



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

---

Fluidmigrasjon og akkumulasjon på Loppahøyden i sørvestlige  
deler av Barentshavet

Petter Dahl

Mai, 2011

FAKULTET FOR VITENSKAP OG TEKNOLOGI

Institutt for Geologi

Universitetet i Tromsø



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Fluidmigrasjon og akkumulasjon på Loppahøyden i sørvestlige  
deler av Barentshavet

Petter Dahl

Mai, 2011



# Fluidmigrasjon og akkumulasjon på Loppahøyden i sørvestlige deler av Barentshavet

---

Petter Dahl

FAKULTET FOR VITENSKAP OG TEKNOLOGI

Institutt for Geologi

Universitetet i Tromsø

## ***Sammendrag***

Mulig bevis for vertikal migrasjon av fluider gjennom forkastninger i sørvestlige deler av Barentshavet eksisterer i form av akustisk maskerte områder, tegn til akkumulasjoner og pockmarks. Alle områder med vertikal akustisk maskering forekommer i sammenheng med forkastninger som foreslås å fungere som strømningsveier for fluidene. Maskeringen er funnet i et intervall fra 570 ms TWT til 1590 ms TWT som kan antyde en lekkasje fra dypere til grunnere områder. Fluidene kan komme fra dypereliggende reservoarer på Loppahøyden og/eller fra distale kilder i områder med høyere begravningsdyp. Form og utstrekning på de vertikale maskerte områdene varierer, noe som kan indikere variasjoner i væskestrømmen, både med tanke på mengde og intensitet. De maskerte områdene terminerer i amplitudeanomalier langs URU (Upper Regional Unconformity), alle med reversert polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Dette kan bety en akkumulasjon av fluider under impermeable enheter, enten grunnet lav permeabilitet i de høyt kompakterte, kvartære, overliggende avsetningene, eller grunnet tilstedeværelse av gasshydrater.

Havbunnen og URU inneholder fordypninger med diametre i størrelsesorden 30-450 m. Fordypningene er forsøkt satt opp mot forkastninger i området for å se om det eksisterer en sammenheng mellom forkastningsrelatert migrasjon, fordypninger på havbunnen og langs URU. Forekomsten av slike fordypninger kan også komme av fri gass fra smeltede gasshydrater.

I tillegg til akkumulasjonen funnet over de akustisk maskerte områdene langs URU, er det foretatt en kartlegging av kanallignende strukturer i ulike nivå av Snaddformasjonen for å se om det eksisterer en sammenheng mellom mulige akkumulasjoner i kanalene og andre migrasjonstegn i området.

Det hele settes i en større regional sammenheng, hvor heving og erosjon trolig kan være styringsprosesser bak fluidlekkasjen som er observert. Trolig kan studien av slike prosesser gi en indikasjon på tidspunktet for migrasjonen.

“Houston, Tranquility Base here. The Eagle has landed”

- Edwin «Buzz» Aldrin, Apollo 11

## *Forord*

Når jeg skriver disse forord er det bare dager igjen til jeg leverer min masteroppgave. Jeg retter opp stolryggen og fester setebeltet, for snart skal jeg lande!

Etter 5 år med studier kan jeg se tilbake på det som på sett og vis har vært en reise; en reise som har vært kjempeflott med innslag av noe turbulens når det sto på som verst med oppgaveskrivingen. På reisen har jeg hatt mange rundt meg som har gjort det hele til en lærerik og god opplevelse.

Først vil jeg takke mine flinke og imøtekommende veiledere professor Jürgen Mienert og førsteamanuensis Stefan Bünz som gjennom hele perioden har vist vei, og som har kommet med beroligende ord når det trengtes.

Jeg må også få takke alle de flotte studentene som jeg har blitt kjent med, og da spesielt Lene og Elisabeth, samt alle damene på kontoret mitt! Alle andre "innbyggere" på brakka må også takkes. De flotte ekskursjonene og de fine stundene vi har hatt sammen vil ikke bli glemt.

Jeg vil også takke Front Exploration for den tiden jeg jobbet der høsten 2010, og fordi jeg fikk sitte hos Front Exploration og skrive deler av oppgaven min. Spesielt takk til Vidar som har gitt med eksperthelp med petrel, og som har vært behjelpelig med artikler.

Takk til Tom Arne, Kristian og Kristin for gjennomlesning av oppgaven og konstruktiv kritikk.

Alle mine gode venner i Tromsø har vært gode støttespillere gjennom hele studieperioden. Det har vært fint, ikke minst nødvendig, å kunne koble av med alt annet enn skolearbeid.

Jeg vil også få takke min mor som på kort varsel uansett tidspunkt har stilt med mat til en sulten sønn.

Til slutt vil jeg takke min kjære Maja som har stilt opp for meg og alltid beholdt troen på meg i stunder hvor man selv kanskje ble i overkant selvkritisk.

Petter Dahl

Tromsø, mai 2011

# Innhold

1	Innledning.....	1
1.1	Målsetning og introduksjon.....	1
1.2	Fluidmigrasjon og petroleumssystemer.....	2
1.2.1	Fysiske prinsipper.....	3
1.3	Seismiske indikatorer.....	6
1.3.1	Prinsipper.....	6
1.3.2	Seismiske indikasjoner på fluider.....	8
1.4	Modeller for migrasjon.....	10
1.4.1	Lateral migrasjon.....	10
1.4.2	Vertikal migrasjon.....	10
1.4.3	Forkastningsrelatert migrasjon.....	10
1.5	Pockmarks.....	10
1.6	Gasshydrater og fri gass.....	12
2	Studieområde.....	14
2.1	Innledning.....	14
2.2	Loppahøyden.....	15
2.3	Geologisk Historie.....	16
2.3.1	Paleozoikum.....	16
2.3.2	Mesozoikum.....	16
2.3.3	Kenozoikum.....	17
2.4	Stratigrafi.....	19
2.5	Paleografi – trias.....	20
2.6	Kildebergart.....	22
2.7	Reservoar.....	22
2.8	Effekt av heving og erosjon.....	23
3	Data og metoder.....	25
3.1	Seismisk datagrunnlag.....	25
3.2	Oppløsning av seismisk data.....	25
3.2.1	Oppløsningsteori.....	25
3.2.2	Vertikal oppløsning.....	26
3.2.3	Horisontal oppløsning.....	27
3.3	Artefakter.....	28
3.4	Programvare.....	29



3.4.1	Petrel .....	29
3.4.2	Hydoff .....	30
3.4.3	CorelDraw .....	30
3.5	Brønndata .....	31
4	Resultat .....	33
4.1	Normalforkastninger .....	34
4.2	Vertikal fluidmigrasjon .....	36
4.3	Sirkulære til subsirkulære fordypninger .....	46
4.3.1	Fordypninger på havbunnen .....	46
4.3.2	Fordypninger på URU .....	51
4.4	Amplitudeanomalier .....	58
4.4.1	Amplitudeanomalier i dypere nivå av Snaddformasjonen .....	58
4.4.2	Amplitudeanomalier i grunnere nivå Snaddformasjonen .....	63
5	Diskusjon .....	65
5.1	Forkastninger .....	66
5.2	Vertikal migrasjon av fluider .....	68
5.2.1	Kilde .....	68
5.2.2	Opprinnelse og plassering til de akustisk maskerte områdene .....	72
5.2.3	Form og utstrekning .....	74
5.2.4	Skyggeeffekt .....	75
5.2.5	Fluidmigrasjon gjennom forkastninger .....	76
5.2.6	Akkumulasjonsområde – termineringen av fluidmigrasjonen .....	78
5.2.7	Tidspunkt for dannelse av de akustisk maskerte områdene .....	78
5.3	Beregning av GHSS .....	80
5.4	Indikasjoner av fluidlekkasje på havbunnen og URU .....	85
5.4.1	Dannelse .....	85
5.4.2	Form .....	89
5.4.3	Tidsrom for dannelse .....	89
5.5	Modell for fluidmigrasjon, akkumulasjon og styringsprosesser .....	90
6	Konklusjon .....	92
7	Kilder .....	94

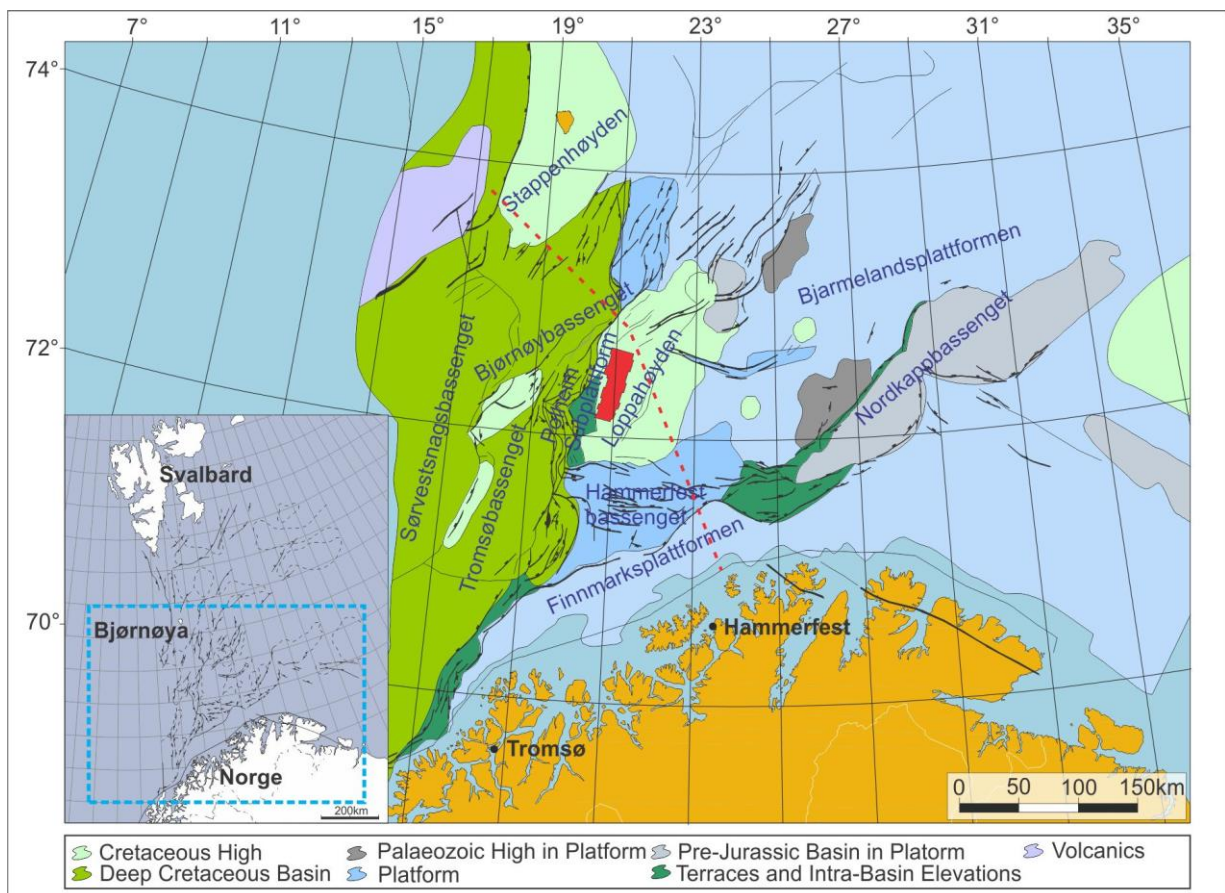


# 1 Innledning

## 1.1 Målsetning og introduksjon

Målsetningen med denne oppgaven er å identifisere og øke forståelsen av fluidmigrasjon og akkumulasjon på Loppahøyden i sørvestlige deler av Barentshavet (Figur 1-1). Oppgaven bygger på analyse av 3D seismisk data fra området (SG9810). Tidligere studier i sørvestlige deler av Barentshavet (Andreassen et al., 2007a; Chand et al., 2008; Chand et al., 2009) indikerer at migrasjonen i hovedsak foregår langs forkastninger. Høyporøse vifteformede sedimentlober og kanalstrukturer kan fungere som akkumulasjonsområder for fluider. I gitte omstendigheter kan overtrykk, blant annet forårsaket av gassekspansjon, føre til lekkasje fra akkumulasjonsområdene. Migrasjon av fluider, både gjennom forkastninger og fra overtrykksreservoarer, kan føre til dannelse av akustisk maskering og strukturer på havbunnen som for eksempel pockmarks (Judd og Hovland, 2007).

Den komplekse tektoniske settingen i Barentshavet og høy erosjonsrate grunnet heving under glisiale perioder med påfølgende trykkendringer gjør regionen spesielt interessant for studier av fluidmigrasjon.



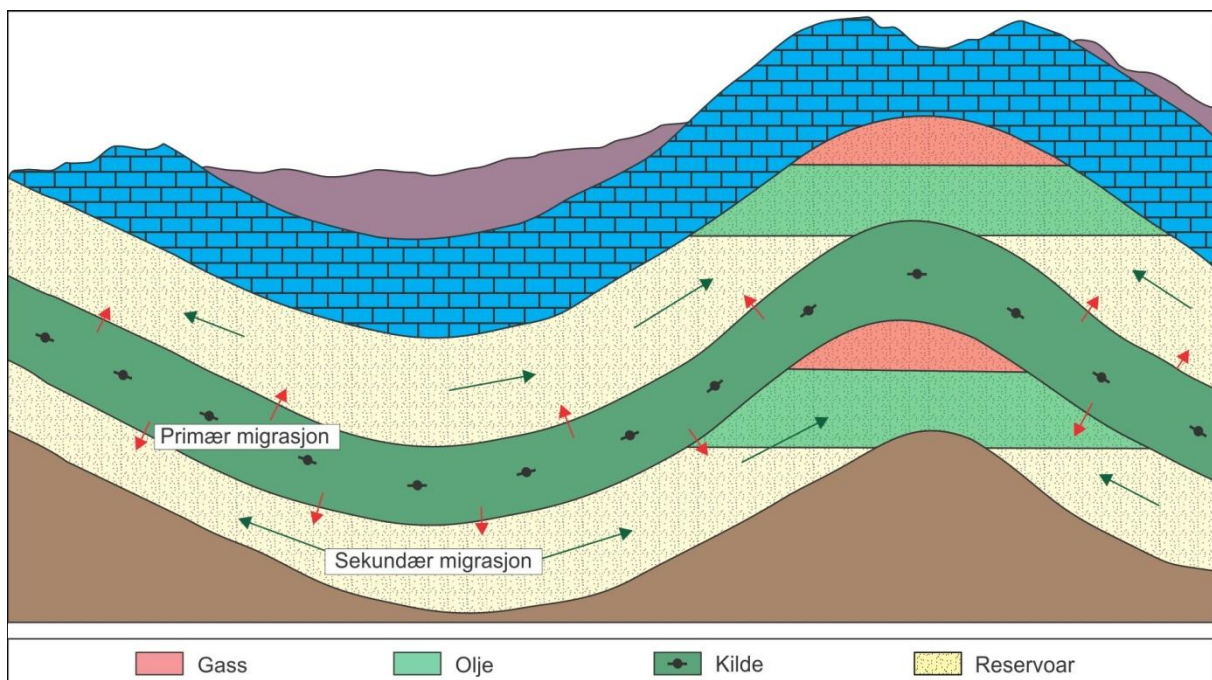
Figur 1-1: Strukturelementer av Barentshavet. Studieområdet er markert med rødt. Figuren er modifisert fra Larssen et al. (2002) og NPDs faktakart (2011). Rød, stiplet linje viser posisjon for geologisk utvikling beskrevet i kap. 2 (Figur 2-2).

## 1.2 Fluidmigrasjon og petroleumssystemer

Fluider befinner seg i sedimentære porerom eller sprekker i bergarter. Fluider kan forekomme i både væskeform og i gassform. Fluidmigrasjon er bevegelse av disse fluidene gjennom bergarter med tilstrekkelig permeabilitet og porøsitet. Migrasjonen skjer naturlig på grunn av trykkforskjeller og tetthetsforskjeller. En rekke observasjoner tyder på at hydrokarboner ikke dannes i de reservoarbergartene de vanligvis opptrer i, og at hydrokarbonene derfor må ha migrert til disse reservoarene fra andre områder/bergarter (Selley, 1998). Det er derfor sannsynlig at hydrokarboner har migrert til reservoarbergarten fra en kildebergart. Hvordan slik migrasjon foregår, er enda ikke helt forstått da prosessen kun kan studeres indirekte. Direkte observasjon av slik migrasjon er problematisk da de foregår på høye dyp og tar mange millioner år (Bjørnlykke, 2001).

Mange av de mest typiske reservoarbergarter for hydrokarboner (sandsteinsreservoarer, kalksteinsreservoarer, revstrukturer, osv.) ble avsatt under oksiderende forhold. De må derfor primært ha inneholdt lite organisk materiale, da det lett brytes ned i oksiderende miljø i porøse og permeable sedimenter på jordoverflaten (Selley, 1998; Bjørnlykke, 2001).

I permeable bergarter med for eksempel strukturelle feller, ligger hydrokarboner som regel i toppen av strukturen. Olje, gass og vann ligger etter hverandre med hensyn til tetthet i reservoarer (Figur 1-2). Dette tyder på at hydrokarbonene kan migrere fritt i et reservoar (Selley, 1998).



Figur 1-2: Migrasjon fra kildebergarten og til reservoar. Primær migrasjon skjer når kerogen omvandles til hydrokarboner som migrerer direkte ut fra kilden. Sekundær migrasjon skjer i/langs permeable enheter. Grunnet tetthetsforskjeller vil gass bli liggende over olje/vann i et reservoar. Figuren er modifisert fra Tissot og Welte (1984).

Det skilles mellom primær og sekundær migrasjon (Figur 1-2). Primær migrasjon er strømmingen av hydrokarboner ut av kildebergarten. Det er antatt at primær migrasjon skjer på grunn av økt poretrykk ved omdanning av kerogen til hydrokarboner. Kerogen er en felles betegnelse på organisk materiale i fast fase i sedimentære bergarter. Når kerogenet omdannes til fluider, avtar bæreevnen til sedimentene og poretrykket øker. På denne måten blir det overtrykk og kildebergarten kan sprekke opp og hydrokarboner kan migrere ut (Selley, 1998; Bjørnlykke, 2001).

Sekundær migrasjon er bevegelse av fluider som skjer etter at hydrokarbonene har forlatt kildenbergarten. Dette skjer i/langs permeable lag eller forkastninger forårsaket av trykkforskjeller og tetthetsforskjeller mellom hydrokarboner og omkringliggende fluider. Hydrokarboner kan migrere til de møter på impermeable lag. Impermeable lag kan også sprekke opp og migrasjonen kan fortsette til nye reservoarer eller helt til jordoverflaten (Selley, 1998; Bjørnlykke, 2001).

### 1.2.1 Fysiske prinsipper

#### **Porøsitet og permeabilitet**

Porøsiteten til en bergart er forholdet mellom volumet av de åpne porerommene og det totale volumet av selve bergarten/sedimentene. Dette forholdet blir som regel oppgitt i prosent (Formel 1). Porer i kontakt med andre porer utgjør den effektive porøsiteten. Den totale porøsiteten utgjør alle porene i en bergart, også de som ikke har forbindelse med andre porer.

#### Formel 1

$$Porøsitet = \frac{\text{Volum av porer}}{\text{Totalvolum av bergarten}}$$

Permeabiliteten er et uttrykk for kontakten mellom porene i en bergart, og angir hvor lett bergarten kan gjennomstrømmes av fluider. En bergart kan være porøs, men ha dårlig forbindelse mellom porerommene og vil, tross sin høye porøsitet, utgjøre en dårlig reservoarbergart (Selley, 1998; Bjørnlykke, 2001).

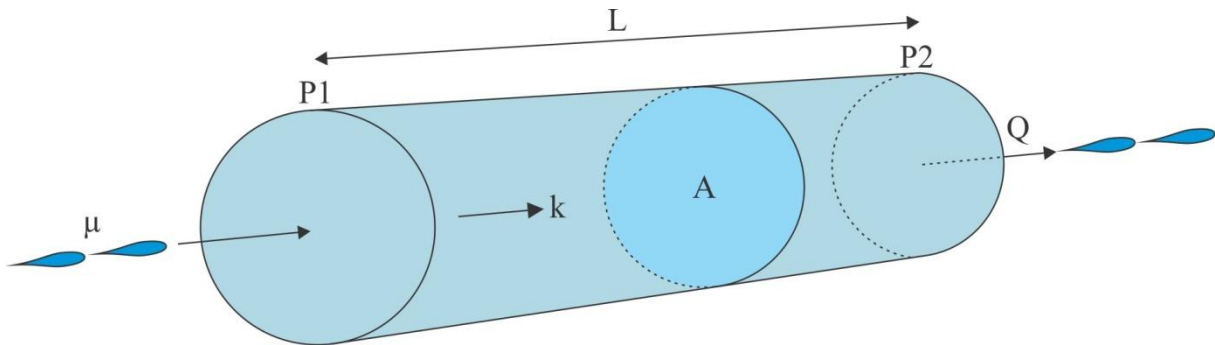
#### **Darcy's lov**

Darcy's lov gir et uttrykk for fluidstrømning gjennom et materiale med hensyn på det hydrauliske potensialet til materialet (Formel 2). Fluidstrømmen (Q) er styrt av permeabiliteten av materialet, trykkdifferansen, viskositeten til fluidet og avstanden fluidstrømmen skjer over (Figur 1-3). Darcy's lov gjelder ikke der strømmen av fluider skjer i sprekker som er for store i forhold til området av interesse (Selley, 1998; Berndt, 2005).

## Formel 2

$$Q = \frac{k A (P_2 - P_1)}{L \mu}$$

Fluidstrømmen,  $Q = \left[\frac{m^3}{s}\right]$ , Permeabiliteten,  $k = [m^2]$ , Trykkdifferanse,  $\nabla P = P_2 - P_1 = [Pa]$ ,  
 Viskositet,  $\mu = \left[\frac{Ns}{m^2}\right]$ , Lengde,  $L = [m]$



Figur 1-3: Fluidstrømmen  $Q$ , gjennom et areal  $A$  med lengde  $L$  bestemmes av permeabiliteten  $k$ , trykkforskjellen  $\nabla P$  og viskositeten  $\mu$  til fluidet. Figuren er modifisert etter Wikipedia (2011).

## Trykk

I permeable og porøse sedimenter kan migrasjon finne sted drevet av trykkforskjeller. Sedimenter utsettes for et økende trykk etter hvert som de blir begravd dypere og vekten av materialet over blir høyere. Det økende trykket fører til en kompaksjon av materialet og en reduksjon i porøsiteten og permeabiliteten. Trykket vil følge hydrostatisk trykk dersom permeabiliteten tillater tilstrekkelig fluidutdrivelse under kompaksjonsprosessen. Migrasjonen drives da av kompaksjonen. Denne fluidbevegelsen kalles diffus fluidforflytning, og er mindre synlig i seismisk data (Berndt, 2005).

Hydrostatisk trykk utgjør trykket som forventes i bunnen av en gitt kontinuerlig vannsøyle (Formel 3). Et slikt trykk kan forventes i porerommene på porøse og permeable sedimenter/bergarter med fri bevegelse av fluider (Swarbrick et al., 2002).

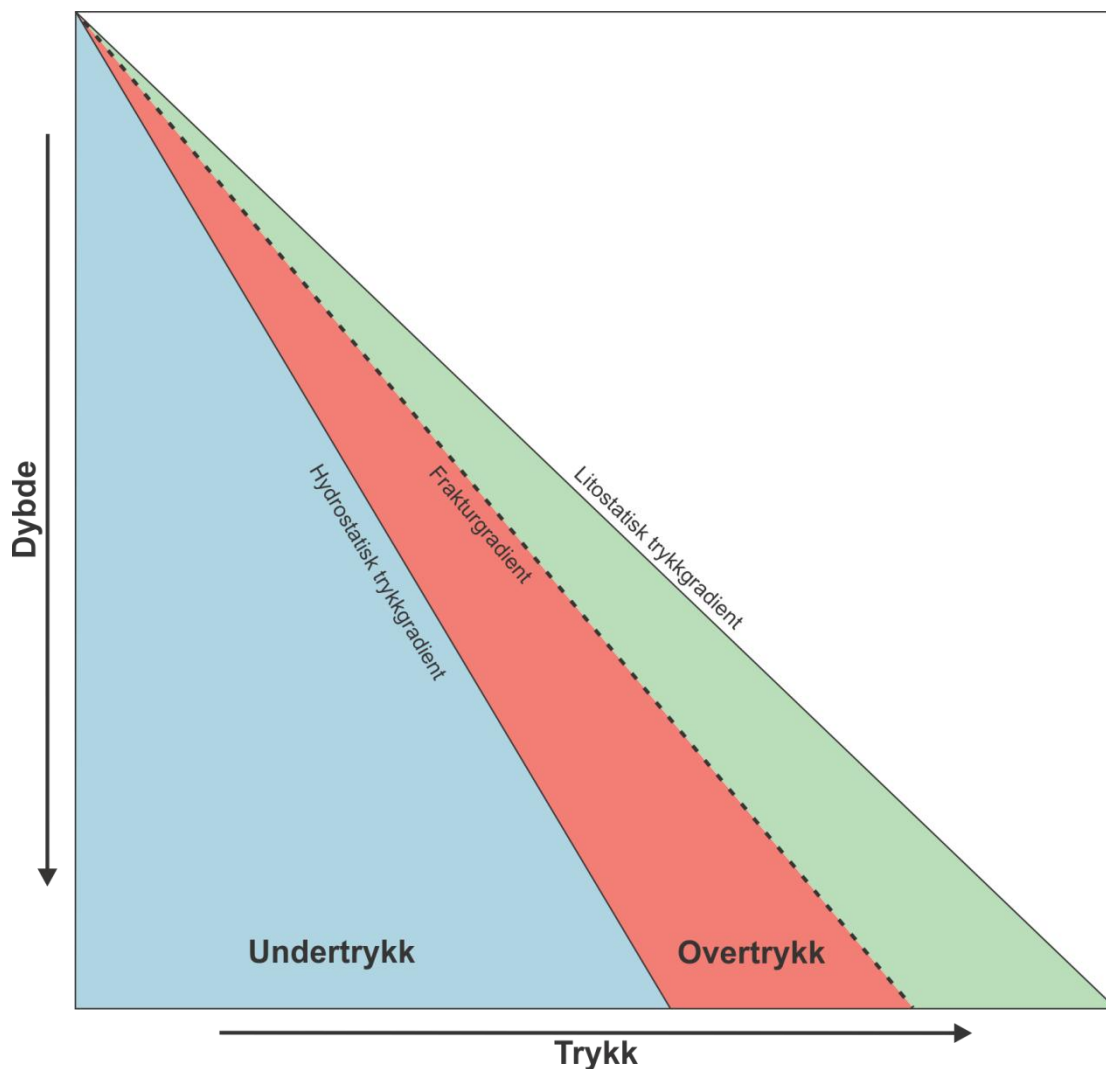
## Formel 3

$$P = \rho g h + P_a$$

$P$  = poretrykk (Bar),  $\rho$  = tetthet (g/cc),  $g$  = gravitasjonskonstanten  $9,81 \text{ m/s}^2$ ,  $h$  = høyden av vannsøylen,  $P_a$  = atmosfæretrykket (1 Bar)

Poretrykket kan overstige hydrostatisk trykk drevet av ulike prosesser (Osborne og Swarbrick, 1997). En bergart har overtrykk dersom poretrykket overstiger hydrostatisk trykk. Dersom trykket blir høyt nok, kan bergarten sprekke opp slik at overtrykket frigjøres og hydrostatisk trykk oppnås igjen (Figur 1-4). Disse prosessene kan skyldes at fluider møter på fellestrukturer eller impermeable lag slik at det bygges opp et overtrykk. I tilfeller med overtrykk kan fluidmigrasjonen foregå lateralt og i enkelte tilfeller nedover. Slike prosesser kan føre til mer fokusert fluidmigrasjon og har en mer signifikant opptreden i seismikken (Dugan og Flemings, 2000; Flemings et al., 2002; Berndt, 2005).

Kracking av olje til gass kan også en viktig trykkgenererende prosess. Ved endring i trykk og temperatur kan lange hydrokarbonkjeder brytes ned til kortere kjeder (kracking) som kan føre til stor trykkøkning. Et gitt volum olje kan krakkes til 534.3 tilsvarende volummengder gass (Barker, 1990).



Figur 1-4: Trykkdiagram som viser hydrostatisk, fraktur og litostatisk trykkgradient. Trykkforhold over eller under hydrostatisk trykkgradient representerer over- og undertrykk. Figuren er modifisert fra Schlumberger Oilfield Glossary (Schlumberger, 2011).

## 1.3 Seismiske indikatorer

### 1.3.1 Prinsipper

Refleksjonsseismikk bygger på mekaniske bølger produsert av en lydkilde. Denne energien trenger et medium å forflytte seg gjennom. Mekaniske bølger beskrives som vibrasjoner i molekylene til mediet det beveger seg gjennom (Giancoli, 2005). Lydbølger eller seismisk energi, overføres i bergarter som en elastisk bølge gjennom bevegelse av partiklene i materialet. Hastigheten på energitransporten varierer og utgjør den seismiske hastigheten til et materialet. Denne akustiske egenskapen til materialet defineres som den akustiske impedansen ( $Z$ ) og er produktet av tettheten ( $\rho$ ), og hastigheten ( $V$ ) til materialet (Formel 4) (Badley, 1985).

#### Formel 4

$$\text{Akustisk impedans} = \rho V$$

I marin seismikk brukes vanligvis luftkanoner for å generere lydbølgene. Det dannes tre ulike typer bølger fra en akustisk kilde (Selley, 1998): P – bølger, S – bølger og overflatebølger. Overflatebølgene har ingen radiell utbredelse, men går direkte fra kilden til geofonen/hydrofonen langs overflaten. I marin seismikk følger de altså havoverflaten fra luftkanonene og direkte til hydrofonene. P og S bølgene har en radiell bevegelse ut fra lydkilden hvorav P – bølger er raskest. P – bølgene beveger seg parallelt med bølgeretningen (Figur 1-5b). S – bølgene beveger seg tangentielt på bølgeretningen og kan ikke forflytte seg i væske eller gass. De har derfor mindre betydning i tradisjonell marin seismikk (Figur 1-5b) (Selley, 1998). Ulike materialer har forskjellig evne til å lede akustisk energi i form av mekaniske bølger. Evne til å lede slik energi kalles akustisk impedans. Refleksjonskoeffisienten (RC) utgjør den relative forandringen i akustisk impedans mellom to materialer. Denne koeffisienten kan derfor være positiv eller negativ (Formel 5). Dersom forskjellen i den akustiske impedansen er høy nok, kan det dannes en refleksjon som er synlig i seismikken. Refleksjonen dannes når lydbølgen når en slik akustisk impedansgrense og noe av energien reflekteres oppover igjen. Bølgefronten splittes akkurat på grensen mellom to litologier med ulik akustisk impedans. Avhengig av innfallsvinkelen kan noe av energien også refrakteres (Figur 1-5a). Kontrasten i akustisk impedans er direkte relatert til styrken på refleksjonen. Jo større kontrasten er, jo sterkere refleksjon må til for å balansere forskjellen i innkommende og utgående energi (Badley, 1985; Selley, 1998).

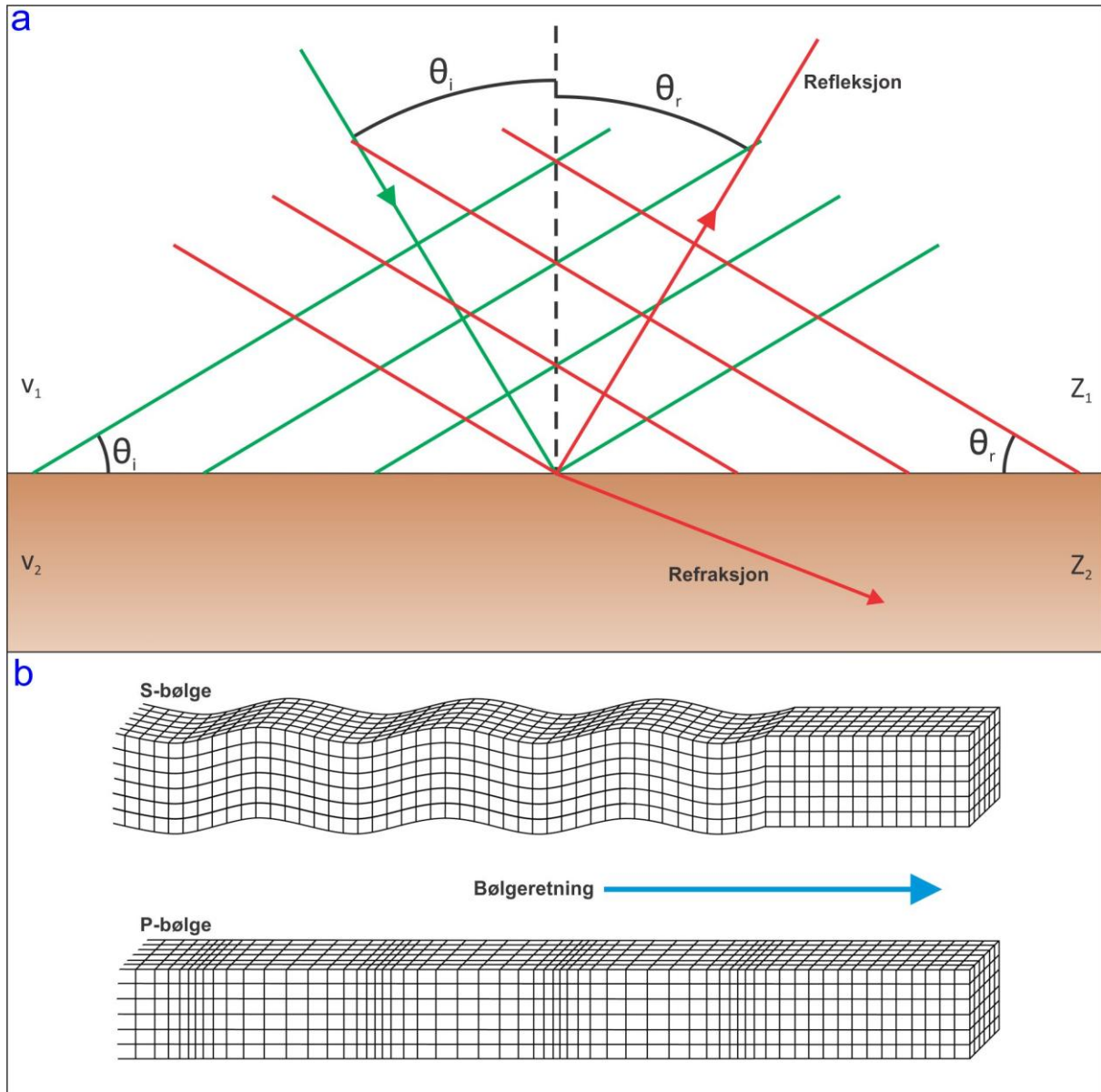


## Formel 5

$$RC = \frac{(p_2 * V_2) - (p_1 * V_1)}{(p_2 * V_2) + (p_1 * V_1)} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

$Z_1$  = Akustisk impedans i overliggende lag,  $Z_2$  = Akustisk impedans i underliggende lag,

$RC$  = Refleksjonskoeffesient



Figur 1-5: *a*: Refleksjon og refraksjon av akustisk energi. Linjene som står normalt på bølgeretningen markerer bølgefronten. Bølgefronten til bølger med radiell utbredelse har i utgangspunktet en sfærisk form, men er her framstilt som rette linjer på grunn av deres avstand fra den akustiske kilden. Figuren er modifisert etter Badley (1985) og Giancoli (2005). *b*: Bølgebevegelsen til P- og S-bølger. S-bølger beveger seg normalt på bølgeretningen. P-bølger beveger seg som fortetting og fortykning av molekylene i et stoff parallelt med bølgeretning. Figuren er modifisert etter Veeken (2007).

### 1.3.2 Seismiske indikasjoner på fluider

Fluidmigrasjon kan gjenkjennes i seismisk data fordi det kan danne amplitudeanomalier. Slike fluider, spesielt gass, har fysiske egenskaper som er forskjellig fra omkringliggende vann. Gass vil føre til en reduksjon i den akustiske hastigheten. Selv små mengder gass i sedimentene kan føre til sterke refleksjoner. Ved en reduksjon i hastigheten vil reversert polaritet oppstå sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Under beskrives ulike indikasjoner på fluider som kan opptre i seismikken (Badley, 1985; Ligtenberg, 2005; Andreassen et al., 2007a).

#### Lysflekker

En lysflekk representerer en sterk refleksjon (amplitudeanomali) fra for eksempel toppen av et gassbærende lag (Figur 1-6a og b). Tilstedeværelse av fri gass i porerommene, spesielt i porøse sedimenter, fører til en markant reduksjon i akustisk hastighet samt noe lavere tetthet. Dette resulterer i en negativ refleksjonskoeffisient og en refleksjon som er fasereversert sammenlignet med refleksjonen fra positive impedanskontraster (Andreassen et al., 2007a). En lysflekk er imidlertid ikke ensbetydende som gassindikator. Lysflekker kan også komme av litologiske forandringer og andre forandringer som gir opphav til negative amplitudeanomalier (Badley, 1985).

#### Akustisk maskerte områder/pipestrukturer

Akustisk maskerte områder opptrer i seismikken som utydelig, usammenhengende og forstyrrede refleksjoner (Figur 1-6b) (Løseth et al., 2002; Ligtenberg, 2005; Arntsen et al., 2007). Slike akustiske maskerte områder kan komme av ulike årsaker. I de tilfeller der det er observert en sammenheng mellom akustisk maskering og andre seismiske hydrokarbonindikatorer, tolkes de akustiske maskerte områdene til å være et resultat av spredning av seismisk energi. Denne spredningen er forårsaket av innholdet av gassbobler i sedimentene. Innholdet av gass fører til hastighetsreduksjon og forstyrrelse av signalene (Badley, 1985; Arntsen et al., 2007; Andreassen et al., 2007a). Tilstedeværelse av slike gassbobler kan derfor tolkes til å være en indikasjon på migrasjon og akkumulasjon av hydrokarboner i sedimentære enheter eller sprekker i bergarter (Løseth et al., 2002; Arntsen et al., 2007).

#### Push-down eller pull-up

Push-down kan oppstå under gassførende enheter med tilstrekkelig tykkelse. Hastighetsreduksjonen i gassen fører til at reflektorer under ser ut til å ligge dypere (Figur 1-6b). Denne effekten er mest tydelig under områder der den overliggende gassakkumulasjonen er på sitt tykkeste. Den motsatte effekten, pull-up, oppstår i tilfeller med tilstedeværelse av høyhastighetssoner (Badley, 1985).

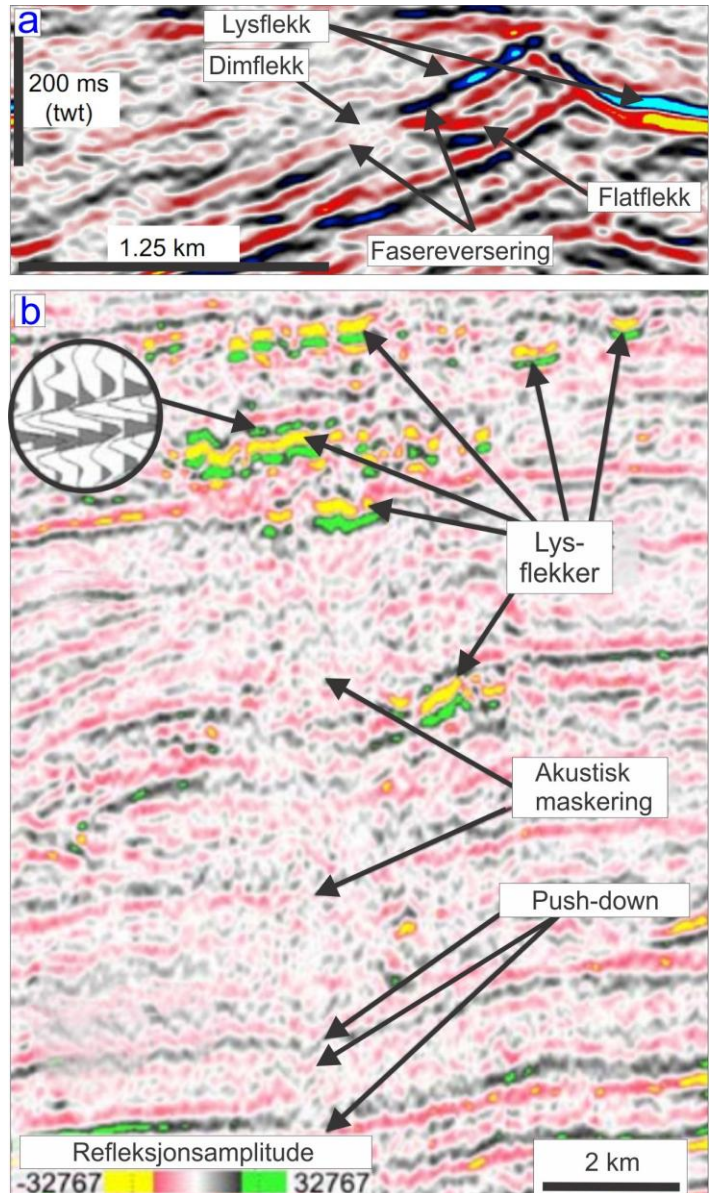
#### Dimflekker

Dimflekker er ofte representert i mindre porøse og/eller godt kompakterte sand- og karbonatreservoarer, og skyldes reduksjon i akustisk hastighet. Dersom reservoarbergarter egentlig

utgjør en positiv refleksjonskoeffisient, vil tilstedeværelse av gass redusere refleksjonskoeffisienten. Dette gir utslag i at refleksjonen fra toppen av reservoaret mister amplitude og opptrer som dempet i seismikken (Figur 1-6a). Dimflekker kan ha både normal og reversert fase avhengig av impedanskontrasten til enhetene (Badley, 1985).

### Flatflekker

Overgangen fra gass til vann/oljefylte sedimenter kan framstå som en refleksjon i seismikken avhengig av tykkelsen på det gassførende laget, frekvensen og oppløsningen av seismikken. Refleksjonen kommer av tetthetsforskjeller mellom gass og vann/olje, og representerer en fluidkontakt betegnet som en flatfleck (Figur 1-6a). En flatfleck er en god indikator for hydrokarboner på grunn av dens flathet som i mange tilfeller er diskordant mot omkringliggende refleksjoner (Badley, 1985; Andreassen et al., 2007a). En flatfleck opptrer ikke alltid horisontal i seismikken selv om den vanligvis er det i virkeligheten. Push-down effekt på grunn av ulik tykkelse av gass representert over flatflekken er vanlig. Ulik trykk i reservoaret kan påvirke flatflekken grad av horisontal stilling. En flatfleck vil alltid ha en positiv refleksjonskoeffisient (Badley, 1985).



Figur 1-6: a og b: Lysflekker, dimflekker, flatfleck, fasereversering, akustisk maskering og push-down. Figur a er hentet fra Løseth et al. (2009). Figur b er hentet fra Andreassen et al. (2007a).

## 1.4 Modeller for migrasjon

### 1.4.1 Lateral migrasjon

Lateral migrasjon er migrasjon som følger stratigrafien i et område. Slik migrasjon finner ofte sted langs permeable og porøse enheter overlatt enheter med forseglende egenskaper (Hindle, 1997). Migrasjonen kan skje over flere titalls, noen ganger flere hundretalls kilometer fra kilde til reservoar eller havbunnen. Lokale forandringer kan forekomme langs de enheter som migrasjonen finner sted i. Migrasjonen drives av tetthetsforskjeller og trykk (Thrasher et al., 1996).

### 1.4.2 Vertikal migrasjon

Vertikal fluidmigrasjon forekommer vanligvis på kryss av stratigrafiske enheter. Dersom det bygges opp et overtrykk, kan det føre til hydrostatisk oppsprekking av svakhetssoner som igjen fører til migrasjon av fluider og utligning av trykket (Berndt, 2005; Cartwright et al., 2007). Vertikal migrasjon henger ofte tett sammen med forkastningsrelatert migrasjon.

### 1.4.3 Forkastningsrelatert migrasjon

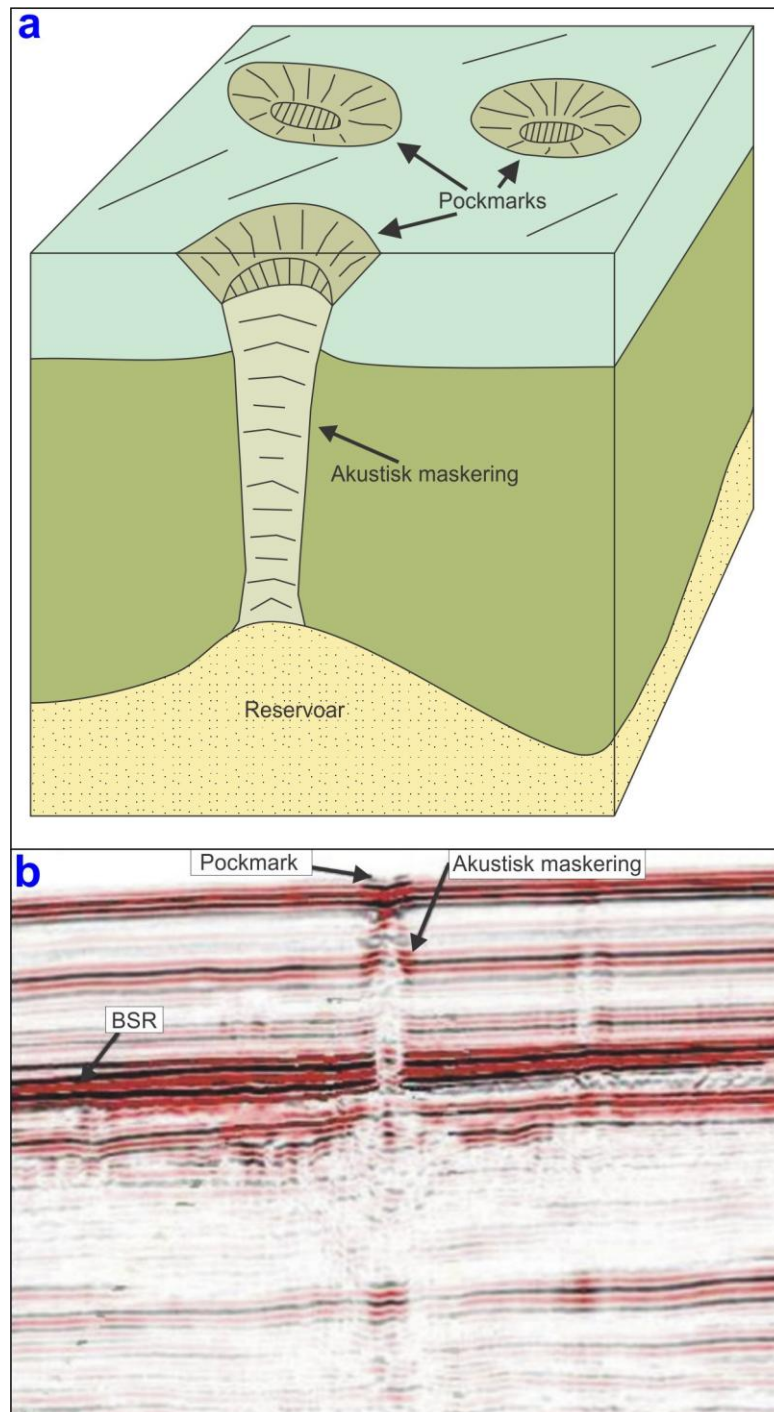
Forkastninger og forkastningssoner utgjør en viktig del i studiet av fluidmigrasjon. Forkastninger kan fungere som ledekanaler for fokusert migrasjon av fluider gjennom ellers impermeable lag, og migrasjonen kan foregå over store avstander (Wiprut og Zoback, 2000; Rutter et al., 2001). Dette gjelder spesielt for dypere områder der mer kompakterte og litifiserte bergarter er representert (Ligtenberg, 2005). Det er bevist at forkastninger kan fungere som migrasjonskanaler i studier fra blant annet Nordsjøen (Heggland, 1997, 1998), og Barentshavet (Andreassen et al., 2007a).

Forkastninger kan også ha motsatt effekt, det vil si forseglende egenskaper. Hvorvidt forkastningen er forseglende eller ikke, påvirkes av flere faktorer. Forseglingsgraden styres blant annet av hvor lenge siden forkastningen ble dannet og om den enda er aktiv, hvor dypt forkastningen/forkastningssonen er begravd, effektiv stressretning i forhold til forkastningsretningen, og sementering i forkastningen (Lerche, 1997; Sibson, 2000; Fisher et al., 2003).

## 1.5 Pockmarks

Pockmarks er sirkulære, kraterlignende strukturer i finkornede havbunnsedimenter relatert til migrasjon av fluider gjennom havbunnen (Hovland et al., 1987; Hovland og Judd, 1988; Hovland et al., 2002). Størrelsen varierer fra små pockmarks på 1-10 m i diameter og ca 1 m dyp, til store i størrelsesorden 10-700 m i diameter og opp til 45 m dype. De er kjent fra mange ulike geologiske miljøer i de fleste hav over hele verden og finnes også i mange innsjøer (Hovland et al., 2002).

Pockmarks kan være dannet av flere ulike prosesser. Pockmarks dannes blant annet av at havbunnsedimenter fjernes i lokale områder som følge av at fluider, primært gass, når opp til havbunnen (Figur 1-7) (Judd og Hovland, 1992). Slike fordypninger er ikke uvanlig i områder med tilstedeværelse av gass i sedimenter nær havbunnen, og ofte opptrer pockmarks der akustisk maskering i seismikken bryter havbunnen. I slike tilfeller har ofte den akustiske maskeringen samme diameter som strukturene dannet på havbunnen (Cathles et al., 2010).



Figur 1-7: *a*: Pockmarks på toppen av en akustisk maskeringsstruktur som bryter havbunnen. *b*: opptreden av pockmark i seismikken. Begge figurene er modifisert etter Cathles (2010).

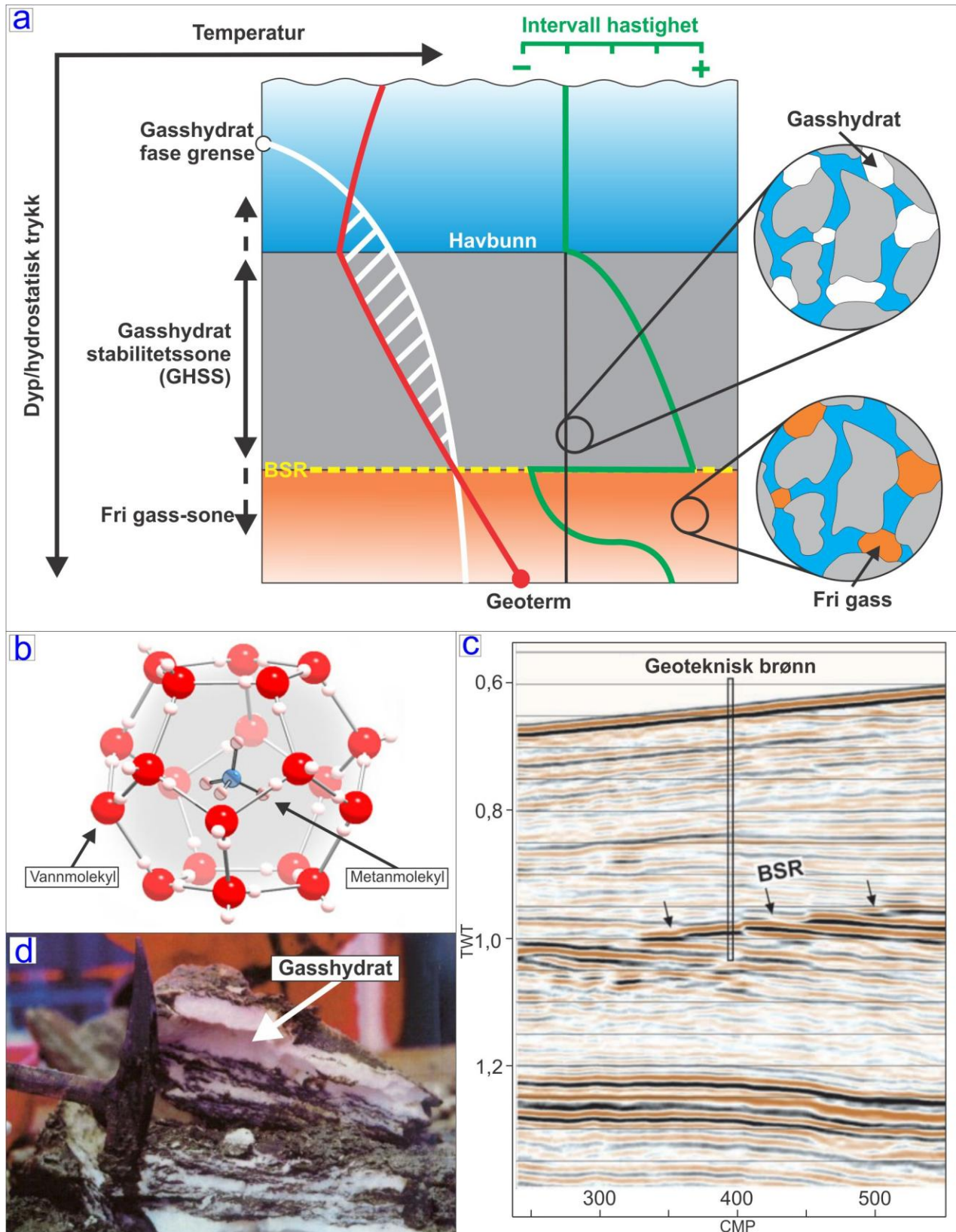
## 1.6 Gasshydrater og fri gass

Gasshydrater er en islignende substans i fast fase bestående av gass, i hovedsak metan ( $\text{CH}_4$ ), innesluttet i et nettverk av hydrogenbindende vannmolekyler. Også andre gassmolekyler kan substituere for metan, for eksempel etan ( $\text{C}_2\text{H}_6$ ), propan ( $\text{C}_3\text{H}_8$ ), karbondioksid ( $\text{CO}_2$ ), nitrogen ( $\text{N}_2$ ) og hydrogensulfid ( $\text{H}_2\text{S}$ ) (Sloan, 1998). Det er funnet gasshydrater i sedimentene på mange av verdens kontinentalsokler. Gasshydrater dannes under gitte temperatur- og trykkforhold i porerommene i sedimenter med tilstrekkelig mengde av gass og vann tilgjengelig. Trykket må være høyt og temperaturen lav for at gasshydrater skal dannes. Slike forhold er ofte tilfelle på kontinentalmarginer med havdyp over 500 m. Saliniteten av porevannet påvirker også stabilitetssonen for gasshydrater. Dersom det dannes gasshydrater, kan porøsiteten og permeabiliteten i sedimenter avta som følge av at gasshydratene opptar porerommene (Figur 1-8a) (Selley, 1998; Sloan, 1998; Nimblett og Ruppel, 2003; Liu og Flemings, 2006).

Sonen hvor gasshydrater er stabile kalles gasshydrat stabilitetssonen (GHSS). Bunnen av denne sonen omtales som bunn gasshydratsone (BGHS). Grensen mellom GHSS og sedimenter under som ikke ligger i stabilitetssonen kan vises som en bunnsimulerende refleksjon i seismikken (BSR) dersom det er akkumulert gass i disse sedimentene (Figur 1-8c). Gasshydrater har en høy akustisk hastighet ( $v_p = 3300\text{--}3800$  m/s) (Sloan, 1998). En BSR er derfor et resultat av akustisk impedanskontrast mellom gasshydratbærende sedimenter og fri gass med lav akustisk hastighet fanget i sedimentene under gasshydratene. En BSR framstår med reversert fase i forhold til havbunnsrefleksjonen og ofte med forsterket amplitude (Holbrook et al., 1996; Bünz et al., 2003).

Som følge av trykk-temperaturavhengigheten, vil BSR etterligne havbunnen og kutte stratigrafiske enheter. Dersom det ikke er fanget gass i sedimentene under de gasshydratbærende sedimentene, blir det i mange tilfeller ikke dannet noe BSR (Bünz et al., 2003). Dersom det skal dannes en BSR uten tilstedeværelse av fri gass i sedimentene under, må sedimentene inneholde betydelige mengder gasshydrater (Hornbach et al., 2003).

Gasshydrater kan påvirkes av forandring i trykk og temperatur. I Barentshavet kan det tidligere isdekket ha hatt stor betydning for dannelse av gasshydrater (Fichler et al., 2005). Ettersom gasshydratene inneholder mye gass, betyr dette at store mengder fri gass kan frigis dersom de smelter (Kennett et al., 2000; Bünz og Mienert, 2004). Den frie gassen kan akkumuleres i reservoarer, eller migrere helt opp til havbunnen hvor det kan dannes pockmarks (Judd og Hovland, 2007).



Figur 1-8: *a*: Fasediagram for gasshydrater. Så lenge gasshydratene er innfor gasshydrat fasegrense, er de stabile (hvit linje). Fluider utenfor den stabile sonen vil forekomme som fri gass eller vann. Ved bunnen av stabilitetssonen kan det dannes en BSR (gul, stiple linje). Stabilitetssonen påvirkes blant annet av vanntemperatur og geotermal gradient (rød linje). Den akustiske hastigheten vil vanligvis øke i sedimenter med gasshydrater og avta i sedimentene under som inneholder gass (Grønn linje) (Heriot-Watt-University, 2001). *b*: Molekylstruktur av gasshydrat hvor et metanmolekyl er innsluttet av vannmolekyler. *c*: BSR i seismisk snitt (Bünz og Mienert, 2004). *d*: Gasshydrat i sedimenter (Heriot-Watt-University, 2001).

## 2 Studieområde

### 2.1 Innledning

Barentshavet avgrenses av Norges nordligste kyst og Russlands nordvestlige kyst i sør, Novaya Zemlya i øst, Franz Josef Land, Svalbard i nord, og mot Atlanterhavet i vest (Figur 2-1). Det dekker et areal på ca 1,3 millioner km<sup>2</sup>. Den gjennomsnittlige havdybden er på rundt 300 m. Barentshavet utgjør en av verdens største epikontinentale havområder (Doré, 1995).

I 70-årene tiltok geologiske og geofysiske undersøkelser av Barentshavet, og området ble raskt sett på som interessant med tanke på olje og gassressurser. Den første lisensen ble tildelt i 1979 og i 1981 ble de første gassfunnene gjort (Askeladdfeltet og Alkefeltet). Tre år senere, i 1984, ble Snøhvitfeltet oppdaget, som til dags dato er det største gassfunnet på norsk del av Barentshavet (193 milliarder m<sup>3</sup>). Det meste av funn er begrenset til Hammerfestbassenget (Linjordet og Olsen, 1992; Doré, 1995).

På russisk sektor i Barentshavet er det gjort langt større funn med felt som Stokmanovskaya og Lundlovskaya. Stokmanovskaya alene har reserver i størrelsesorden 2500 milliarder m<sup>3</sup> (Doré, 1995).



Figur 2-1: Barentshavets posisjon nord for Norges og Russlands nordlige kyst (Wikipedia, 2011). Studieområdet vises med rød rektangel.



## 2.2 Loppahøyden

Loppahøyden som innlemmer Polheim-Subplattform, ligger nord for Hammerfestbassenget og sørøst for Bjørnøyabassenget (mellom 71°50`N, 20°E og 71°55`N, 22°40`E og 72°55`N, 24°10E og 73°20`N 23°E). Den nordlige delen avgrenses av en stor saltstruktur, Svalisdomen, og i nordøst av Maudbassenget. I øst og sørøst er Loppahøyden avgrenset av Hammerfestbassenget og Bjarmelandsplattformen, og i sør mot Asterias forkastningskompleks. I vest er høyden avgrenset av Ringvassøy-Loppa-, og Bjørnøyrenna forkastningskompleks (Figur 1-1). Loppahøyden er assosiert med positiv gravitasjons- og magnetiske anomalier forårsaket av det relativt grunne metamorfe grunnfjellet (Gabrielsen et al., 1990).

Området har gjennomgått en lang og kompleks tektonisk utvikling fra devonsk tid. I dag er Loppahøyden et resultat av tektonisk aktivitet fra sen jura til tidlig kritt og tertiær gjennom flere perioder med heving og innsynking. Dette har blant annet ført til heving, tilting og erosjon. Som en konsekvens av hevingen er hele kritt- og juralagpakkene erodert bort. I midt trias var høyden en del av en regional plattform bestående av Hammerfestbassenget og Bjarmelandsplattformen. I mesteparten av kritt, var Loppahøyden en øy med dype daler kuttet i enheter fra trias. Høyden ble dekket av paleogene skifer, men det meste av dette ble erodert bort under den tertiære landhevingen (Gabrielsen et al., 1990).

## 2.3 Geologisk Historie

### 2.3.1 Paleozoikum

For ca 400 millioner år siden, i starten av devon, kulminerte utviklingen av kaledonidene. På dette tidspunktet var Laurentia og Baltika "smeltet" sammen til et kontinent kalt Laurussia (Fossen et al., 2006). Store deler av Barentshavet var enda en del av den kaledonske fjellkjeden (Smelror et al., 2009). Da kollisjonskreftene stoppet opp, og kontinentene begynte å drive fra hverandre igjen, mistet fjellkjeden sidestøtten og kollapset (Fossen et al., 2006).

Vestlige deler av Barentshavet bestod av komplekse systemer av høyland, alluviale og fluviale sletter, myrområder og deltaer som prograderte mot øst. Det sedimentære systemet var trolig styrt av aktiv horst-graben- og bassengdannelse (Smelror et al., 2009). Ekstensjonsbevegelser i devon og karbon førte til reaktivering av forkastninger som fulgte svakhetssoner i det kaledonske skyvedekket, styrt av ekstensjonsbevegelser som startet allerede for rundt 415-422 millioner år siden (Faleide et al., 1984; Gudlaugsson et al., 1998). Området bestående av vestmarginen av Barentshavet, inkludert Bjørnøya og vestlige deler av Spitsbergen, ble styrt av horst-graben dannelse i en N-S orientert trend. I Nordkappbassenget og området rundt lengre øst, var det en NE-SV orientert trend av forkastningsdannelser (Faleide et al., 1984; Smelror et al., 2009).

Riftfasen døde etter hvert ut og førte i kombinasjon med en transgresjon til dannelse av store grunne havområder med karbonat- og evaporittavsetninger. I løpet av karbon og perm førte platedriften til at området gikk gjennom flere klimasoner (Faleide et al., 1984; Nøttvedt og Worsley, 2006).

### 2.3.2 Mesozoikum

Dannelsen av Uralfjellene lukket den marine forbindelsen i sørøst (Smelror et al., 2009). Den tektoniske aktiviteten var lav i starten av mesozoikum. En regional innsynkning av området førte til dypmarine forhold og avsetning av tykke triassiske enheter (Figur 2-2). Sedimentasjonen var i hovedsak dominert av marin leire, siltstein og sandstein (Faleide et al., 1984). Fra midt jura og utover tiltok den tektoniske aktiviteten. Den strukturelle utviklingen av sørvestlige deler av Barentshavet i denne perioden deles inn i to hovedtrinn; (1) den midt-kimmeriske riftfase, og (2) den sen-kimmeriske tektoniske fase (Faleide et al., 1993).

Den midt-kimmeriske riftfasen fra midt jura styres av oppsprekningen av sentrale deler av Atlanterhavet som forplantet seg gradvis nordover til sørvestlige deler av Barentshavet. Riftingen førte til dannelse av normalforkastninger og en rekke bassenger på grunn av ekstensjonsbevegelser av jordskorpa. Vest i Barentshavet ble blant annet Harstad-, Bjørnøy og Tromsøbassenget dannet og videreutviklet (Faleide et al., 1984). I løpet av jura førte transgresjon til avstengt sirkulasjon og

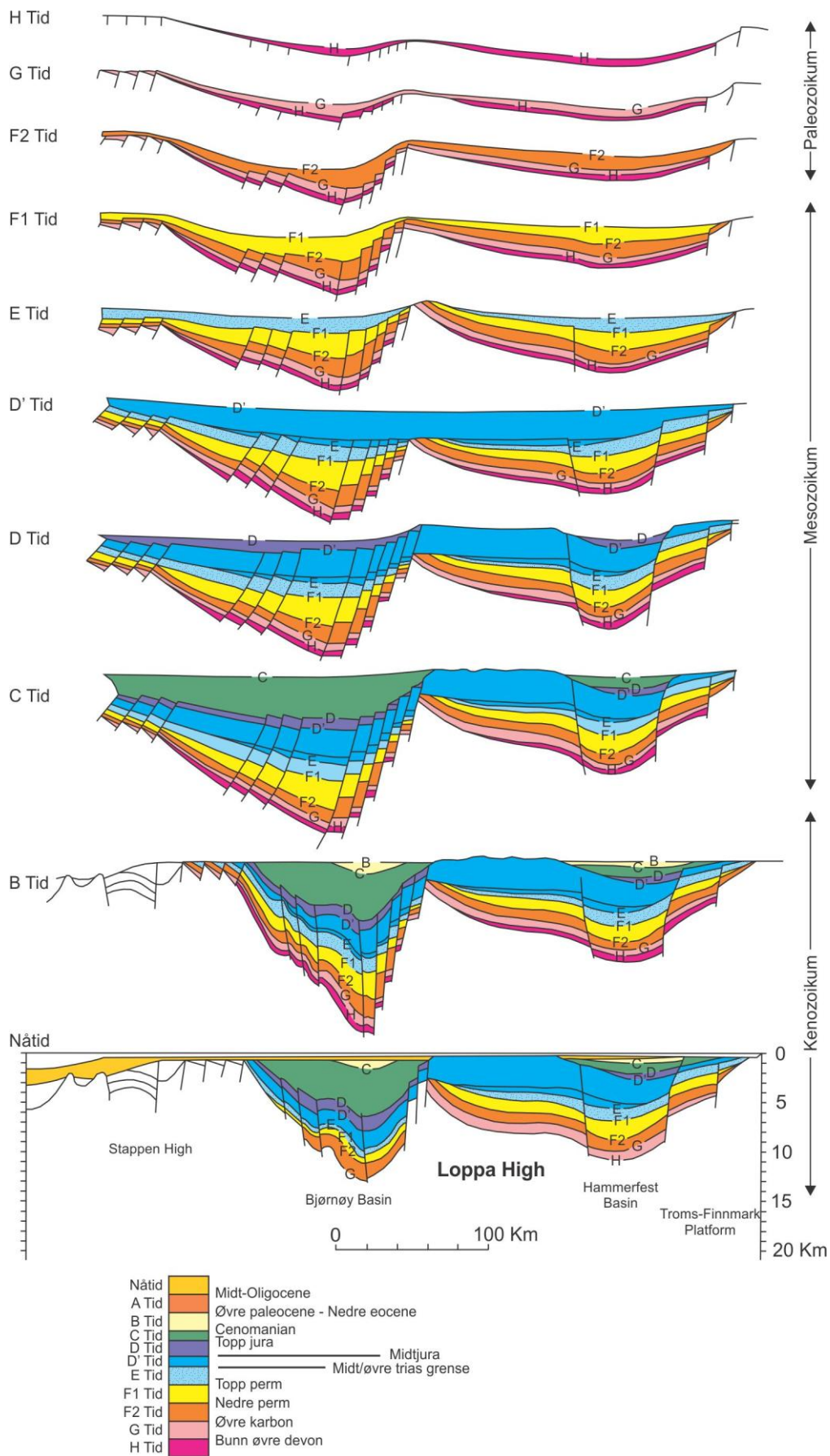
anoksiske bunnforhold i riftbassenger. Her ble det avsatt leire rik på organisk materiale (Faleide et al., 1993).

I den sen-kimmeriske tektoniske fase (sen jura og tidlig kritt), ble det dannet dype normalforkastninger langs svakhetssoner i kaledonidene som blant annet førte til dannelsen av Ringvassøy-Loppa forkastningskompleks. I perioden forekommer det også innsynkning av varierende grad, men hovedstrukturene var allerede dannet, og den sen-kimmeriske tektoniske fasen førte derfor bare til interne forandringer og horst-graben dannelse (Faleide et al., 1984; Faleide et al., 1993).

### 2.3.3 Kenozoikum

Gjennom kenozoikum fortsatte riftingen og åpningen av Norge – Grønlandshavet. Forkastninger i vestlige deler av Barentshavet ble utsatt for reaktivering i form av skjærbevegelser og forkastningsdannelse. Dette førte til en innsynkning og Barentssokkelens vestmargin ble tiltet mot vest. Flere basseng og plattformer ble dannet i vestlige deler av Barentshavet (Faleide et al., 1984; Reemst et al., 1994).

Den subduserende kenozoiske trenden ble avbrutt i eocene av perioder med hevning og påfølgende erosjon (Figur 2-2). Det eroderte materialet ble avsatt langs vestlige deler av Barentshavsmarginen. Perioder med isdekke førte til økt erosjon. Erosjonen varierer lateralt i Barentshavet. I enkelte bassenger er lagpakkene godt bevarte og stort sett bare tertiære avsetninger er erodert bort. Til sammenligning mangler store deler av de mesozoiske avsetningene i de områdene hvor erosjonen har vært størst. Erosjonshiatusen, kjent som URU, kan følges over store deler av Barentshavet (Nyland et al., 1992).



Figur 2-2: Tektonisk og sedimentologisk utvikling av det sørvestlige Barentshav. Figuren er modifisert etter Faleide et al. (1984). Beliggenheten til snittet vises i Figur 1-1.

## 2.4 Stratigrafi

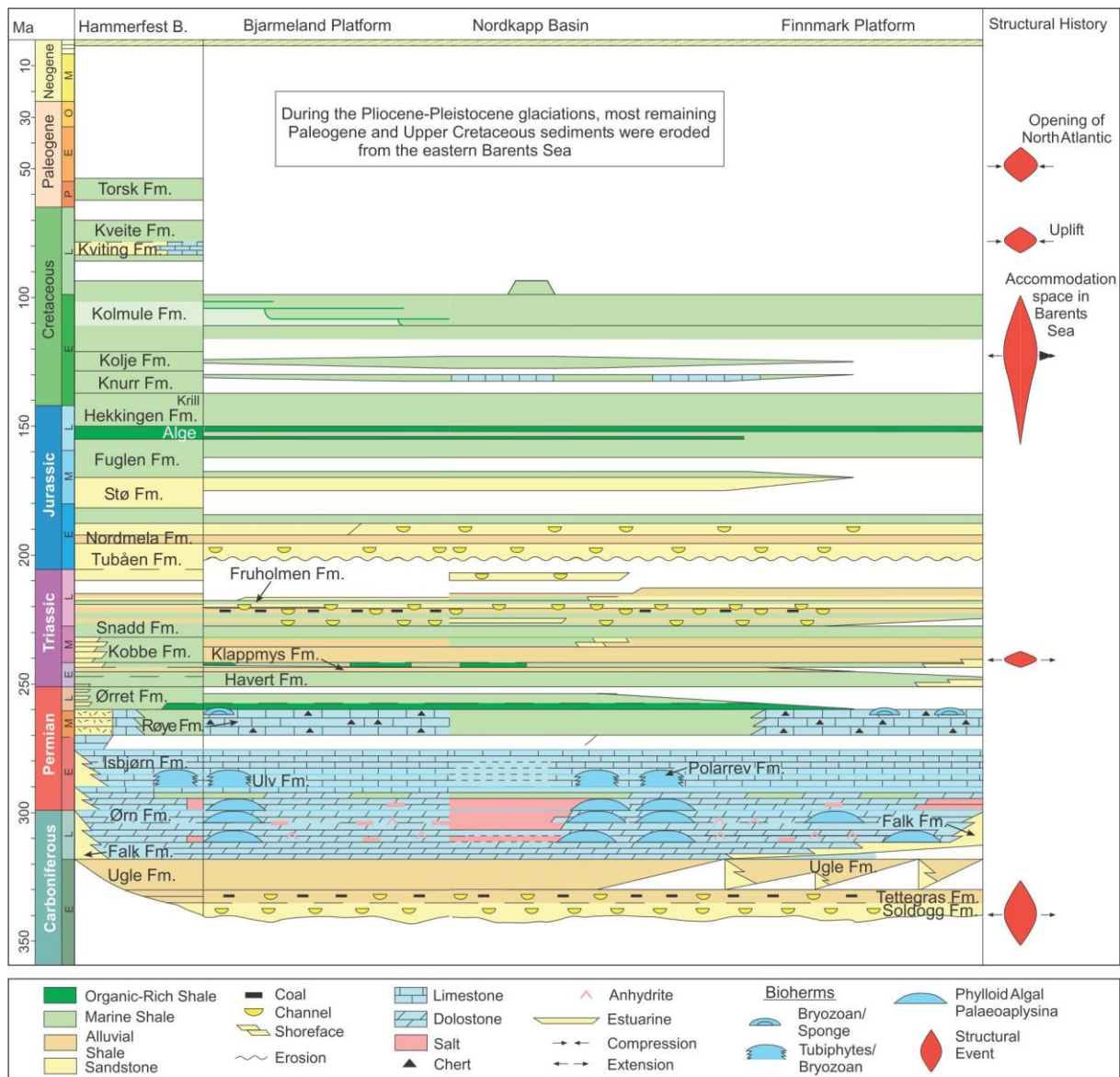
Stratigrafien i Barentshavet strekker seg fra sen paleozoikum til kvartær (Figur 2-3). Informasjon om grunnfjellet under er mangelfull, men antas å bestå av kaledonske og innuitian/svalbardian kaledonske bergarter (Fichler et al., 1997; Gudlaugsson et al., 1998).

Gjennom slutten av paleozoikum var hele regionen stort sett dominert av marine avsetningsforhold styrt av tektoniske og klimatiske forhold. Fra tidlig karbon var det dominans av sandsteinsavsetninger og alluvial leire med kildepotensial. En markert overgang i sedimentasjonsforholdene er observert fra sen karbon fram til sen perm hvor avsetningene i hele området er dominert av karbonater- og tykke saltavsetninger i Nordkappbassenget (Ohm et al., 2008).

Barentshavet drev nordover fra en breddegrad på 20°N i karbon til 55°N i trias og videre derfra til dagens posisjon på ca 75°N (Worsley et al., 1986; Heafford, 1988). I øvre perm og trias ble det avsatt marin- og alluvial leire under mer tempererte forhold. Det ble også avsatt sandsteinslag og klastiske avsetninger som reflekterer perioder med skiftende havnivåendringer med vestpropagerende klinoformer hvor Uralfjellene i øst utgjorde en avgjørende sedimentkilde (Doré, 1995; Ohm et al., 2008). Gjennom trias var det tektonisk sett en rolig periode i vestlige deler av Barentshavet med passiv regional innsynkning og avsetninger av tykke triassiske avsetninger. Transgressive perioder førte til utvikling av kystsletter og elver som blant annet kan gjenkjennes i Snaddformasjonen (Mørk og Elvebakk, 1999; Henriksen et al., 2011b).

I tidlig jura førte innsynkning til grunnmarine forhold. Klimaet gikk fra tørre til fuktige forhold som medførte økt nedbørsmengde og sedimenttransport. Det ble avsatt sand i elvedeltaer, elvesletter og i andre grunnmarine avsetningsforhold som i dag omfatter de viktigste reservoarbergartene på norsk sektor i Barentshavet. Økt tektonisk aktivitet i øvre jura til kritt førte til etableringen av dagens strukturelle konfigurasjon. Innsynkning av bassenger relativt til plattformer førte til at det i sen jura og kritt var en dominans av mer marine forhold i bassengene igjen. Anoksiske marine forhold førte til utviklingen av kildebergarter. I kritt ble det stedvis avsatt tykke lagpakker (Cavanagh et al., 2006; Ohm et al., 2008; Henriksen et al., 2011b). Langs basseng/plattform-marginene i tidlig kritt ble det avsatt sandsteinslag (Seldal, 2005). Sen kritt og tertiær er helt eller delvis fjernet av erosjon som en konsekvens av den tertiære hevingen (Faleide et al., 1984; Ohm et al., 2008).

Gjennom kvartær har mange glasiale perioder med isdekke over store deler av Barentssokkelen erodert og påvirket området. Eroderende is har ført til store prograderende sekvenser langs kontinentalmarginen i vest (Vorren og Laberg, 1997). URU separerer de underliggende eroderte, sedimentære bergartene fra overliggende glasigene avsetninger (Solheim og Kristoffersen, 1984).

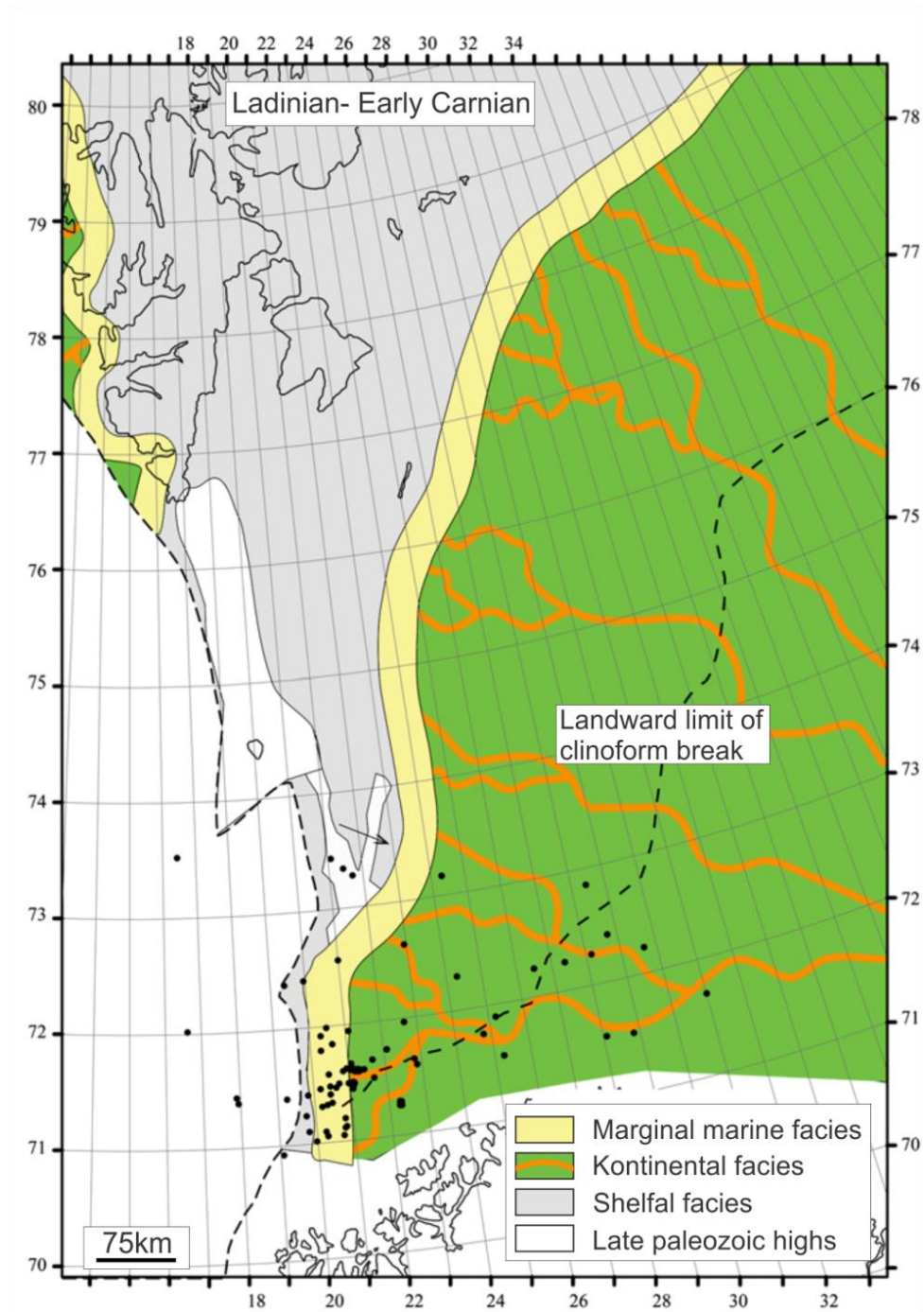


Figur 2-3: Stratigrafisk oversikt av sørvestlige deler av Barentshavet (Ohm et al., 2008). Til venstre vises alder, perioder og formasjoner. Til høyre vises en oppsummering av strukturelle hendelser.

### 2.5 Paleografi - trias

Mesozoiske avsetninger i Barentshavet var avsatt i grunnmarine forhold og viser gradvis innfyll av bassengene gjennom trias med gradvis progradering mot vest og nordvest. Loppahøyden kontrollerte sedimentdistribusjon fram til tidlig ladinian med en større heving i slutten av perm og flere påfølgende mindre episoder med heving. Fennoskandia og Uralfjellene utgjorde også en viktig sedimentasjonskilde til den NØ-SV orienterte paleokystlinjen (Smelror et al., 2009; Glørstad-Clark et al., 2010). Gjennom trias ble det avsatt leir- og sandlag som vekslet i takt med stadig endringer i havnivået. Dette førte til utviklingen av elvesletter og elvekanaler i regressive perioder (Figur 2-4). Disse godt sortert sandavsetningene har gode reservoaregenskaper (Nystuen et al., 2006).

Høyporøse vifteformede sedimentlober og kanaler kan fungere som akkumulasjonsområder for hydrokarboner.



Figur 2-4: Paleografisk rekonstruksjon av maksimal vestlig progradering i denne sekvensen (Glørstad-Clark et al., 2010). Den svarte stiplede linjen viser landgrensen for seismisk klinoform facies og Svalbards vestlige strandlinje (Mørk et al., 1982). Svarte punkt viser brønner i området.

## 2.6 Kildebergart

En kildebergart er en sedimentær enhet med mulighet til å generere hydrokarboner. En kildebergart inneholder vanligvis store mengder organisk materiale (kerogen) som er bevart på grunn av anoksiske avsetningsforhold. Dannelse fra kerogen til hydrokarbon skjer med økende trykk og temperaturforhold ved overlaging (Doré, 1995).

Den mest utbredte kildebergarten er Hekkingenformasjonen som også har den beste kvaliteten av kildebergarter i Barentshavet. Formasjonen er fra sen jura og består av mørk skifer rik på organisk materiale. Selv om formasjonen har stor utbredelse, har den ikke oppnådd genereringspotensial i alle områder med tanke på modningsgrad. Hekkingen er moden for generering av olje og gass i et tynt belte langs vestmarginen av Hammerfestbassenget og langs den vestlige utkanten av Loppahøyden. Lengre mot vest er Hekkingen overmoden, og mot øst er den umoden (Doré, 1995).

Nordmelaformasjonen er avsatt i tidlig jura først og fremst under terrestriske forhold. Kilden har derfor i hovedsak dannet gass, men befinner seg i oljevinduet nordvest for Hammerfestbassenget (Linjordet og Olsen, 1992).

Organisk rik leire i den midt triassiske Botnheiagruppen har lenge vært kjent som en potensiell kilde for hydrokarboner, fortrinnsvis gass. Gruppen er antatt å ha en stor utbredelse med variabel modningskvalitet.

Skifre fra øvre trias er antatt å ha en tilstrekkelig modningskvalitet på norsk sektor, men noe stor utbredelse er ikke påvist (Doré, 1995). Tidlig til midt triassiske formasjoner som Snadd-, Kobbe-, Klappmyss- og Havertformasjonene samt avsetninger fra perm og karbon er også kjent som potensielle kildebergarter i sørlige deler av Barentshavet. Antallet brønner som rekker til disse dypene er imidlertid få, og kvaliteten på kildebergartene er følgelig anslått med en større usikkerhet (Ohm et al., 2008).

## 2.7 Reservoar

Det meste av reservoarer i Barentshavet, både på norsk og russisk sektor består av sandstein av jura alder. Felt på norsk sektor som Albatros, Snøhvit og Askeladden, består alle av sandsteinsreservoarer fra tidlig til midt jura alder kjent som Støformasjonen. Denne enheten samt Nordmela- og Furuholmenformasjonen ble avsatt under kyst-marine forhold, og har som regel meget gode reservoaregenskaper (høy porøsitet og permeabilitet) (Doré, 1995). På Loppahøyden er karbonater fra karbon og perm beskrevet som potensielle reservoarer (Stemmerik et al., 1999; NPD, 2011). I Gipsdalengruppen har en leteboring (brønn 7120/2-1) påvist gode spor av hydrokarboner. Sandsteiner fra tidlig karbon og devon, samt sen karbon og perm på Loppahøyden kan også ha gode



reservoaregenskaper (NPD, 2011). Leteboringer har vist at det også eksisterer potensielle sandsteinsreservoarer av triassisk alder (Glørstad-Clark et al., 2010; NPD, 2011).

## 2.8 Effekt av heving og erosjon

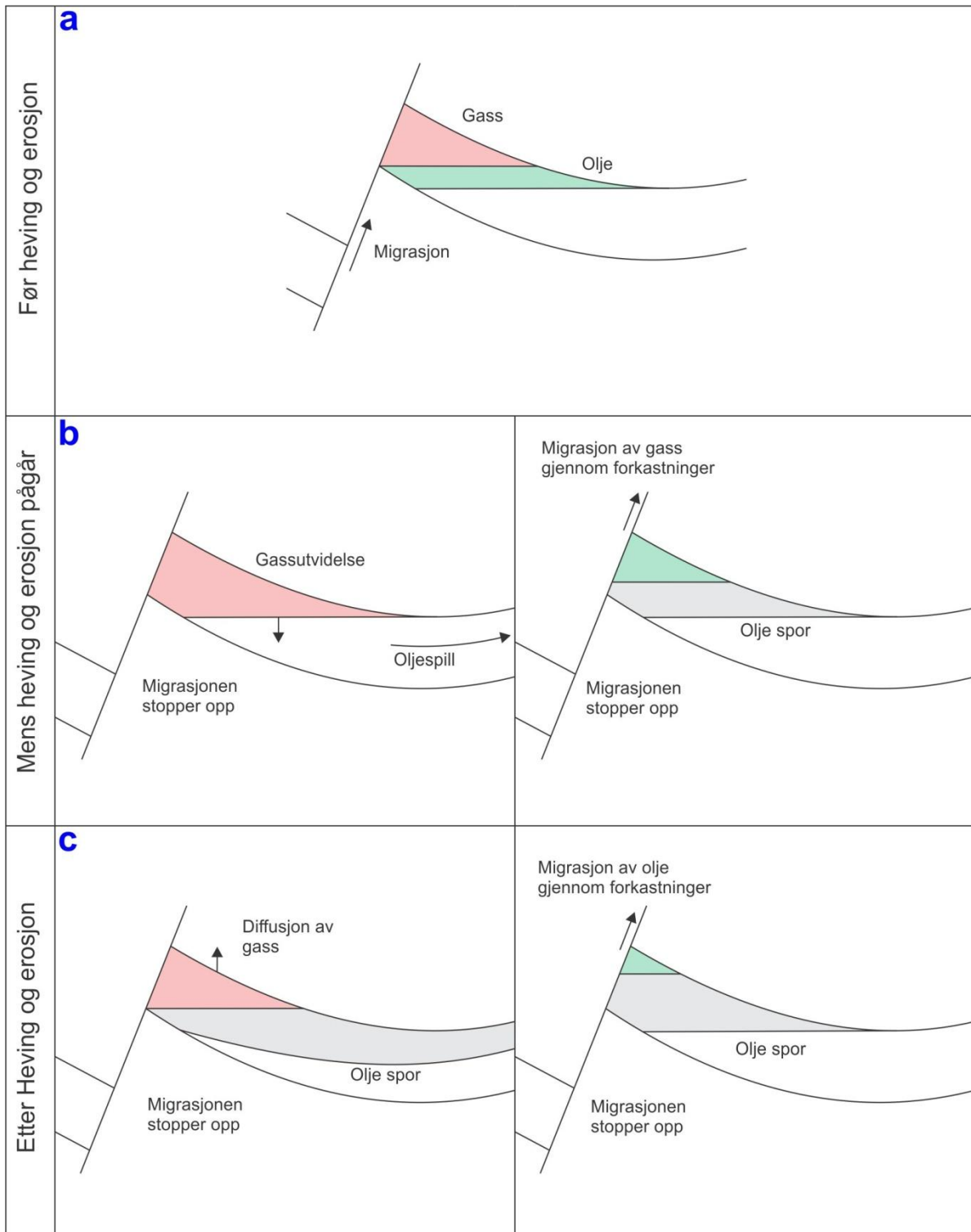
Heving og erosjon henger ofte sammen. Erosjon finner sted når terreng heves over havnivå. Barentshavet ble utsatt for betydelig heving og erosjon i kenozoisk tid. Primære erosjonsmekanismer er antatt å være glasial erosjon, spesielt for norske deler av Barentshavet. I enkelte områder er opp til 3000 m med sedimentære avsetninger erodert bort. Dette er en av årsakene til de noe skuffende resultatene av petroleumsforekomster i den norske delen av Barentshavet. Utslipp av hydrokarboner fra akkumuleringsområder, ekspansjon av gass, lekkasje gjennom forkastninger og avkjøling av kildebergarter er blant de negative effekter av heving og erosjon. Positive effekter kan være frakturering som øker graden av permeabilitet, remigrasjon av hydrokarboner til grunnere områder og retrograd kondensering (Doré og Jensen, 1996).

Ved avtakende trykk grunnet heving og erosjon, vil gass ekspandere i reservoarene. Dersom et reservoar er fylt til spillpunktet og den tilstedeværende gassen ekspanderer, vil hydrokarboner lekke ut av reservoaret. Resultatet er ofte at det meste av oljen presses ut av reservoaret slik at det stort sett bare er gass igjen (Figur 2-5) (Doré, 1995).

Heving fører til at aktive kildebergarter kommer på et grunnere nivå og temperaturen vil avta. Dette resulterer i at mindre eller ingen hydrokarboner genereres fra kilden (Doré og Jensen, 1996).

Takbergarter kan miste noe av sin plastiske egenskap dersom temperaturen avtar. Dette betyr at takbergarten blir mer sprø og lettere utsatt for oppsprekking. Oppsprekking av takbergarter kan føre til at hydrokarboner lekker ut. Heving og tektonisk aktivitet kan føre til åpning og reaktivering av forseglende forkastninger. Dette kan også lede til lekkasje av hydrokarboner fra felledannende strukturer gjennom forkastninger (Doré og Jensen, 1996).

Reservoarbergarter som har vært på dypere områder enn vi finner dem i dag, vil ha en kompaksjons- og diagenetisk egenskap som gjenspeiler høyeste begravellesdyp. Siden diagenetiske prosesser generelt sett reduserer porøsiteten og permeabiliteten, kan en hevet reservoarbergart ha lavere reservoarkvalitet enn normalt forventet på det nåværende dyp (Doré og Jensen, 1996). I områder hvor hydrokarboner har migrert ut av reservoarer grunnet oppløft og/eller forkastningsdannelser i takbergarter, er det en sannsynlighet for at hydrokarbonene migrerer til omkringliggende eller grunnere reservoarer (Doré og Jensen, 1996).



Figur 2-5: Effekten av heving og erosjon. *a*: Akkumulering av olje og gass før heving og erosjon. *b*: Heving og erosjon fører reservoaret til et grunnere nivå. Gassen ekspanderer og fortrenger plassen til oljeforekomstene. Kildebergarten føres også til et grunnere nivå og genereringen av hydrokarboner stopper opp. Migrasjon gjennom reaktiverte forkastninger kan forekomme. *c*: Etter heving og erosjon. Diffusjon av gass og spor av hydrokarboner. Migrasjon gjennom forkastninger kan fortsette. Figuren er modifisert etter Riis (1992).

## 3 Data og metoder

### 3.1 Seismisk datagrunnlag

3D seismisk data fra Loppahøyden har blitt brukt i studiet (SG9810) (Figur 3-7). Seismikken ble samlet inn av Saga Petroleum AS i 1998 og prosessering ble gjort av Geco-Prakla i 1999. Datasettet inneholder "full-stacked" migrert seismikk i SEG-Y format. Opptaksintervall var 4 ms, streamerdybden 6 m og "acquisition grid":  $\Delta x \times \Delta y = 12.5 \text{ m} \times 37.5 \text{ m}$ .

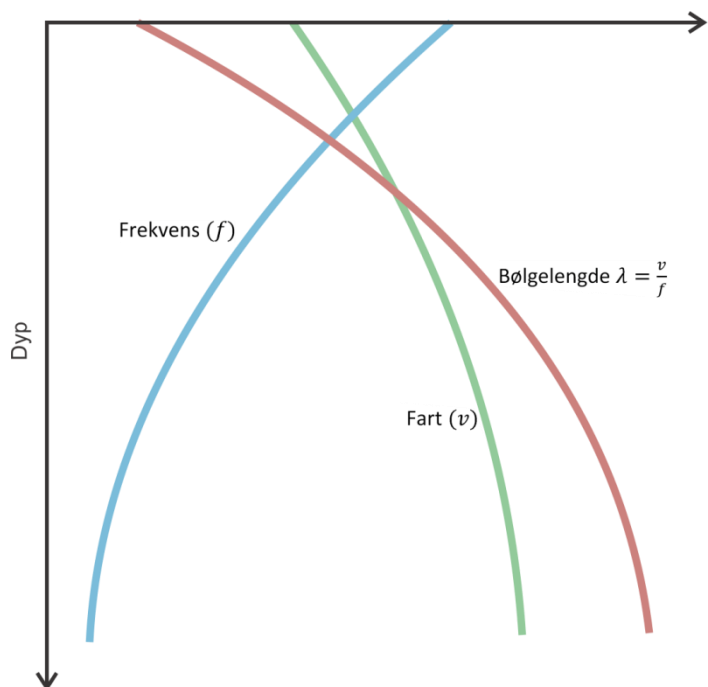
2D data har også vært tilgjengelig med fokus på å kunne korrelere og tolke formasjonstopper fra omkringliggende brønner. 2D datasett som brukes i oppgaven er NH8403, NH8412, NH8610 og SG9309 (Figur 3-7). 2D seismikken brukes bare til korrelering og det er ikke framstilt noen figurer fra disse datasettene.

### 3.2 Oppløsning av seismisk data

#### 3.2.1 Oppløsningsteori

Forståelse og kunnskap om oppløsning er nødvendig for å kunne gjengi størrelsen på strukturer og elementer i seismiske data.

Oppløsningen avtar med økende dyp. Dette kommer av at den dominerende bølgelengden blir større med dypet fordi høyere frekvenser absorberes raskere sammenlignet med lavere frekvenser. Den seismiske hastigheten øker, og følgelig blir bølgelengden generelt sett lengre mot dypet da bergartene er eldre og mengden overlaging fører til økt kompaksjon og tetthet (Figur 3-1) (Badley, 1985; Brown, 1999). I tillegg svekkes signalet mot dypet på grunn av sfæriske spredningen fra den akustiske kilden (Badley, 1985).



Figur 3-1: Figuren viser variasjonen i frekvens, hastighet og bølgelengde mot dypet. Bølgelengden og den akustiske hastigheten øker mot dypet. Frekvensen avtar mot dypet. Den vertikale og horisontale oppløsningen er direkte proporsjonal med utviklingen av bølgelengden. Figuren er modifisert etter Brown (1999).

### 3.2.2 Vertikal oppløsning

Vertikal seismisk oppløsning er definert som den minste vertikale avstanden to reflektorer kan ha og fremdeles være skillbare i et seismisk profil, altså å bli sett som to ulike enheter (Bulat, 2005). Oppløsningen bestemmes av den dominerende bølgelengden. Bølgelengden ( $\lambda$ ) er en funksjon av hastighet ( $v$ ) og frekvens ( $f$ ) (Formel 6). Figur 3-2 viser hvordan refleksjonen fra en kile påvirkes av den vertikale oppløsningen. Så lenge den vertikale tykkelsen av et lag er større enn  $\frac{1}{4}$  av bølgelengden, kan topp og bunn av laget skilles, også kjent som grensen for separasjon (Formel 7) (Badley, 1985; Brown, 1999). Lag med tykkelse helt ned i  $\frac{1}{30}$  av bølgelengden kan innvirke på seismisk data, kalt grense for synlighet (Badley, 1985).

Formel 6

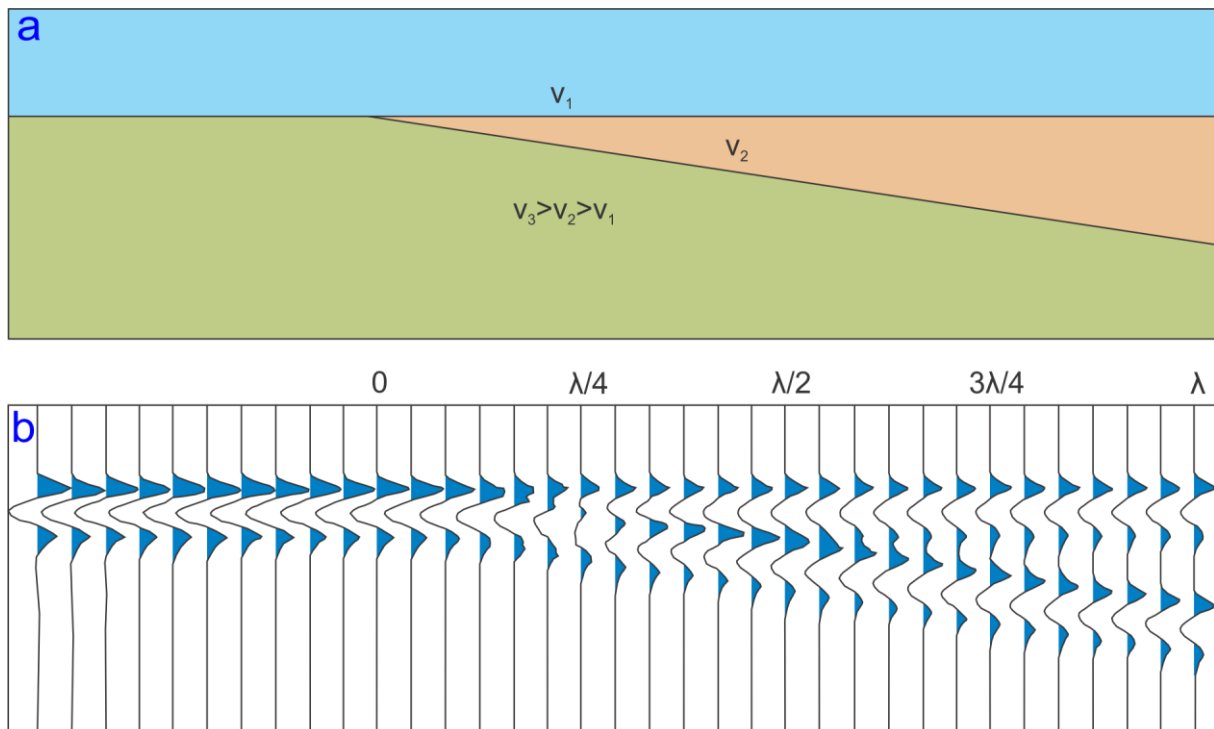
$$\text{Bølgelengde, } \lambda = \frac{v}{f}$$

Formel 7

$$\text{Vertikal oppløsning} = \lambda \frac{1}{4}$$

*Bølgelengde (m) =  $\lambda$ , hastighet (m/s) =  $v$ , dominerende frekvens =  $f$*

Interferens oppstår blant annet når et lag er tynnere enn halvparten av bølgelengden. Når refleksjonen fra ulike reflektorer overlapper, vil det også oppstå interferens. Dette er styrt av bølgelengden til den seismiske pulsen og avstanden mellom de akustiske impedansgrensene i tid (Figur 3-2) (Badley, 1985).



Figur 3-2: Refleksjon fra en kile med tykkelse indikert som fraksjoner av den dominerende bølgelengden. *a*: Modell. *b*: Seismisk seksjon. Figuren er modifisert etter Badley (1985).

### 3.2.3 Horisontal oppløsning

Horisontal oppløsning er den minste horisontale avstanden mellom to refleksjonspunkt som fortsatt lar seg skille fra hverandre. De reflekterte signalene fra en reflektor kommer ikke fra et enkelt punkt. Etersom bølgefronten har en sfærisk utbredelse, kommer de reflekterte signalene fra en rekke punkt fra en sirkulær sone. Denne sonen kalles for Fresnelsonen. Alle signaler som faller innenfor denne sonen er innenfor  $\frac{1}{4}$  av bølgelengden. Disse vil interferere til en bølge. Det er ikke mulig å se forskjell på strukturer som ligger innenfor denne sonen. På umigrert data, vil Fresnelsonen utgjøre den horisontale oppløsningen, altså  $\frac{1}{4}$  av bølgelengden (Formel 8) (Badley, 1985; Brown, 1999).

Migrasjon er en prosesseringsteknikk brukt for å øke den horisontale oppløsningen. Noen av prosessene er å relassere refleksjoner som er ute av posisjon på grunn av dipp, fokusere energien som er spredt over Fresnelsonen og kollapse diffraksjons-mønster fra punkter og kanter (Brown, 1999).

Ved migrasjon av seismisk data, kan Fresnelsonen reduseres slik at den horisontale oppløsningen blir betraktelig bedre. Dette gjelder både for 2D og 3D seismikk. I 2D seismikk kan Fresnelsonen krympes til  $\lambda/4$  i retning av profilet. For 2D seismikk kan det ikke migreres i kryssende retning da det ikke eksisterer data i kryssretning. For 3D seismikk, er det data tilgjengelig til å migrere i kryssretning også. Dette betyr at Fresnelsonen kan migreres ned til  $\lambda/4$  i alle retninger, men dette forutsetter perfekt migrasjon (Formel 9) (Figur 3-3) (Brown, 1999; Bulat, 2005). I praksis reduseres Fresnelsonen vanligvis til  $\lambda/2$  (Brown, 1999).

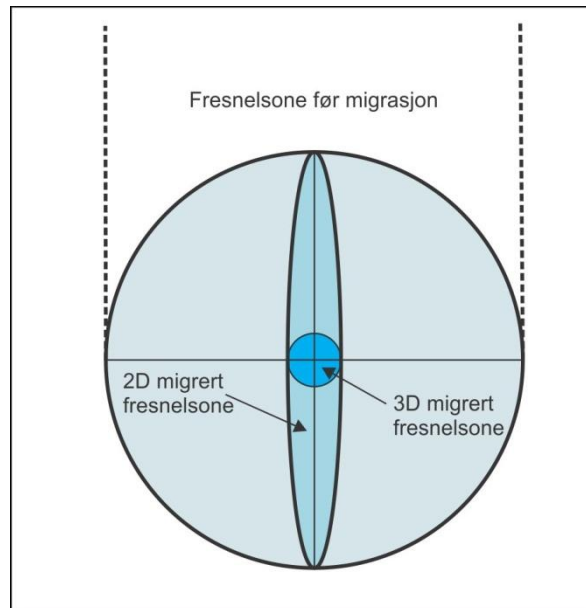
#### Formel 8

$$\text{Fresnelzone før migrasjon} = v \sqrt{\frac{T}{f}}$$

#### Formel 9

$$\text{Fresnelzone etter migrasjon} = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4 * f}$$

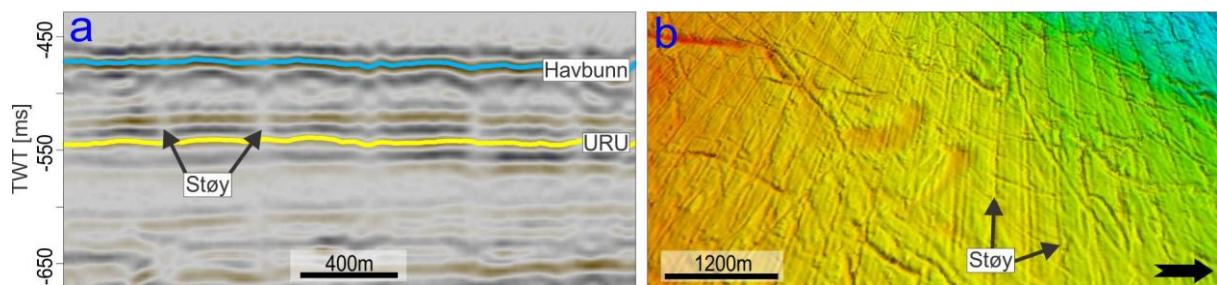
$T$  = toveis gangtid,  $f$  = dominerende frekvens,  $v$  = hastighet (m/s),  $\lambda$  = bølgelengde (m)



Figur 3-3: Fresnelzone før og etter migrasjon for 2D og 3D seismikk. Figuren er modifisert etter Brown (1999).

### 3.3 Artefakter

Artefakter kan opptre i seismisk data og kan være forstyrrende og/eller feiltolkes til strukturer som i virkeligheten ikke eksisterer. I datasettet SG9810 forekommer det artefakter som trolig er innsamlingsstøy. Denne innsamlingsstøyen går som lange parallelle striper langs innsamlingsretningen. Støyen påvirker ikke datasettet i stor grad, men det er viktig å merke seg dette for å unngå feiltolkninger. I et seismisk profil kan støyen se ut som små vertikale forkastninger (Figur 3-4a). En overflate av havbunnen basert på havbunnstolkningen viser støyen godt når belysningen settes vinkelrett på stripene (Figur 3-4b).



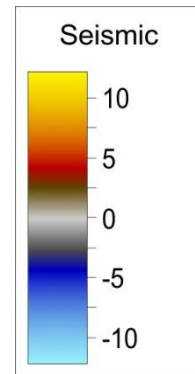
Figur 3-4: a: Seismisk snitt som viser opptreden av støy i form av vertikale striper. Stripene kan ligne forkastninger eller vertikale akustisk maskerte pipestrukturer. b: 3D visning av havbunnen sett fra øst mot vest. Belysningen er satt vinkelrett på innsamlingsretningen. Støyen forekommer som lange parallelle linjer.

## 3.4 Programvare

### 3.4.1 Petrel

I studien har Petrel 2010.2 fra Schlumberger blitt brukt som tolknings- og visualiseringsverktøy. Petrel inneholder mange ulike verktøy som kan benyttes til tolkning, generering av attributtkart og en rekke andre verktøy som bidrar til at geologisk informasjon kan hentes ut fra datasettet.

All vanlig visning av seismiske snitt vises med samme farger og skalering. Maksimum bølgetopp framstilles med rødt til gult, minimum bølgedal med blått og nedre/øvre nullkryssing med hvit. For å frigi plass til seismikken, er skalaen for seismikk utelatt og vises her i et eksempel (Figur 3-5). Petrel bruker negativ fortegn for dyp (for eksempel -700 ms TWT). Dyp vil bli beskrevet som positive verdier i teksten. Grønn pil indikerer retning mot nord i 3D figurer, svart pil indikerer nord i 2D figurer.

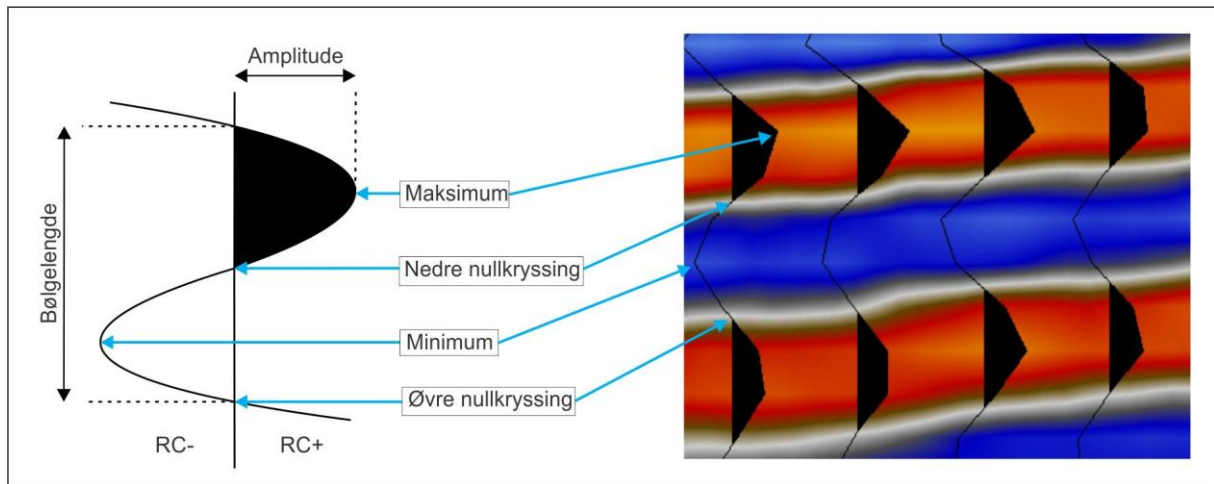


Figur 3-5: Seismisk skala som benyttes i de kommende seismiske snittene.

### Tolkning av seismisk data

Seismisk tolkning av refleksjoner kan utføres med flere ulike metoder i Petrel. 1) *Manual interpretation*, hvor tolkningen interpoleres mellom valgte punkter langs en refleksjon; 2) *Guided autotracking*, hvor den beste ruten langs en refleksjon mellom to bestemte punkter beregnes; 3) *2D Autotracking*, hvor tolkningen gjøres automatisk til den møter på en uregelmessighet som ikke passer til de gitte parametrene for tolkningen; 4) *3D autotracking*, hvor tolkningen gjøres automatisk fra et valgt punkt og ut i alle retninger under gitte parametre. Når en refleksjon er av god kvalitet, kan dette være et raskt og effektivt verktøy. Ved bruk av *autotracking*-verktøy, kan feiltolkninger oppstå. Manuell tolkning er nyttig for tolkning av elementer hvor signalene er sterkt forstyrret eller maskerte. For områder med lav til ingen amplitudestyrke vil automatisk tolkning være vanskelig, om ikke umulig.

Tolkningen kan gjøres på ulike deler av et bølgesignal; maksimum (topp), minimum (trau), øvre nullkryssing og nedre nullkryssing (Figur 3-6). Ønskede verdier settes inn for *autotracking*. Programvaren kan da ta hensyn til de gitte amplitudeverdiene, forhåndsdefinerte traseverdier, tillatt vertikal endring langs en horisont og hvor store avvik som skal tillates fra de gitte parametrene. For å oppnå en god tolkning, er det normalt å starte med strenge parametre slik at de sterke og kontinuerlige reflektorene tolkes først. På denne måten kan feiltolkning reduseres. Etter at en tolkning er gjort, kan det lages en overflate basert på tolkningen. Denne ser grafisk penere ut og fyller igjen flekker som ikke er tolket. Dette gir et jevnere og penere resultat.



Figur 3-6: Maksimum, nedre nullkryssing, minimum og øvre nullkryssing av et signal.

### Attributter

Seismiske attributtkart er ulike visualiseringsverktøy som kan fremheve geologiske strukturer, former, amplitudeanomalier osv. Både volumetriske attributter og overflateattributter er brukt i oppgaven.

RMS (root mean square) attributtkart beregner gjennomsnittlig amplitudeverdi for et gitt volumvindu. Alle verdier opphøyes i andre før gjennomsnittet beregnes slik at ingen av verdiene blir negative. Deretter beregnes kvadratroten av verdiene. På denne måten blir enkelte seismiske amplituder forsterket slik at morfologiske strukturer med akustisk impedanskontrast til omkringliggende sedimenter blir lettere synlig.

Varianskuber framstiller variasjonen i kontinuitet langs en refleksjon og fremhever terminering av refleksjoner grunnet stratigrafisk terminering eller på grunn av forkastninger/forkastningssoner. På denne måten kan blant annet forkastninger og områder med akustisk maskering kartlegges.

#### 3.4.2 Hydoff

Hydoff er et enkelt beregningsprogram av GHSS for gasshydrater. Programmet estimerer ved hvilke trykk og temperaturforhold det kan forventes å finne gasshydrater i stabil form med ulike sammensetninger av naturgass. Programmet inneholder også andre parametre, blant annet for saliniteten av porevannet og ulike hydratstrukturer.

#### 3.4.3 CorelDraw

CorelDraw er et grafisk vektorbasert redigeringsprogram som benyttes i oppgaven til framstilling av figurene.



### 3.5 Brønndata

Data fra fire brønner er brukt i oppgaven. Brønnene 7120/1-1 R2, 7121/1-1 R og 7120/2-1 ligger rett sør for datasettet. Brønn 7220/6-1 ligger i sentrale, nordlige deler av datasettet (Figur 3-7). Brønnene er benyttet til tolkning og korrelering av formasjoner. Informasjon om akustisk hastighet ble også hentet ut fra brønnene. I tillegg er generell informasjon om kilde, reservoar, påviste hydrokarboner og mulig lekkasje hentet fra disse brønnene. Informasjonen er hentet fra NPDs faktasider for brønner (NPD, 2011). Fakta om brønnene er oppsummert i Tabell 1.

Brønn 7220/6-1 ligger innenfor datasettet SG9810. Målet med brønnen var å teste mulige hydrokarboner i karbonatavsetninger og klastiske avsetninger i perm og karbon samt mulige forekomster i sandsteiner i trias. Det ble påvist gode hydrokarbonspor i både enheter fra trias og paleozoiske enheter. Produksjon viste seg ikke gjennomførbart og brønnen ble plugget uten produksjonstesting. Dette resultatet er lovende for framtidige funn i det vestlige Barentshavet. Brønnen ble avsluttet 1515 m under havbunnen i bergarter av kaledonsk tilhørighet (NPD, 2011).

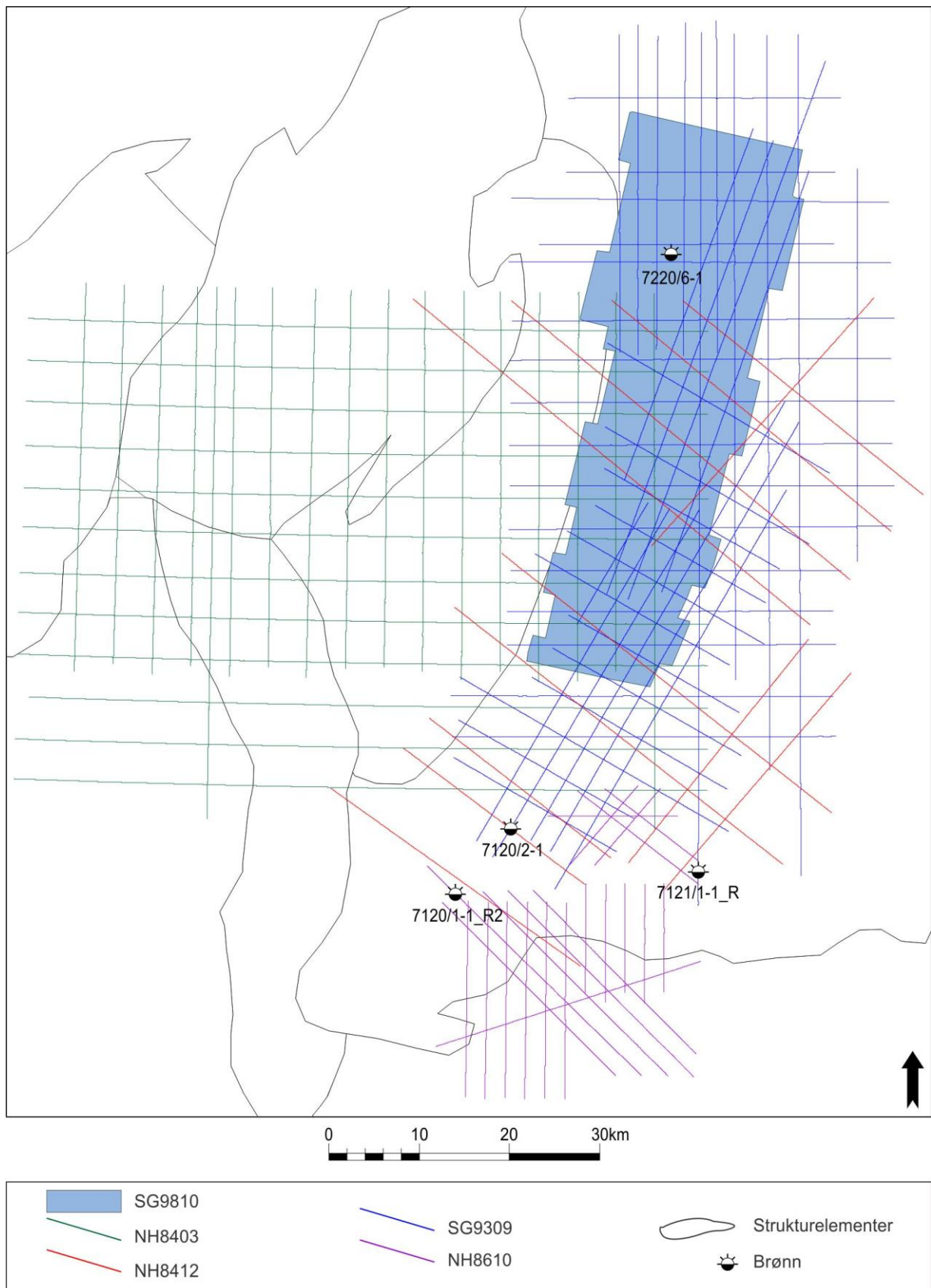
Brønn 7120/1-1 R2 ble boret ned til et totaldyp på 4003 m i grunnfjell. Målet var å teste karbonatreservoarer av paleozoisk alder og triassiske sandsteinsreservoarer. Brønnen møtte på mindre hydrokarbonspor i Furuholmenformasjonen i trias. Oiljespor ble også påvist i sen perm. Brønnen ble plugget og forlatt som en tørr brønn med olje- og gasspor.

Brønn 7120/2-1 ble boret ned til et totaldyp på 3502 m i grunnfjell. Målet var hydrokarbonbærende reservoarer i paleozoikum (karbon og perm) og intervaller i midt trias. Oljespor ble funnet i sandige avsetninger fra trias, og i karbonatavsetninger fra perm og karbon. Det ble påvist hydrokarbonlekkasje fra forkastninger. Brønnen ble plugget og forlatt med gode spor av hydrokarboner.

Brønn 7121/1-1 R ble boret ned til et totaldyp på 5000 m i Ørnformasjonen. Målet var å teste reservoarpotensial i perm, sandsteiner fra devon og karbon samt sandsteiner fra trias. Hydrokarbonspor ble påvist i tynne enheter fra trias mens de paleozoiske enhetene viste seg å være 100 % vannbærende. Brønnen ble plugget og forlatt som en tørr brønn.

Brønn	Borestart	Resultat	Operatør	Total dyp (MD) [m RKB]	Vanndyp	Eldste penetrerte formasjon	Temperatur ved bunn av brønnbanen
7220/6-1	2005	Oljespor	Hydro	1540 m	368 m	Grunnfjell	46 °C
7121/1-1 R	1986	Gass-spor	Esso	5000 m	369 m	Ørn fm	146 °C
7120/2-1	1985	Oljespor	Hydro	3502 m	387 m	Grunnfjell	97 °C
7120/1-1 R2	1986	Olje/gass-spor	Shell	4003 m	342 m	Grunnfjell	125 °C

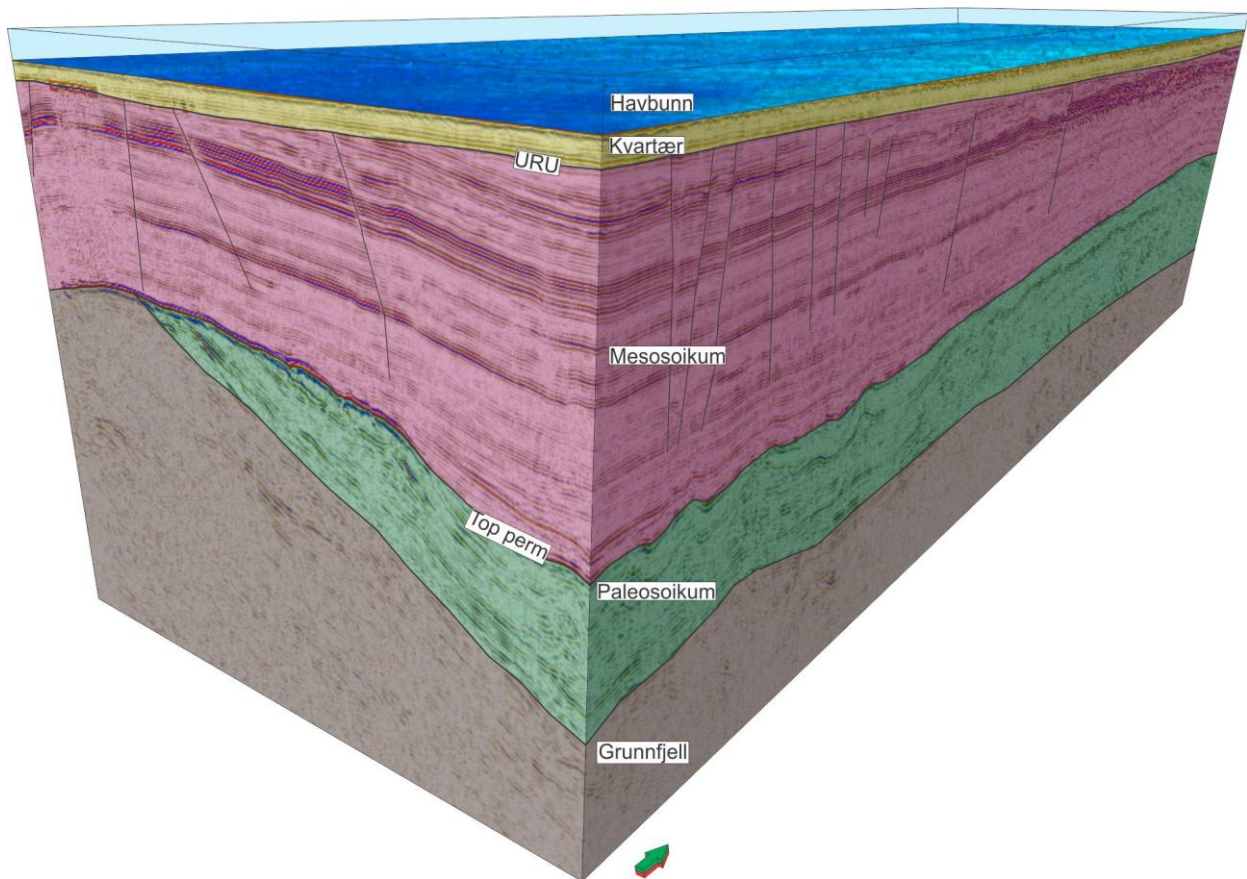
Tabell 1: Info om brønner brukt i oppgaven. All data hentet fra NPDs faktasider (2011).



Figur 3-7: Datasettet SG9810, 2D seismiske datasettet og brønnene brukt i oppgaven.

## 4 Resultat

Resultatkapittelet bygger på horisont og forkastningstolking av seismisk data fra 3D datasettet SG9810. Hovedfokus har vært seismiske indikasjoner på fluidmigrasjon, akustisk maskerte områder, potensielle pockmarks og akkumulasjon. Til dette har det blitt brukt vertikale og horisontale tidsseismiske snitt, samt volumetriske- og overflatebaserte attributter. En rekke formasjonstopper er tolket og korrelert mot tilgjengelige brønner slik at en stratigrafi kunne utledes. Hovedfokuset ligger i trias i Snaddformasjonen og i kvartære avsetninger fra URU og opp til havbunnen. Dominerende forkastningstrender i området er også kartlagt for å se på sammenhengen mellom migrasjon og forkastninger.



Figur 4-1: 3D visning av datasettet SG9810 sett fra sørøst mot nordvest. Hovedtolkningene er tegnet inn med ulike farger. Grunnfjell i bunn overlatt paleozoiske enheter, mesozoiske enheter og en kvartær enhet på topp. Stratigrafien er basert på brønndata og tilgjengelig litteratur.

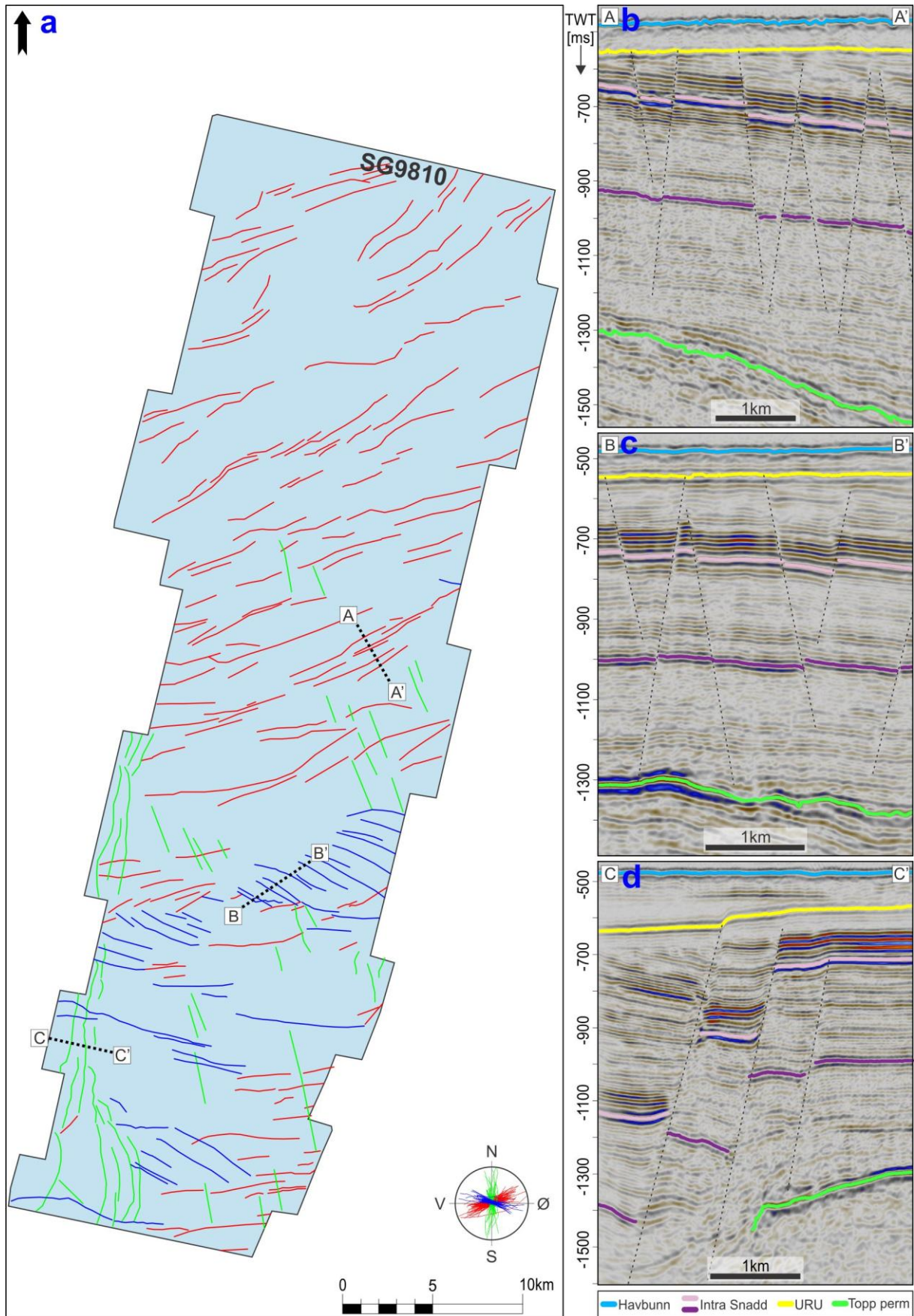
## 4.1 Normalforkastninger

Området har forkastningssystemer i tre ulike retninger: NØ-SV til ØNØ-VSV, VNV-ØSØ og N-S til NNV-ØSØ (Figur 4-2a). Alle forkastningene ser ut til å være normalforkastninger med varierende forkastningssprang. Forkastningene innad i de ulike forkastningssystemene er forholdsvis parallelle. Dette kan indikere ulike episoder med ekstensjonsbevegelser. Forkastningsblokkene danner horst-graben strukturer. De fleste forkastningene er representerte i triassiske avsetninger, og mest utviklet i Snaddformasjonen (Figur 4-2b, c og d). Forkastningene er forholdsvis jevnt fordelt med noe høyere tetthet i sentrale og sørlige deler av datasettet.

De NØ-SV til ØNØ-VSV orienterte forkastningene forekommer i hele datasettet (merket rødt) (Figur 4-2a og b). I nordlige deler av datasettet er det kun disse forkastningene som er representerte. De VNV-ØSØ orienterte forkastningene forekommer som et belte midt i datasettet og sørover (merket blått) (Figur 4-2a og c). Begge forkastningssystemene ser ut til å terminere rett over topp perm refleksjonen, men kan enkelte steder følges helt ned til sen karbon (Gipsdalengruppen). Forkastningene kappes av URU i topp. Forkastningene er mest utviklet i trias og derfor lett synlige i Snaddformasjonen. Spranget varierer fra nesten ikke målbare sprang til ca 50 ms TWT. De fleste ligger mellom 10-25 ms TWT. Dette tilsvarer ~11-28 m med en antatt hastighet  $v_p = 2200$  m/s. Spranghøyden avtar med dypet.

De N-S til NNV-SSØ orienterte forkastningene (merket grønn) forekommer i sørvestlige deler av datasettet langs en forholdsvis markant grense, men forkastninger med samme orientering finnes også lengre inn på datasettet i sentrale deler og lengre nord (Figur 4-2a og d). Spranghøyden varierer, og de største spranghøydene er i overkant av 400 ms TWT. De fleste spranghøydene ligger imidlertid mellom 25-250 ms TWT, noe som tilsvarer 27,5-275 m ( $v_p = 2200$  m/s). Spranghøyden avtar med dypet. Forkastningssonen kobles til grensen mellom Loppahøyden og Polheim-Subplattform. Den nedre termineringen av forkastningene antas å være i sen perm, men dette er noe uklart på grunn av utydelig seismikk og på grunn av at forkastningene forekommer helt i grensen av datasettet. I topp kuttet forkastningene av URU. Hvorvidt forkastningene enkelte steder kan følges helt til havbunnen er vanskelig å avgjøre grunnet dim seismikk i de kvartære avsetningene, og kan derfor ikke utelukkes. Forkastningene er mest utviklet i trias, og derfor lett synlig i Snaddformasjonene.

Tegn på fluidmigrasjon observeres i sammenheng med alle forkastningssystemene. Stedvis har forkastningsplanet høyere amplitude og akustisk maskerte områder opptrer i sammenheng med forkastningene (kap. 4.2).



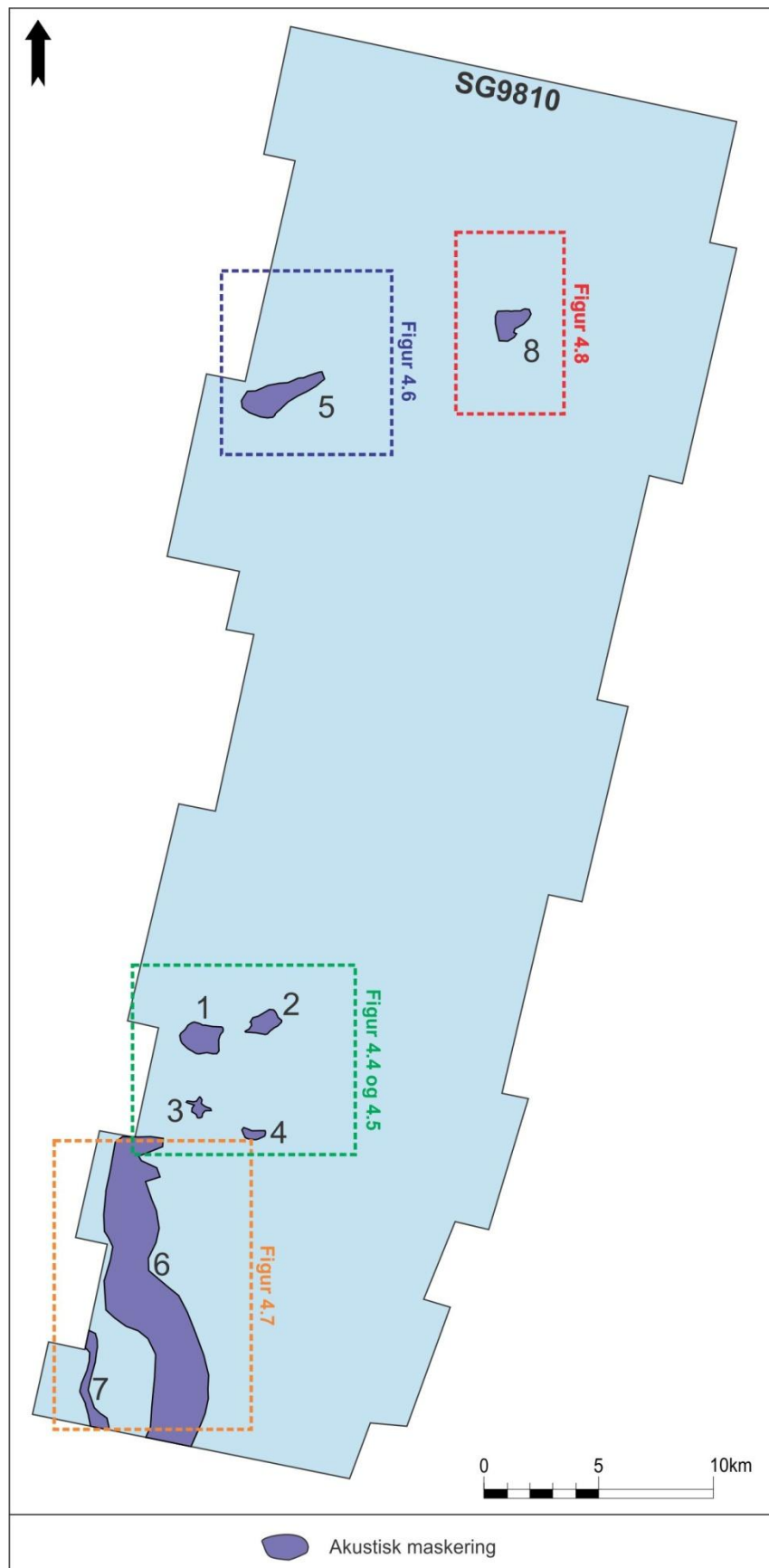
Figur 4-2: *a*: Oversiktsfigur av forkastninger i datasettet (bygger på tidssnitt gjennom en varianskube). NØ-SV til ØNØ-VSV orienterte forkastninger er markert med rødt, VNV-ØSØ orienterte forkastninger er markert blått og N-S til NNV-SSØ orienterte forkastninger er markert med grønn. *b*: Seismisk snitt A-A'. *c*: Seismisk snitt B-B'. *d*: Seismisk snitt C-C'.

## 4.2 Vertikal fluidmigrasjon

Områder med vertikal seismisk maskering opptrer flere steder i datasettet, og varierer både i horisontal utbredelse, form og vertikal utstrekning. Felles for disse områdene er akustisk maskering i vertikale til subvertikale søyler av ulik størrelse som stopper i en amplitudeanomali i topp. Under amplitudeanomaliene er refleksjonene kaotiske, diskontinuerlig og viser enkelte steder noe lavere frekvens og push-down effekt. Alle sonene har kontakt med en eller flere forkastninger. Slike seismiske indikatorer kan relateres til fokusert fluidmigrasjon fra dypere til grunnere nivåer. Øvre terminering er her definert der akustisk maskert seismikk går over til en amplitudeanomali/lysflekk. Nedre terminering er definert der akustisk maskert seismikk stopper. Åtte av de mest representative akustisk maskerte områdene er nærmere beskrevet, nummerert fra 1 til 8 (Figur 4-3) (Tabell 2), og er fremstilt i Figur 4-4 - Figur 4-8 med seismiske snitt og varians-attributtkart.

Akustisk maskert område	Lengste akse (m)	Korteste akse (m)	Horisontal utbredelse ~km <sup>2</sup>	Øvre terminering (ms TWT)	Nedre terminering (ms TWT)	Vertikal utstrekning (ms TWT)	Vertikal utstrekning (m, 2200 m/s)
1	1700	1250	1,67	570	1280	710	781
2	1400	750	0,82	570	1270	700	770
3	750	650	0,38	580	960	380	418
4	1150	400	0,36	580	1280	700	770
5	3600	650	1,84	630	1040	410	451
6	15000	2600	30,63	875	1590	715	787
7	4300	450	1,52	720	1390	670	737
8	1800	1000	1,41	590	1120	530	583

Tabell 2: Oversikt av alle beskrevne akustisk maskerte områder nummerert fra 1-8. Horisontal utbredelse er basert på arealberegning av en enkel ellipse (lengste radius \* korteste radius \*  $\pi$ ). Øvre og nedre grense for sonene er satt der akustisk maskering stopper eller går over i en amplitudeanomali. Vertikal utstrekning i meter er beregnet ut fra en antatt hastighet på 2200 m/s.



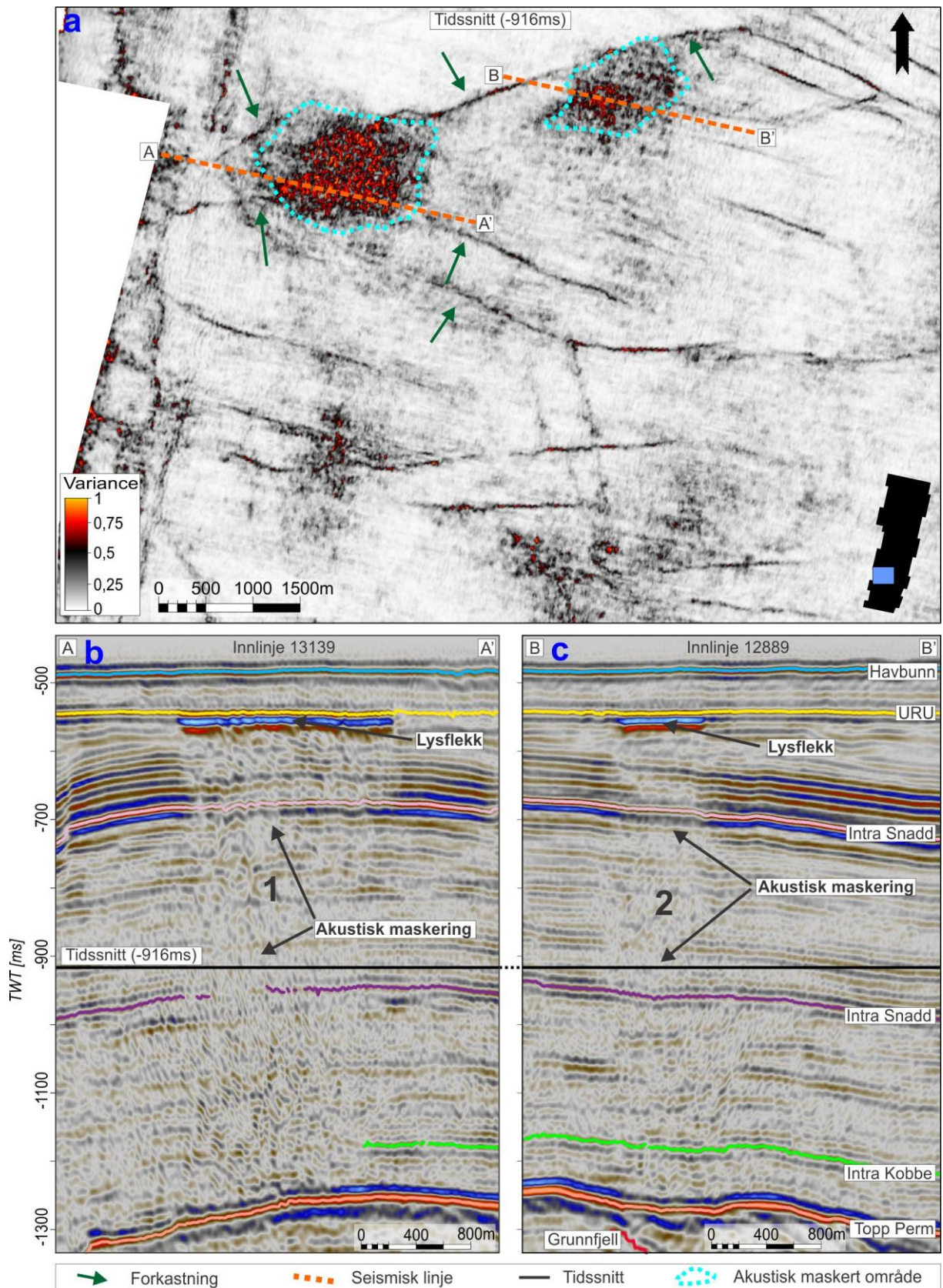
Figur 4-3: Oversikt over områder med vertikal akustisk maskering, nummerert fra 1-8. Hver firkant henviser til nye figurer og beskrivelse av områdene.

*Akustisk maskert område 1* går fra topp perm refleksjonen ved ca 1280 ms TWT som en vertikal søyle til ca 570 ms TWT hvor den terminerer i en amplitudeanomali rett under URU (Figur 4-4b). Amplitudeanomalien består av en singel refleksjon med reversert polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Det akustisk maskerte området har en total, vertikal utstrekning på ca 710 ms TWT. Med en antatt hastighet på 2200 m/s, tilsvarer dette en vertikal utbredelse på 781 m. Den horisontale utbredelse beregnes til ca 1,67 km<sup>2</sup>, og er forholdsvis likt på ulike dyp, men er noe vanskelig å avgjøre i de dypere områdene da det er lite forskjell på det akustisk maskerte området og seismikken rundt. I tidssnitt har området sirkulær til subsirkulær form. Under amplitudeanomalien i toppen og nedover, er refleksjonene dimme, kaotiske og diskontinuerlige. Enkelte refleksjoner inneholder trekk av push-down effekt, men dette er ikke betydelig og lar seg ikke måle nøyaktig. Et lavfrekvensområde vises under amplitudeanomalien. Et tidssnitt i -916 ms TWT gjennom en varianskube viser tydelig flere forkastninger representert i Snaddformasjonene som ser ut til å krysse sonen (Figur 4-4a).

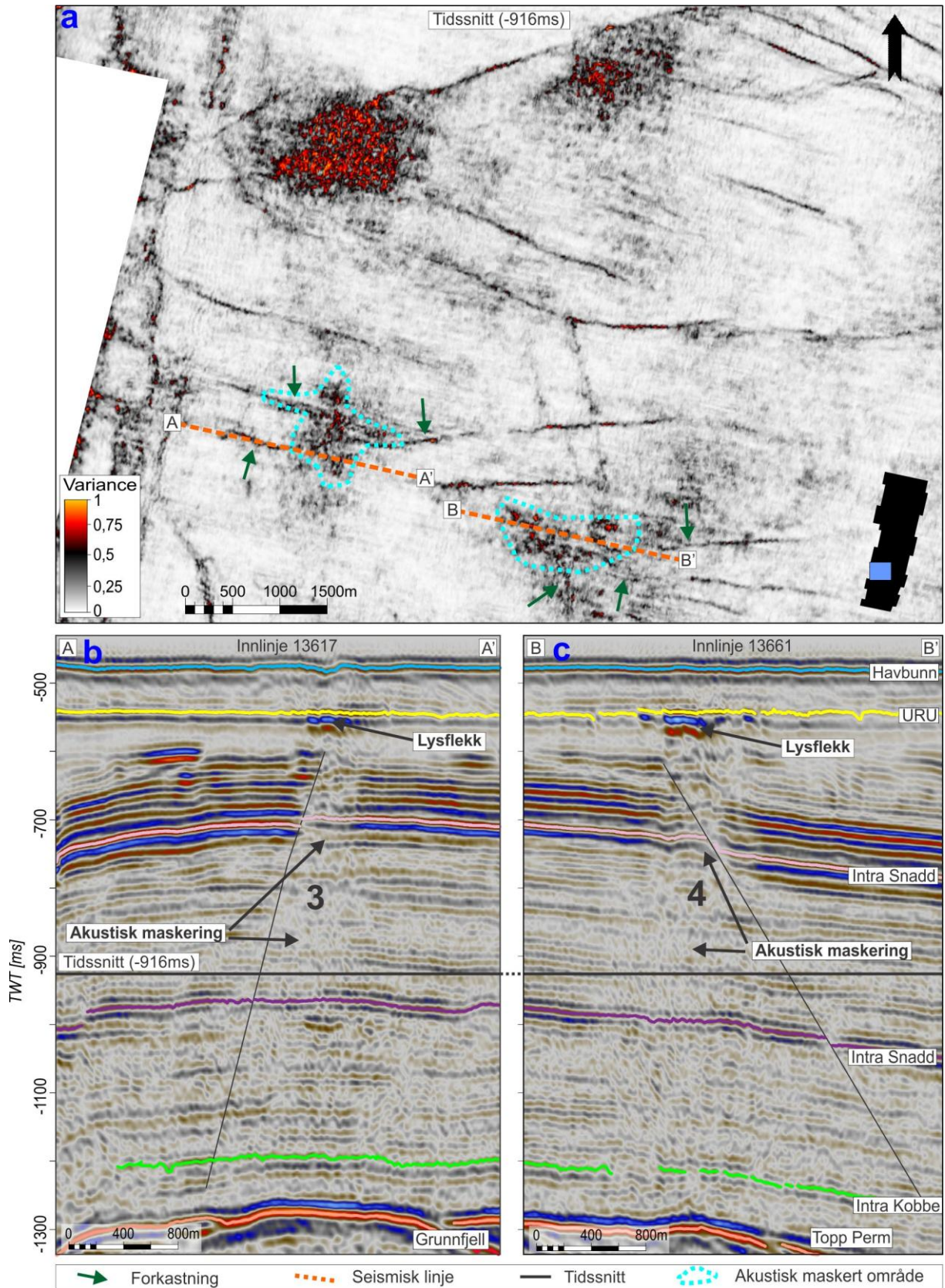
*Akustisk maskert sone 2* har flere likhetstrekk med det første akustisk maskerte området, men har ikke like stor lateral utbredelse. Sonen ser ut til å starte ved topp perm refleksjonen ved ca 1270 ms TWT og terminerer i en amplitudeanomali rett under URU ved 570 ms TWT (Figur 4-4c). Amplitudeanomalien består av en singel refleksjon som har reversert polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Under denne anomalien er refleksjonene dimme, kaotiske og diskontinuerlige og har stedvis lavere frekvens. Sonen har tydelig avgrensning til seismikken rundt i de grunne områdene, men mot dypet avtar forskjellen. Den vertikale utstrekningen er 700 ms, som tilsvarer ca 770 m ( $v_p = 2200$  m/s). Den laterale utbredelse er ca 0,82 km<sup>2</sup>, men ser ut til å bli noe større i dypere områder. Et tidssnitt i -916 ms TWT gjennom en varianskube viser flere forkastninger i Snaddformasjonene som ser ut til å krysse sonen (Figur 4-4a).

*Akustisk maskert område 3 og 4* terminerer begge i amplitudeanomali rett under URU ved ca 580 ms TWT (Figur 4-5b og c). Amplitudeanomaliene består av single refleksjoner og har reversert polaritet i forhold til havbunnsrefleksjonen. Under begge amplitudeanomaliene og nedover er seismikken dim, diskontinuerlig og stedvis lavfrekvent. Ytterkantene på de akustisk maskerte områdene er mest markant på grunne områder. Den laterale utbredelsen på de akustisk maskerte områdene beregnes til 0,38 km<sup>2</sup> og 0,36 km<sup>2</sup>. Hvor den akustiske maskeringen starter er ikke entydig. Område 4 kan følges helt ned til topp perm ved 1280 ms TWT. For område 3 er det liten forskjell på maskering og seismikken rundt og kan bare med sikkerhet påvises ned til 960 ms TWT. Dette gir en vertikal utbredelse på ca 380 ms for sone 3 og 700 ms TWT for sone 4 som tilsvarer hhv. 418 m og 770 m ( $v_p = 2200$  m/s). Et tidssnitt i -916 ms TWT gjennom en varianskube viser forkastninger representert i Snaddformasjonene som krysser de akustisk maskerte områdene (Figur 4-5a).





Figur 4-4 a: Tidssnitt av en varianskube ved -916 ms TWT. De akustisk maskerte områdene krysses av forkastninger. Orange, stiplet linje viser seismisk snitt, blå, stiplet linje indikerer akustisk maskert område og grønn pil indikerer forkastninger som krysser de akustisk maskerte områdene. b: Seismiske snitt A-A' gjennom akustisk maskert område 1. c: Seismisk snitt B-B' gjennom akustisk maskert område 2. Navngitte formasjoner, svart tidssnittlinje og TWT (ms) gjelder for begge seismiske snitt.



Figur 4-5 a: Tidssnitt av varianscube ved -916 ms TWT. De akustisk maskerte områdene krysses av forkastninger. Orange, stiplet linje viser seismisk snitt, blå, stiplet linje indikerer akustisk maskert område og grønn pil indikerer forkastninger som krysser de akustisk maskerte områdene. b: Seismiske snitt A-A' gjennom akustisk maskert område 3. c: Seismisk snitt B-B' gjennom akustisk maskert område 4. Navngitte formasjoner, svart tidssnittlinje og TWT (ms) gjelder for begge seismiske snitt.

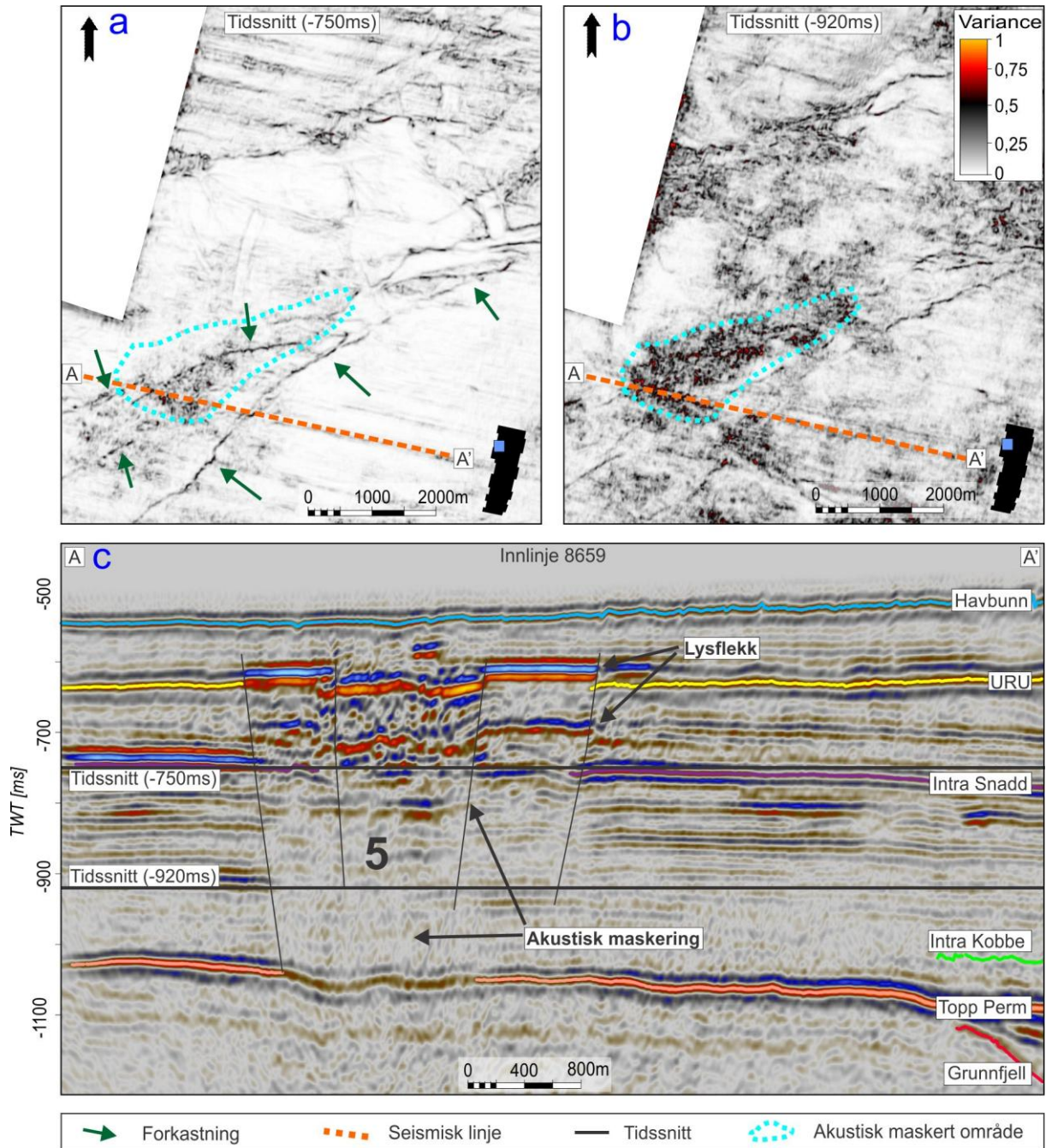
*Akustisk maskert område 5* starter ved topp perm refleksjon ved ca 1040 ms TWT, og kan følges til URU ved 630 ms TWT, hvor flere amplitudeanomalier forekommer (Figur 4-6c). Grunnfjellet ligger grunnere i området, noe som gir en total vertikal utstrekning på  $\sim 410$  ms TWT som tilsvarer  $\sim 450$  m ( $v_p = 2200$  m/s). Amplitudeanomaliene i topp forekommer på litt varierende dyp. Mellom amplitudeanomaliene forekommer bånd av lavfrekvent seismikk. Stedvis ser det ut til at amplitudeanomaliene bryter gjennom URU. Et tidssnittet ved -750 ms TWT gjennom en varianskube viser forkastninger representert i Snaddformasjonene som krysser sonen (Figur 4-6a). Tidssnittet ved -920 ms gjennom samme varianskube viser bedre utbredelse av den akustisk maskerte sonen. Sonen har en avlang form og lateral utbredelse beregnes til  $1,84 \text{ km}^2$  med lengste akse i en NØ-SV orientering, samme orientering som den dominerende retningen på forkastninger i området (Figur 4-6b).

*Akustisk maskert område 6* kontrolleres av - og følger forkastninger som skiller Loppahøyden fra Polheim-Subplattform (Figur 4-7c). Den vertikale utstrekningen av sonen varierer og styres av spranghøyden på forkastningene. Det akustisk maskerte området starter ved 1590 ms TWT i nærheten av topp perm refleksjonen, og kan følges opp til 875 ms TWT i Snaddformasjonen. Dette tilsvarer en utstrekning på 715 ms TWT, noe som gir 787 m ( $v_p = 2200$  m/s). I toppen av forkastningsblokkene mot refleksjonen opptrer flere amplitudeanomalier, men sonen for akustisk maskering stopper dypere. To tidssnittsnitt på ulike dyp i en varianskube ved -1300 ms TWT og -850 ms TWT viser forkastninger og akustisk maskert områder (Figur 4-7a og b). Den laterale utbredelsen er den største av alle akustisk maskerte områder og er beregnet til å være ca  $30 \text{ km}^2$ .

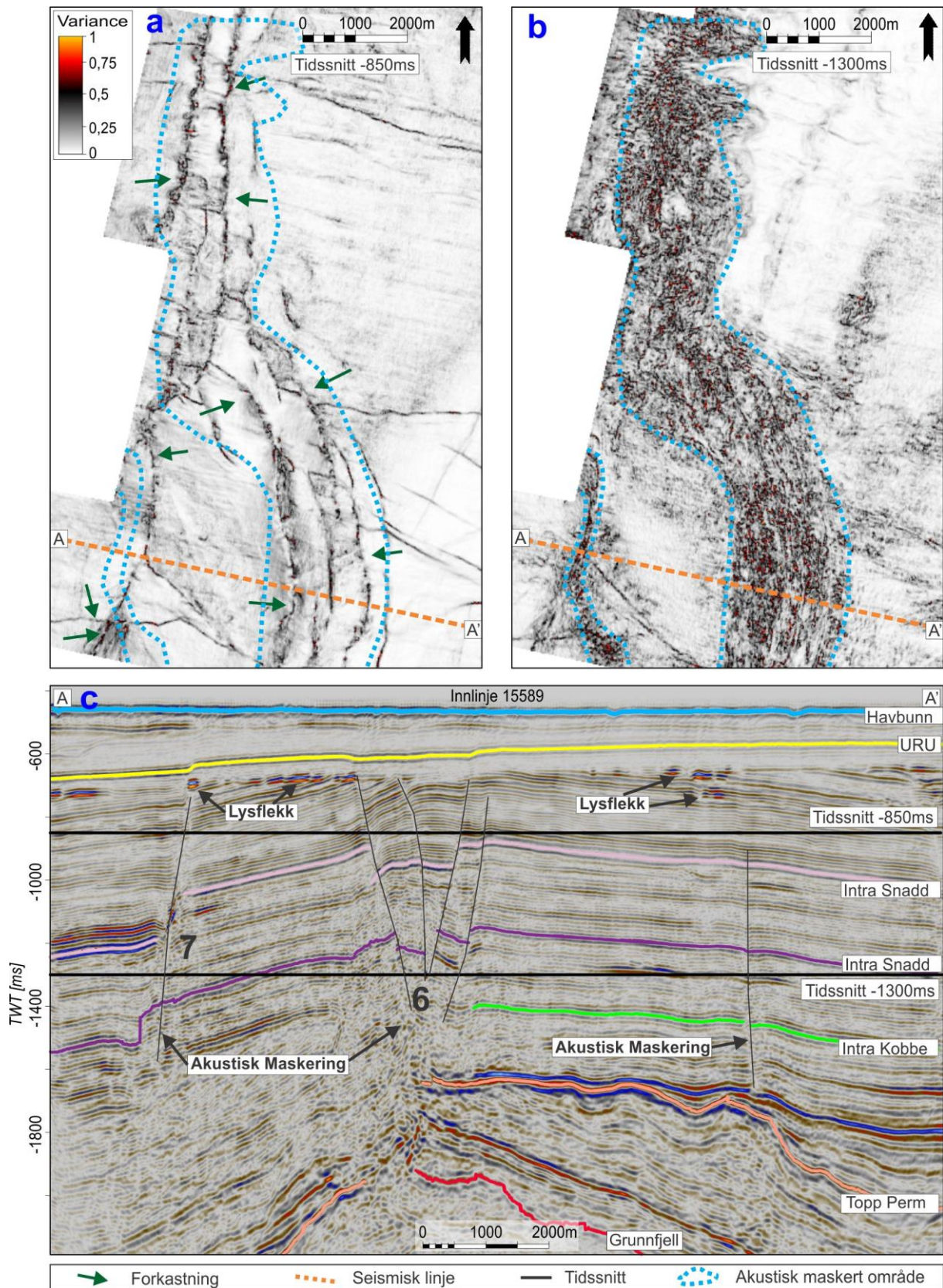
*Akustisk maskert område 7* ligger helt i sørvestlige deler av datasettet og kontrolleres av - og følger en forkastning i skillet mellom Loppahøyden og Polheim-Subplattform (Figur 4-7c). Det akustisk maskerte området starter ved 1390 ms TWT i nærheten av topp perm refleksjonen og kan følges opp til 720 ms TWT i Snaddformasjonen. Dette tilsvarer en utstrekning på 670 ms TWT, noe som gir 737 m ( $v_p = 2200$  m/s). I toppen av forkastningsblokkene mot URU opptrer flere amplitudeanomalier med reversert polaritet i forhold til havbunnsrefleksjonen. Den laterale utbredelsen beregnes til  $1,52 \text{ km}^2$ . Også dette området vises i tidssnitt i -1300 ms TWT og -850 ms TWT med fokus på henholdsvis akustisk maskert område og forkastninger (Figur 4-7a og b).

*Akustisk maskert område 8* kan følges fra topp perm refleksjonen ved ca 1120 ms TWT til den stopper i en amplitudeanomali ved 590 ms TWT (Figur 4-8c). Amplitudeanomalien trenger gjennom URU og består av en singel refleksjon med reversert polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Den vertikale utstrekningen på det akustisk maskerte området er 530 ms som tilsvarer 583 m ( $v_p = 2200$  m/s). Den horisontale utbredelsen beregnes til ca  $1,41 \text{ km}^2$ , men blir større

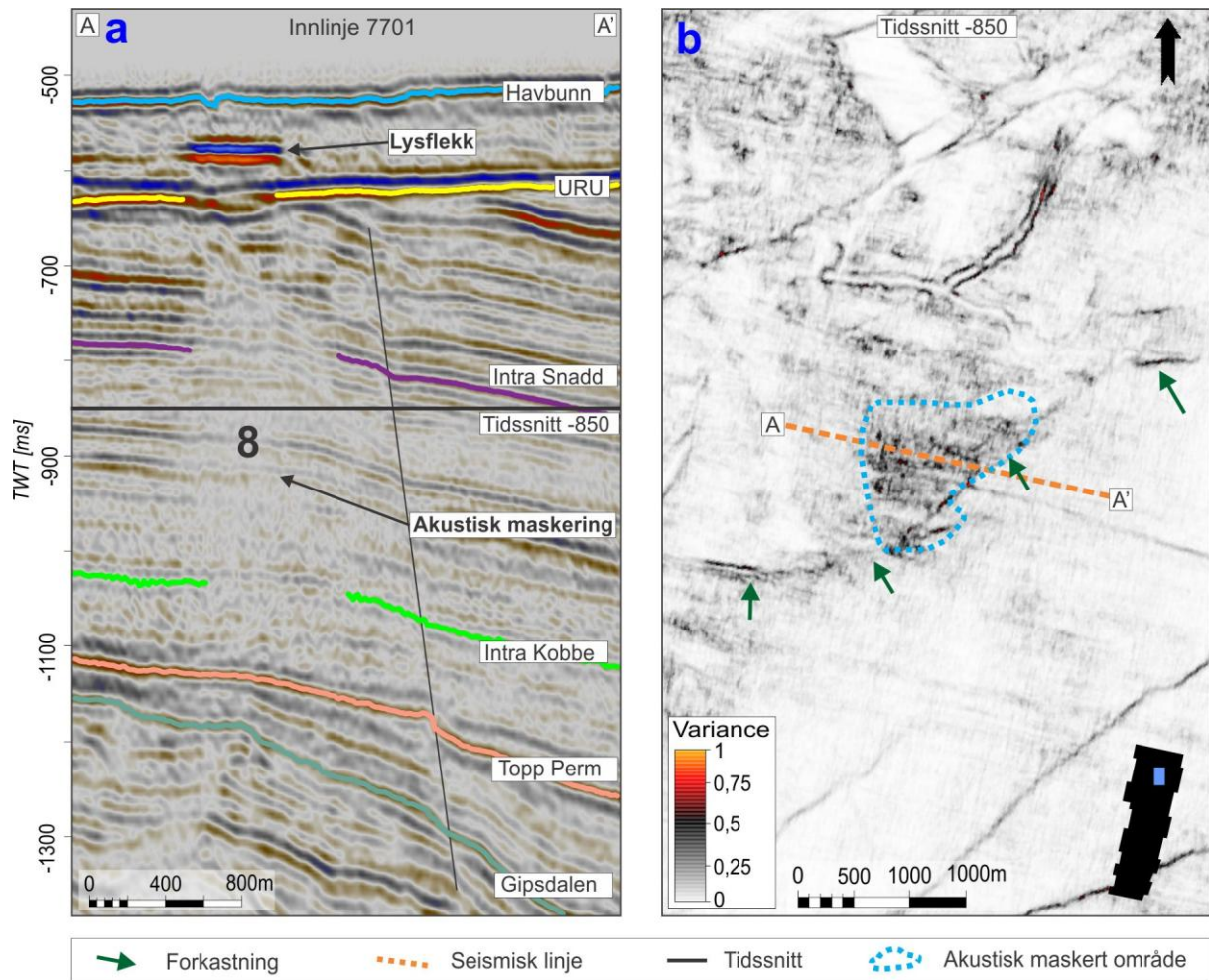
mot dypet. Her blir også forskjell på det akustisk maskerte området og seismikken rundt mindre synlig. Topp perm refleksjonen har svakere amplitude under det maskerte området. Et tidssnitt gjennom en varianskube i -850 ms TWT viser det akustisk maskerte området og en forkastning som krysser området. Forkastningen er en av de dypere forkastningene i datasettet og kan følges helt ned til Gipsdalengruppen.



Figur 4-6: **a**: Tidssnitt av varianskube i -750 ms TWT. Forkastningene framtrer tydeligere i et grunnere tidssnitt **b**: Tidssnitt av varianskuben i -920 ms TWT. De akustisk maskerte områdene krysses av forkastninger. Orange, stiplet linje viser seismisk snitt, blå, stiplet linje indikerer akustisk maskert område, Grønn pil indikerer forkastninger. Skala for varianskart (**b**) gjelder for begge tidssnitt. **c**: Seismisk snitt A-A' gjennom akustisk maskert område 5.

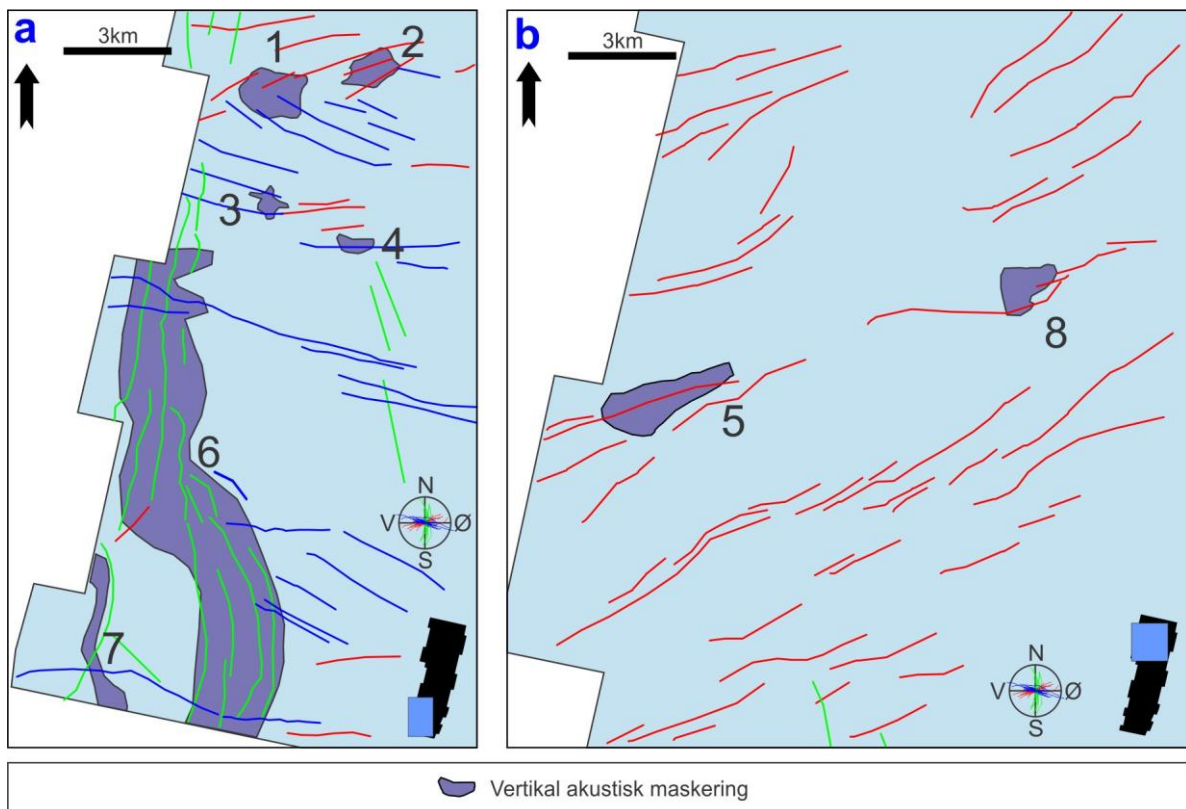


Figur 4-7: *a*: Tidssnitt av varianskube i -850 ms TWT. Forkastningene framtrer tydeligere på dette dypet *b*: Tidssnitt av varianskuben i 920 ms TWT. De akustisk maskerte områdene framtrer tydeligere på dette dypet. Orange, stiplet linje viser seismisk snitt, blå stiplet linje indikerer akustisk maskert område, Grønn pil indikerer forkastninger som krysser de akustisk maskerte områdene. Skala for varianskart (*a*) gjelder for begge tidssnitt. *c*: Seismisk snitt A-A' gjennom akustisk maskert område 6 og 7.



Figur 4-8: *a*: Seismiske snitt gjennom akustisk maskert område 8. *b*: Tidssnitt av varianscube i -850 ms TWT hvor forkastninger og akustisk maskert område framkommer. Orange, stiplet linje viser seismisk snitt, blå stiplet linje indikerer akustisk maskert område, grønn pil indikerer forkastninger som krysser akustisk maskert område.

Akustisk maskerte områder som indikasjoner på vertikal fluidmigrasjon er funnet i intervallet ~570 ms TWT til ~1590 ms TWT. Amplitudeanomaliene i øvre del av de akustisk maskerte områdene opptrer i intervallet ~570 ms TWT til ~720 ms TWT. Den vertikale utstrekningen varierer fra 380 ms til 710 ms som tilsvarer en lengde på ~418 m til ~781 m. Den laterale utstrekningen har stor variasjon fra ~0,36 km<sup>2</sup> til ~30,63 km<sup>2</sup> (Tabell 2). Det ser ut til at de fleste oppstår på samme stratigrafiske dyp rett over topp perm refleksjonen og trenger gjennom de samme stratigrafiske enhetene i Snaddformasjonen før de terminerer i amplitudeanomaliier rett under eller rett over URU. Amplitudeanomaliene har alle reversert polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Alle de akustiske maskerte områdene har kontakt med en eller flere forkastninger (Figur 4-9a og b). Alle forkastningene er først og fremst utviklet i triassiske enheter i Snaddformasjonene, men kan enkelte steder følges helt ned i paleozoiske enheter.



Figur 4-9: *a og b*: Akustisk maskerte områder og forkastninger for sørlige og nordlige deler av datasettet. Samtlige akustisk maskerte områder opptrer i sammenheng med forkastninger.

### 4.3 Sirkulære til subsirkulære fordypninger

#### 4.3.1 Fordypninger på havbunnen

Den tolkede havbunnen viser flere fordypninger med sirkulær til subsirkulær form (Figur 4-10) (Tabell 3). Seks av de mest utviklede fordypningene er nærmere beskrevet og framstilles i Figur 4-11 og i Figur 4-12. Havbunnen i Barentshavet er stedvis sterkt formet av glasial erosjon som blant annet vises ved tallrike pløyespor (Andreassen et al., 2007b; Andreassen et al., 2008). Den nordlige delen av havbunnen i datasettet er i større grad dominert av slik glasial erosjon og pløyespor. Det er derfor ikke gjort noen sikre observasjoner av lignende fordypninger i dette området. Havbunnen viser også noe støy fra seismikkinnsamlingen (kap. 3.3). Der pløyespor krysser innsamlingsstøyen, kan det angivelig se ut som tilstedeværelse av fordypninger. Stedvis ligger fordypningene på rekke i disse støylinjene. Fordypninger som antas å være artefakter er heller ikke tatt med i beskrivelsen.

Fordypningene har en diameter på ~30-260 m. Dybden varierer fra 9-26 ms TWT. Gitt en vannhastighet på 1480 m/s gir dette en dybde på 7-19 m basert på målinger av tidsforskjeller mellom tolket horisont i og utenfor fordypningene. Lateral utbredelse varierer fra 2073 m<sup>2</sup> til 22533 m<sup>2</sup>. Havdypet der fordypningene ligger er på mellom 330-370 m. Noen av fordypningene ligger i samme område som de beskrevne akustisk maskerte områdene. Likevel ser det ikke ut til å være en direkte sammenheng mellom de akustisk maskerte områdene og fordypningene på havbunnen, da seismikken under fordypningene viser lite tegn til aktivitet eller forstyrrelser. Under noen av fordypningene forekommer det forkastninger. Forkastninger som rekker helt opp til havbunnen er ikke observert, men kan ikke utelukkes. Imidlertid er noen av fordypningene i nærheten av de samme forkastningene som trolig kan fungere som migrasjonsveier for de akustisk maskerte områdene beskrevet i kapittel 4.2. Svake amplitudeanomalier er representert under noen av fordypningene. I seismisk snitt har fordypningene bratte sidevegger med v-form eller u-form. De største fordypningene har en mer flatbunnet form.

*Fordypning 1, 2 og 3* er relativt like i størrelse. Alle tre fordypningene har en subsirkulær form med lengste akse fra 156-190 m, og korteste akse fra 118-151 m. Dybde er målt til å være mellom 11-13 m, gitt en vannhastighet på 1480 m/s (Figur 4-11) (Tabell 3). Fordypning 1 forekommer i et område uten forkastninger. Både fordypning 2 og 3 har tilstedeværelse av svake amplitudeanomalier i seismikken under og forkastninger opptrer i nærheten som kan følges helt opp til URU. Hvorvidt de også er utviklet over URU og således har direkte kontakt med fordypningene på havbunnen er noe vanskelig å se i seismikken. De observerte amplitudeanomaliene har reversert polaritet. Amplitudeanomaliene har ikke direkte kontakt med fordypningene. I seismisk snitt har fordypning 1 en v-form, fordypning 2 en u-form mens fordypning 3 har en mer flatbunnet form med en bratt



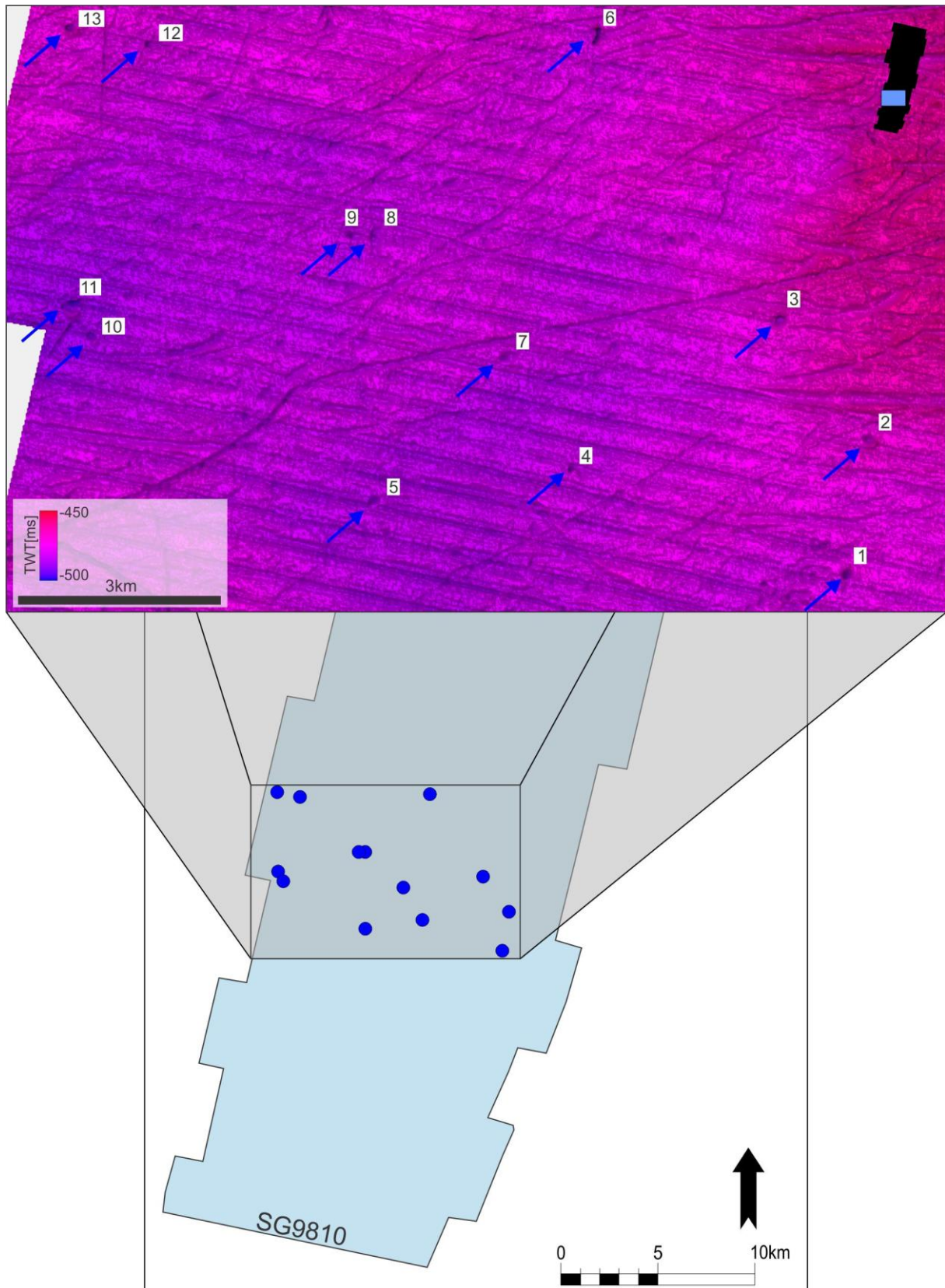
sidevegg og en slakere sidevegg. Fordypning 2 har en forhøyning i sørøstlige deler som kan ligne en levestruktur.

*Fordypning 4, 5 og 6* ligger i samme område litt lengre til vest i datasettet (Figur 4-12). Fordypning 4 er subsirkulær mens fordypning 5 og 6 har en mer avlang form. Lengste akse er mellom 100-260 m, og korteste akse fra 32-63 m. Dybden varierer fra 7-19 m ( $v_p = 1480$  m/s) (Tabell 3). Det forekommer forkastninger i nærheten av fordypning 4 og 5, hvor fordypning 5 har en forkastning direkte under. Forkastningene kan følges helt opp til URU. Hvorvidt disse er utviklet over URU og i direkte kontakt med havbunnen/fordypningene, er noe uklart. Fordypning 6 forekommer i et område uten observerte forkastninger. Amplitudeanomalier vises under fordypningen i form av svakt utviklet push-down effekt. Alle fordypningene har en v-form i seismisk snitt. Fordypning 6 skiller seg ut med bratte sidevegger og relieff langs kantene.

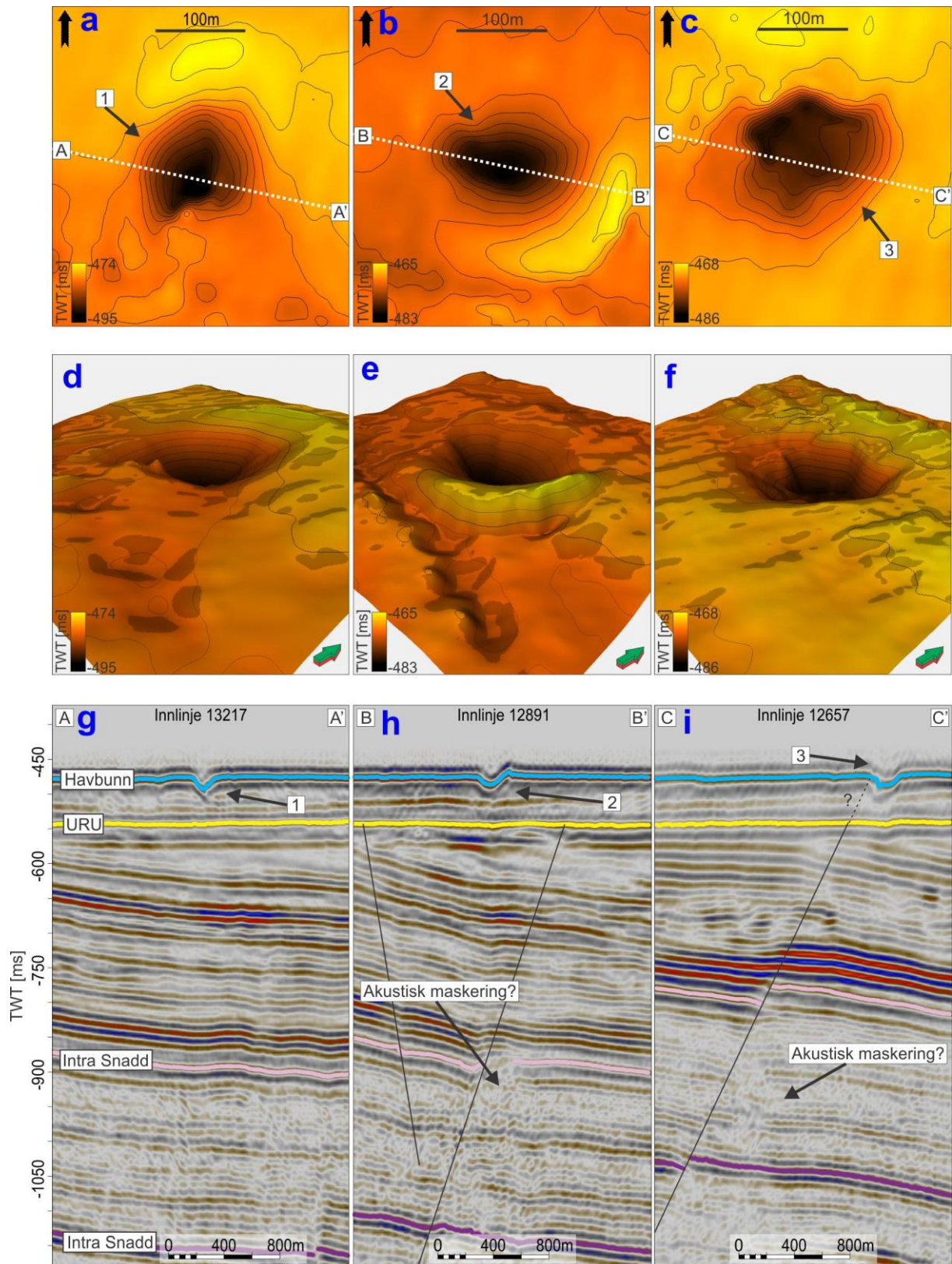
De resterende fordypningene (7-13) beskrives i tabellen under.

Fordypning	Lengste akse (m)	Korteste akse (m)	Korteste akse/lengste akse	Horisontal utbredelse m <sup>2</sup>	Dybde (ms TWT)	Dybde (m, 1480 m/s)
1	156	126	0,81	15438	18	13
2	160	118	0,74	14828	18	13
3	190	151	0,79	22533	15	11
4	100	63	0,63	4948	17	13
5	160	32	0,20	4021	9	7
6	260	40	0,15	8168	26	19
7	90	60	0,67	4241	9	7
8	60	44	0,73	2073	12	9
9	86	55	0,64	3715	10	7
10	163	113	0,69	14466	10	7
11	200	79	0,40	12409	12	9
12	116	93	0,80	8473	16	12
13	139	102	0,73	11135	19	14
Gjennomsnitt	145	83	0,61	9727	15	11

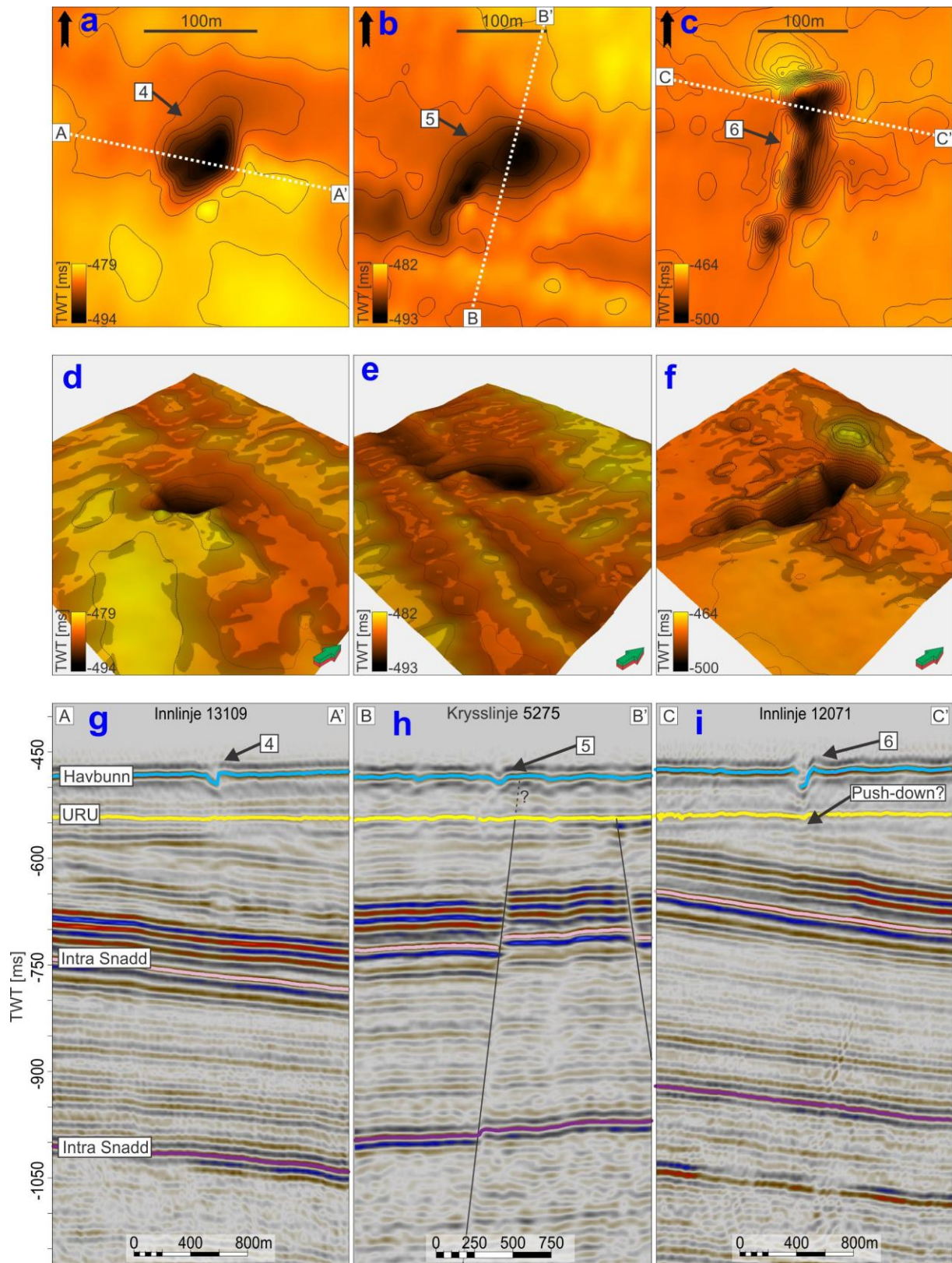
Tabell 3: Tabelloversikt av fordypninger funnet på havbunnen.



Figur 4-10: Oversiktsfigur av fordypninger funnet på havbunnen. Fordypningene er nummerert fra 1-13. Blå pil og sirkel viser fordypninger.



Figur 4-11: *a, b og c*: 2D kart av fordypning 1, 2 og 3 (ms TWT). Hvit, stiplet linje indikerer seismisk snitt. *d, e og f*: 3D kart av hhv. samme fordypninger. *g*: seismisk snitt A-A' gjennom fordypning 1. Formasjonene gjelder for alle seismiske snitt. *h*: Seismisk snitt B-B' gjennom fordypning 2. *i*: Seismisk snitt C-C' gjennom fordypning 3.



Figur 4-12: *a, b og c*: 2D kart av fordypning 4, 5 og 6 (ms TWT). Hvit, stiplet linje indikerer seismisk snitt. *d, e og f*: 3D kart av hhv. samme fordypninger. *g*: seismisk snitt A-A' gjennom fordypning 4. Formasjonene gjelder for alle seismiske snitt. *h*: Seismisk snitt B-B' gjennom fordypning 5. *i*: Seismisk snitt C-C' gjennom fordypning 6.

### 4.3.2 Fordypninger på URU

URU inneholder flere sirkulære til subsirkulære fordypninger (Figur 4-13), og flere fordypninger er observert her sammenlignet med havbunnen. Et utvalg beskrives nærmere. Noe av forklaringen på det høyere antallet av synlige fordypninger kan komme av fraværet av glasiale erosjonsfenomener som pløyespor. Heller ikke innsamlingsstøyen er like utpreget her. Noen av fordypningene forekommer samlet i klynger på opp til 5 fordypninger, mens andre opptrer alene. Både forkastninger og akustisk maskering og/eller push-down er observert i sammenheng med noen av fordypningene. Fordypningene er nummerert fra 14 til 20 og er en videre nummerering av lignende fordypninger funnet på havbunnen. Nummer 14 og 15 er klynger med 5 fordypninger i hver klynge (Nummerert 14.1 – 14.5 og 15.1 – 15.5). Fordypning 17 består av to fordypninger (17.1 og 17.2). Innen 20-30 ms TWT direkte over samtlige av fordypningene forekommer svake amplitudeanomalier.

Fordypningsklynge 14 ligger midt i datasettet (Figur 4-14). Sonen inneholder en gruppe av fem fordypninger med sirkulær til subsirkulær form hvor lengste akse på fordypningene (14.1-14.5) målt til størrelser fra 90-180 m. Korteste akse er målt til å være variere fra 50-130 m. Dette gir en lateral utbredelse på 0,56 km<sup>2</sup> til 0,73 km<sup>2</sup>. Dybde er målt til mellom 9-20 m gitt en hastighet i de kvartære avsetningene på 1700 m/s (Tabell 4). Under fordypningssonen forekommer forkastninger og svake amplitudeanomalier. Fordypning 14.5 har direkte kontakt med en forkastning. Innen 20-30 ms rett over fordypningene forekommer svake amplitudeanomalier. Fordypningene har v- og u-form i seismisk snitt.

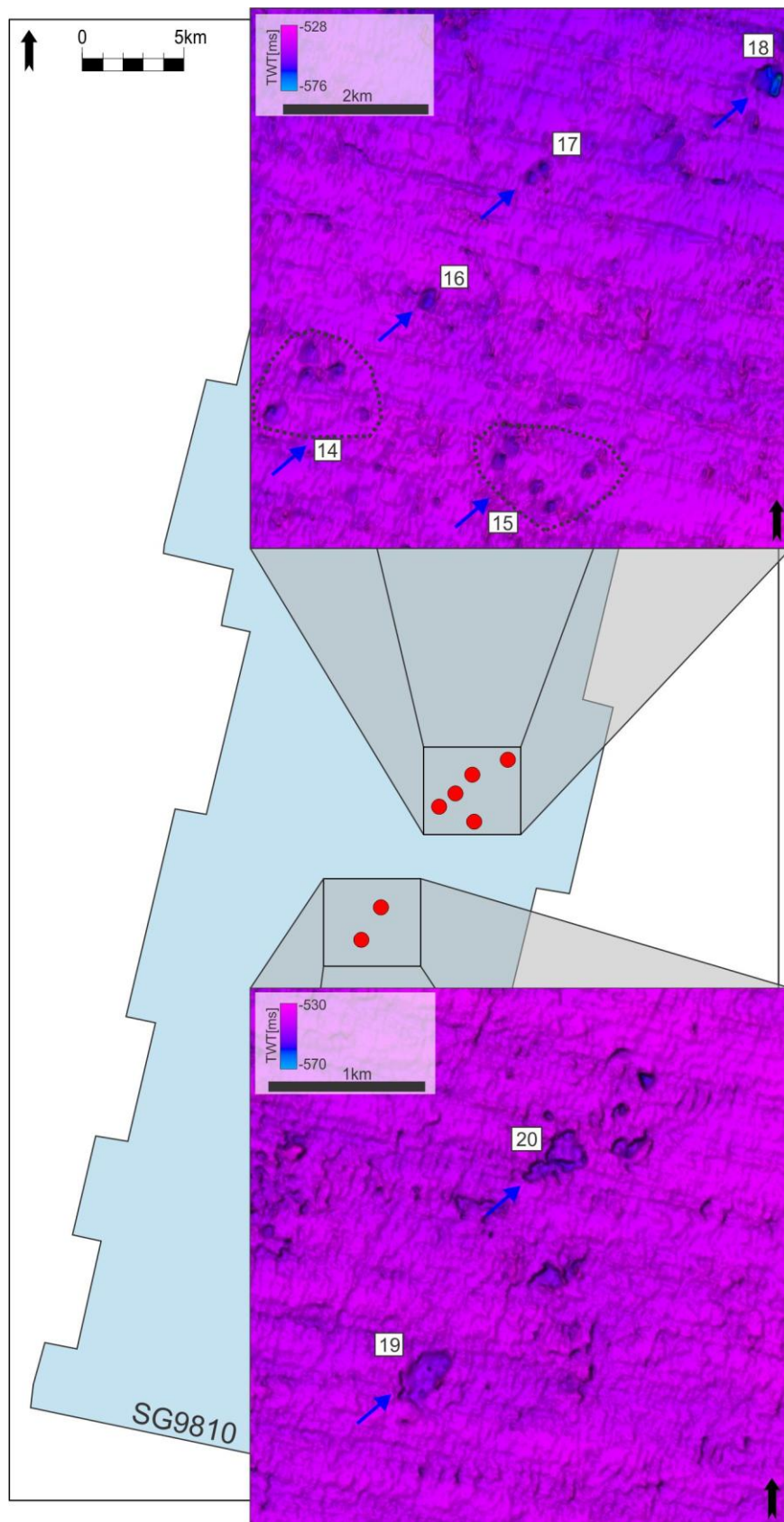
Fordypningsklynge 15 ligger 1,5 km rett øst for fordypningssone 14 (Figur 4-14). Også denne sonen inneholder en gruppe av fem fordypninger med sirkulær til subsirkulær form hvor lengste akse på fordypningene (15.1-15.5) er målt til lengder mellom 110-170 m. Korteste akse varierer fra 70-90 m. Dette gir en lateral utbredelse på mellom 0,41 km<sup>2</sup> og 0,73 km<sup>2</sup>. Dybde er målt fra 9-19 m ( $v_p = 1700$  m/s) (Tabell 4). Under fordypningene forekommer forkastninger og svake amplitudeanomalier, men ikke i direkte sammenheng med fordypningene. Innen 20-30 ms rett over fordypningene forekommer svake amplitudeanomalier. Fordypningene har v- og u-form i seismisk snitt.

Fordypning 16, 17.1, 17.2 og 18 ligger nord for begge fordypningssonene med lengste akse i størrelse fra 70-230 m (Figur 4-15). Korteste akse målt til å variere fra 50-200 m. Dette gir en horisontal utbredelse på 0,69 km<sup>2</sup> til 0,87 km<sup>2</sup>. Dybden på fordypningene varierer fra 14-18 m ( $v_p = 1700$  m/s) (Tabell 4). Svake amplitudeanomalier vises rett over alle fordypningene. Under fordypningene forekommer både forkastninger og svake amplitudeanomalier, men ikke i direkte sammenheng med fordypningene. I seismisk snitt har fordypningene u- til flatbunnet form.

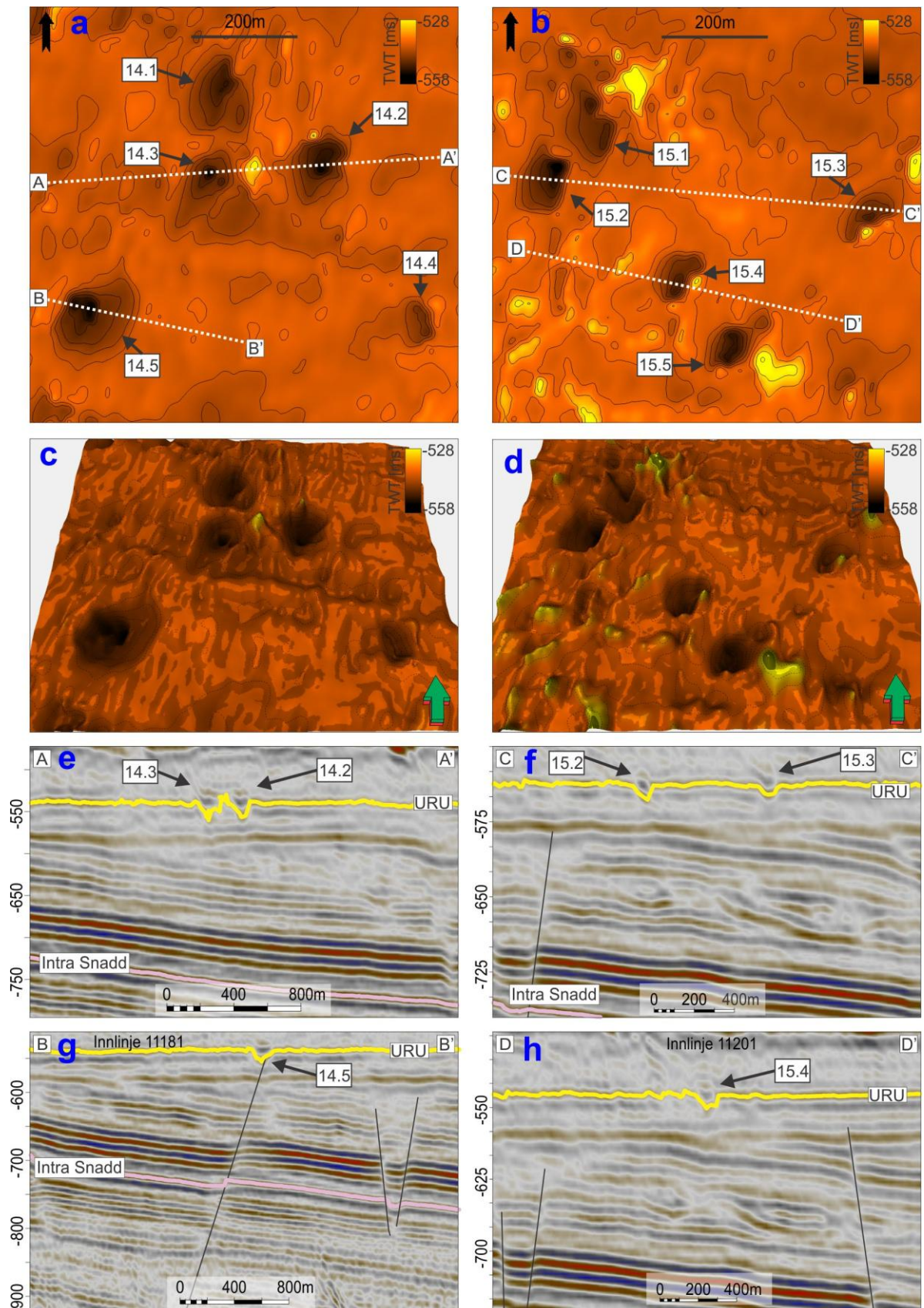
Fordypning 19 og 20 ligger sør for de andre fordypningene i samme området som fordypningene beskrevet på havbunnen (Figur 4-16). Disse fordypningene er større enn de andre fordypningene. Formen på begge er avlang og irregulær med lengste akse målt til 450-440 m. Korteste akse er målt til 180-200 m. Dette gir en horisontal utbredelse på 70686 m<sup>2</sup> og 62204 m<sup>2</sup> som gjør de til de største fordypningene beskrevet her. Dybden på fordypningene er henholdsvis 18-19 m ( $v_p = 1700$  m/s) (Tabell 4). Også for disse fordypningene forekommer det svake amplitudeanomalier innen 20-30 ms TWT rettover. Fra fordypning 19 og ca 215 ms TWT nedover forekommer en søyleformet sone av akustisk maskering. Reflektorene i det maskerte området viser tegn til push-down med en differanse på ca 15 ms TWT. I seismisk snitt har fordypningene flatbunnet form, og ligger i et område uten forkastninger.

Fordypning	Lengste akse (m)	Korteste akse (m)	Korteste akse/lengste akse	Horisontal utbredelse m <sup>2</sup>	Dybde (ms TWT)	Dybde (m, 1700 m/s)
14,1	150	110	0,73	12959	14	12
14,2	140	100	0,71	10996	19	16
14,3	112	80	0,71	7037	23	20
14,4	90	50	0,56	3534	10	9
14,5	180	130	0,72	18378	20	17
15,1	170	70	0,41	9346	16	14
15,2	150	70	0,47	8247	20	17
15,3	130	90	0,69	9189	11	9
15,4	115	70	0,61	6322	15	13
15,5	110	80	0,73	6912	22	19
16	160	110	0,69	13823	17	14
17,1	80	60	0,75	3770	17	14
17,2	70	50	0,71	2749	20	17
18	230	200	0,87	36128	21	18
19	450	200	0,44	70686	19	16
20	440	180	0,41	62204	22	19
Gjennomsnitt	135	91	0,67	10671	18	15

Tabell 4: Tabell med oversikt over fordypninger i URU refleksjonen.

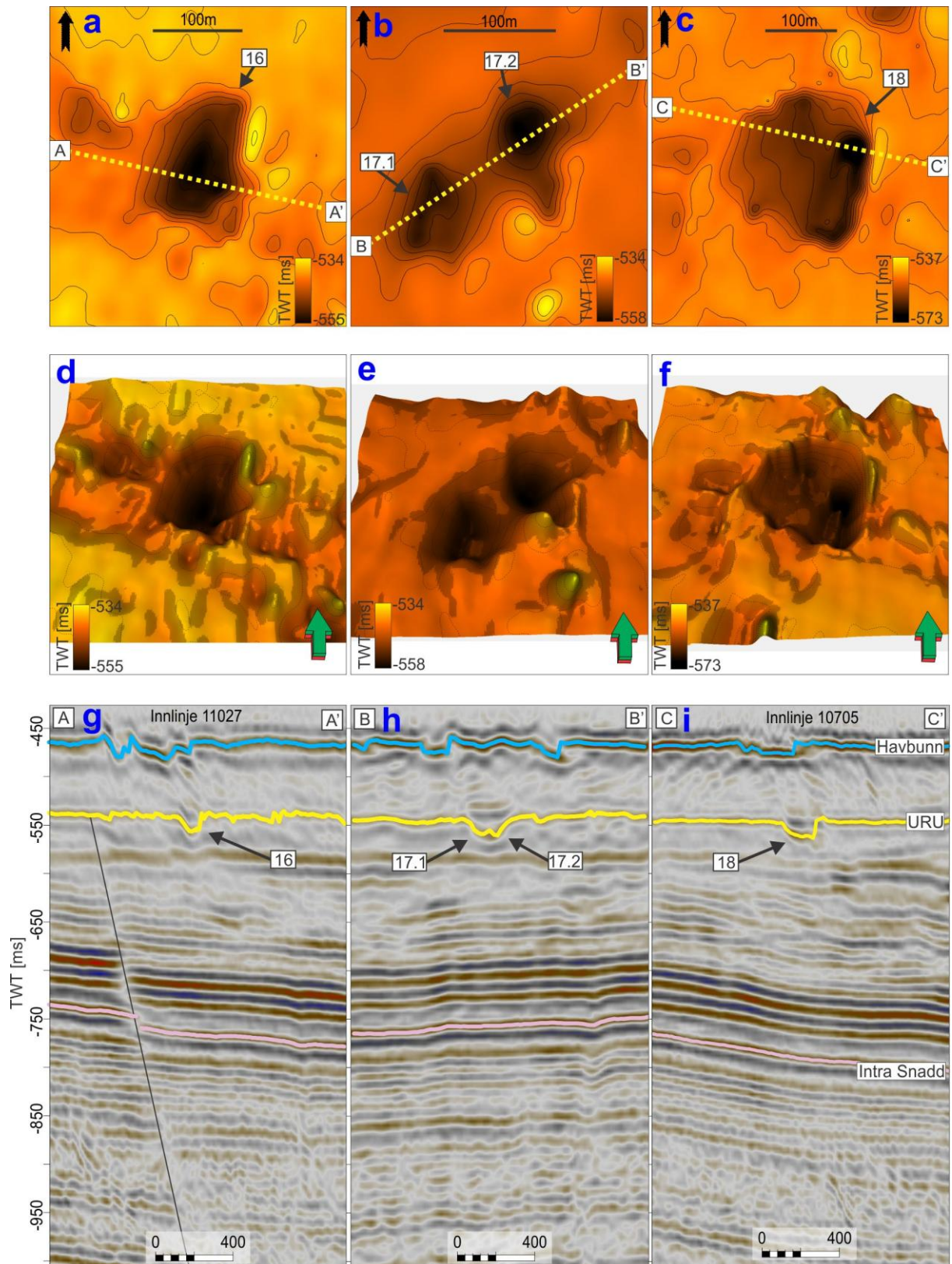


Figur 4-13: Oversiktsfigur av fordypninger på URU. Fordypningene er nummerert fra 14-20, hvor 14 og 15 består av grupper på flere fordypninger. Flere fordypninger som ikke beskrives her er synlig.

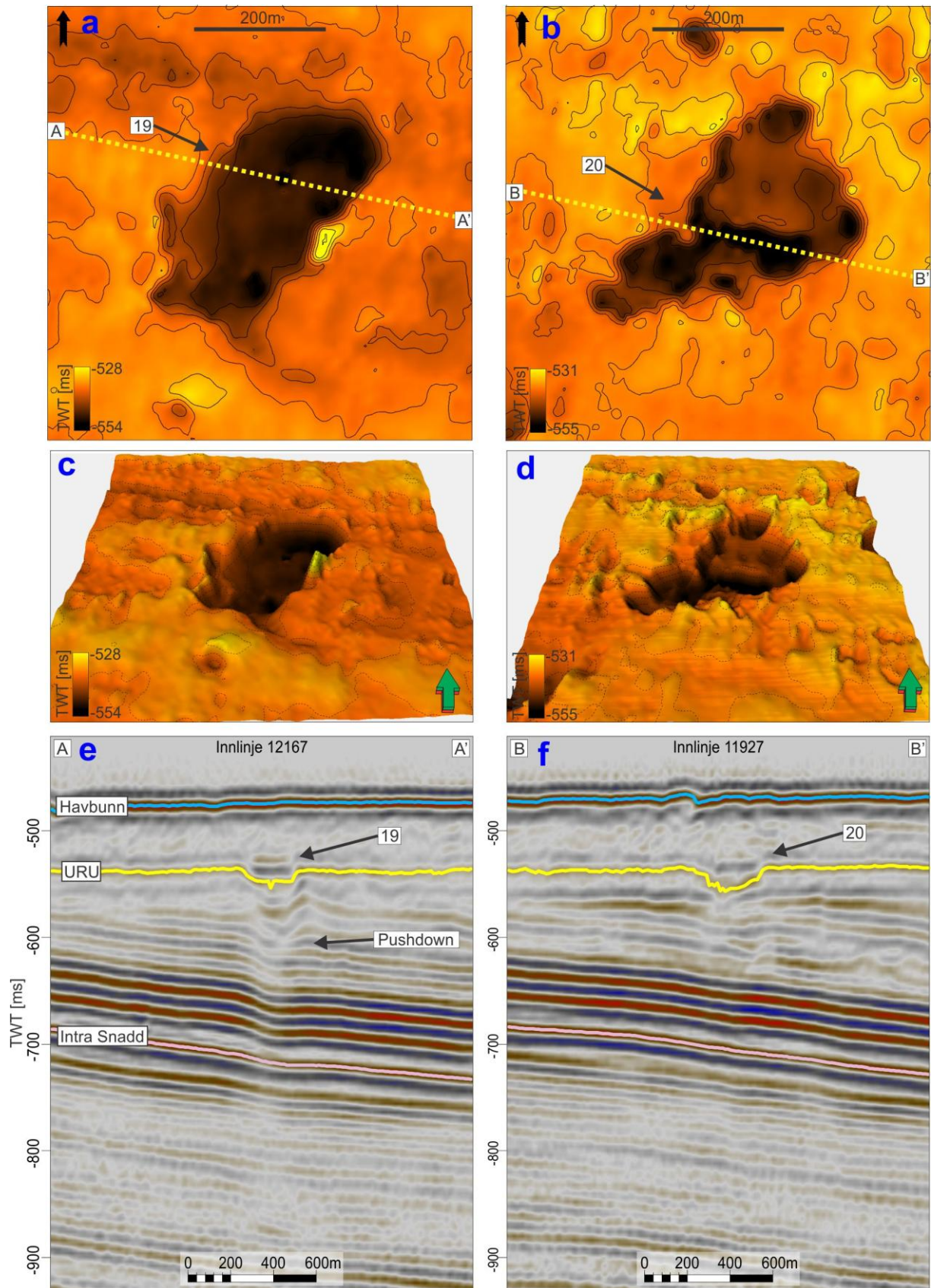


Figur 4-14: *a og b*: 2D kart av fordypningssone 14 og 15 med fordypninger nummerert fra 14.1-14.5 og 15.1-15.5. *c og d*: 3D kart av samme fordypningssoner. *e*: Seismisk snitt A-A' gjennom fordypning 14.3 og 14.2. *f*: Seismisk snitt C-C' gjennom fordypning 15.2 og 15.3. *g*: Seismisk snitt B-B' gjennom fordypning 14.5. *h*: Seismisk snitt D-D' gjennom fordypning 15.4.



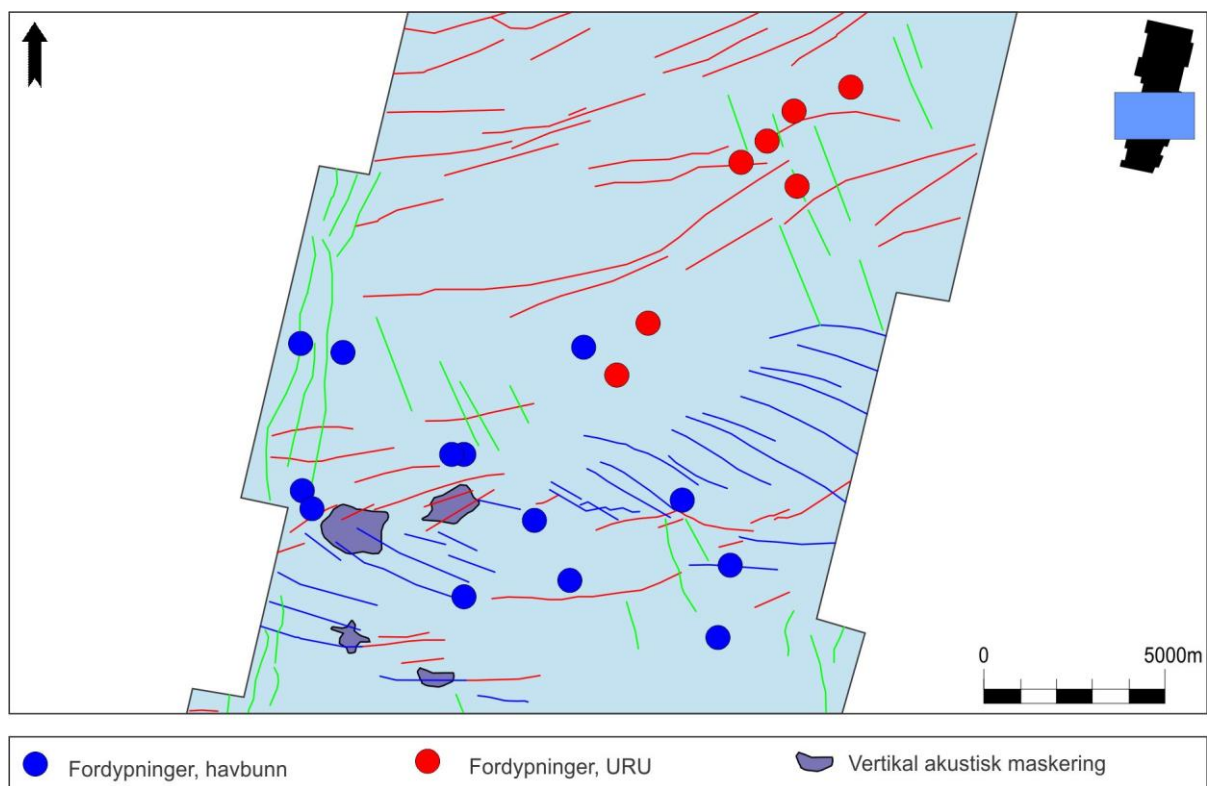


Figur 4-15: *a, b og c*: 2D kart av fordypning 16, 17.1, 17.2 og 18. *d, e og f*: 3D kart av hhv. samme fordypninger. *g*: Seismisk snitt A-A' gjennom fordypning 16. *h*: Seismisk snitt B-B' gjennom fordypning 17.1 og 17.2. *i*: Seismisk snitt C-C' gjennom fordypning 18. Formasjonstolkninger gjelder for alle seismiske snitt.



Figur 4-16: *a og b*: 2D kart av fordypning 19 og 20. *c og d*: 3D kart av samme fordypninger. *e*: Seismisk snitt A-A' gjennom fordypning 19. Formasjonsnavn gjelder for begge seismiske snitt. *f*: Seismisk snitt B-B' gjennom fordypning 20.

I alt er 33 fordypninger på havbunnen og URU kartlagt og beskrevet i størrelse fra  $\sim 2000 \text{ m}^2$  til i overkant av  $\sim 70000 \text{ m}^2$  med lengste akse fra 60-450 m, korteste akse i størrelser mellom 30-200 m. Dybden varierer mellom 7-20 m. Noen fordypninger forekommer i sammenheng med akustisk maskering, forkastninger og/eller andre tegn i seismikken som push-down effekter. De tolkede fordypningene ligger forholdsvis samlet midt i datasettet. Figur 4-17 viser fordypningenes plassering i forhold til forkastninger og akustisk maskerte områder. De minste fordypningene opptrer med en v- og u-form i seismisk snitt. De større fordypningene opptrer med en flatbunnet form. Graden av symmetri varierer. Enkelte fordypninger opptrer med en bratt sidevegg og en slakere sidevegg. Det ble observert noen flere fordypninger som ikke beskrives her som blant annet kan sees i oversiktsfigurene i Figur 4-10 og Figur 4-13.



Figur 4-17: Fordypninger på havbunn (blå), og URU (rødt) i forhold til forkastninger og vertikale akustisk maskerte områder.

## 4.4 Amplitudeanomalier

Amplitudeanomalier observeres på ulike nivåer i hele datasettet. For denne studien kartlegges det anomalier for to ulike dyp for å se om det er en sammenheng mellom disse anomaliene og andre tegn til migrasjon som akustisk maskerte områder.

- Anomalier i dypere områder av Snaddformasjonen (nummerert fra 1 til 11) (Figur 4-18a).
- Anomalier i grunnere områder av Snaddformasjonen (nummer 12 og 13) (Figur 4-18b).

De stratigrafiske tidsenheten som det fokuseres på her inneholder totalt et stort antall av amplitudeanomalier. Bare noen av disse beskrives nærmere og vises med seismiske snitt og i attributtkart. I Figur 4-18 vises en oversikt av anomaliene basert på volumetriske attributtkart med henvisninger til de mer detaljerte figurene.

Høyest konsentrasjon og tydeligst framtrøden av anomalier observeres i et 150 ms TWT tidsintervall i bunn av Snaddformasjonen (Figur 4-18a). Amplitudeanomaliene opptreer som single refleksjoner som følger stratigrafien med sterk negativ refleksjonskoeffisient. Noen steder forekommer flere enkle refleksjoner stablet i høyden. Amplitudeanomaliene varierer i størrelse fra små anomalier med bredde på 10-20 m, til store anomalier med en bredde målt til 1,3 km. Lengden varierer fra 2 km til over 15 km. Akustisk maskering og andre forstyrrelser i seismikken observeres i nærheten av anomaliene av varierende grad.

Høyere opp i Snaddformasjonen forekommer langt færre anomalier. Det er likevel noen større anomalier i et 200 ms TWT tidsintervall fra URU og nedover (550-750 ms TWT) (Figur 4-18b). Amplitudeanomaliene består her av flere refleksjoner med variabel refleksjonskoeffisient.

### 4.4.1 Amplitudeanomalier i dypere nivå av Snaddformasjonen

*Amplitudeanomali 1* er lokalisert sør i datasettet mellom 530-630 ms TWT under havbunnsrefleksjonen (uhb) og ligger rett under en kontinuerlig refleksjon tolket til å være intra Snadd. Anomalien følger stratigrafien som dipper mot øst. En framstilling i et RMS volumintervall (i horisontalplanet) viser at anomalien har en utpreget kurvatur og kan følges over 7 km (Figur 4-19a). Bredden er forholdsvis konstant og varierer mellom 550-650 m. I det seismiske snittet vises amplitudeanomalien godt og består av refleksjoner med negativ polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen (Figur 4-19c). Sett i horisontalplanet er avgrensingen mer markant i yttersving sammenlignet med en mer diffus avgrensning i innersving. Anomalien ligger i en lagpakke med generelt sett dim seismikk og tildels diskontinuerlige refleksjoner. Soner med akustisk maskering observeres på sidene av amplitudeanomalien. Fra anomalien og ~150 ms TWT nedover er det subvertikale tegn til forstyrrelser i seismikken og refleksjonene her viser en redusert frekvens.

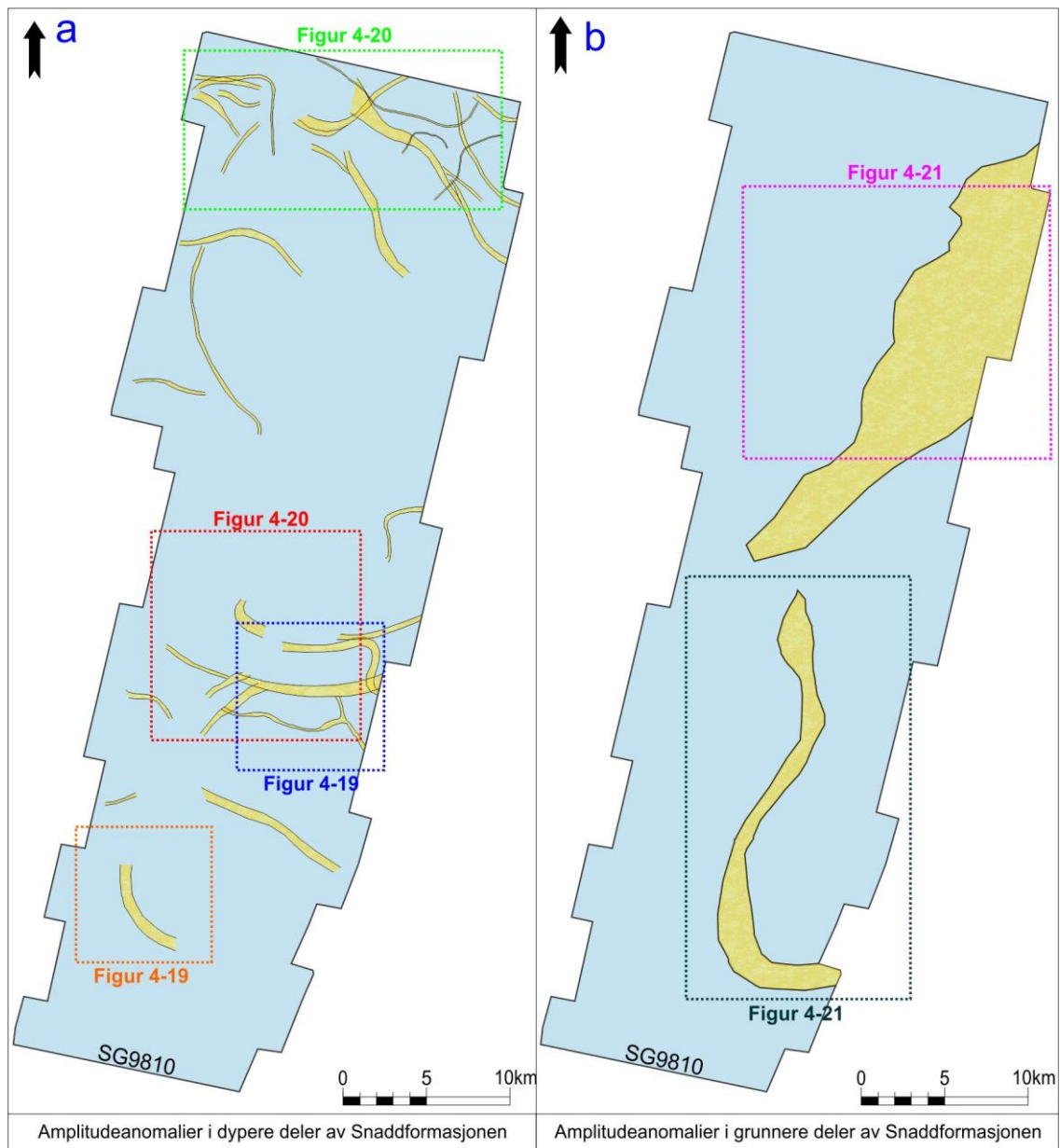
*Amplitudeanomali 2, 3 og 4* ligger midt i datasettet ~550-730 ms TWT uhb (Figur 4-19b). Anomaliene følger stratigrafien som dipper mot øst. I et RMS volumintervall vises anomaliene tydelig hvor samtlige anomalier har meanderende form. Bredden på anomaliene 2, 3 og 4 er hhv. 450 m, 800 m, og 200 m, og de kan følges over 9 km, 8 km og 10 km. I det seismiske snittet vises samtlige amplitudeanomali og de består av single refleksjoner med negativ polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen (Figur 4-19d og e). Både anomali 2 og 4 krysser anomali 3 som ligger dypest. Anomali 4 viser en tydeligere avgrensning i yttersving sammenlignet med en mer diffus avgrensning i innersving. Anomaliene ligger i en lagpakke dominert av dim og tildels diskontinuerlig refleksjoner. Svake tegn til akustisk maskering identifiseres spesielt mellom amplitudeanomali 2 og 4. Fra toppen av amplitudeanomali 2 og ~90 ms TWT oppover forekommer svake tegn til forstyrrelser i seismikken.

*Amplitudeanomali 5, 6 og 7* ligger midt i datasettet ~530-580 ms TWT uhb (Figur 4-20a). Anomaliene forekommer på et dypere nivå ca 100 ms TWT under det som tolkes å være intra Snaddformasjonen. Bredden på anomaliene 5, 6 og 7 er hhv. 1 km, 400 m og 500 m og kan følges over en lengde på 2,5 km, 6 km og 5 km. I seismisk snitt framstår de som single refleksjoner som følger stratigrafien med negativ polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen (Figur 4-20d og f). Anomali 5 viser samme egenskaper som anomalier beskrevet tidligere med tydeligere avgrensning i yttersving og mer diffus og irregulær avgrensning i innersving. Forstyrrelser i seismikken fra anomali 5 kan identifiseres ~215 ms TWT over og ~120 ms TWT under, til tross for at hele lagpakken preges av dim seismikk og diskontinuerlige refleksjoner. Mellom amplitudeanomali 6 og 7 opptrer lignende subvertikale forstyrrelser.

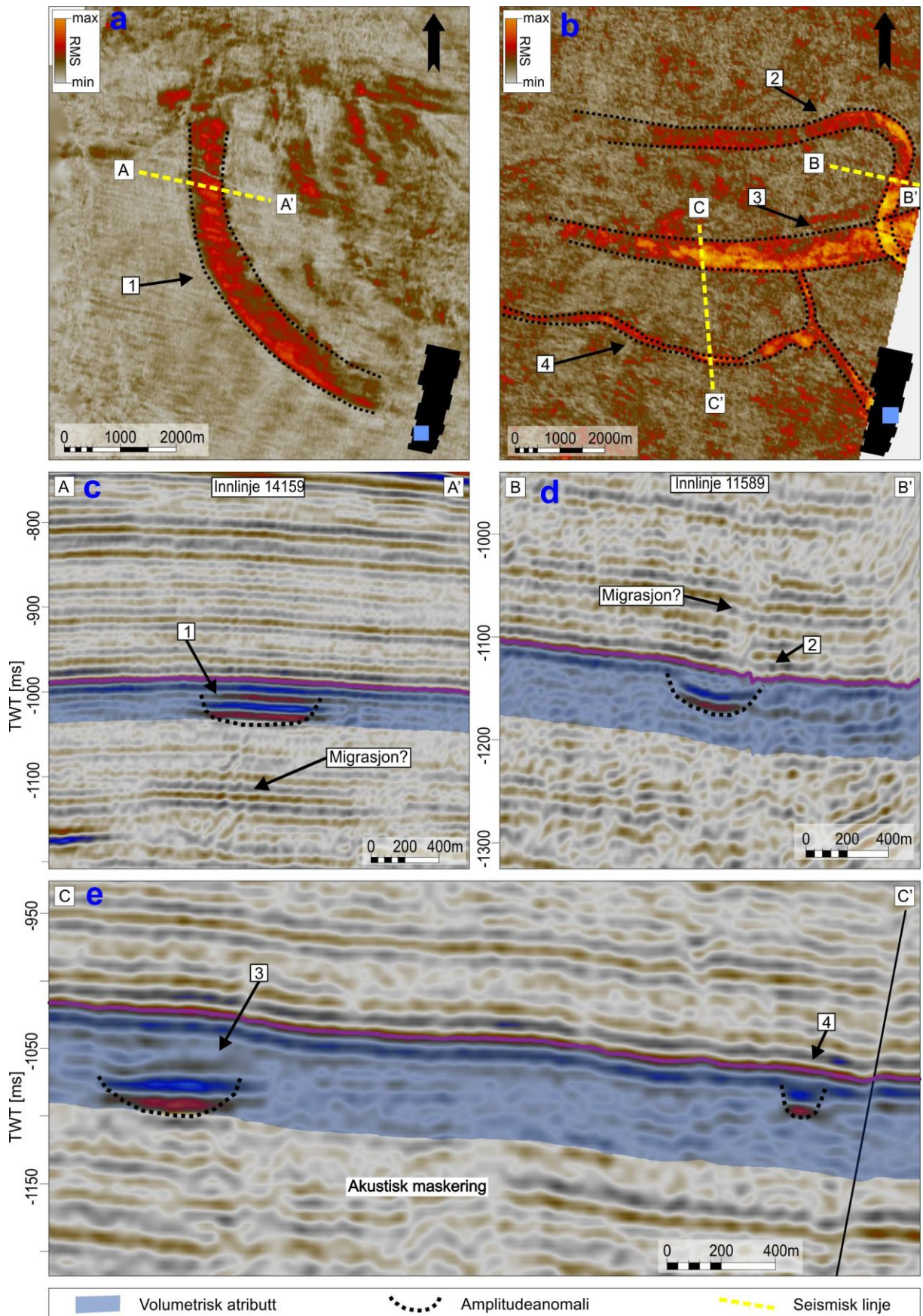
*Amplitudeanomali 8 og 9* ligger helt nord i datasettet (Figur 4-20b) ~270-370 ms TWT uhb. Anomaliene følger stratigrafien som her er forholdsvis horisontal. Bredden på anomaliene 8 og 9 er 350 m og 550 m, og kan følges over en lengde på 8 km og 4 km. I seismisk snitt framstår anomaliene som single refleksjoner med negativ polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen (Figur 4-20e og g). Under anomali 9 forekommer akustisk maskering, og refleksjonene under begge anomaliene viser redusert frekvens.

*Amplitudeanomali 10 og 11* forekommer helt nord i datasettet ~370-570 ms TWT uhb. i samme området som anomali 8 og 9, men ligger ca 100 ms TWT dypere (Figur 4-20c). Bredden på anomaliene 10 og 11 er hhv. 1,3 km og 200 m, og kan følges over en lengde på 11 km og 8,5 km. Anomali 10 består av en singel refleksjon med negativ polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Anomali 11 består av flere anomalier stablet i høyden, også disse med negativ polaritet (Figur 4-20h). Akustisk maskering kan observeres over amplitudeanomali 11. Under begge

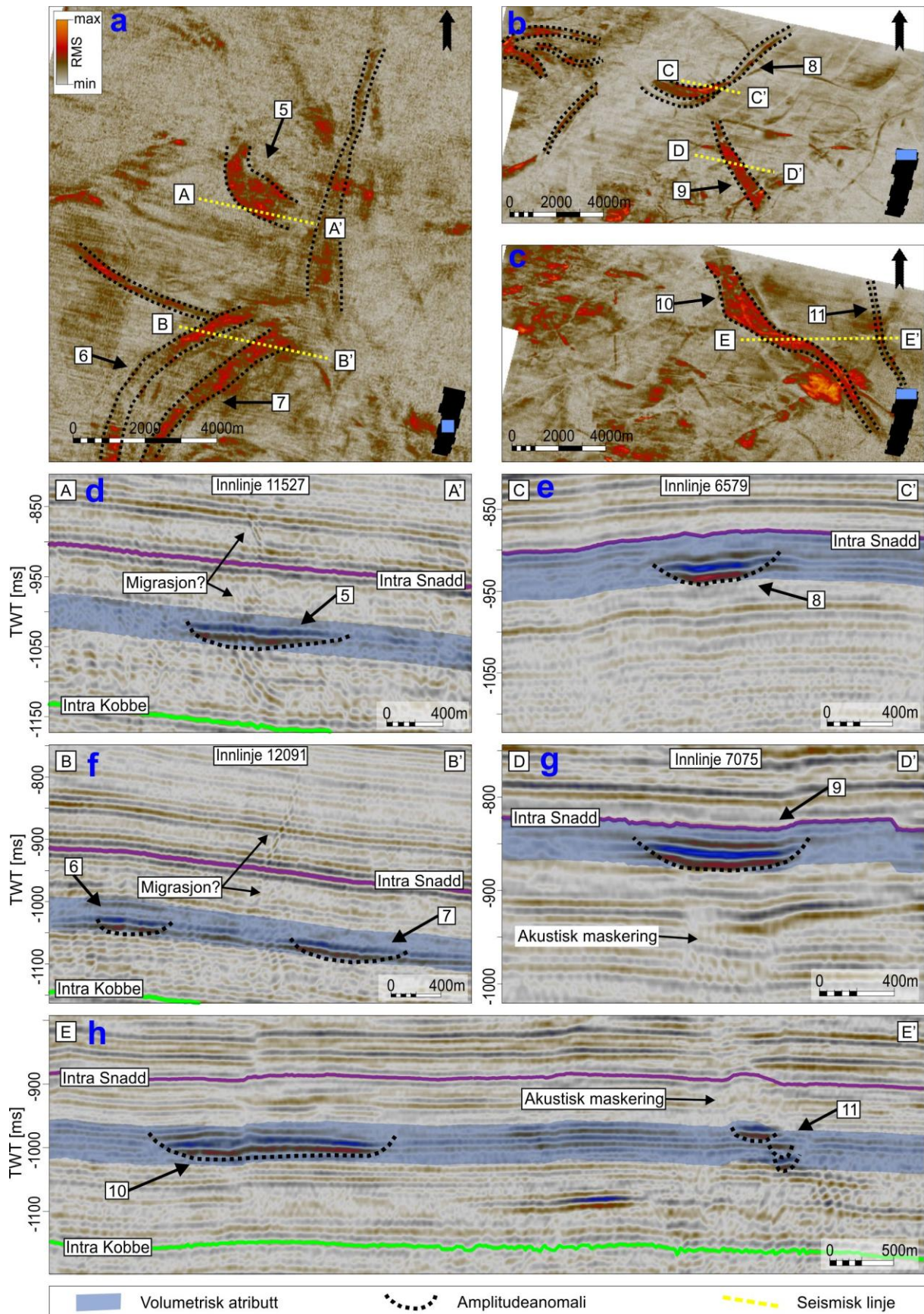
anomaliene forekommer refleksjoner med redusert frekvens. Anomaliene følger stratigrafien i området.



Figur 4-18: *a*: Oversiktsfigur av amplitudeanomalier basert på volumetriske attributtkart (RMS) i bunn Snaddformasjonen i et intervall på 40 ms med ulik offset. *b*: Oversiktsfigur av amplitudeanomalier basert på volumetriske attributtkart (RMS) i grunnere deler av Snaddformasjonen i et intervall på 40 ms med ulik offset. Firkantene henviser til nye figurer med nærmere beskrivelse av anomaliene.



Figur 4-19: *a og b*: RMS amplitudekart generert i intervallet fra intra Snadd og 40 ms nedover med fokus på amplitudeanomali 1-4. Gul, stiplet linje indikerer seismisk snitt *c*: Seismisk snitt A-A' gjennom anomali 1. *d*: Seismisk snitt B-B' gjennom anomali 2. *e*: Seismisk snitt C-C' gjennom anomali 3 og 4.



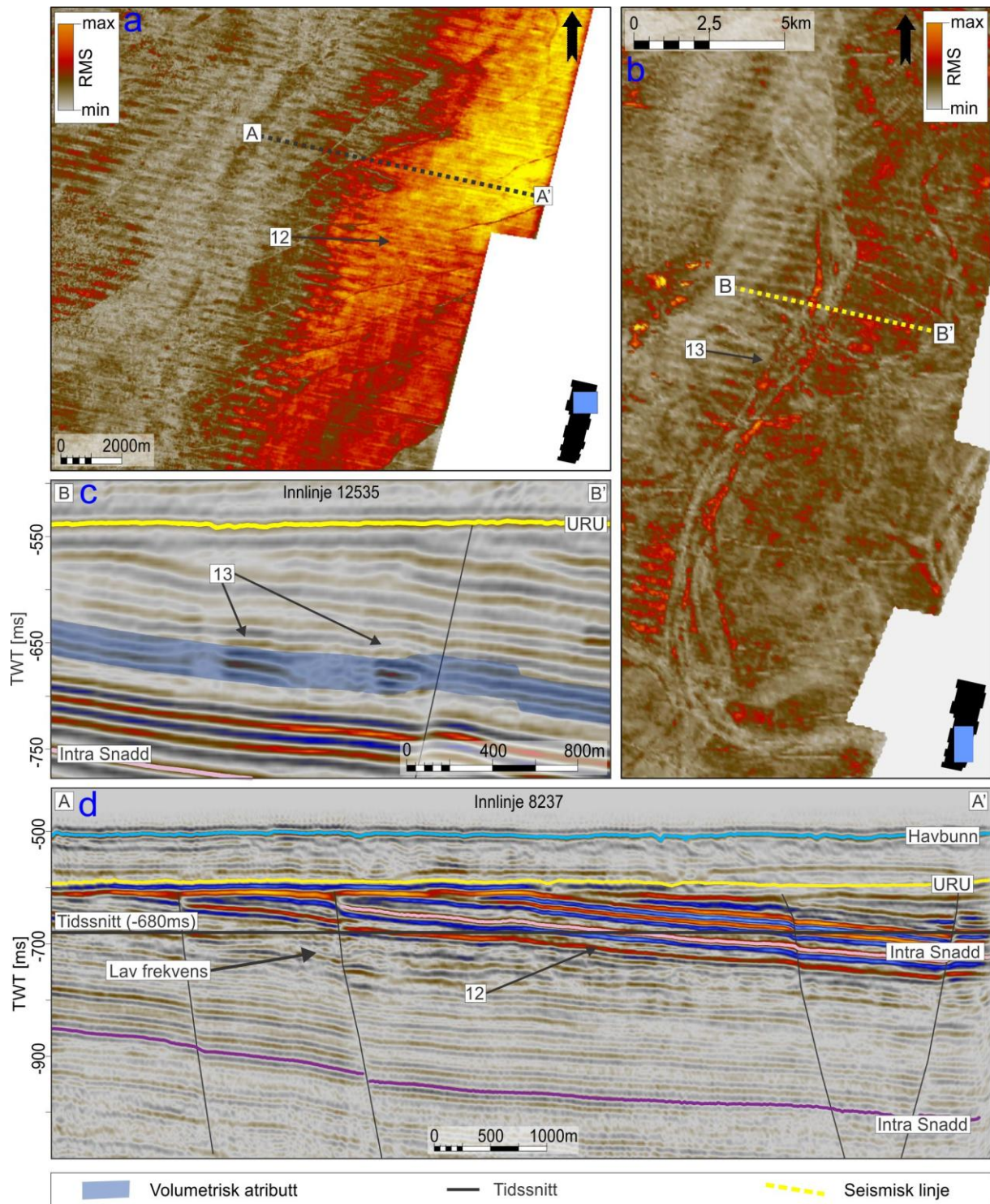
Figur 4-20: *a*: RMS attributtkart for volumintervall 70 ms TWT under Intra Snadd og søkevindu på 40 ms TWT. *b*: RMS attributtkart i intervallet fra Intra Snadd og 40 ms. *c*: RMS attributtkart for volumintervall 70 ms TWT under Intra Snadd med søkevindu på 40 ms TWT. *d, e, f, g og h*: Seismisk snitt gjennom Amplitudeanomaliene vist i RMS attributtkartene.



#### 4.4.2 Amplitudeanomalier i grunnere nivå Snaddformasjonen

*Amplitudeanomali 12* ligger i nordøstlig del av datasettet, og framstår som en hel lagpakke av sterke refleksjoner (Figur 4-21a). Anomalien befinner seg i grunne deler av Snaddformasjonen og følger stratigrafien som dipper mot øst (Figur 4-21d). Anomalien går utenfor datasettet i øst hvor den også ligger på det dypeste på ca 800 ms TWT. Med en slak helning kan den følges helt til URU ved ca 600 ms TWT hvor den stopper. Anomalien har en tykkelse på ca 100-130 ms TWT, men tynner ut mot flankene. Rett under amplitudeanomalien vises noe seismisk forstyrrelser i form av diskontinuerlige refleksjoner og bånd av lavfrekvent seismikk. Det er også områder med akustisk maskering. Anomalien er den største i datasettet med en utstrekning på 30 km i NØ-SV retning og 6 km i Ø-V retning. Anomalien har trolig større utbredelse, men fortsetter utenfor datasettet. Hvilken polaritet anomalien består av er noe vanskelig å avgjøre da den består av mange sterke refleksjoner.

*Amplitudeanomali 13* er en stor anomali med en N-S orientering (Figur 4-21b). Bredden varierer fra 800 m til 2,3 km, og lengden måles til ca 27 km. Anomalien ligger ~140 ms TWT under URU (Figur 4-21c). Anomalien følger stratigrafien som dipper mot øst. I horisontalplanet i et RMS amplitudekart framstår anomalien som en kanalstruktur med høyamplitudeanomalier langs flankene samt noen amplitudeanomalier internt i strukturen. I seismisk snitt framstår disse anomaliene som svake single refleksjoner. Mellom flankene internt i strukturen forekommer maskerte områder. Det ser ikke ut til å være en reversert polaritet på anomaliene, men dette er noe vanskelig å avgjøre da hele strukturen framstår svakt i seismikken.



Figur 4-21: *a*: Tidssnitt i -680 ms TWT av en RMS amplitudekub. Svart og gul, stiplet linje indikerer seismisk snitt. *b*: Seismisk snitt A-A'. *c*: RMS attributtkart av amplitudeanomali 13. *d*: Seismisk snitt B-B'.

## 5 Diskusjon

Resultatkapittelet presenterte de seismiske observasjonene som indikerer væskestrømning, både migrasjon og akkumulasjon, i studieområdet SG9810. Diskusjonskapittelet vil fokusere på å forklare disse observasjonene og sette det i sammenheng med lignende fenomener i litteraturen. Her vil også drivmekanismer for fluidmigrasjon beskrives og settes opp mot resultatet og den geologiske settingen for området. En mer detaljert beskrivelse av mulige kilder gjennomgås også her. På denne måten kan det etableres en bedre forståelse av systemet og prosessene.

Kapittelet starter med en gjennomgang av forkastninger og deres dannelse slik at dette ligger til grunne for den videre diskusjonen med mulig migrasjon gjennom forkastninger. Videre diskuteres de akustisk maskerte områdene. Her belyses både mulige kilder, plassering og form. En beregning av gasshydrater er også gjort. Denne beregningen settes i sammenheng med de observerte tegn på fluidmigrasjon. Videre diskuteres fordypningene funnet på havbunnen og langs URU.

## 5.1 Forkastninger

Loppahøyden består av en skråstilt forkastningsblokk som avgrenses av store forkastningskomplekser i sør mot Hammerfestbassenget og i vest mot Polheim-Subplattform (Figur 4-2). Vestlige deler av Barentshavet er kontrollert av store post-kaledoniske riftfaser og den kontinentale oppsprekingsfasen relatert til dannelsen av Atlanterhavet (Smelror et al., 2009). Fra paleozoisk tid har det vestlige Barentshavet vært tektonisk aktiv (Figur 5-1). Loppahøyden er et resultat av flere perioder med tektonisk aktivitet, blant annet i sen jura til tidlig kritt og sen kritt til tertiær (Gabrielsen et al., 1990), men starten på aktiviteten var trolig i midten av karbon (Gudlaugsson et al., 1998).

Forkastningenes relasjon til både akustisk maskerte områder (Figur 4-9) og pockmarks (Figur 4-17) beskrives i diskusjonen og vises med figurer i resultatet. Forkastninger kan ha en viktig rolle i migrasjon gjennom de ellers impermeable avsetningene av trias (Snaddformasjonen). Også tidligere studier av Barentshavet viser at det trolig er en nær sammenheng mellom forkastninger og migrasjon av fluider (Andreassen et al., 2007a; Chand et al., 2008; Chand et al., 2009). Under gis en kort beskrivelse av dannelsen til de tre kartlagte forkastningstrendene. Dette kan gi informasjon om tidspunktet for migrasjon, og skal ikke framstå som mer enn en kort beskrivelse av den tektoniske utviklingen.

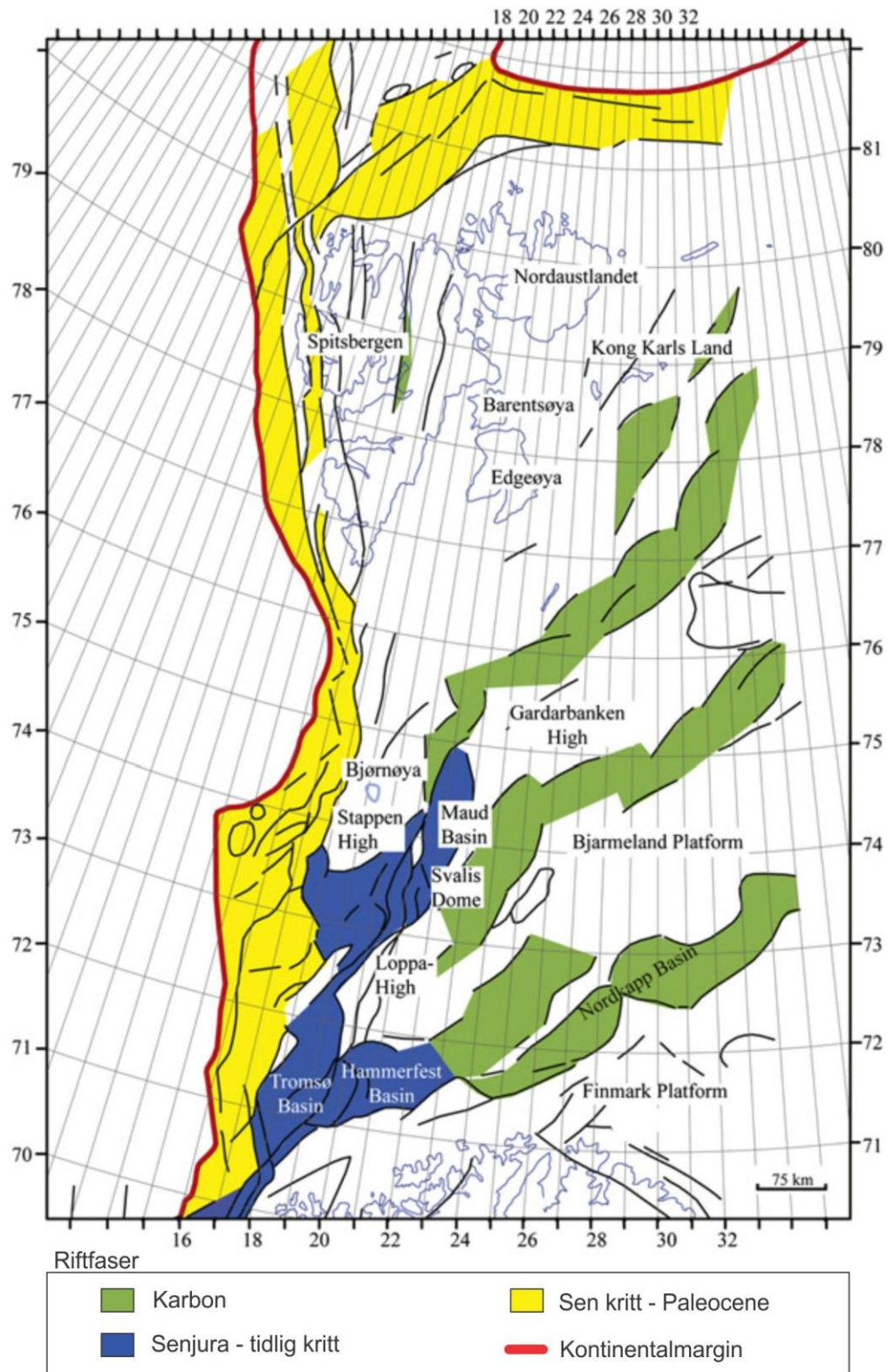
Tre hovedtrender er identifisert i studieområdet med en NØ-SV til ØNØ-VSV (rød), VNV-ØSØ (blå) retning og i N-S til NNV-SSØ (grønn) (Figur 4-2a), som alle finnes i sammenheng med migrasjonstegn i studieområdet:

Den NØ-SV til ØNØ-VSV (Figur 4-2b) orienterte forkastningstrenden sammenfaller med forkastningstrender knyttet til kollaps av kaledonidedekket i sørvestlige deler av Barentshavet og åpningen av Atlanterhavet, som blant annet førte til dannelse av Nordkappbassenget. Disse sen paleozoiske og mesozoiske tektoniske hendelsene i Barentshavet var dominert av flere faser med ekstensjon som startet med kollaps av kaledonidene og fortsatte med oppsprekkingen av Pangea (Mosar et al., 2002). Jordskorpebevegelser førte til dannelse av riftbassenger på Barentssokkelen med forkastningsaktivitet som stedvis trolig fulgte gamle forkastninger fra den kaledonske fjelkjedefoldingen (Nøttvedt og Worsley, 2006).

Den VNV-ØSØ (Figur 4-2c) orienterte forkastningstrenden sammenfaller med midt- til sen jura riftfase med oppsprekking og innsynking av blant annet Hammerfestbassenget. Denne trenden fortsatte i kritt med videre innsynking av bassengene (Faleide et al., 1993; Smelror et al., 2009).

Forkastningstrenden i N-S til NNV-SSØ (Figur 4-2d) orientering er funnet langs den vestlige marginen av Loppahøyden i overgangen til Polheim-Subplattform. Disse forkastningsbevegelser startet trolig i

sen perm til tidlig trias (Gudlaugsson et al., 1998). Reaktivering fant sted i senere perioder, blant annet kritt og paleocen, som førte til etablering av de strukturelle elementene funnet i Barentshavet i dag (Faleide et al., 1993).



Figur 5-1: Tektoniske hendelser i Barentshavet under ulike tidsperioder som dannet de forkastninger og forkastningssoner som har ført til den strukturelle settingen som eksisterer i dag. Figuren er hentet fra Glørstad-Clark et al. (2010).

## 5.2 Vertikal migrasjon av fluider

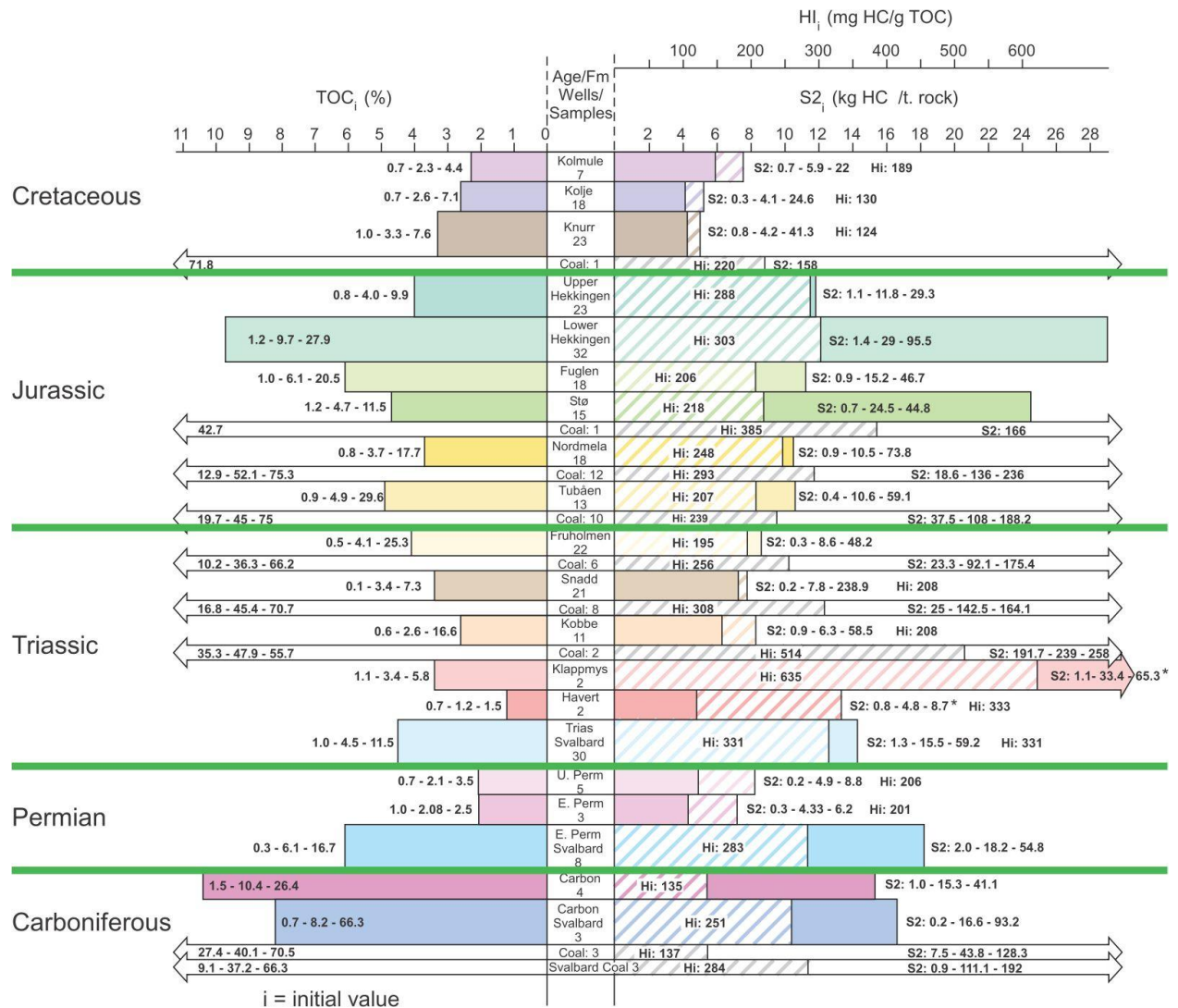
Deteksjon av vertikale akustisk maskerte områder kan gi verdifull informasjon om kilden til hydrokarbonene, om fluidmigrasjonen fra kilde til akkumulasjon og styringsmekanismene bak migrasjonen. Dessuten kan det også gi informasjon om forseglingsegenskapen til forkastninger, indikasjoner på mulige fylte/tidligere fylte reservoar, og potensielle lekkasjer fra disse reservoarene (Ligtenberg, 2003).

Gassinhold i sedimenter fører til spredning av energi og hastighetsreduksjon (kap. 1.3.2). Dette opptrer som soner med utydelig, lavfrekvent og kaotisk seismikk. Akustisk maskerte områder med redusert impedanskontrast kan derfor være gode indikatorer til økt konsentrasjon av fluider i sedimentene, og mulig migrasjon (Badley, 1985).

### 5.2.1 Kilde

Dersom migrasjonsprosesser skal forstås, bør det også foreligge kunnskap om tilstedeværelse og kvalitet av kildebergarter i området. Hele Barentsregionen har vært utsatt for heving og erosjon, noe som har påvirket alle ledd i petroleumssystemet (Ohm et al., 2008; Henriksen et al., 2011a). Her belyses påvirkningen og utbredelsen av potensielle kildebergarter.

Barentshavet består av et multikilde-bergartssystem med identifiserte kildebergarter i alle stratigrafiske intervaller fra karbon til kritt, og blir referert til som et overfylt petroleumssystem (Figur 5-2). Sett slik kan Barentshavet fremstå som mer produktiv enn Nordsjøen (Ohm et al., 2008). Men ulike områder av Barentshavet viser forskjellige nivåer av heving og erosjon med netto erosjon som varierer fra 0 m til mer enn 3000 m. Brønner fra norske deler av Barentshavet viser at det meste av paleogene, og hele neogen er erodert bort. Prosessene har avgjørende konsekvenser for petroleumssystemet. Reservoar kvalitet, modenheten til kildebergarter og migrasjon av hydrokarboner påvirkes av disse prosessene (Ohm et al., 2008; Henriksen et al., 2011a).



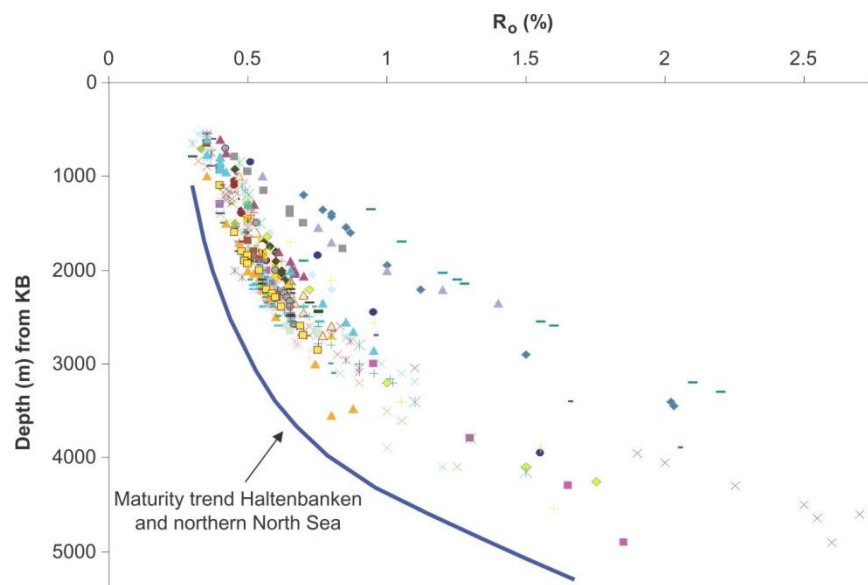
Figur 5-2: Diagram av kildebergarter fra karbon til kritt med Total organisk karbon (TOC), S<sub>2</sub> og hydrogenindeks (HI). Hekkingenformasjonen er antatt å være den mest fruktbare kilden med god genereringspotensiale både i vestlige- og østlige deler av Barentshavet. Få brønner er boret dypere enn trias. Utbredelsen av dypere kilder er derfor mindre kjent. Figuren er hentet fra Ohm et al. (2008).

Modningen av en kildebergart er en irreversibel prosess. Dette betyr at den målte modningsgraden av en kildebergart også reflekterer det maksimale begravningsdypet (Bjørkum et al., 2001). Tid spiller også en rolle for modningen, men kvaliteten av en kildebergart er først og fremst sensitiv for temperaturforandringer. I Barentshavet observeres

modne kildebergarter generelt på et mye grunnere nivå enn forventet (Figur 5-3). Dermed har kildebergarten blitt utsatt for mye høyere temperaturer før hevingen og erosjonen fant sted, og kan dermed være overmoden (Henriksen et al., 2011a). Heving og erosjon, kan også føre til at kildebergarter bringes til for grunne nivåer med for lave temperaturer. Resultatet er stopp i generering av hydrokarboner (Ohm et al., 2008).

Kildebergarter fra sen jura er antatt å ha en stor utbredelse over store deler av Barentssokkelen. Petroleumsforekomster funnet i Barentshavet til nå kommer i hovedsak fra Hekkingenformasjonen i øvre deler av jura (Ohm et al., 2008; Henriksen et al., 2011b). Hekkingenformasjonen har stor utbredelse i Barentshavet, men har ikke oppnådd full genereringspotensial over alt grunnet ulik begravningsdyp. Formasjonen er antatt å være moden langs et tynt belte langs vestlige deler av Hammerfestbassenget og langs vestmarginen til Loppahøyden sør for studieområdet (Doré, 1995).

Potensielle kildebergarter finnes også i trias, perm og karbon. Kildeenheter fra tidlig til midt trias er best utviklet i bassengene rundt Loppahøyden, på deler av Loppahøyden, i Nordkappbassenget og på Bjarmelandsplattformen. Generelt sett blir triassiske kildebergarter modne der Hekkingenformasjonen er tidlig moden, og gassmoden der Hekkingen blir oljemoden. På enkelte deler av Loppahøyden og Finnmarksplattformen ligger enhetene i trias for grunt til å generere hydrokarboner. Enheter i perm er overmoden over store deler av Barentshavet, men er moden rundt Loppahøydens marginer, nordøst for Loppahøyden og langs kanten av Finnmarksplattformen. I Brønn 7220/6-1, som ligger i datasettet, var det forventet å finne kildebergarter av paleozoisk alder, men resultatet viste ingen modning og kildene ble anslått å være termisk umoden eller veldig tidlig moden (Henriksen et al., 2011b; NPD, 2011). Enhetene på Loppahøyden dipper imidlertid mot øst, og



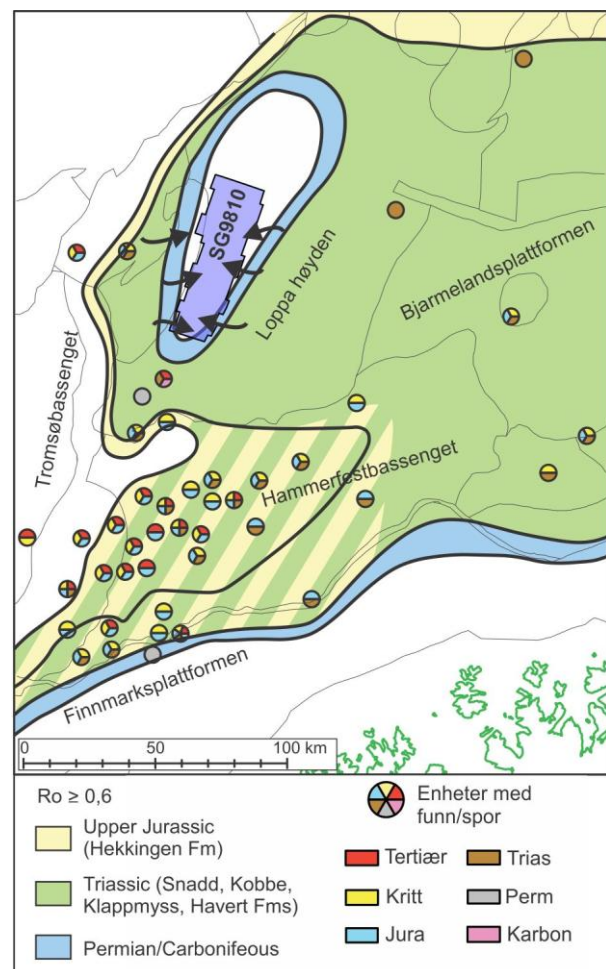
Figur 5-3: Trenden i modningsgrad av kildebergarter fra Nordsjøen og Norskehavet sammenlignet med målt modningsgrad av brønner fra Barentshavet. Figuren hentes fra Ohm et al. (2008).



brønnen er boret i et av de grunneste områdene hvor det ble forventet å finne kildebergarter. Den dypere begravningen i østlig retning, kan ha ført til større modningsgrad. I brønn 7222/6-1 S helt vest på Bjarmelandsplattformen rett øst for Loppahøyden, ble det bekreftet en gassmoden kilde i Klappmyssformasjonen.

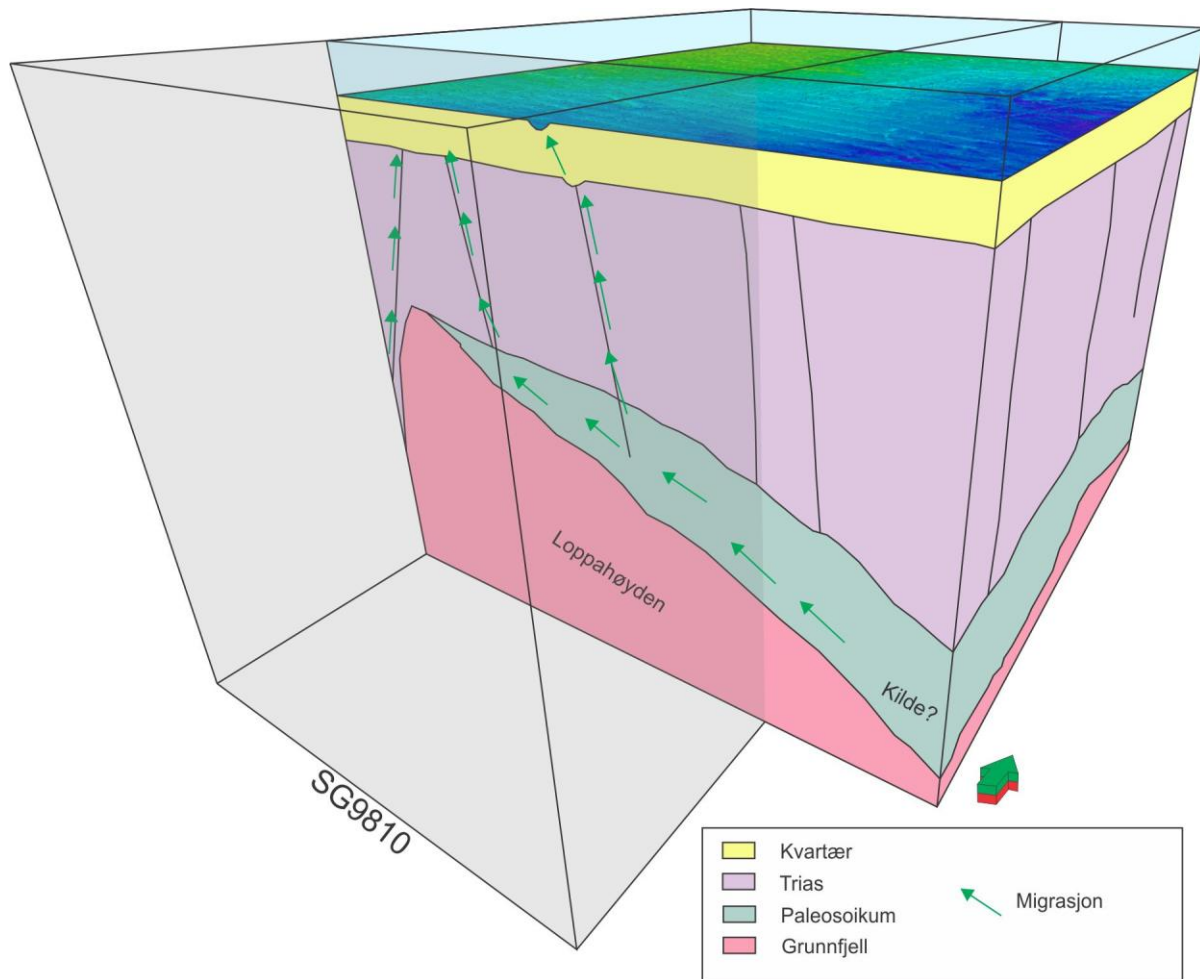
Som beskrevet er tendensen at kildebergarter i Barentshavet er overmodne. Vestlige deler av Loppahøyden, som er spesielt hevet og erodert kan være et unntak hvor blant annet brønn 7220/6-1, NPD (2011), Ohm et al. (2008) og Henriksen et al. (2011a), har beskrevet umodne/fravær av kildebergarter. Dette kan indikere at denne delen av Loppahøyden og dens potensielle kilder aldri har sett høye nok temperaturer. Dette gir videre at de hydrokarbonindikasjonene som finnes i datasettet SG9810 blant annet kan komme fra kilder utenfor og/eller langs marginen til Loppahøyden, samt at kilder fra triassiske og paleozoiske enheter på Loppahøyden kan være kilden dersom begravningsdypet og temperaturen er/har vært høy nok (Figur 5-5). Fluidene fra eventuelle kilder rundt Loppahøyden kan ha migrert langs stratigrafiske enheter og videre blitt akkumulert i reservoarer på Loppahøyden (Figur 5-4). I brønn 7220/6-1 ble det bekreftet residuell oljekolonne. Undersøkelser av disse hydrokarbonene viser at hydrokarbonene trolig kommer fra kilder av jura alder, og mulig perm og trias (NPD, 2011). Dette kan igjen bety en migrasjon fra modne kilder opp til Loppahøyden.

Den geologiske forhistorien til Barentshavet har trolig ført til remigrasjon over store områder. Denne regmigringene har altså ført hydrokarbonene langt bort fra kilden til nye akkumulasjonsområder som ellers ikke ville blitt fylt. Det har også vist seg at akkumulasjoner i regionen ofte består av en blanding hydrokarboner fra flere ulike kilder som betyr at



**Figur 5-4: Utbredelse av oljemedne kilder fra perm, trias og jura. Kartet bygger på data av modningsgraden fra brønner, seimiregional modningstrend og dybdekart. Figuren viser også det store spekteret av enheter med påviste hydrokarboner. Datasettet ligger i et område med lite til ingen modne kildebergarter. Det foreslås derfor en distal migrasjon fra områder rundt. Figuren er modifisert etter Ohm et al. (2008).**

flere kilder er/har vært aktive. Akkumulerte hydrokarboner kan altså ikke nødvendigvis spores tilbake til bare en kilde (Ohm et al., 2008; Henriksen et al., 2011b).



Figur 5-5: Skjematisk framstilling av vestlige deler av Loppahøyden der datasettet SG9810 ligger. Her ligger trolig mulige kilder for grunt, og de er ikke modne. Stratigrafisk migrasjon fra kilder lengre øst og vest er derfor en mulig forklaring.

### 5.2.2 Opprinnelse og plassering til de akustisk maskerte områdene

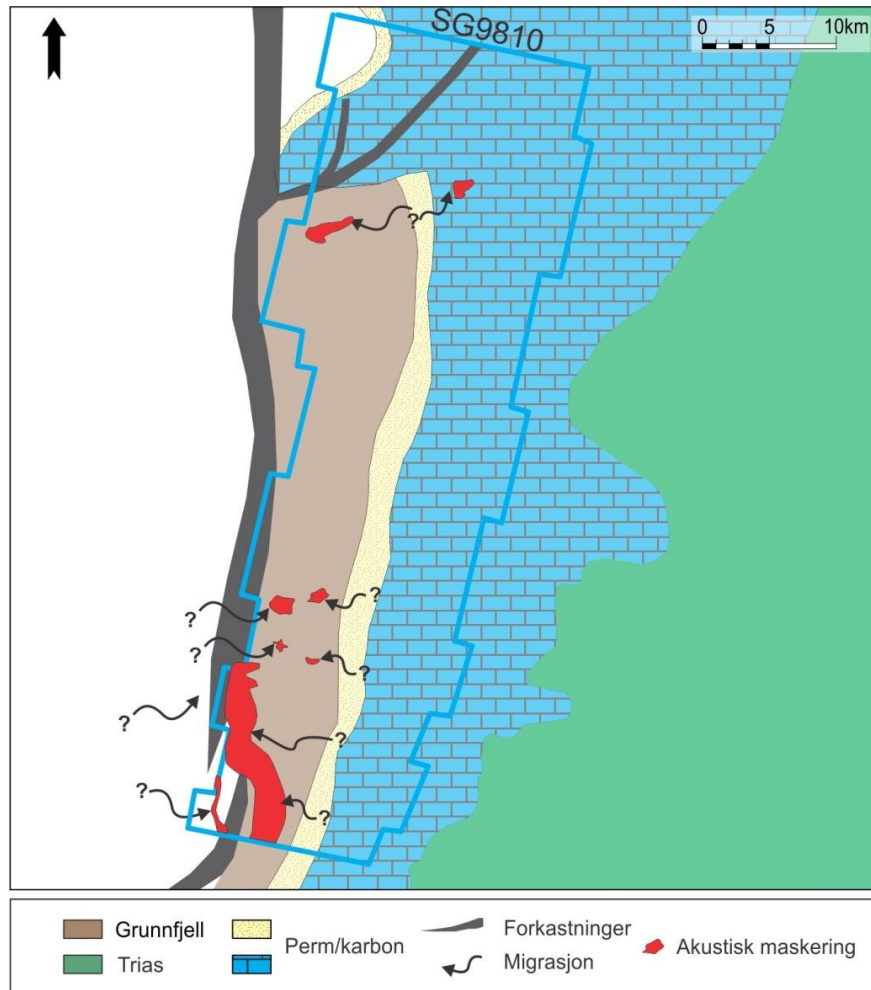
Den nedre termineringen av de akustisk maskerte områdene er avgjørende for identifiseringen av opprinnelsen og sammenfaller her på et dyp mellom ~960 ms til ~1590 ms TWT. Som beskrevet i resultatet er ikke opptreden av de akustisk maskerte områdene helt tilfeldig, men ser heller ut til å ha flere likhetstrekk. Et fellestrekk er at alle sonene ser ut til å ha en forankring i samme enhet fra trias rett over topp perm refleksjonen. Dette gjelder for akustisk maskert område 2, 4, 6 og 8 (Figur 4-4, Figur 4-5, Figur 4-7, Figur 4-8), og det ser ut til å oppstå der enkelte paleozoiske enheter får kontakt med enheter fra trias. Akustisk maskert område 1, 3, og 5 (Figur 4-4, Figur 4-5, Figur 4-6) ser også ut til å oppstå rett over topp perm, men disse områdene er ikke underlagt paleozoiske enheter, og ser ut til å oppstå over det som tolkes å være grunnfjell (Figur 5-6).

Som beskrevet i diskusjonen om potensielle kilder ( 5.2.1), ligger triassiske og paleozoiske kilder trolig for grunt og er følgelig umodne vest på Loppahøyden i den delen som er mest hevet (som her utgjør studieområdet). Enhetene som de akustisk maskerte områdene har sin opprinnelse fra antas derfor ikke å være selve kilden til fluidene. Mulige fluider kan derfor kanskje komme fra dypere begravet enheter øst- og vest for Loppahøyden og migrert langs enheter til akkumulasjonsområder eller til fluidene har møtt på forkastninger uten forseglingskapasitet. Akustisk maskerte områder 2, 4 og 8 har sin opptreden lengst til øst, og kan kanskje knyttes til migrasjon langs enheter fra øst (Figur 4-4, Figur 4-5, Figur 4-8). Dette kan også gjelde for akustisk maskert område 1, 3 og 5, men disse områdene ligger lengre vest, nær forkastningssonen som skiller Loppahøyden fra Polheim-Subplattform. Fluider fra vest kan derfor ha migrert opp til Loppahøyden og dannet disse maskeringene (Figur 4-4, Figur 4-5, Figur 4-6). Akustisk maskert område 6 og 7 som ligger i skillet mellom Loppahøyden og Polheim-Subplattform kan kanskje ha den samme migrasjonen fra dypere områder vest for Loppahøyden (Figur 4-7). Akustisk maskert område 6 ligger i knekkpunktet mellom Loppahøyden og Polheim-Subplattform, og er det største akustisk maskerte området. Her får paleozoiske enheter god kontakt med enheter fra trias. Mulig migrasjon kan komme fra både øst og/eller vest.

Alle de akustisk maskerte sonene ligger i en lagpakke med generelt sett dim seismikk. Dette gjør den nedre termineringen noe vanskelig å bestemme, som igjen kan bety en dypere eller grunnere forankring av opprinnelsen. En dypere forankring er likevel usannsynlig da grunnfjellet begrenser utbredelsen for enkelte maskerte områder. Et grunnere opphav kan være en forklaring. Migrasjonen kan da foregå internt i porøse avsetninger i trias. Enheter i snaddformasjonen har høyere amplitude sammenlignet med seismikken rundt (Figur 4-4 til Figur 4-8). I brønn 7121/1-1 R (Figur 3-7) ble det funnet interne lag av sandstein i de ellers finkornede klastiske avsetningene i trias (NPD, 2011). Dette kan utgjøre porøse enheter som tillater migrasjon fra dypere områder langs de dippende lagenhetene helt til fluidene møter på forkastninger som kan fungere som migrasjonsvei til grunnere nivåer.

En rekke brønner på Loppahøyden har hatt fokus på mulige reservoarer av paleozoisk og triassisk alder og undersøkelse av mulige forekomster av hydrokarboner her. Karbonatreservoarer fra øvre paleozoisk tid er blant annet beskrevet på Loppahøyden av (Stemmerik et al., 1999; NPD, 2011). Potensiell lekkasje og migrasjon fra disse reservoarene gjennom forkastninger er en mulig forklaring på opptreden av de akustisk maskerte områdene. Dette kan forklare hvorfor migrasjonen ser ut til å skje der paleozoiske enheter ligger grunnest og får kontakt med enheter fra trias. Brønner boret på Loppahøyden bekrefter spor av hydrokarboner i både paleozoiske og triassiske enheter (kap. 3.5). Dette bekrefter at det har vært hydrokarboner tilstede, men at dette kan ha migrert ut av

reservoarene (Stemmerik et al., 1999; Ohm et al., 2008; Henriksen et al., 2011a). Figur 5-6 eksemplifiserer hvor mulige porøse avsetninger av perm og karbon kan være opprinnelse til de akustisk maskerte områdene. Her kan de paleozoiske enhetene en gang ha vært akkumulasjonsområder for hydrokarboner som senere har migrert ut. Dette kan også være en forklaring på fordelingen og plasseringen av områdene.



Figur 5-6: Horisontalt snitt gjennom øvre deler av de paleozoiske enhetene. Disse enhetene kan fungere som mulige reservoarer, og ser ut til å ha en sammenheng med fordelingen/plasseringen av de akustisk maskerte områdene og migrasjon i området. Figuren er modifisert etter Stemmerik (1999).

### 5.2.3 Form og utstrekning

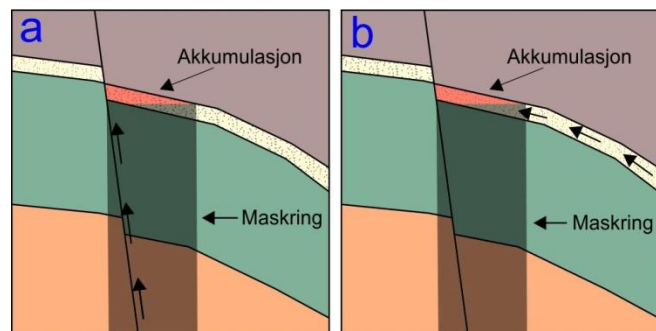
De akustisk maskerte områdene varierer både i form og utstrekning. Dette kan indikere forskjeller i væskestrømmen. Den generelle trenden er vertikal til subvertikal akustisk maskering med noen variasjoner. Område 6 og 7 (Figur 4-7) har ikke den utpregede vertikale formen, men ser ut til å styres mer av forkastningene i skillet mellom Loppahøyden og Polheim-Subplattform.

Den laterale utbredelsen varierer fra  $\sim 0,36 \text{ km}^2$  til over  $30 \text{ km}^2$  (Tabell 1) som kan indikere tilstedeværelse av store fluidstrømninger av varierende grad, og at det eksisterer ulike forhold som avgjør mengden og intensiteten av migrasjonen. En økende lateral utbredelse mot dypet er tilfelle for noen av områdene, som for eksempel akustisk maskert område 2, 3, 4 og 8 (Figur 4-4, Figur 4-5, Figur 4-8). Lignende observasjoner er blant annet gjort langs den nordvestlige delen av Svalbard hvor akustisk maskerte områder viste en diameter som økte fra 400 m i grunnere områder til rundt 600 m i dypere områder (Petersen et al., 2010).

Korteste akse observert på områdene i studieområdet varierer fra  $\sim 400\text{-}2600 \text{ m}$  mens lengste akse varierer fra  $\sim 650\text{-}15000 \text{ m}$ . Vertikal utstrekning varierer mellom 418-781 m ( $v_p = 2200 \text{ m/s}$ ) (Tabell 2). Flere av de akustisk maskerte områdene er altså omtrent like høy som bred, sett bort fra det største akustisk maskerte området (6) som er mye bredere sammenlignet med den vertikale utstrekningen. I Nyeggaområdet er slike strukturer med størrelsesorden fra 50-915 m i diameter og en vertikal utstrekning på 250-340 m observert. Flere av strukturene er også her nesten like brede som de var høye (Hustoft et al., 2010). Horisontal permeabilitet er høyere enn den vertikale permeabiliteten i konsolidert finkornet materiale. Derfor vil trolig en horisontal migrasjon finne sted i varierende grad på ulike dybdenivåer langs forkastningene. Den horisontale migrasjonen kan hindres dersom fluidene møter på mindre permeable enheter grunnet forkastningssprang, skiftende facies osv. (vasseur 1995). Følgelig kan horisontal utstrekningen på de akustisk maskerte områdene variere, noe som observeres i datasettet.

#### 5.2.4 Skyggeeffekt

Skyggeeffekt kan oppstå som et resultat av at energiabsorpsjon i gassholdige sedimenter. Dette kan føre til en maskering av seismikken under kraftige amplitudeanomalier. Dersom det forekommer en lateral migrasjon med påfølgende akkumulasjon som resulterer i en amplitudeanomali, kan det oppstå maskering under akkumulasjonen. Det kan da se ut som migrasjonen foregår vertikalt (Figur 5-7b). For flere av de akustisk maskerte områdene i studieområdet, ser marginene på maskeringen ut til å ligge helt kant i kant med marginene på amplitudeanomaliene i topp. Dersom maskeringen er et tegn på migrasjon, ville det trolig opptre med litt mer variasjon på det akustisk maskerte feltet, ikke at det forekommer som en tilnærmet vertikal struktur rett under amplitudeanomaliene.



Figur 5-7: Eksempel av maskering grunnet (a) vertikal migrasjon og tilstedeværelse av gass under akkumulasjonen, (b) maskering grunnet skyggeeffekt med lateral migrasjon.

Dersom migrasjonen skjer gjennom forkastninger, burde trolig maskeringen i større grad følge

forkastningsplanet. For de akustisk maskerte sonene i studieområdet ser det ut til å være en kombinasjon. Akustisk maskert område 1, 2 og 5 (Figur 4-4, Figur 4-5) har en vertikal form direkte under amplitudeanomalien med veldig tydelig avgrensning til omkringliggende seismikk som taler for en tilstedeværelse av skyggeeffekt. Akustisk maskert område 3, 4, 6, 7 og 8 (Figur 4-5, Figur 4-7, Figur 4-8) har en svak vinkel på maskeringen som følger forkastningene de relateres til, samt en større variasjon i avgrensningen til omkringliggende seismikk som taler mot skyggeeffekt. De akustisk maskerte områdenes felles forankringspunkt i dypet taler for en migrasjon fra dypere områder.

Vertikal akustisk maskering trolig dannet av skyggeeffekt er tidligere beskrevet på Loppahøyden (Kristensen, 2010). Kristensen (2010) beskriver både akustisk maskerte områder med maskering som skyldes vertikal migrasjon og maskering som skyldes skyggeeffekt. Videre beskriver Kristensen (2010) at de maskerte områdene dannet av skyggeeffekt ikke framstår like kraftig maskert, og at refleksjonene lettere lar seg tolke gjennom maskeringen. Hvorvidt det er mulig å tolke refleksjoner gjennom de maskerte områdene for dette studieområdet, er varierende. Maskeringen kan derfor forklares som en kombinasjon av tilstedeværelse av migrasjon og gass under amplitudeanomaliene, samt at skyggeeffekt er med på å forsterke maskeringen.

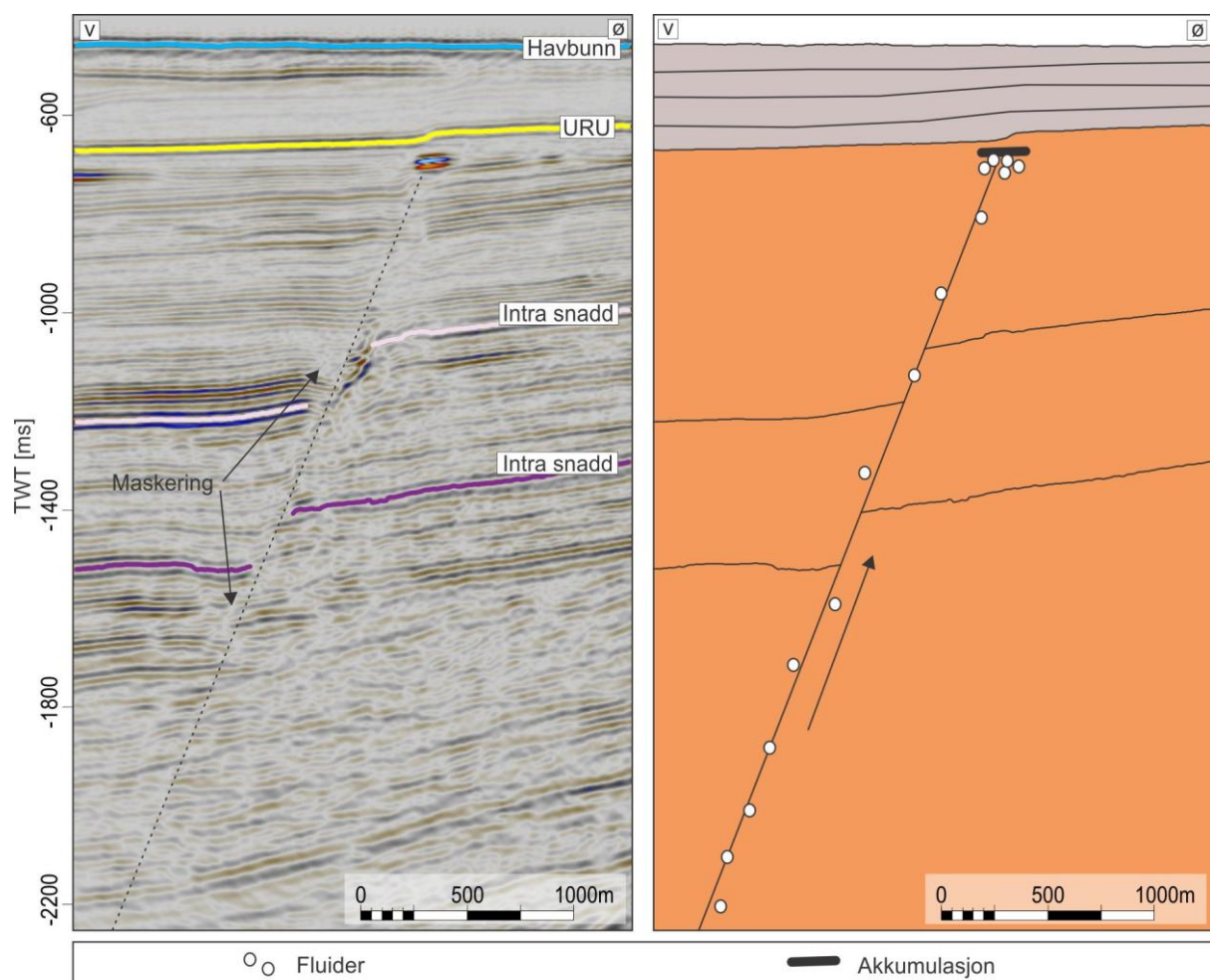
### 5.2.5 Fluidmigrasjon gjennom forkastninger

Det er kjent at forkastninger kan fungere både som barriere og som migrasjonsveier for fluider, og kan spille en viktig rolle i migrasjonsprosesser (Wiprut og Zoback, 2000; Ligtenberg, 2005) (kap 1.4.3). Forkastningsaktivitet vil generelt sett redusere porøsiteten og permeabiliteten som følge av oppknusing av sedimentkornene. Det er imidlertid antatt at kortvarige høypermeable perioder under forkastningsforløpet som kan tillate migrasjon skapt både av tilstrekkelig porøsitet og permeabilitet og tilstedeværelse av fluider under trykk (Knipe, 1992). Sementering av forkastningsplanet grunnet fluider med mineralinnhold kan trolig føre til at forkastningen tettes igjen og migrasjonen stopper opp. Dette tillater ny oppbygning av trykk på reservoarnivå. Dersom trykket overstiger oppsprekkingstrykket, kan nye sprekkesoner dannes med en påfølgende mulighet for forkastningsmigrasjon. Dette kan skje i gjentatte perioder med fortetting og oppsprekking (Roberts og Nunn, 1995). For de forkastningene i datasettet som opptrer i sammenheng med akustisk maskerte områder kan forseglingskapasiteten være fraværende, og de kan da fungere eller ha fungert som migrasjonsveier for fluider.

Fra topp perm, gjennom Snaddformasjonen og opp til URU i den lagpakken hvor maskeringen finner sted, opptrer en mengde forkastninger (Figur 4-2). Noen av disse krysser gjennom de akustisk maskerte områdene med ulik orientering (Figur 4-9). Forkastninger og akustisk maskerte soner kan se ut til å ha en viktig sammenheng. Det er forkastninger representert i alle de akustisk maskerte

sonene og samtlige krysses av en eller flere forkastninger. De akustisk maskerte områdene 6 og 7 ligger i en forkastningszone med høye forkastningssprang (opp til 250 ms TWT) på den vestlige flanken av Loppahøyden i skillet til Polheim-Subplattform. De andre sonene ligger oppå selve Loppahøyden i forkastninger med lite forkastningssprang (opp til 50 ms TWT).

Det er observert migrasjonstegn i sammenheng med alle de tre dominerende forkastningsretningene (Figur 4-9). Forkastningene med NØ-SV til ØNØ VSV orientering (markert rødt i Figur 4-9) og VNV-ØSØ (markert blått i Figur 4-9) orientering krysser akustisk maskert område 1, 2, 3 og 4. Akustisk maskert område 5 og 8 opptrer bare i sammenheng med NØ-SV til ØNØ-VSV orienterte forkastninger (markert med rødt i Figur 4-9), mens område 6 og 7 kontrolleres av de N-S til NNV-SSØ orienterte forkastningene (markert med grønn i Figur 4-9). Studier av forkastningsrelatert migrasjon fra Hammerfestbassenget ser ut til å ha størst betydning i NØ-SV orienterte forkastninger (Martens, 2009). Hvilke forkastninger som er mest avgjørende for dette studieområdet, dersom disse fungerer som migrasjonskanaler for fluider, er vanskelig å avgjøre da samtlige forkastningstrender forekommer i relasjon med akustisk maskering.



Figur 5-8: Skjematisk framstilling av forkastningsrelatert migrasjon. Forkastningsplanet inneholder akustisk maskering som ender i en amplitudeanomali rett under URU. Eksemplet her er hentet fra akustisk maskert område 7 (Figur 4-7).

### 5.2.6 Akkumulasjonsområde – termineringen av fluidmigrasjonen

Termineringen av de akustisk maskerte områdene viser også likhetstrekk i det alle stopper rett under eller rett over URU i en eller flere amplitudeanomalier. Dette kan indikere en akkumulasjon av fluider rett under impermeable enheter langs URU. Amplitudeanomaliene har en forholdsvis lik opptreden i form av single refleksjoner med negativ polaritet sammenlignet med havbunnsrefleksjonen. Gjennom trias varierer avsetningsforholdene fra rolige marine avsetningsforhold til mer høyenergetiske porøse sandsteinsavsetninger (Ohm et al., 2008; Glørstad-Clark et al., 2010). Dette kan bety at akkumulasjonen av gass ligger i porøse og permeable enheter i trias rett under URU. Amplitudeanomaliene ser imidlertid til å følge URU framfor litologiske enheter i trias.

Lignende opptreden kan komme av utfelling av "authigenic" karbonater, men slik utfelling er begrenset til den sulfatreduserende sonen som vanligvis eksisterer bare noen få meter under havbunnen (Greinert et al., 2001; Petersen et al., 2010). Det kan derfor trolig utelukkes her.

Dersom amplitudeanomaliene krysser de litologiske enhetene og går parallelt med havbunnen, kan tilstedeværelse av gasshydrater være en mulig forklaring på termineringen av de maskerte områdene (Bünz et al., 2003; Bünz og Mienert, 2004). Amplitudeanomaliene går parallelt med havbunnen, men dette er trolig fordi URU også går parallelt med havbunnen. Det er ikke observert områder hvor anomaliene kutter litologiske enheter. Hvorvidt termineringen skjer grunnet tilstedeværelse av gasshydrater er usikkert og kan ikke utelukkes (kap. 5.3).

Ingen av de akustisk maskerte områdene eller noen av amplitudeanomaliene når opp til havbunnen. Det er heller ikke observert direkte kontakt med geomorfologiske strukturer på havbunnen eller på URU (Figur 4-17).

### 5.2.7 Tidspunkt for dannelse av de akustisk maskerte områdene

Tidsfesting av dannelsen for de akustisk maskerte områdene vil bygge på et estimat. De akustisk maskerte områdene ender alle rett under eller rett over URU. Dette betyr at migrasjonen må ha pågått samtidig eller etter de kvartære sedimentene ble avsatt. De eldste kvartære avsetningene i Barentshavet er antatt å ha en alder på 2,56 ma (Vorren et al., 1989). I tillegg kan det se ut som det er akkumulert en viss mengde med fluider basert på de sterke anomaliene. Dette betyr at migrasjonen kan ha pågått en periode, og at den kanskje enda pågår. Hvorvidt migrasjonen pågikk før de kvartære avsetningene ble avsatt er usikkert. Migrasjonen kan ha en nær sammenheng med heving og erosjon av området (kap. 5.5) samt avtagende GHSS etter at isdekket smeltet bort (kap. 5.3). Det er det derfor mulig å koble migrasjonen til heving og erosjon i tertiær, samt variasjon av klimatiske forhold og glacial erosjon i kvartær (Doré, 1995; Chand et al., 2008; Henriksen et al., 2011a). I tillegg viser kartleggingen og diskusjonen av forkastninger at det har foregått tektonisk



aktivitet gjennom de fleste perioder med påfølgende reaktivering som kan relatere forkastningsrelatert migrasjon til tidligere perioder (kap. 5.1).

### 5.3 Beregning av GHSS

Det er påvist gasshydrater flere steder i Barentshavet (Andreassen et al., 1990; Solheim og Elverhøi, 1993; Laberg et al., 1998; Chand et al., 2008). Gasshydratbærende sedimenter kan fungere som barrierer for fluider ved fortetning av porene. Det kan da akkumuleres gass i sedimentene under gasshydratene (Dillon et al., 1980; Nimblett og Ruppel, 2003). Ved smelting av gasshydrater kan store mengder gass frigis. Dersom den frie gassen når havbunnen, kan det føre til dannelse av pockmarks (Solheim og Elverhøi, 1993).

Datasettet inneholder ingen klare tegn på tilstedeværelse av gasshydrater, men gasshydrater kan kanskje settes i sammenheng med termineringen av de akustisk maskerte områdene. Gasshydrater kan ha hatt stor betydning for fluidprosesser i området. Videre følger en beregning av mulig tilstedeværelse av gasshydrater og en eventuell BSR i området. Beregningen er gjort for både nåtid og under glasiale perioder for å se om det sammenfaller med observasjonene i datasettet, og om det kan forklare dannelsen av disse.

Gasshydratsystemet i Barentshavet har variert mye gjennom glasiale og interglasiale perioder og påvirkes blant annet av vanntemperatur ved havbunnen, den geotermale gradienten, trykkvariasjoner grunnet glasiale forhold, havnivåendring, saliniteten av porevannet og sammensetning av gass (Sloan, 1990; Chand et al., 2008). Barentshavet ligger veldig nært grensen for stabil gasshydratsone. Ulike faktorer, spesielt temperatur og trykk, kan gi store utslag og variasjoner i stabilitetssonen (Chand et al., 2008).

Den geotermale gradienten spiller en avgjørende rolle, og kan påvirkes av en rekke ulike faktorer, blant annet saltdiapirisme og fluidmigrasjon gjennom forkastninger (Chand et al., 2008). En høyere geotermal gradient vil føre til at bunnen av GHSS forflyttes til et grunnere nivå og altså redusere tykkelsen av gasshydratbærende sedimenter. Det motsatte vil skje dersom den geotermale gradienten avtar (Ruppel, 2000). Den gjennomsnittlige observerte geotermale gradienten i Barentshavet ligger på  $\sim 30$  °C/km (Laberg et al., 1998). Den geotermale gradienten i brønnene som benyttes i oppgaven ble beregnet til temperaturer mellom 29,9 °C/km og 35,7 °C/km, og bygger på borehullsdata fra brønnene 7120/1-1 R2 (BHT 33,20 °C), 7121/1-1 R (BHT 30,60 °C), 7120/2-1 (BHT 29,90 °C) og 7220/6-1 (BHT 35,70 °C) (NPD, 2011). Ettersom den geotermale gradienten kan variere, brukes to ulike gradienter i beregningen på 29 °C/km og 36 °C/km.

Vanntemperaturen på havbunnen er også en variabel. Her brukes en vanntemperatur på 5 °C (Chand et al., 2008).

Saliniteten i porevannet påvirker stabilitetssonen. Høyere konsentrasjon av salt vil føre til at det trenges et høyere trykk for dannelsen av gasshydrater dersom saliniteten er høyere (Sloan, 1990; Chand et al., 2008). Det antas her en salinitet lik saliniteten av havet (35 SU) da studieområdet ikke er i nærheten av salt diapirer.

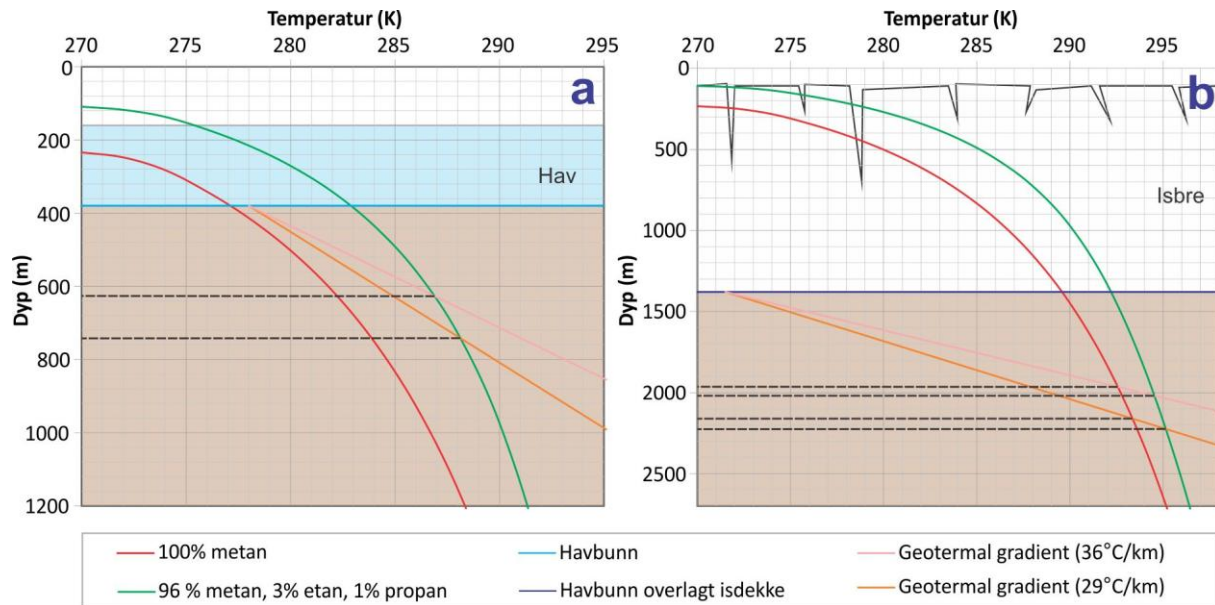
Tykkelsen av den stabile gasshydratssonen øker eksponentielt med økende vanddyb (trykk) opp til 500 m. Havdybet i studieområdet ligger på mellom 330-450 m, altså under 500 m i den kritiske sonen hvor små variasjoner i vanddyb kan påvirke stabilitetssonen i stor grad (Chand et al., 2008). I beregningen brukes et havdyb på 380 m.

En viktig faktor av betydning for stabilitetssonen av gasshydrater er effekten av isdekket, spesielt på slutten av siste glasiale maksimum i weichsel hvor store deler av Barentssokkelen var dekket av is (Fichler et al., 2005). Et isdekke i Barentshavet med en tykkelse på 1000-1500 m (Svendsen et al., 2004) vil gi en betydelig økning i trykket (14500kPa) og en reduksjon i temperaturen ved havbunnen til  $\sim -1,5$  °C under isdekke mot dagens  $\sim 5$  °C. Etter nedsmeltingen av isdekket kan en stabil gasshydratssone derfor ha blitt forandret med opp til 2200 m (avhengig av gasskomposisjon). Effekten av temperatur og trykkforandring var langt mer avgjørende enn havnivåendringer etter nedsmeltingen ( $\sim 100$  m havnivåendring) (Chand et al., 2008).

Beregning av stabilitetssonen kompliseres av at det mangler kunnskap om kilden, altså sammensetningen av gassen. Gasskomposisjonen påvirker stabilitetssonen av gasshydrater i stor grad. En høyere prosentandel av tyngre gassmolekyler vil føre til en tykkere stabilitetssone. Det blir her antatt en termogen opprinnelse, og to ulike komposisjoner benyttes i beregningen (Chand et al., 2008) (Diagram 1):

1. Type 1: 100 % metan (rød).
2. Type 2: 96 % metan, 3 % etan, 1 % propan (grønn).

Stabilitetssonene har blitt beregnet med programmet Hydoff (Sloan, 1998).



**Diagram 1: Stabilitetssone for gasshydrater av ulik komposisjon beregnet med programmet Hydoff (Sloan, 1998). Gasstype 1 = 100 % metan. Gasstype 2 = 96 % metan, 3 % etan og 1 % propan. Geotermal gradient = 29 °C/km og 36 °C/km. Dagens havbunn (a) på ~380 m (lyseblått) og en paleohavbunn (b) underlagt et isdekke på 1-1,5 km tykkelse, hvor trykkøkningen er medberegnet. Temperaturen brukt på paleohavbunnen er -1,5 °C.**

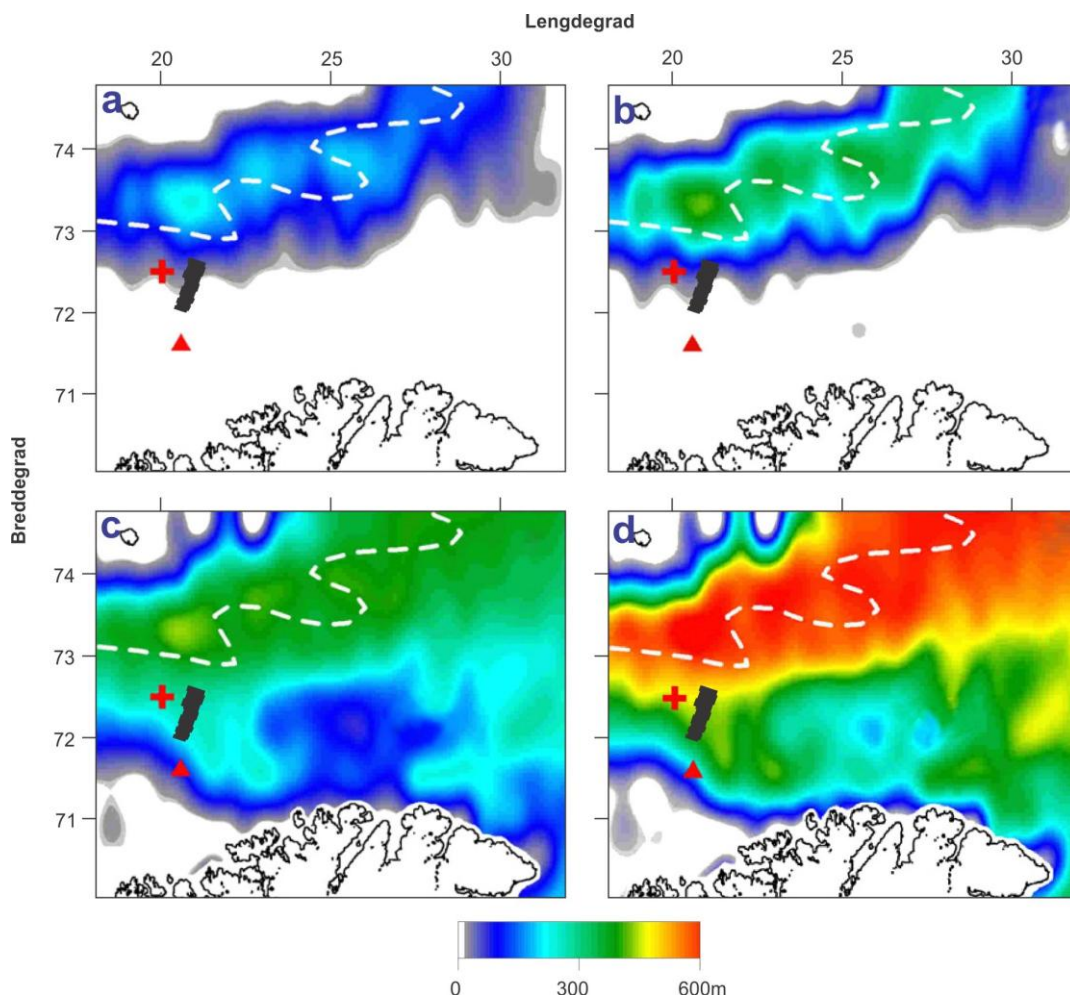
Diagrammet (Diagram 1a) viser at gasskomposisjon type 1 ikke er stabil med dagens trykk- og temperaturforhold (~5 °C og vanddyb på ~380 m). Varierende havbunnstemperatur og geotermal gradient vil ikke danne tykke stabile gasshydratlag av denne gasskomposisjon med dagens klima. Komposisjon type 2 (Diagram 1a) er godt innenfor de stabile trykk- og temperaturforholdene. For type 2 vil en forandring i geotermal gradient kunne gi større endringer i stabilitetssonen. Blant annet kan fluidmigrasjon gjennom forkastninger bidra til en økt geotermal gradient. Etersom Barentshavet ligger veldig nær grensen for stabil gasshydratsone, vil små endringer i temperatur gi store utslag på stabilitetssonen (Cooper og Hart, 2003).

I datasettet observeres ingen tydelige tegn til BSR. For å danne en BSR, må det akkumuleres fri gass under den stabile gasshydratssonen. Det kan imidlertid være gasshydrater i sedimentene uten at det forekommer en tydelig BSR (Bünz et al., 2003; Cooper og Hart, 2003). Ingen tegn til BSR i datasettet kan derfor komme av at gasskomposisjonen i området faller utenfor det stabile området. Det kan også komme av at det ikke er utviklet en BSR som er synlig i seismikken på grunn av lite/ingen fri gass under den stabile gasshydratssonen.

Diagram 1 (b) viser også resultatet av et isdekke med en tykkelse på 1000-1500 m. Trykkøkningen (~14500 kpa) som følge av isdekket, og en redusert temperatur ved havbunnen, bringer gasskomposisjon type 1 inn i et stabilt område og øker tykkelsen på stabilitetssonen betydelig for gasskomposisjon type 2 i hele området. Avtakende trykk og økende temperatur etter nedsmeltingen

av isen kan ha redusert den stabile gasshydratsonen i stor grad (Chand et al., 2008). Dette kan ha ført til frigjøring av store mengder gass.

Det er tidligere gjort modelleringer av utbredelsen av gasshydrater i Barentshavet (Figur 5-9) (Chand et al., 2008). Modelleringen er gjort for flere gasskomposisjoner og viser at med en komposisjon tilnærmet 100 % metan, vil store deler av det sørlige Barentshavet ligge utenfor den stabile hydratsonen, selv ved varierende geotermale gradienter og variasjon av vanntemperatur. Modelleringen viser også at studieområdet ligger nært temperatur- og trykkforhold for stabil gasshydratsone. Dette kan bety at det eksisterer en BSR grense i datasettet og at denne enten ikke vises eller ligger på et veldig grunt nivå (noen få meter). Det kan også indikere at studieområdet ligger like utenfor stabilitetssonen. Dette kan innebære at området ikke inneholder gasshydrater, selv ved en geotermal gradient på 22,8 °C/km som benyttes av Chand et al. (2008).

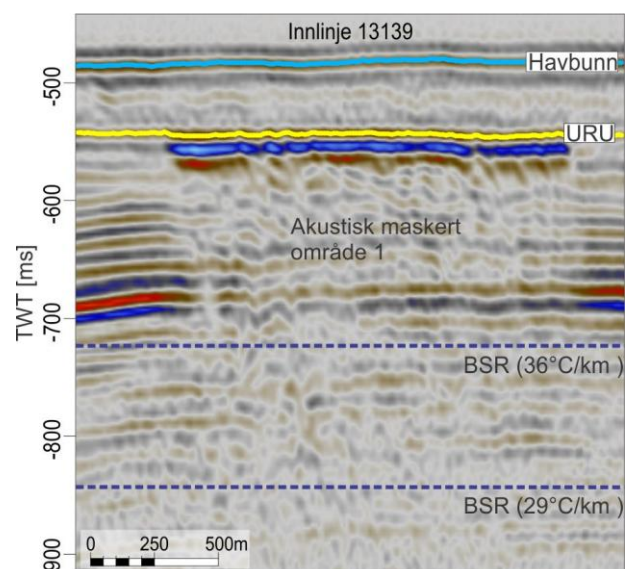


Figur 5-9: Tykkelse og utbredelse av stabilitetssonen for gasshydrat med en salinitet lik havvannet (35 SU). *a*: Komposisjon type 1 og en geotermal gradient på 31 °C/km. *b*: Komposisjon type 1 med en geotermal gradient på 22,8 °C/km. *c*: Komposisjon type 2 med en geotermal gradient på 31 °C/km. *d*: Komposisjon type 2 med en geotermal gradient på 22,8 °C/km. De ulike geotermale gradientene brukes av Chand et al. (2008), og er hentet fra observerte verdier i Nordkappbasenget (Bugge et al., 2002). Disse temperaturene ligger noe lavere enn de i datasettet. Hvit, stiplet linje viser kaldvannsfronten, pluss-symbol viser observert BSR (Andreassen et al., 1990) og rød trekant viser observerte pockmarks (Hovland og Judd, 1988). Svart boks viser studieområdet. Figuren er modifisert etter Chand et al. (2008).

Gitt at gasskomposisjonen består av en større prosentandel tyngre fraksjoner og altså bringer området inn i en stabil hydratsone, skulle en potensiell BSR være mulig å identifisere. Lav porøsitet og permeabilitet i enhetene fra trias, kan begrense utviklingen av gasshydrater (Bellefleur et al., 2006). Dette kan forklare hvorfor en tydelig BSR ikke observeres gitt en slik komposisjon. Graden av forkastninger med fluidmigrasjon kan gi temperaturvariasjoner og følgelig føre til variasjon i tykkelsen/utbredelse av en mulig stabil hydratsone (Chand et al., 2008).

Modelleringene ovenfor og modelleringen gjort av Chand et al. (2008) viser at gasskomposisjonen er avgjørende for hvor gasshydrater er stabile. Med dagens trykk og temperaturforhold vil ikke en tilnærmet ren metankomposisjon være stabil. I beste fall vil en BSR av en slik komposisjon ligge veldig grunt, og trolig for grunt til å forklare termineringen av de vertikale akustisk maskerte områdene. Dette vises også av figuren fra (Chand et al., 2008) hvor studieområdet ligger helt i grenseland for stabil sone (Figur 5-9). Gitt et isdekke vil en tilnærmet ren komposisjon av metan være stabil på dyp fra ~570 m (geotermal gradient lik 36 °C/km) til ~770 m under havbunnen (geotermal gradient lik 29 °C/km) (Diagram 1b). En komposisjon av type 2 vil gi stabile forhold for gasshydrater både under dagens trykk og temperaturforhold, og de forhold som eksisterte under et glasialt isdekke. Type 2 komposisjon vil under dagens forhold være stabil på dyp mellom ~240 m (geotermal gradient lik 36 °C/km) til ~360 m under havbunnen (geotermal gradient lik 29°/km) (Diagram 1a). Det antas derfor at en slik komposisjon vil danne en BSR som ligger for dypt til å forklare termineringen av de akustisk maskerte områdene. Gitt et isdekke vil stabilitetssonen komposisjon type 2 ligge mellom 620 m- (geotermal gradient lik 36 °C/km) og 900 m under havbunnen (geotermal gradient lik 29 °C/km) (Diagram 1b).

I følge beregningene kan termineringen av de akustisk maskerte områdene ikke komme av dannelsen av gasshydrater (Figur 5-10). Det må imidlertid poengteres at beregningene inneholder usikkerheter. Dersom gasskomposisjonen, temperaturer og trykkforhold varieres til en "ideell" sammensetning, kan en BSR praktisk talt plasseres hvor som helst innefor et intervall på en km under havbunnen. Det betyr at en mulig terminering grunnet gasshydrater ikke kan utelukkes. Beregningen viser uansett at store mengder gasshydrater trolig smeltet etter at isdekket forsvant fra Barentshavet



**Figur 5-10: Bunn av stabilitetssonen for gasshydrater av komposisjon type 2 med dagens klimaforhold. Eksempelen som brukes her er akustisk maskert område 1 (kap. 4.2). De andre akustisk maskerte områdene (2 – 8) terminerer i samme høyde.**

## 5.4 Indikasjoner av fluidlekkasje på havbunnen og URU

Fordypningene observert i studien forekommer både på havbunnen, og begravet i kvartære avsetninger på URU.

### 5.4.1 Dannelse

De kartlagte subsirkulære fordypningene funnet i datasettet på havbunnen kan ha flere mulige forklaringer. Her diskuteres flere dannelsesforløp.

#### **Glasial erosjon**

Det er kjent at havbunnen i sørvestlige deler av Barentshavet er preget av subglasial sedimentdeformasjon. Isfjell løsrevet fra marine breer kan bli dratt av vind og strøm, og hvis kjølen på isfjellet er i kontakt med havbunnen, erodere pløyespor over lange avstander (Andreassen et al., 2004; Andreassen et al., 2007b). Pløyespor kan være problematisk å skille fra subsirkulære fordypninger. Pløyespor er typisk 100-300 m i bredden med en V- eller U-form i seismisk profil (Andreassen et al., 2008), og ligner dermed størrelsesmessig på de beskrevne fordypningene. Imidlertid vil pløyespor kunne følges over lange avstander (opp til 20km) og ha relieff på 3-10 m (Andreassen et al., 2008), noe som vanligvis ikke observeres for pockmarks. Et relieff ser ut til å være dannet i kanten av fordypning nummer 2 (Figur 4-11b), og langs kantene av fordypning 6 (Figur 4-12c) som kan indikere en glasial dannelse. For fordypning 2 står lengste akse normalt på relieffet. I de tilfeller hvor isfjell av ulike årsaker som vind og bølger, bare er i kontakt med havbunnen i korte tidsrom, kan det dannes sirkulære til subsirkulære fordypninger som er vanskelig å skille fra pockmarks. Glasiale prosesser er først og fremst framtreddende på havbunnen. Det er ikke gjort lignende glasiale observasjoner av pløyespor på URU. Glasiale dannelsesprosesser kan likevel ikke utelukkes for fordypningene på URU.

#### **Ferskvann**

Pockmarks dannet av ferskvann som strømmer gjennom impermeable enheter er blant annet beskrevet i Østersjøen. Her føres ferskvann fra land ut til havbunnen gjennom porøse ansetninger innesluttet i impermeabel strata (Whiticar og Werner, 1981). Dette kan trolig utelukke her på grunn av stor avstand til land og permafrost på landområdene som hindrer infiltrering av ferskvann.

#### **Porevann**

Fordypninger kan også dannes dersom porevann i myke kohesive avsetninger på havbunnen ikke kan strømme fritt. Det kan da bygges opp et trykk som på et eller annet tidspunkt utløses og porevann strømmer ut på havbunnen og kan danne en fordypning (Harrington, 1985). Et slikt hendelsesforløp vil ikke danne akustisk maskering i seismikken under fordypningene som forventet av eventuelle gasslekkasjer. Fordypningene beskrevet i studieområdet kan derfor være laget av slike prosesser.

Rent størrelsesmessig er fordypningene i studieområdet større sammenlignet med tidligere observerte pockmarks laget av denne prosessen (Harrington, 1985).

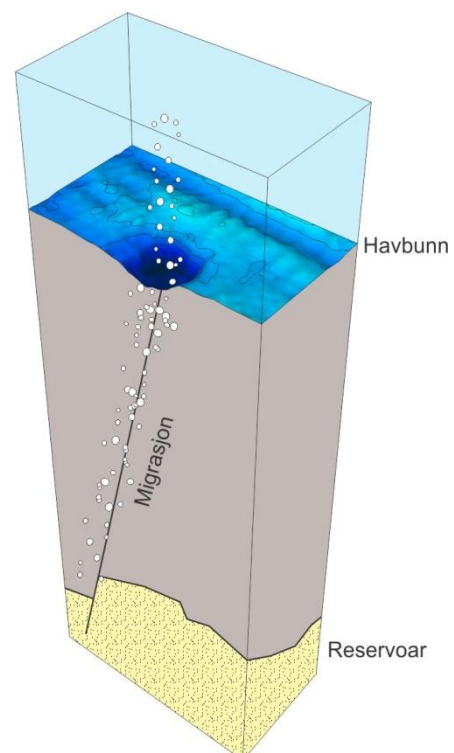
### Gass fra dypere områder

Den mest utbredte aksepterte forklaringen på slike fordypninger er gass som lekker ut på havbunnen, enten fra termogene kilder eller ved biologisk nedbrytning av organisk materiale i de grunne sedimentene. De dannes ved at sedimenter fjernes grunnet fluider, fortrinnsvis gass, som lekker ut på havbunnen. Størrelsen varierer fra få meter til flere hundre meter i diameter med en dybde på en meter til opp mot 45 m (Hovland og Judd, 1988; Hovland et al., 2002) (kap. 1.5). Grunnet et tynt dekke med ukonsolidert materiale med relativt lavt innhold av organisk materiale, kan trolig en biogen opprinnelse utelukkes (Solheim og Elverhøi, 1985). De argumenterer med at det totale organiske innholdet i de senglasielle sedimentene, som ikke overstiger 1-2 %, ikke produserer nok gass for dannelsen av slike fordypninger.

En forklaring på fordypningene kan derfor være gass fra termogene kilder som lekker ut på havbunnen enten under kontrollerte sigende forhold, eller i form av mer eksplosive utbrudd (Hovland og Judd, 1988; Solheim og Elverhøi, 1993; Hovland et al., 2005). Fordypningene i studieområdet ligner størrelsesmessig, og i antall, på lignende observasjoner gjort i Barentshavet (Solheim og Elverhøi, 1993; Chand et al., 2008; Chand et al., 2009), samt observasjoner av amplitudeanomalier med fasereversering, akustisk maskering og forkastninger på dypere nivåer i nærheten av fordypningene som kan bidra med tilførsel av fluider.

De fleste fordypningene i studieområdet forekommer i nærheten av forkastninger, men bare noen av fordypningene ser ut til å ha en direkte kontakt med forkastningene (Figur 4-11i, Figur 4-12h, Figur 4-14g). Disse forkastningene kan fungere som strømningsvei for fluider (Figur 5-11). Lange kjeder av pockmarks på havbunnen er beskrevet langs forkastninger som er antatt å fungere som strømningsvei (Hovland et al., 2002). Dersom forkastninger i datasettet har fungert som migrasjonsvei for fluider, skulle det trolig eksistere kjeder av pockmarks langs disse forkastningene. Imidlertid forekommer de bare enkeltvis

eller i klynger. Hvorvidt pockmarks i området er dannet av migrasjon gjennom forkastninger er derfor



Figur 5-11: Skjematisk framstilling av mulig fokusert migrasjon gjennom en forkastning (basert på fordypning 3, Figur 4-11).



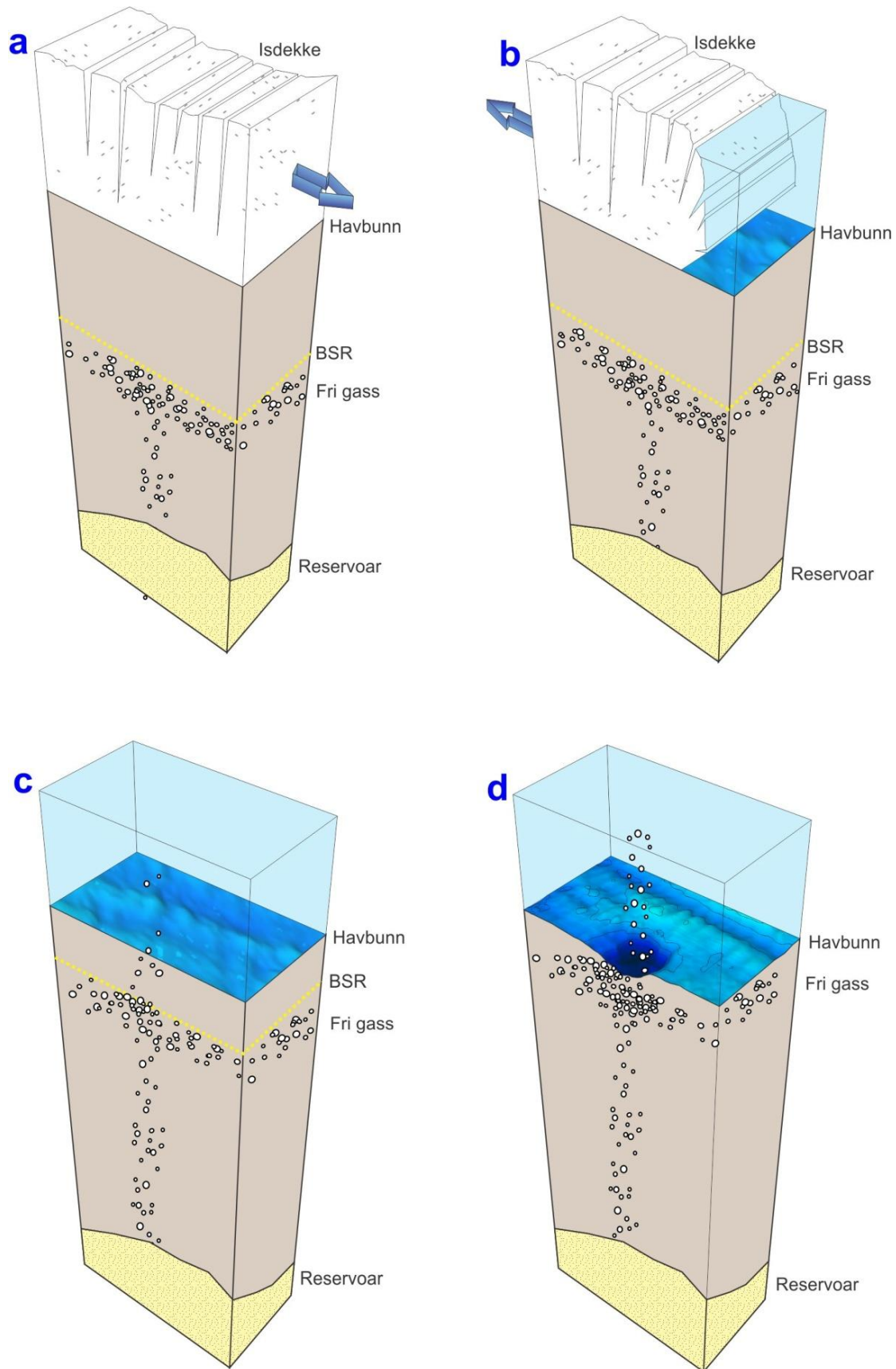
ikke godt bekreftet, men kan heller ikke utelukkes. I oversiktsfiguren av pockmarks og forkastninger (Figur 4-17) vises fordypningene både i områder uten forkastninger og i områder med forkastninger. Det ser heller ikke ut til å være en direkte sammenheng mellom akustisk maskerte områder og fordypninger funnet på havbunnen og langs URU.

Under to av fordypningene forekommer det push-down effekter (Figur 4-12i, og Figur 4-16e). Dette kan også være artefakter dannet av akustiske forhold. Det bør understrekes at selv om det ikke observeres tegn til lekkasje/migrasjon i seismikken, kan det likevel være en sammenheng mellom migrasjon fra dypere områder og pockmarks på havbunnen (Løseth et al., 2009). Manglende akustiske tegn til migrasjon i kontakt med pockmarks kan indikere at migrasjonen har stoppet opp eller at det ikke er synlig i seismikken. Fordypninger tolket til å være av termogent opphav uten signifikante tegn i seismikken under er blant annet beskrevet utenfor kysten av California (Paull et al., 2002). Det er heller ikke umulig at eksistensen av flere pockmarks er representerte, men at disse har en størrelse som er mindre enn begrensningen på oppløsningen av seismikken (Hovland et al., 2002). Likevel er det forventet at tilstedeværelse av gass i nærheten av fordypningene skulle kunne gi sterkere utslag da bare små mengder gass kan føre til sterke amplitudeanomalier (Badley, 1985).

### **Gasshydrater**

I noen områder antas det at pockmarks er dannet ved eksplosiv utslipp av gass fra blant annet smeltet gasshydrater etter siste istid (Solheim og Elverhøi, 1993; Judd et al., 1994; Long et al., 1998). Slike utslipp kan forventes å danne relativt store fordypninger (Solheim og Elverhøi, 1993). De større fordypningene, som for eksempel fordypning 19 og 20 (Figur 4-16) kan være dannet av slike prosesser. Det er kjent at gasshydrater kan ha forseglende egenskaper, men en slik forsegling er påvirkelig for temperatur og trykkendringer (Grauls, 2001). Basert på diskusjonen om gasshydrater (kap. 5.3) beskrives 4 steg i mulig dannelsen av pockmarks på havbunnen (Solheim og Elverhøi, 1993) (Figur 5-12):

1. Oppadstigende fluider fra paleozoiske eller mesozoiske kilder dannet et tykt lag av gasshydrater som var avhengig av trykkforholdene dannet av isdekket (Figur 5-12a).
2. Over en kort tidsperiode smeltet isdekket ned, kanskje over bare noen få 100 år, og dannet trykkforhold lik dagens (Figur 5-12b).
3. Gasshydrater ble raskt brutt ned og store volumer av grunn gass ble akkumulert under en tynn isbrevsetning og noe gjenværende gasshydrater (Figur 5-12c).
4. Etter hvert ble gasshydratforseglingen brutt og overtrykk i gassen under førte til "eksplosive" utbrudd med dannelsen av relativt store pockmarks på havbunnen (Figur 5-12d).



Figur 5-12: *a:* Isdekke på Barentssokkelen skaper økt trykkforhold og dannelse av gasshydrater. *b:* isdekket forsvinner fort, og trykket avtar. *c:* Gasshydratene oppløses fra undersiden og akkumulerer grunn gass. *d:* Forseglingen brytes til slutt og større mengder gass lekker ut på havbunnen, kanskje med eksplosiv kraft som danner store kraterlignende fordypninger.

#### 5.4.2 Form

De identifiserte fordypningene i studieområdet varierer i form og kan plasseres i ulike grupper basert på klassifisering av pockmarks (Hovland et al., 2002). De fleste havner i kategori *normal pockmark*. Disse er sirkulære fordypninger med størrelsesorden 10-700 m i diameter og opp til 45 m i dybden. *Langstrakte pockmarks* er fordypninger som størrelsesmessig ligner normale pockmarks, men som har en akse som er mye lengre enn den andre. Flere av fordypningene har en form hvor lengste akse er mye lengre enn den korte aksen.

#### 5.4.3 Tidsrom for dannelse

Deglasiasjonen av Barentshavet startet for ca 17,5-15 ka siden (Landvik et al., 1998; Vorren og Mangerud, 2006). For rundt 12 ka siden var det meste av det sentrale Barentshavet isfritt (Landvik et al., 1998). Dette kan indikere at fordypningene har en post-glasial dannelse. Fordypningene på havbunnen antas derfor å være yngre enn 12 ka da det er ikke observert pløyespor som kutter gjennom fordypningene.

Fordypningene på URU må være dannet den gang dette var havbunn. Fordypningene følger URU og ser ikke ut til å være dannet på erosjonsflaten i trias. Fordypningene her antas derfor å være yngre eller lik 2,56 ma som er alderen på de eldste kvartære avsetningene i Barentshavet (Vorren et al., 1989).

## 5.5 Modell for fluidmigrasjon, akkumulasjon og styringsprosesser

Lekkasje av fluider i kenozoikum i det vestlige Barentshavet er dokumentert i flere områder (Solheim og Elverhøi, 1985, 1993; Lammers et al., 1995). De to mest sannsynlige mekanismene for denne migrasjonen i området er gassekspansjon (Nyland et al., 1992) (Figur 2-5), og tilting av reservoar (Kjemperud og Fjeldskaar, 1992), begge prosessene som et resultat av den kenozoiske hevingen og erosjonen av området (Nyland et al., 1992; Henriksen et al., 2011a).

To regionale episoder har preget graden av erosjon i Barentshavet. Den første av disse episodene var åpningen av Norske-Grønlandshavet i oligocene hvor høy vulkansk aktivitet førte til en termisk heving av hele regionen, og påfølgende erosjon (Faleide et al., 1984; Martinsen og Nøttevedt, 2006). Den andre episoden var erosjonen knyttet til hyppige glasiale perioder i slutten av kenozoikum (Vorren et al., 1991). Klimautviklingen de siste 2,7 millioner årene viser at klimaet på jorden har blitt gradvis kaldere med systematiske svingninger. For omlag 0,9 millioner år siden økte klimautslagene og isbreene ble større, hvor Barentshavet tidvis var dekket av is (Vorren og Mangerud, 2006). Prosessene har til sammen fjernet opp til 3 km av Barentssokkelen som resulterte i trykkendringer (og muligens forandring av fase) i eksisterende reservoarer. Med trykkendringen utvidet gassen seg og fluider ble presset ut av reservoarene (Nyland et al., 1992). En netto heving av lagpakkene og forkastninger med forseglende egenskaper til en sprø deformasjonssone kan øke sannsynligheten for oppsprekking (Linjordet og Olsen, 1992; Doré og Jensen, 1996).

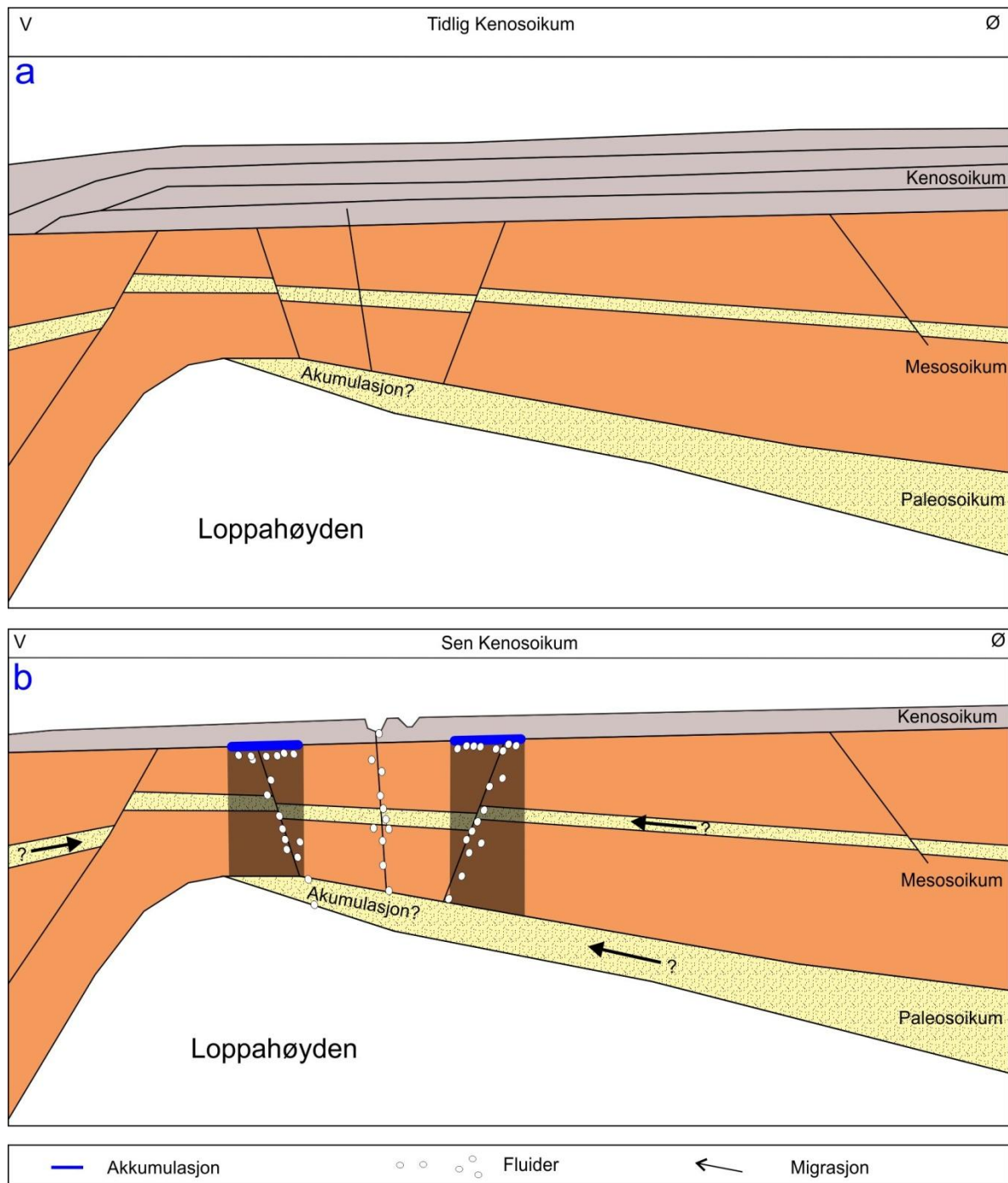
Fra den overnevnte betraktningen, kan lekkasje i studieområdet trolig være et resultat av erosjonen (Laberg og Andreassen, 1996) som har ført til at dypere fluidakkumulasjoner har migrert oppover til grunnere nivå. Lekkasjen kan ha funnet sted gjennom reaktiverte forkastninger, gjennom nydannede forkastninger, og kanskje som lateral migrasjon langs enheter som tillater dette. Fluidene kan ha kommet fra distale basseng, eller fra reservoarer i nærheten som for eksempel fra paleozoiske enheter.

Også oppløsning av gasshydrater kan betraktes som en mulig prosess for fluidlekkasje. Nedsmelting av gasshydrater kan ha frigitt store mengder fri gass som kan forklare opptreden av pockmarks på havbunnen og langs URU (Solheim og Elverhøi, 1993; Chand et al., 2008).

Det eksakte tidspunktet for migrasjon er vanskelig å fastslå. Dersom det kan settes i sammenheng med hevingen tidlig i kenozoikum, kan migrasjonen ha foregått en gang i løpet av tertiær fram til i dag. Om migrasjonen i hovedsak kommer av glasiale erosjonsprosesser, kan migrasjonen trolig kobles til de store isdekkene som episodevis fant sted for ca 0,9 millioner år siden fram til den siste

store istiden som slapp taket på Barentshavet for ca 17.500 år siden (Vorren og Mangerud, 2006; Smelror et al., 2009). Kanskje pågår migrasjonen den dag i dag.

Figur 5-13 viser en modell for hvordan erosjonen kan ha påvirket dypere akkumulasjoner, både i paleozoiske enheter og mesozoiske enheter. Gassekspansjon og mulig tilting av hele regionen har presset fluider ut av reservoarene. Migrasjonen kan ha kommet fra lokale reservoarer og/eller fra mer distale kilder og reservoarer i mer dyptliggende områder.



Figur 5-13: Skisse av studieområdet før (a) og etter (b) heving og erosjon. Figuren er modifisert etter Laberg og Andreassen (1996).

## 6 Konklusjon

- Tolkning av det 3D seismiske datasettet SG9810 har muliggjort kartlegging av fluidmigrasjonsstrukturer og akkumulasjon på vestlige deler av Loppahøyden i sørvestlige deler av Barentshavet.
- Studieområdet viser 8 vertikale akustisk maskerte områder i høyde mellom ~400 til ~800 m som dekker areal i størrelse fra ~0,4 km<sup>2</sup> til ~30 km<sup>2</sup> (totalt ~40km<sup>2</sup> av et studieområde på 1159km<sup>2</sup>). Seks av de maskerte områdene ligger oppå en strukturell høyde (Loppahøyden), mens to er funnet i forkastningssonen mellom Loppahøyden og Polheim-Subplattform. Ingen av de akustisk maskerte områdene når helt opp til havbunnen.
- Alle akustisk maskerte områder stopper i amplitudeanomalier rett under de kvartære avsetningene langs URU, som er tolket til å være fri gassakkumulasjon. De overliggende, kvartære avsetningene kan kanskje fungere som impermeabel barriere.
- De akustisk maskerte områdene forekommer alle i sammenheng med forkastninger som kan fungere som strømningsvei for fluider fra dypere til grunnere områder. Formen på områdene er vertikal til subvertikal. Dette antyder en forholdsvis vertikal migrasjon langs disse forkastningene. Lateral migrasjon fra flankene av Loppahøyden langs skråstilte enheter, både fra øst og fra vest, kan ikke utelukkes.
- Området inneholder ingen klare tegn til gasshydrater. Gasshydrater kan likevel ha hatt betydning for fluidlekkasje i området, da beregninger viser at gasshydrater kan være tilstede avhengig av komposisjonen av gassen i området. Gasshydrater kan ligge til grunne for termineringen av de akustisk maskerte områdene og akkumulasjon av gass over de akustisk maskerte områdene.
- Både på havbunnen og langs URU ble det funnet pockmarks. Slike fordypninger kan ha flere ulike dannelsesprosesser. Deres relasjon til forkastninger i området varierer. En dannelse av gass fra dypere deler, kanskje fra smeltede gasshydrater, kan være en mulig forklaring.
- De kartlagte amplitudeanomaliene kan bestå av kanalstrukturer med porøse avsetninger. Slike avsetninger kan igjen fungere som akkumulasjonsområde for fluider. Det er observert akustisk maskering og lavfrekvent seismikk i sammenheng med anomaliene, men det er trolig ingen sammenheng mellom disse anomaliene og andre tegn til migrasjon i området.
- Heving og erosjon av området ser ut til å være avgjørende for fluidmigrasjonen. Trykkavlastning vil føre til utvidelse av gass som igjen kan føre til at fluider presses ut av akkumulasjonsområder. I tillegg kan tektonisk aktivitet føre til dannelse og reaktivering av forkastninger og sprekkesystemer som kan tillate migrasjon. Tilting av reservoar er også en antatt prosess bak migrasjon.



## 7 Kilder

- Andreassen, K., Hogstad, K., og Berteussen, K.A., 1990, Gas hydrate in the southern Barents Sea, indicated by a shallow seismic anomaly: *First Break*, v. 8, p. 235-245.
- Andreassen, K., Laberg, J.S., og Vorren, T.O., 2008, Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications: *Geomorphology*, v. 97, p. 157-177.
- Andreassen, K., Nilssen, E.G., og Ødegaard, C.M., 2007a, Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data: *Geo-Marine Letters*, v. 27, p. 155-171.
- Andreassen, K., Nilssen, L.C., Rafaelsen, B., og Kuilman, L., 2004, Three-dimensional seismic data from the Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics: *Geology*, v. 32, p. 729-732.
- Andreassen, K., Odegaard, C.M., og Rafaelsen, B., 2007b, Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea, *in*: Davies, R.J., Posamentier, H.W., Wood, L. J., Cartwright, J.A., (eds.), *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production: Geological Society, London, Special Publications*, v. 277, p. 151-169.
- Arntsen, B., Wensaas, L., Løseth, H., og Hermanrud, C., 2007, Seismic modeling of gas chimneys: *Geophysics*, v. 72, p. SM251-SM259.
- Badley, M.E., 1985, *Practical Seismic Interpretation*: Boston, International Human Resources Development Corporation, 265 p.
- Barker, C., 1990, Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs: *AAPG bulletin*, v. 74, p. 1254-1261.
- Bellefleur, G., Riedel, M., og Brent, T., 2006, Seismic characterization and continuity analysis of gas-hydrate horizons near Mallik research wells, Mackenzie Delta, Canada: *The Leading Edge*, v. 25, p. 599-604.
- Berndt, C., 2005, Focused fluid flow in passive continental margins: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 363, p. 2855-2871.
- Bjørkum, P.A., Walderhaug, O., og Nadeau, P.H., 2001, Thermally driven porosity reduction: impact on basin subsidence: *Geological Society London Special Publications*, v. 188, p. 385-392.
- Bjørnlykke, K., 2001, *Sedimentologi og petroleumsgnologi*. p. 233-322
- Brown, A.R., 1999, Interpretation of three-dimensional seismic data: *AAPG Memoir Series*, v. 42, 514 p.
- Bugge, T., Elvebakk, G., Fanavoll, S., Mangerud, G., Smelror, M., Weiss, H.M., Gjelberg, J., Kristensen, S.E., og Nilssen, K., 2002, Shallow stratigraphic drilling applied in hydrocarbon exploration of the Nordkapp Basin, Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 13-37.
- Bulat, J., 2005, Some considerations on the interpretation of seabed images based on commercial 3D seismic in the Faroe-Shetland Channel: *Basin Research*, v. 17, p. 21-42.
- Bünz, S., og Mienert, J., 2004, Acoustic imaging of gas hydrate and free gas at the Storegga Slide: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, 15 p.
- Bünz, S., Mienert, J., og Berndt, C., 2003, Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 209, p. 291-307.
- Cartwright, J., Huuse, M., og Aplin, A., 2007, Seal bypass systems: *AAPG bulletin*, v. 91, p. 1141-1166.
- Cathles, L.M., Su, Z., og Chen, D., 2010, The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 82-91.
- Cavanagh, A.J., Di Primio, R., Scheck-Wenderoth, M., og Horsfield, B., 2006, Severity and timing of Cenozoic exhumation in the southwestern Barents Sea: *Journal of the Geological Society*, v. 163, p. 761-774.



- Chand, S., Mienert, J., Andreassen, K., Knies, J., Plassen, L., og Fotland, B., 2008, Gas hydrate stability zone modelling in areas of salt tectonics and pockmarks of the Barents Sea suggests an active hydrocarbon venting system: *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, p. 625-636.
- Chand, S., Rise, L., Ottesen, D., Dolan, M.F.J., Bellec, V., og Bøe, R., 2009, Pockmark-like depressions near the Goliat hydrocarbon field, Barents Sea: Morphology and genesis: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1035-1042.
- Cooper, A.K., og Hart, P.E., 2003, High-resolution seismic-reflection investigation of the northern Gulf of Mexico gas-hydrate-stability zone: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 1275-1293.
- Dillon, W.P., Grow, J.A., og Paull, C.K., 1980, Unconventional gas hydrate seals may trap gas off southeast US: *Oil & Gas Journal*, v. 78, p. 124-130.
- Doré, A.G., 1995, Barents Sea geology, petroleum resources and commercial potential: *Arctic*, v. 48, p. 207-221.
- Doré, A.G., og Jensen, L.N., 1996, The impact of late Cenozoic uplift and erosion on hydrocarbon exploration: offshore Norway and some other uplifted basins: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 415-436.
- Dugan, B., og Flemings, P.B., 2000, Overpressure and fluid flow in the New Jersey continental slope: Implications for slope failure and cold seeps: *Science*, v. 289, p. 288-291.
- Faleide, J.I., Gudlaugsson, S.T., og Jacquart, G., 1984, Evolution of the western Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 1, p. 123-128.
- Faleide, J.I., Vågnes, E., og Gudlaugsson, S.T., 1993, Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting: *Marine and Petroleum Geology*, v. 10, p. 186-214.
- Fichler, C., Henriksen, S., Rueslaatten, H., og Hovland, M., 2005, North Sea Quaternary morphology from seismic and magnetic data: indications for gas hydrates during glaciation?: *Petroleum Geoscience*, v. 11, p. 331-337.
- Fichler, C., Rundhovde, E., Johansen, S., og Sæther, B., 1997, Barents Sea tectonic structures visualized by ERS1 satellite gravity data with indications of an offshore Baikalian trend: *First Break*, v. 15, p. 355-363.
- Fisher, Q.J., Casey, M., Harris, S.D., og Knipe, R.J., 2003, Fluid-flow properties of faults in sandstone: the importance of temperature history: *Geology*, v. 31, p. 965-968.
- Flemings, P.B., Stump, B.B., Finkbeiner, T., og Zoback, M., 2002, Flow focusing in overpressured sandstones: Theory, observations, and applications: *American Journal of Science*, v. 302, p. 827-855.
- Fossen, H., Dallman, W., og T.B., A., 2006, Fjellkjeden går til grunne. Kaledonidene brytes ned; 405-359 millioner år, *In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (eds.), Landet blir til - Norges geologi, Norsk Geologisk Forening*. p. 230-257
- Gabrielsen, R.H., Færseth, R.B., Jensen, L.N., Kalheim, J.E., og Riis, F., 1990, Structural elements of the Norwegian continental shelf, Part I: The Barents Sea Region, *NPD-bulletin*, v. 6, p. 1-33.
- Giancoli, D.C., 2005, *Physics: principles with applications*. 6th Edition Upper Saddle River, NJ., 946 p.
- Glørstad-Clark, E., Faleide, J.I., Lundschieen, B.A., og Nystuen, J.P., 2010, Triassic seismic sequence stratigraphy and paleogeography of the western Barents Sea area: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1448-1475.
- Grauls, D., 2001, Gas hydrates: importance and applications in petroleum exploration: *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 519-523.
- Greinert, J., Bohrmann, G., og Suess, E., 2001, Gas hydrate-associated carbonates and methane-venting at Hydrate Ridge: classification, distribution and origin of authigenic lithologies, *in: Paull, C.K. and Dillon, W.P., (eds.), Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection*, American Geophysical Union, Washington, v. 124, p. 99-114.
- Gudlaugsson, S.T., Faleide, J.I., Johansen, S.E., og Breivik, A.J., 1998, Late Palaeozoic structural development of the south-western Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 73-102.

- Harrington, P.K., 1985, Formation of pockmarks by pore-water escape: *Geo-Marine Letters*, v. 5, p. 193-197.
- Heafford, A.P., 1988, Carboniferous through Triassic Stratigraphy of the Barents Shelf, *In*: Harland, W.B. and Dowdeswell, E.K., (eds.), *Geological Evolution of the Barents Shelf Region*, Graham and Trotman, London, p. 89-108.
- Heggland, R., 1997, Detection of gas migration from a deep source by the use of exploration 3D seismic data: *Marine Geology*, v. 137, p. 41-47.
- Heggland, R., 1998, Gas seepage as an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data: *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 1-9.
- Henriksen, E., Bjørnseth, H.M., Hals, T.K., Heide, T., Kirjukhina, T., Kløvjan, O.S., Larssen, G.B., Ryseth, A.E., Rønning, K., Sollid, K., og Stoupakova, A., 2011a, Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Implications on prospectivity and petroleum systems. *In*: Spencer, A., Embry, A., Gautier, D., Stoupakova, A. & Sørensen, K. (eds). *Arctic Petroleum Geology. Memoir of the geological Society of London*, (in press).
- Henriksen, E., Ryseth, A.E., Larssen, G.B., Heide, T., Rønning, K., og Sollid, K., 2011b, Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea. Implications for petroleum systems, (in press).
- Heriot-Watt-University, 2001, Center for gas hydrate research: Where are Gas Hydrates Found? [http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/hydrates\\_where.cfm](http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/hydrates_where.cfm).
- Hindle, A.D., 1997, Petroleum migration pathways and charge concentration: a three-dimensional model: *AAPG bulletin*, v. 81, p. 1451-1481.
- Holbrook, W.S., Hoskins, H., Wood, W.T., Stephen, R.A., og Lizarralde, D., 1996, Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling: *Science*, v. 273, p. 1840-1843.
- Hornbach, M.J., Holbrook, W.S., Gorman, A.R., Hackwith, K.L., Lizarralde, D., og Pecher, I., 2003, Direct seismic detection of methane hydrate on the Blake Ridge: *Geophysics*, v. 68, p. 92-100.
- Hovland, M., Gardner, J.V., og Judd, A.G., 2002, The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards: *Geofluids*, v. 2, p. 127-136.
- Hovland, M., og Judd, A., 1988, *Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology, and the marine environment*, London, Graham & Trotman Ltd, 293 p.
- Hovland, M., Svensen, H., Forsberg, C.F., Johansen, H., Fichler, C., Fossa, J.H., Jonsson, R., og Rueslatten, H., 2005, Complex pockmarks with carbonate-ridges off mid-Norway: Products of sediment degassing: *Marine Geology*, v. 218, p. 191-206.
- Hovland, M., Talbot, M.R., Qvale, H., Olaussen, S., og Aasberg, L., 1987, Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea: *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 881-892.
- Hustoft, S., Bünz, S., og Mienert, J., 2010, Three dimensional seismic analysis of the morphology and spatial distribution of chimneys beneath the Nyegga pockmark field, offshore mid Norway: *Basin Research*, v. 22, p. 465-480.
- Judd, A., og Hovland, M., 2007, *Seabed fluid flow - The impact on Geology, Biology and the Marine environment*, Cambridge University Press, 475 p.
- Judd, A.G., og Hovland, M., 1992, The evidence of shallow gas in marine sediments: *Continental Shelf Research*, v. 12, p. 1081-1095.
- Judd, A.G., Long, D., og Sankey, M., 1994, Pockmark formation and activity, U.K. block 15/25, North Sea: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, v. 41, p. 34-49.
- Kennett, J.P., Cannariato, K.G., Hendy, I.L., og Behl, R.J., 2000, Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials: *Science*, v. 288, p. 128-133.
- Kjemperud, A., og Fjeldskaar, W., 1992, Pleistocene glacial isostasy—implications for petroleum geology. *In*: Larsen, R.M., Brekke, H., Larsen B.T., Talleraas, E. (eds.): *Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology. Norwegian Petroleum Society Special Publication*, v. 1, p. 187–195.
- Knipe, R.J., 1992, Faulting processes and fault seal, *In*: Larsen, R.M., Brekke, B.T. and Talleras, E., (eds.): *Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology*, NPF, v. 1, p. 325–342.

- Kristensen, L., 2010, Fluid migration and shallow gas accumulation on the south-western flank of Loppa High, SW Barents Sea, Masteroppgave ved Universitetet i Tromsø, 119 p.
- Laberg, J.S., og Andreassen, K., 1996, Gas hydrate and free gas indications within the Cenozoic succession of the Bjørnøya Basin, western Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 13, p. 921-940.
- Laberg, J.S., Andreassen, K., og Knutsen, S.M., 1998, Inferred gas hydrate on the Barents Sea shelf—a model for its formation and a volume estimate: *Geo-Marine Letters*, v. 18, p. 26-33.
- Lammers, S., Suess, E., og Hovland, M., 1995, A large methane plume east of Bear Island (Barents Sea): implications for the marine methane cycle: *Geologische Rundschau*, v. 84, p. 59-66.
- Landvik, J.Y., Bondevik, S., Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Mangerud, J., Salvigsen, O., Siegert, M.J., Svendsen, J.I., og Vorren, T.O., 1998, The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: ice sheet extent and configuration: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p. 43-75.
- Larssen, G.B., Elvebakk, G., Henriksen, L.B., Kristensen, S.E., Nilsson, I., Samuelsberg, T.J., Svånå, T.A., Stemmerik, L., og Worsley, D., 2002, Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the southern Norwegian Barents Sea. *NPD-bulletin*, v. 9, 77 p.
- Lerche, I., 1997, Geological risk and uncertainty in oil exploration, Academic Press, Li, X., H. Dai, Mueller, M.C. og Barkved, O.I., Compensating for the effects of gas clouds on C wave imaging; A case study from Valhall, v.20. p. 1022-1028
- Ligtenberg, J.H., 2003, Unravelling the petroleum system by enhancing fluid migration paths in seismic data using a neural network based pattern recognition technique: *Geofluids*, v. 3, p. 255-261.
- Ligtenberg, J.H., 2005, Detection of fluid migration pathways in seismic data: implications for fault seal analysis: *Basin Research*, v. 17, p. 141-153.
- Linjordet, A., og Olsen, R.G., 1992, The Jurassic Snøhvit gas field, Hammerfest Basin, offshore northern Norway: *Tulsa, Oklahoma, The American Association of Petroleum Geologists*, 349-370 p.
- Liu, X., og Flemings, P.B., 2006, Passing gas through the hydrate stability zone at southern Hydrate Ridge, offshore Oregon: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 211-226.
- Long, D., Lammers, S., og Linke, P., 1998, Possible hydrate mounds within large sea-floor craters in the Barents Sea. *In: Henriët J.P., Mienert J., (eds.), Gas hydrates: relevance to world margin stability and climate change: Geological Society, London, Special Publications*, v. 137, p. 223-237.
- Løseth, H., Gading, M., og Wensaas, L., 2009, Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1304-1319.
- Løseth, H., Wensaas, L., og Arntsen, B., 2002, Gas chimneys—indicating fractured cap rocks, *In: Extended Abstract AAPG Hedberg Conference, Near Surface Hydrocarbon Migration; Mechanisms and Seepage Rates, April 7–10, 2002, Vancouver, BC, Canada.*
- Martens, I., 2009, Fluidmigrasjon i Snøhvitområdet – drivmekanismer og strømningsprosesser, Masteroppgave ved Universitetet i Tromsø, 200 p.
- Martinsen, O.J., og Nøttevedt, A., 2006, Av hav stiger landet. Paleogen og neogen (kenozoikum), kontinentene av i dag formes; 66-2,7 millioner år, *In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (eds.), Landet blir til - Norges geologi, Norsk Geologisk Forening*. p. 440-477
- Mosar, J., Lewis, G., og Torsvik, T.H., 2002, North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian–Greenland Sea: *Journal of the Geological Society, London*, v. 159, p. 503-515.
- Mørk, A., og Elvebakk, G., 1999, Lithological description of subcropping Lower and Middle Triassic rocks from the Svalis Dome, Barents Sea: *Polar Research*, v. 18, p. 83-104.
- Mørk, A., Knarud, R., og Worsley, D., 1982, Depositional and diagenetic environments of the Triassic and Lower Jurassic succession of Svalbard, *In: Embry, A.F. and Balkwill, H.R., (eds.), Arctic Geology and Geophysics, Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, v. 8, p. 371–398.
- Nimblett, J., og Ruppel, C., 2003, Permeability evolution during the formation of gas hydrates in marine sediments: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 2420.

- NPD, 2011, NPD's Faktakart og faktasider.
- Nyland, B., Jensen, L.N., Skagen, J., Skarpsnes, O., og Vorren, T.O., 1992, Tertiary uplift and erosion in the Barents Sea: magnitude, timing and consequences., *in*: Larsen, R. M., Brekke, H., Larsen, B.T., og Talleraas, E., (eds.), Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication, v. 1, p. 153-162.
- Nystuen, J.P., Mørk, A., Müller, R., og Nøttvedt, A., 2006, Fra ørken til elvesletter - fra land til hav. Trias; 251-200 millioner år, *In*: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (eds.), Landet blir til - Norges geologi, Norsk Geologisk Forening. p. 328-353
- Nøttvedt, A., og Worsley, D., 2006, Vidstrakte sletter, kull og salt. Karbon og perm i nord; 359-251 millioner år, *In*: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (eds.), Landet blir til - Norges geologi, Norsk Geologisk Forening. p. 258-283
- Ohm, S.E., Karlsen, D.A., og Austin, T.J.F., 2008, Geochemically driven exploration models in uplifted areas: Examples from the Norwegian Barents Sea: AAPG bulletin, v. 92, p. 1191-1223.
- Osborne, M.J., og Swarbrick, R.E., 1997, Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation: AAPG bulletin, v. 81, p. 1023-1041.
- Paull, C., Ussler Iii, W., Maher, N., Greene, H.G., Rehder, G., Lorenson, T., og Lee, H., 2002, Pockmarks off Big Sur, California: Marine Geology, v. 181, p. 323-335.
- Petersen, C.J., Bünz, S., Hustoft, S., Mienert, J., og Klaeschen, D., 2010, High-resolution P-Cable 3D seismic imaging of gas chimney structures in gas hydrated sediments of an Arctic sediment drift: Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 1981-1994.
- Reemst, P., Cloetingh, S., og Fanavoll, S., 1994, Tectonostratigraphic modelling of Cenozoic uplift and erosion in the south-western Barents Sea: Marine and Petroleum Geology, v. 11, p. 478-490.
- Riis, F., 1992, Dating and measuring of erosion, uplift and subsidence in Norway and the Norwegian shelf in glacial periods: Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 72, p. 325-331.
- Roberts, S.J., og Nunn, J.A., 1995, Episodic fluid expulsion from geopressed sediments: Marine and Petroleum Geology, v. 12, p. 195-202.
- Ruppel, C., 2000, Thermal state of the gas hydrate reservoir. *in*: Max, M.D., (Eds.), Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments, Kluwer Academic Publishing, the Netherlands, p. 29-42.
- Rutter, E.H., Holdsworth, R.E., og Knipe, R.J., 2001, The nature and tectonic significance of fault-zone weakening: an introduction: Geological Society London Special Publications, v. 186, p. 1-11.
- Schlumberger, 2011, Schlumberger Oilfield Glossary.
- Seldal, J., 2005, Lower Cretaceous: the next target for oil exploration in the Barents Sea?, Volume 6, Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series 2005, p. 231-240.
- Selley, R.C., 1998, Elements of petroleum geology, second edition, 470 p.
- Sibson, R.H., 2000, Fluid involvement in normal faulting: Journal of Geodynamics, v. 29, p. 469-499.
- Sloan, E.D., 1990, Clathrate Hydrates of Natural gases. Marcel Dekker Inc., New York & Basel., 641 p.
- Sloan, E.D., 1998, Gas Hydrates: Review of Physical/Chemical Properties: Energy & Fuels, v. 12, p. 191-196.
- Smelror, M., Petrov, O.V., Larssen, G.B., og Werner, S.C., 2009, Geological History of the Barents Sea, Geological Survey of Norway, Trondheim, 135 p.
- Solheim, A., og Elverhøi, A., 1985, A pockmark field in the Central Barents Sea; gas from a petrogenic source?: Polar Research, v. 3, p. 11-19.
- Solheim, A., og Elverhøi, A., 1993, Gas-related sea floor craters in the Barents Sea: Geo-Marine Letters, v. 13, p. 235-243.
- Solheim, A., og Kristoffersen, Y., 1984, Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history, v. 179B, p. 3-26.
- Stemmerik, L., Elvebakk, G., og Worsley, D., 1999, Upper Palaeozoic carbonate reservoirs on the Norwegian arctic shelf; delineation of reservoir models with application to the Loppa High: Petroleum Geoscience, v. 5, p. 173-187.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingólfsson, Ó.,

- Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., og Stein, R., 2004, Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1229-1271.
- Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., og Yardley, G.S., 2002, Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms, *In: Huffman A.R., and Bowers, G.L., (eds.), Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction: AAPG Memoir*, v. 76, p. 1-12.
- Thrasher, J., Fleet, A.J., Hay, S.J., Hovland, M., og Düppenbecker, S., 1996, Understanding geology as the key to using seepage in exploration: the spectrum of seepage styles, *In: Schumacher, D. and Abrams, M.A., (eds.), Hydrocarbon Migration and its Near-Surface Expression*, v. 66, p. 223-241.
- Tissot, B.P., og Welte, D.H., 1984, *Petroleum Formation and Occurrence*, Springer-Verlag, New York, 699 p.
- Veeken, P.C.H., 2007, Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation, *Handbook of Geophysical Exploration Vol. 37*, Helbig, K. and Treitel, S., (eds.), Elsevier Scientific Publisher, Amsterdam, Elsevier Science Ltd, 509 p.
- Vorren, T.O., og Laberg, J.S., 1997, Trough mouth fans--palaeoclimate and ice-sheet monitors: *Quaternary Science Reviews*, v. 16, p. 865-881.
- 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.
- Vorren, T.O., og Mangerud, J., 2006, Istider kommer og går. Sein pliocen og pleistocen (kvartær); 2,7 Ma til 11 500 år, *In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (eds.), Landet blir til - Norges geologi, Norsk Geologisk Forening*. p. 478-531
- Vorren, T.O., Richardsen, G., Knutsen, S.M., og Henriksen, E., 1991, Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 8, p. 317-340.
- Whiticar, M.J., og Werner, F., 1981, Pockmarks: Submarine vents of natural gas or freshwater seeps?: *Geo-Marine Letters*, v. 1, p. 193-199.
- Wikipedia, 2011, [www.wikipedia.org](http://www.wikipedia.org).
- Wiprut, D., og Zoback, M.D., 2000, Fault reactivation and fluid flow along a previously dormant normal fault in the northern North Sea: *Geology*, v. 28, p. 595-598.
- Worsley, D., Aga, O.J., Dalland, A., Elverhøi, A., og Thon, A., 1986, *The Geological History of Svalbard: Evolution of an Arctic Archipelago*, Statoil, Aske Trykkeri, Stavanger, 120 p.