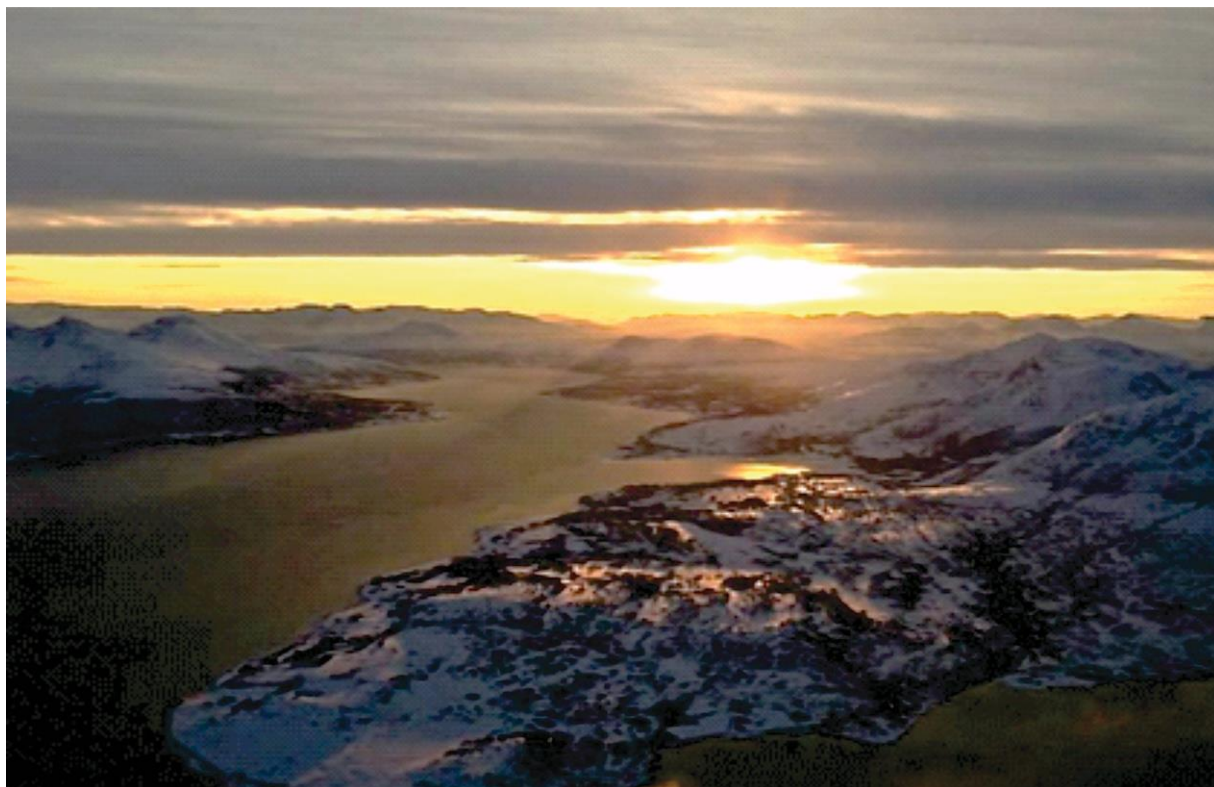


**UNDERSJØISKE SKRED I BALSFJORDEN,  
NORD-NORGE: EGENSKAPER OG SAMMENSETNING**

—  
**VERA IVERSEN**

EOM-3901 Master's Thesis in Energy, Climate and Environment

JUNI 2014





Forside: Balsfjorden sett fra fly, bilde av Ida Lydersen

## Sammendrag

Batymetridata, høyoppløselige seismisk data samt en sedimentkjerne fra indre Balsfjorden, Troms, nord-Norge, har blitt analysert for å undersøke sedimentasjonsprosesser i løpet av Holocen, med spesiell fokus på undersjøiske rasavsetninger.

Hovedvekt av denne oppgaven ligger på analyse av den 8,67 m lange sedimentkjernen JM11-001-PC. Dette inkluderte beskrivelse av sedimentoverflate og røntgen bilder, måling av fysiske egenskaper (våt-bulk tetthet, P-bølge hastighet, magnetisk susceptibilitet), kjemiske sammensetning (røntgenfluorescensskanning) og kornfordeling.

Basert på resultater av utført multi-proksi analyse, har sedimenter i kjernen blitt inndelt i 5 litologiske enheter og 6 sub-enheter. Disse representerer marin avsetninger og suspensjonutfelling, avbrutt av turbiditter. Tydelige endringer i røntgenfluorescens (XRF) data, det vil si skarpe økninger i Ti/Rb, K/Rb, Si/Al, Fe/Rb og Ca/Fe skiller turbidittavsetninger fra andre sedimenter.

Resultater ble sammenlignet med tidligere seismostratigrafiske studier (Hansen, 1998) og analyser av sedimentkjerner (Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002). Sistnevnte studie inneholdte blant annet analyser av kjerne JM98-1014-PC, som ble tatt i umiddelbar nærhet av kjerne JM11-001-PC. Denne kjernen inneholdt tre forholdvis store rasavsetninger (debrisstrøm, turbiditter) av tidlig Holocen alder (ca. 9400 – 8825 <sup>14</sup>C år før nåtid).

Sammenligning av de to kjernene viser en rekke likhetstrekk, men også betydelige forskjeller. Alle tre av de forholdvis store rasavsetningene forekom i begge kjernene. Det ble i midlertidig identifisert ytterligere to turbiditter i kjerne JM11-001-PC som ble avsatt rundt 9400 <sup>14</sup>C år før nåtid.

Morfologiske analyser av batymetri-data viser blant annet bratte rygger som stammer langs fjordvegger, som er tolket til å være berggrunnsrygger. Asymmetriske lober og multi-komplekser av alluvial debris forekommer i områder med forholdvis høy sedimenttilførsel, for eksempel, foran elvemunninger. Disse tyder på nokså resent rasaktivitet. Elliptiske og runde kopparr indikerer lokal væskestrømning i fjorden.

Observasjonene gjort i dette studiet viser at det kan forekomme betydelige variasjoner i sammensetningen av undersjøiske skred i fjorder.

## **Forord**

Da var det slutt på den utrolig spennende perioden. Etter mange hektiske uker og måneder er masteroppgaven innlevert.

Stor og hjertelig takk til Matthias Forwick, hvis tålmodighet og taktfull veiledning stadig har bidratt til mer entusiasme og økende selvtillit hos studenten.

Mange takk til Jan Sverre Laberg for oppmuntrende co-veiledning og nærvær i mange problemstillinger.

Takker Erland Lebesbye for spennende undervisning av relevante fag og utrolige feltturer, Iver Martens for smart marin geofysikk-lære! Tusen takk til Kai Mortensen for alle gode råd ved studieoppbygning.

Jeg setter stor pris på de fantastiske medstudenter, som vi ofte jobbet i lag: Sigrun, Trude, Solveig, Ingrid. Godt vennskap og glimrende stemning gjennom hele samarbeidsprosessen var mye til hjelp.

Mange takk til Karina Nilsen som var min første «sensor» og har hjulpet meg så mye med norsk rettskriving!

Takk til laboratoriets leder overingeniør Trine Merete Dahl, postdoktor Patrycia Jernas og alle de snille folkene som jeg hadde møtt gjennom utføring av labøvelser. Gode råd og sterke sikkerhetsrutiner gjorde dagene på laboratoriet til en trivelig, trygg og konstruktiv periode.

Jeg er svært takknemlig til variable muligheter som studentene ved Institutt for geologi i Tromsø har tilgang til: intensive kurs, lærerike feltekskursjoner og utfordrende tokter. Takker folk på Skibotn feltstasjon, mannskapene på R/V «Helmer Hansen» og R/V «Johan Ruud».

Stor takk rettes til Statoil for den utrolige SVALEX-2013 ekspedisjon! Takknemlig hilsen sendes til det internasjonale mannskapet på M/S «Expedition»!

Takk til alle som seilet til havs og ledet opp til fjells, vandret opp på breer, rettet på oppgaver og svarte på tusenvis av spørsmål.

Stor takk til familiemedlemmer - Ralf, Alexander og Valeria! Dere stilte opp med husarbeid og hundepass, viste forståelse og tålmodighet.

Takk for alt hjelp jeg har fått gjennom denne uforglemmelig, vakre og lærerike tiden!

# Innholdsfortegnelse

1. Innledning	1
1.1. Formål	1
1.2. Bakgrunn	1
1.3. Studieområdet	2
2. Tidligere studier	5
2.1. Bergrunnsgeologi i Troms	5
2.2. Kwartær geologi	9
2.2.1. Troms	9
2.2.2. Balsfjorden i kvartærtid	10
2.3. Morfologi, hydrologi og sedimentkilder i fjorder	11
2.3.1. Generell topografi, morfologi, oseanografi og hydrologi i Balsfjorden	14
2.4. Undersjøiske massebevegelser generelt: opprinnelse, dynamikk og utløsende mekanismer	16
2.4.1. Typer av massebevegelser	16
2.4.2. Stabilitet i fjordskråninger og utløsende mekanismer	18
2.5. Rasavsetninger i Balsfjorden	21
3. Materiale og metoder	25
3.1. Forarbeid	25
3.2. Stempelprøvetaking	25
3.3. Laboratoriearbeid	26
3.3.1. MSCL-kjerne-logging	26
3.3.2. Åpning av kjernen	31
3.3.3. Skærfasthetsanalyse	32
3.3.4. Frysetørking og vanninnhold	32
3.3.5. Avaatech XRF kjerneskaner	33
3.3.6. Fargefotografering	34
3.3.7. Røntgenbilder	34
3.3.8. Analyse av kornstørrelse	34
3.4. Akustisk data	36
3.4.1. Batymetri	36
3.4.2. Chirp sonar	37

4. Morfologiske formelementer i Balsfjorden	39
4.1. Gradient	39
4.2. Morener	40
4.3. Asymmetriske lobe-strukturer	40
4.4. Kanaler og rygger	43
4.5. Kopparr	44
4.6. Kort oppsummering	44
5. Litologi, stratigrafi og geokjemi	45
5.1. Enhet E-I (857 – 660 cm)	51
5.2. Enhet E-II (660 – 555 cm)	52
5.2.1. Sub-enhet E-II-a (660 – 651 cm)	53
5.2.2. Sub-enhet E-II-b (651 – 575 cm)	54
5.2.3. Sub-enhet E-II-c (575 – 555 cm)	55
5.3. Enhet E-III (555 – 400 cm)	56
5.4. Enhet E-IV (400 – 325 cm)	57
5.4.1. Sub-enhet E-IV-a (400 – 381 cm)	57
5.4.2. Sub-enhet E-IV-b (381 – 365 cm)	59
5.4.3. Sub-enhet E-IV-c (365 – 325 cm)	59
5.5. Enhet E-V (325 – 0 cm)	61
6. Korrelasjon og diskusjon	63
6.1. Korrelasjon av litologi og seismostratigrafi	64
6.2. Massebevegelser i Balsfjorden	71
6.3. Geokjemi i identifiserte avsetninger	77
6.4. Utløsningsmekanismer for massebevegelser i Balsfjorden	78
6.5. Undersjøiske ras i andre norske fjorder	79
Konklusjon	83
Fremtidige studier	84
Litteraturliste	85

## **1. Innledning**

### **1.1. Formål**

Formålet med denne oppgaven er videre utforskning av undersjøiske rasavsetninger i nordnorske fjorder. Indre Balsfjorden, som ligger i Troms fylke, Nord-Norge er valgt som et studieobjekt.

Oppgave er rettet til følgende hovedmål:

- å rekonstruere Holocen litostratigrafi av indre del av Balsfjorden ved bruk av en nyere metode (XRF-analyse);
- å identifisere undersjøiske rasavsetninger i kjerne JM11-001-PC, samt deres opprinnelse og mulige utløsningsmekanismer;
- å sammenligne resultater med tidligere studier (Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002), utført i Balsfjorden;
- å bidra generelt til geologisk rekonstruering av studieområdet.

Praktisk betydning for studiet ligger i økende behov for studier av rasavsetninger, deres utløsende mekanismer og konsekvenser. Emnets relevans henger sammen med økende menneskelig aktivitet på fjordskråninger.

### **1.2. Bakgrunn**

Fjordsystemer er veldig sensitive geologiske enheter i forhold til miljø- og klimaendringer. Fjordprosesser kan påvirkes av menneskets liv og infrastruktur, og omvendt (L'Heureux et al., 2003). Studie av sedimentære prosesser kaster lys på en rekke av viktige aspekter, som er knyttet til stabiliteten av fjordskråninger.

Som mange andre norske fjorder, arkiverer Balsfjorden et bredt spektrum av massebevegelser slik som skred, slump, debrisstrøm og turbiditetsstrømmer (Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002; Longva et al., 1999). Skredfrekvensen har vært høy etter siste istid grunnet issmelting og isostatisk landheving. Dette bevises av tidligere studier, utført i det indre fjordbassenget (Forwick, 2001, Forwick & Vorren, 2002).

Sedimentkjerne JM-11-001-PC, ble tatt i Balsfjorden 12. april 2011. Lengden av kjernen er 8,67 m. Vanddybden var 123 m, penetrasjon > 12 m.

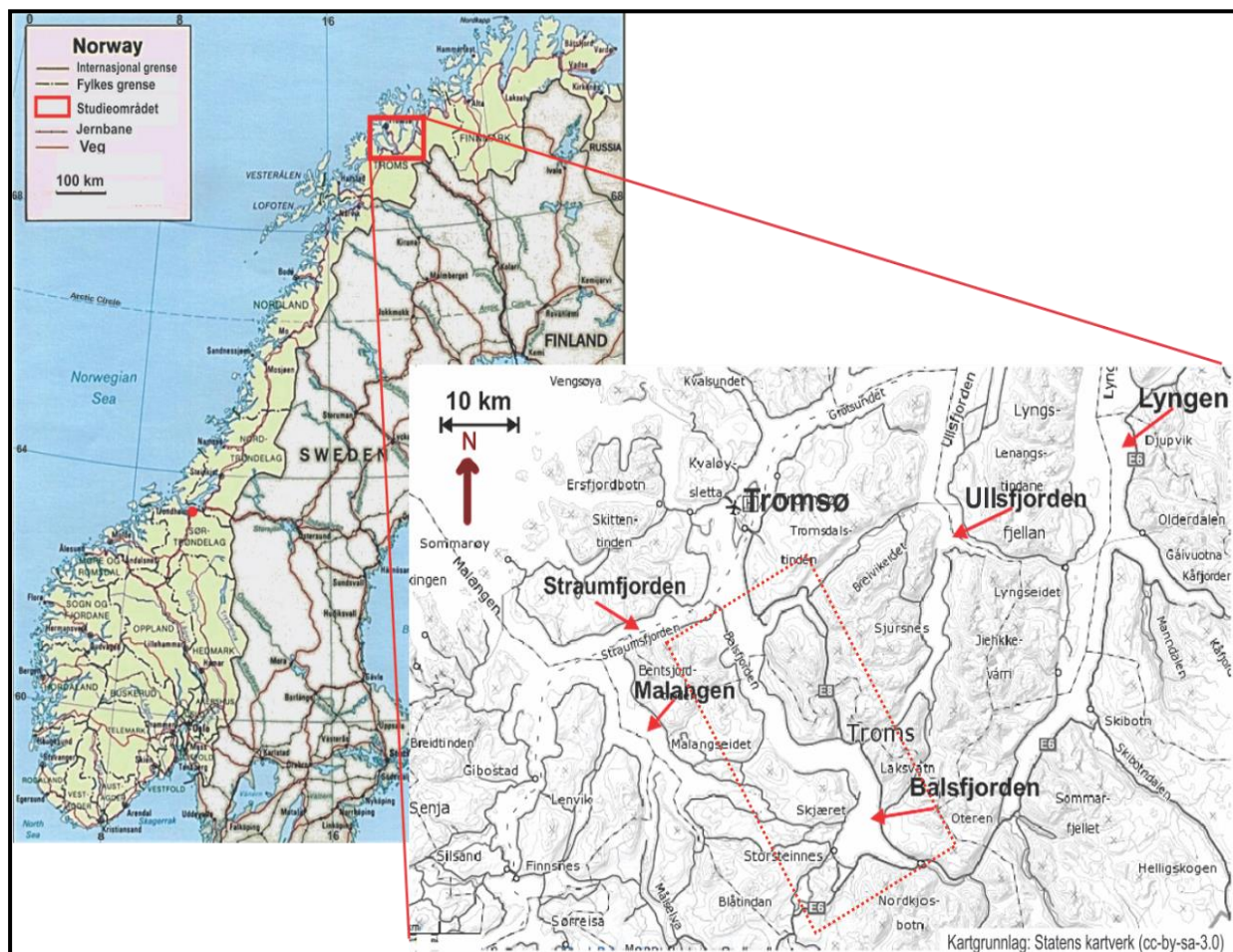
Kjernen ble tatt ca. 80 m SSØ for JM98-1014-PC. Ved første inntrykk var fysiske parametere for disse to sedimentkjerner svært like. Flere «nye» utslag i sediment profilen for JM11-001-PC har dannet grunnlag for en ny studie.

### 1.3.Studieområdet

Balsfjorden ligger i Nord-Norge, Troms fylke, mellom 69°10' - 69°35'N and 18°50' - 19°30'E, ca. 10 km SØ for Tromsø (Figur 1.1)(Forwick, 2001).

Fjorden er ca. 46 km lang og maksimalt 5 km bred. Landskapet er storslagent, med fjell opptil 1200 m.o.h. på vest side og 1500 m.o.h. på østsiden av fjorden.

Gjennom Straumfjorden og Malangen har Balsfjorden forbindelse med åpent hav. NØ for Balsfjorden ligger Ullsfjorden og Lyngen (Figur 1. 1).



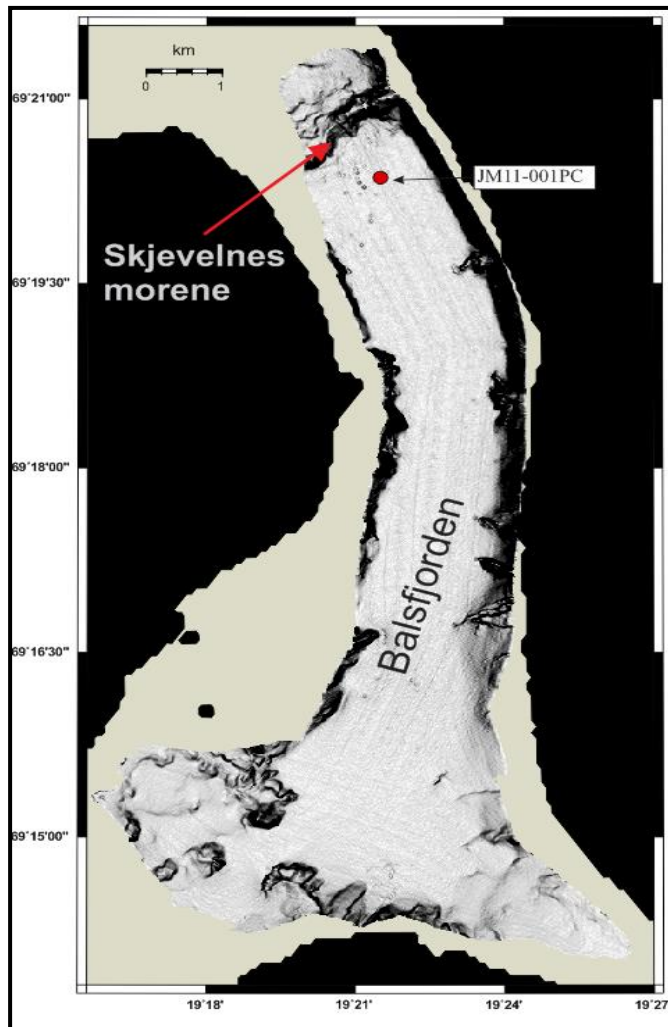
Figur 1. 1. Studieområdet.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Kart over Skandinavia er modifisert fra [http://www.worldportsource.com/images/maps/norway\\_pol96.jpg](http://www.worldportsource.com/images/maps/norway_pol96.jpg)



Kjerne JM11-001-PC ble tatt på lokalitet med koordinater 69°20.36' N, 19°21.51' E (Figur 1. 2).

NW for lokaliteten ligger Skjevelnes-morene. Den deler Balsfjorden i et indre og ytre basseng henholdsvis nord og sør for morenen (Figur 1. 2).



Figur 1. 2. Balsfjorden og lokalitet av JM11-001-PC



## **2. Tidligere studier**

Blant de mange andre geomorfologiske strukturer er fjorder unike objekter. De kan anses som et bindeledd mellom kontinenter og åpent hav (Syvitski et al., 1987). Fjorder er velegnete naturlige laboratorier for havforskere. Mange av dem er relativt lett tilgjengelige og reflekterer flertallet av undersjøiske sedimentære prosesser. Tidligere studier tyder på at sedimentære prosesser og deres avsetningsmiljø har en direkte kobling til faktorene som karakteriserer stabiliteten i fjordskråninger (Blikra et al., 2001; Bøe et al., 2003; Canals et al., 2004; Forwick & Vorren, 2002, 2007, 2011; Lyså et al., 2009; Longva et al., 2003).

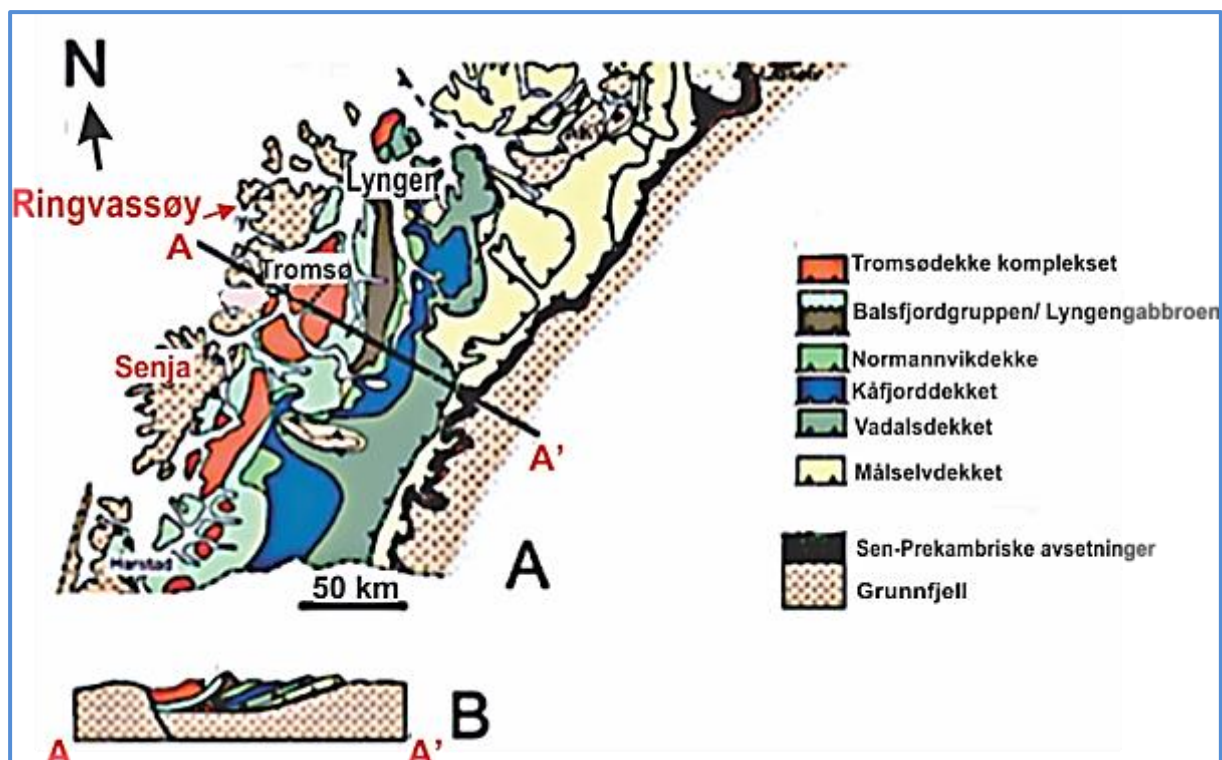
### **2.1. Berggrunnsgeologi i Troms**

Berggrunnen i studieområdet er sterkt relatert til den Kaledonske orogenesen (Ramberg et al., 2006, Smelror et al., 2009). Det Kaledonske fjellryggsystemet har fått sitt offentlige geografiske navn Norddryggen<sup>2</sup>.

Kaledonidene strekker seg omtrent linært ut i ca. 1800 km, stort sett parallelt med hele norskekysten. Fjellkjeden ble dannet som resultat av den ordovisiske – tidlig silurske kollisjonen av de to kontinenter: Baltika og Laurentia (Stephens, 1988; Roberts, 2003; Smelror et al., 2009). Den Kaledonske orogenesen i Norge skjedde trolig i to hovedfaser: tidlig, Finnmark fase (sen Kambrium – tidlig Ordovicium) og Scandic fase (midt silur – tidlig devon) (Smelror et al., 2009).

---

<sup>2</sup> NGU: <http://www.ngu.no/no/Aktuelt/2013/Fjellkjeden-har-fatt-navn-Norddryggen/>

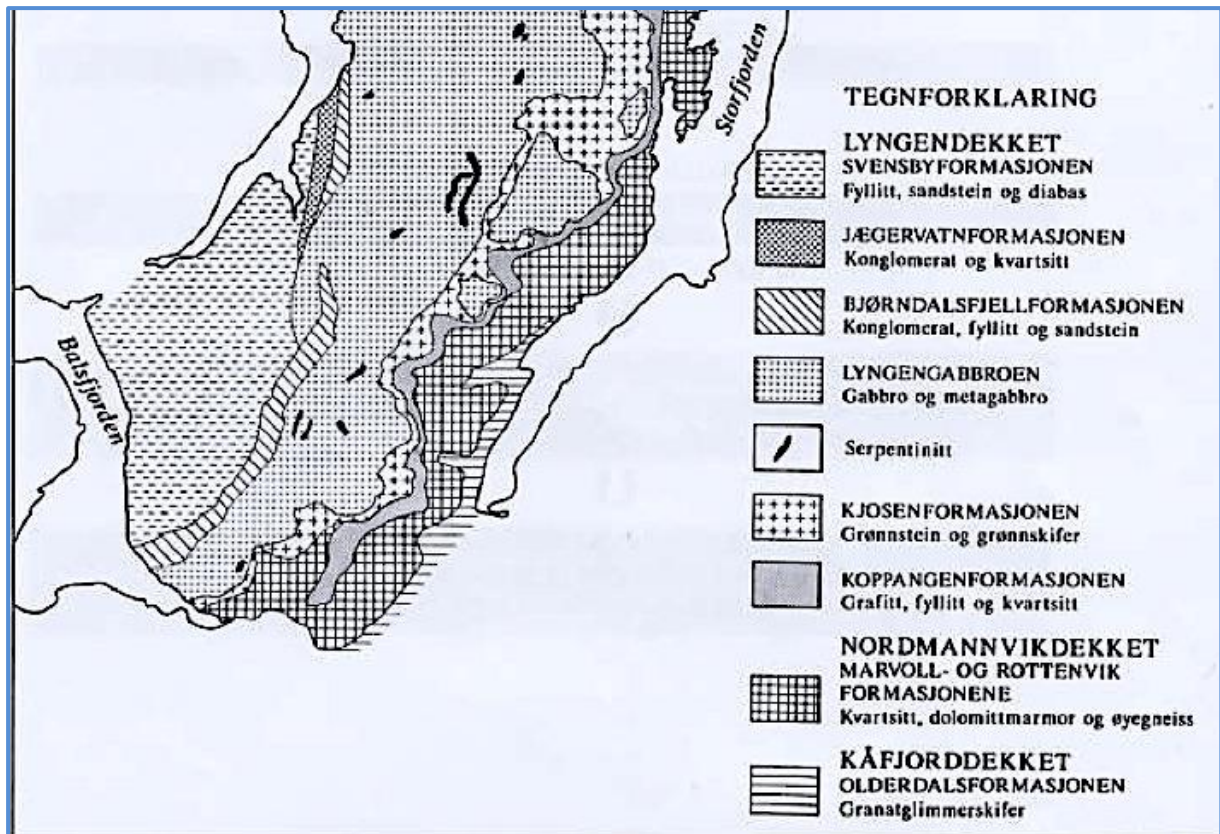


Figur 2. 1. A - Bergsrunnsskart av Troms. B – Skjematisk profil. Modifisert fra Fossen et al. (2006)

I den vestlige delen av Skandinavia er det prekambriske Baltiske skjold (basement) dekket av sen prekambriske til ordovisiske sedimenter (Ramberg et al., 2006). En decollement sone ble dannet under sen prekambrium – nedre paleozoikum (Rey et al., 1997).

Berggrunnsgeologien i studieområdet karakteriseres av en rekke skyvedekker (napper) (Figur 2. 1). Dette er lavgrads metamorfe bergarter sprer seg over områder på flere tusen km<sup>2</sup> (Rey et al., 1997). Den kaledonske dekkefronten slutter i øst langs en grense som i stor grad følger den norsk-svenske grense.

Kaledonske skyvedekker i Balsfjorden representerer deler av de øvre og øverste dekkseriene: Balsfjordgruppen (Balsfjordkalkstein og Balsfjordvulkanittene), Lyngengabbro (inkludert Lyngensofiolitt) og Tromsødekkeserien.



Figur 2. 2. Hoveddekkserier i indre Balsfjorden området<sup>3</sup>.

Balsfjordgruppen ligger over Nordmannvikdekket og består av grunnmarine silt- og sandsteiner og dypmarine slamsteiner (Figur 2. 1, Figur 2. 2). Dette er en flere kilometer tykk sediment pakke diskordant overliggende de gabbroiske bergartene på Lyngshalvøya (Bergh & Andresen, 1985). Enheten omfatter Balsfjord-området, i stratigrafisk rekkefølge (topp-bunn): Stordalsformasjonen, Breivikeidformasjonen, Malangen skifer og kvartsitt, Kjerstifjellformasjonen, Vesterelvformasjonen, Tennesformasjonen, Ørntuvaformasjonen, Lakelvsdalsformasjonen, Hølenformasjonen, Vardtindformasjonen (Bergh & Andresen, 1985).

Lyngengabbroen, som ligger med en vinkeldiskordans til Balsfjordgruppen, inneholder fragmenter av havbunnskorpe. Diskordansen stammer trolig fra en tidligere øybue. Lyngengabbroen er relatert til en subduksjonssone, der sedimenter ble presset opp i ordovicium - silur (Ramberg et al., 2006). Tabell 2.1. viser til litologi og avsetningsalder av hoveddekkserier i studieområdet.

Lyngensofiolitten (Figur 2. 2) representerer en nær komplett ofiolittfragment (oppskjøvet havbunnskorpe) med en intrusiv enhet med gabbro, tonalitt og metamorfe

<sup>3</sup> Berggrunnsgeologien på Lyngen halvøya, [www.lyngen.kommune.no](http://www.lyngen.kommune.no)

pyroksenitter/peridotitter. Disse er fulgt av et kompleks med forgneissede og mylonittiserte dypbergarter gjennomsett av diabasganger, videre omdannede vulkanitter (grønnstein, grønnskifer som tilhører Kjosenformasjonen). Til slutt ligger det en tynn sedimentær sekvens med kvartsitt. Ofiolitten er i vest overlagret av Balsfjordgruppen (Minsaas & Sturt, 1985).

**Tabell 2.1. Kaledoniske skyvedekker i Balsfjordens området**

Nappe (dekkserie)	Avsetningsalder	Hovedlitologi	Vanligste mineraler/grunnstoffer <sup>4</sup>
<i>Øverste dekkserie</i>			
<b>Balsfjordgruppen</b>	Sen ordovicium – tidlig silur	fyllitt/glimmerskifer, kvartsitt/konglomerat, marmor	Si, K, Al, F CaCO <sub>3</sub>
<b>Balsfjordkalkstein</b>	Kambrium - silur	kalkstein	CaCO <sub>3</sub>
<b>Balsfjordvulkanittene</b>	Undre silur	overflateberg. (kalkstein/dolomitt, klorittskifer/grønnstein)	O, Si, Al, K, Na O, Si, Al, Cl
<b>Tromsødekket</b>	Tidlig paleozoicum	gneiss, eklogitt	Si, Mg, Ca, Fe, Al
<b>Tromsø glimmerskifer</b>	Tidlig paleozoicum	glimmerskifer	O, Si, Al, Na, Ca, K
<b>Lyngengabbro (dypbergart)</b>	Paleoz.: arenig-llanvirn	gabbronoritt, kvartsgabbro	O, Si, Al, Na, Fe, Mg
<b>Lyngsofiolitt (dypbergart)</b>	Tidlig ordovicium	gabbro, grønnstein	O, Si, Al, Mg, Fe, Na, Ca
<i>Øvre dekkserie</i>			
<b>Køllidekkene</b>		glimmerskifer	O, Si, Al, Na, Ca, K, Cl biotitt, feltspat, kvarts, kloritt, kalkspat

Tromsødekkekomplekset omfatter halve Tromsøya og Tromsdalstinden. Hovedsakelig består dette dekket av gneisser. Toppen av Tromsdalstinden består av den høy metamorfe bergarten eklogitt, som har blitt dannet ved høyt trykk og på stor dybde. Dette tyder på at Tromsdalstinden kan være en del av en tidligere subduksjonssone (Ramberg et al., 2006).

<sup>4</sup> Kilde: [GeoLeksi - geologisk leksikon](http://www.leka-steinsenter.no/bergarter_alfabetisk.htm)

, [http://www.leka-steinsenter.no/bergarter\\_alfabetisk.htm](http://www.leka-steinsenter.no/bergarter_alfabetisk.htm)

## 2.2. Kvartærgeologi

### 2.2.1. Troms

For ca. 22000 år tilbake var Tromsområde, samt store deler av kontinental sokkelen utenfor, dekket av is. Grunnet en markert klimaforbedring startet rask isavsmelting. Innlandsisen trakk seg tilbake i Troms for 13000–10000  $^{14}\text{C}$  år siden (Andersen, 1968; Kverndal & Sollid, 1993; Blikra, 1994, Vorren & Plassen, 2002; Dahl & Sveian, 2004; Sveian & Bergstrøm, 2004).

Lange fjordbreutløp fylte de trange fjordene i Troms med sedimenter i sen Weichsel. Massive morenebelter spores opp frem til den russiske grensen. Morenene er datert til sen Allerød og tidlig Yngre Dryas (YD) – 11000 år før nåtid (engelsk: BP - before present, 1950) (Binns, 1978, Bergstrøm et al., 2005). Der YD-morener krysser fjorder, ligger det i dag massive submarine rygger på fjordbunnene.

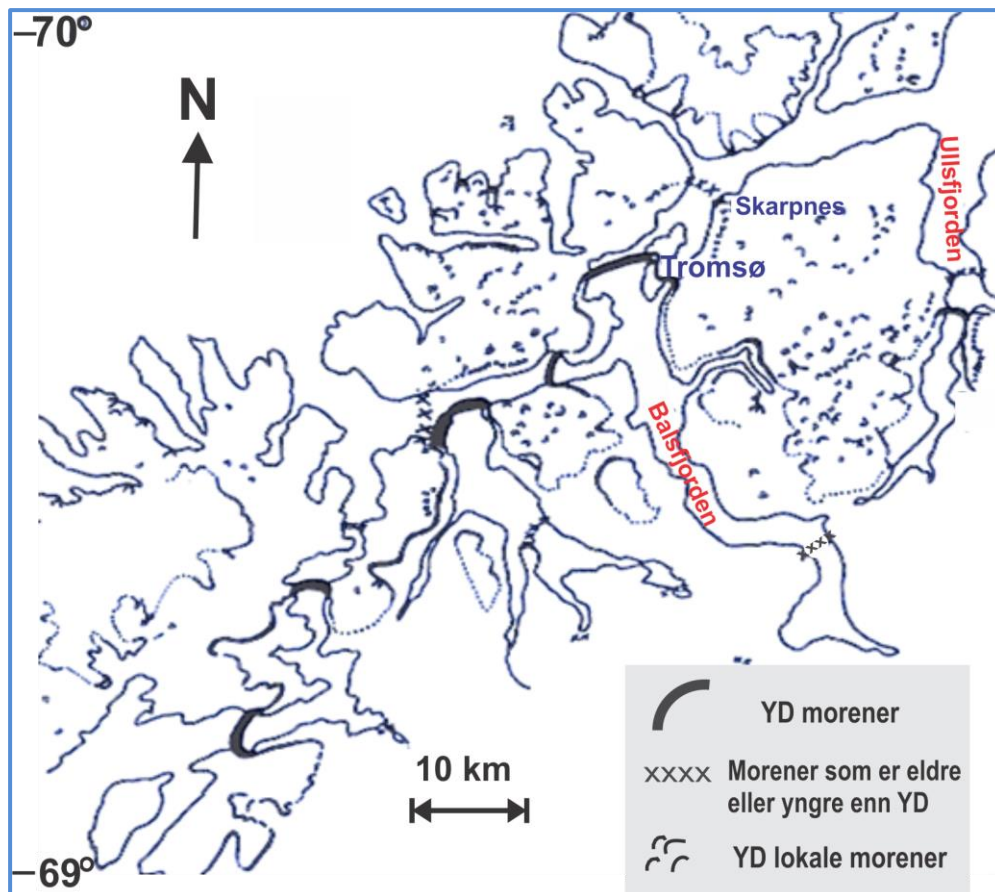
Den raske tilbaketrekningen av isen ble imidlertid avbrutt minst tre ganger. Israndtrinnene har fått navnene Skarpnnes trinnet, Tromsø-Lyngen trinnet og Stordal trinnet (Ramberg et al., 2006).

Tromsø-Lyngen trinnet – «hoved trinnet» (10900 – 10300 år) reflekterer klimaforverring etter markert isavsmeltingen i Allerød.

Karakteristiske YD marginale morener finnes i Troms i utbredte variasjoner (Figur 2. 3). (Andersen et al., 1995).

Der brekanten stanset opp underveis, ble det avsatt mye leire på fjordbunnene. Etter istiden ble store arealer med gammel fjordbunn hevet over havnivå som følge av isostatisk landheving. Istidens høyeste havnivå (den marine grense, MG) varierer noe fra sted til sted.

I dag ligger de hevede fjordbunnsområdene opp til 60 - 85 m.o.h. (meter over havet) (Corner, 1980). Da disse områdene ble hevet besto de ofte av mer eller mindre tykke leiravsetninger, mens bunnmorene, israndavsetninger, og også, bart fjell forekom enkelte steder. Alle områder som i dag ligger lavere enn den marine grense har vært utsatt for bølgevasking etter siste istiden. I åpne posisjoner mot havet har det foregått en sterk omvasking, sortering og transport av løsmasser langs stranda. Nye strandavsetninger består av sand, grus og stein i variabel tykkelse, og ligger ofte over leire, men kan også ligge direkte på fjell eller på morenemateriale (Bergstrøm et al., 2005)



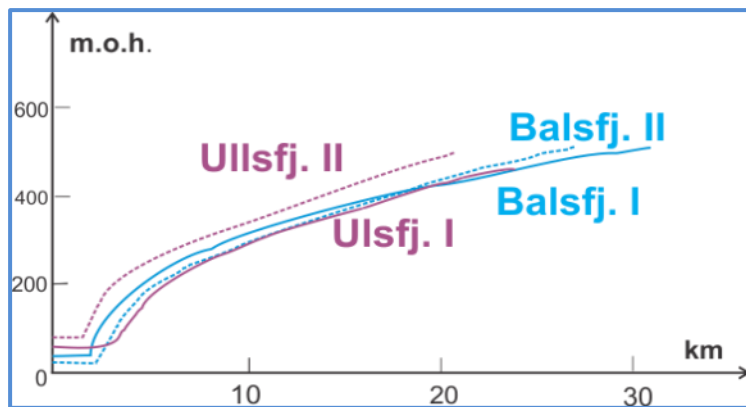
Figur 2. 3. Forenklet kvartærgeologisk kart av Troms område (etter Andersen, 1995)

### 2.2.2. Balsfjorden i kvartærtid

Både Skarpnesbreen og Tromsø-Lyngbreen i Ullsfjorden og Balsfjorden (Figur 2. 4) hadde en sterk helning i fronten (inntil 60 m/km). Det tyder på at breene var meget aktive (Ramberg et al., 2006).

Den undersjøiske Skjevelnes-morenen er datert Preboreal til å være av alder (9800  $^{14}\text{C}$  år før nåtid) (Andersen, 1968; Forwick, 2001; Hansen, 1998). Balsfjord innlandsisen har fluktuert mye i Preboreal (10000 - 9000  $^{14}\text{C}$  år før nåtid), og to mindre randmorener - Tennes og Ryvoll - ble avsatt i denne perioden (Hansen, 1998). Flere morener, avsatt på fjordbunnen, tyder på flere istider (Syvitski et al., 1987; Hansen, 1998).





**Figur 2. 4. Utstrekning av Tromsø-Lyngen bre over Balsfjorden og Ullsfjorden. I – Brefronten i Tromsø-Lyngen posisjon; II – brefronten i Skarpnes posisjon (etter Andersen, 1968)**

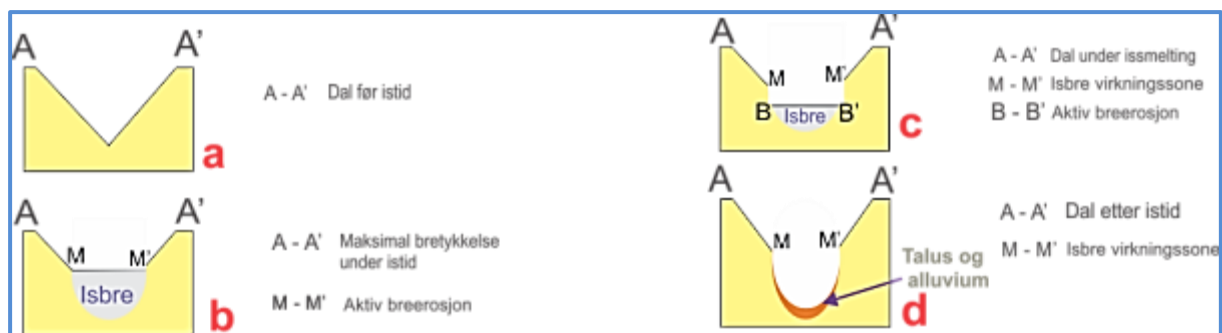
I det indre fjordbassenget i Balsfjorden ligger finkornede sedimenter av Holocen alder på bunnen. Disse ble avsatt av smeltevannet. I dag er Balsfjorden ikke påvirket av breer (Forwick, 2001).

### **2.3. Morfologi, hydrologi og sedimentkilder i fjorder generelt**

Fjorder er produkter av isbreerosjon (Benn & Evans, 2010; Syvitski et al, 1987). Syvitski (1987) definerer en fjord som et dypt trau, som har blitt gravd ut eller utvidet av isbreer. Typiske fjordområder lokalisert på høye breddegrader: Norge, Svalbard, Arktiske Russland, Scotland, Canada, Grønland, Island, Alaska, Chile, New Zealand og Antarktis (Corner, 2005a).

Benn & Evans (2010) fastslår at en ideell fjord eller trau kryss-profil er nesten parabolisk, U-formet (Figur 2. 5). I realiteten er fjordprofiler asymmetriske, grunnet berggrunnsgeologi og topografi.

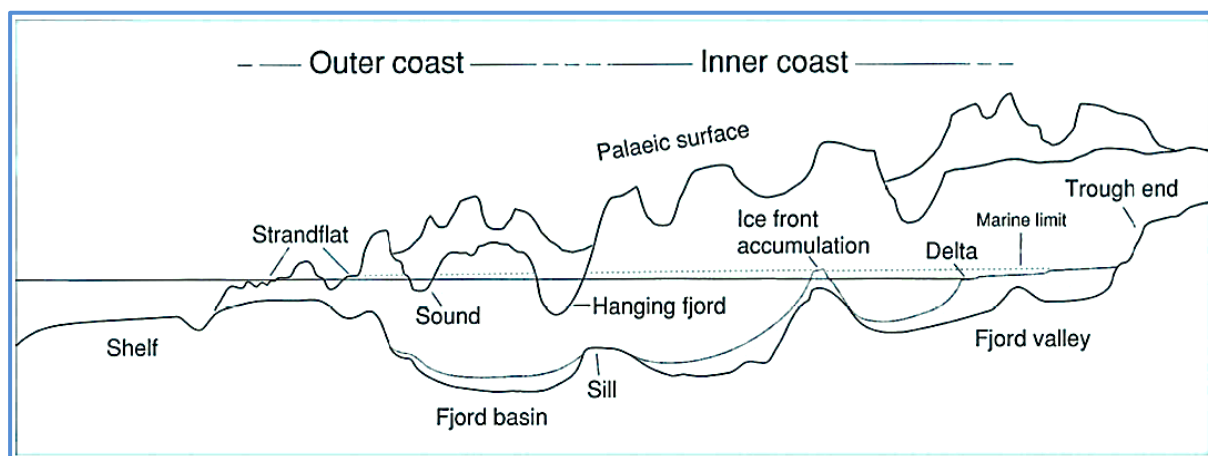
En fjord strekker seg innover landet. Ofte ligger det flere terskler innover fjorden, disse deler fjordbassenget i flere trau (Syvitski et al., 1987 i Forwick, 2001).



**Figur 2. 5. Skjematisk utvikling av fjordprofil morfologi. a – En dal før istid; b – isbre eroderer dalsider sterkest under maksimal isutbredelse; c – dal under issmelting har parabolisk U-form; d – fjordbunn fylles med sedimenter (etter Benn & Evans, 2010)**

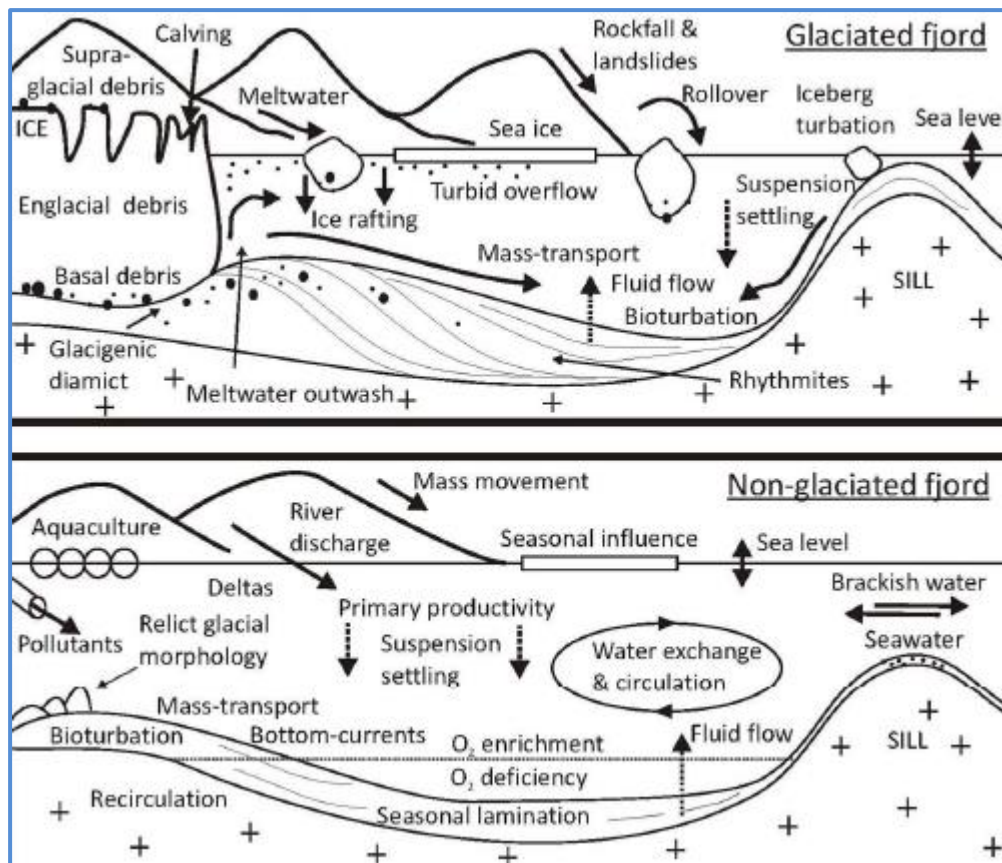
Fjordretning bestemmes av flere geologiske strukturer: forkastningssoner, terskler og plutonske saltdomer, også endringer i berggrunnsbergarter (Syvitski, et al., 1987).

Skjematiske lengdeprofil i Figur 2. 6 viser flere dype basseng avgrenset av terskler (Corner, 2005a). Terskler kan være avsatt av morenemateriale, men de kan også representere berggrunn som breen ikke klarte å erodere (Syvitski et al., 1987).



**Figur 2. 6. En skisse av typisk høy-relieff norsk kystensprofil (fra Corner, 2005a)**

Terskler spiller en viktig rolle i vannutbytte mellom fjordbassenger (Corner, 2005a). Grunneste terskel markerer ofte fjordmunning. Grunne terskler forhindrer tilstrømning av tett, saltholdige havvann inn i dype fjordbassenger. Dette fører til en sterk vannstratifikasjon, og ofte til anoksiske forhold i fjordbassengene.



**Figur 2. 7. Sedimentære prosesser: A- i en glasiated fjord; b – i en temperert fjord (fra Howe at al., 2010).**

Blanding og stratifikasjon av vannmasser som kommer fra både hav og avrenning, varierer med sesongskifte, og prosessen drives av tetthetsforskjellen mellom salt og ferskt vann (Svendsen et al., 1995 i Forwick, 2001), vind og temperatur.

Sediment-tilførsel i tempererte (isfrie) fjorder skjer gjennom elvetransport og vindtransport. Andre kilder er åpent hav og så menneskeskapt kilder (Figur 2. 7). Fluvial tilførsel står for den største transporten av sedimenter i fjorder. Mindre sedimentkilder er sidedreneringsbassenger (Syvitski, et al., 1987).

Klima står blant de viktigste faktorer for forvitring. Varmere temperatur og økning i nedbør bidrar til kjemisk forvitring og økende mengde av fluviale avsetninger (Syvitski, et al., 1987). Sedimenter på fjordbunnen blir bearbeidet og fordelt, avhengig av sedimentasjonsrate og bunnstrømmer. Hovedsedimentasjonsprosessen i fjorder er suspensjonsutfelling, og sedimentakkumulasjonen øker mot dypere deler av fjorden (Syvitski, et al., 1987).

### 2.3.1. Generell topografi, morfologi, oseanografi og hydrologi i Balsfjorden

Balsfjorden er en relativt trang fjord med en maksimal bredde på ca. 5 km (Svendsen, 1995; Wassmann et al., 1996 i Forwick, 2001). Ramfjorden er en sidefjord som er lokalisert på østsiden ved fjordmunningen av Balsfjorden (Figur 1.1 side 3).

Balsfjorden har en meandrerende form (se bildet på forsiden og Figur 1.1 på side 3). Dette kan skyldes svake soner i berggrunnen, ofte av tektonisk opprinnelse (Holtedahl, 1967, 1975 i Forwick, 2001, Syvitski, et al., 1987). Slike svake soner er ofte utsatt for sterk erosjon, både før og etter glasiale perioder (Ramberg et al., 2006).

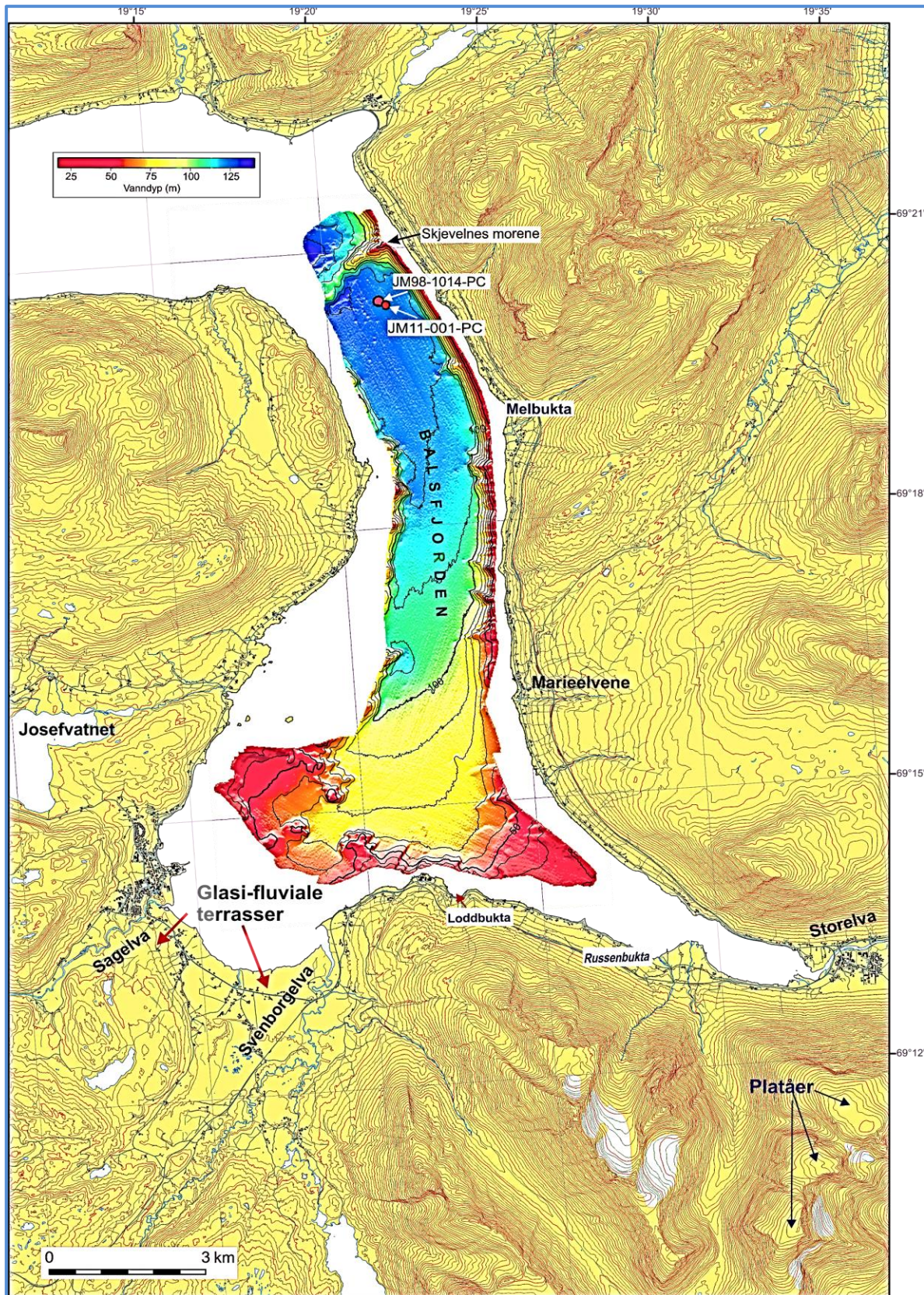
Generelt er Balsfjorden orientert NNV – SSØ. Tre hoved meandrer strekket ut i NS, ØV og NV-SØ retninger.

Skjevelnes-morenen, som er ca. 110 m dyp, deler Balsfjorden i et indre og ytre fjordbasseng og ligger på ca. 110 m dybde (Hansen, 1998). Gjennomsnittsdypden av henholdsvis det indre og det ytre fjordbasseng er 130 og 190 m (Forwick & Vorren, 2002). Nær fjordmunningen ligger det en terskel, ca. 35 m dyp.

Selv om Balsfjorden ikke har en direkte kobling til åpent hav og er ganske grunn, er dens oseanografi påvirket av varmt og saltholdig atlantisk vann (Wassmann et al. 2000). Vanntemperaturen i Balsfjorden er relativt høy, 2° - 8° C (Wassman et al., 2000).

Tilførselen av ferskvann i fjordbassenget er ikke så høy. Balsfjorden karakteriseres generelt som en fjord med moderat avrenning (Svendsen, 1995). Som mange andre fjorder, er Balsfjorden preget av relativt høy avrenning om sommeren da små elver og store bekker renner inn i fjordbassenget. Dette øker ferskvannsinhold og reduserer vanntetthet.

I tillegg påvirkes vannsirkulasjonen i fjordbassenget av en rekke lokale geologiske hendelser (for eksempel, tidevann) (Wassmann et al., 1996). Overflatevann sirkulasjon i Balsfjorden er hovedsakelig vinddrevet (Svendsen, 1995 i Forwick, 2001).



Figur 2. 8. Et topografisk og dybdekart av indre Balsfjorden-området. Kontur intervallet på dybdekartet er 10 m. Kartet viser lokalitet av kjernen JM11-001-PC (studieobjektet) og kjernen JM98-1014-PC, som er et objekt av et tidligere studie (Forwick, 2001).

Topografi i indre Balsfjord området er preget av gamle isbreativiteter. U-formede daler, botner, bratte fjellsider og høytliggende plataer SØ for Balsfjorden representerer alpint landskap (Figur 2. 8), det vil si, et landskap som ble dannet ved gjentatt glasial erosjon. Fjelltopper i syd for fjorden når 1500 m.o.h. (Hansen, 1998).

Flere elver drenerer studieområdet. De største er Storelva, Sagelva og Svendborgelva, disse forsyner det indre fjordbassenget med både ferskt vann og fluviale sedimenter. Brede og flate områder (opp til 5 km bred) ved munningen av Sagelva og Svendborgelva kan ha glasifluvialt opprinnelse. Slike glasifluviale terrasser er vanlige i områder der gamle marin grense ligger flere titalls meter over dagens havnivå (Syvitski et al., 1987).

Josefvatnet (Figur 2. 8) og Sagelvvatnet (ligger vest for Sagelvdalen, utenfor av kartområde på figur 4.1) er minoritetskilder for ferskvannssedimenttilførselen i området. Mange småelver (f.eks. Marieelvene i SØ) og bekker renner ut i fjordbassenget.

Grunnet vegetasjon, som dekker store deler av fjordskråninger på land, og sikrer stabilitet i skråninger, er slike fenomen, som for eksempel talus vifter ikke så hyppige i indre Balsfjorden.

## **2.4. Undersjøiske massebevegelser: opprinnelse, dynamikk og utløsende mekanismer**

### **2.4.1. Typer av massebevegelser**

Sedimenttilførsel i norske fjorder skjer ved alluviale-fluviale tilstrømninger, der løse, ikke-konsoliderte sediment-masser transporteres av rennende vann.

Undersjøiske ras er bevegelser av løse masser på havbunnen grunnet gravitasjon, endringer i friksjon og/eller forstyrrelse av sedimenter (Leeder, 2011).

Et bredt spekter av undersjøiske ras i fjorder bestemmes av en rekke faktorer, blant annet energi- og havbunnsmiljø, sedimentære prosesser, isbreer, osv.

Flere typer undersjøiske ras kan bli observert i fjorder: fall; slump eller slide (skred); debrisstrøm (engelsk: debris flow) og turbiditetsstrømmer (engelsk: turbidite flow) (Bjørlykke, 2001; Leeder, 2011).

Under et fall, faller og ruller partikler nedover en skråning. Et fall forekommer ofte som «avalanch», det vil si, veldig raskt.

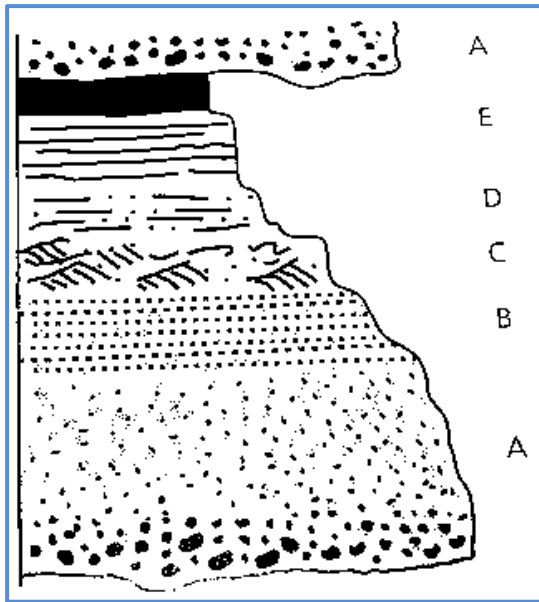
Slump og skred er sakte glidninger av sedimentmasser nedover skråninger grunnet deformasjon av myke sedimenter. Slump og skred reflekterer bevegelser av sammenhengende masser med mer eller mindre intern deformasjon.

Debrisstrømmer skjer når en blanding av sediment og vann blir satt i bevegelse av gravitasjonskraften. Debrisstrøm blander sammen forskjellige heterogene sedimenter og produserer massive diamiktoner. Dette kan sammenlignes med prosessen i en sementblandingsmaskin (Leeder, 2011). Undersjøiske debrisstrømmer varierer avhengig av kornstørrelse, tetthet, matriks, oppdrift, poretrykk og turbulens. De er delt i kohesive og ikke-kohesive strømmer, der tilstedeværelse av en kohesiv matriks er en avgjørende karakteristikk av strømmens atferd. Sammenhengende (engelsk: cohesive) debrisstrømmer innebærer mye leire matriksmateriale og danner buete lobe-lignende morfologier, som kan være opp til flere meter tykke og flere hundre meter brede (Leeder, 2011). Ikke-sammenhengende debrisstrømmer består av sand- og grusmasser som kan transporteres langt ned undersjøiske skråninger grunnet gravitasjonskrefter. Ikke-sammenhengende debrisstrømmer danner loper, som varierer i tykkelse fra noen centimeter til meter. Debrisstrømmer på havbunn viser stor følsomhet for endringer i poretrykk grunnet stormbølgeaktivitet (Leeder, 2011).

Under en turbiditetsstrøm-hendelse vil massen av de suspenderte partiklene bevege seg med stor hastighet og turbulens nedover skråningen. Turbulensen er sterkest nær bunnen der skjærhastigheten er størst.

I en turbiditetsstrøm er sedimentene til enhver tid i suspensjon (Bjørlykke, 2001). Sediment-vann blandingen transporteres og avsettes relativt raskt grunnet endring av strømmens tetthet (Leeder, 2011; Mulder & Alexander, 2001).

En turbiditetsstrøm kan deles i «hode», «nakke», «kropp» og «hale», der «hode» er 1,5-2 ganger tykkere en «hale» (Bjørlykke, 2001; Leeder, 2011). Sedimenter som er transportert av en turbiditetsstrøm avsettes når turbulensen avtar og strømmens hastighet minker. Denne prosessen reflekteres av proksimal-til-distal endring av materialets kornstørrelse, fra grov til fin. Undersjøiske turbidittavsetninger produserer en typisk gradert vertikal sekvens, kjent som en Bouma-sekvens (Figur 2. 9)(Bouma, 1962 i Benn & Evans, 2010).



**Figur 2. 9. Bouma-sekvens for turbidittavsetninger: Lag A – gradert eller massiv sandstein; B – planar-laminasjon; C – strømripler, kryss-laminasjon (engelsk: ripple cross lamination); D – interlaminert silt og (eller) leire, svakt laminert lag; E – massiv leire eller silt, hemipelagisk avsetning mellom turbidittene (Modifisert fra Benn & Evans, 2010)**

Enkelte typer massestrømninger kan gå over i hverandre. En slump kan for eksempel endres til en debrisstrøm ved endring av strømmens masse og hastighet, og en debris kan transformeres til en turbiditetsstrøm ved endring i sediment-vann blanding (Benn & Evans, 2010).

#### **2.4.2. Stabilitet i fjordskråninger og utløsende mekanismer**

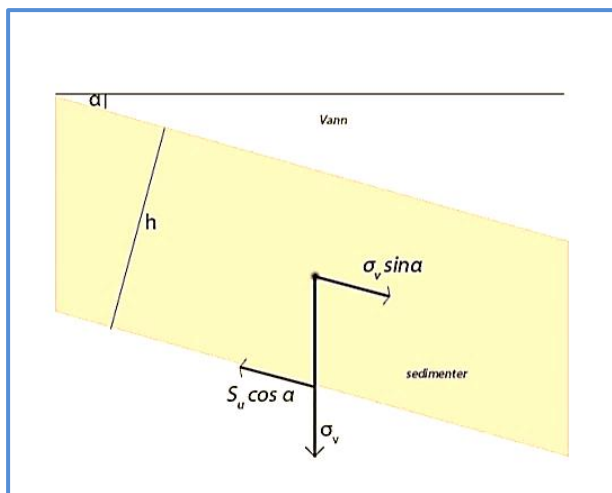
Undersjøiske ras er typiske hendelser der hvor man har ustabile skråninger. Grunnleggende prinsipper av stabiliteten i en skråning er vist i Figur 2. 10. Som nevnt ovenfor, kan undersjøiske massebevegelser defineres som bevegelser av løs masse i ustabile skråninger på havbunnen. Grunn til dette kan være gravitasjonskrefter eller en endring i friksjon.

Kreftene som virker nedover skråningen, er beskrevet av ligningen:

$$F = g \Delta\rho V \sin\alpha,$$

der  $g$  er gravitasjonskonstanten,  $\Delta\rho$  tetthetsforskjellen mellom strømmen og de omgivende vannmassene, og  $\alpha$  er vinkelen på skråningen (Bjørlykke, 2001; Micallef et al., 2008)





**Figur 2. 10. Stabilitet i skråningen (modifisert fra Judd & Hovland, 2007)**

En utrasning i en skråning foregår når gravitasjonskreftene (det vertikale stresset;  $\sigma_v \sin \alpha$ ) er store nok til å trekke sedimentmassene nedover skråningen, det vil si overvinner de resistente kreftene (skjærfasthet;  $S_u \cos \alpha$ ). Skråningen er stabil når driftskrefter (gravitasjon krefter) og motstandskrefter utligner hverandre. Selv om helningsgrad av skråningen er en viktig faktor for potensiell utrasning, kan massebevegelse foregå på en relativt flat skråning ( $0,5^\circ$ ). Dette kan skyldes for eksempel tilstedeværelse av gasshydrater eller andre strukturer på havbunnen. Blant de viktigste faktorer som påvirker stabilitet i en skråning er:

- sediment overbelastning
- jordskjelv
- bølger
- endringer av havnivå
- menneskelig aktivitet (Syvitski et al., 1987; Longva et al., 2003)

I tillegg kan det nevnes bratt topografi, kraftig nedbør over lang tid, osv. (Syvitski, et al., 1987 i Forwick, 2001, PDF).

Blant de andre rasutløsende faktorer står også en kortvarig, men intens sedimenttilførsel (for eksempel ved elvemunning eller delta) og dannelse av den kritiske vinkelen (Figur 2. 10).

Vanligvis er det kombinasjon av to eller flere av de overnevnte faktorene som kan virke som utløsende mekanismer for gravitasjonsstrømmer (Bjerrum, 1971).

De største og mest kraftige utrasningene oppsto relativt kort tid etter tilbaketrekningen av innlandsis (Forwick & Vorren, 2012; L'Heureux et al., 2003; Rise et al., 2006; Bøe et al., 2003).

Alle typer undersjøiske utrasninger kontrolleres av mekanisk svake lag i marine avsetninger. Kartlegging av slike lag er et viktig verktøy for vurdering og håndtering av geofarer (Lastras et al., 2004).

Skred i fjorder er ofte forårsaket av plutselige utvanning av «kvikkleire», som kan være et resultat av et jordskjelv eller en økning i poretrykk (Judd & Hovland, 2007).

Innledende svikt i stabiliteten av en skråning oppstår når et sediment lag begynner å bevege seg nedover skråningen langs de svake lagene, som er mykere og mer sensitive enn de omkringliggende sedimentmassene. Først etter at det svakeste sediment laget blir utløst kan sediment-massene begynne å skli ned langs det som refereres til utrasningsplanet (Judd & Hovland, 2007).

Bakgrunnen til dannelsen av de svake lagene er tidligere leire-skred i området og lav til moderat nedsenkning av fjordmarginene slik at leirelagene kunne akkumulere (Hansen et al., 2011). Dette fører til dannelse av ustabile glasi-marine avsetningslag, der «kvikk leire» som lett kan settes i bevegelse, er en skred-faktor.

Tilstedeværelse av biogen gass i sedimenter er også en kjent faktor blant utløsende rasmekanismer (f.eks. Seifert, 2008).

Et ugunstig grunnvannforhold kan regnes som pre-ras faktor. Det kan lede til retrogressiv utvikling av rashendelser fra fjord til kyst. Lav permeabilitet av lagene bidrar til dannelse av det artesiske grunnvanntrykket. Dette gjør at det effektive stresset minker, og et undersjøisk ras kan utløses (Judd & Hovland, 2007).

Selv om Skandinavia ligger på en relativt stabil kontinentmargin, kan ikke tektonisk bevegelse ekskluderes fra listen over utløsende mekanismer for gravitasjonsdrevne massebevegelser, spesielt under sen glacial til tidlig Holocen fase. Seismisk aktivitet resulterte fra rask landhevingen, som foregikk på grunn av plutselige fall i vertikalt trykk, grunnet ismeltingen (Stewart, 2000). Tabell 2.2 viser pre-faktorer, utløsende mekanismer og årsaker til undersjøiske utrasninger.

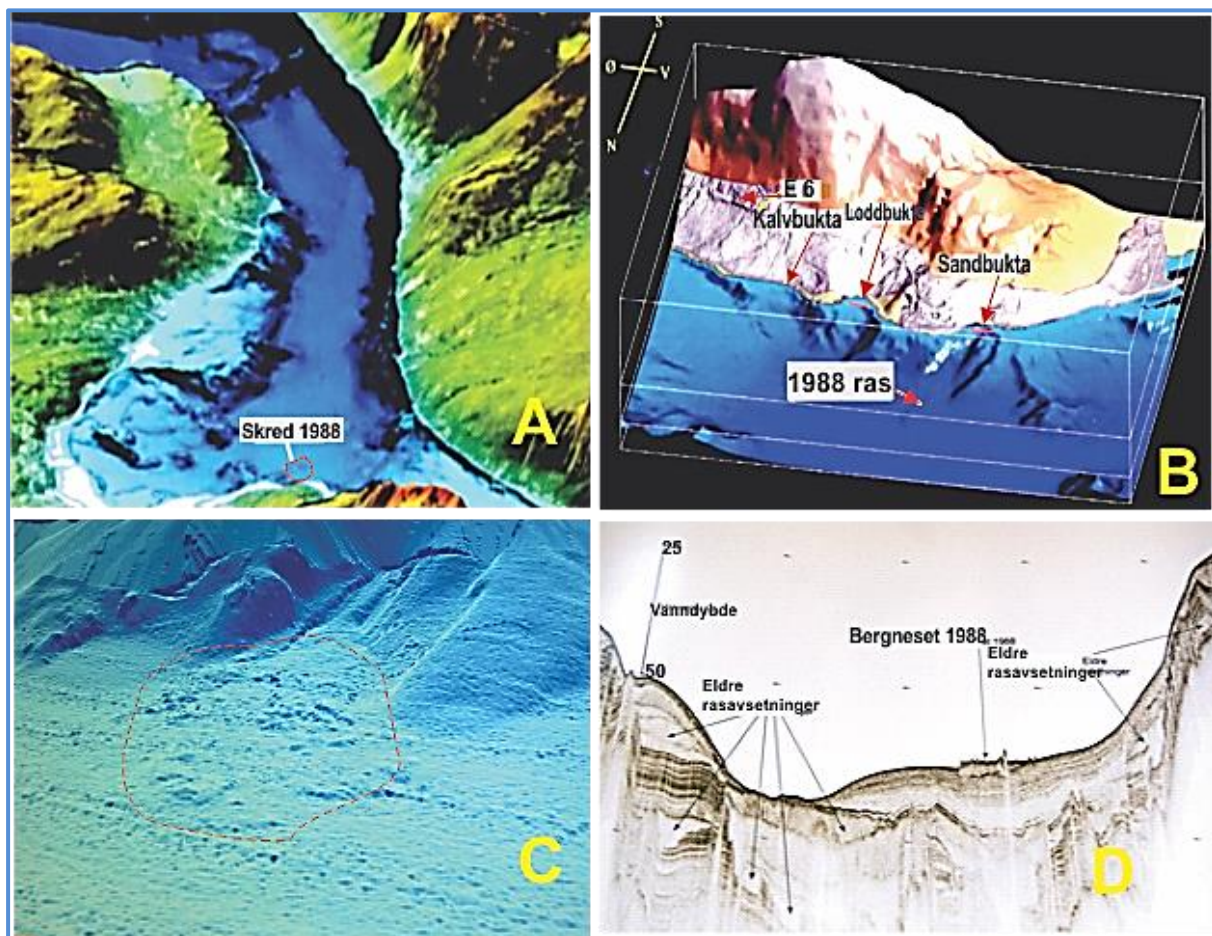
Pre-faktorer	Utløsende mekanismer	Feilårsak	
<b>Erosjon</b>	Endringer i strømstyrke eller retning	Bratt skråning	<b>Bratt skråning</b>
<b>Salt- eller muddiapir i dybden</b>	Bevegelse av diapir		
<b>Inversjon av sedimenttetthet</b>	Rask sedimentavsetning, f.eks. i elvemunninger under flom		
<b>Rask avsetning eller massebevegelse oppover skråningen</b>	Rask avsetning som følge av massebevegelse	Økt vertikalt stress	<b>Redusert stabilitet</b>
<b>Stor tidevannsforskjell</b>	Usedvanlig lavt tidevann	Reduksjon i fluid poretrykk som forårsaker sediment fall	
<b>Vulkanske aktive soner</b>	Vulkanisk aktivitet		
<b>Seismisk aktive soner</b>	Jordskjelv	Syklisk belastning	
<b>Store bølger</b>	Storm		
<b>Akvafer tilstedeværelse</b>	Mye nedbør i akvifer områder		
<b>Termogen gasskilde i dybden</b>	Fluid migrasjon	Overflødig fluid poretrykk	
<b>Organisk-rike sedimenter</b>	Gassdannelse		
<b>Tilstedeværelse av gass hydrater</b>	Nedbryting av gasshydrater	Flytendegjøring av sedimenter	

**Tabell 2.1. Pre-faktorer og utløsningsmekanismer for undersjøiske utrasninger.**

## 2.5. Rasavsetninger i Balsfjorden

Et skred gikk i Balsfjorden i 1988, i nærheten av Markenæs (Figur 2. 11, A, B, C, D). Skredet ble utløst av arbeid i forbindelse med veibygging.

Årsaken til skredet skal være bevegelse i de svake og ustabile «kvikkleire» lagene. Disse ble avsatt i tidlig Holocen, for ca. 9000 år siden (Ramberg et al., 2006).



**Figur 2. 11.** A - skyggerelieff-bilde av 1988-skredet på fjordbunnen utenfor Sandbukta, Markenes, Balsfjorden; B - terrengformene under vann tyder på at det har gått løsmasseskred i alle tre buktene tidligere (Longva et al., 1999); C - rasavsetninger på fjordbunnen ved Bergneset, i nærheten av Markenes; 3D visualisering av fjordbunnen ved bruk av Olex software, GPS-kart og dybdemåler (bildet er fra tokt i Balsfjorden 25-26.04.2013); D - en seismisk profil av rasavsetninger ved Bergneset, Balsfjorden.

Arbeid utført av NGU har resultert i at det eksisterer relativt tette seismiske nett i indre delen av Balsfjorden og utenfor Lavangsdalen (Longva et al., 1999). Ifølge NGU-rapporten 99.051, ligger skredet fra 1988 på toppen av en ca. 10 m tykk sedimentpakke med en akustisk transparent nedre del og en lagdelt øvre del (Longva et al., 1999). Denne pakken kan spores gjennom hele fjorden, med unntak av på terskelen og er tolket til å være sedimenter som ble avsatt etter siste istid. I denne lagpakken har NGU funnet ca. 4000 år gamle skredavsetninger utenfor Lavangsdalen (ytre Balsfjorden). Disse, og rasavsetninger ved Markenes fra 1988, er de eneste leirskredene, som er yngre enn 9000 år, som er identifisert i Balsfjorden (Longva et al., 1999).

En rasavsetning i Balsfjorden ved Russeneset er datert før is 9.500 <sup>14</sup>C BP (Blikra and Longva, 2000, Forwick, 2001). Årsaken til raset skal være marin-sedimenter, som inneholder kvikkleire (Longva et al., 1999).



### 3. Materiale og metoder

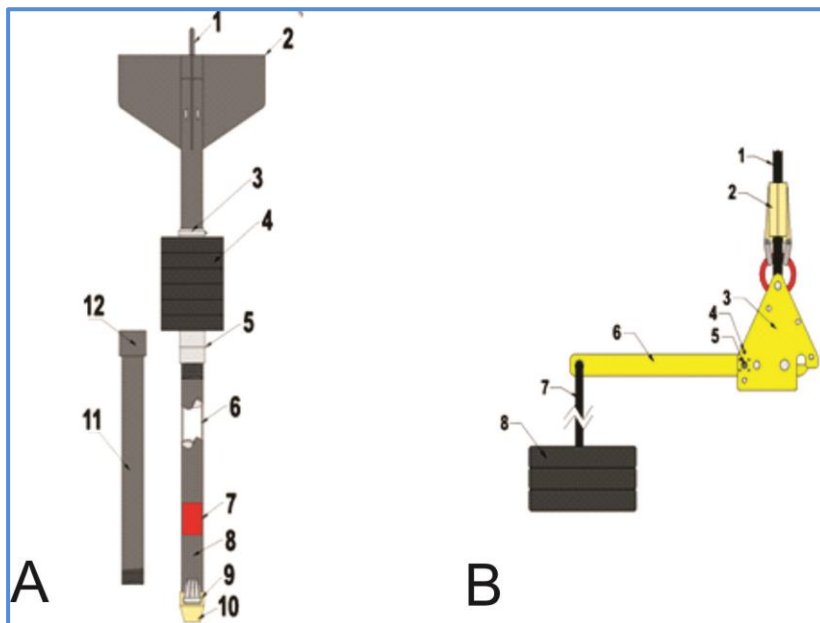
#### 3.1. Forarbeid

Arbeidet, utført i forkant av studiet, innebar først og fremst innsamling av relevant litteratur og litteraturløsing.

Tokt i Balsfjorden med R/V «Johan Ruud» 25 - 26.4.2013 var en annen del av forarbeidet. Målet med tokten var å se på rasavsetninger i det indre fjordbassenget.

#### 3.2. Stempelprøvetaking

Stempelprøvetaking (engelsk: piston core) er en metode for å få relativt lange, kontinuerlige sedimentkjerne. Metoden gjør det mulig å ta opp til 36 m lange kjerne av uforstyrrede sedimenter fra havbunnen. Metoden ble først funnet opp av Kullenberg i 1947<sup>5</sup>. Skjematisk konfigurasjon av en stempelprøvetaker vises i Figur 3. 1, A.



**Figur 3. 1. A. Piston kjerne konfigurasjon: 1 - tilkoblingskinne; 2 - stabilisering kjøll; 3 - klemme; 4 - bly ballast; 5 - rustfritt piston stopper; 6 - plast liner; 7 - rustfri piston; 8 - stål aksel; 9 - rustfri kjerne catcher; 10 – bronse dyse; 11 – forlengelsesaksel; 12 – tilkoblingsaksel. B. Piston kjerne utløser: 1 – vinsjkabel; 2 - bronse ledningsklemme; 3 - utløsnings plate; 4 - sikkerhets pin med bånd; 5 - trykk aktiverte slippingsmekanism; 6 – spaken; 7 - pilot vekt tau; 8 - pilot vekt**  
(<http://www.mooringsystems.com/sediment.htm>)

<sup>5</sup> Kilde: [http://oceanworld.tamu.edu/students/forams/forams\\_piston\\_coring.htm](http://oceanworld.tamu.edu/students/forams/forams_piston_coring.htm)

Ved stempelprøvetagelse brukes det en utløser som har en pilot vekt (Figur 3. 1, B). Den tillater en forhåndsbestemt lengde med fritt fall av kjernen.

Et stempel settes inn i kjernen. Det kan skyves opp med prøven og hindrer derfor vann å trenge inn i sedimentet. Under oppstigningen vil stempelet trekke et vakuum inne i liner. Dette bevarer prøven<sup>6</sup>.

### **3.3. Laboratoriearbeid**

#### **3.3.1. MSCL kjerne logging**

En Multi-Sensor Core Logger (MSCL) (Figur 3. 1, A - C) utfører kontinuerlig automatisk kjerne logging. I prinsippet virker instrumentet på følgende måte<sup>7</sup>:

- Enhver kjerneseksjon blir kjørt gjennom skanneren, som har flere sensorer (Figur 3.2, A).
- En kjerneseksjon posisjoneres av en «steg» motor med en nøyaktighet på opptil 0,5 mm.
- En datamaskin kontrollerer motoren og sensorer, korrelerer data og måler hver enkelt seksjon (Figur 3.2, A).

Dette fører til et relativt ubrutt datasett. Akustisk kopling kan være svak (og dette svekker signalet) hvis plastrørets ytterside er tørr. Vandråper gir god kopling gjennom loggingsprosessen (Gunn & Best, 1998).

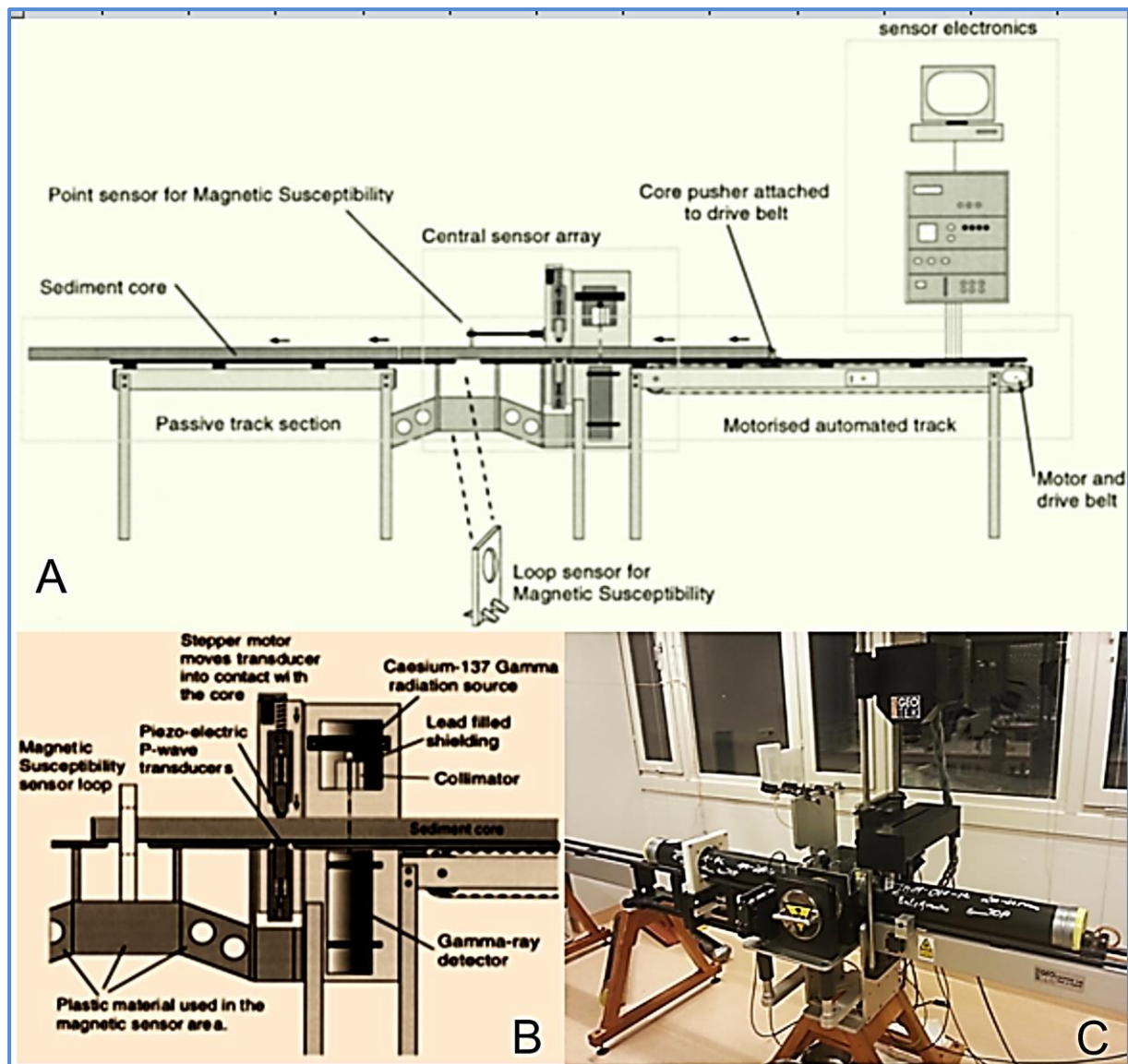
Figur 3.2, C viser GEOTEK MSCL-instrumentet ved universitet i Tromsø. Målinger ble utført hver cm.

---

<sup>6</sup> Kilde: <http://www.mooringsystems.com/sediment.htm>

<sup>7</sup> Kilde: <http://www.geotek.co.uk/products/mscl-s>





Figur 3. 2. A - Skjematisk bilde av MCSL-instrumentet; B - vertikalt montert P-wave konverter,  $\gamma$ -stråling kilde/detektor og magnetisk susceptibilitet sensor loop (Gunn & Best, 1998); C – MSCL-instrumentet ved institutt for geologi, UiT.

Egenskaper som ble målt i denne oppgaven er:

- $\gamma$  (gamma) – tetthet (våt-bulk tetthet)
- P-bølge amplitude
- P-bølge hastighet
- Akustisk impedans
- Magnetisk susceptibilitet
- Fraksjonsporøsitet

### Våt-bulk tetthet

Våt-bulk tetthet er en parameter som er avhengig av mineral-sammensetningen av sedimentene, samt deres komprimeringsgrad og porevanninnhold.

Våt-bulk tetthet er massen av materialet i forhold til det totale volumet det opptar. Det totale volum omfatter partikkelvolum, inter-partikkel hullromsvolum og poreromsvolum.

Målingene av våt-bulk tetthet som gjøres ved bruk av MSCL kalles  $\gamma$  (gamma) – tetthet.  $\gamma$ -stråling avgis fra en radioaktiv kilde (Cæsium-137,  $^{137}\text{Cs}$ ) (Figur 3.2, B) med energier hovedsakelig på 0,662 MeV ( $10^6$  elektron-volt). Fotonene passerer gjennom kjernen, og noen av de taper energi ved å «kollidere» med elektroner. Våt-bulk tetthet av kjernematerialet kan bestemmes ved å måle antall gamma-fotoner som passerer gjennom kjerne uten tap av energi. Kalibrering av data utføres ved bruk av en aluminiumsyndrør som er plassert inn i et vannfylt hylster. En høyoppløselig tetthetsprofil dannes nedover kjerne med et intervall på 1 cm.<sup>8</sup>

### P-bølge hastighet

Kompressjonsbølge (P-wave) hastighet varierer hovedsakelig med litologi, porøsitet og tettheten til materialet (Blum, 1997). I tillegg «påvirkes» P-bølge hastigheten av litostatisk trykk og fraksjoneringsgraden. P-bølge hastighet i marin sedimenter kan variere ved tilstedeværelse av fri gass eller gasshydrater (Blum, 1997).

Sammen med våt-bulk tetthet brukes P-bølge hastighet til å beregne akustisk impedans.

Kompressjonsbølgens reisetid måles i MSCL på tvers av kjernens diameter og profilen av P-bølge hastigheten dannes. Diameteren av kjernen måles ved bruk av en laser. Kalibrering utføres ved bruk av en lengde av hylsteret fylt med destillert vann. P-bølge hastighet måles med nøyaktighet opp til 1,5 m/s.<sup>9</sup>

P-bølge hastighet kan kalkuleres som:

$$V_p = \frac{(D_c + D_r - D_l)}{(T_r - T_l)}$$

---

<sup>8</sup> Kilder: labmanuallet, [www.geotek.co.uk](http://www.geotek.co.uk)

<sup>9</sup> Kilder: labmanuallet, [www.geotek.co.uk](http://www.geotek.co.uk)

der  $D_c$  er kalibreringsblokktykkelse,  $D_r$  - målingens forskyvning,  $D_l$  - den totale tykkelsen av lineren,  $T_r$  –pulsens registrerte reisetid,  $T_l$  – pulsens forsinkelsestid (Gunn & Best, 1998).

### Akustisk impedans

Akustisk impedans er en dimensjonløs parameter som representerer endringer i litologien. Akustisk impedans ( $Z$ ) er produktet av bulk tetthet ( $\rho$ ) og P-bølge hastighet ( $V_p$ ) (f.eks. Rotwell & Rack, 2006):

$$Z = \rho * V_p$$

I denne oppgaven var akustisk impedans kalkulert for alle målinger, utført med MSCL-instrumentet.

### P-bølge amplitude

P-bølge amplituden representerer signalets intensitet fra avsender til mottaker.<sup>10</sup> Hovedsakelig gir P-bølge amplituden informasjon om hvor god kontakt det er mellom sedimentene og plastrøret. Lav P-bølge amplitude indikerer dårlig kontakt.

I tillegg kan lave kompresjonsbølgeverdier tyde på en dårlig utfylling av sediment kjerne. Videre kan P-bølge amplitudene brukes til estimering av porøsiteten, der lave amplitudeverdier indikerer sedimenter med høy porøsitet (f.eks. Dolberg et al., 2003).

### Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er en dimensjonløs parameter som beskriver materialenes evne til å bli magnetisert (Dearing, 1994; Gunn & Best, 1998 i Forwick, 2001).

Induktive målinger av magnetisk susceptibilitet er utført ved hjelp av Bartington MS2C loop sensor (Figur 3.2, B) med en innvendig diameter på 12,5 cm. Loop sensoren står rolig mens kjernen passerer gjennom den. En sensor genererer et magnetisk felt med lave-frekvenser (0,46 kHz) og måler materialets magnetiseringsevne (Gunn & Best, 1998).

Kalibreringen utføres ved hjelp av kjente verdier av magnetisk susceptibilitet.

---

<sup>10</sup> Kilder: labmanuallet, [www.geotek.co.uk](http://www.geotek.co.uk)

Volum susceptibilitet  $K$  defineres som:

$$K = \frac{M}{H},$$

der  $M$  er magnetisering per volum-enhet av materiale, grunnet tilstedeværelse av det magnetiske feltet  $H$ .

Materiale	Eksempler	Mass-susceptibility $\chi$ , $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$
<b>Diamagnetisk</b>	Kvarts ( $\text{SiO}_2$ )	-0,62
	Kalsitt ( $\text{CaCO}_3$ )	-0,49
	Vann	-0,90
<b>Paramagnetisk</b>	Montmorillonitt (leire)	13
	Nontronite (jern-rik leire)	65
	Biotitt (silikat)	79
	Sideritt(karbonat)	100
	Pyritt (sulfid)	30
<b>Antiferromagnetisk</b>	$\text{FeS}$ , $\text{Fe}_2\text{O}$ $\text{TiO}_2$ , $\text{MnSO}_4$ , $\text{FeCO}_3$	Medium positive verdier
<b>Ferrimagnetisk</b>	$\text{MnFe}_2\text{O}_4$ , $\text{NiFe}_2\text{O}_4$ , $\text{MgFe}_2\text{O}_4$	Medium positive verdier
<b>Ferromagnetisk</b>	Fe, Ni, Co	$\sim 1000 - 10000$

**Tabell 3.1. Forenklet klassifisering av masse magnetisk susceptibilitet, foreslått av Gunn & Best (1998). Masse magnetisk susceptibilitet har tendens til å øke i takt med materialenes magnetiseringsevne.<sup>11</sup>**

Masse susceptibilitet  $\chi$  er et forhold mellom volum susceptibilitet  $K$  og materialets tetthet (Gunn & Best, 1998).

Tabell 3.1 viser noen eksempler av  $\chi$  -verdier for materialer med forskjellig magnetiseringsevne. Diamagnetiske materialer magnetiseres «negativt», de danner felt i motsatt retning av det ytre magnetiske feltet. Paramagnetiske materialer danner magnetisk felt i samme retning som det ytre magnetiske feltet. Magnetiske momenter i antiferromagnetikere som kan bli svakt magnetisert ved et ytre magnetisk felt, peker mot hverandre. Ferrimagnetikere magnetiseres ved et ytre magnetisk felt og beholder magnetisering etter at det ytre feltet er fjernet. Ferromagnetisk materiale magnetiseres sterkt, både spontant og ved det ytre feltet.

<sup>11</sup> Kilder: Gunn & Best, 1998; [http://www.irm.umn.edu/hg2m/hg2m\\_b/hg2m\\_b.htm](http://www.irm.umn.edu/hg2m/hg2m_b/hg2m_b.htm)

Gunn & Best (1998) fastslo at verdier for magnetisk susceptibilitet varierer mellom  $1 \cdot 10^{-4}$  og  $9 \cdot 10^{-3}$  (SI) for marine sedimenter (Gunn & Best, 1998 i Forwick, 2001).

### Fraksjonsporøsitet

Porøsitet er en dimensjonsløs parameter og kan defineres som forholdet mellom volumet av tomrom og totalt volum av sedimenter (Lucia, 2007). Fraksjonsporøsitet reflekterer endringen i bulk tettheten og P-bølge hastigheten (McQuillin et al., 1980 i Forwick, 2001).

I denne oppgave var fraksjonsporøsiteten estimert fra verdier av bulk tetthet verdier. Resultatet ble multiplisert med 100 %.

### 3.3.2. Åpning av kjernen

Den 867 cm lange kjernen JM-11-001-PC er delt i 9 seksjoner. Seksjonene ble tatt opp fra kjølerommet to dager før undersøkelsen slik at sedimentene ble romtempererte. Dette ble gjort fordi P-bølge hastigheten og magnetisk susceptibiliteten begge er parametere som er avhengig av temperatur. Etter MSCL-skanningen ble kjerneseksjoner åpnet ved bruk av en vibrasjonskutter og en osmotisk kniv (Figur 3. 3. A, B).



**Figur 3. 3. Åpning av kjerne med bruk av vibrasjonskutteren (A) og osmotiske kniven (B)**

De splittede delene av hver seksjon ble merket med enten «ARCHIVE»- eller «WORK»-del. Alle delene ble merket med kjernenavn, lengde og «bunn til topp» merke. Et plastkort ble brukt til å jevne ut overflaten til «WORK»-delene av kjerneseksjonene før skanning og fotografering med XRF-instrumentet.

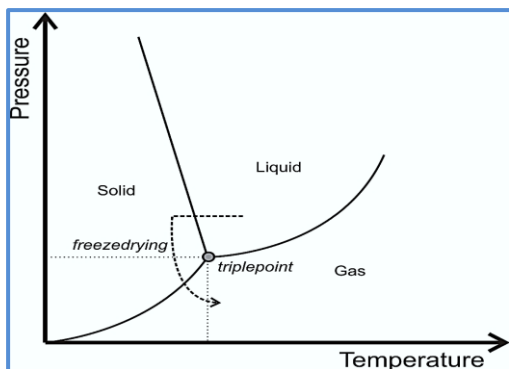
### 3.3.3. Skjærfasthetsanalyse

Analyse av skjærfasthet ble utført ved bruk av «fallende konuser». 60 g og 100 g konuser med henholdsvis 60° og 30° spisser ble brukt under målingene (Hansbo, 1957).

En konus med en bestemt vekt og «skarphet» ble festet i et stativ med en magnet. Høyden ble justert slik at spissen av konusen nesten var i kontakt med sedimentoverflaten. Konusen ble sluppet ned og trengte inn i sedimentene. Hver 10 cm ble det utført 3 målinger. Gjennomsnittlige dybder av penetrasjon (i forhold til den utvalgte konfigurasjon av en konus) ble deretter konvertert til skjærfasthet verdier, uttrykt i kPa (kilo Pascal).

### 3.3.4. Frysetørking og vanninnhold

Christ ALPHA 1-4 instrumentet tilkoblet en “LEYBOLD TRIVAC B” vakuum pumpe ble brukt for frysetørking av sedimentprøver. Ved frysetørking fryses først vannet i materialet. Vann sublimeres fra isform til damp. Dette skjer ved temperatur og trykk lavere enn «trippelpunktet» (Figur 3. 4). Frysetørking gjennomføres under vakuum.<sup>12</sup> Poenget med frysetørkning er at materiale kan lettere løses opp i vann etterpå.



Figur 3. 4. Fasediagram for frysetørking prosess

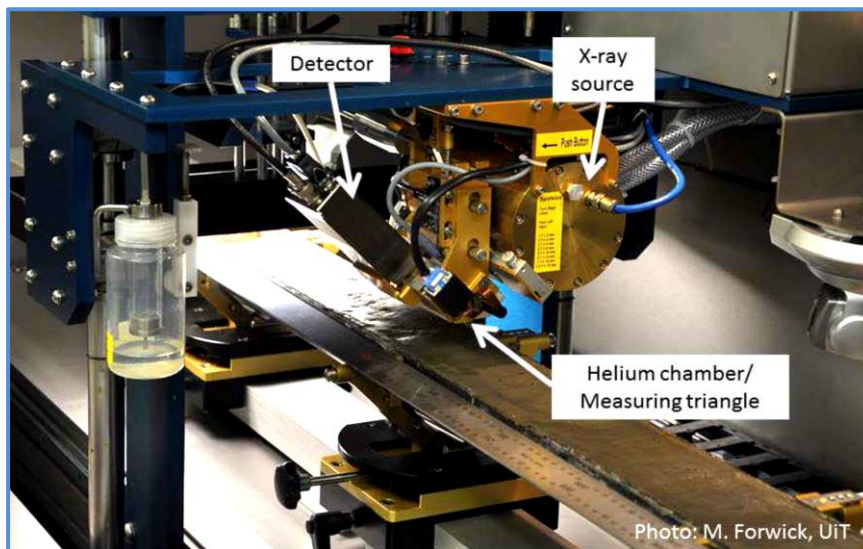
Frysetørkning av prøvene ble gjort blant annet for å kalkulere vanninnhold i sedimenter. Sedimentprøver ble veid før og etter frysetørking, og differansene notert. Deretter ble vektprosenten av vannet beregnet. Det ble tatt ut sedimentprøver hver 10 cm.

<sup>12</sup> Kilde: Labmanualet, UiT

### 3.3.5. Avaatech XRF-kjerneskaner

Avaatech XRF-instrumentet ble brukt i denne oppgaven til fargefotografering og bestemmelse av den kjemiske sammensetningen av kjernen. Instrumentet er utstyrt med et kamera som kan ta bilder av prøver som er inntil 1,5 m lang og opptil 15 cm bred. Oppløsninger er under 0,1 mm.

XRF-instrumentet (X-ray fluorescens scanner) måler den kjemiske sammensetningen til sedimenter i kjernen (Richter et al., 2006; Tjallingii, 2007). I en XRF-skanner blir røntgenstråler sendt fra en røntgenkilde (Rhodium, Rh) gjennom heliumkammer ved overflaten til materialet. Sekundærstrålingen (fluorescensen), som er karakteristisk for hvert enkelt element, blir målt med en detektor (Figur 3. 5). Ut fra sekundær stråling bestemmes den kvalitative og kvantitative sammensetning av elementene i faste stoffer, væsker og pulver (Forwick, 2011). Størrelsen på området som skal måles kan varierer mellom 0,1 og 10 mm (Forwick, 2011; [www.avaatech.com](http://www.avaatech.com)).



**Figur 3. 5. XRF skanner ved UiT. Rh-kilde utgir strålingen som sendes mot kjerneoverflaten gjennom heliumkammer. Sekundær stråling (fluorescens) ble målt av detektoren (Forwick, 2011).**

For denne oppgaven ble målinger utført hver 10 mm nedover kjernen med følgende innstillinger: 10kV (kilo-volt), 1000  $\mu$ A (mikro-amper), ingen filter, 10 s talletid, for målinger av Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe and Rh; 30 kV, 2000  $\mu$ A, 10 s talletid, Pd-tykk filter, for målinger av Rb, Sr and Zr. Kjerneprøveoverflaten ble jevnet ut og dekket med 4  $\mu$ m tynn folie for å beskytte heliumkammeret fra kontakt med sedimentene.

For å unngå feilmålinger, grunnet for eksempel luft- eller vannbobler, eller dårlig kontakt med sedimentoverflate, det er mulig å inspisere elementforhold istedenfor direkte element konsentrasjonsmålinger (Tjallingii et al., 2007; Weltje & Tjallingii, 2008 i Velle, 2012).

### **3.3.6 Fargefotografering av kjernen**

JAI L-107CC 3 CCD RGB Line Scan Camera, installert i Avaatech skanner, ble brukt for fargefotografering av kjerneseksjoner.

### **3.3.7. Røntgenbilder**

Røntgenbilder av kjerneseksjoner ble tatt ved bruk av MSCL-XCT (Geotek røntgen-stråling kerne bildebehandlingsinstrumentet, engelsk: X-ray core imaging system).

En kilde av X-strålingen og en mottaker kan justeres i forhold til kjernestørrelse som kan være opp til 155 cm lang og opp til 15 cm tykk.

Splittede kjerneseksjoner ble satt inn i et akryl rør. Røntgenbilder fra en 14-bit digital panel kommer som grå-hvitt bilder med høy oppløsning. Bildene konverteres til JPEG format.

Kjerne kan roteres ved behov, av computer eller manuelt. Dette gjør mulig en 3D-visualisering.

Instrumentets spesifikasjoner:

- X-stråling kilde og mottaker: forskjellig intensitet (up to 130 keV); mottaker har piksel-matrise 1920 x 1536;
- Kjernestørrelse: lengde opp til 155 cm, diameter opp til 15 cm;
- Kjernekjøring: fullstendig automatisk (lineær presisjon 0.01 mm; vinkel presisjon: 0.01°);
- Bildekvalitet: oppløsning 100-150 mikrons; 16-bit grå-hvitt TIFF bilder & AVI-filer;
- Gjennomsnitt hastighet av skanning: 5 min./150 cm.<sup>13</sup>

### **3.3.8. Analyse av kornstørrelse**

Beckman Coulter LS 13 320 instrumentet ble brukt for å analysere kornstørrelsene. Instrumentet måler størrelsedistribusjonen av partikler i suspendert væske eller i pulverform.

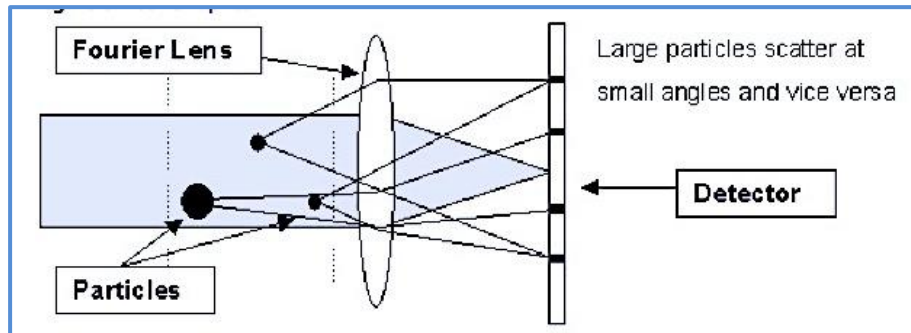
---

<sup>13</sup> Kilde: Geotek-manualet, [www.geotek.co.uk](http://www.geotek.co.uk)



Partikkelstørrelser bestemmes ved å måle styrke og retning av lyset som trenger gjennom partiklene i prøven.

En viktig komponent i LS 13 320 instrumentet er Fourier-lens som bryter lys av partiklene som kommer i en bestemt vinkel (Figur 3. 6).<sup>14</sup>



**Figur 3. 6. Sketch av Fourier-optikken.**

Før målingene kunne utføres ble de frysetørkede prøvene fortynnet med destillert vann (se avsnitt 3.3.4 side 29). Prøvene ble tilsatt calgon, et kjemikalie som gjør at partiklene blir lettere løst fra hverandre. For å oppnå best mulig konsistens ble de fortynnede prøvene behandlet i et ultralydbad.

Det ble utført to målinger for hver prøve. Resultatet av kornfordelingen etter kornstørrelseskala er visst i Figur 3. 7. De ble ført inn i Excel-filer. For denne oppgaven er fordelingen er av silt, leire og sand av størst interesse. Derfor ble kornstørrelse fraksjoner oppsummert på følgende måte:

**Leire:** 0,040 – 2,000  $\mu\text{m}$

**Silt:** 2,000 – 63  $\mu\text{m}$

**Sand:** 63 – 2000  $\mu\text{m}$

Resultatene ble samlet opp i en Excel-fil og plottet i Grapher-8.

---

<sup>14</sup> Kilde: Beckman Coulter, Inc. Instruction for use LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyzer

Kornstørrelse skala modifisert fra Udden (1914) og Wentworth (1922)		
Grain Size		Descriptive term
phi	mm	
-10	1024	Very Large
-9	512	Large
-8	256	Medium
-7	128	Small
-6	64	Very small
-5	32	Very coarse
-4	16	Coarse
-3	8	Medium
-2	4	Fine
-1	2	Very fine
0	1	Very coarse
1	500	Coarse
2	250	Medium
3	125	Fine
4	63	Very fine
5	31	Very coarse
6	16	Coarse
7	8	Medium
8	4	Fine
9	2	Very fine
		Clay

**Figur 3. 7. Kornstørrelse-distribusjonstabellen (modifisert fra Udden (1914) og Wentworth (1922))**

### 3.4. Akustisk data

Akustisk data for denne oppgaven er representert med et batymetrisk kart og en chirp-profil.

#### 3.4.1. Batymetri

Batymetrien er konstruert av data, samlet inn ved bruk av en multi-beam echo-sounder. Multi-beam echo-sounder er et forskningsverktøy for kartlegging av undersjøiske objekter, biota og vanndybde, samt havbunn generelt. I motsetning til singel-beam echo-sounder, bruker et

multi-beam system en matrise av signalsendere. Dette gjør at større havområder blir dekt, og mer omfattende data blir samlet.

Instrumentet sender et lyd-signal under vann fra et forskningsskip. Signalet treffer havbunnen og reflekteres tilbake. Tur-retur reisetid brukes for beregning av vanndybden (hastighet i vannet er ~1500 m/s). I motsetning til single-beam systemer, har en multi-beam echo-sounder en matrise av signalsendere.<sup>15</sup>

### **3.4.2. Chirp sonar**

Chirp sonar er et akustisk system som gir høy-oppløselige målinger av den akustiske dempingen i marin avsetninger (Schock et al., 1989).

Chirp dataene for denne oppgaven ble samlet inn i april 2013, med et EdgeTech 3300-HM penetrasjonsekkolodd som er fastmontert i skroget til FF «Helmer Hanssen». Skipet reiste med hastighet 8 – 8,5 knop. Pulsfrekvens var 2-10 kHz. En 20 ms lang puls ble brukt.

---

<sup>15</sup> Kilde: National Oceanography Centre, [www.noc.ac.uk](http://www.noc.ac.uk)



## 4. Balsfjordens morfologi

Dette kapitlet gir innsikt i Balsfjordens morfologi, med fokus på det indre fjordbassenget (Figur 4. 2, Figur 4. 3 A).

Beskrivelse av morfologiske strukturer redegjøres ved bruk av det batymetriske kartet (Figur 4. 2). I tillegg er et dybdekart, basert på raster-data, konstruert ved hjelp av ArcGIS, og dybdeprofiler av utvalgte morfologier er laget (Figur 4. 3, A, B).

Ut fra beskrivelse navngis de viktigste morfologiene, som blir videre tolket og diskutert i kapittel 6.

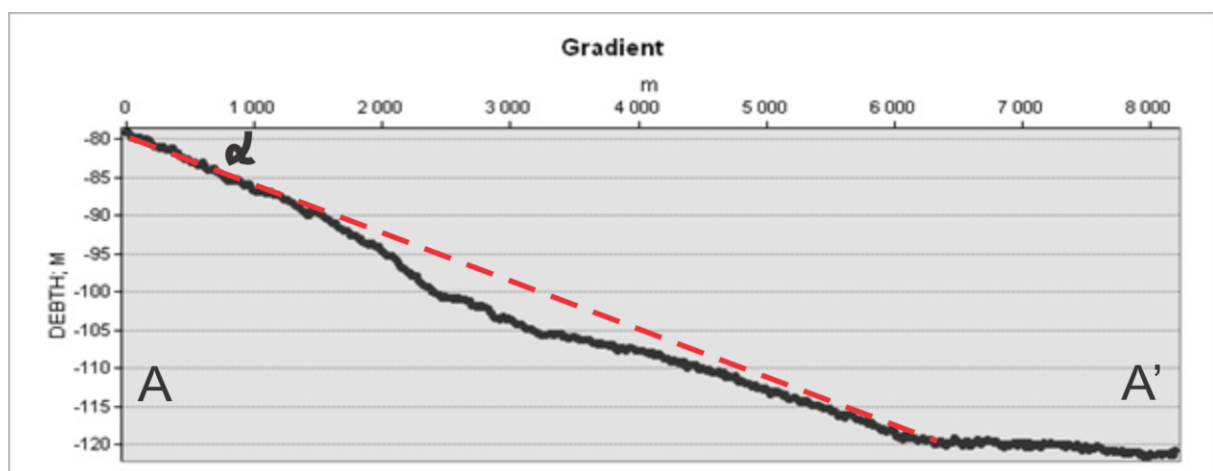
Fjordbunnen av det indre bassenget er stort sett flat. Den heller slakt utover i fjorden og når sitt dypeste punkt (~ 130 m) like sør for Skjevelnes-morenen. Linje AA' (Figur 4. 3, A) ble brukt for å estimere gradienten av havbunnen. Gradienten ble beregnet i intervallet 0 – 6000 m ut fra gjennomsnittlig dybde og lengde (Figur 4. 1). Videre utover det indre fjordbassenget er havbunnen veldig flat.

### 4.1. Gradient

Gradienten av fjordbunnen ble beregnet som tangent av gjennomsnittlig helningsvinkel  $\alpha$  (Figur 4. 1).

$$(120 - 80) / 6000 \approx 0,006667$$

$$\text{Arctg}(0,006667) \approx 0,382^\circ$$

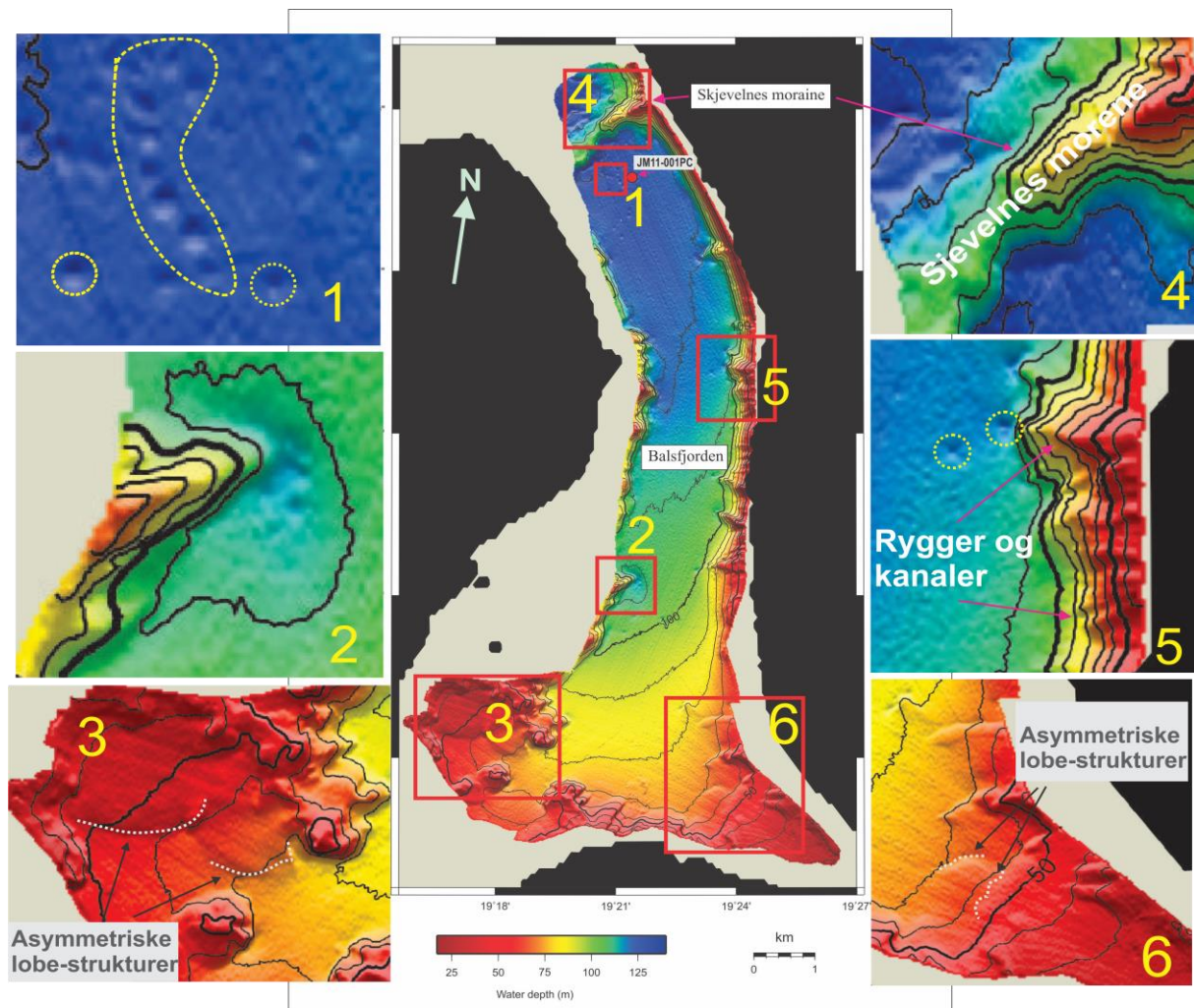


**Figur 4. 1.** Gradienten av fjordbunnen i indre Balsfjord bassenget er beregnet til å være  $\alpha \approx 0,382^\circ$ .

## 4.2. Morener

Rygger som krysser fjorder er hyppige fenomener. Disse er ofte morener (Ramberg et al, 2006).

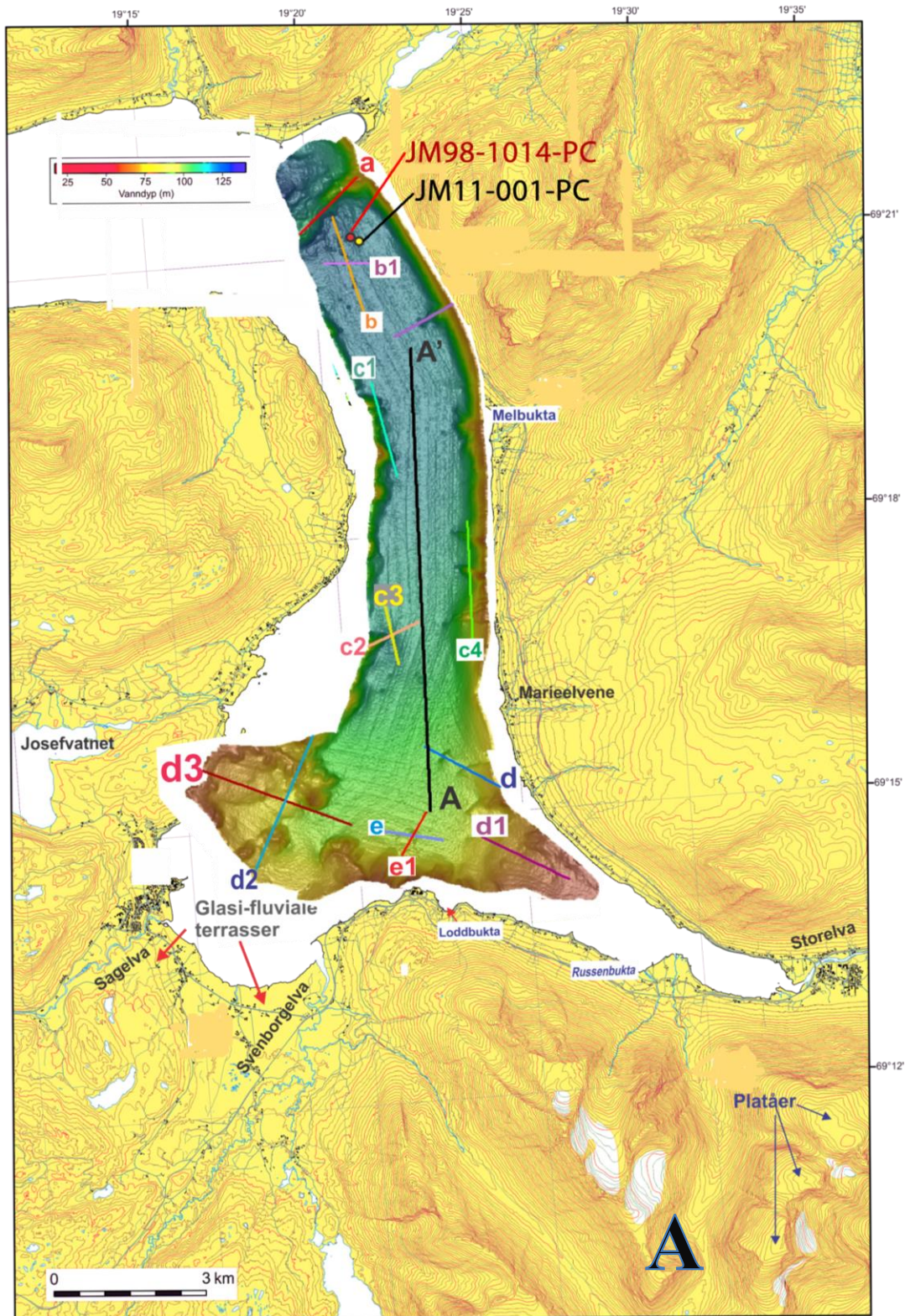
Skjelvelves morenen er ca. 5 km lang. Moreneryggen krysser Balsfjorden i NØ – SV-retning. Vanddybden langs toppen av moreneryggen varierer fra 30 til 110 m. Dybdeprofilen av denne strukturen er vist på figur 4.3 (a). Indre Balsfjorden har sin maksimale dybde (over 130 m) SSØ for Skjelvelves morenen (Figur 4. 2 og Figur 4. 3).

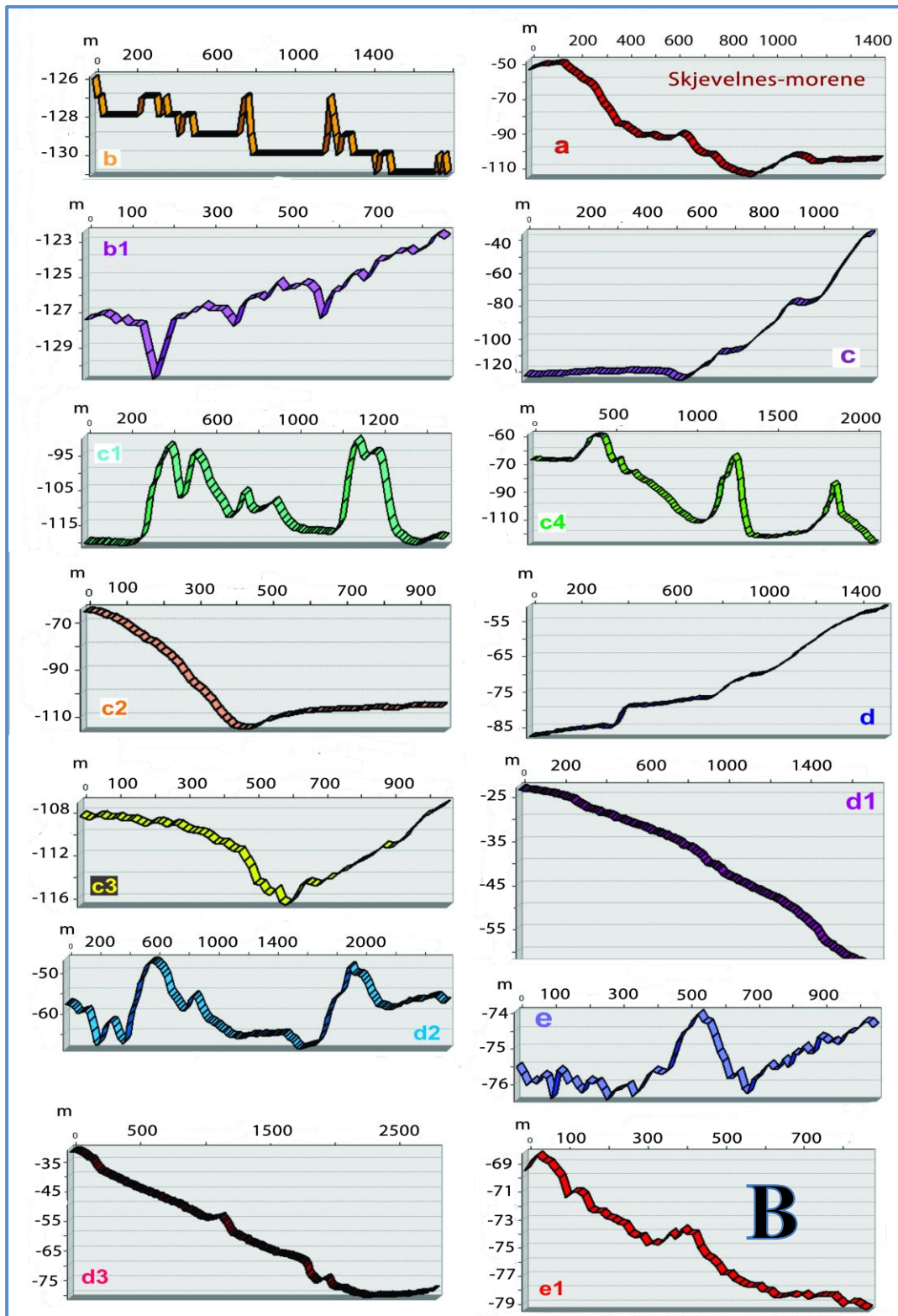


**Figur 4. 2. Morfologi og batymetri i indre Balsfjorden. 1 – runde til elliptiske depresjoner; 2 – depresjon ved fjellrygg; 3,6 – asymmetriske lobe-lignende strukturer; 4 – Skjelvelves-morenen; 5 – rygger og kanaler. Kartet er fra Laberg & Forwick (2011).**

Som er nevnt tidligere, deler Skjelvelves-morenen Balsfjorden inn i et indre og et ytre basseng. To mindre morener, Tennes og Ryvoll, avsatt under tilbaketrekningen av isen, krysser det indre fjordbassenget. Morenene er dekket av tykke sedimenmasser som draperer

fjordbunnen i indre Balsfjorden. Disse er ikke synlige på batymetrien. De var beskrevet tidligere av Hansen (1998), Forwick (2001) og Forwick & Vorren (2002).





Figur 4. 3. A – Batimetri av det indre Balsfjordens bassenget med linjer, som ble brukt til dybdeprofiler. B - Dybdeprofiler av morfologiske former: a – Skjelvelnes morene; b – U-formede kopparr, b1 – V-formede kopparr; c, c1, c2, c3 og c4 – rygger og kanaler; d – rygg med et «trappetrinn»; d1, d2, d3 – asymmetriske lober; e, e1 – rasavsetninger på fjordbunnen. Linjen AA' ble brukt for å estimere gradienten av indre fjordbunn.



### 4.3. Asymmetriske lobe-strukturer

Asymmetriske lobe-strukturer (Figur 4. 2 (3,6)) er lokalisert i SV- og SØ-deler av det indre fjordbassenget. Nedover skråningen ligner de semi-avrundede «terrasser». Vanndybde over lobene varierer fra 10 til 80 m. Den lengste av lobene strekker over 2 km ut i NVV-SØØ retning (Figur 4. 3, profil **d3**). Bredden av denne lobe-lignende strukturen er 400-600 m. Tykkelsen av lobene er vanskelig å estimere ut fra batymetriske data. Men kompleks morfologi av disse strukturene kan tyde på gjentatte hendelser.

Semi-avrundede morfologier kan ha alluvial opprinnelse. De kan også tolkes som produkter av massebevegelser, kontrollert av sesongvis avrenning (Bjørlykke, 2001, Shelton et al., 2001, Forwick & Vorren, 2011). Suspenderte sedimenter fra avrenningen kan danne debris- og turbidittstrømmer. De opp til 2 km lange lobe-lignende strukturene tilhører antageligvis et multipelt kompleks av slike strømmer, avsluttet med relativt flate, terrasse-lignende submarine alluviale vifter.

Lobene på Figur 4. 2 (6) kan muligens skyldes utrasninger på deltaet utenfor Storelva.

I enkelte tilfeller ligger løse masser på bunnen av Balsfjorden (se avsnitt 2.5, Rasavsetninger i Balsfjorden, Figur 2.11 (A,B,C,D) på side 22. Disse er godt synlige på profilene **e** og **e1** i figur 4.3.

### 4.4. Kanaler og rygger

Begge sider av Balsfjorden er preget av «ribbe»-lignende morfologier (Figur 4. 2 (2, 5)). De strekker ca. 250-600 m ut i fjordbasenget loddrett til fjordaksen. Bredden varierer fra 200 – 400 m (Figur 4. 3, profil **c1**). Deres morfologi varierer noe, fra nesten rette til bøyde, kurvede former. Ut fra profilen **C** på Figur 4. 3. gradienten av en rygg er beregnet til  $\sim 3,8^\circ$ .

Fjellrygger kan være relatert til grunnfjellhøyder (Forwick, 2001). Kanalvegger var antagelig utgravd av massebevegelser i myke sedimenter. Massebevegelserne passer godt overens med lobe-lignende strukturer ved foten av ryggene. Dette kan assosieres med slumper og debrisstrømmer (Locat et al., 2001).

Generelt kan det utløses slumper på fjordskråninger med bare  $3^\circ$  helning, og løsmassene i slumper sprer seg sjeldent lengere enn 1 km (Locat et al., 2001). Depresjoner ved bunnen av ryggene kan være et resultat av bunnstrømaktivitet, som foregår innover i fjorden langs

østsiden (f.eks. Hansen, 1998). Slike strømmer kan ha blitt presset forbi «fjellribben», noe som kan ha ført til at bunnstrømningshastigheten økte slik at mindre sedimenter ble avsatt. Eller at det eventuelt kan ha ført til erosjon.

#### **4.5. Kopparr**

I midten av det indre fjordbassenget og i nærheten av Skjevelnes-morenen finnes mange runde til elliptiske depresjoner, både enkeltvis og i grupper (Figur 4. 2, 1).

Depresjonene er 10-30 m i diameter og 1-4 m dype (Figur 4. 2, profiler **b** og **b1**).

Profil **b** viser komposisjon av U-formede kopparr, der morfologiene ligger tett inntil hverandre i en svakt kurvete linje. Depresjonene er asymmetriske i et vertikal-profil. Flere enkelte depresjoner ligger i en svakt hellende «linje» (Figur 4. 3, profil **b1**). Disse har V-form. Krater-lignende morfologier er mest sannsynlig kopparr. De kan indikere tilstedeværelse av termogen gass eller porevann (Forwick et al., 2009) som trengte, eller fortsatt trenger, opp fra underliggende sedimenter (Judd & Hovland, 2006).

#### **4.6. Kort oppsummering**

Morfologien av indre Balsfjorden framviser forskjellige strukturer. Gamle og moderne produkter av erosjons- og sedimentasjonsprosesser er arkivert også på fjordbunnen. Disse er morener, grunnfjellsrygger, massetransportavsetninger, kopparr og bunnstrømrelaterte utdypninger. Konsentrasjonen av skred, slumper, debris- og turbiditet strømmer i Balsfjord er høy (Olesen et al., 2000).

En konstant bunnstrøm eroderer den vestlige siden av det indre fjordbassenget og bidrar til en uregelmessig fjordinnfylling. Strømmen opptrer grunnet jordrotasjon (Coreolis effekten) og topografi (Syvitski et al., 1987; Hansen, 1998).

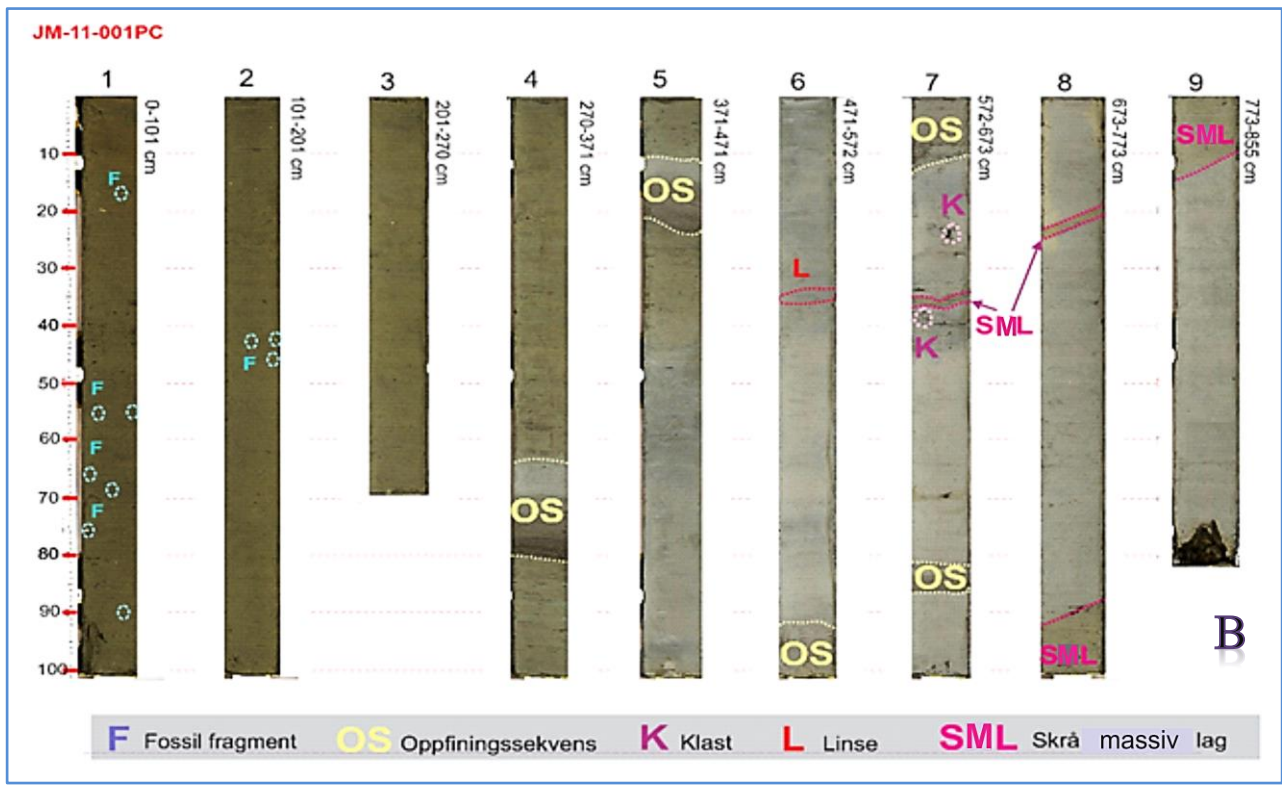
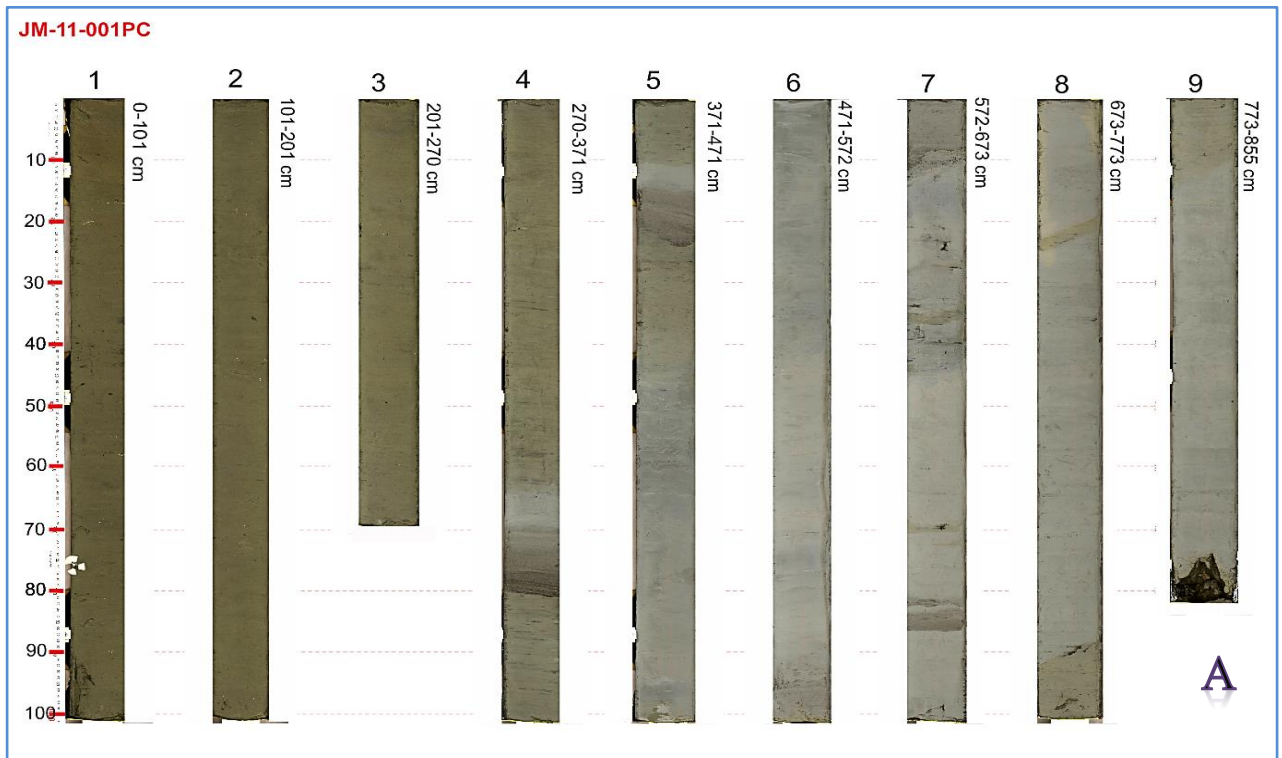
## 5. Litologi, stratigrafi og geokjemi

Dette kapitlet presenterer litostratigrafisk analyse av sedimenter i kjerne JM11-001-PC. Figur 5.1, A viser fargebilde av kjernen, tatt med XRF-instrumentet. Enkelte strukturer, observert i kjernen rett etter åpningen, er vist i Figur 5. 1, B.

Litologisk logg (Figur 5. 2) ble konstruert ut fra observasjon og ved bruk av Munsell fargekart. Kornstørrelsesklassifikasjonen ble utført med fokus på leire-, silt- og sandfraksjoner (se avsnitt 3.6). Finmateriale – mudder, omfatter silt og leire (< 63 µm i diameter). Fysiske egenskaper, kornfordelingsfraksjoner og kjemiske elementforhold ble plottet for hele kjernen (Figur 5. 3, Figur 5. 4 og Figur 5. 5).

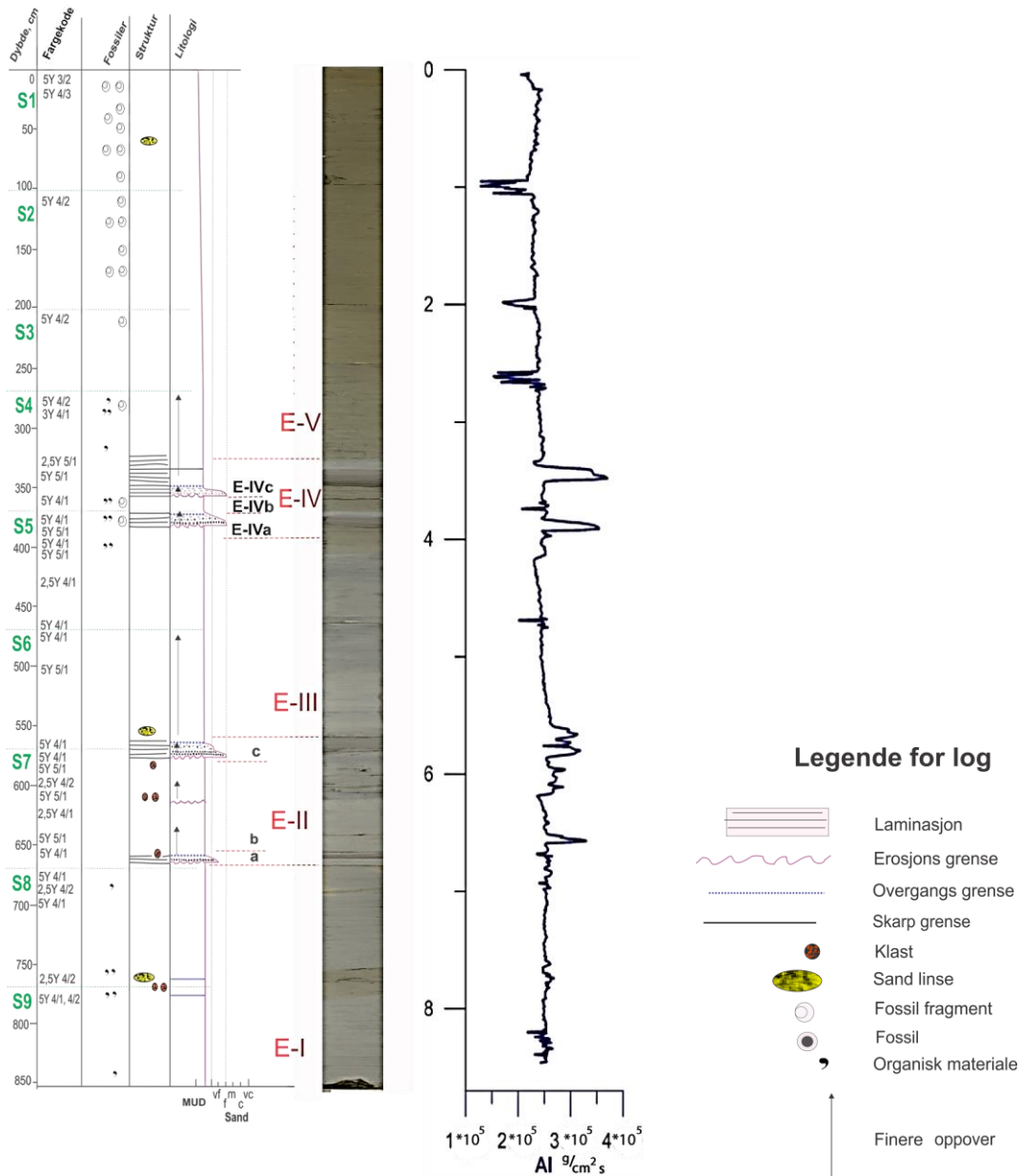
Basert på endringer i farge, kornstørrelse, indre struktur, fysiske egenskaper og kjemiske karakteristikk, er sedimentene i kjernen delt inn i 5 litostratigrafiske enheter, der enhetene E-II og E-IV er sub-inndelt i tre sub-enheter hver. Alle enheter er nummerert fra bunn til topp av kjerneprofilen med romertall. Enheter er beskrevet etter «bunn til topp» prinsippet. Data fra MSCL er veldig omfattende, så i teksten drøftes det stort sett kun de maksimale og minimale verdier av de fysiske parametrene (magnetisk susceptibilitet, PW-hastighet, PW-amplitude og akustisk impedans).

Også brukes røntgenbilder av kjerneseksjoner til tolkningen av avsetningsmiljøer. Bildene er grå-hvitt, der mørkere partier indikerer en høyere tetthet enn de lyse.

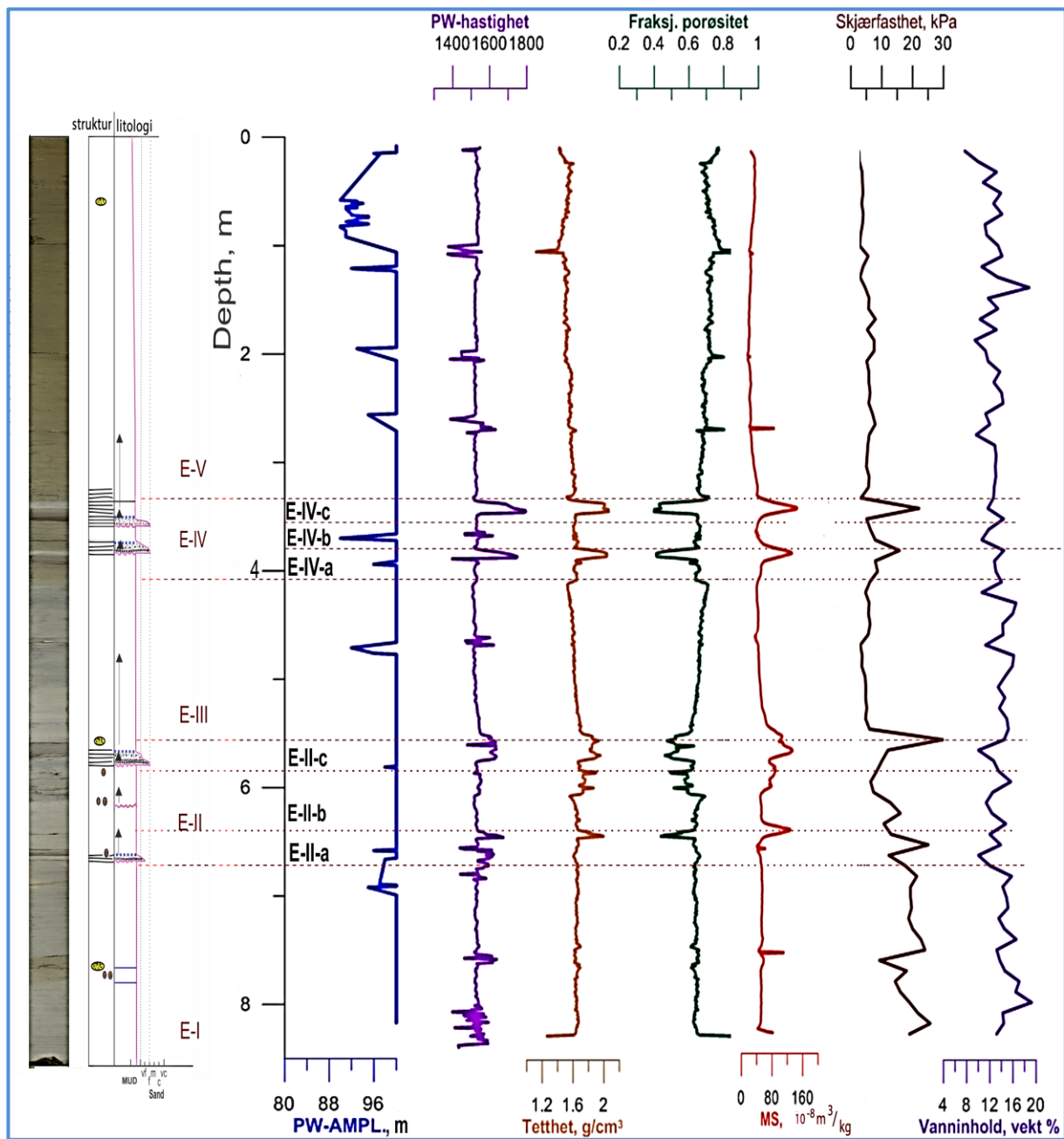


Figur 5. 1. A - fargebilder av kjerne seksjoner; B – observerte fragmenter av fossiler, sandlag, sand linser, klaster og overgangsgrenser.

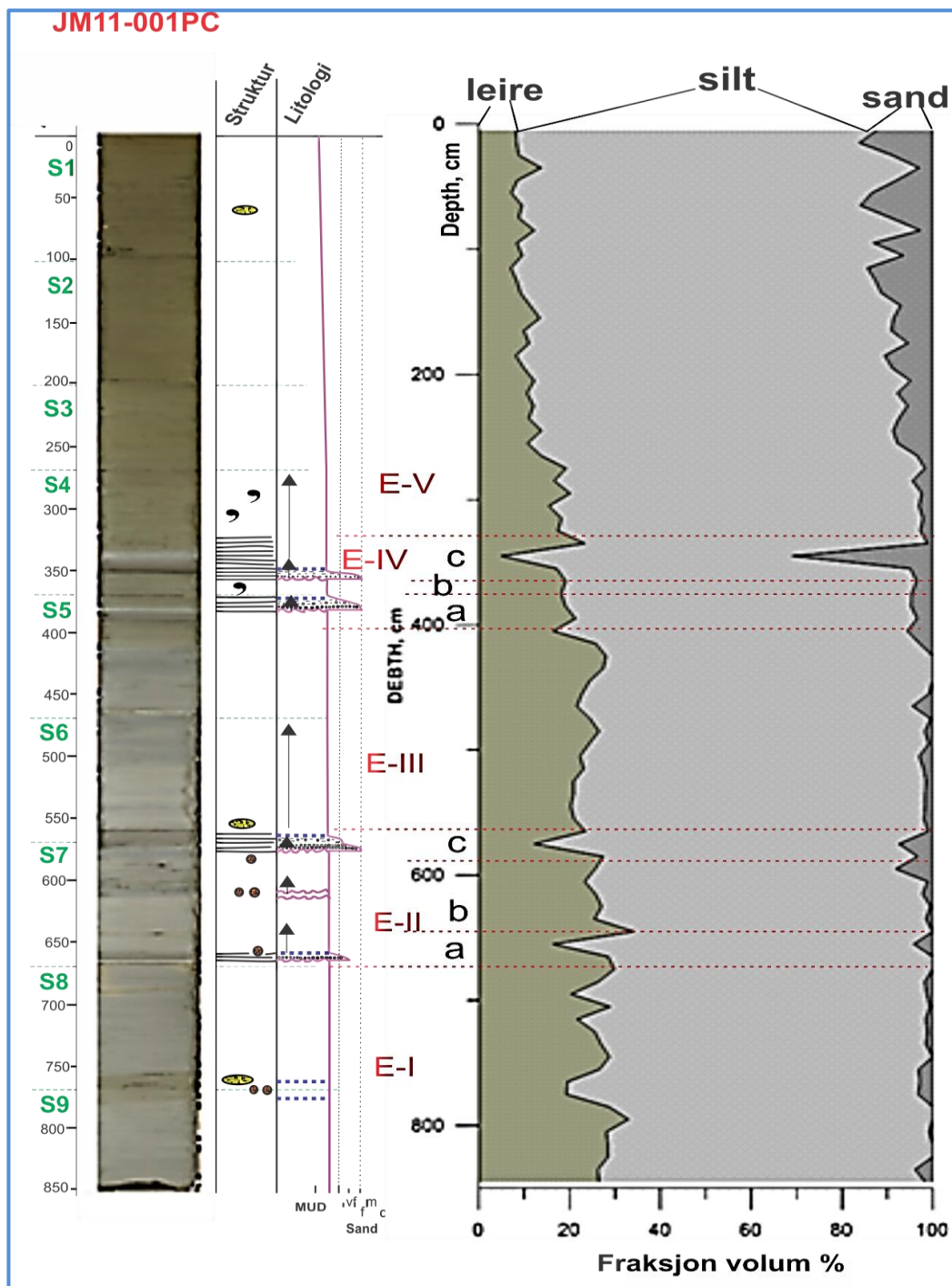
JM11-001PC



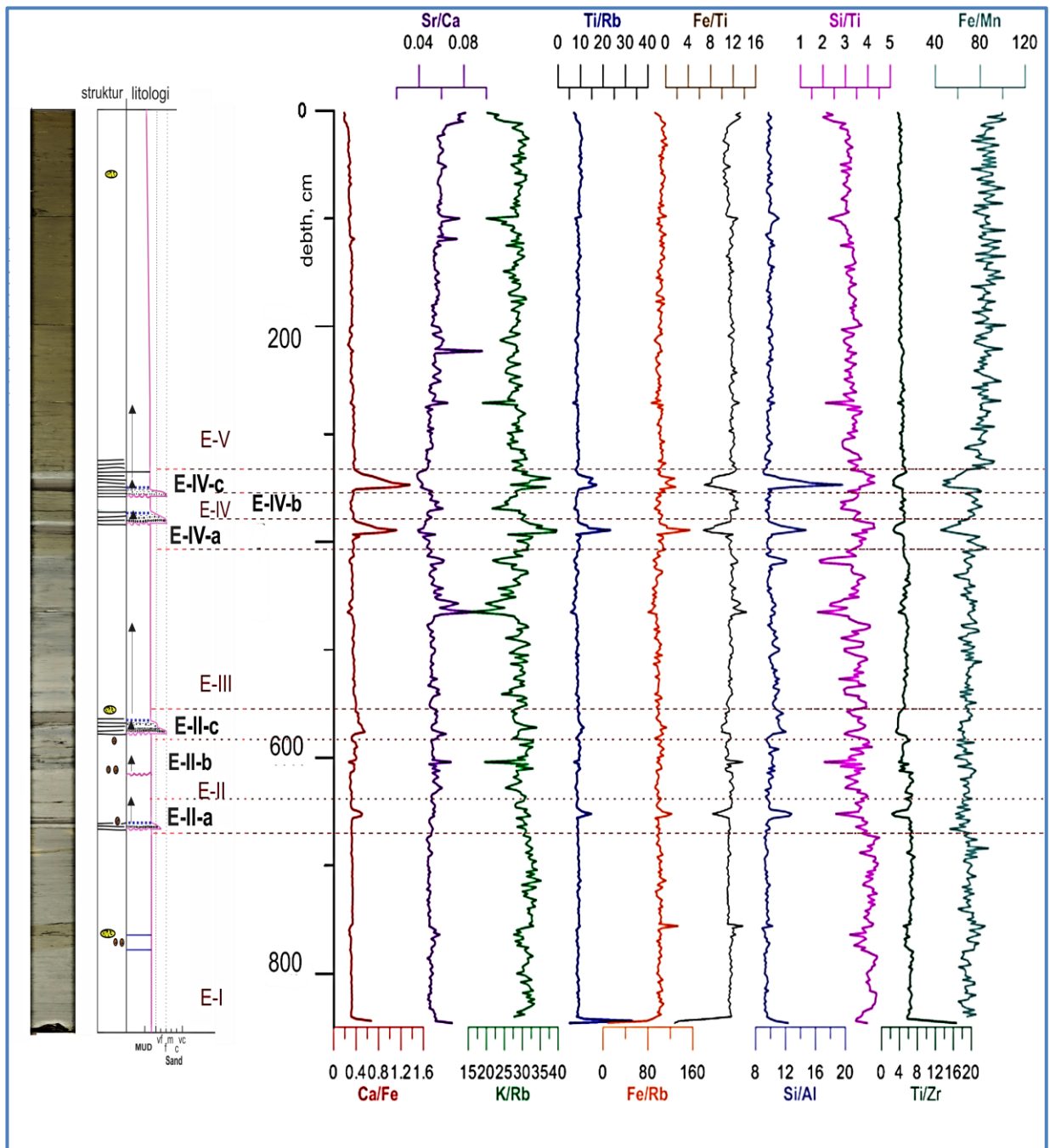
Figur 5. 2. Litologisk logg og fargebilde av kjernen JM11-001PC. Litologiske enheter og sub-enheter er nummerert fra bunn til topp med bokstaver og romertall. Akustisk impedans (AI) karakteriserer endringer i litologi.



Figur 5. 3. Fargebilde av kjerne JM11-001PC, litologisk logg og fysiske egenskaper av sedimenter i kjernen.



Figur 5. 4. Kjernebildet og diagram som illustrerer volum % av leire-, silt- og sandfraksjoner i sedimentkjernen JM11-001PC. Silt (2 – 63  $\mu\text{m}$ ) er dominerende fraksjon i kjernen, hvis innholdet varierer fra 63 % til 83 %. Leire (< 2  $\mu\text{m}$ ) utgjør en mindre del av prøvene, og når sin maksimum på 32 %. Sedimenter i sandfraksjonen viser relativt lavt % innhold, gjennomsnitt 4 – 9 %, men utgjør maksimale utslag på 31 % ca. 345 cm dypt.



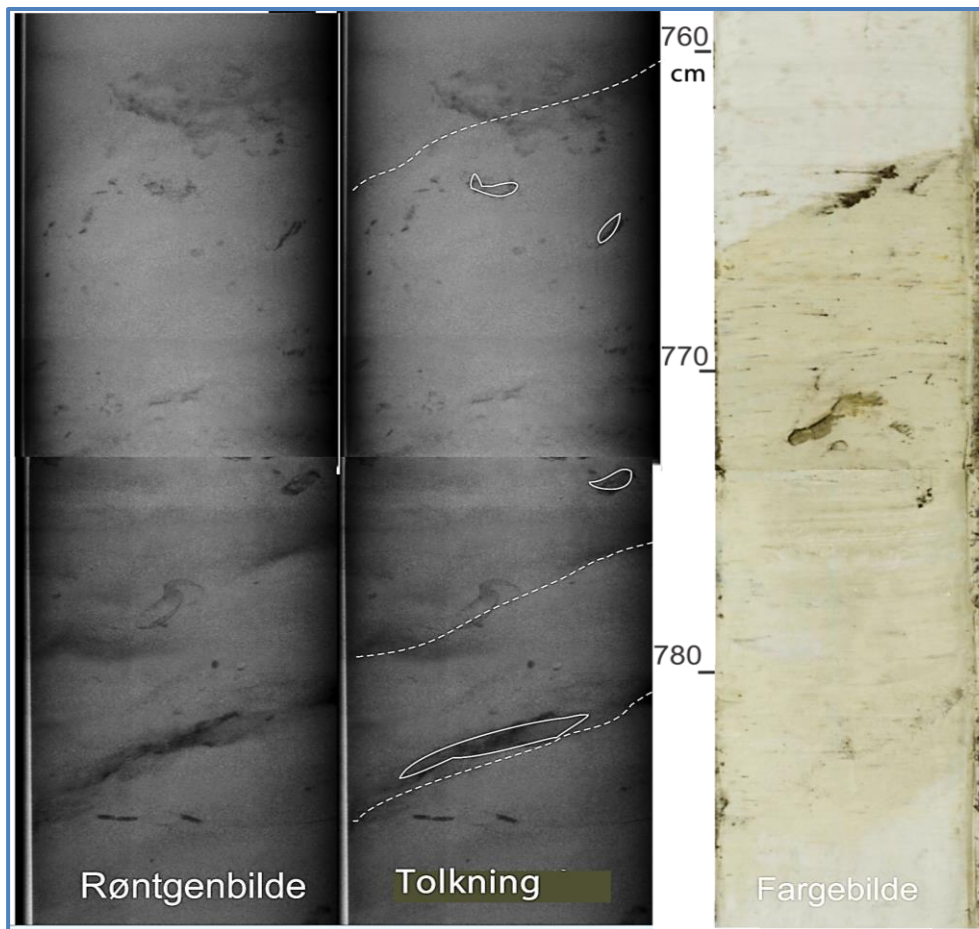
Figur 5. 5. Lito-logg og kjemiske elementforhold målt i kjerne JM11-001-PC.



### 5.1. Enhet E-1 (857 – 660 cm)

De nederste 197 cm sedimenter i kjernen består overveiende av massiv materiale av grå og brun-grå farger (5Y 5/1, 2,5Y 4/2). Kornstørrelse er mest silt og leire, med sand og enkelte klaster. Noe organisk materiale er til stedet (Figur 5. 1 og Figur 5. 2).

To skrå lag, 25 og 2,5 cm tykk, ligger henholdsvis 760 og 693 cm dypt, og markerer skarpe fargeendringer fra 5Y 4/1, 4/2 til 2,5Y 4/2 (grå til brun-grå). Disse strukturene er betydelig rikere på organisk materiale, enn enheten generelt.



**Figur 5. 6. En del av enhet E-I, som inneholder sandlinser og skråstilte lag.**

Siltfraksjon holder kjernens hovedtrend og viser dominerende %-volum i enheten. Maksimalt silt-innhold i enheten E-I ligger mellom 69,8 og 78,3%. Leire varierer fra 19,2 % til 32,9 %, sandvolumet er 0 – 3,9 %. Maksimal kornstørrelse er fin sand (234  $\mu\text{m}$ ).

Forholdet Ca/Fe avtar ved laget, som inneholder grovere materialet (ca. 786 – 765 cm). Dette kan indikere invers gradering (“oppover grovering”) (Croudace, 2006). Også viser Sr/Ca Ti/Zr, K/Rb og Si/Ti et fall på samme nivå. Sr/Ca derimot demonstrerer en økning på dette

”punktet”. Dersom denne økningen skyldes høy Sr-aragonitt kan dette indikere en grunt vann kilde (Croudace 2006).

Røngnbildet tillater å ”se” flere små sandlinser (Figur 5. 6). Dette tyder på glasi-marin opprinnelse av sedimenter (f.eks. Kessler, 2012). 740 cm dypt finnes det en relativt stor sand linse.

Hovedsakelig minker våt-bulk tetthet oppover sediment kjernen (Figur 5. 3). Enhet E-I viser den motsatte trenden, da tettheten øker svakt oppover, fra 1,60 til 1,67 g/cm<sup>3</sup>. Fraksjonsporøsitet sammenlignet med tettheten fluktuerer nesten speilvendt. Den har sine minimale verdier i enheten (61%) der tettheten er maksimal (1,697 g/cm<sup>3</sup>), og omvendt. Dette kan skyldes overnevnte massive lag som består av litt grovere sedimenter.

P-bølge-hastighet har en svak tendens å øke oppover enheten. Fluktuasjonene av P-bølge-hastighet rundt 768 cm korrelerer med endringer i kornstørrelse i en av de massive lagene. MS-minimum  $46 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg ligger på ca. 768 cm. Så lav MS-verdi midt i grovere materiale kan skyldes grensen mellom to seksjoner av kjernen. En sterk fluktuasjon i verdier av P-bølge-hastigheten helt nederst i enheten kan skyldes dårlig utfylling av kjernen, der «catcher» av stempelprøvetaker ble plassert inn i sedimentene.

Skjærfasthet varierer i intervallet 9,3 – 21 kPa. Gjennomsnittverdier av akustisk impedans er  $2,5 \cdot 10^5 - 2,6 \cdot 10^5$  g cm<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Dette er typisk for myke sedimenter (Ha et al., 2010). Vanninnhold ligger på 34–35 %.

Litologi i enheten viser sykliske skråstilte sedimentpakker, som kan assosieres med deler av en blokk, som har sklidd nedover en bakke. Dette kan muligens knyttes til en slump-relatert hendelse (Locat, et al., 2001). Basert på endringer i kornstørrelseanalyse og forekomst av linsener kan sedimenter tolkes til å være avsatt glasimarint.

## **5.2. Enhet E-II (660 – 555 cm)**

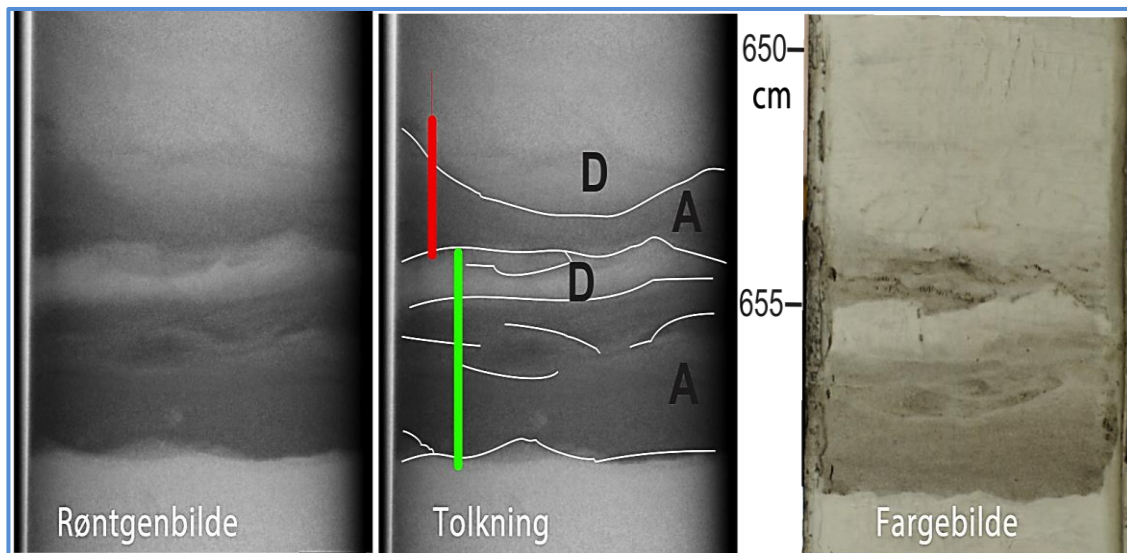
Enheten består av mye mudder av grå og lys-grå farge (2,5Y 4/1; 5Y 5/1). Klastinnhold øker oppover enheten, men i utgangspunktet forekommer klastene i en massiv matriks.

To markerte strukturer, et mørk-grå (5Y 4/1) 12 cm tykk og et 23 cm tykk sandlag (5Y 4/1) ligger henholdsvis 653 - 665 cm og 585 – 562 cm dypt. Basert på skarpe grenser i materialets kornstørrelse og farge, ble enheten sub-inndelt i tre sub-enheter: E-II-a, E-II-b og E-II-c.

### 5.2.1. Sub-enhet E-II-a (660 – 651 cm)

En skarp grense på 659 cm er markert av både fargeskift fra grå til mørk-grå (5Y 4/1; 5Y 5/1), økning i sandfraksjon (opp til 8 %) og markante endringer i fysiske egenskaper (økende tetthet, magnetisk susceptibilitet og skjærfasthet, se Figur 5. 2, Figur 5. 3). Også akustisk impedans øker brått fra  $2,6 \cdot 10^5$  til  $3,4 \cdot 10^5$  g cm<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (Figur 5. 2) ved 659 cm. Fluktuasjoner i våt-bulk tetthet og fraksjonsporøsitet er markante på 668 – 667 cm, der de når verdien 1,90 g/cm<sup>3</sup> (49 %).

Kjemiske element-forhold indikerer også skarpe endringer i materialets egenskaper ved denne grensen. Ca/Fe, Fe/Rb, Ti/Rb og Si/Al øker sterkt, mens Ti/Zr og Si/Ti viser tydelige fall (figur 5.5).



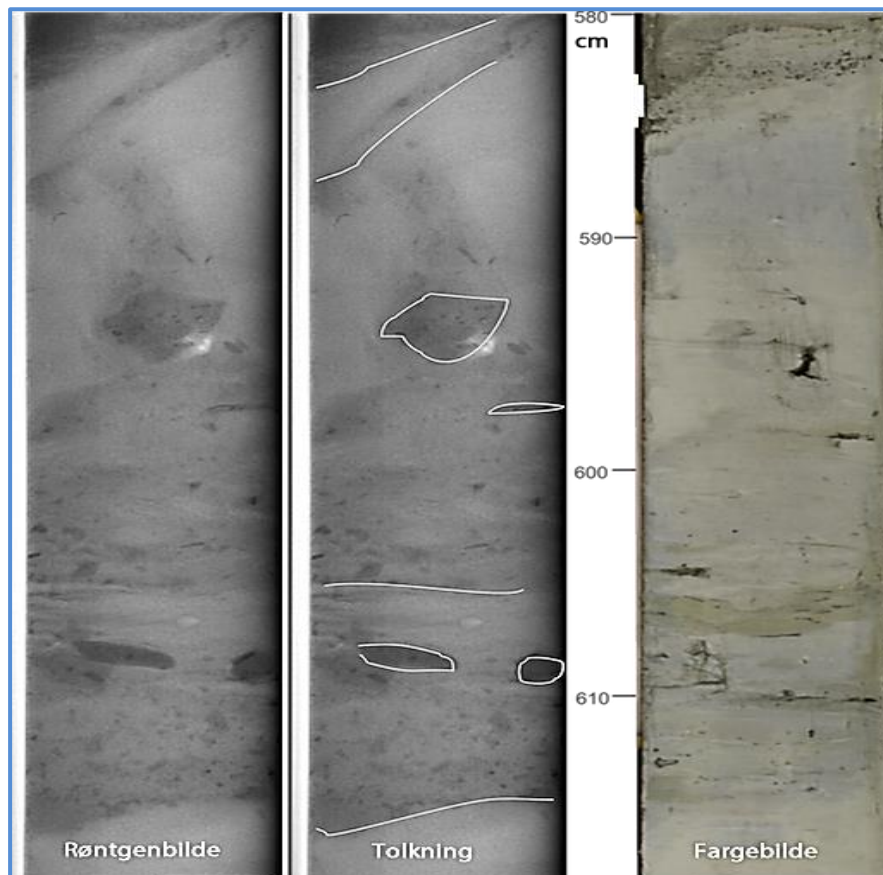
**Figur 5. 7. Sub-enhet E-II-a, røntgen bilde, tolkning og fargebilde. Enheten er tolket til å representere lav-tetthetsturbiditt, som ble avsatt i to pulser (den grønne linjen – puls 1; den røde linjen – puls 2).**

Indre struktur viser parallelle til sub-parallelle intervaller i nedre del, med økende grad av forstyrrelse oppover (figur 5.4). Nedre lag av enheten består av gradert eller massiv sand og kan dermed korreleres med seksjon A av Bouma-sekvensen (Figur 2.6, avsnitt 2.4.1, side 18). Materiale i sub-enheten viser oppfiningstrend i to pulser. Et mindre ”puls” observeres 654 cm dypt. Øvre deler av disse pulser kan korreleres med seksjon D av Bouma-sekvensen (massiv inter-laminært leire).

Ut fra fysiske egenskaper, relativt skarp endring i kornstørrelse og oppfiningstrend kan sub-enhet tolkes som en massebevegelse av lav tetthet. Forwick (2001) kvalifiserte slike avsetninger som lavtetthetsturbiditter som danner Lowe-sekvens.

### 5.2.2. Sub-enhet E-II-b (651 – 575 cm)

Materiale i sub-enheten består av mud-matriks med klastinnhold (Figur 5. 8). Nederste 36 cm viser svak økning i sandfraksjonen. Overliggende avsetninger er en hovedsakelig kaotisk masse med større og hyppigere klaster oppover sub-enheten.



**Figur 5. 8. Debrisstrømvsetninger i sub-enhet E-II-b.**

Kornstørrelsesfraksjoner og fysiske parametere fra MSCL fluktuerer ganske hyppig gjennom denne sub-enheten (Figur 5. 3, Figur 5. 4). Akustisk impedans fluktuerer mellom  $2,4 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  og  $2,9 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , spesielt i øverste 30 cm av sub-enheten (ca. 615 – 585 cm).

Generelt er sedimentene i enheten veldig dårlig sortert. Ti/Zr fluktuerer mye i enheten. Klastene på ca. 610 cm ligger noe horisontalt (Figur 5. 8) og har sub-rundet til rundet morfologi. Klastene i øverste del av sub-enheten er sub-angulære og angulære. Slike klaster er vanligvis ikke transportert langt og beholder sin opprinnelige form.

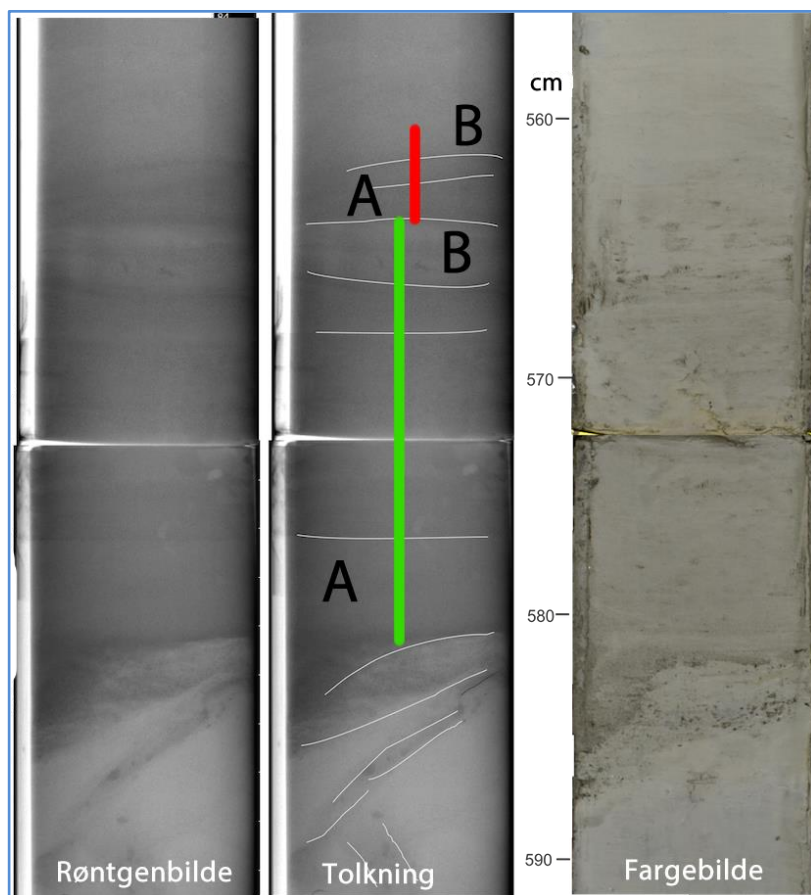
Generelt høy klastinnhold i sub-enhet E-II-b tyder på glasimarin avsetningsmiljø. Forwick (2001) argumenterte for at sedimentpakker av denne mektigheten var avsatt marint. Grunnet tilstedeværelse av klaster, ble sedimentene i sub-enheten trolig avsatt glasimarin, og re-sedimentert senere. Korrelasjon og diskusjon kommer videre i kapittel 6.

### **5.2.3. Sub-enhet E-II-c (575 – 555 cm)**

Materiale i sub-enheten består av siltig leire med relativt mye sand. Et markert fargeskifte fra grå (5Y 5/1) til mørk-grå (5Y 4/1) skjer der sandfraksjonen øker opp til 8%. Leirevolumet faller fra 15 til 10 % i denne sub-enheten (figur 5.4). Maksimal kornstørrelse er 256  $\mu\text{m}$  (medium sand). Akustisk impedans viser skarp økning fra  $2,2 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  til  $3,1 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (Figur 5. 2). Dette samspiller med markante økninger i PW-hastighet (fra ca. 1500 til 1600 m/s), tetthet ( $1,6 - 1,75 \text{ g/cm}^3$ ), magnetisk susceptibilitet (ca.  $80 \cdot 10^{-8} - 150 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) og skjærfasthet (ca. 9 - 24 kPa) (Figur 5. 3). De kjemiske elementforholdene Fe/Ti og Ti/Zr demonstrerer fall i sub-enheten, mens K/Rb, Fe/Rb, Ca/Fe, Si/Ca, Ti/Rb og Si/Al viser en økning (Figur 5. 5).

Nedre grense i sandlaget har en tydelig erosiv karakter (Figur 5. 9). Avsetninger oppover ligger i parallelle lag og viser oppoverfineringstrend.

Grovere sedimenter i sub-enheten kan korreleres med seksjonene A og B av Bouma-sekvensen (Figur 2.4 side 18). Siden andre seksjoner av en typisk turbidittsekvens mangler, kan materiale i denne sub-enheten tolkes til å være avsatt av en massebevegelse av lavere tetthet.



**Figur 5. 9. Sub-enhet E-II-c som representerer en oppfiningssekvens. Den grønne liknjen indikerer puls 1, og den røde linjen – puls 2 av tetthetsstrømmen. En forstyrrelse i midten av sekvensen skyldes overgangen mellom to kjerneseksjoner.**

### 5.3. Enhet E-III (555 – 400 cm)

Sedimenter i enhet E-III består hovedsakelig av homogen mud av lys-grå, grå og mørk-grå farge (5Y 4/1, 5/1, 2,5Y 4/1). Uregelmessige fargeendringer som danner en ”stripede” struktur tyder på en forskjell i kornstørrelse og materialinnhold.

I likhet med enhet E-I, utgjør silt største kornstørrelsefraksjonen: 71,3 - 78 %. Leire varierer i intervallet 19 - 28 %. Sandvolumet løper fra 0 – 5,6 % (figur 5.4). Maksimal kornstørrelse i enheten er fin sand (213  $\mu\text{m}$ ).

Våt-bulk tetthet viser svak tendens til å minke oppover, fra 1,71 til 1,52  $\text{g/cm}^3$ , mens frakjønsporøsitet har motsattrenden og øker oppover i enheten, fra 41 til 60 % (Figur 5. 3).

Fysiske egenskaper viser glatte linjer i enheten (Figur 5. 2). MS, hvis maksimal verdi når  $88,37 \cdot 10^{-8} \text{ kg/m}^3$  i bunnen av enheten, i stor grad følger tetthetsgrafene. MS-minimum ligger på  $40,01 \cdot 10^{-8} \text{ kg/m}^3$ . Akustisk impedans minker svakt oppover enheten, fra  $2,6 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$

til  $2,3 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (Figur 5. 2). Vanninnhold ligger på 33 – 39 %. Skjærfasthet viser relativt stabile verdier, 3,5 – 5,9 kPa (Figur 5. 3).

Sedimenter er finkornede og er generelt uforstyrret, men fravær av bioturbasjon tyder på at avsetningen skjedde raskt (Forwick, 2001). Sedimenter kan være avsatt i suspendert utfelling som følge av underliggende llavtetthetsturbidittstrømmen (f.eks. Mulder & Alexander, 2001).

#### **5.4. Enhet IV (400 – 325 cm)**

Denne enhet karakteriseres av hyppige variasjoner i farger: grå (2,5Y 5/1), mørk-grå (5Y 4/1) og lys-grå (5Y 5/1), og fysiske egenskaper. Basert på disse variasjoner ble enheten sub-inndelt i tre sub-enheter: E-IV-a, E-IV-b og E-IV-c.

Nederste og øverste sub-enhet har skarpe nedre grenser, der brått fargeskifte skjer samtidig som en endring i kornstørrelse fra fin- til grovkornede sedimenter (Figur 5. 1, Figur 5. 2, Figur 5. 4). Variasjonene i farger og de kjemiske elementforholdene tyder på at sedimentene har kommet fra forskjellige kilder (f. eks., Forwick et al., 2010).

##### **5.4.1. Sub-enhet E-IV-a (400 – 381 cm)**

Sub-enheten viser en tydelig oppoverfiningsstruktur, der sandlagene underligger laminært silt og leire på toppen (Figur 5. 5, A).

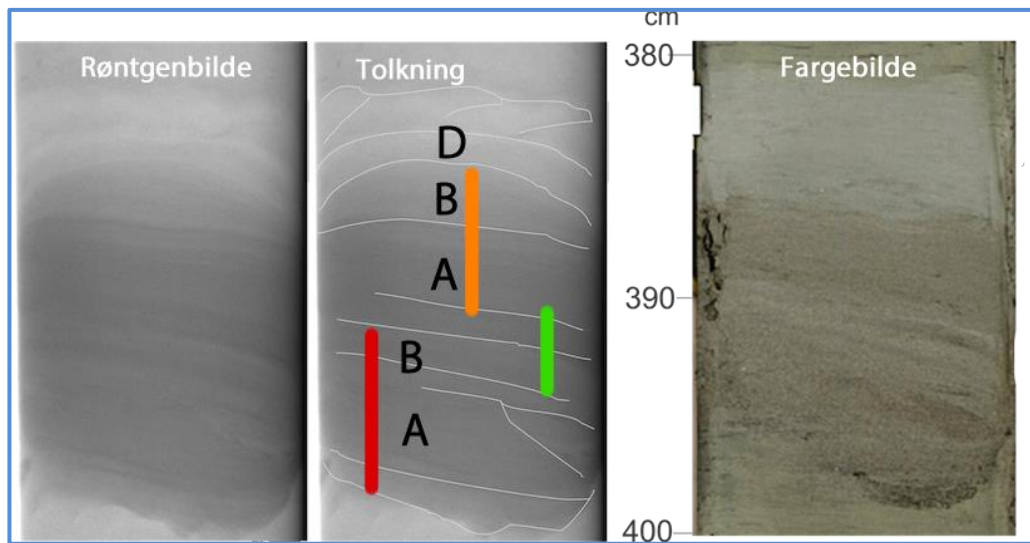
Lagene er skråstilte, parallelle til sub-parallele (Figur 5. 10). Nedre grense ser ut som erosjonsgrense, der overliggende materiale har mørk-grå farge (5Y 5/1) og grovere sedimentkorn (Figur 5. 1, Figur 5. 2). Skarp grense på toppen av sub-enheten markeres av fargeskift (grå, 5Y 5/1 til lys-grå, 5Y 4/1) som indikerer overgang fra grovere til finere materiale. Akustisk impedans overstiger  $3,6 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  ved ca. 370 cm dyp.

Kornfordelingen indikerer et mindre utslag av sandfraksjonen som når 5,6 % av sedimentvolumet, der minimal % sand i sub-enheten er lik 0 (Figur 5. 4). Leire utgjør 16,43 - 28,04 %, silt varierer fra 71,3 – 77,9 %. Største kornstørrelse er medium sand (256  $\mu\text{m}$ ).

Høyere sandinnhold viser økning i Ti/Rb, K/Rb, Fe/Rb og Si/Al (Figur 5. 5). Fe/Ti og Ti/Zr har et kraftig fall.

Våt-bulketthet er lavest i bunnen –  $1,5 \text{ g/cm}^3$ , og viser høye verdier opp til  $1,75 \text{ g/cm}^3$  på ca. 395-387 cm (Figur 5. 3). Dette korrelerer med endringer i magnetisk susceptibilitet, som er høyest (opp til  $74,6 \cdot 10^{-8} \text{ kg/m}^3$ ) på samme dybde. Skjærfasthet endres i takt med magnetisk

susseptibiliteten. Dette tyder på grovere materiale. Porøsitet gjennom sub-enheten ligger mellom 60 og 70 %.



**Figur 5. 10. Røntgenbildet og fargebildet av sub-enhet E-IV-a. Den røde og den oransje linjer indikerer to «store» pulser av tetthetsstrømmen. Den grønne linjen indikerer planær laminasjon. A, B og D – Bouma-intervaller.**

Deler av sub-enheten kan korreleres med Bouma-sekvensen. Materialet som ligger ca. 398 – 386 cm kan assosieres med overgangen fra seksjonen A til B (gradert sand - planær laminasjon) av denne sekvensen. Sedimenter som ligger ca. 380-385 cm kan korreleres med Bouma-intervall D (svak inter-laminert silt). Videre oppover ligger massiv silt som representerer vanlige hemipelagiske sedimenter. Enkelte «buer» i lagdelingen skyldes mest sannsynlig artefakter (f.eks. sedimenter var dyttet ved sedimentprøvetaking). Stripede variasjon i farge og skarpe grenser kan reflektere enkelte episoder av fluktuasjon i suspendert sedimenttilførsel ved tiden i en ellers konstant strøm (engelsk: steady flow).

Klart sandutslag og normal gradering gjør det mulig å tolke avsetningen som et resultat av en lavtetthetsstrøm. Gradvis kontrast og skarpe grenser kan tyde på aktive «utfloed»-hendelser, for eksempel, turbidittstrømmer utløst av slumper (Collinson et al., 1982). Underliggende myke sedimenter var muligens deformert og delvis vasket ut.



#### 5.4.2. Sub-enhet E-IV-b (381 – 365 cm)

Sedimentene er massive og rike på organisk materiale, men viser ikke noen spesielle variasjoner i farge, kornstørrelse eller fysiske egenskaper. Fargekoder er 5Y 4/1 (mørk-grå) og 5Y 5/1 (grå). Leirefraksjonen ligger i intervallet 18,1 – 19,09 %, silt – 76,1 – 77, 2 % og sand mellom 3,6 og 4,8 %. Største korn er av størrelse 234  $\mu\text{m}$  (fin sand). Skjell fragmenter ble funnet ved 375 cm dyp. Våt-bulk tetthet ligger i intervallet 1,6 – 2,0  $\text{g}/\text{cm}^3$ .

Magnetisk susceptibilitet varierer lite og viser gjennomsnittsverdi  $42 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Porøsitet er 41- 66 %. Akustisk impedans på ca. 370 cm viser kraftig fall till ca.  $1,9 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , sammenlignet med sub-enheter E-IV-a og E-IV-c.

Grunnet fravær av klastene, homogent natur av sedimenter, tilstedeværelse av organisk materiale, samt glatte kurver av fysiske egenskaper kan sedimenter i enheten tolkes som hemipelagiske marinavsetninger.

#### 5.4.3. Sub-enhet E-IV-c (365 – 325 cm)

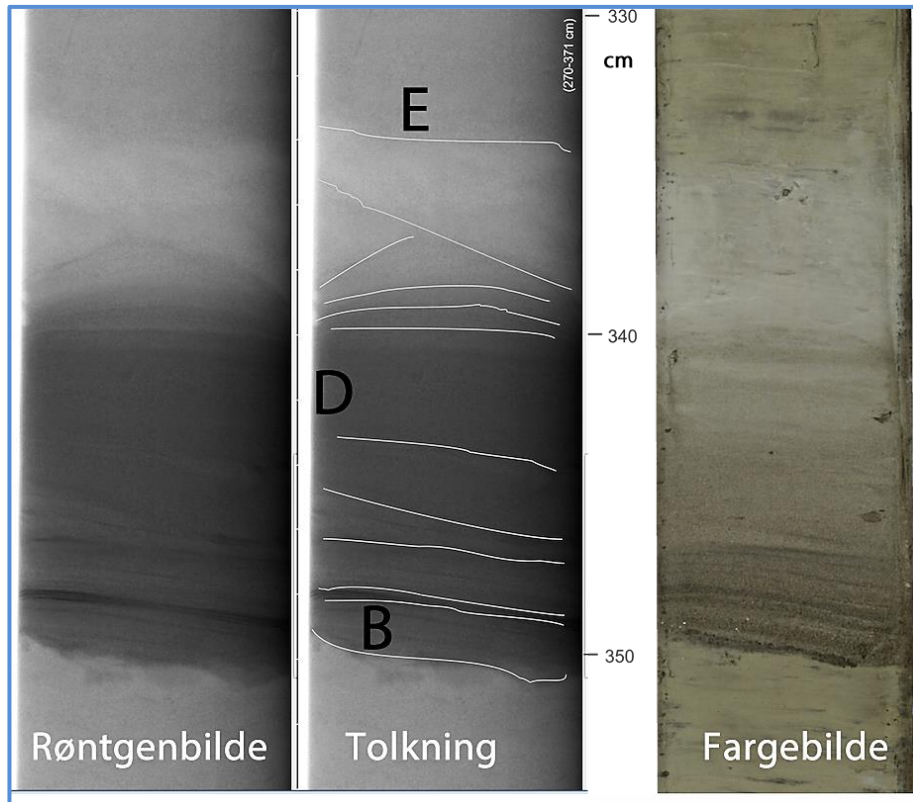
Sub-enheten består hovedsakelig av mudder (fargekode 5Y 5/1, grå), men arkiverer den største sandutslag i hele kjernen (figur 5.2 og 5.3), som er ca. 12 cm tykk. Den er definert først og fremst av markante endringer i fysiske egenskaper. Akustisk impedans når en verdi på over  $3,7 \cdot 10^5 \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  ved ca. 351 cm dyp. MS viser sine høyeste punkt for hele kjernen –  $144 \cdot 10^{-8} - 146 \cdot 10^{-8} \text{ kg}/\text{m}^3$  ca. 353 – 354 cm dypt. PW-hastighet, tetthet og skjærfasthet holder samme trenden og viser sine maksimale verdi i omtrent samme intervall. Skjærfasthet har en skarp økning fra gjennomsnittet for sub-enheten 3-5 kPa til 22 kPa (345 cm dypt). Vanninnholdet i dette punktet viser et kraftig fall (fra 36 til 19 %).

Ca. 345 cm dypt når sandfraksjonen sin maksimale volum % - 31 %, mens minimalt volum % i sub-enheten er 1,2 % (Figur 5. 4). Dette skjer stort sett på bekostning av leire, da silfraksjonen holder seg nesten stabil i forhold til forrige sub-enheter og varierer fra 64 % til 79,6 %. Leire ligger i intervallet 4,9 – 23,4 %. Maksimal kornstørrelse er 282  $\mu\text{m}$  (medium sand).

De kjemiske elementforholdene repeterer i stor grad samme trend som er utlyst for sub-enhet E-IV-a (avsnitt 5.5.1). I likhet med sub-enheten E-IV-a demonstrerer Ti/Rb, K/Rb, Fe/Rb og Si/Al kraftige økninger for sedimentene på ca. 350-354 cm, mens Fe/Ti og Ti/Zr i dette intervallet avtar.

Sub-enheten inneholder både organisk materiale og skjellfragmenter. Fargeendringene er hyppige, spesielt i nedre delen av sub-enheten, der veksling mellom mørk-grå (5Y 4/1), mørk-brunn-grå (2,5Y 4/2). og grå (5Y 5/1) lag er frekvent. Tykkelse av disse lagene varierer fra 2 til 5 mm.

I likhet med sub-enhet E-IV-a viser sub-enheten E-IV-c ”oppoverfining” trenden (figur 5.5, B). Men den nedre grensen for grovere materialet i denne sub-enhet forekommer omtrent parallelt med sandlaget (Figur 5. 11).



**Figur 5. 11. En turbiditt i sub-enhet E-IV-c. Fjern ruler, sett opp debth og cm, tolkning**

Sub-enheten E-IV-c korreleres med enkelte Bouma-sekvensintervaller. 4 cm i nedre del av sub-enheten (350 - 346 cm) kan korreleres med intervall B (planar laminasjon) av Bouma-sekvensen. Intervallet 346 – 340 cm tolkes til å presentere svakt laminert silt og dermed korreleres med et Bouma-intervall D. Sedimenter på 340-345 cm korreleres med Bouma-intervall E og tolkes derav som massiv leire/ silt (hemipelagisk avsetning). Avsetninger i E-IV-c kan være avsatt som et resultat av en lavtetthetsturbidittstrøm.

## 5.5. Enhet V (325 – 0cm)

Enheten består av massiv oliven-grå (5Y 4/2) til mørk-olivengrønn (5Y 3/2) silt og leire med mindre sandinnhold. Enheten er rik på skjellfragmenter og organisk materiale. En sandlinse ligger ca. 60 cm dypt.

Siltfraksjonen utgjør 74,5 – 85,0 %, leire varierer mellom 8,1 og 20,1 %, og sandfraksjon tar 2,1 – 16,2 % av volumet. Våt-bulk tetthet avtar svakt oppover, fra 1,62 g/cm<sup>3</sup> i bunnen til 1,44 g/cm<sup>3</sup> på toppen.

Akustisk impedans (AI) generelt øker veldig svakt oppover enheten (fra  $2,5 \cdot 10^5$  til  $2,55 \cdot 10^5$  g cm<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>). Øverste ca. 10 cm opplever AI et fall. Dette skyldes mest sannsynlig noe dårligere utfylling av kjernen på toppen. Et brått fall i AI på ca. 1 m er registrert på grunn av overgang mellom kjerneseksjoner. Lignende avvik på samme dybde og av samme grunn viser fraksjonsporøsitet, tetthet og PW-hastighet.

Vanninnhold øker oppover, som følger at tetthet minker og porøsitet øker. Magnetisk susceptibilitet varierer fra  $19,4 \cdot 10^{-8}$  til  $38,1 \cdot 10^{-8}$  kg/m<sup>3</sup> og viser en svakt økende trend oppover enheten. Fraksjon porøsitet er 65 – 75 % og følger tendensen å øke oppover sedimentkjernen. Skjærfasthet varierer svakt mellom 2,9 -7,8 kPa.

Sr/Ca og Fe/Mn viser svak økning oppover enheten. Derimot minker Ca/Fe , Si/Ti og K/Rb svakt oppover. Biologisk aktivitet i fjordvann og omgivelser spores spesielt godt opp i denne enheten. Noe av biota dannes i selve fjordbassenget, som får oksygen-rikt vann fra avrenning. Siden sesong vannutbytte med saltholdige Atlantiske vann er svært begrenset av relativt grunt liggende Skjelvenes terskelen (Hansen, 1998; Forwick, 2001), var skjell fragmenter mest sannsynlig avsatt tidligere, da havnivå i området ligget ca. 70 m over dagens nivå (Ramberg, 2006).

Sedimenter i enheten er avsatt under vanlig fjordinnfylling (et marint miljø). Men ut fra fysiske egenskaper demonstrerer avsetninger i enheten en generell økning i sandinnholdet oppover. Dette tyder på økende energi nivå, som kan forklares av for eksempel kraftigere bunnstrømmer (Forwick, 2001).



## 6. Korrelasjon og diskusjon

Formålet med denne oppgaven var å studere massebevegelser i indre Balsfjorden. I dette kapitlet tolkes oppnådde resultater. Massebevegelser som var identifisert i kjerne JM11-001-PC sammenlignes med tidligere beskrevet undersjøiske rasavsetninger i studieområdet, blant annet med lignende avsetninger, identifisert av Forwick (2001) i sedimentkjerner JM98-1014-PC og JM98-1018-PC.

Først sammenlignes tilgjengelig akustisk data med tidligere foreslåtte inndeling av indre fjordinnfylling. En slik korrelasjon begrunnes av lokalitet (disse to kjerner ble tatt opp i omtrent samme området SØ for Skjevelnes-morenen, (se Figur 4.3 A, side 38), en generell likhet i litologi og, som følge, en antagelse om likhet i sedimentære prosesser og avsetningsmiljø.

Korrelasjonen av to kjernen gir en grunn for estimering av alder av massebevegelser, arkivert i kjerne JM11-001-PC. Sammenligning og korrelasjon av sedimentkjerner JM98-1014-PC og JM98-1018-PC, utført av Forwick (2001) og Forwick & Vorren (2002) er også tatt i betraktning for å trekke paralleller med store hendelser av massebevegelser i Balsfjorden. Tabell 6.1 gir informasjon om lokalisering av overnevnte sedimentkjerner.

Sedimentkjerne	Koordinater	Lengde
<b>JM98-1014-PC</b>	69°20.38' N, 19°21.41' E.	996 cm
<b>JM98-1018-PC</b>	69°21.19' N, 19°15.74' E	1001 cm
<b>JM11-001-PC</b>	69°20.36' N, 19°21.51' E	867 cm

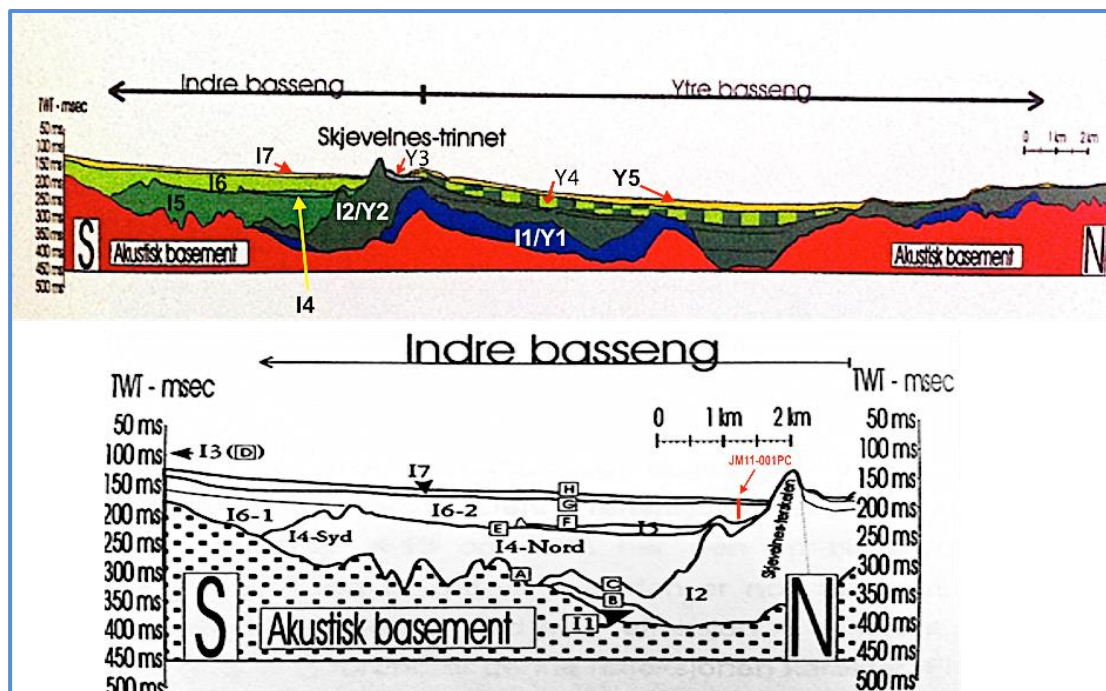
Tabell 6.1 Koordinater og mektighet av sedimentkjerner JM98-1018-PC, JM98-1014-PC og JM11-001-PC.

Videre kommer en diskusjon om undersjøiske rasavsetninger i indre Balsfjorden, som arkiverer et bredt spekter av massebevegelser. Disse har et hovedfokus i denne diskusjonen. Rasavsetninger, identifisert i kjernen JM11-001-PC er tolket med hensyn til sedimentære prosesser og mekanismer i fjorder. Kjemiske elementforhold brukes til tolkning av avsetningsmiljø, men også korrelasjon med den lokale bergrunns sammensetning. En siste del av diskusjonen vil bli holdt parallelt med kjente massebevegelser i andre norske fjorder.

## 6.1. Korrelasjon av litologi og seismostratigrafi

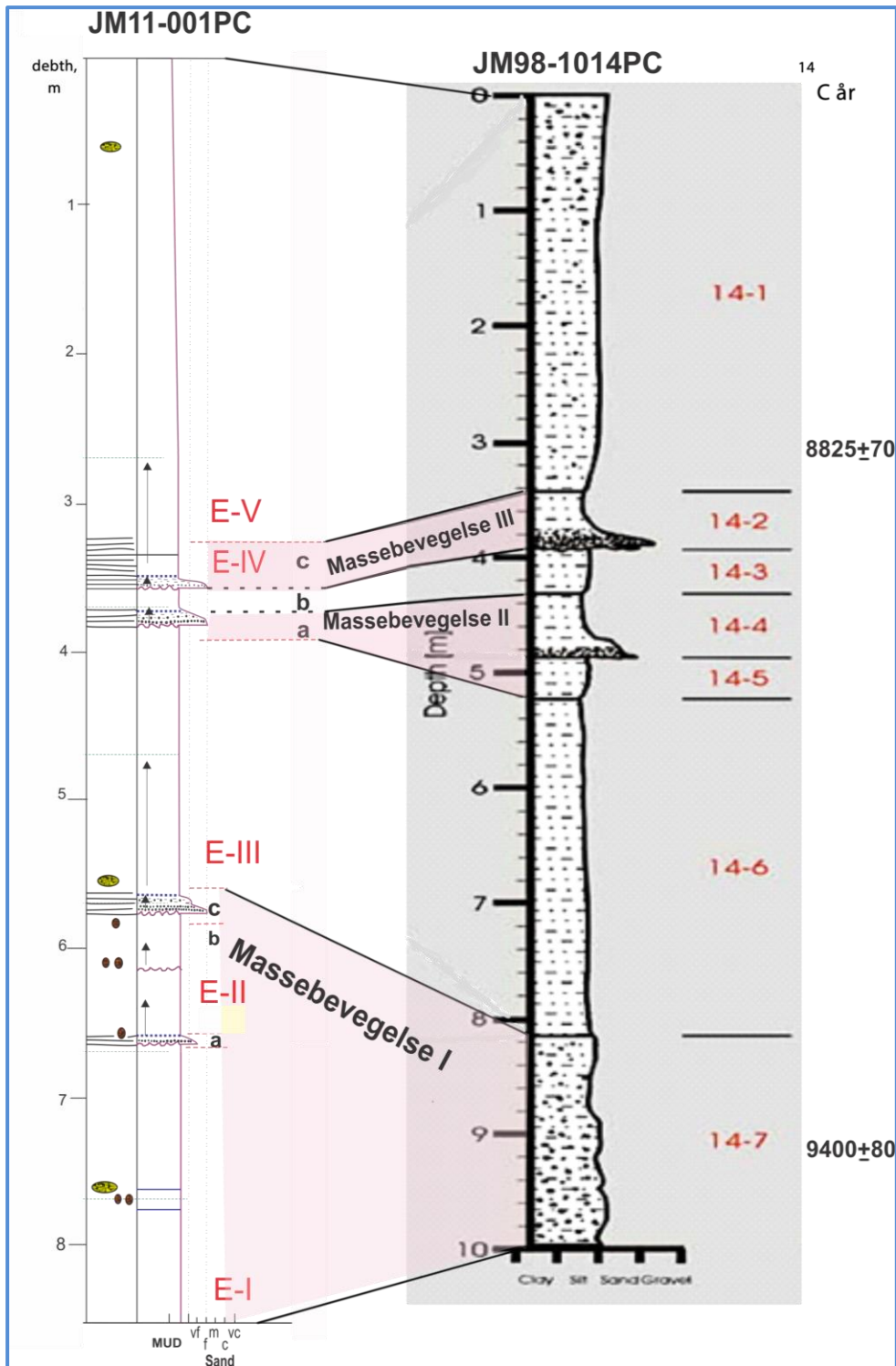
Hansen (1998) har presentert en serie sedimentpakker i ytre og indre Balsfjorden, som han har nummerert, fra bunn til topp, I1 – I7 (det indre fjordbassenget) og Y1 – Y5 (det ytre bassenget) (figur 6.1, A) og korrelert disse med hverandre (Hansen, 1998).

Balsfjorden ble da tolket å ha vært isfri siden 9200 <sup>14</sup>C år BP. Enhet I6 (Figur 6. 1) ble avsatt under siste tilbaketrekning av isbreen, der avsetningsmiljøet var tolket som glasimarint (Hansen, 1998).



**Figur 6. 1. Tolkning av fjordsedimenter i Balsfjorden, foreslått av Hansen (1998). Sedimentpakkene i indre fjord, I1 – I7, er korrelert med sine analogier, Y1 – Y5, i ytre fjord. Kjernen JM11-001-PC (røde pinnen) ble tatt i nærheten av Skjevelnes morenen og representerer seismoenheter I7 og delvis I6.**

Siden sedimentkjerne JM11-001-PC har mindre mektighet enn JM98-1014-PC og er tatt i omtrent samme området (Tabell 6.1), er det rimelig å anta at begge kjernene representerer samme sedimentpakke. Lignende «mønster» i litologi og tolkning av avsetningsmiljø gjør det mulig å korrelere enkelte litologiske enheter i kjerner. Resultatet av denne korrelasjon er vist i Figur 6. 2.



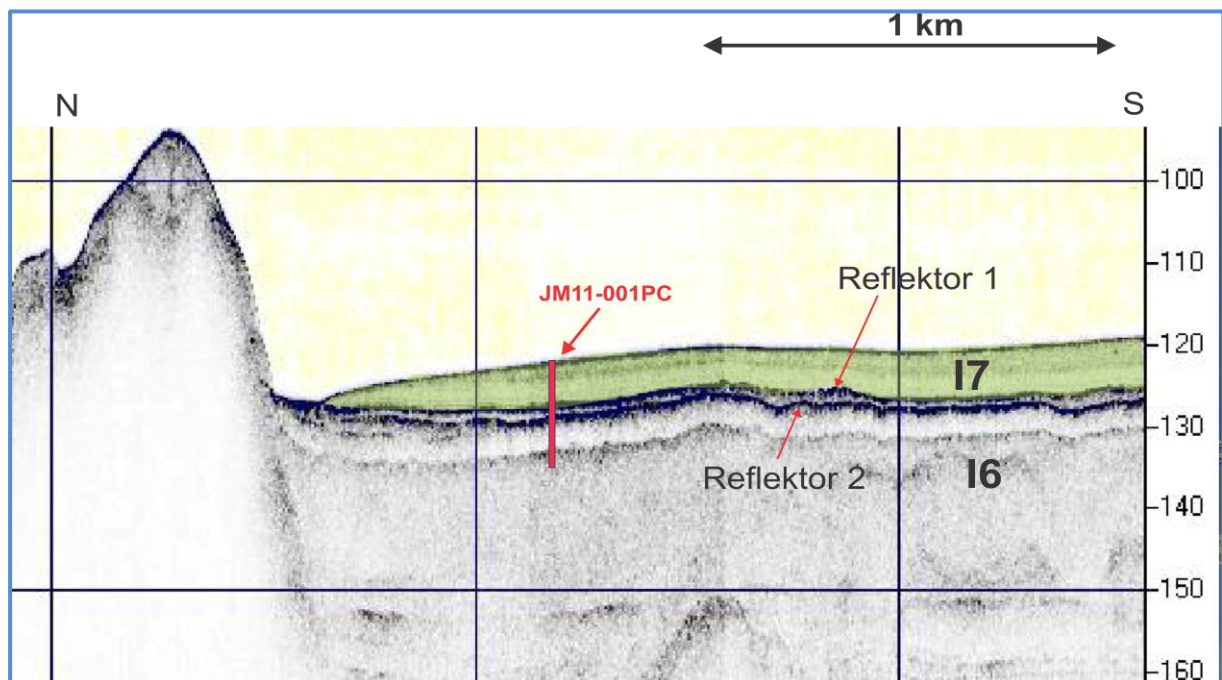
Figur 6. 2. Korrelasjon av kjernene JM11-001-PC og JM98-1014-PC (Forwick, 2001).

Korrelasjon av enheter E-V og 14-1/I7

Litostratigrafi av enhet E-V korreleres med enhet 14-1, som er datert av Forwick (2001) til perioden  $8825 \pm 70$   $^{14}\text{C}$  år BP - nåtid (Figur 6. 2). Disse enhetene karakteriseres ved ubetydelige endringer i akustisk impedans og andre fysiske egenskaper. Toppen av de korrelerte enhetene representerer dagens havbunn. Det følger at sedimenter i enhet E-V tilsvarer en akustisk transparent seismologisk enhet I7, foreslått av Hansen (1998) (Figur 6. 3). Sedimenter, arkivert i denne pakken, er av postglasial alder, som ble avsatt i suspensjon (Hansen, 1998; Forwick, 2001).

#### Korrelasjon av enhet E-IV og enheter 14-2 + 14-4/I6

Chirp-profilen viser to sterke seismiske refleksjoner (Figur 6. 3), separert av et relativt tynt lag av akustisk transparente sedimenter. Basert på litostratigrafiske analyse av kjerne JM11-001-PC, assosieres lagene som viser høy akustisk impedans med de to seismiske refleksjonene. Slike lag er identifisert i enhet E-IV (sub-enheter E-IV-c og E-IV-a), henholdsvis ca. 400 – 385 og ca. 350 – 340 cm dypt.



**Figur 6. 3.** Utsnitt av et akustisk profil langs en chirp-linje M98-209 (for detaljer se Forwick, 2001) med den omtrentlige posisjonen av kjernen JM11-001PC. Seismologiske enheter I7 og I6 er foreslått av Hansen (1998). Kjerne JM98-1014-PC ble tatt litt NV for JM11-001-PC.



Overnevnte sterke refleksjoner ble først beskrevet av Hansen (1998), som har la merke til to horisontale, parallelle høy-amplitude seismiske grenser på toppen av sedimentpakke I6 (Figur 6. 1, Figur 6. 2). Forwick (2001) har knyttet to sterke refleksjoner på toppen av I6 til to massebevegelser, utløst av jordskjelv, og har korrelert dem med nesten identiske strukturer i andre kjerner fra både det indre og det ytre fjordbasseng (Forwick & Vorren, 2002).

Sedimenter som er arkivert i sub-enhet E-IV-c viser en svært lignende trend i fysiske egenskaper med enhet 14-2 (Forwick & Vorren, 2002). Enhetene har følgende felles kjennetegn:

- høy akustisk impedans, som indikerer skarpe endringer i litologi;
- relativt høyt sandinnhold;
- høye MS-, tetthets- og skjærfasthetsverdier, og konsekvent lav porøsitet;
- normal gradering;
- korrelasjon med enkelte deler av Bouma-sekvensen.

Altså kan disse enheter korreleres til hverandre. Sub-enhet E-IV-c tolkes som en lavtetthets-turbidittsstrømvsetning. Den korreleres med refleksjon 1 (Figur 6. 3) og tilhører toppen av sedimentpakke I6, definert av Hansen (1998). Selv om sandfraksjonen når høye verdier i denne enheten vil mangel av grov sand og grus i bunnen ikke tillate å identifisere en typisk Bouma-sekvens i denne enheten. Syklisk skift i sedimentfarger i nederste delen av enheten tyder på at sedimenter muligens ble avsatt av en pulserende strøm (engelsk: turbiditt surge) (Mulder et al., 2002; Mulder et al., 2003).

Sub-enhet E-IV-c korreleres med enhet 14-2. Forwick (2001) har tolket enhet 14-2 som en lavtetthets-turbidittsstrømvsetning, som danner Lowe-sekvens. Mulder & Alexander (2001) har foreslått at slike sekvenser dannes av konsentrerte tetthetsstrømmer som er preget av turbulens under avsetningsfase.

Sammenligning av sub-enheten E-IV-a med enheter 14-4+14-5 trekker en lignende analogi. Sedimenter i sub-enheten E-IV-a viser normal gradering, inneholder variable kornfraksjoner (med manglende grovsand og grus), har klare strukturer og kan dermed assosieres med Bouma- eller Lowe-sekvenser (argumentert av Forwick, 2001). Kraftig økning i magnetisk susceptibilitet, akustisk impedans, tetthet og skjærfasthet i sub-enheten E-IV-a tillater å knytte den til refleksjon 2 (Figur 6. 3). Enheten er dermed tolket til å representere en lavtetthets-turbidittsstrømvsetning.

Til slutt, korreleres enhet E-IV-b med enhet 14-3, basert på kronologi (begge enheter underligger turbiditter med høy sesimisk signatur) og avsetningsmiljø (åpent marint).

### Korrelasjon av enhet E-III og 14-6/I6

Chirp-profilen viser at materialet som underligger refleksjon 2 (enhet E-III), er akustisk transparent (Figur 6. 3). Fordi enhet 14-6, kronologisk sett, underligger samme reflektor og også inneholder akustisk-transparente sedimenter (det vil si, de som gir svake, ikke kontinuerlige eller ingen refleksjoner), kan enheter E-III og 14-6 korreleres med hver andre (Figur 6. 2, Figur 6. 3). I tillegg viser de utvalgte intervaller av begge kjerner klare analogier i fysiske egenskaper: svake fluktuasjoner i tetthet, porøsitet, skjærfasthet og MS. Loggen av akustisk impedans for begge enheter er relativt glatt.

Forwick (2001) har knyttet sedimenter i enhet 14-6 til suspensjonsutfelling. Som var nevnt ovenfor, er enhet E-III tolket til å representere marine avsetninger, korrelert med toppen av seismoenhet I6, foreslått av Hansen (1998).

### Korrelasjon av enheter E-II+E-I og 14-7/I6

Hittil var en korrelasjon av sedimentkjerner JM11-001-PC og JM98-1014-PC basert på tettliggende lokasjon av begge kjerner. Høyoppløselige akustiske data er generelt sammenfallende med akustisk impedans trend i kjernene. Dette dannet grunnlag for omtrent direkte korrelasjoner.

Sedimenter i JM11-001-PC demonstrerer noe hyppige fluktuasjoner i akustisk impedans ca. 620-550 cm dypt. Dette gjør at man forventer et mer variabelt refleksjonsmønster. Men en akustisk "signatur" mangler i øverste deler av seismoenhet I6 (Figur 6. 3). Den transparente indre strukturen tyder på at sedimentene langs chirp-linjen M98-209 er mer enhetlige enn de i kjernen.

Både enheter E-II+E-I og 14-7 underligger de nokså finkornete sedimentene (Figur 6. 2). Sedimenter i enheter E-II + E-I korreleres derav med enhet 14-7, basert på likhet i lito-loggen, hovedtrend i fysiske egenskaper og den stratigrafiske beliggenheten.

Resultater av dette studiet viser at kjernene har nokså ulike litologier til tross for at de ligger så nært hverandre. Enhetene E-II+E-I ser forskjellige ut, men kan likevel korreleres fordi:

- i likhet med 14-7, underligger E-II en relativt tykk sedimentpakke som er tolket til å være suspendert utfellingen (Forwick, 2001);
- sedimentene i enhet 14-7 er korrelert av Forwick (2001) med enhet 18-9, som representerer en sedimentkolonne i det ytre Balsfjorden (disse enheter har fått felles

navn «Massebevegelse I» (Figur 2 i Forwick & Vorren, 2002) og antas å ha en felles utløsningsmekanisme (Forwick & Vorren, 2002);

- variable strukturer, representert i enheter E-II og E-I, kan trekke assosiasjoner med enhet 14-7 – «deformert lagdelt diamikton, dannet av en sammenhengende (engelsk: cohesive) debrisstrøm», foreslått av Forwick (2001).

Resultater av dette studiet viser derimot at E-II arkiverer to relativt godt definerte sandlag. Denne endringen i kornstørrelse støttes av endringer i fysiske egenskaper (Figur 5.3) og kjemiske element-forholdene (Figur 5.5 og avsnitt 5.3). Enkelte intervaller av E-II-a og E-II-c har oppfiningsstruktur og representerer relevante Bouma-intervaller.

Det er også mulig at disse to sandlagene representerer noe annet enn turbiditetsstrømavsetninger. Mulder & Alexander (2001) beskriver kvasi-stødig strømmer av relativt lang varighet, som kan danne variable sekvenser (Mulder & Alexander, 2001). Dessuten er en Bouma-sekvens ikke alltid relatert til en turbiditetsstrøm. Selv om bunnen av en slik avsetning kan indikere turbiditetsstrøm, kan toppen være et resultat av konsentrert tetthetsstrøm (Mulder & Alexander, 2001).

Tilbake til korrelasjon av E-II + E-I, det kan være mulig å drøfte følgende alternativer:

- Turbiditter som er identifisert i kjerne JM11-001-PC, representerer en massebevegelse som er fraværende i JM98-1014-PC. Som nevnt tidligere, fanger den utvalgte seismiske profilen M98-209 mest sannsynlig ikke opp de aktuelle avsetningene. Dette kan for eksempel skyldes at den laterale spredningen av avsetningsmassene har tatt en annen retning. Turbidittavsetningene er da ikke synlig langs den utvalgte profilen, men kan muligens bli identifisert fra en annen chirp-linje, en 3D – «seismisk-kube» eller andre mer detaljerte seismiske data.
- Utløsningsmekanisme for en mindre turbiditetshendelse kan være av lokal eller topografisk opprinnelse (for eksempel en debrisstrøm som var avsatt i en sprekk grunnet morfologier av en begravd overflate, en bunnstrøm, en svak/forkastningssone (derav en «lokal» skråning).
- Siden gravitasjonsstrøm avsetninger som ble utløst av samme mekanisme som regel opptrer synkront på begge sider av Skjevelnes morenen (Forwick & Vorren, 2002), kan enheter E-II og 18-9 (Figur 8.1 i Forwick, 2001) indikere avsetninger av samme hendelse og tidspunkt. Ut fra korrelasjonen av enheter 18-8 og 14-6, 18-9 og 14-7, og korrelasjoner utført ovenfor, kan sandutslagene i E-II være avsatt på toppen av 9400 <sup>14</sup>C år BP. (Grunnet begrenset tid, ble ingen datering av materiale i sedimentkjerne

JM11-001-PC utført i denne oppgaven. For å trekke mer nøyaktige konklusjoner kan dateringen av «nye» sandutslag i kjerne JM11-001-PC bli et mål for fremtidig forskning.)

Forwick (2001) har antatt at enhet 14-7 er en massebevegelse som ble utløst rundt 9400  $^{14}\text{C}$  år før nåtid (Figur 6. 2). Korrelasjon av enheter E-II+E-I og 14-7 tillater å anta at turbidittstrømmer var hyppige på dette tidspunktet.

### Oppsummering av korrelasjon og assosiert datering

Basert på generell likhet i akustiske data, fysiske egenskaper og mektigheten av avsetninger, tolkes sedimenter i kjerne JM11-001-PC, i likhet med JM98-1014-PC, å representere seismoenhet I7 og toppen av I6, foreslått av Hansen i 1998 (Figur 6. 3).

Siden øverste deler av kjernene JM11-001-PC og JM98-1014-PC arkiverer omtrent samme sedimenter, kan de anses som nesten identiske avsetninger, som representerer seismoenhet I7. Akustisk transparente eller semi-transparente sedimenter i øvre deler av seismoenhet I6 ble definert av Hansen (1998) som normal fjordinnfylling, avsatt glasi-marint eller marint.

Forwick (2001) har revidert avgrensningen mellom glasi-marine og marine sedimenter, foreslått av Hansen (1998). Han argumenterte for at turbidittavsetninger, identifisert i kjerner JM98-1018-PC (fra det ytre fjordbassenget) og JM9810-14-PC (fra det indre bassenget) avbryter hemipelagiske og ikke glasi-marine sedimenter (for detaljer se i Forwick, 2001).

Forwick og Vorren (2002) har korrelert sammen tre massebevegelser i to sedimentkjerner: JM1018 (enheter 18-4, 18-6 og 18-9), som ble tatt i ytre fjordbassenget, og JM1014 (enheter 14-2, 14-4 og 14-7), som ble tatt i indre bassenget i nærheten av Skjevelnes morenen. Disse hendelser var datert mellom 9500 og 9100  $^{14}\text{C}$  år før nåtid, og gjorde det mulig å re-estimere perioden med hyppig skred-aktivitet fra 10000 – 9100  $^{14}\text{C}$  år før nåtid (Blikra, 1999; Blikra & Longva, 2000; Blikra et al., 2001; Dehls et al., 2000) til 10000 – 9400  $^{14}\text{C}$  år før nåtid (Forwick & Vorren, 2002).

Resultater av korrelasjon av kjerner JM98 – 1018-PC (ytte Balsfjorden) og JM98 – 1014PC (indre Balsfjorden) presenterer ”Massebevegelser I, II og III” (for mer detaljer se Forwick & Vorren, 2002). Forutsatt at sedimentkjerner JM11-001-PC og JM98-1014-PC representerer materialet av omtrent samme alder, kommer en til konklusjon om at JM11-001-PC preserverer marine, post-glasiale avsetninger, avsatt etter ca. 9400  $^{14}\text{C}$  år før nåtid, som er forstyrret av massebevegelser.

## 6.2. Massebevegelser i Balsfjorden

### Sedimentære prosesser

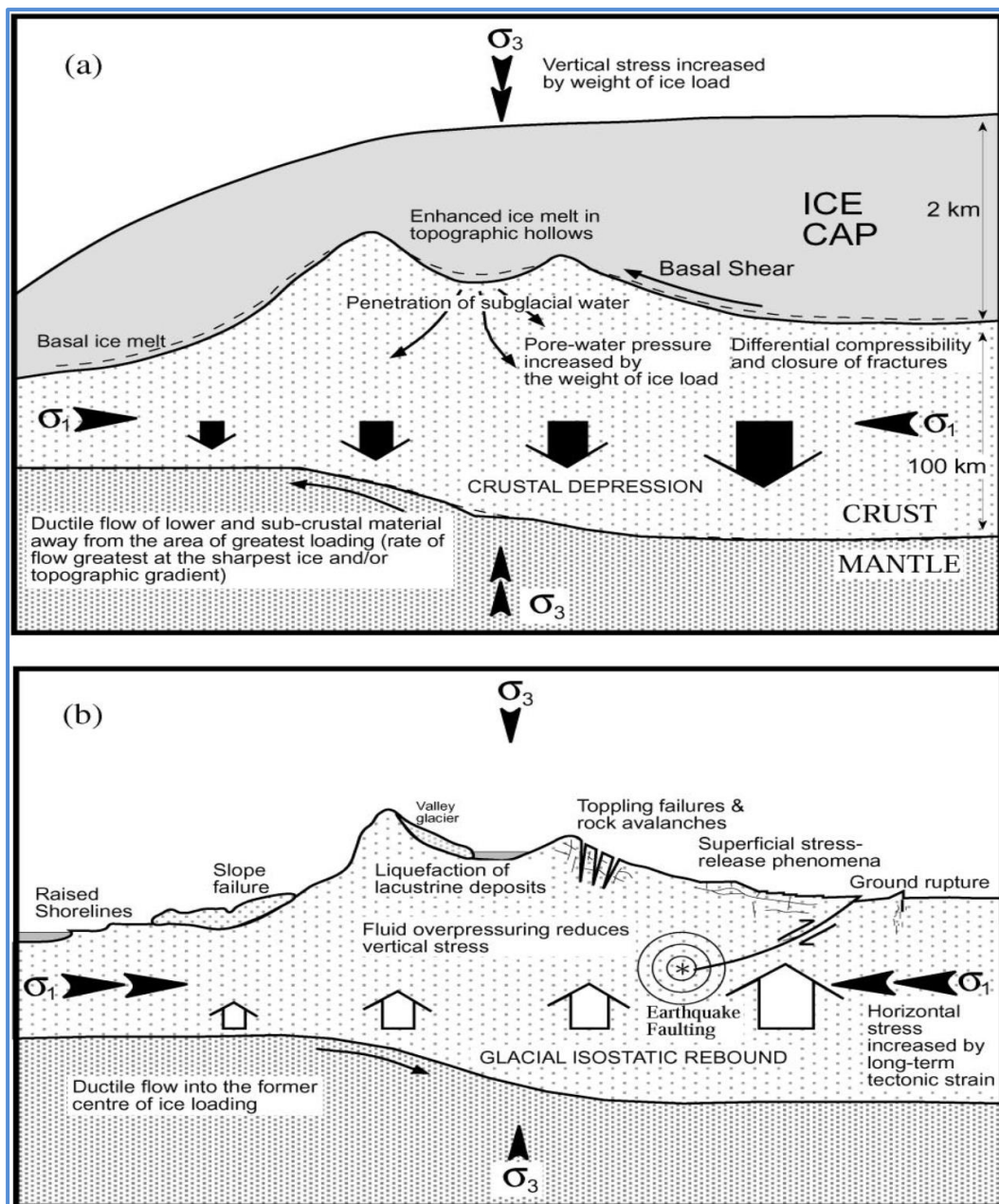
Avsetninger, arkivert i sedimentkjerne JM11-001-PC viser veksling mellom massiv mudder og oppfiningssekvenser. Resultater av dette studiet, samt andre resultater (Hansen, 1998; Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002) viser at suspensjon og massebevegelser har vært hovedsedimentasjonsprosessene i Balsfjorden gjennom de siste ca. 9400 <sup>14</sup>C år.

### Isostatisk landheving

Perioden med høyest frekvens av massebevegelser startet rett etter tilbaketrekningen av innlandsisen (Blikra & Longva, 2000; Longva, 1999). Store sedimentmengder ble avsatt raskt som konsekvens av nedsmeltingen og tilbaketrekningen av innlandsisen (Olsen et al., 1997). Økende vannmasser og stor tilførsel av oppsprukket fjellmateriale skapte forutsetninger for ustabilitet i skråninger og hyppige utglidninger av sedimentene. Parsons et al. (2003) har uttrykt: «Gravitasjonsdrevne bevegelser som stammer fra turbulente suspensjoner er en betydelig sedimenttransport-prosess i et moderne hav. Resulterende avsetninger tar stor plass i de sedimentære arkivene.».

Plastiske endringer i jordskorpen og mantelen under istid grunnet trykket fra ismasser og landhevingsprosesser etter ismeltingen er skjematisk illustrert i Figur 6.4.

Rett etter siste istid var havnivået lavere enn i dag, og større elver drenerte smeltevannet (Ramberg, et al., 2006). Massebevegelser forekom ofte i form av raske, plutselige skred (engelsk: avalanch).



Figur 6. 4. A - Skjematisk illustrering av en isbre kompresjonsprosesser; B - Landhevingprosesser etter issmelting. ( Stewart, 2000).

Longva et al. (1999) fastslår at ca. 9000  $^{14}\text{C}$  før nåtid har skred-aktiviteten i Balsfjorden stoppet. Dette støttes av andre forskninger (Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002). På dette tidspunktet var isostatiske landhevingprosesser sterkt redusert (Ramberg, et al., 2006).

## Turbidittavsetninger

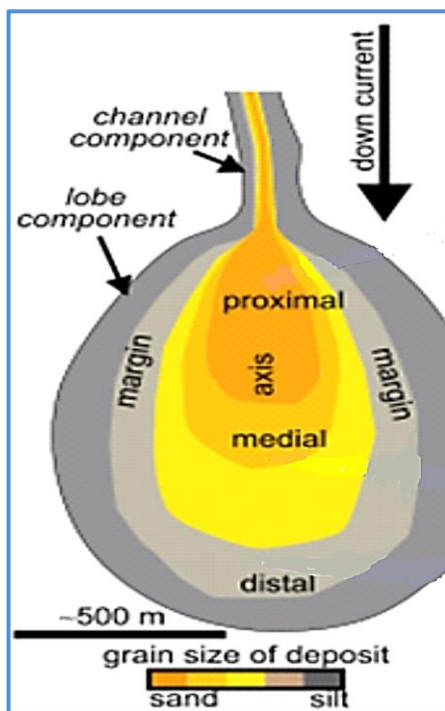
Resultater av dette studiet dokumenterer flere turbidittavsetninger, som etter korrelasjon, trolig er avsatt i perioden 9400 – 8825  $^{14}\text{C}$  år før nåtid (Figur 6. 2, avsnitt 6.1). Dette bekrefter funn fra tidligere forskninger (Hansen, 1998; Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002), som har besluttet at den mest aktive perioden av massebevegelser ligger i intervallet 9400 – 8825  $^{14}\text{C}$  år.

Korrelasjon av kjernen viser at turbidittavsetninger i øvre deler av kjernene JM11-001-PC og JM98-1014-PC er svært like. Mindre forskjeller gjelder for tykkelsen av aktuelle sekvenser. Turbidittavsetningene i 14-2 og 14-4 i JM98-1014-PC er noe tykkere enn tilsvarende sedimenter i sub-enhetene E-IV-c og E-IV-a i JM11-001-PC. Forskjellen i mektigheten av avsetninger forklart av Forwick (2001). Han foreslo at turbidittavsetninger stammer fra de innerste delene av fjorden. Dette støttes av to sett av strømrifler som heller i ulik retning, arkivert i den korrelerte enheten 14-2 (Forwick, 2001). Forwick (2001) foreslo at strømmen kom fra sør, beveget seg oppover Skjevelnes-morenen og strømmer tilbake mot sør igjen. Slike strømmer er definert av Friedman et al. (1992).

Forskjellen i mektigheten av turbidittavsetninger kan altså knyttes til den relative posisjonen av de to sedimentkjernene og Skjevelnes-morenen. JM98-1014-PC ligger noe NNV for JM11-001-PC, og begge kjernene er tatt i nærheten av moreneryggen (SSE for morenen). Minking av mektigheten av turbidittavsetninger kan altså tyde på at en reversert strøm har dannet en noe tykkere sekvens i kjernen som ligger nærmest.

Videre har sedimentene i enhetene E-IV-c og 14-2, forskjellige tykkelsen i lagdeling. Tykkelse av enkelte lag bestemmes av to faktorer: varighet av sedimentasjon og sedimentasjonsrate (Alexander & Mulder 2002; Sylvester, 2007). Tynnere lagdeling i E-IV-c kan tolkes til å indikere en reduksjon i sedimentasjonsrate. Dette igjen støtter tolkningen, gjort av Forwick (2001).

Ut fra korrelasjon av kjernene er massebevegelser i E-IV-a - E-IV-c og 14-2 - 14-4 tolket til å representere samme hendelser (Forwick & Vorren, 2002). Høye MS verdier i de respektive avsetningene tillater å anta at sedimenter kan stamme fra nærliggende fyllitt (rik på Si, K, Al) og/eller lyngensgabbro (Al, Na, Fe, Mg). Men forskjellen i korrelasjonen med enkelte intervaller av en typisk Bouma-sekvens tyder på en variasjon i lateral spredning. Dette kan skyldes, først og fremst, den pulserende naturen av tetthetsstrømmer, som bidrar til et mangfold av strømmens geometri (Imran et al., 1998; Mulder & Alexander, 2001; Forwick, 2001).



Figur 6. 5. Diagram av et kanal-lobe element (modifisert fra Pyles et al., 2013)

To «nye» rasavsetninger, identifisert i kjernen JM11-001-PC (litologiske sub-enheter E-II-c og E-II-c) og tolket som lavtetthetsstrøm-turbiditter, utvider imidlertid et rom for nye tolkninger:

- Turbidittsekvensene i nedre deler av kjernen JM11-001-PC tyder på store laterale variasjoner i utbredelse av rasavsetninger. Blant de faktorene som kan påvirke en slik utbredelse, er forskjellige sedimentkilder, effekten av Coriolis-kraften, bunnstrømmer og fjordbunns morfologi (Syvitski, et al., 1987; Imran, et al, 1998). Imran et al. (1998) har argumentert for at turbidittsstrømmene som forlater for eksempel en canyon, inntrer flere mekanismer av videre distribuering og danner variable laterale avsetninger. Forskjell i litologi av svært nærliggende kjerner kan dermed skyldes den «lokale» morfologien av fjordbunnen. Talling (2001) og Talling et al. (2007) linker en slik forskjell til lokale avsetningsvilkår, der relativt tykkere lag avsettes «proksimalt», og «distale» avsetninger undergår en rask tynning (figur 6.5).
- Turbiditter i E-II-c og E-II-a har en lignende struktur, men ulike nedre grenser (Figur 5.10 på side 54 og Figur 5.11 på side 56). Dette kan skyldes ulik grad av erosjon av underliggende sedimenter.



## Slumper

Sykliske skråstilte avsetninger i litologisk enhet E-I er tolket til å være slump-relaterte. Disse karakteriseres av plastisk deformasjon, «bøyd» laminasjon (Friedman et al., 1992). Flere slumper opptrer i indre Balsfjorden fra fjordvegger (Syvitski et al., 1987), hvis har den moderne gradienten på ca. 3°. Slumpene kan utløses grunnet intensiv hemipelagisk sedimentasjon (Locat et al., 2001), men også grunnet løse, ikke-konsoliderte sedimenter i pro-delta (Trabant et al., 2001, Postma, 1984). Debrisstrømmer kan ofte initieres av slumper og blir deretter transformert i turbidittstrømmer (Benn & Evans, 2010).

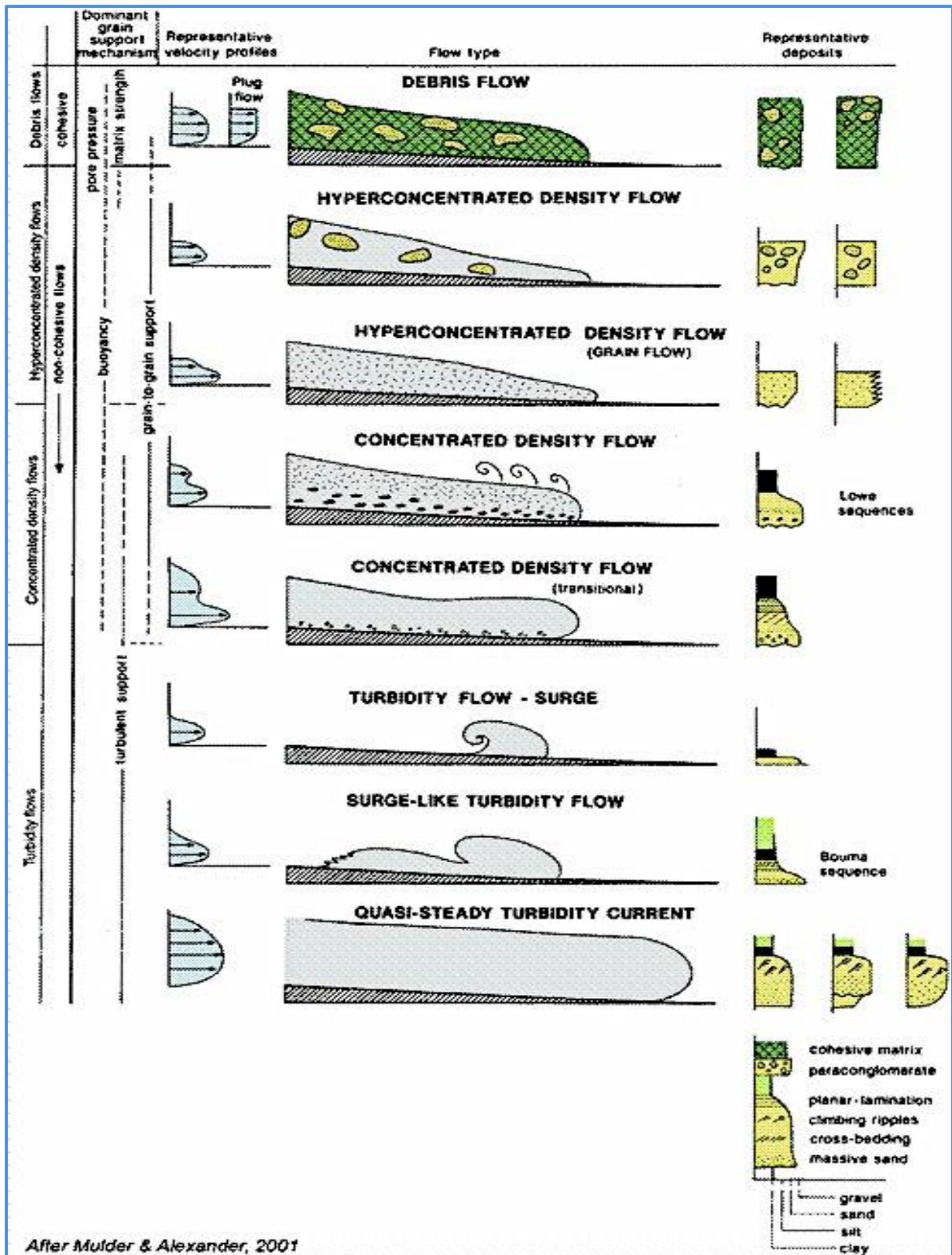
## Moderne massebevegelser

Selv om høyeste skred-aktivitet stoppet for over 8000 år siden og det ikke har forekommet store regionale utrasninger etter den tid, er sedimentasjonsprosesser fortsatt hyppige og den moderne havbunnen i indre Balsfjorden er fortsatt preget av massebevegelser. Små elver og bekker er hoved agenter i land-til-hav transporten av fluviale avsetninger (Mulder & Syvitski, 1995). Grunnvannssedimentstrømmer transformeres raskt i bølge-lignende sedimentstrømmer.

Mulder & Alexander (2001) har delt submarine sedimentstrømmer, basert på sediment konsentrasjon, inn i tre hovedklasser:

- hyperkonsentrerte tetthetsstrømmer;
- konsentrerte tetthetsstrømmer;
- bølge-lignende strømmer, som danner Bouma-sekvens (Figur 6.6).

Asymmetriske løber i SV og SØ indre Balsfjorden tolkes til å være dannet av flere sammenhengende (engelsk: cohesive) debrisstrømmer av samme retning (Figur 4.2 (3, 6) side 36, Figur 4.3 (profil d3) side 38, avsnitt 4.1.2) (Mulder & Syvitski, 1995).



Figur 6. 6. Klassifikasjon av tetthetsstrømmer (av Mulder & Alexander, 2001)

Slike debrisstrømavsetninger karakteriseres av konveks form og viser transparent seismikk (Laberg & Vorren, 1995; Mulder & Alexander, 2001).

Mulder & Syvitski (1995) har linket hyperpycnal- og turbidittstrømmer. De har vist at maksimum avsetningsmasse tilsvarer punktet der strømhastigheten avtar raskest. Alexander & Mulder et al., (2002) argumenterte for at fin sand, silt og leire kan bli transportert lenge før partiklene blir avsatt fordi strømmen er påvirket av en elv og kan dermed ha en ganske høy hastighet. Dette støtter forklaringer, gitt ovenfor, om at avsetninger som danner Lowe- og Bouma-sekvenser, varierer mye lateralt.

Hyperpycnal strøm (hvis tetthet er større enn vanntetthet,  $\rho_{\text{vann}} < \rho_{\text{sed}}$ ) har direkte kobling til suspenderte sediment konsentrasjon, som varierer med sesongskifte (Mulder & Syvitski, 1995).

Semi-avrundede terrasser i SV- og SØ-deler av det indre Balsfjorden tolkes til å være dannet av slike sesonglige strømmer, samt fluvial debris. Den komplekse morfologien av lobe-lignende strukturer og sub-marine alluviale vifter skyldes gjentakelser av strømmer, relatert til avrenningen.

### 6.3. Geokjemi i identifiserte avsetninger

Kjemiske elementforhold reflektert i sedimentkjerner kan brukes til å rekonstruere regionale klima endringer i studieområdet, tolkning av avsetningsmiljø og bergrunnssammensetning (Syvitski et al., 1987, Croudace, 2006). Elementforholdene som er utvalgt for analyse av kjerne JM11-001-PC støtter identifisering av variable undersjøiske rasavsetninger (Figur 5.5) ved å demonstrere uttalte trend.

Fe/Rb, Ti/Rb, K/Rb og Si/Al viser stadig økninger i turbidittavsetninger (Croudace et al., 2006). Økning av Si/Al i turbiditter kan være relatert til økning av kvartsrik sand (Werne et al., 2002) og generelt høyere transportenergi (Lopez et al., 2006).

Ca/Fe som er relativt høy i turbidittavsetninger identifisert i kjerne JM11-001-PC er en god indikator av normal gradering. Ofte assosieres Ca/Fe med biogenisk karbonat (Croudace et al., 2006). Forholdet viser generelt svak minking oppover i kjernen. Dette kan reflektere for eksempel sakte florautviklingen i området (Yudovich & Ketler, 2000; Rush, 2010).

Forholdene Fe/Mn og Ti/Zr er blant de vanlige faciale indikatorer som gir mulighet for å tolke avsetningsmiljø (Yudovich & Ketler, 2000). Generelt svak økning i Fe/Mn i kjerne JM11-001-PC tyder på grunt marint avsetningsmiljø – en fjord (Yudovich & Ketler, 2000). (Siden Mn er lettere oppløselig i vann, enn Fe, kan Fe/Mn avta med dybden på grunn av økende absorpsjon av Mn av sjøvann.)

Ti/Zr er en ofte brukt klast-indikator (Yudovich & Ketler, 2000, Taylor & McLennan, 1985). Dette forholdet minker konsekvent i turbidittavsetningene, men fluktuerer mye i sedimenter som er tolket til å ha en glasimarin opprinnelse (enhet E-II-b). Dette tyder på rask avsetning i grunnvann/høy energi-miljø. Ti/Zr kan også brukes som transport-indikator fordi Zr har bedre konserveringsevne i forhold til Ti (Yudovich & Ketler, 2000).

Kjemiske elementforhold kan i prinsippet brukes som berggrunnsindikatorer i dreneringsområdet. Bruk av petrologiske moduler og analyse av mineralsammensetning vil gi en mer nøyaktig kobling mellom berggrunnen og rasavsetninger. Enkelte mineraler kan bli omdannet grunnet marin halmyrolysis (kjemiske reaksjoner som kan skje etter avsetning) og jord-diagenesis (Syvitski et al., 1987).

#### **6.4. Utløsningsmekanismer for massebevegelser i Balsfjorden**

Turbidittavsetninger identifisert i de litologiske enhetene E-IV-a og E-IV-c har trolig samme opprinnelse som avsetningene av samme alder i korrelerte kjerner (Figur 6. 2, avsnitt 6.1). Som nevnt tidligere har Forwick (2001) argumentert for at sterke refleksjoner på begge sider av Skjevelnes-morenen tyder på at avsetningene sannsynligvis har blitt avsatt samtidig.

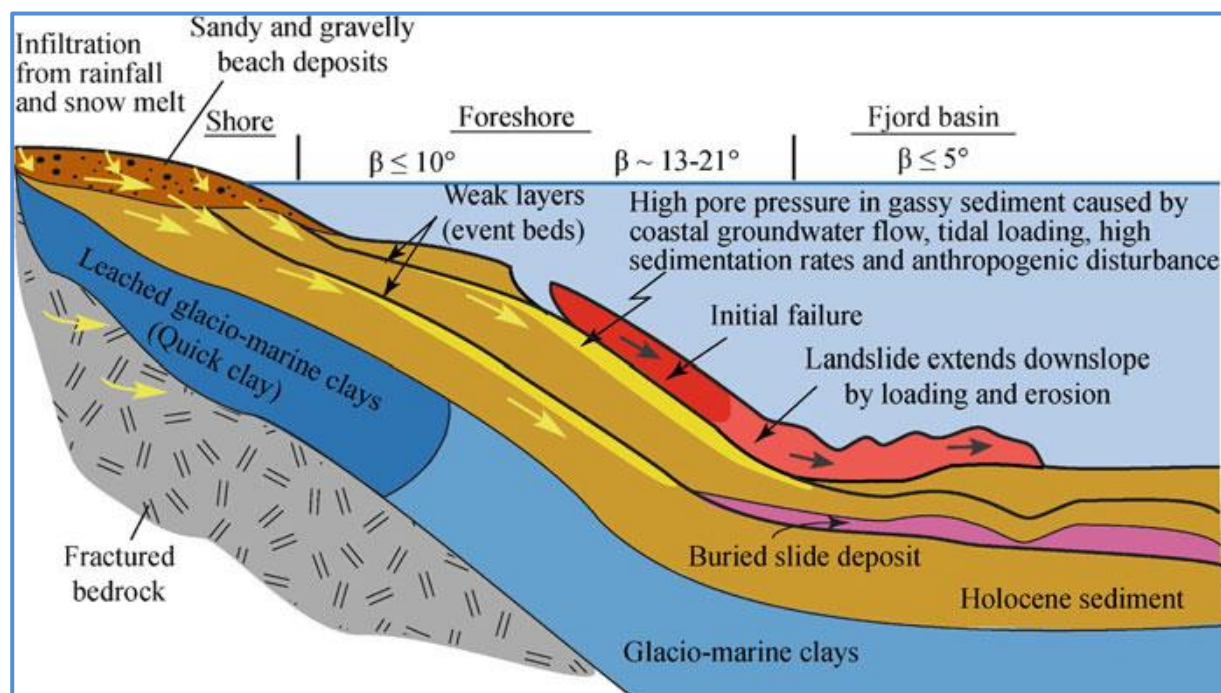
Flere kilder knytter massebevegelser som forekom med høy frekvens etter siste istid grunnet isostatiske landheving med lokale jordskjelv (Olesen et al, 2000; Longva et al, 2003; Ramberg et al., 2006).

Moderne massebevegelser i indre Balsfjorden foregår stort sett grunnet sedimentoverbelastning i deltaer. Jordskjelvaktiviteten i dag er svært liten (f.eks. Olesen et al., 2000). Jordskjelv kan dermed utelukkes som utløsningsmekanisme for resente utrasninger. Det betyr at rasene utløses grunnet erosjon og oversteeping av fjordskråninger.

Vanligvis er det mer enn en faktor som står bak en massebevegelse (Forwick & Vorren, 2011; Bjerrum, 1971; Bøe et al., 2003). Blant de viktigste er:

- seismisk aktivitet grunnet rask isostatisk landheving;
- endringer i havnivå;
- topografi;
- sedimenttilførsel (høy sedimentasjonsrate over lengre tid – sedimentoverbelastning – stabil sediment tilførsel i delta);
- bølger og tidevannssyklus;
- modifikasjon av skråning (Forwick & Vorren, 2011; Nelson, 2003).

Flere faktorer som påvirker stabiliteten i fjordskråninger er vist i Figur 6. 7.



**Figur 6. 7.** Faktorer som påvirker stabiliteten i skråningen (en modell for kyst området i Finneidsfjord, Vest-Norge). Lav-permeable svake lag forsterker land-fjord vannstrømmer og dermed kontrollerer stabiliteten i en fjordskråning (fra L’Heureux et al., 2003).

### 6.5. Undersjøiske ras i andre norske fjorder

Resultatene av dette studiet støtter nok en gang konklusjonene av tidligere studier, utført i norske fastlandsfjorder. Sedimenter avsatt i fjorder i Holocen viser generelt like trender i avsetningsmiljø og massebevegelser (Syvitski & Farrow, 1989; Hein & Syvitski, 1992). Turbiditter, debrissstrømmer og leireskred er hyppige fenomener i norske fjorder (Holtedahl, 1975; Sejrup et al., 2001; Forwick & Vorren, 2002, 2011; Lyså et al., 2004; Lyså et al., 2010; L’Heureux et al., 2003; Bø et al., 2003; Aarseth et al., 1989).

Fjord	Lokasjon	Rasavsetninger /hendelser	Estimert alder	Utløsningsmekanismer
<b>Fensfjorden</b>	Vest-	Turbiditter	Eldst: ca. 2040 kal.år.	Landheving, jordskjelv

	Norge		Yngst: ca. 1860 – 1190 kal.år før nåtid	fjellras (avalanch)
<b>Finneidfjord (Sørfjord)</b>	Vest-Norge	Turbiditter Leirskred Leirskred	I perioden ca. 9000 – 4500 år før nåtid ca. i 1819 20. juni 1996	Landheving, jordskjelv  Jordskjelv i 1819 Endring av vanninnhold i kvikkleire
<b>Orkdalsfjorden</b>	Midt-Norge	Skredavsetninger slumper	Ca. 10000 – 9500 kal.år før nåtid	Sediment overbelastning
<b>Ytre Trondheimsfjorden</b>	Midt-Norge	Debrisstrøm Turbiditter Turbiditter	Ca. 1990-1870 kal.år før nåtid Ca. 5650 – 5590 kal.år før nåtid Ca. 550-400 kal.år før nåtid	Sedimentoverbelastning smeltevann/avrenning
<b>Sentrale Trondheimsfjorden</b>	Midt-Norge	Turbiditter/ debris Skred/debris Leirskred	Ca. 8000 kal.år før nåtid  Ca. 3700 – 3100 kal.år før nåtid 1888 (Trondheim havn) 1950 (Ilsvika)	Storegga-skred og tsunami  Sedimentoverbelastning Menneskelig aktivitet Menneskelig aktivitet
<b>Indre Trondheimsfjorden</b>	Midt-Norge	Turbiditter Leirskred	Ca. 8000 kal.år før nåtid  Ca. 2150 – 2000 kal.år før nåtid 1999 (Ytterøy)	Storegga-skred og tsunami? Sedimentoverbelastning Menneskelig aktivitet
<b>Ranafjord</b>	Nord-Norge	Debrisstrøm avsetninger	Ca. 9800 -7600 kal.år før nåtid  7200 – 6000 kal.år før nåtid  3150 – 3600 kal.år før nåtid 1350 -1000 kal.år før nåtid	Rask isostatisk landheving Storegga –skred tsunami??  Klimaendringer? Tranadjupet-skred og tsunami?  Lokale endringer, sedimentoverbelastning Lokale endringer, sedimentoverbelastning

**Tabell 6.2. Undersjøiske ras i utvalgte norske fjorder (L'Heureux et al., 2003; Rise et al., 2006; Bondevik et al, 1997a,b; Bø et al., 2003; Aarseth et al., 1989; Lyså et al., 2004).**

Rasavsetninger, utløst av samme hendelse (for eksempel, et kraftig jordskjelv) karakteriserer perioden av tidlig Holocen og knyttes til den seismiske intensiteten (for eksempel i Fensfjorden, Finneidfjorden (Sørfjord), Trondheimsfjorden og Ranafjord).

Bøe et al. (2004) har foreslått at turbidittstrøm-aktivitet i norske fjorder foregikk i flere perioder: 8200, 2800 og 2100  $^{14}\text{C}$  år før nåtid. Undersjøiske rasavsetninger i det indre Balsfjorden korrelerer godt med det eldste av disse tidsintervaller, da seismisk aktivitet i området var fortsatt høy. Tabell 6.2 inneholder noen eksempler av undersjøiske utrasninger i Norge.

Gigantiske skred-hendelser ute i Norske havet Storegga-skred, ca. 8100 år siden (Bondevik et al., 1997a; Bondevik et al., 1997b; Micallef et al., 2008) og Trænadjupet-skred, ca. 4300 år siden (Leynaud & Miniert, 2003) og følgende tsunami utløste flere store ras i de fleste norske fjorder (Bondevik et al., 1997 a; Bondevik et al., 1997 b). Så langt borte som i Troms fylke bølgene var over 5 meter høy (Bondevik, 2013). Men ingen rasavsetninger som kan korreleres med disse hendelser er reflektert i sedimentkjerne JM11-001-PC.

I likhet med andre norske fastlandsfjorder skjer moderne ras i det indre Balsfjorden grunnet sedimentoverbelastning. Menneskelig aktivitet er ofte en avgjørende faktor ved undersjøiske rasutløsning.





## Konklusjon

Kjernerdata, samt seismiske og batymetriske data, ble analysert for å undersøke undersjøiske ras i indre Balsfjorden. Hovedvekten av studiet lå på «multi-proksi» analyser av sedimentkjerne JM11-001-PC. Dette inkluderte fysiske egenskaper, beskrivelser av kjerneoverflate og røntgenbilder, samt geokjemiske målinger (XRF-skanning). Resultatene støtter delvis opp mot tidligere undersøkelser, men det ble også gjort flere nye observasjoner. Hovedkonklusjonene er:

- Analyser av batymetriske data viser en del nylige ras på fjordbunnen og tegn på flere, forholdsvis resente rasavsetninger. Disse er lokalisert oftest foran elvemunninger.
- Tegn til undersjøiske ras finnes også på høyoppløselige seismiske data (Hansen, 1998; Forwick, 2001).
- Kjerne JM11-001-PC har blitt delt inn i 5 litostratigrafiske enheter og 6 sub-enheter. Disse er tolket til å representere «vanlig» fjordsedimentasjon (karakterisert av bioturbasjon) og suspensjonavsetninger (mudder), gjentatte ganger avbrutt av turbiditter. Turbiditter karakteriseres ved skarpe nedre grenser, normal gradering (oppover fining), samt plutselige endringer i fysiske egenskaper og kjemiske elementforhold.
- Sammenligninger med studier av kjerne JM98-1014-PC (Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002), som ble tatt i umiddelbar nærhet, viser flere likhetstrekk, men også forskjeller mellom begge kjernene. Den mest markante forskjell er forekomst av to turbiditter, avsatt 9400  $^{14}\text{C}$  år før nåtid, som ikke har blitt beskrevet før. Dette demonstrerer variasjon i den laterale utbredelsen av turbiditter.
- Korrelasjon med kjerne JM98-1014-PC (Forwick, 2001; Forwick & Vorren, 2002) viser at de største rasene forekom i tidlig Holocen. Dette samsvarer med observasjoner fra andre fjorder i Norge.
- Geokjemiske indikatorer kan brukes til å tolke avsetningsmiljøer og korrelasjon med den lokale berggrunns sammensetning. Rasavsetninger karakteriseres av økende Ti/Rb, K/Rb, Si/Al, Ca/Fe og Fe/Rb forhold.
- Rasavsetninger i tidlig Holocen i de fleste norske fjorder skyldes seismisk aktivitet på grunn av rask isostatisk landheving, mens moderne ras kan knyttes til overbelastning av sediment i nærheten av sedimentkilder, samt menneskelig aktivitet.

### **Fremtidige studier**

Videre studier kan rettes til geofysiske og geotekniske undersøkelser, både undersjøisk og på land, i nærheten av identifiserte undersjøiske rasavsetninger, og korrelasjoner av disse. Flere simulasjonsmetoder og rekonstruering av begravde seismiske horisonter kan øke kunnskap om frekvensen og utløsningsmekanismer av massebevegelser i Balsfjorden. Dette bidrar til bedre forståelse av fjordsedimentasjonsprosesser generelt. Slik kunnskap vil være nyttig i forbindelse med planlegging av menneskelige aktiviteter.

## Litteraturliste

- Alexander, J. & Mulder, T. (2002). Experimental quasi-steady density flows. School of Environmental Sciences, The University of East Anglia. Elsevier Science. *Marine geology*, 186, pp. 195-210
- Andersen, B. G. (1968). Glacial geology of western Troms, north Norway. *Nor. Geol. Unders.* 256, pp. 1-74. Oslo: Universitetsforlaget
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, Ar., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergström, B. (1995). Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, Vol. 8(0), pp. 147-169. ISSN: 1040-6182
- Behn D.I. & Evans J.A. (2010). *Glaciers and Glaciation*. Second edition. Hodder Education, pp. 305-311, 318-321, 401-417, 426-427, 631, 633-638
- Bergh, S. G., & Andresen, A. (1985). Tectonometamorphic evolution of the allochthonous caledonian rocks between Malangen and Balsfjord, Troms, North Norway, *Bulletin* 401, pp. 1 – 34
- Bergsstrøm, B., Olsen, L. & Sveian, H. (2005). The Tromsø-Lyngen glacier readvance (early Younger Dryas) at Hinnøya-Ofotfjorden, northern Norway: a reassessment. *NGU BULL* 445, 73 pp.
- Bergsstrøm, B., Olsen, L., Sveian, H. & Tønnesen (2005). Leirkartlegging i Troms: Kvartærgeologien i Vangsvik, Sørreisa, Løksebotn og Lavangen, - et grunnlag for videre skredfare vurderinger. *NGU rapport* 2004.057. ISSN: 0800-3416. 22 pp.
- Binns, R. E. (1978). Caledonian nappe correlation and orogenic history in Scandinavia north of lat 67 degrees N. *Geological Society of America Bulletin*, 89(10), pp. 1475-1490
- Bjerrum, L. (1971). Subaqueous slope failures in Norwegian fjords. *Norwegian Geotechnical Institute Publication* 88, pp. 1-8
- Bjørlykke K. (2001). *Sedimentologi og petroleumsgnologi. Foskjellige former for sedimenttransport*. Gyldendal Norsk Forlag, Oslo, pp. 29-38
- Blikra, L.H. (1994). Tromsø 1534 II, kvartærgeologisk kart M 1:50.000 med beskrivelse. *Norges geologiske undersøkelse*
- Blikra, L. H. (1999). Rock avalanches, gravitational faulting and its potential palaeoseismic cause. In J. Dehls & O. Olesen (eds): *Neotectonics in Norway: annual technical report*. NGU Rapp. 99.007. Pp. 88-92. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Blikra, L. H. & Longva, O. (2000). Gravitational-slope failures in Troms: indications of palaeoseismic activity? In J. Dehls & O. Olesen (eds): *Neotectonics in Norway: annual technical report*. NGU Rapp. 2000.01. Pp. 31-40. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Blikra, L. H., Longva, O. & Sletten, K. (2001). Palaeoseismic activity and gravitational slope failures. In O. Olesen (ed.): *Neotectonics in Norway: final report*. NGU Rapp. 2000.2. Pp. 33-43. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Blum, P. (1997). *Physical Properties Handbook: A Guide to the Shipboard Measurement of Physical Properties of Deep-sea Cores by the Ocean Drilling Program*. Texas A&M University
- Bondevik, S., Svendsen, J.I. & Mangerud, J. (1997b). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology* 44, pp. 1115-1131
- Bondevik, S., Svendsen, J.I., Jonsen, G. Mangerud, J. & Kaland, P.E. (1997a). The

- Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas* 26, pp. 29-53
- Bondevik, S. (2013). Framleis grøne etter 8150 år i ei tsunami-avleiring i Lyngen, *Tidsskriftet Ottar* Nr 294
- Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, 168 pp.
- Bowman, S. (1990). *Radiocarbon dating. Interpreting the past*. British Museum Publications. ISBN: 0-7141-2047-2
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegaard, E., Haflidason, H., Bryn, P. & Lien, R. (2004). Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology* 84, pp. 35–55
- Bøe, R., Rise, L., Blikra, L. H., Longva, O., & Eide, A. (2003). Holocene mass-movement processes in Trondheimsfjorden, Central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 83, pp. 3-22
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J. L., Mienert, J., Cattaneo, A. & Bryn, P. (2004). Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213 (1–4), pp. 9-72.
- Collinson, J.D., Mountney, N. P., Thompson, D. B. (1982). *Sedimentary structures*. Terra Publishing. ISBN: 1-903544-19-8
- Corner, G. D. (2005a). *Atlantic Coast and Fjords*. Oxford, Oxford University Press, The Oxford regional environments
- Corner, G. D. (1980). Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen - Storfjord area, Troms, north Norway. *Boreas* 9, pp. 239-249
- Croudace, J., W., Rindby, A. & Rothwell R.G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core skanner. National Oceanography Centre, Empress Dock, Southampton i: Rothwell, R.G. 2006. *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, London, Special Publications, 267, pp.51–63
- Dahl, R. & Sveian, H. (2004). Ka dokker mein førr stein! *Geologi, landskap og ressurser i Troms*. Norges geologiske undersøkelse, 154
- Dearing, J. (1994). *Environmental Magnetic Susceptibility, Using the Bartington MS2 system*. Kenilworth, England: Chi Publishing, 104 pp.
- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L. & Blikra, L. H. (2000). Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuaragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quat. Sci. Rev.* 19, pp.1447-1460.
- Dolberg, D.N., Helgesen, J., Hanssen T.H., Magnus, I., Saigal, G. & Pedersen, B.K. (2003). Porosity prediction from seismic inversion, Lavrans Field, Halten Terrace, Norway *The Leading Edge*, April 2003, pp. 392 - 399
- Forwick, M. (2001). Development of the sedimentary environment in Balsfjord (northern Norway). "Hovedoppgave", PDF
- Forwick, M. (2011). How to use XRF core scanner data acquired with the Avaatech XRF core scanner at the Department of Geology, University of Tromsø. A short manual. University of Tromsø, Department of Geology, N-9037 Tromsø
- Forwick M., 2011: Fjords. PDF
- Forwick, M., Baeten, N. J. & Vorren, T. O. (2009). Pockmarks in Spitsbergen fjords. *Norwegian Journal of Geology*, 89, pp. 65–77.
- Forwick, M., & Vorren, T. O. (2002). Deglaciation history and post-glacial mass movements in Balsfjord, northern Norway. *Polar Research*, 21(2), pp. 259-266, doi: 10.1111/j.1751-8369.2002.tb00079.x

- Forwick, M., & Vorren, T. O., (2007). Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence. *The Holocene*, 17 (6), pp. 707-716, doi: 10.1177/0959683607080510
- Forwick, M., & Vorren, T. O. (2011). Submarine mass wasting in Isfjorden, Spitsbergen. In: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J. & Strasser, M. (eds.): *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazard Research*, 31, pp. 711-722
- Forwick, M. & Vorren, T.O. (2012). Submarine mass-wasting and in Isfjorden, Spitsbergen. In. *Submarine Mass Movements and their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazard Research: Vol. 31*, Yamada Y., Kawamura K., Ikehara K. et al., (eds). Springer: London, pp. 711-721
- Forwick, M., Vorren, T.O. & Johnsen, H.K. (2010). Moderne utstyr for å øke forståelsen av nordområdenes geologi. Nordområdekonferansen, Tromsø, Norway.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. & Kopaska-Merkel, D.C. (1992). *Principles of sedimentary deposits - stratigraphy and sedimentology*. Maximillan Publishing Company, New York, 717 pp.
- Gunn, D. E. & Best A. I. (1998). A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters* (1998) 18, pp. 70-77. Springer-Verlag
- Ha H. K. & Maa J. P.-Y & Holland Ch. W. (2010). Acoustic density measurements of consolidating cohesive sediment beds by means of a non-intrusive “Micro-Chirp” acoustic system Springer-Verlag
- Hansbo, S. (1957). *A New Approach to the Determination of the Shear Strength of Clay by the Fall Cone Test*. Royal Swedish Geotechnical Institute Proceedings, 14
- Hansen, T. (1998). Sedimentasjons- og deglasiasjonshistorien i Balsfjorden belyst med høyoppløselig seismikk. (Sedimentation and deglaciation history in Balsfjorden inferred from high-resolution seismics.) MSc. thesis. University of Tromsø
- Hein, F., J. & Sivitski, J., P., M. (1992). Sedimentary environment and facies in an arctic basin. Itirbiling Fjord, Baffin Island, Canada. *Sediment. Geology*, 81, pp. 17-45
- Holtedahl, H., (1967). Notes on the formation of fjords and fjord valleys. *Geogr. Ann. Ser. A.*, 49, pp. 188-203.
- Holtedahl, H., (1975). The geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 323, pp. 1-87.
- Imran, J., Parker, G., Katopodes, N. (1998). A numerical model of channel inception on submarine fans. *J. Geophys. Res.* 103, pp. 1219-1238
- Judd A. & Hovland M. (2007). *Seabed Fluid Flow. The Impact on geology, Biology, and the Marine Environment*. Cambridge University Press, pp. 49-51, 359-362, 383-384
- Kessler T.C. (2012). *Hydrogeological Characterization of Low-permeability Clayey Tills – the Role of Sand Lenses*. PhD Thesis, Department of Environmental Engineering Technical University of Denmark
- Kverndal, A.-I. & Sollid, J.L. (1993). Late Weichselian glaciation and deglaciation in northeastern Troms, northern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 47, pp. 163-177

- L'Heureux, J.-S., Longva, O., Steiner, A., Hansen, L., Vardy, M. E., Vanneste, M. & Kopf, A. (2003). Identification of Weak Layers and Their Role for the Stability of Slopes at Finneidfjord, Northern Norway. In: Y. Yamada et al. (eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31, doi: 10.1007/978-94-007-2162-3\_29, © Springer Science+Business Media B.V. 2012
- Laberg, J. S., & Forwick, M. (2011). Marine-geological cruise to Balsfjorden, North Norway
- Laberg, J.S. & Vorren T.O. (1995) Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology*, 127(1-4), pp. 45-72
- Lastras G., Canals M., Urgeles R., Hughes-Clarke J. E. & Acosta J. (2004). Slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel; Western Mediterranean Sea. *Sedimentology*. 51, pp. 1-14
- Leeder M., (2011). *Sedimentology and Sedimentary Basins. From Turbulence to Tectonics*. Second edition, Wiley-Blackwell, 179-180, pp. 203-204
- Leynaud, D. & Mienert; L. (2003). Slope stability of the Trænadjupet slide area offshore the mid-norwegian margin. Department of Geology, University of Tromsø, N-9037. (eds.) Submarine mass-movements and their consequences, pp. 255-265
- Locat, J., Urgeles R., Thierry Schmitt Th., Houareau L., Martin F., Hill Ph., Long B., Simpkin P., Kammerer E., Sanfaçon R. (2001). The Morphological signature of natural disasters in the upper Saguenay fjord area, Quebec, Canada. Department of Geology and Geological Engineering, Laval University, Sainte-Foy, Qc, Canada. PDF
- Longva, O., Blikra, L.H., Mauranting, E., Thornes, T. & Reither, E. (1999). Testprosjekt Finneidfjord; Integrert skredfarekartlegging – metodevurdering. NGU Rapport Nr. 99.051, 62 pp.
- Longva, O., Janbu, N., Blikra, L. H., & Bøe, R. (2003). The 1996 Finneidfjord Slide; Seafloor Failure and Slide Dynamics. In: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J. & Strasser, M. (eds.): Submarine Mass Movements and Their Consequences. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 19, pp. 531-538
- Lopez, P., Navarro, E., Marce, R., Ordonez, J., Caputo, L. & Armengol, J. (2006). Elemental ratios in sediments as indicators of ecological processes in Spanish reservoirs. Department of Ecology, University of Barcelona. *Limnetica*, 25 (1-2), pp. 499 -512
- Lucia, F.J. (2007). Carbonate Reservoir Characterization. An Integrated Approach. Chapter 1. *Petrophysical Rock Properties*, pp. 1-27. Springer. ISBN: 978-3-540-72740-8.
- Lyså, A., Hjellstuen, B. O., & Larsen, E. (2010). Fjord infill in a high-relief area: Rapid deposition influenced by deglaciation dynamics, glacio-isostatic rebound and gravitational activity. *Boreas*, 39(1), 39–55, doi: 10.1111/j.1502-3885.2009.00117.x
- Lyså, A., Sejrup, H.P. & Aarset, I. (2004). The Late glacial-Holocene Seismic Stratigraphy and Sedimentary Environment in Ranafjorden, Northern Norway. *Marine Geology* 211, pp. 45-78
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1980. *An Introduction to Seismic Interpretation*. Graham & Trotman Limited, London, 199 pp.
- Micallef, A., Masson, D., Berndt, C. & Stow, D.A.V. (2008). Development and mass movement processes of the north-eastern Storegga Slide, Quaternary

- Science Reviews, doi:10.1016/j.quascirev
- Minsaas, O. & Sturt, B. A. (1985). The Ordovician-Silurian clastics sequence overlying the Lyngen Gabbro Complex, and its environmental significance. *The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas*, pp. 379-393
- Misra, K.S. (2012). *Introduction to geochemistry. Principles and Applications*. Willey-Blackwell. ISBN: 978—1-4443-5095-1
- Mulder, T. & Alexander, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, pp. 269–99.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., & Fauge`res, J.-C. (2002). Inversely-graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents? A reply. *Geo-Marine Letters*, 22(2), pp. 112–120.
- Mulder, T. & Syvitski, J.P.M. (1995). Turbidity Currents Generated on River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans. *The Journal of Geology*, Vol. 103, No. 3, pp. 285-299
- Mulder T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.-C. & Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20 (2003), pp. 861–882. Elsevier. doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003
- Nelson, S. A. (2003). Mass-wasting. *Physical Geology*. Tulane University. PDF
- Olesen, O., Dehls, J., Bungum, H., Riis, F., Hicks, E., Lindholm, C., Blikra, L.H., Fjeldkaar, W., Olsen, L., Longva, O., Faleide, J.I., Bockmann, L., Rise L., Roberts, D., Braaten, A. & Brekke, H. (2000). Neotectonics in Norway, Final Report, NGU. Report no. 2000.002. ISSN 0800-3416
- Olsen, H., Longva, O., Ottesen, D., Rise, L., Skilbrei, J.R. & Thornes, T. (1997). Senglasiale gravitasjonsstrømmer og vifteutbygging i indre Skagerrak. NGU rapport nr. 97.156. ISSN: 0800-3416. 23 pp.
- Parsons, J. D., Schweller W. J., Stelling C. W., Southard J. B., Lyons W. J. & Grotzinger J. P. (2003). A Preliminary Experimental Study of turbidite Fan Deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 73, pp. 839-841
- Postma G. (1984). Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, January, 1984, vol. 12, pp. 27-30
- Pyles, D. R., Straub, K. M. & Stammer J. G. (2013). Spatial variations in the composition of turbidites due to hydrodynamic fractionation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, pp. 1–5. doi:10.1002/grl.50767
- Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (2006). Landet blir til - Norges geologi. *Norsk Geologisk Forening*. Kap. 6, pp. 178-219
- Rey, P., J.-P. Burg, J.-P., & Casey, M. (1997). The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. Department of Geology, Monash University, Clayton, VICT 3168, Australia. PDF
- Richter, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., deStigter, H.C., De Haas, H. & van Weering, T.C.E., (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: Rothwell, R.G. 2006. *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, London, Special Publications, 267, pp. 39-50, doi: 0305-8719/06/\$15.00
- Rise, L., Bøe, R., Sveian, H., Lyså, A. & Olsen, H. (2006). The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleis, Central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 10/2006, pp. 419-438

- Roberts, D. (2003). The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365 (1-4), pp. 283-299
- Rothwell, R.G. & Rack, F.R. (2006). *New Techniques in Sediment Core Analysis: an Introduction*. Geological Society, London. Special publications, 267, pp. 1-29
- Rush, R.A. (2010). High Resolution geochemical XRF data from Elk Lake, Minnesota: A Holocene paleoclimate record from varved lacustrine sediments. MSc. Thesis. University of Minnesota, USA.
- Schock, S.G., LeBlanc, L.R. & Mayer, L.A. (1989). Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis. *Geophysics*, 54 (4), pp. 445-450
- Seifert A., Stegmann S., Lange M., Wever T., Morz T., Korf A. (2008). In situ pore pressure evolution during FF-CPT measurements of the western Baltic Sea. *Geo-Mar Lett.*
- Sejrup, H.P., Haflidason, H., Flatebø T. (2001). Late glacial to Holocene environmental changes and climate variability: evidence from Voldafjorden, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 16, pp. 181-198
- Shelton, M., Gay, I. & Vaughan, S.L. (2001). Seasonal hydrography and tidal currents on bays and fjords in Prince William Sound, Alaska. *Fish. Oceanography*, 10 (Suppl. 1), pp. 159-193
- Smelror, M., Petrov, O.V., Larssen, G. B. & Werner, S. (2009). *Geological History of the Barents Sea, Atlas*. Geological Survey of Norway. ISBN: 978-82-7385-137-6
- Stephens, M.B. (1998). The Scandinavian Caledonides; a complexity of collisions. *Geology today*, pp. 20-26
- Stewart, I.S., Sauber, J. & Rose, J. (2000). Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1367-1389.
- Sveian, H. & Bergstrøm, B. (2004). *Storbrens holdeplasser i Sør-Troms. I: Dahl, R. og Sveian, H. (red.): Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms. Norges geologiske undersøkelse*
- Svendsen, H. (1995). Physical oceanography of coupled fjord coast systems in northern Norway with special focus on frontal dynamics and tides. In H. R. Skjodal et al. (eds.): *Ecology of fjords and coastal waters: proceedings of the Mare Nor Symposium on the Ecology of Fjords and Coastal Waters, Troms, Norway, 5 - 9 December, 1994*. Pp. 149-164. Oxford: Elsevier *Palaeoecology*, pp. 280, 258-274
- Sylvester, Z. (2007). Turbidite bed thickness distributions: methods and pitfalls of analyzing and modeling. Department of Geological and Environment Sciences, Stanford University, USA. *Sedimentology* (2007), pp. 1-24. Doi: 10.1111/j.1365-3091.2007.00863.x
- Syvitski, J. P. M., Burrell, D. C., & Skei, J. M. (1987). Fjords: Processes and products (Vol. 4, Issue 3, pp. 277-278). *Journal of Quaternary Science*: Springer-Verlag
- Syvitski, J.P.M. & Farrow, G.E. (1989). Fjord sedimentation as an analogue for small hydrocarbon-bearing fan deltas. In: *Deltas: sites and traps for fossil fuels*. Ed. M.K.G. Whateley & K.T. Pickering, pp. 21-43. Geological Society (London). Special publication, 41
- Talling, P.J. (2001). On the frequency distribution of turbidite thickness. *Sedimentology*, 48, pp. 1297-1331
- Talling, P.J., Amy, L.A. and Wynn, R.B. (2007). New insight into the evolution of large-volume turbidity currents: comparison of turbidite shape and previous modelling results. *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2007.00858.x.



- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Malden, Mass
- Tjallingii, R., U., Kolling, M. & Bickert T., (2007). Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q02004, doi:10.1029/2006GC001393
- Trabant, P., Watts, Ph., Lettieri, F., L. & Jamieson, A. (2001). East Breaks Slump, Northwest Gulf of Mexico. Offshore Technology Conference, Houston, Texas, 30 April – 3 May, 2001. PDF
- Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Bull. Geol. Soc. Am.* 25, pp. 655-744
- Velle, J. (2012). Holocene sedimentary environments in Smeerenburgfjorden, Spitsbergen. MSc Thesis, University of Tromsø. PDF
- Vorren, T. & Plassen, L. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas* 31, pp. 97-125
- Wassmann, P., Reigstad, M., Øygarden, S. & Rey, F. (2000). Seasonal variation in hydrography, nutrients, and suspended biomass in a subarctic fjord: applying hydro- graphic features and biological markers to trace water masses and circulation significant for phytoplankton production. *Sarsia* 85, pp. 237-249
- Wassmann, P., Svendsen, H., Keck, A. & Reigstad, M., (1996). Selected aspects of the physical oceanography and particle flux in fjords of northern Norway. *Journal of Marine Systems*, 8, pp. 53-71
- Weltje, G. J. & Tjallingii R. (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274 (2008), pp. 423–438
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geology* V. 30, pp. 377-392
- Werne, J.P., Sageman, B., Lyons, T.W. & Hollander, D.J. (2002). An integrated assessment of a “type euxinic” deposit: evidence from multiple controls on black shale deposition in the Middle Devonian Oatka Creek Formation. *Am.J. Sc.*, 302, pp. 110-143
- Yudovich, J.E. & Ketris, M.P. (2000). *Generell lithochemistry*. Nauka, 429 pp.  
Юдович, Я. Э., Кетрис, М.П. (2000). *Основы литохимии*. СПб.: Наука. 429 стр., 102 ил. ISBN: 5-02-024897-5
- Aarseth, I., Lønne, Ø., & Giskeødegard, O., (1989). Submarine slides in glaciomarine sediments in some western Norwegian fjords. *Marine Geology*, 88(1–2), pp. 1-21. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90002-9](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(89)90002-9)