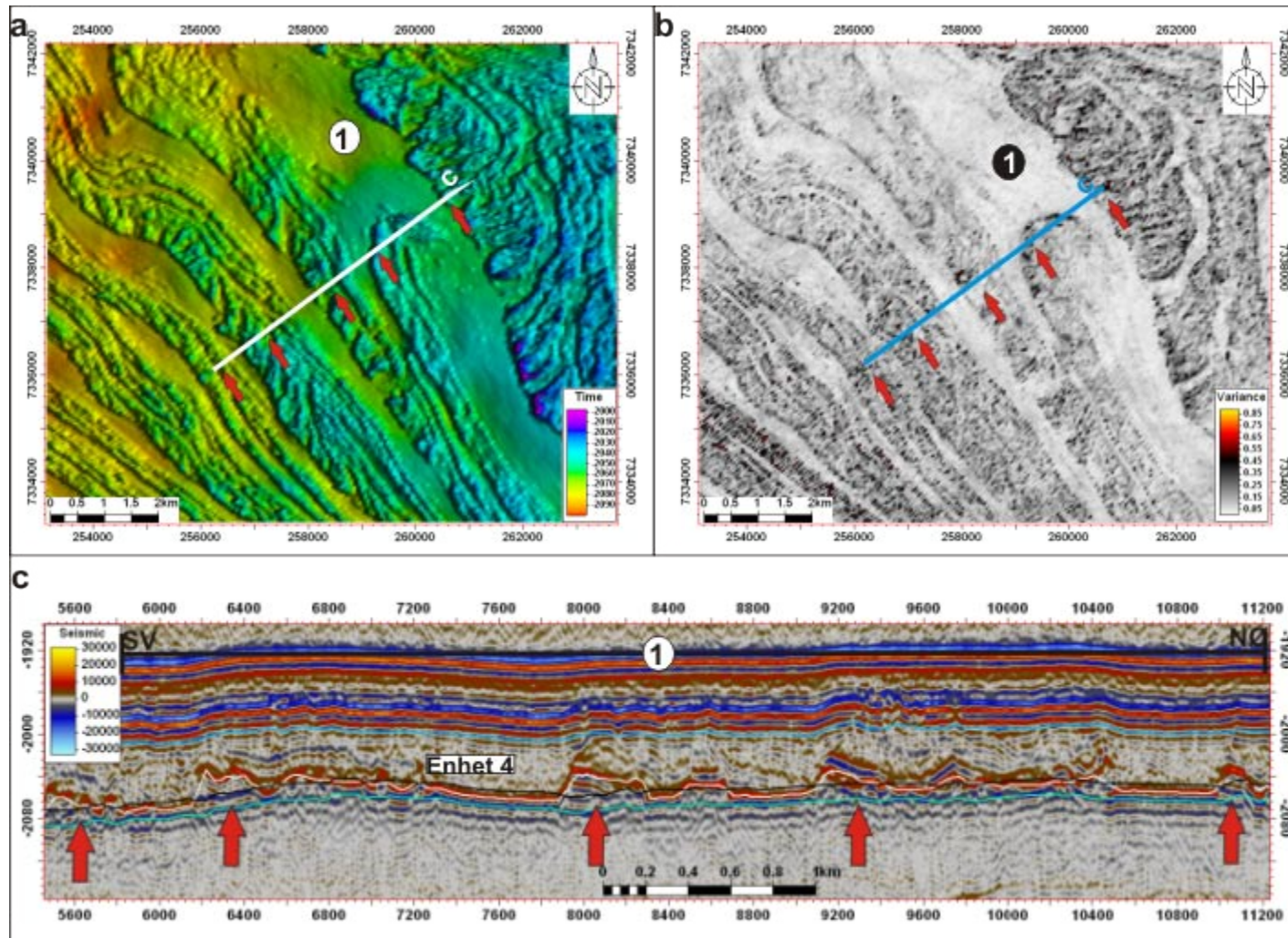


Figur 4-27: Ekstraherte verdier fra varianskuben langs tidsflaten bunn enhet 4 som er forflyttet opp 20 ms (tv). Viser forskjellige strukturer, representert av høye variansverdier i forhold til mindre verdier. Rammene viser utsnitt av figurene 3-33, 3-34, 3-35 og 3-36).

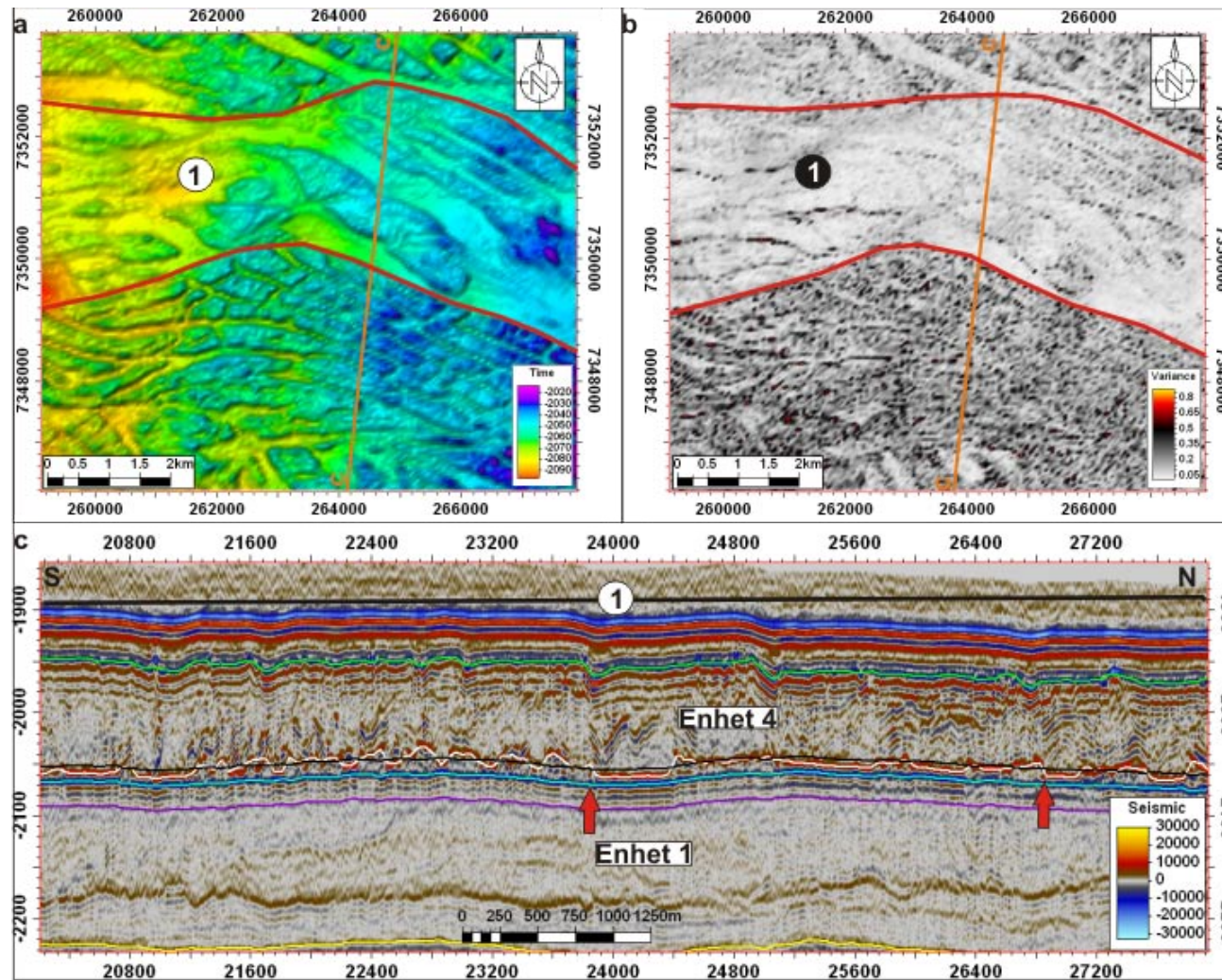


Figur 4-28: Tolkning av figur 4-27. røde linjer markerer gjennomgående lineasjoner, som skiller soner (1-4) med ulik seismisk signatur. Antatt strømningsretning er indikert. Områder med polygonale forkastninger er også markert.

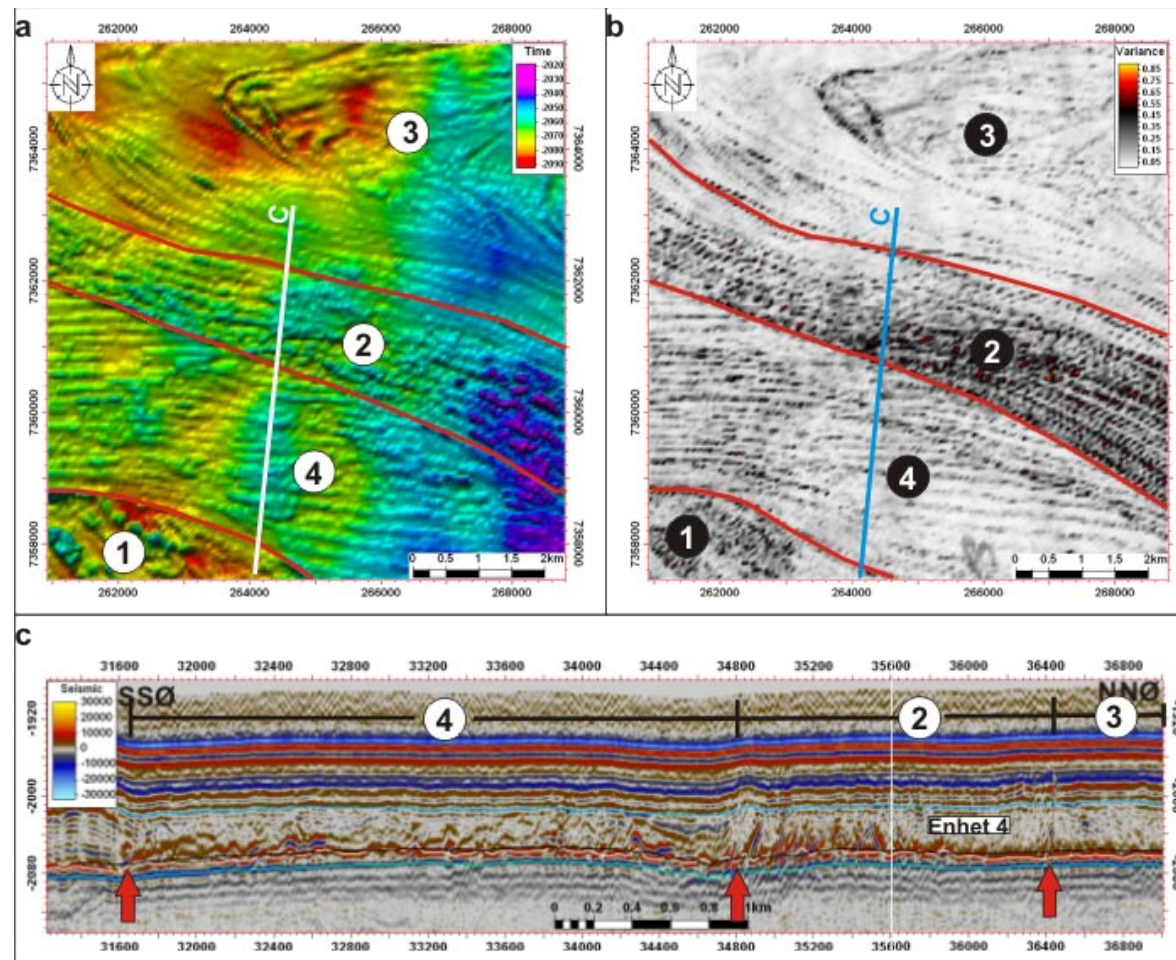
Relasjonen mellom strukturene observert på isokronflaten (fig. 4-26) av den interne refleksjonen i enhet 4, variansflaten (fig. 4-27) og seismiske profil er vist i figur 4-29, 4-30, 4-31 og 4-32. Strukturløse områder langs isokronflaten (fig. 4-29a og 4-30a) i gruppe 1 av seismiske strukturer viser lave variansverdier (fig. 4-29b og 4-30b) og på de seismiske data som en kontinuerlig refleksjon (fig. 4-29c og 4-30c). Områder med rygger og høyere variansverdier korresponderer med en diskontinuerlig intern reflektor (fig. 4-29c og 4-30c). Lineasjonene innenfor gruppe 2 (fig. 4-31a, b og 4-32a, b) representerer en sone hvor den interne reflektoren i enhet 4 er diskontinuerlig og hellende (fig. 4-31c og 4-32c). Innenfor sonen med gruppe 3 lineasjoner (fig. 4-31a, b og 4-32a, b), er den interne reflektoren også diskontinuerlig, men mindre hellende enn i gruppe 2 (fig. 4-31c og 4-32c). Gjennomgående lineasjoner som definerer grensene mellom hver gruppe av lineasjoner vises som nær-vertikale lavamplituderefleksjoner som kan følges fra bunn til topp av enheten (fig. 4-30c, 4-31c og 4-32c). Det observeres igjen noen av disse lineasjonene på isopakkartet (fig. 4-24). Deposenter 1 og 2 på isopakkartet (fig. 4-24) er representert av interne lineasjoner av gruppe 2 og 3 (fig. 4-28), mens deposenter 3 og 4 (fig. 4-24) er representert av gruppe 1 lineasjoner. Mellom deposenter 2 og 3 (fig. 4-24) er de interne lineasjonene definert av gruppe 4 lineasjoner (fig. 4-28).



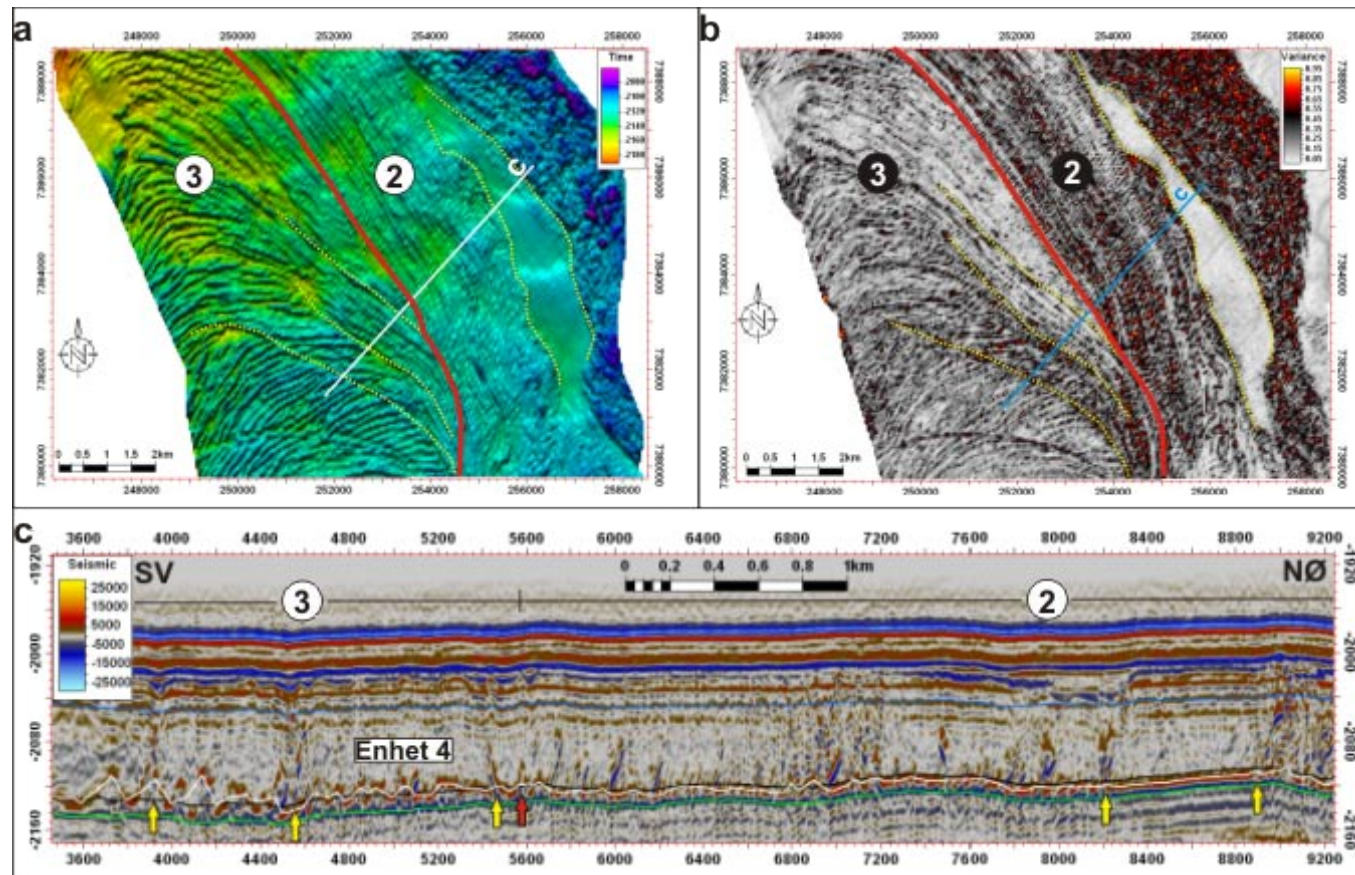
Figur 4-29: a, b) Detaljstudie av isokronflaten og variansflaten i sørlige delene av enheten (plasseringen vist i fig. 4-30 og 4-31). Strukturene er definert innenfor gruppe 1. c) Seismisk profil gjennom området i a og b. Røde piler viser seismiske mønstre (c) som er korrelert til ryggene man ser i a og b.



Figur 4-30: a, b) Detaljstudie av isokronflaten og variansflaten i midtre delene av SH0402 (plasseringen vist i fig. 3-30 og 3-31). Strukturene er definert innenfor gruppe 1. c) Seismisk profil gjennom området i a og b. Røde piler viser seismiske mønstre (c) som er korrelert til de gjennomgående grensene man ser i a og b.

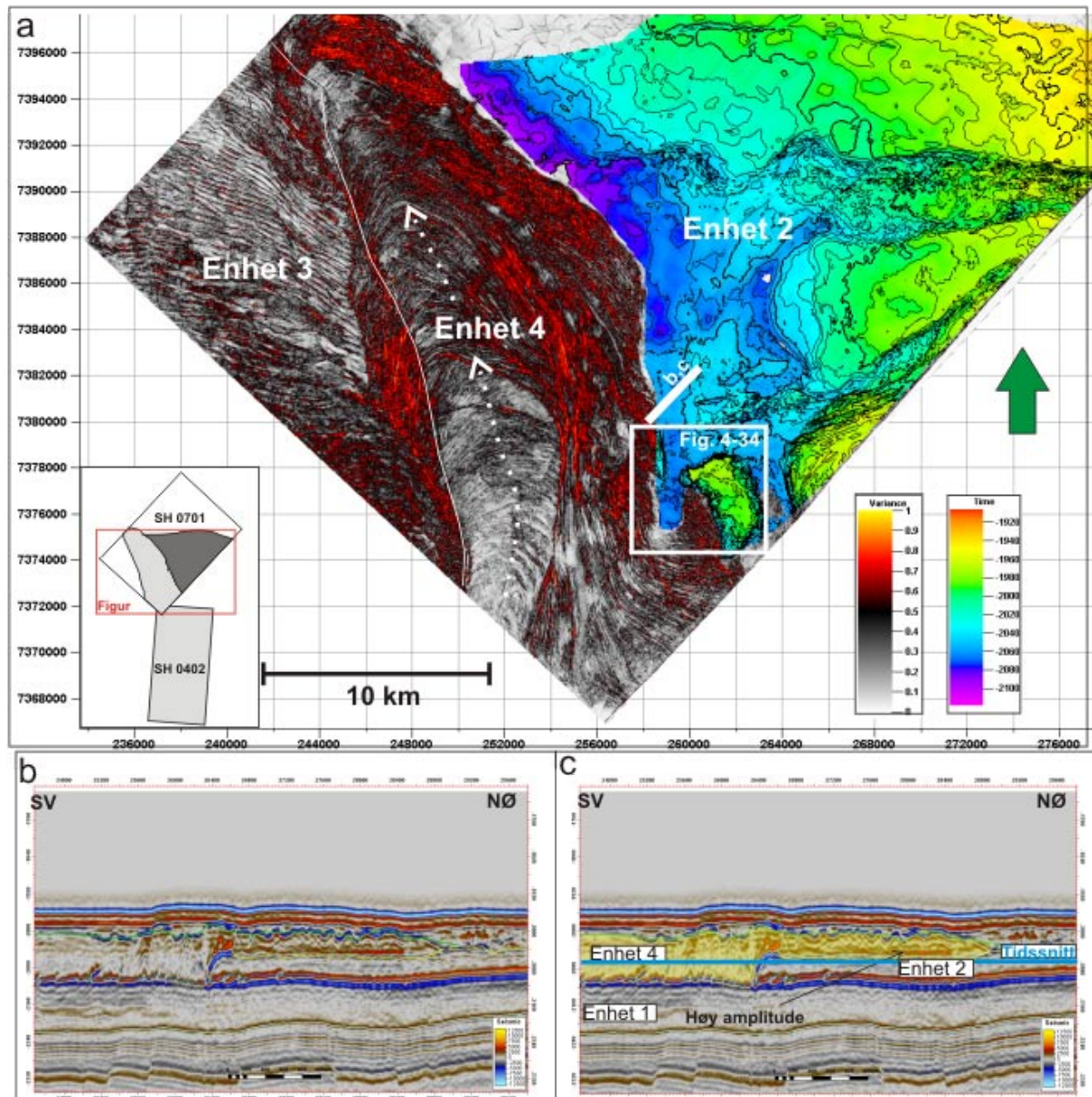


Figur 4-31: a, b) Detaljstudie av isokronflaten og variansflaten i nordlige delene av SH0402 (plasseringen vist i fig. 4-30 og 4-31). Strukturene er definert innenfor gruppe 1, 2, 3 og 4. c) Seismisk profil gjennom området i a og b. Røde piler viser seismiske mønstre (c) som er korrelert til de gjennomgående grensene man ser i a og b, som virker som ytre grenser for lineasjonene innenfor de forskjellige gruppene.



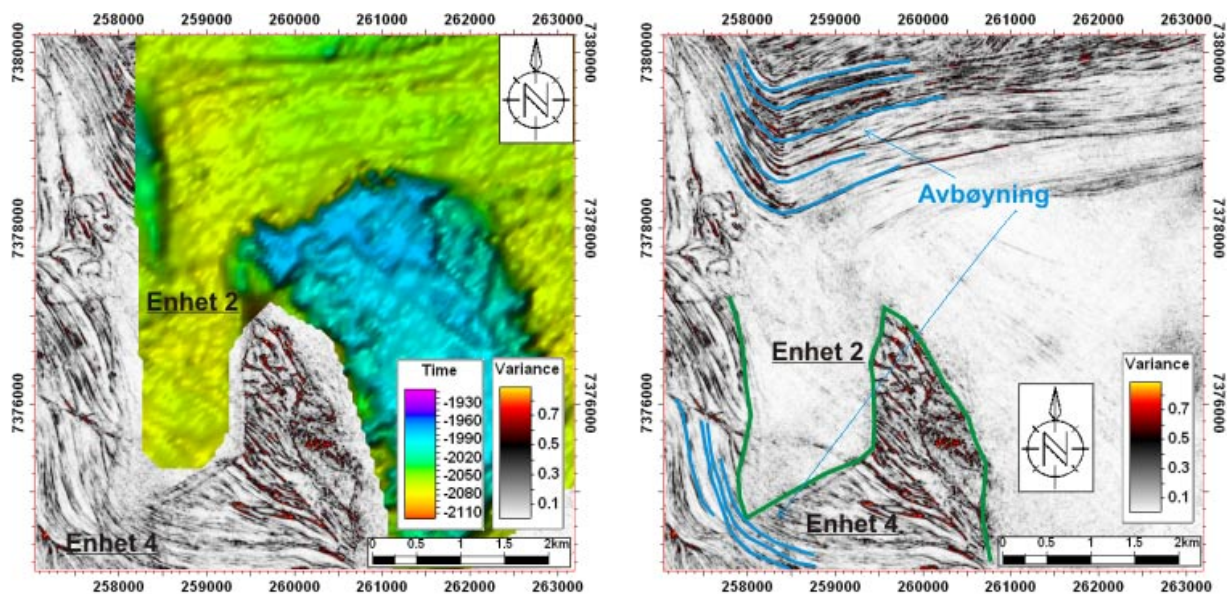
Figur 4-32: a, b) Detaljstudie av isokronflaten og variansflaten i sørlige delene av SH0701 (plasseringen vist i fig. 4-30 og 4-31). Strukturene er definert innenfor gruppe 2 og 3. c) Seismisk profil gjennom området i a og b. Røde piler viser seismiske mønstre (c) som er korrelert til de gjennomgående grensene man ser i a og b, som virker som ytre grenser for lineasjonene innenfor de forskjellige gruppene, mens gule piler viser interne grenser innenfor hver enkelt gruppe.

Lobestrukturen som observeres internt i enhet 4, som er vist ved tidssnitt gjennom varianskuben i figur 4- 33a følger kanten langs enhet 2. I seismisk profil på tvers av grensen mellom disse to enhetene kan reflektoren topp enhet 4 følges mot NØ der den ligger over reflektor topp enhet 2 (fig. 4- 33b, c). Overgangen til enhet 2 er representert ved en høyamplituderefleksjon, som antyder en høy impedansekontrast mellom enhet 2 og 4 (fig. 4- 33b, c).



Figur 4-33: a) Varianstidssnitt gjennom enhet 3, samt tidsflate av toppen av enhet 2. Skal illustrere at lobestrukturen følger kanten til enhet 2. b) Seismisk snitt i grensen mellom enhet 2 og 3, plasseringen vist i a. c) Det samme seismiske snittet som i b, men her har en prøvd å illustrere at loben legger seg over enhet 2.

Ved den sørlige forsenkede kanalformen langs flaten topp enhet 2 observeres flere parallelle SV orienterte linjasjoner (fig.4-13), der flaten danner et positivt relieff vises disse linjasjonene som smale og dype parallelle strukturer. Ved grensen inn mot enhet 4 bøyer linjasjonene av mot nord, for så å følge lineasjonene som forekommer i lobestrukturen, noe som kan indikere at enhet 2 ble påvirket og deformert ved avsetning av enhet 4 (fig.4-34a og b).



Figur 4-34: Seismisk tidssnitt som viser lobens linjasjonene blir bøyd av rundt enhet 2 (gul), samt at lineasjoner nedover enhet 2 bøyer av når den treffer enhet 3.

Tolkning:

Enheden er tolket til å bestå av rasavsetninger også benevnt som massetransportkompleks. Rasavsetningene er trolig relatert til Sklinnadjupraset (Rise et al., 2006), som er blitt kartlagt av flere (Laberg et al., 2001; Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2005; Rise et al., 2006), hvor den siste viser at studieområdet er innenfor omrisset rundt rasavsetningene (Rise et al., 2006).

5. Diskusjon

5.1 Innledning

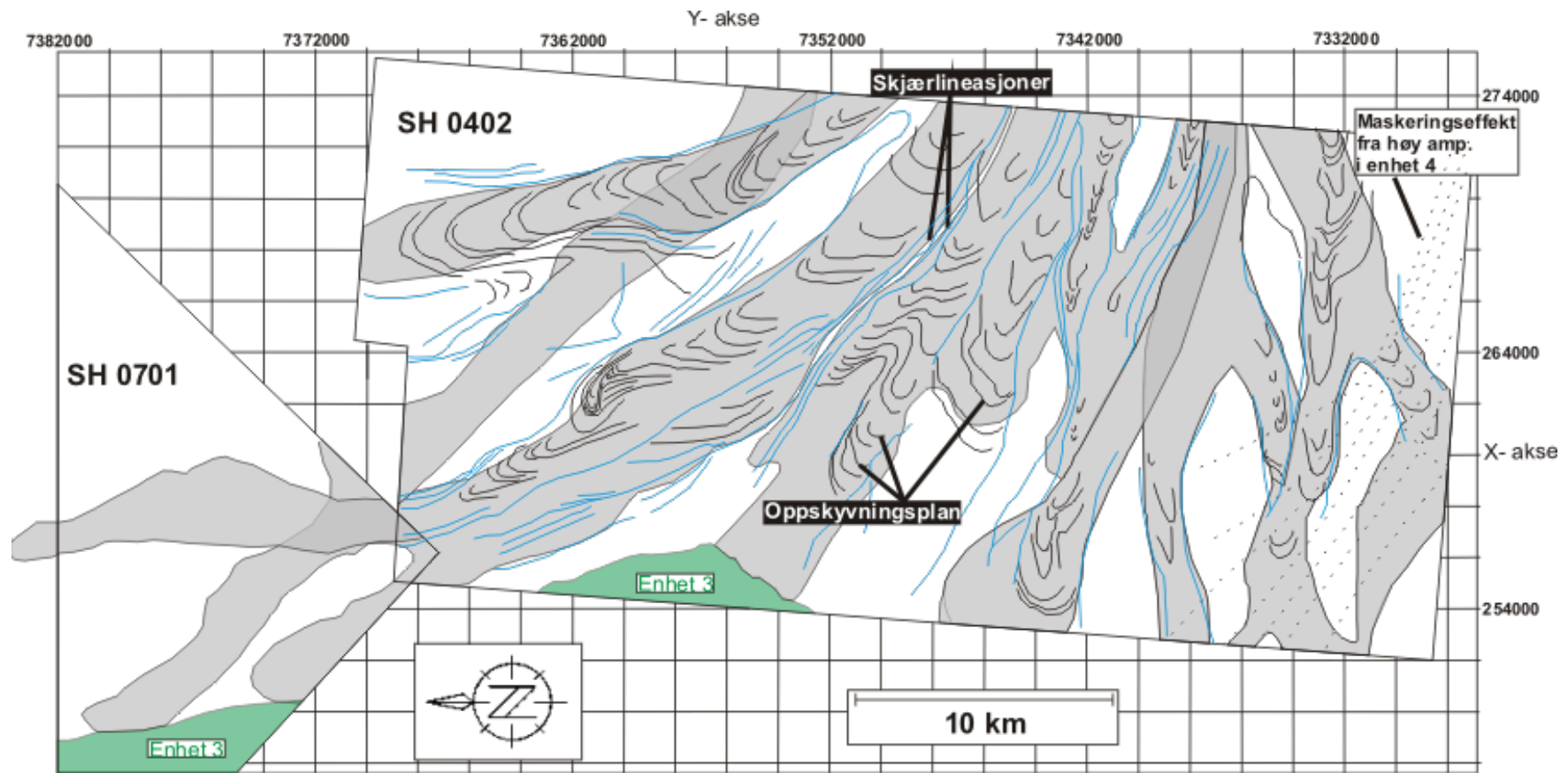
Under vil de sedimentære prosesser og paleomiljø til enhetene 1 – 4 bli diskutert basert på avsetningenes geometri, interne seismisk signatur og morfologien til flatene som avgrenser enhetene. Deretter vil utviklingen på denne del av midt- norsk sokkel gjennom perioden 0,5-0,2ma bli presentert.

5.2 Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 1

Basert på avsetningenes geometri og interne seismisk signatur er enheten tolket til å være dominert av debrisstrømvsetninger. Enhet 1 korreler med den øvre del av Naust U (fig.4-3) formasjonen som tidligere er studert øst og nord for studieområdet hvor de også domineres av debrisstrømvsetninger (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006). Disse avsetningene er relatert til glasiale maksima, da glasiene diamikton ble avsatt langs eggakanten for så å bli transportert nedover skråningen som glasiale debrisstrømmer (Vorren et al., 1989). Debrisstrømvsetningene i Enhet 1 tolkes derfor til å være glasiene debrisstrømvsetninger. Disse skiller seg ut i forhold til vanlige debrisstrømvsetning, som ofte viser en betydelig erosjon av underliggende sedimentlag samt at de ofte viser en sterkere intern kaotisk signatur med større impedansekontraster (Nygård et al., 2003).

I seismiske profiler på tvers av GDFs opptrer de ofte som linseformer med en konkav bunn og en konveks toppreflektor. Seismiske enheter består av en rekke linseformer som er stablet over hverandre (King et al., 1996; King et al., 1998; Laberg og Vorren, 2000a; Dahlgren et al., 2002). Slike linseformete avsetninger er ikke observert i Enhet 1, noe som indikerer at enheten er representert av en mer homogen litologi og dermed også en homogen seismisk signatur. Dette kan skyldes liten eller ingen forskjell i litologi, eller fysiske egenskaper mellom de ulike debrisstrømvsetningene og at disse ble avsatt raskt slik at det ikke ble avsatt hemipelagiske sedimenter mellom dem. Dahlgren et al. (2002) identifiserte heller ikke linseformete avsetninger i enhet C2 noe som også der ble relatert til en relativt homogen litologi i enheten.

Debrisstrømavsetningene i studieområdet viser i tidssnitt kurvede lineasjoner som er parallell til semiparalell med fronten til avsetningene (fig. 5-1). Tilsvarende former er beskrevet i tidligere studier av debrisstrømavsetninger (Laberg og Vorren, 2000a; Bull et al., 2008). Disse kan representere kompresjonsrygger dannet under retardasjon av debrisstrømmen, eller være et resultat av en pulserende strømningsadferd. At de representerer kompresjonsrygger antas å være lite sannsynlig, da soner med kompresjonsrygger oftest er relatert til den laterale grensen til debrisstrømmer (Prior et al., 1984), men en kan ikke utelukke denne hypotesen. Det er mer sannsynlig at de representerer lineasjoner dannet av en pulserende strømningsadferd, da formene dannet under eksperiment med pulserende debrisstrømmer (Major, 1997) viser likheter med de kurvede lineasjonene som er observert i dette arbeidet. I seismisk profil er lineasjonene observert i tidssnittet representert av diskonforme refleksjoner som kan følges opp gjennom enheten (fig. 5- 2). Disse diskonforme reflektorene kan representere grensene for hver enkel puls av sedimenter, og er trolig oppskyvningsplan dannet ved oppskyvning av sedimenter.



Figur 5-1: Tolkning av vinklet tidssnitt (fig. 4-9), som viser kurvede lineasjoner som representerer oppskyvningsplan (svart) og gjennomgående lineasjoner (blå) som representerer skjærlineasjoner. Områder med grått viser utbredelsene til høyamplituderefleksjonene som opptrer under lobeavsetningene (fig. 4-8), som representerer bunnen til avsetningene.

Tidligere studier har vist at bredden til glasiale debrisstrømvsetninger kan variere fra 2 til 40 km og mektigheten fra 5 til 60 m (Laberg og Vorren, 1995; King et al., 1996; Elverhøi et al., 1997). Debrisstrømvsetningene i Enhet 1 har dimensjoner som tidligere beskrevet fra norsk kontinentalsokkel.

Utløpsdistansen til de glasiale debrisstrømmene er estimert til minimum 100 km. Anslaget tar utgangspunkt i at eggakanten ved avsetning av Enhet 1 lå omtrent ved dagens eggkant (Rise et al., 2006). Den lange utløpsdistansen på en skråning med et fall på bare 0,3° kan skyldes hydroplaning (Mohrig et al., 1998). Hydroplaning innebærer at debrisstrømmene bevegede seg på en tynn vannsone som medfører liten eller ingen erosjon (Mohrig et al., 1998). Teorien om hydroplaning kan også forklare en pulserende strømningsadferd. Som en konsekvens av et redusert bunndrag i de laterale delene av debrisstrømmene vil det medføre en økt akselerasjon i fronten av debrisstrømmen. Dette vil medføre at denne delen akselerer fra hovedstrømmen og dermed danne en pulserende strøm (Mohrig et al., 1998), som igjen vil kunne gi opphav til kurvede lineasjonene man ser i Enhet 1 (fig.5-1). Hydroplaning av GDFs er tidligere beskrevet fra Bjørnøyviften (Laberg og Vorren, 2000a).

Strømningsretningen til GDFs er i hovedsak Ø-V til N-S, og ser ut til å være styrt av lokaliseringen av fordypningen observert i bunn enhet 1 flaten (fig. 4-4a). Enhetens deposenter sammenfaller med dypeste del til bunn enhet 1 flaten der fordypningen har fungert som et akkumulasjonsområde for de glasiale avsetningene. Dette har medført en morfologisk utjevning som resulterte i at forsenkninger ikke sees på topp enhet 1 flaten (fig. 4-4b). Strømningsretningen kan også være styrt av eldre glasiale debrisstrømmer som er vist i andre GDF sekvenser (King et al., 1996; King et al., 1998; Laberg og Vorren, 2000a; Dahlgren et al., 2002). Eldre glasiale debrisstrømmer er ikke identifisert i studieområdet men kan ligge like utenfor.

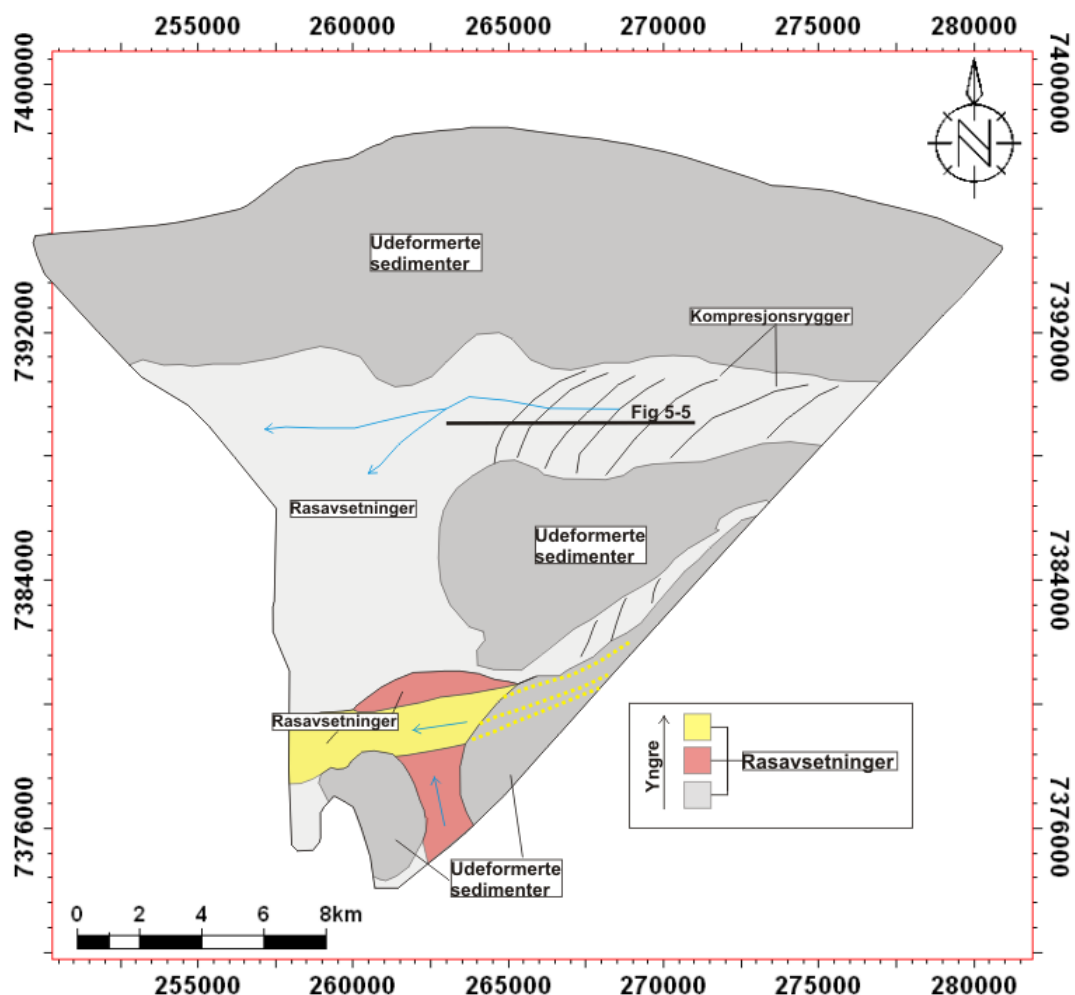
11 debrisstrømvsetninger er identifisert i enhet 1 (fig. 5-1). Dette tilsvarer ca 50 % av volumet i Enhet 1. De resterende områdene viser en transparent refleksjonskonfigurasjon. Disse områdene er trolig dominert av hemipelagiske og/eller konturittavsetninger.

De tilfeldig orienterte ryggformene en ser på isokronkartet av både bunn og topp enhet 1 flatene (fig. 4-4a, b) kan representere polygonale forkastninger (Berndt et al., 2003) (fig. 5-

3). At ryggene sees på topp enhet 1 flaten viser at forkastningene har vært aktive etter avsetning av enhet 1.

5.3 Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 2

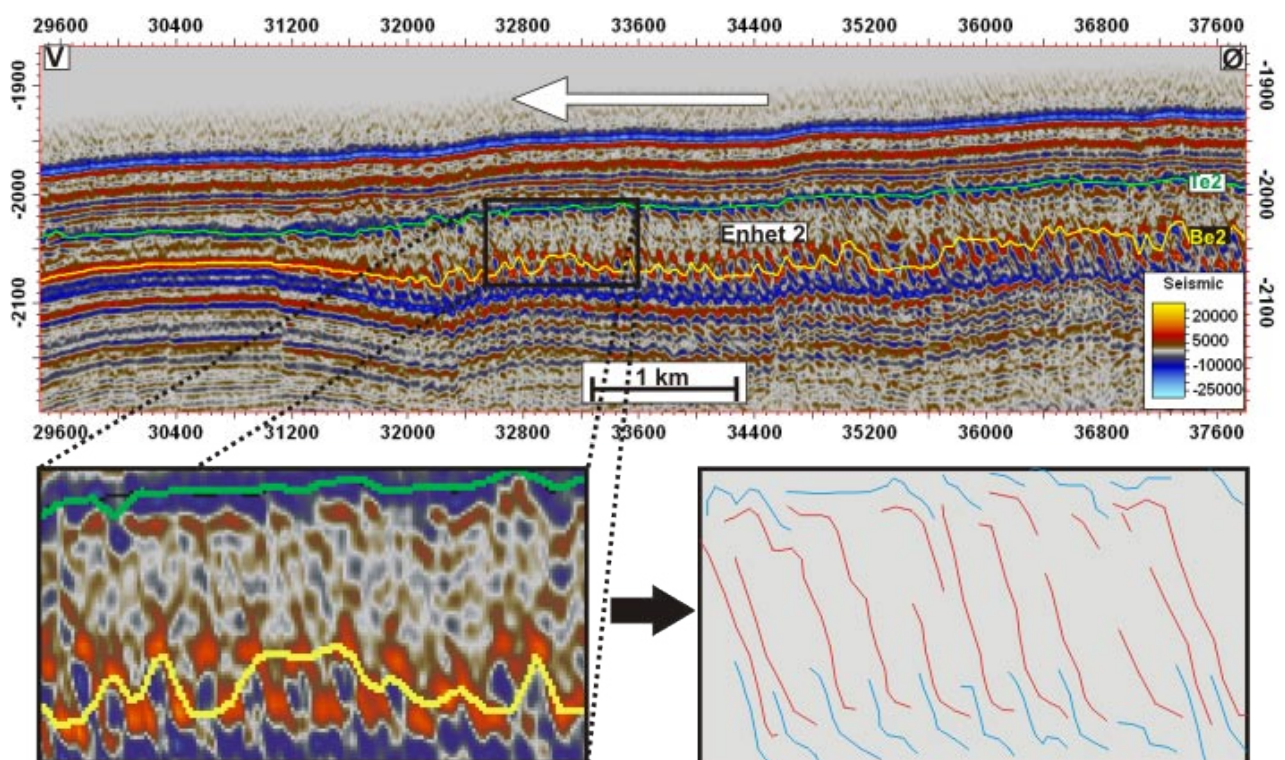
Tidsflaten topp enhet 2 (fig. 4-13) viser langstrakte forsenkninger adskilt av markerte, opptil 70 m høye kanter. Forsenkningen kan forklares ved at sedimenter er blitt erodert og transportert vekk fra det aktuelle området (fig.5-4). I disse områdene er den seismiske signaturen kaotisk, som indikerer at sedimenter har blitt omdannet og deformert som følge av transport nedover skråningen.



Figur 5-4: Skissert flate over topp enhet 2 (fig.4-13). Tre rasavsetninger er identifisert (1-3, fra eldst til yngst). Disse adskilt av udeformerte sedimenter. I de eldste avsetningene er kompresjonsrygger identifisert.

Mest sannsynlig består denne enheten av rasavsetninger. I dette området finner man to grupper rygger (1 og 2) (fig 4-13). Gruppe 1 består trolig av samme rygger som er observert

på flatene bunn og topp enhet 1 (fig. 4-14) og dermed dannet av polygonale forkastninger i Bryggeformasjonen (Berndt et al., 2003). Gruppe 2 består av svakt kurvede rygger som opptrer i hovedsak i de smaleste partiene av fordypningen. I seismisk profil normalt på den lengste akse til ryggene vises de interne refleksjonene som sterkt oblique med en helling mot øst. Disse kan utgjøre kompresjonsrygger, dannet under transport av rasmaterialer. Slike strukturer er ofte observert i rasavsetninger, særlig i nedre delene av rasområdet (Prior et al., 1984; Masson et al., 1993; Laberg og Vorren, 2000b; Martinez et al., 2006), men kan også opptre i områder med topografiske eller andre barrierer som kan påvirke strømmingen (Moscardelli et al., 2006). Siden ryggene opptrer i smaleste delene av forsenkningen kan tyde på at de er dannet på grunn av topografiske begrensinger av strømmingen. Etter hvert som forsenkningene utvidet seg avtok de topografiske begrensningene og strømmen kunne fortsette uhindret.



Figur 5-5: Seismisk profil normalt på lengste akse av ryggene. Profilet viser sterkt oblique refleksjoner som heller mot øst. Disse danner trolig bunnen av kompresjonsrygger som ses på overflaten (fig. 4-13 og 5-4). Plassering av profilet er vist i figur 5-4.

I seismisk profil gjennom de forhøyde områdene vises parallelle refleksjoner karakterisert som diskontinuerlige med lav amplitude (fig. 4-15). Disse forhøyningene kan representere avsetninger som ikke er påvirket av utrasningen som dannet forsenkningen, og utgjør da

udeformerte sedimenter eller erosjonsrester (fig. 5-4). Disse udeformerte sedimentene kan også representere transporterte sammenhengende blokker som er blitt transportert framfor eller inni raset (Masson et al., 1993; Laberg og Vorren, 2000b; Martinez et al., 2005), men basert på størrelsen til blokkene antas dette å være mindre sannsynlig.

I sørlige delene av enhet 2 er udeformerte deler avgrenset av en N-S orientert forsenkning. Forsenkningen er trolig dannet ved erosjon og utrasning (fig. 5-4). Denne forsenkningen kan ses i sammenheng med det haugete området på isokronflaten, som ser ut til være avsetninger dannet under en nordlig bevegelse (laterale delen vises som konveks i nordlig retning). Disse to skilles av en sone med mindre SV-NØ orienterte forsenkninger. Disse forsenkningene viser som dypest der de krysser det ene høydedraget i SØ. Siden de mindre forsenkningene ser ut til å skille den N-S orienterte forsenkningen og det haugete området tyder det på at den N-S orienterte forsenkningen er eldst. Denne variasjonen i både retning og tid kan tyde på en komplisert rasutvikling som kan skyldes flere faser av utrasning.

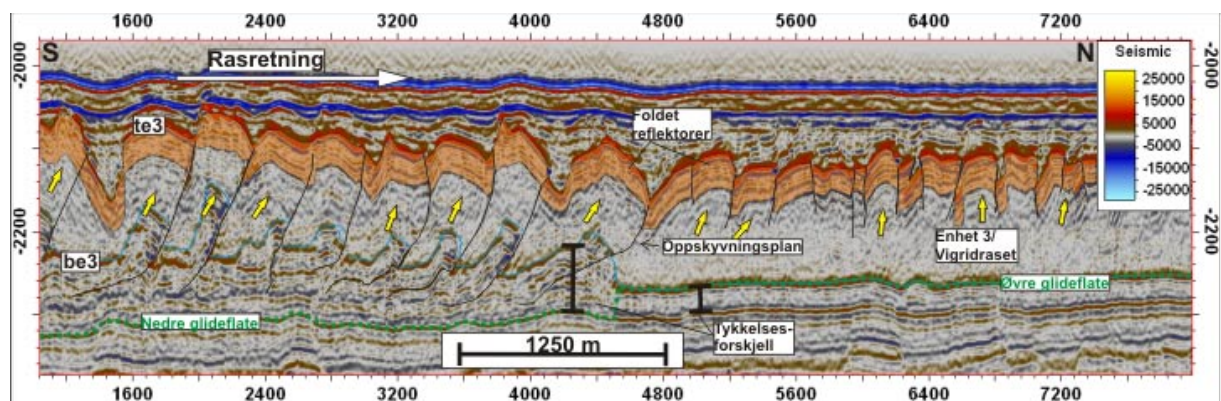
Enhet 2 er relatert til den tidligere kartlagte enheten B4 (Dahlgren et al., 2002) som tilsvarer den øvre delen av Naust S formasjonen (Rise et al., 2006)(fig. 4-31). Denne enheten er beskrevet som avsetninger dannet av samme glasiiale prosesser som Enhet 1, der glasiiale debrisstrømmer danner hovedmengden av avsetningene, men også hemipelagiske avsetninger er trolig representert (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2005; Rise et al., 2006). I studieområdet er det ikke observert glasiiale debrisstrømmer i denne delen av enheten. Dette kan forklares med at enheten er påvirket av utrasning i studieområdet. Dette har trolig skjedd i flere faser, i første fase ble sedimentene deformert og komprimert, i senere faser ble enheten påvirket av yngre rashendelser.

5.4 Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 3

Enheten er tolket til å bestå av rasavsetninger basert på kriterier etablert fra tidligere studier av slike avsetninger (Martinez et al., 2005; Martinez et al., 2006; Moscardelli et al., 2006; Bull et al., 2008, 2009). Kriteriene innbefatter en kaotisk til transparent indre seismisk signatur som er karakteristisk for Enhet 3 (fig. 4-19 og 4-21). Et annet viktig kriterium er identifisering av en nedre horisont som representerer glideflaten rasmaterialet er transportert over (Martinez et al., 2005). Glideflatene til rasavsetningene i Enhet 3 ligger trolig i to

stratigrafiske nivåer. Den nedre glideflaten ligger i overgangen mellom Naust A og U, mens den øvre glideflaten ligger i nedre delene av Naust U (fig. 5-6 og 4-31). Over den nedre glideflaten i 3D-blokk SH0701 er det observert flere diskontinuerlige og i noen tilfeller skråstilte refleksjoner (fig. 5-6). Disse refleksjonene tolkes til å representere oppskyvning av relativt godt konsoliderte sedimenter (fig. 5-6). Videre mot nord observeres en overgang til en uforstyrret akustisk laminert enhet med redusert mektighet sammenlignet med de deformerte deler. Her antas glideflaten å ligge på toppen av den akustisk laminerte enheten (fig. 5-6). Øvre del av enheten er karakterisert ved undulerende refleksjoner. Dette indikerer kompresjon og/eller folding. Lignende strukturer er beskrevet tidligere der de også er tolket til å være kompresjonsstrukturer (Martinez et al., 2005; Gafeira et al., 2007; Bull et al., 2008). Vertikale forskyvninger i de øvre undulerende refleksjonene kan skyldes deformasjon og oppskyvning langs interne skyveplan og dannelse av "pop-opp" strukturer (fig. 5-6).

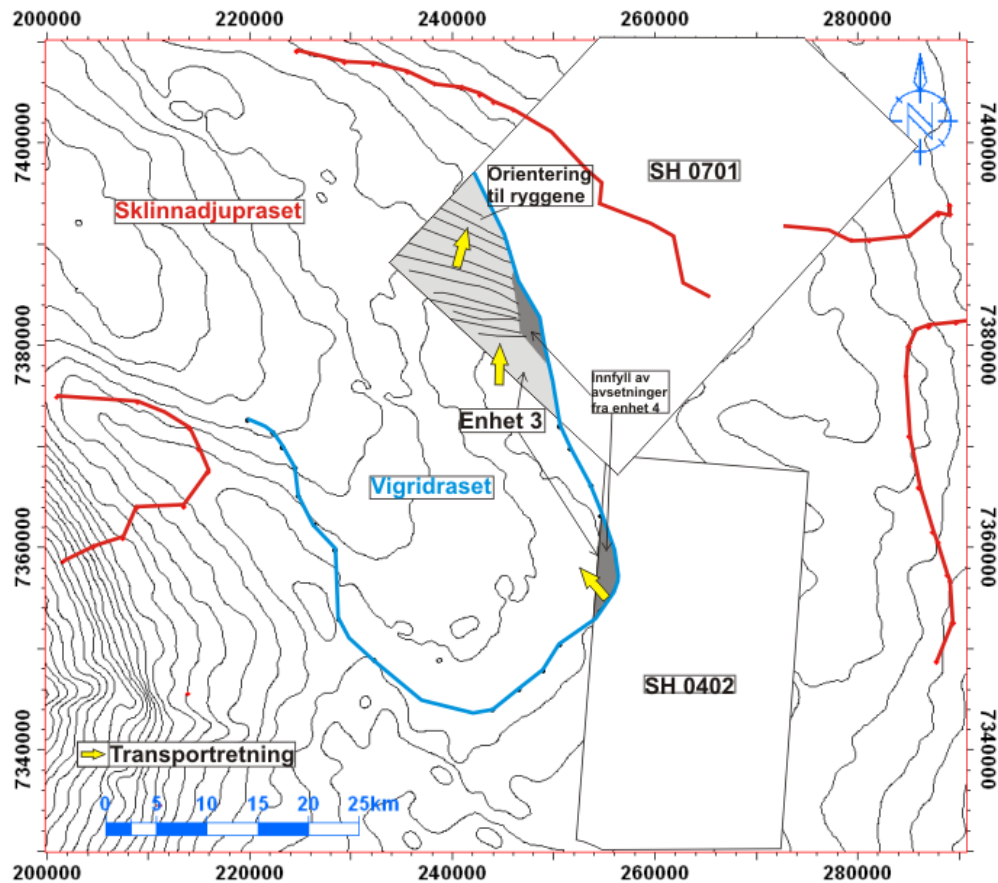
Egenskapene til sedimentene ser ut til å ha vært forskjellig i nedre del av enheten i forhold til øvre del. I nedre del vises en mer sprø deformasjon hvor godt konsoliderte, akustisk laminerte lag trolig har blitt løsrevet og transportert opp og delvis over udeformerte deler. Øvre del derimot viser deformasjonsstrukturer som antyder en mer duktil deformasjon, karakterisert med folding (fig. 5-6). Lignende overganger fra sprø til en mer duktil deformasjon er også observert i de SV delene av Storeggaraset (Gafeira et al., 2007).



Figur 5-6: Seismisk profil som viser folde- og skyvedekker i sør og "pop-up" strukturer i nord. Bevegelsesretning internt i enheten er indikert med gule piler. I øvre delene av enheten er primære refleksjoner foldet av kompresjon under utrasning. Glideflaten er representert i to nivåer (øvre og nedre glideflate). Bevegelsesretningen for enheten er vist med hvit pil.

Langs profil i strømningsretningen observeres flere endringer i de interne strukturer i Enhet 3. Amplituden på foldestrukturene blir mindre i strømningsretningen til sedimentene (fig. 5-6), dette kommer også frem på topp enhet 3 flaten der strukturene opptrer som langstrakte rygger (fig. 4-18). I den nordlige del der sedimentene har beveget seg over det øvre glideplan er skyveplanene bare observert i øvre del av enheten (fig. 5-6). Disse endringene tolkes til å skyldes en gradvis avtagende kompresjon av Enhet 3 mot fronten av avsetningene og at deformasjonen i mindre grad omfatter nedre del av enheten.

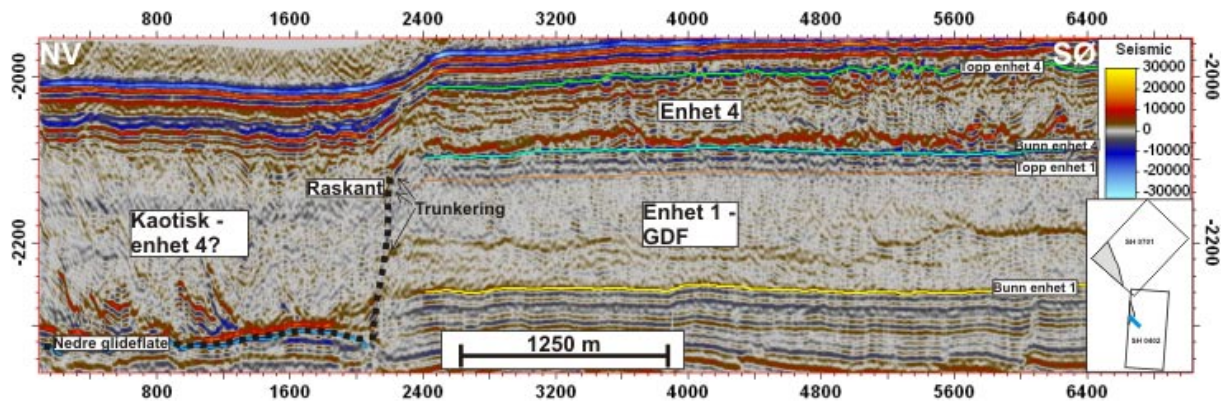
Rasavsetningene i Enhet 3 viser ikke det vanlige bildet av et fullstendig velutviklet ras siden avsetningene ikke viser noen tegn til å bryte gjennom eller bevege seg opp og over de primære avsetningene (frontalframbrytende) (Martinez et al., 2006). Kan derfor anta at raset er karakterisere som et frontalbegrenset ras som stopper opp inn mot udeformerte lag (Martinez et al., 2006). Dette vil også innebære at transportlengden til raset har vært relativt liten i det aktuelle området. På bakgrunn av studieområdets utstrekning kan en ikke si at denne rasmekanismen representerer hele rasområdet, eller er begrenset til et en liten del av raset. Den korte transportlengden kan også forklares med den milde deformasjonen av enheten (fig. 5-7), som antydes ved at primære reflektorer er bevart, men som i senere tid blitt foldet under transport (fig. 5-6). Dette viser da til en elastisk strømningsadferd, som ofte er relatert til forflytning av konsoliderte masser der forflytningen kan være begrenset (Mulder og Cochonat, 1996).



Figur 5-7: Oversiktskart over studieområdet som viser transportretningene (gule piler) funnet ved kinematiske indikatorer i enhet 3. Viser også områdene som ser ut til å være fylt igjen av enhet 4 avsetninger. På figur vises også omrisset til Vigrid og Sklinnadjupraset (Pers. kom. Leif Rise, NGU, Trondheim).

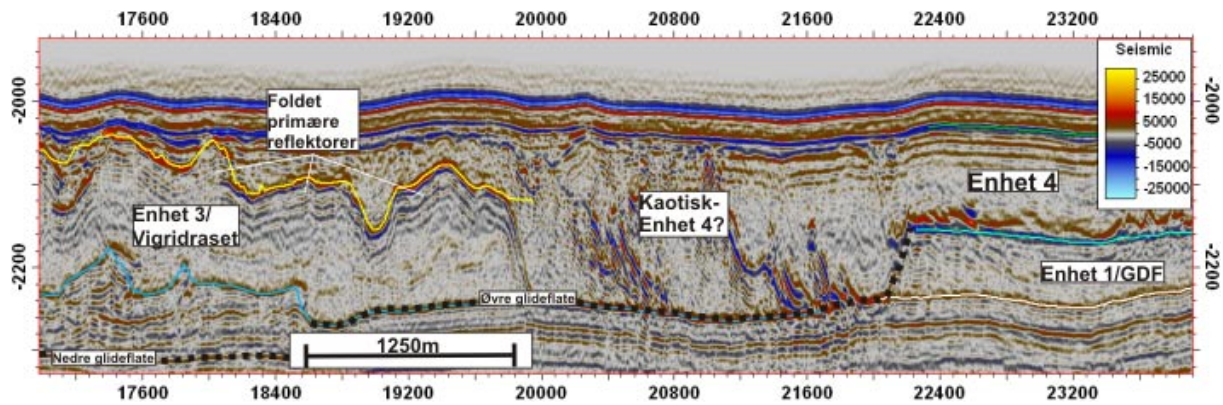
En markert raskant er identifisert i vestlige deler av 3D-blokkene SH0402 og -0701 (fig. 5-8). Raskanten er identifisert basert på en horisontal endring i refleksjonskonfigurasjonen, samt at interne refleksjoner i Enhet 1 og de laminære lagene over trunkerer inn mot raskanten (fig. 5-8). Korrelasjon til omrisset av Vigridraset (pers. kom. Leif Rise, NGU, Trondheim) viser at kanten i 3D blokken SH0402 representerer deler av bakveggen og østlige sidevegg til raset mens kanten i SH0701 representerer deler av den østlige sideveggen (fig. 5-7). Orienteringen av bakveggen til raset kan gi kinematiske indikasjoner om bevegelsesretningen til raset, da retningen er perpendikulær med bakveggen (Bull et al., 2008). Bevegelsesretningen for Enhet 3 antas derfor å ha vært mot NV. Sideveggen kan være assosiert med kompresjons- og/eller skjærbevegelser som er parallell til semiparallell med transportretningen til rasmaterialet (Bull et al., 2008). Den østlige sideveggen viser en NNV-ØSØ orientering, og kan ha vært dannet i den tidligste fasen av utrasningen. Ved en retrogressiv rasutvikling ble

sedimenter remobilisert fra områdene lenger opp på skråningen, og deretter skjøvet inn i dette området og komprimert.



Figur 5-8: Seismisk profil som viser den øvre raskanten til enhet 3. Kanten vises av en horisontal endring av refleksjonskonfigurasjonene, samt at interne refleksjoner i enhet 1 og 4 trunkerer inn mot raskanten. Avsetningene over glideflaten kan være representert av sedimenter fra enhet 4.

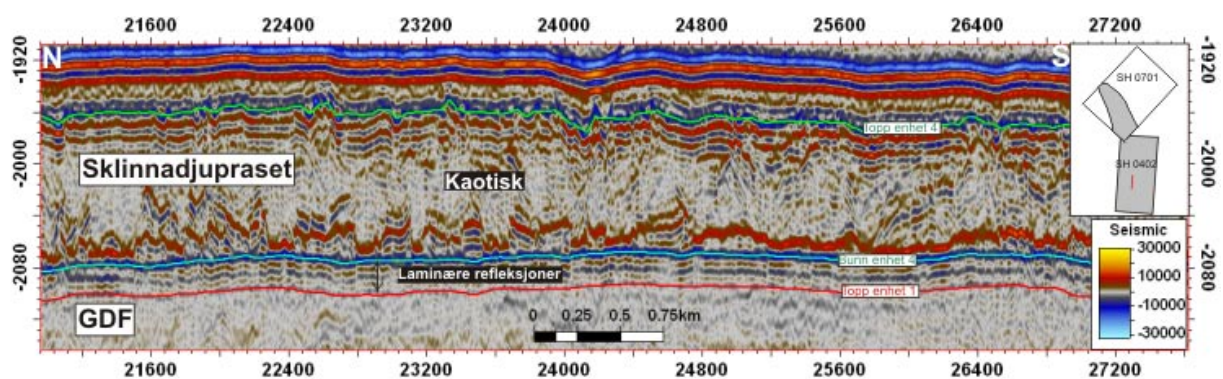
Deler av avsetningene nedenfor raskanten, både i SH0402 og i den SØ delen av SH0701, viser en annen refleksjonskonfigurasjon enn områdene med rygger (fig. 5-8 og 5-9). Avsetningene er her mer kaotisk og kompresjons- og oppskyvningsstrukturer er ikke observert (fig. 5-8 og 5-9). Dette kan være forårsaket av en mer omfattende deformasjon av sedimentene, eller at dette er en annen type avsetning som er yngre enn Enhet 3. En mer omfattende deformasjon antas å være mindre sannsynlig, da disse sedimentene er lokalisert nær raskanten der en forventer mindre grad av deformasjon på grunn av den korte utløpsdistansen. En annen og mer sannsynlig forklaring er at disse områdene består av avsetninger som er yngre enn Enhet 3. Ved utrasning og dannelse av rasgropa til Vigridrasen ble rasmateriale transportert bort fra den øvre delen av rasområdet, noe som har medført dannelse av et betydelig akkumulerings område for Enhet 4. Disse avsetningene tolkes derfor til å være en del av Enhet 4 og vil bli nærmere diskutert i kapittel 5.5.



Figur 5-9: Seismisk profil normalt på den laterale raskanten til enhet 3. Den kaotiske delen i midtre del av profilet kan representere sedimenter fra enhet 4, mens over den nedre glideflaten stammer sedimentene fra utrasning av enhet 3.

5.5 Sedimentære prosesser og paleomiljø ved avsetning av Enhet 4

Enheden er tolket til å bestå av rasavsetninger basert på de samme kriterier som for Enhet 3 (Martinez et al., 2005; Martinez et al., 2006; Moscardelli et al., 2006; Bull et al., 2008, 2009). Bunn enhet 4 refleksjonen antas å representere glideplanet til rasavsetningene (fig. 5-10). Glideplanet representerer toppen av en akustisk laminert sone som skiller de seismiske enhetene Naust U og S (fig. 4-3). Glideflater med tilsvarende akustiske karakteristika er tidligere beskrevet av Laberg og Vorren (2000). Rasavsetningene er karakterisert av en kaotisk seismisk signatur (fig. 5-10).



Figur 5-10: Seismisk profil som viser deler av enhet 4. Bunn enhet 4 refleksjonen antas å representere glideflaten. Over glideflate ligger rasavsetningene som karakteriserer en kaotisk seismisk signatur. Under glideplanet finner man en sone med laminære refleksjoner.

Basert på enhetens kaotiske seismiske signatur antas strømningsadferden å ha vært plastisk, noe som indikerer stor intern deformasjon av rasmaterialet under transport nedover skråningen. Dette kan tyde på at avsetningene innenfor Enhet 4 er transportert relativt langt, da en lang utløpsdistanse ofte innebærer omdanningen fra elastisk til plastisk strømningsadferd (Mulder og Cochonat, 1996).

Basert på tidssnitt gjennom enheten er lineasjoner med ulik form og størrelse identifisert (fig. 5-11). Gjennomgående lineasjoner danner grensen mellom soner med ulike former for lineasjoner. Disse sonene kan deles inn i 4 grupper (fig. 5-11). Under vil først de gjennomgående lineasjonene bli diskutert, deretter vil opprinnelsen til de ulike sonene bli drøftet.

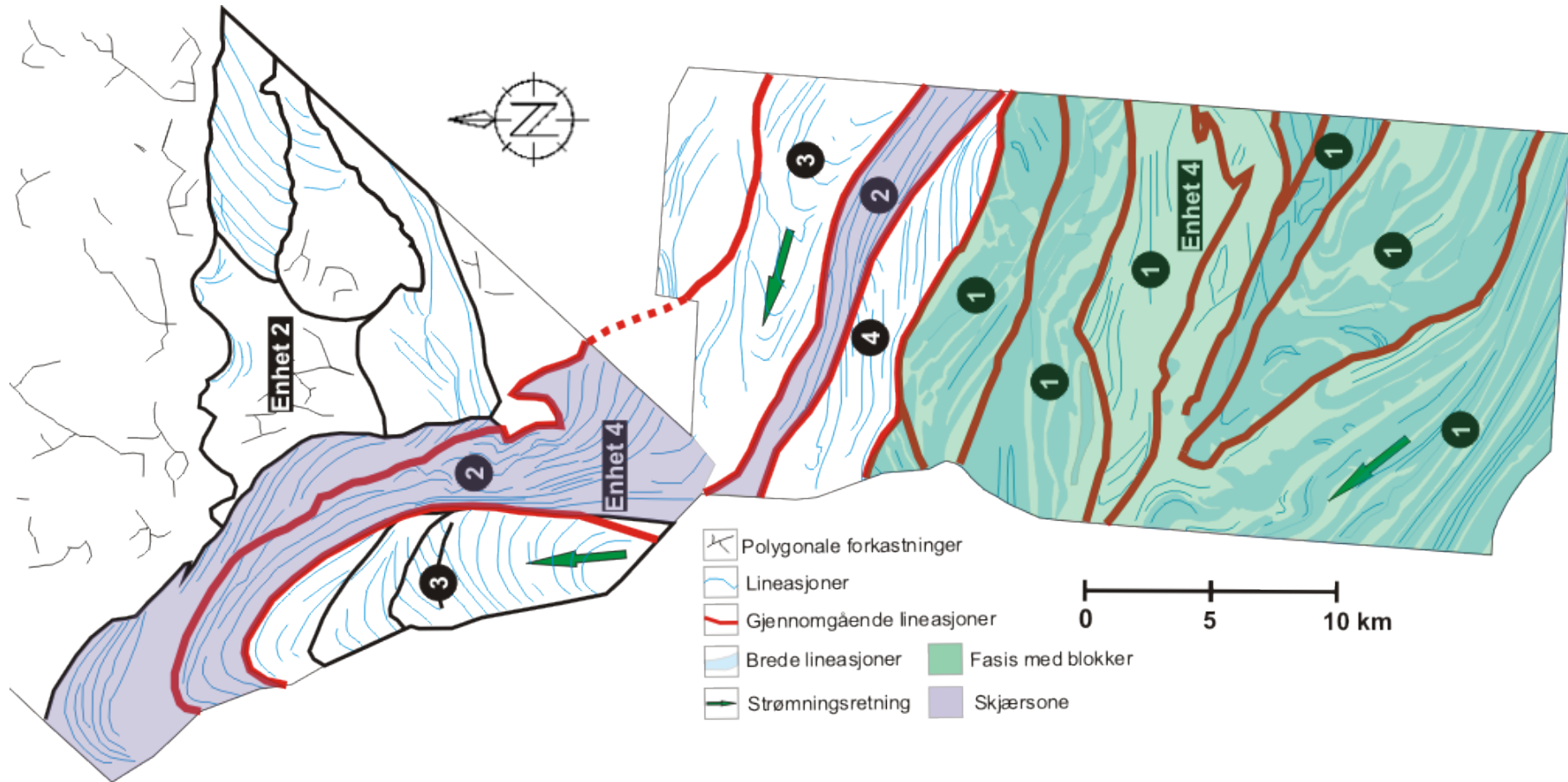
De gjennomgående lineasjonene (fig. 5-11) representerer trolig langsgående skjærsoner. Dette fordi lineasjonene kan følges fra bunnen til toppen av enheten (fig. 4-23-4-26). Internt i enheten er lineasjonene vertikale lavamplitudeområder, mens de på toppen av enheten representerer lokale fordypninger (fig. 4-30c, 4-31c og 4-32c). Observerer også at lineasjoner trunkeres mot skjærsonene, samt at den seismiske fasen endrer seg over lineasjonene (fig. 5-11). Skjærsonene representerer grensen mellom to soner av materialer som beveger seg med forskjellig hastighet eller til forskjellige tider (Prior et al., 1984; Masson et al., 1993; Gee et al., 2005). Dannelse av disse indikerer et komplisert strømningsmønster karakterisert av ulik hastighet i de ulike soner av sedimentstrømmen, eller at de ulike sonene har blitt avsatt til ulik tid. Enhet 4 viser dermed et annet strømningsmønster enn Enhet 3, der sedimentene trolig har blitt transportert som en enhet med uniforme egenskaper da tilsvarende skjærsoner ikke er identifisert.

Lineasjonene innenfor gruppe 1 er relativt brede med dominerende orientering i sedimentenes strømningsretning, i tillegg til å være delvis avbøyd fra strømningsretningen (fig. 5-11). Flaten til den nedre interne refleksjon viser at gruppe 1 består av flere langstrakte positive strukturer som er brutt opp og danner blokker (fig. 4.29a- 4-30a). Disse kan representere sedimenter med større grad av konsolidering i forhold til omkringliggende sedimenter. Tilsvarende blokker er tidligere tolket som translatiserte blokker og representerer blokker av konsoliderte sedimenter som er blitt transportert nedover inne i en strøm/masse av mer ukonsoliderte sedimenter (Masson et al., 1993; Laberg og Vorren, 2000b; Gee et al.,

2005; Martinez et al., 2005; Bull et al., 2008; Alves og Cartwright, 2009). Translaterte blokker er ofte identifisert som enkeltblokker, mens de i Enhet 4 danner en langstrakt sone orientert i transportretningen (fig. 4.29, 4-30a og 4-26).

Blokker overlagret av en ukonsolidert matriks viser laterale variasjoner i deformasjon innenfor enheten. Deformasjonen har vært størst i områdene mellom blokkene. Blokkene kan også representere ramper i en rampe - flate geometri som er dannet parallelt med transportretningen. En slik geometri er tidligere antatt å reflektere lokale variasjoner i skjærkrefter mot underlaget som gjør at glideflaten hopper opp i stratigrafien og danner rampe, eller være et resultat av laterale forskjeller i friksjonsegenskapene til glideflaten (Martinez et al., 2005). Basert på blokkenes orientering og geometri antas det at blokkene er transportert ned skråningen som en del av Enhet 4, noe som indikerer ramper dannet som et resultat av forskjeller i friksjonsegenskapene til glideflaten i en rampe - flate geometri.

Gruppe 2 lineasjonene (fig. 5-11) viser en klar likhet med skjærsjonene som er observert i laterale deler av de glasiiale debrisstrømmene diskutert i kapittel 5.1 (fig. 5-1). Antar derfor at gruppe 2 linasjonene representerer tilsvarende skjærsoner, dannet ved laterale variasjoner i deformasjon langs marginen av debrisstrømmer på grunn av friksjon mot omkringliggende sedimenter.

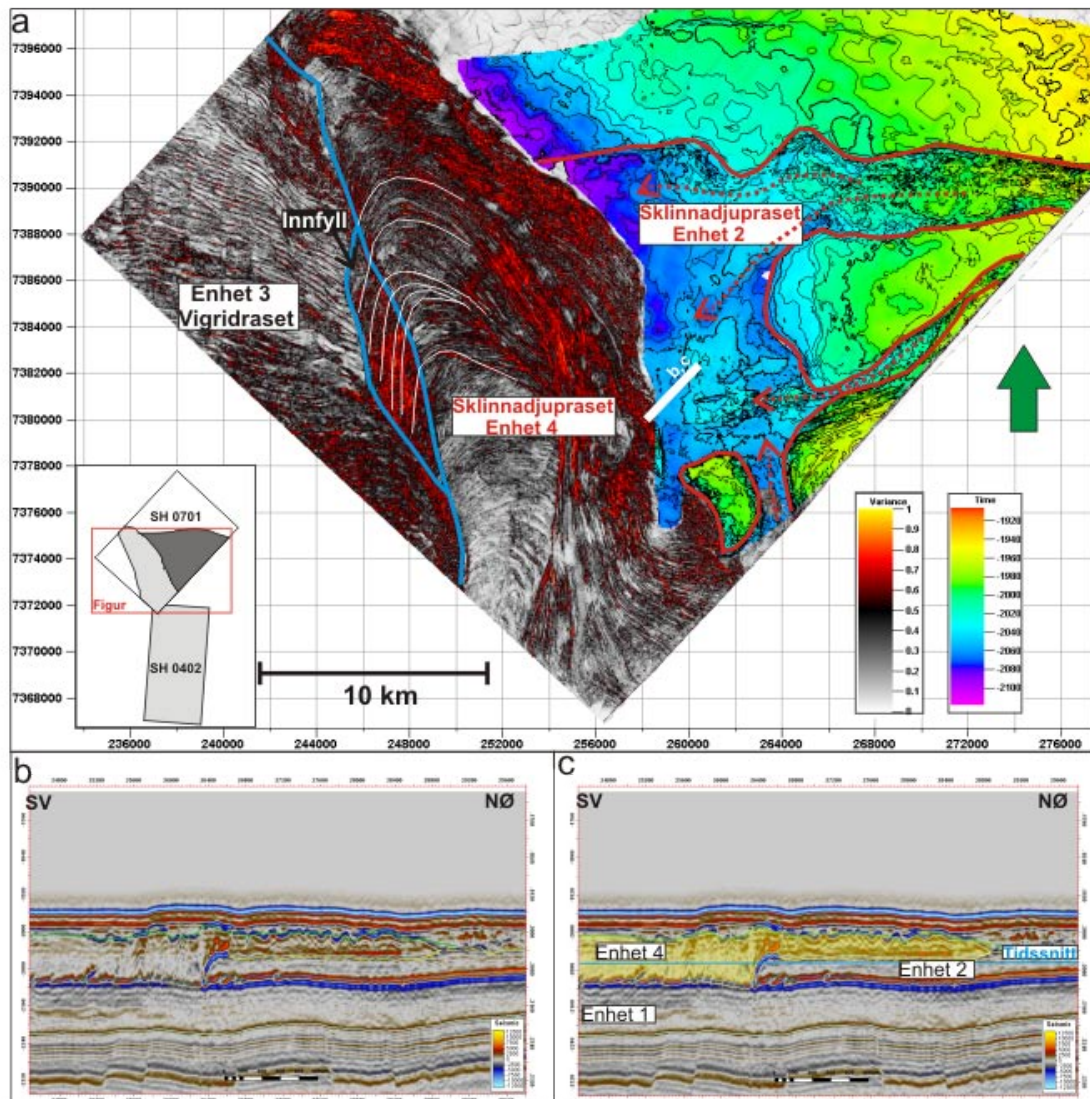


Figur 5-11: Tolkning av de ulike lineasjoner identifisert i enhet 4.

Lineasjonene innenfor gruppe 3 viser en kurvete form (fig. 5-11). I seismisk profil opptrer de som hellende refleksjoner (fig. 4-31 og 4-32). Disse ser ut til å påvirke den øverste delen av enhet 4 og sees som kurvede lineasjoner på topp enhet 4 flaten (fig. 4-23). Gruppe 3 lineasjoner kan representere kompresjonsrygger som ofte er observert i submarine massetransportkomplekser (Prior et al., 1984; Masson et al., 1993; Laberg og Vorren, 2000a; Moscardelli et al., 2006; Bull et al., 2008). Disse opptrer som oftest distalt i avsetningene (Prior et al., 1984), men kan også opptre i områder med topografiske hindre (Masson et al., 1993; Moscardelli et al., 2006). Som for de underliggende avsetningene antas kompresjonsryggene å være dannet ved oppskyvning langs interne skyveplan som er identifisert i form av hellede refleksjoner (fig. 4-31 og 4-32). Disse ble trolig dannet ved kompresjon ved retardasjon av sedimentstrømmen eller som et resultat av en pulserende strømningsprosess. Eksperimenter gjort med debrisstrømmer viser dannelse av lignende strukturer som et resultat av pulserende strømming (Major, 1997). Basert på de tilgjengelige data er det ikke mulig å skille mellom disse hypotesene.

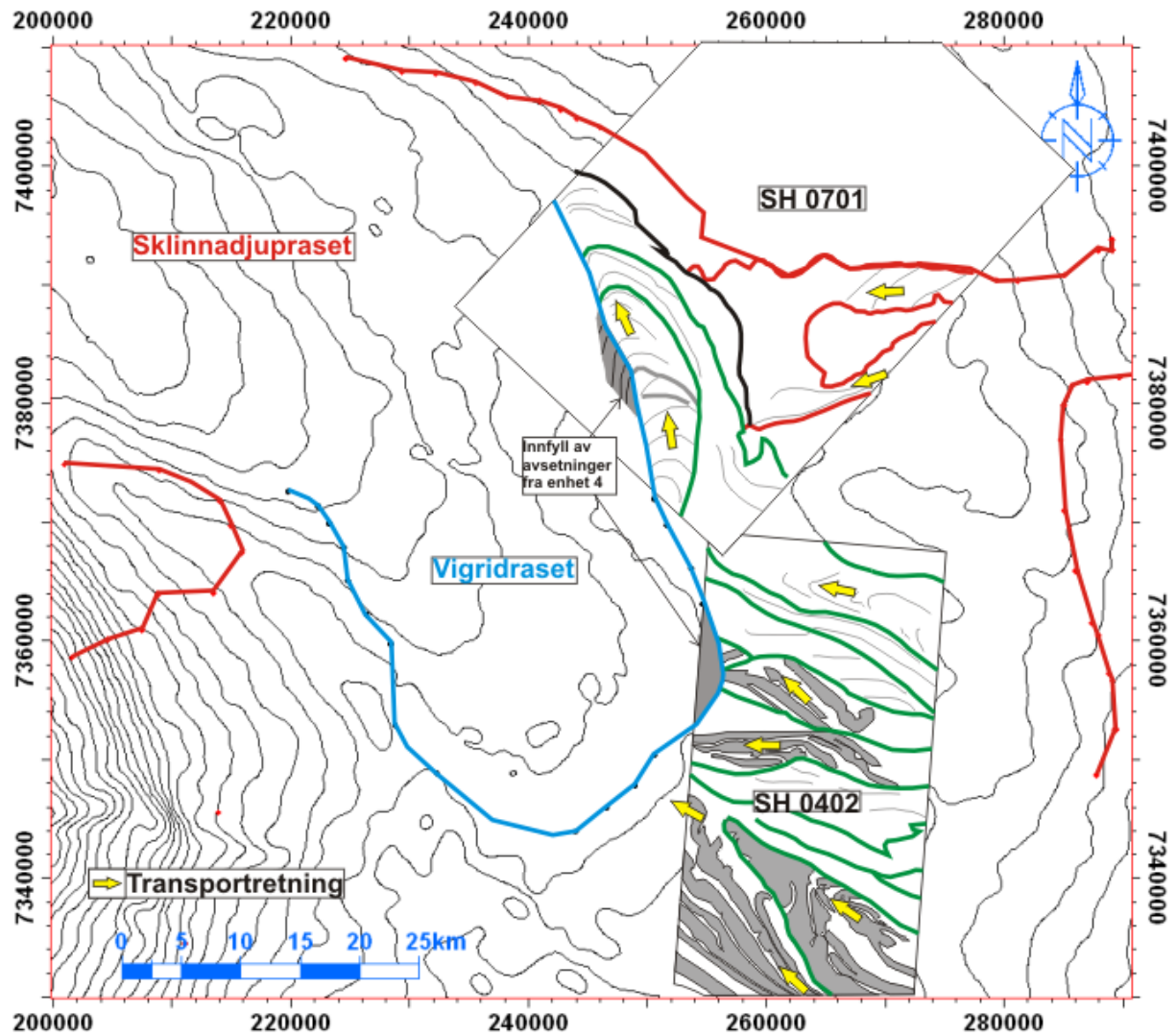
De SV orienterte lineasjonene observert i Enhet 2 der denne grenser mot Enhet 4 bøyer av mot nord, for så å ha samme orientering som lineasjonene innenfor Enhet 4 (fig. 4-34). Dette kan indikere at Enhet 2 ble påvirket og deformert ved avsetning av Enhet 4. Som nevnt i delkapittel 5-3 kan Enhet 4 også være avsatt i deler av forsenkningen i Enhet 2. Sedimentene i Enhet 4 kan da ha erodert seg ned i Enhet 2 for så å bli avsatt. Hvis dette er tilfellet er forsenkningen eldre enn debrisloben i sørlige delene av SH0701 (fig 5-12).

Som postulert i delkapittel 5.5 kan også rasavsetninger fra Enhet 4 være avsatt over og fylle inn relieff i Enhet 3. Dette er basert på likhet i seismisk konfigurasjon (fig. 5-8 og 5-9) (kap. 5-4), samt at lineasjonene i Enhet 3 kan følges inn over Enhet 4 (fig. 5-12). Ved utrasning av Enhet 3 ble rasmaterialet transportert vekk fra den øvre delen av rasområdet, noe som medførte dannelse av et betydelig akkumulasjonsområde. Innfylling av slike akkumulasjonsområder kan skje over lang tid og inkludere sedimenter fra yngre rashendelser (Prior et al., 1984; Laberg et al., 2001; Hafliðason et al., 2004; Bryn et al., 2005a; Solheim et al., 2005).



Figur 5-12: a) Varianstidssnitt gjennom enhet 3 og 4 kombinert med tidsflaten topp enhet 2. Figuren viser at linesjonene i enhet 4 kan følges inn over enhet 3, som antyder at loben delvis har fylt igjen relieffet dannet av enhet 3. b) Utolket og c) tolket seismisk linje gjennom grensen mellom enhet 2 og 4. Enhet 4 antas å ha erodert deler av enhet 2, for så og lagt seg over.

Linesjonene som er diskutert over representerer viktige kinematiske indikatorer som kan anslå transportretningen. Basert på disse antas transportretningen å ha vært mot NV, men interne variasjoner observeres (fig. 5-13). Denne retningen står normalt på transportretningen til loben i SH0701, som ser ut til å følge avgrensingen til Vigridrasen (fig. 5-13). Dette kan tyde på at rasretningen påvirkes av kompresjonsstrukturene som opptrer i Vigridrasen.



Figur 5-13: Oversiktskart over studieområdet som viser transportretningene (gule piler) identifisert ved kinematiske indikatorer i enhet 4. Ser at rasloben i SH0701 følger den laterale delene av Vigridraset. På figur vises også omrisset til Vigrid og Sklinnadjupraset (Pers. kom. Leif Rise, NGU, Trondheim).

Rasavsetningene i Enhet 4 er trolig relatert til Sklinnadjupraset som i tidligere studier er identifisert øst for studieområdet (Laberg et al., 2001; Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2005; Rise et al., 2006). I følge Dahlgren (2002) påvirket raset i hovedsak Naust S, men også øvre del Naust U. På kontinentalskråningen består sedimentene innenfor Naust S og U i hovedsak av glisiale debrisstrømvsetninger, kun adskilt av relativt tynne hemipelagiske avsetninger. Vi kan derfor anta at hovedmengden av Enhet 4 består av remobiliserte glisigene debrisstrømvsetninger.

5.6 Oppsummering

Fire enheter er identifisert i studieområdet. Enhet 1 domineres av glasigene debrisstrømvsetninger med en utløpsdistanse på opptil 45 km. Enhet 2 antas også å bestå av glasidene debrisstrømmer, og mulig inkludere avsetninger fra tre debrisstrømmer. Enhet 3 inneholder rasavsetninger assosiert med Vigridraset, mens enhet 4 domineres av rasavsetninger fra Sklinnadjupraset. Disse antas å ha erodert ned i og inkorporert deler av enhet 2 som opprinnelig hadde en stor utbredelse.

5.7 Utvikling av studieområdet i perioden 0.5-~0.2 ma

Fase 1 – avsetning av Enhet 1/Naust U (0.5-0.4 ma).

Naust U består av en øvre og en nedre del som er tolket til å reflektere to fremstøt av den Fennoskandiske isdekket (Dahlgren et al., 2002). Enhet 1 består av sedimenter relatert til den øvre del og avsatt da isdekket antas å ha nådd til eggakanten, mens de den nedre del ble avsatt i løpet av et fremstøt som trolig var mer begrenset og hvor brefronten lå inne på kontinentalhylla (Dahlgren et al., 2002). De akustisk laminerte sedimentene som ligger under Enhet 1 kan knyttes til nedre del av Naust U.

Naust U antas å være avsatt i perioden fra 0,5 – 0,4 Ma (Rise et al., 2006) (fig. 4-3 og 5-14). Da brefronten lå ved eggakanten (Dahlgren et al., 2002) ble glasigene sedimenter avsatt i front av isbreen, for så å bli transportert videre nedover skråningen som debrisstrømmer (fig. 5-14a). Debrisstrømmene hadde en utløpsdistanse på opptil 100 km. I de distale deler er debrisstrømvsetningene opptil 60 m tykk og 6 km bred. Avsetninger med tilsvarende størrelse er tidligere beskrevet fra Bjørnøyvifta og Nordsjøvifta (Laberg og Vorren, 1995; King et al., 1996; Elverhøi et al., 1997). Avsetningenes indre strukturer indikerer at de hadde et pulserende strømningsmønster. Tilsvarende avsetningers lange utløpsdistanse har tidligere blitt forklart med hydroplaning (Laberg og Vorren, 1995; Laberg og Vorren, 2000a)

Fase 2- avsetning av akustisk laminere sedimenter

De akustisk laminerte sedimentene over Enhet 1 antas å være avsatt under den påfølgende deglasiasjonen og/eller interglasiale periode (fig.5-14b). Hjelstuen (2004) lanserte en teori om dannelse av en "smeltevanns-plume" i Norskerennen under deglasiasjon etter siste istid, som ble transportert av konturstyrte havstrømmer nordover, for så å bli avsatt i sørlige delene av Vøringplatået. De akustisk laminerte sedimentene avsatt over Naust U kan representere tilsvarende, men eldre avsetninger. De kan også bestå av hemipelagiske avsetninger, avsatt under den påfølgende interglasiale perioden (Rise et al., 2006).

Fase 3- avsetning av Enhet2/Naust S (0.4-0.2 ma)

I denne fasen ble Enhet 2 avsatt, som er en del av Naustformasjonen (Rise et al., 2006) (fig. 4-3). Naust S domineres i likhet med Naust U av glasigene avsetninger og er på kontinentalskråningen dominert av debrisstrømvsetninger (fig.5-14c) (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006). Hemipelagiske sedimenter ble trolig også avsatt i denne perioden. Disse avsetningene er relatert til Elsterian-glasiasjonen som i følge Rise et al. (2006) var en omfattende glasiasjon med omfattende erosjon på kontinentalhylla. I denne perioden prograderte sokkelen opptil 50 km mot vest til en posisjon over Helland-Hansen antiklinalen (fig. 5-14c).

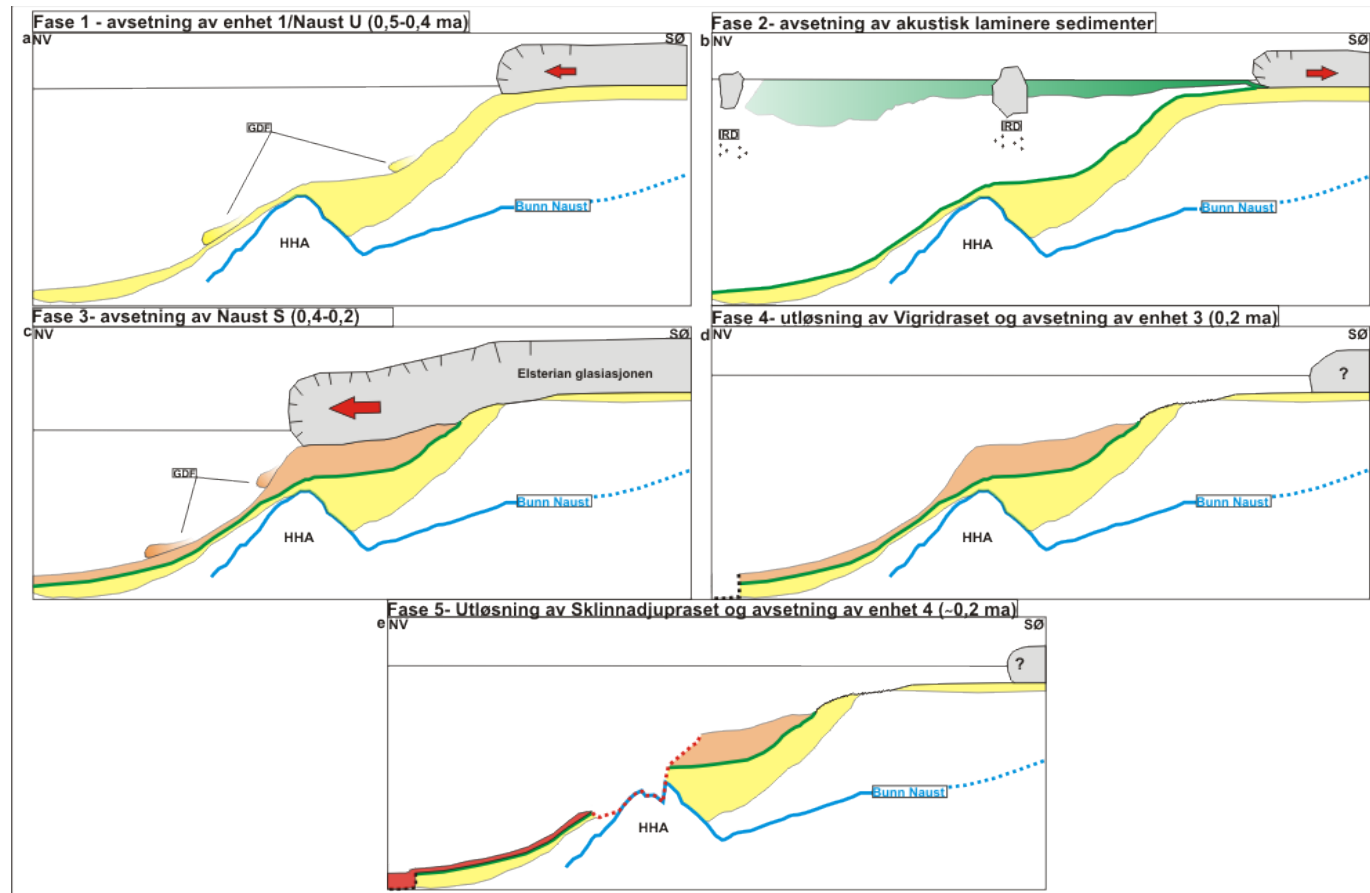
Fase 4- Utløsning av Vigridraset og avsetning av enhet 3 (~0.2 ma).

Øvre del av Vigridraset er lokalisert i vestlige del av studieområdet (fig. 5-13). Raset trunkerer de akustisk laminerte refleksjonene som relateres til sedimentene avsatt under deglasiasjonen og den påfølgende interglasiale perioden etter avsetningen av Naust U debrisstrøm-avsetninger (fig.5-13). Vigridraset har derfor en alder på over <0,4 ma (fig. 5-14d). Observasjoner gjort kan tyde på at raset ble utløst mot slutten av Elasterian glasiasjonen. Den nedre glideflaten til raset ligger i de akustisk laminerte avsetningene over Naust U, og antas å bestå av lignende avsetninger som over Naust S (fig. 5-14b). Vigridraset førte til at >200 m med sedimenter ble remobilisert og i hovedsak avsatt vest for studieområdet. Utrasningen har enten skjedd retrogresivt eller frontalbegrenset.

Fase 5- Utløsning av Sklinnadjupraset og avsetning av enhet 4 (~0.2 ma)

Sklinnadjupet ble utløst på øvre del av kontinentalskråningen (fig. 5-14e). I seismisk profil ser det ut som om avsetningene fra Sklinnadjupraset (enhet 4) ligger rett over glideplanet til Vigridraset (fig. 5-8), eller at tykkelsen på sedimentene avsatt i rasgrova til Vigridraset før sedimentene fra Sklindjupreaset ble avsatt er mindre enn seismisk oppløsning (5,9 m). I begge tilfeller indikerer relativt kort tid mellom Vigrid- og Sklinnadjupraset (fig. 5-14).

Sklindjupraset antas å ha omfattet et område på 1500 km² innenfor dataområdet hvor store mengder glasigene debrisstrømavsetninger raste ut. Enhet 4, som representerer avsetninger fra raset, viser et komplisert strømningsmønster som inkluderer flere langsgående lineasjoner. Dette indikerer at de ulike deler av strømmen beveget seg med ulik hastighet, eller ble avsatt til noe ulik tid. De kompliserte strømningsprosessene som karakteriserer rasavsetningen kan tyde på at raset er generert i flere stadier, som også er antydnet av opptreden av flere mulige laterale rasvegger internt i Naust S (Dahlgren et al., 2002). Glideflaten til Sklindjupraset ligger i de akustisk laminerte refleksjonene over Naust U enheten (fig. 5-13 og 5-14e). At glideflatene til begge rasene ligger i akustisk laminerte avsetninger fremhever det faktum at disse kan danne potensielle svake lag som tidligere beskrevet for Trænadjupraset (Laberg og Vorren, 2000b) og Storeggaraset (Rise et al., 2005; Solheim et al., 2005).



Figur 5-14: Skjematiske profiler fra øvre del av sokkelen og ned til studieområdet. a) Under glacial maksima (MIS 12) ble glisiale debrisstrømmer transportert nedover skråningen for så å bli avsatt (gult). Avsetningene under denne perioden utgjør enheten Naust U. b) Ved deglasiasjon og påfølgende interglacial periode ble det avsatt finkornete sedimenter av smeltevanns"plume" samt hemipelagiske avsetninger. c) En ny glacial periode (MIS 8-10) som er karakterisert som veldig erosiv, som medførte at sokkelen prograderte 50 km vestover. Sedimentene fra denne perioden utgjør Naust S formasjonen og består av lignende glisiale debrisstrøm avsetninger som Naust U formasjonen. d) Mot slutten eller etter foregående glasiasjon ble Vigridraset mest sannsynlig utløst og dermed dannet rasgrop i den proksimale delen av raset. e) Rett etter Vigridraset ble trolig Sklinnadjupraset utløst. Raset inkorporerte store deler av Naust S formasjonen, som tilslutt ble avsatt blant annet i rasgropen etter som Vigridraset hadde dannet.

6. Konklusjon

To 3D-seismiske datasett (SH0402 og SH0701) er benyttet for å studere den øvre del av Naustformasjonen på den sørvestlige delen av Vøringmarginen. Resultatene kan oppsummeres i følgende punkter:

- 1) Under et glacial maksimum i perioden $\sim 0,5 - 0,4$ ma da det Fennoskandiske isdekket nådde ut til eggakanten ble store mengder med sedimenter transportert nedover skråningen i form av glasiale debrisstrømmer. Disse avsetningene utgjør hoveddelen av enhet 1. Hydroplaning antas å ha resultert i en lang utløpsdistanse og pulserende strømningsadferd, som igjen har resultert i dannelse av oppskyvningsplan og ryggformer etter hvert som debrisstrømmene ble avsatt.
- 2) Etter mellomistiden fulgte det en ny glasiasjon (i perioden $0,4 - 0,2$ ma) som under glasiale maksimum igjen resulterte i at store mengder med sedimenter ble transportert nedover skråningen i form av glasiale debrisstrømmer. Enhet 2 som ble avsatt i denne perioden domineres av glasiale debrisstrømvsetninger. Deler av enheten er senere deformert ved yngre rashendelser.
- 3) Vigridraset ble trolig utløst mot slutten av denne glasiale perioden (for om lag $0,2$ ma), enten som et retrogressivt eller som et frontalbegrenset ras. Utrasningen har medført dannelse av kompresjonsstrukturer i den distale delen av studieområdet. Disse kompresjonsstrukturene er dannet ved at godt konsoliderte avsetninger er blitt brutt opp og skjøvet innover mer uforstyrrede deler. Deformasjon i form av folding av yngre, mindre konsoliderte avsetninger er også identifisert.
- 4) Sklinnadjupraset ble trolig utløst like etter Vigridraset. Rasutviklingen resulterte i en komplisert strømningsprosess med utvikling av gjennomgående skjærsoner som skiller soner av sedimenter med ulik grad av deformasjon. Utrasningen har medført betydelig erosjon av eldre avsetninger inkludert deler av enhet 2. Utrasningen har trolig utviklet seg retrogressivt og fylt igjen øvre del av rasgropa dannet av Vigridraset.

7. Referanser

- Alves, T.M., og Cartwright, J.A., 2009, Volume balance of a submarine landslide in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil: Quantifying seafloor erosion, sediment accumulation and depletion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 288, p. 572-580.
- Badley, M.E., 1985, *Practical Seismic Interpretation*: Boston, International Human Resources Development Corporation, 265 p.
- Berg, K., Solheim, A., og Bryn, P., 2005, The Pleistocene to recent geological development of the Ormen Lange area: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 45-56.
- Berndt, C., Bunz, S., og Mienert, J., 2003, Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 216, p. 283-290.
- Blystad, P., Brekke, H., Færseth, R.B., Larsen, B.T., Skogseid, J., og Tørudbakken, B., 1995, Structural elements of the Norwegian continental shelf: *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, v. 2.
- Brekke, H., 2000, The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Voring and More basins. : In: Nøttvedt, A. (Eds.), *Dynamics of the Norwegian Margin*. Geological Society of London, Special Publication. , v. 167, p. 327-378.
- Brown, A.R., 1999, *Interpretation of three-dimensional seismic data: AAPG Memoir*, Tulsa, Oklahoma, v. 42, p. 424.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C.F., Solheim, A., og Kvalstad, T.J., 2005a, Explaining the Storegga Slide: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 11-19.
- Bryn, P., Berg, K., Stoker, M.S., Hafliðason, H., og Solheim, A., 2005b, Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 85-96.
- Bugge, T., Belderson, R.H., og Kenyon, N.H., 1988, The Storegga Slide: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 325, p. 357-388.
- Bukovics, C., og Ziegler, P.A., 1985, Tectonic development of the Mid-Norway continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 2, p. 2-22.
- Bull, S., Cartwright, J., og Huuse, M., 2008, A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1132-1151.
- Bull, S., Cartwright, J., og Huuse, M., 2009, A subsurface evacuation model for submarine slope failure: *Basin Research*, v. 21, p. 433-443.
- Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O., og Laberg, J.S., 2002, Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin - 65 to 68°N: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 1089-1113.
- Dahlgren, K.I.T., og Vorren, T.O., 2003, Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway: *Marine Geology*, v. 193, p. 93-127.

- Dalland, A., Worsley, D., og Ofstad, K., 1988, A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway.: Norwegian Petroleum Directorate Bulletin v. 4, 65pp.
- Elverhøi, A., Norem, H., Andersen, E.S., Dowdeswell, J.A., Fossen, I., Haflidason, H., Kenyon, N.H., Laberg, J.S., King, E.L., Sejrup, H.P., Solheim, A., og Vorren, T., 1997, On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian–Barents Sea continental margin: *Geo-Marine Letters*, v. 17, p. 119-125.
- Evans, D., King, E.L., Kenyon, N.H., Brett, C., og Wallis, D., 1996, Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway: *Marine Geology*, v. 130, p. 281-292.
- Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., og Eldholm, O., 2008, Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea: *Episodes*, v. 31, p. 82-91.
- Gafeira, J., Bulat, J., og Evan, D., 2007, The southern flank of the Storegga slide: imaging and geomorphological analyses using 3D seismic. In: Lykousis, V., Sakellariou, D., Locat, J. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. : Springer, Dordrecht, The Netherlands, p. 57-66.
- Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L., og Friedmann, J.S., 2005, Giant striations at the base of a submarine landslide: *Marine Geology*, v. 214, p. 287-294.
- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J.-E., Sejrup, H.P., Løvlie, R., og Reither, E., Quaternary stratigraphy of the Draugen area, Mid-Norwegian Shelf: *Marine Geology*, v. 101, p. 125-146.
- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J.-E., Sejrup, H.P., Løvlie, R., og Reither, E., 1991, Quaternary stratigraphy of the Draugen area, Mid-Norwegian Shelf: *Marine Geology*, v. 101, p. 125-146.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C.F., Berg, K., og Masson, D., 2004, The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development: *Marine Geology*, v. 213, p. 201-234.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F., og Bryn, P., 2005, The dating and morphometry of the Storegga Slide: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 123-136.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., og Locat, J., 1996, Submarine Landslides: *Rev. Geophys.*, v. 34, p. 33-59.
- Henrich, R., og Baumann, K.H., 1994, Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.6 m.y.: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 108, p. 75-94.
- Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., og Skogseid, J., 1997, Vøring Plateau diapir fields and their structural and depositional settings: *Marine Geology*, v. 144, p. 33-57.
- Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., og Skogseid, J., 1999, Cenozoic evolution of the northern Vøring margin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1792-1807.
- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Berg, K., og Bryn, P., 2004a, Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62°N–68°N: *Marine Geology*, v. 213, p. 257-276.
- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Nygård, A., Berstad, I.M., og Knorr, G., 2004b, Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1847-1865.

- King, E.L., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Elverhøi, A., og Aarseth, I., 1996, Quaternary seismic stratigraphy of the North Sea Fan: glacially-fed gravity flow aprons, hemipelagic sediments, and large submarine slides: *Marine Geology*, v. 130, p. 293-315.
- King, E.L., Hafliðason, H., Sejrup, H.P., og Løvlie, R., 1998, Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima: *Marine Geology*, v. 152, p. 217-246.
- Laberg, J.S., og Vorren, T.O., 1995, Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan: *Marine Geology*, v. 127, p. 45-72.
- Laberg, J.S., og Vorren, T.O., 2000a, Flow behaviour of the submarine glacigenic debris flows on the Bear Island Trough Mouth Fan, western Barents Sea: *Sedimentology*, v. 47, p. 1105-1117.
- Laberg, J.S., og Vorren, T.O., 2000b, The Trænadjupet Slide, offshore Norway -- morphology, evacuation and triggering mechanisms: *Marine Geology*, v. 171, p. 95-114.
- Laberg, J.S., Dahlgren, T., Vorren, T.O., Hafliðason, H., og Bryn, P., 2001, Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea: *Marine Geophysical Researches*, v. 22, p. 401-416.
- Laberg, J.S., Vorren, T.O., Mienert, J., Evans, D., Lindberg, B., Ottesen, D., Kenyon, N.H., og Henriksen, S., 2002, Late Quaternary palaeoenvironment and chronology in the Trænadjupet Slide area offshore Norway: *Marine Geology*, v. 188, p. 35-60.
- Laberg, J.S., Dahlgren, K.I.T., og Vorren, T.O., 2005a, The Eocene-late Pliocene paleoenvironment in the Vøring Plateau area, Norwegian Sea - paleoceanographic implications: *Marine Geology*, v. 214, p. 269-285.
- Laberg, J.S., Stoker, M.S., Dahlgren, K.I.T., Haas, H.d., Hafliðason, H., Hjelstuen, B.O., Nielsen, T., Shannon, P.M., Vorren, T.O., van Weering, T.C.E., og Ceramicola, S., 2005b, Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 1069-1088.
- Lekens, W.A.H., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Petersen, G.Ø., Hjelstuen, B., og Knorr, G., 2005, Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, processes and regional linkage: *Marine Geology*, v. 216, p. 27-50.
- Lindberg, B., Laberg, J.S., og Vorren, T.O., 2004, The Nyk Slide--morphology, progression, and age of a partly buried submarine slide offshore northern Norway: *Marine Geology*, v. 213, p. 277-289.
- Locat, J., og Lee, H.J., 2002, Submarine landslides: advances and challenges, *Canadian Geotechnical Journal*, Volume 39, NRC Research Press, p. 193-212.
- Lundin, E., og Doré, A.G., 2002, Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 79-93.
- Major, J., J., 1997, Depositional Processes in Large-Scale Debris-Flow Experiments: *The Journal of Geology*, v. 105, p. 345-366.
- Martinez, J.F., Cartwright, J., og Hall, B., 2005, 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel: *Basin Research*, v. 17, p. 83-108.
- Martinez, J.F., Cartwright, J., og James, D., 2006, Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation: *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 585-604.

- Masson, D.G., Huggett, Q.J., og Brunnsden, D., 1993, The surface texture of the Saharan Debris Flow deposit and some speculations on submarine debris flow processes: *Sedimentology*, v. 40, p. 583-598.
- McNeill, A.E., Sailsbury, R.S.K., Østmo, S.R., Lien, R., og Evans, D., 1998, A regional shallow stratigraphic framework off Mid Norway and observations of deep water 'special features': Offshore Technology Conference, Houston, USA, Paper 8639, p. 13.
- Mohrig, D., Ellis, C., Parker, G., Whipple, K.X., og Hondzo, M., 1998, Hydroplaning of subaqueous debris flows: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 387-394.
- Moscardelli, L., Wood, L., og Mann, P., 2006, Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1059-1088.
- Mulder, T., og Cochonat, P., 1996, Classification of offshore mass movements: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 43-57.
- Nilsen, T.H., 1978, Turbidites, redbeds, sedimentary structures, and trace fossils observed in DSDP Leg 38 cores and the sedimentary history of the Norwegian - Greenland Sea. : In: White, S.M., Supko, P.R., Natland, J., Gardner, J., Herring, J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Supplement to Volumes 38, 39, 40 and 41*, pp. 259-288.
- Nygård, A., Hafliðason, H., og Sejrup, H.P., 2003, Morphology of a non-glacigenic debris flow lobe in the Helland Hansen area investigated with 3D seismic data, in ; Mienert, J., Weaver, P. (Eds.), *European Margin Sediment Dynamics: side-scan sonar and seismic images.* : Springer Verlag, Berlin, p. 63-65.
- Orvik, K.A., og Niiler, P., 2002, Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic: *Geophys. Res. Lett.*, v. 29, p. 1896.
- Posamentier, H.W., og Kolla, V., 2003, Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 367-388.
- Posamentier, H.W., 2004, Seismic geomorphology: imaging elements of depositional systems from shelf to deep basin using 3D seismic data: implications for exploration and development. In: R.J. Davies, J.A. Cartwright, S.A. Stewart, M. Lappin and J.R. Underhill (Eds.), *3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins: Geol. Soc. London, Mem.*, v. 29, p. 11-24.
- Prior, D.B., Bornhold, B.D., og Johns, M.W., 1984, Depositional Characteristics of a Submarine Debris Flow: *The Journal of Geology*, v. 92, p. 707-727.
- Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., og Lundin, E., 2005, Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 33-44.
- Rise, L., Ottesen, D., Longva, O., Solheim, A., Andersen, E.S., og Ayers, S., 2006, The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 569-583.
- Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Torbjørn Dahlgren, K.I., Hafliðason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M.S., og Vorren, T.O., 2005, Pleistocene glacial history of the NW European continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 1111-1129.
- Solheim, A., Faleide, J.I., Andersen, E.S., Elverhøi, A., Forsberg, C.F., Vanneste, K., Uenzelmann-Neben, G., og Channell, J.E.T., 1998, Late Cenozoic seismic stratigraphy and glacial geological development of the East Greenland and Svalbard-Barents Sea continental margins: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 155-184.

- Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C.F., og Bryn, P., 2005, The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 97-107.
- Stoker, M.S., Praeg, D., Hjelstuen, B.O., Laberg, J.S., Nielsen, T., og Shannon, P.M., 2005, Neogene stratigraphy and the sedimentary and oceanographic development of the NW European Atlantic margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 977-1005.
- STRATAGEM Partners. (2003). Stoker, M.S.C., Stoker, M.S. (Compiler) Neogen evolution of the glaciated European margin. A product of the EC-supported STRATAGEM Project. Report. 94 pp.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K., og Larsen, K.B., 1989, Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea: *Marine Geology*, v. 85, p. 251-272.
- Vågnes, E., Gabrielsen, R.H., og Haremo, P., 1998, Late Cretaceous-Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications: *Tectonophysics*, v. 300, p. 29-46.