



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I

MARINGEOLOGI

Landskap og prosesser på Vesterålsbanken

Sigrid Elvenes

Mai 2009

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE I
MARINGEOLOGI

Landskap og prosesser på Vesterålsbanken

Sigrid Elvenes

Mai 2009

Sammendrag

Oppgaven beskriver og tolker storskalalandskap og geomorfologiske formelementer og prosesser på Vesterålsbanken, som er en del av norsk kontinentalsokkel mellom 68 og 70°N. Svært detaljerte batymetri- og backscatterdata (dybde og akustisk reflektans) er behandlet i GIS (geografiske informasjonssystemer), og resultatene blir presentert i form av kart.

Vesterålsbanken er et område som er preget av glasiering selv om dynamikken i den lokale isen har vært begrenset i forhold til andre steder på sokkelen. Det interne forholdet mellom formelementer som glisiale lineasjoner dannet under hurtigstrømmende is, isfjellpløyespor, morenebanker og De Geer-morener danner grunnlaget for en enkel modell for isens dynamikk under maksimal glasiering og under den siste deglasieringen.

Backscatterdata verifisert med videoopptak av havbunnen er utgangspunkt for et kart over sedimentfordelingen i et mindre område på Vesterålsbanken. Biologiske data fra ulike kilder er også trukket inn for å prøve å korrelere kartlagte bunntyper med forekomsten av kommersielt interessante fiskeslag, men dette har foreløpig ikke latt seg gjøre med de tilgjengelige dataene.

Masteroppgaven har vært gjennomført i samarbeid med Norges geologiske undersøkelse (NGU) og MAREANO (marin arealdatabase for norske kyst- og havområder).

Abstract

This thesis describes and interprets large-scale landscape and geomorphological landforms and processes on Vesterålsbanken, situated between 68 and 70°N on the Norwegian continental shelf. A GIS (geographical information systems) has been used to analyze high-resolution bathymetry and backscatter data, and the results are presented through maps.

Vesterålsbanken is an area influenced by glaciation, even though dynamics in the local ice have not been comparable to neighbouring areas on the continental shelf. A simple model of ice dynamics in full glacial conditions and through deglaciation is proposed based on the internal relationship between landforms such as glacial lineations formed by fast-flowing ice, iceberg plough marks, morainal banks and De Geer moraines.

Backscatter data ground-truthed by video transects of the sea floor have been used to construct a map of sediment distribution in a smaller area on the bank. Biological data from different sources has also been collected in an attempt to correlate sea floor properties with the distribution of commercially important fish, but due to poor compatibility of data this has not yet yielded results.

The master thesis has been written in cooperation with the Geological Survey of Norway (NGU) and with the MAREANO programme (Marine area database for Norwegian coast and sea areas).

Forord

Det er alltid mange å si takk til og det er alltid noen som blir glemt. De som iallfall ikke skal glemmes her er mine hovedveiledere Karin Andreassen ved UiT og Oddvar Longva ved NGU, som har gitt meg en sjanse til å prøve meg innen maringeologien og som jeg håper at jeg ikke har skuffa. Hjertelig takk også til Universitetet i Tromsø der jeg fikk være student, til NGU der jeg alltid er blitt godt mottatt, til UNIS v/Alvar Braathen som ga meg en kontor plass så jeg kunne få være på Svalbard og til alle som har latt meg få være med på tokt, spesielt med Seisma der det går an å fiske storsei i lunsjpausen. Valerie Bellec kunne jeg ikke ha klart meg uten, takk for at jeg fikk okkupere kontoret ditt. Det er ikke minst viktig å takke Anders Solheim og Dag Ottesen, for uten dem hadde jeg kanskje fremdeles ikke visst hva jeg ville bli når jeg blir stor!

Min far fiskarbonden skal ha all grunn til å være fornøyd nå, og det blir forhåpentligvis også min mor norsklæreren. Takk til familien for et stødig verdigrunnlag, og også for forståelse for at man alltid må studere litt til, og kanskje noe annet enn i fjor.

Nicolas Serre som aldri er i Trondheim, Jonathan Teuchert som bærer sin egen vekt i rein uten et knyst, Ann Cathrin Stafseth som var ferdigutdanna for LENGE siden, Sanja Forsström som alltid finner ei ledig seng når man kommer forbi, Johan Wåhlin som skal slippe å passe seg sånn for kvalross til høsten, Kimmo Söderholm i Helsinki der felles masterskjebne er felles mastertrøst: Takk for hjelp, støtte og distraksjoner. Og takk til alle de andre som har gitt meg mat og kaffe og tatt meg med på tur, spesielt til Alex Klein-Paste som gikk rett opp i ledelsen i alle tre disipliner.

Innholdsfortegnelse

| | |
|--|-----------|
| 1: Innledning | 4 |
| 2: Bakgrunn | 8 |
| 2.1 Geografiske forhold..... | 8 |
| 2.1.1 Prekvartær geologi | 8 |
| 2.1.2 Regional glasiasjonshistorie | 10 |
| 2.1.3 Isdekkenes dynamikk | 10 |
| 2.1.4 Studieområdets morfologi | 12 |
| 2.2 Marin habitatkartlegging | 13 |
| 2.2.1 Definisjoner og metoder..... | 14 |
| 2.2.2 "Naturtyper i Norge" | 14 |
| 3: Materiale og metoder | 15 |
| 3.1 Geologiske data | 15 |
| 3.1.1 Batymetri | 15 |
| 3.1.2 Backscatter | 17 |
| Metode..... | 17 |
| Feilkilder | 18 |
| 3.1.3 Video | 18 |
| 3.1.4 Seismikk | 19 |
| 3.2 Biologiske data | 20 |
| 3.3 Programvare | 21 |
| 3.4 Klassifisering av backscatter | 21 |
| 3.4.1 Datagrunnlag | 21 |
| 3.4.2 Digitalisering | 22 |
| 3.4.3 Feilkilder | 24 |
| 3.5 Landskapsinndeling..... | 25 |
| 3.5.1 Landskap | 25 |
| 3.5.2 Landskapsdeler..... | 26 |
| 4: Resultater | 26 |
| 4.1 Formelementer på havbunnen | 26 |
| 4.1.1 Glasiøle lineasjoner | 26 |
| Beskrivelse | 26 |
| Tolkning | 29 |
| 4.1.2 Morenebanker..... | 30 |
| Beskrivelse | 31 |
| Tolkning | 31 |
| 4.1.3 Isfjellpløyesper..... | 33 |
| Beskrivelse | 33 |
| Tolkning | 35 |
| 4.1.4 De Geer-morener | 36 |
| Beskrivelse | 36 |
| Tolkning | 38 |
| 4.1.5 Strømfurer | 39 |
| Beskrivelse | 39 |
| Tolkning | 40 |

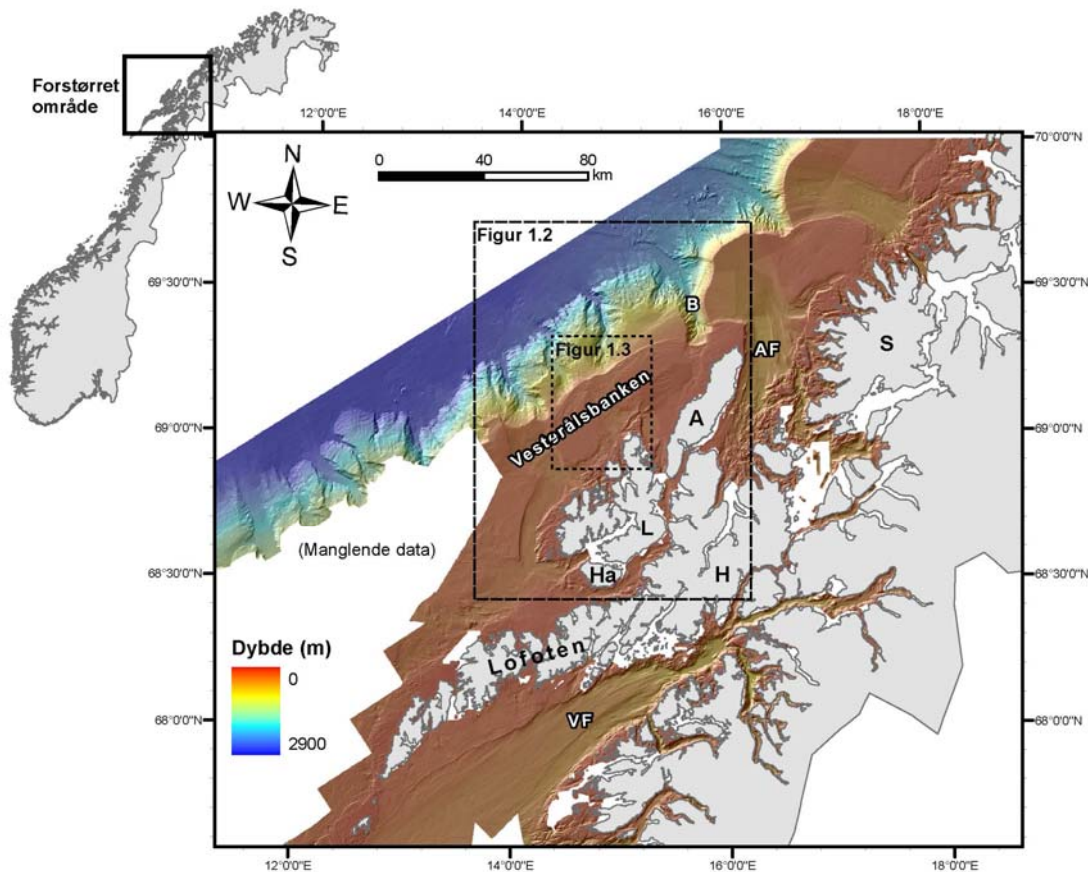
| | |
|---|-----------|
| 4.1.6 Sandbølger..... | 43 |
| Beskrivelse | 43 |
| Tolkning | 45 |
| 4.2 Sedimentfordeling | 46 |
| 4.2.1 Sedimenter i nærstudieområdet | 47 |
| 4.2.2 Strømforhold | 48 |
| 4.2.3 Erosjon | 51 |
| 4.2.4 Transport | 52 |
| 4.2.5 Feilkilder | 53 |
| 4.3 Landskap og landskapsdeler..... | 54 |
| 4.3.1 Havbunnsletter | 56 |
| 4.3.2 Fjorder og havbunnsdaler | 57 |
| 4.3.3 Kontinentalskråning | 58 |
| 4.4 Fiskeforekomster | 58 |
| 4.4.1 Toktdata..... | 58 |
| 4.4.2 Springsdata | 61 |
| 4.4.3 Intervjudata..... | 61 |
| 4.4.4 Oppsummering | 63 |
| 5: Diskusjon | 64 |
| 5.1 Formelementenes relative alder | 64 |
| 5.1.1 Glasiøle lineasjoner | 65 |
| 5.1.2 Morenebanker..... | 66 |
| 5.1.3 Isfjellpløyespor..... | 66 |
| 5.1.4 De Geer-morener..... | 67 |
| 5.1.5 Prosesser som er aktive i dag | 70 |
| 5.2 Isens dynamikk i studieområdet | 72 |
| 5.2.1 Maksimal glasiøasjon..... | 72 |
| 5.2.2 Deglasiøasjon | 74 |
| Trauene..... | 74 |
| Bankene | 75 |
| 5.3 Kronologi og korrelasjon | 77 |
| 5.3.1 Isens maksimale utbredelse | 77 |
| 5.3.2 Deglasiøasjon | 78 |
| 5.3.3 Oppsummering | 79 |
| 6: Konklusjon..... | 81 |
| Referanser | 83 |

1: Innledning

Omfattende kartlegging av havområdene utenfor kysten av Nord-Norge (figur 1.1) har resultert i svært detaljerte datasett som gir helt nye muligheter for utførlige studier av havbunnens morfologi og sedimentære prosesser. Denne masteroppgaven tar for seg Vesterålsbanken, som er navnet på kontinentalsokkelen mellom 68°30' og 69°30' utenfor Vesterålen i Nordland (figur 1.2), og oppgavens formål er å beskrive og tolke storskala-landskap og geomorfologiske formelementer og prosessene som har bidratt til utviklingen av disse.

Et område på 700 km² (figur 1.3) er blitt valgt ut til detaljstudier. Dette nærstudieområdet omfatter deler av to grunne banker og trauet mellom dem, og inneholder en rekke ulike formelementer som tolkes som glasiale eller relatert til deglasiasjon eller nåtidige prosesser. Informasjon om havbunnens reflektans (*backscatter*) har dannet grunnlag for et sedimentfordelingskart over nærstudieområdet, og hele Vesterålsbanken med tilgrensende kontinentalskråning og dyphavsslette er blitt delt inn i ulike typer landskap og landskapsdeler basert på morfologi.

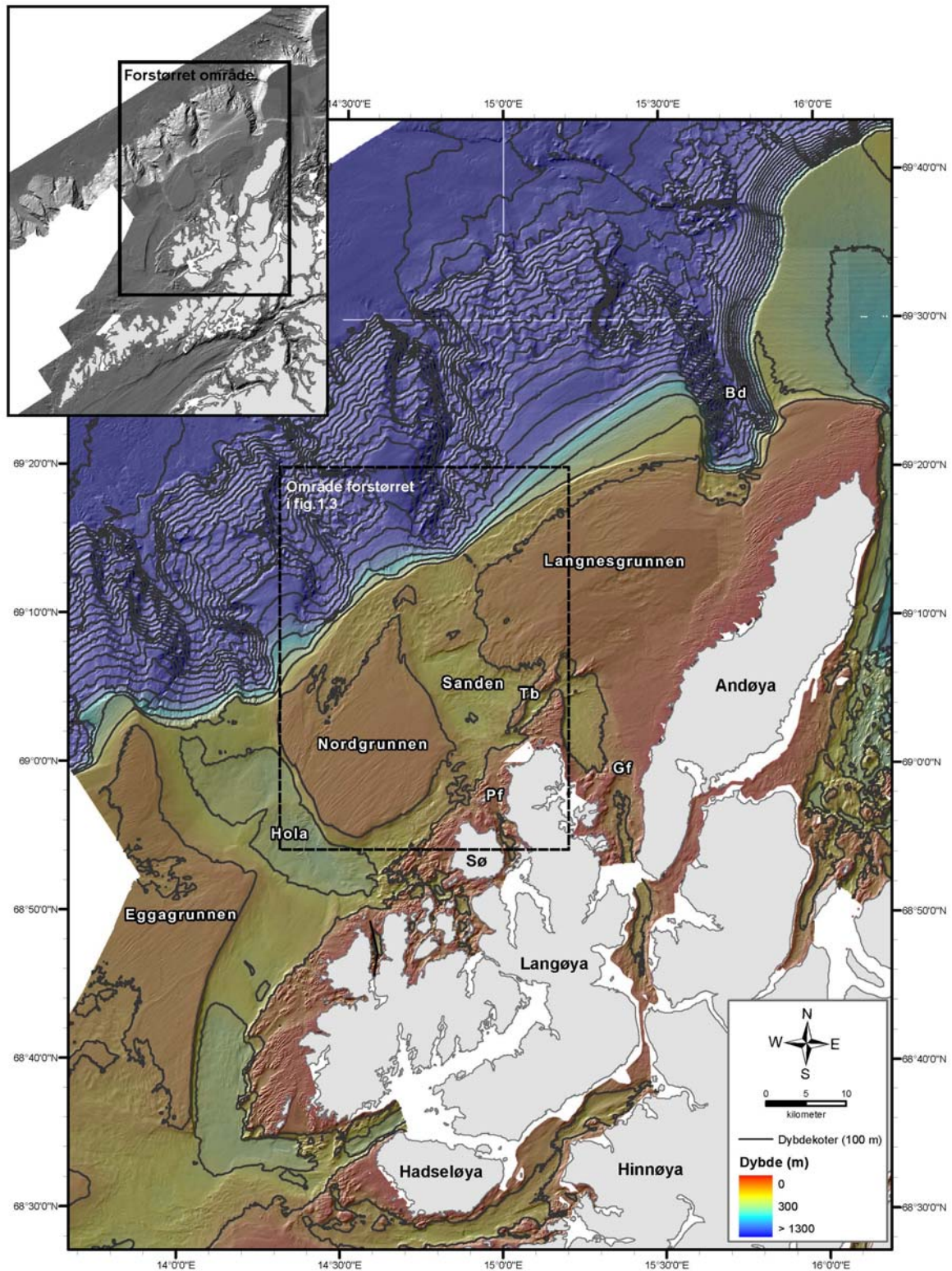
Det foregår betydelig næringsaktivitet i form av både kystfiske og fiske med havgående fartøy på Vesterålsbanken. Ulike typer fiskerirelaterte data er gjennomgått i masteroppgaven for å vurdere eventuelle sammenhenger mellom bunntype og forekomsten av kommersielt interessante arter. Lignende studier er foretatt i andre sokkelområder, for eksempel i Alaska (Greene et al. 2007; O'Connell & Carlile 1993), i British Columbia (Matthews & Richards 1991) og langs Nord-Amerikas østkyst (Able et al. 1993; Kostylev et al. 2005).



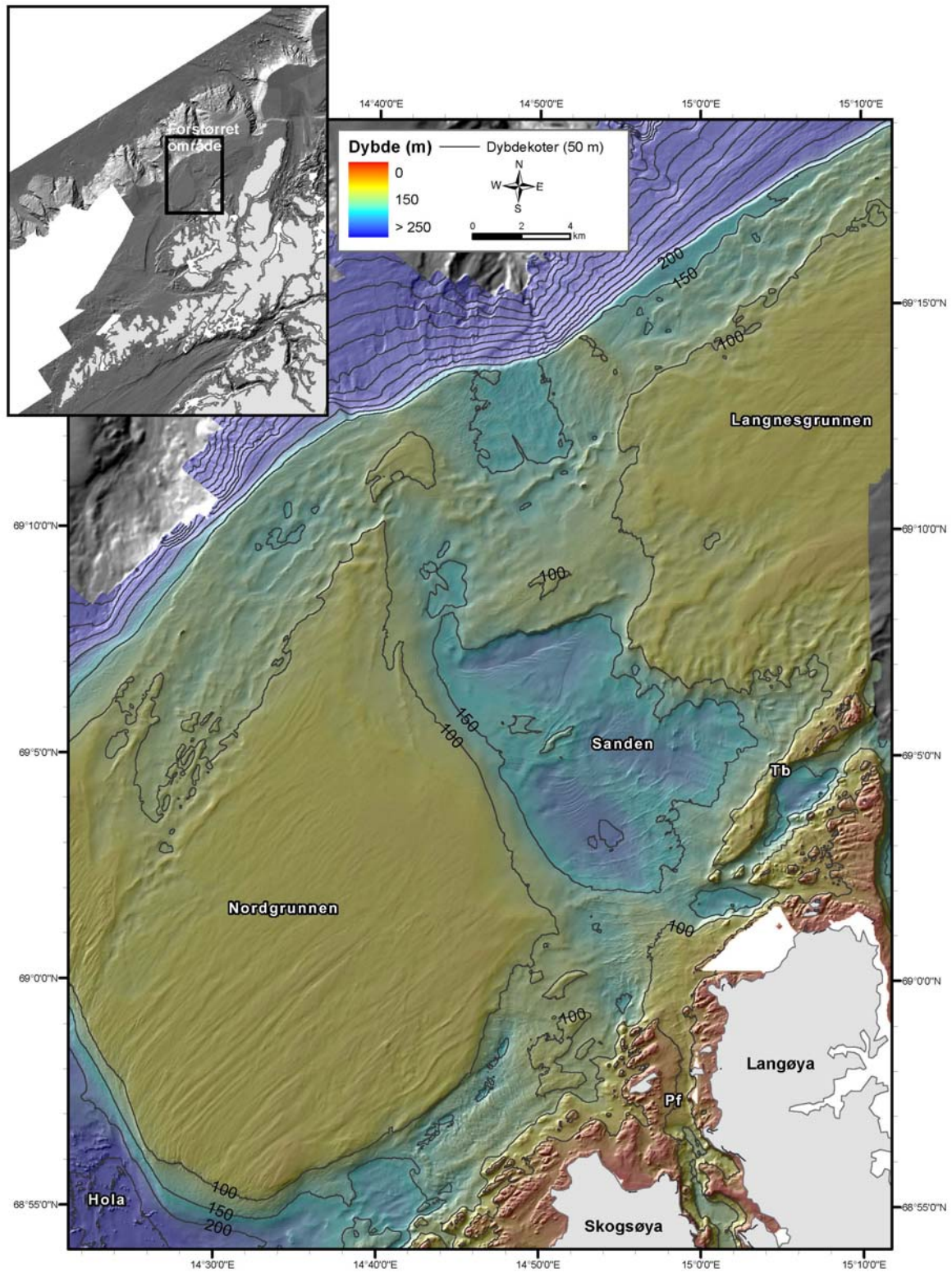
Figur 1.1: Batymetrisk kart over havområdene utenfor nordre Nordland og Troms, drapert over skyggerelieff. A: Andøya, AF: Andfjorden, B: Bleiksdjupet, H: Hinnøya, Ha: Hadseløya, L: Langøya, S: Senja, VF: Vestfjorden. Innrammede områder er forstørret i figur 1.2 og 1.3.

Kontinentalsokkelen utenfor Lofoten og Vesterålen er den siste tiden blitt høyaktuell fordi det er blitt igangsatt kommersiell seismikkskyting for å kartlegge eventuelle forekomster av hydrokarboner der. Den gjeldende forvaltningsplanen, som ikke åpner for petroleumsvirksomhet (Miljøverndepartementet 2005), skal revideres i 2010, og fram til da er det stort fokus på å øke kunnskapen om bunnforhold og biologisk mangfold i området.

MAREANO (Marin arealdatabase for norske kyst- og havområder) er et pågående samarbeidsprosjekt mellom Havforskningsinstituttet, Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Statens kartverk Sjø. Prosjektet står for kartleggingen av blant annet batymetri, sedimentfordeling og naturtyper i norske kyst- og havområder (www.mareano.no), og har gjennom NGU vært hovedbidragsyter av data til masteroppgaven.



Figur 1.2: Batymetrisk kart over Vesterålsbanken, drapert over skyggerelieff, med navn som forekommer i oppgaven. Bd: Bleikdjupet, Gf: Gavlffjorden, Pf: Prestfjorden, Sø: Skogsøya, Tb: Trollbakkan. Vær oppmerksom på at fargeskalaen ikke er lik figur 1.1 eller 1.3.



Figur 1.3: Batymetrisk kart over nærstudieområdet på Vesterålsbanken, enkelte dybdekoter er angitt med tall. Pf: Prestfjorden, Tb: Trollbakkane. Vær oppmerksom på at fargeskalaen ikke er lik figur 1.1 eller 1.2.

2: Bakgrunn

2.1 Geografiske forhold

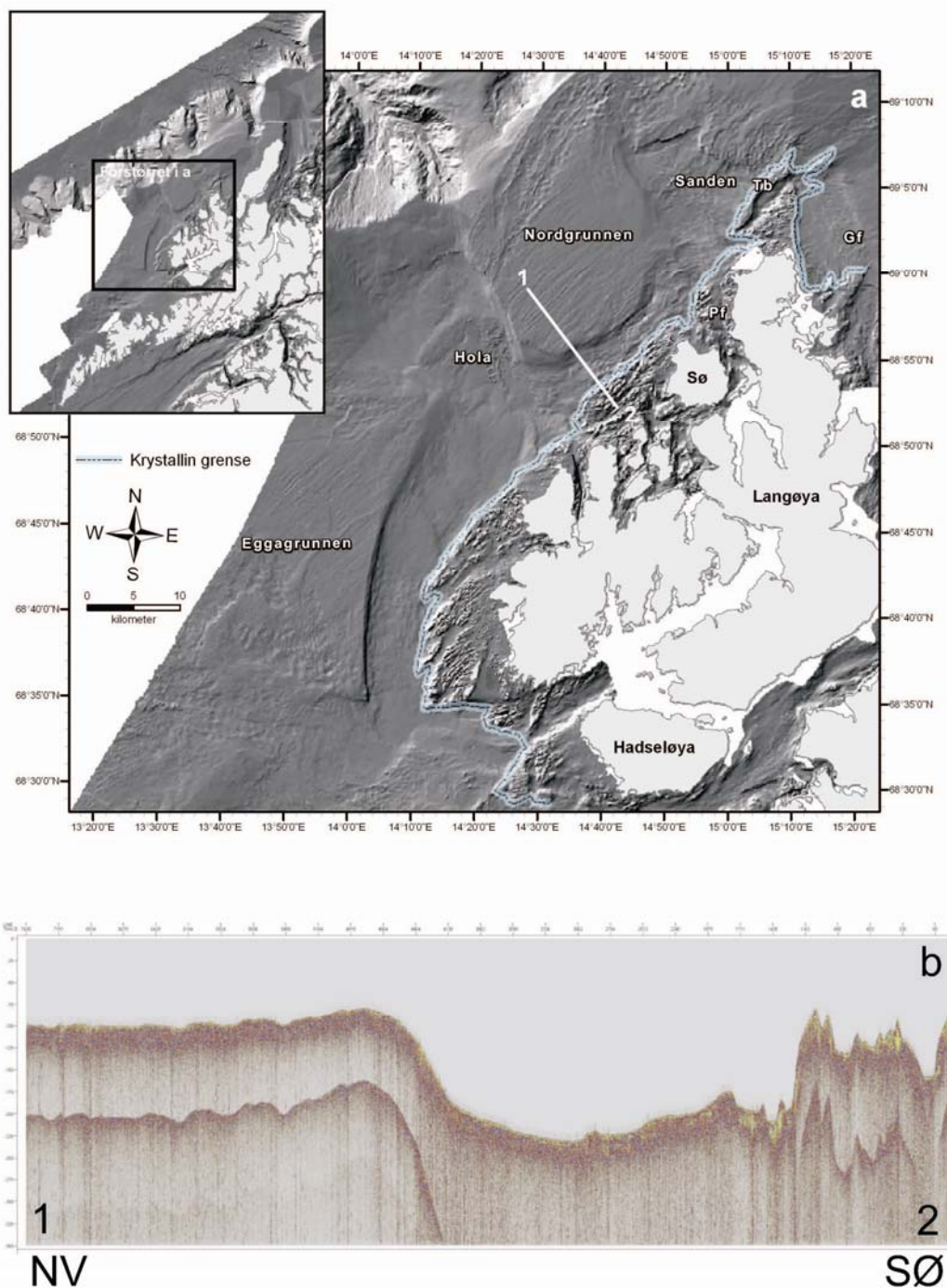
Vesterålsbanken ligger der norsk kontinentalsokkel er på sitt aller smaleste, med minste avstand fra land til eggkanten på under 10 km (figur 1.1). Kontinentalskråningen mellom 69 og 70°N er også brattere enn noe annet sted utenfor Nord-Norge (Laberg et al. 2007; Weaver & Mienert 2003). Langøya og Andøya er de to største av Vesteråls-øyene som grenser til bankeområdet, og terrenget her er alpint med fjell opp til 750 m o.h. som bærer tydelig preg av glasial erosjon. Langs kysten er ofte strandflaten velutviklet (kapittel 4.3.1) og utgjør en sone med lavt relieff som kan følges fra foten av fjellene til opptil 10 km ut fra kysten (Corner 2005; Paasche et al. 2006)

De to dominerende strømsystemene på Vesterålsbanken er Den norske atlanterhavsstrømmen og Den norske kyststrømmen (Sundby 1983). Begge har en nordøstlig, kystparallell retning, og strømstyrken i området er ofte i størrelsesorden 70 cm/s (Orvik 2004). Det er blitt observert betydelig utvasking av sedimenter i de grunnere områdene (Haflidason et al. 2005; 2007; Laberg et al. 2007).

2.1.1 Prekvartær geologi

Den norske kontinentalsokkelen er en passiv margin som oppsto i riftingen ved åpningen av det nordlige Atlanterhavet i sein kritt/tidlig tertiær (Corner 2005; Holtedahl 1993). Langs kysten av Vesterålen er bergartene på land hovedsakelig krystalline og av prekambrisk alder (Holtedahl 1993; Sigmond 2002), mens det på sokkelen også finnes yngre, sedimentære bergarter, hovedsaklig fra kritt og tertiær (Eldholm 1984; Holtedahl 1993; Weaver & Mienert 2003). Grensen mellom krystalline og sedimentære bergarter er som oftest svært framtrædende

i multistråledata på grunn av de førstnevntes uregelmessige topografi, og i figur 2.1a er denne overgangen markert langs vestkysten av Langøya. På figur 2.1b, som er et geoseismisk profil, kommer overflateforskjellen mellom sedimentær og krystallin sone tydelig fram.



Figur 2.1: a) Skyggerelieff over havområdene vest for Langøya og Hadseløya, med grensen mellom krystalline og sedimentære bergarter markert. Gf: Gavl fjorden, Pf: Prestfjorden, SØ: Skogsøya, Tb: Trollbakkan. b) Geoseismisk profil mellom punktene 1 og 2 i a, profilet viser forskjellen mellom jevn bankeoverflate i nordvest og ujevn krystallin strandflate i sørøst.

2.1.2 Regional glasiasjonshistorie

Det fennoskandiske isdekket har vokst fram og forsvunnet flere ganger i løpet av plio- og pleistocen, og brefronten har nådd helt ut til eggakanten gang på gang i denne perioden. Spor etter dette finnes i sedimentene som er blitt avsatt både på kontinentalsokkelen (Henriksen & Vorren 1996; Rokoengen et al. 1995) og i dyphavet (Baumann et al. 1995; Helmke et al. 2003; Lekens et al. 2009; Mangerud et al. 1996).

Det nøyaktige antall framstøt som har nådd eggakanten i et bestemt område er usikkert. Der sedimentasjonen er tilstrekkelig høy og fokusert til at submarine vifter (*trough-mouth fans*) er dannet langs marginen kan seismiske undersøkelser anslå hvor mange glasiøle enheter disse består av (Laberg & Vorren 1996), og tilsvarende metoder kan også anvendes der glasiøle sedimenter er fordelt jevnere utover kontinentalskråningen (Dahlgren et al. 2002).

Laberg og Vorren (1996) identifiserer åtte glasiøle enheter yngre enn 622 000 år i Bjørnøyvifta, som har vært deponenter for erosjonsmateriale både fra det marin-baserte isdekket i Barentshavet og isdekket over Fennoskandia. Dette trenger ikke å være representativt for resten av norsk kontinentalsokkel, siden Barentshav-isdekket og det fennoskandiske kan reagere ulikt på klimavariasjoner (Mangerud et al. 1996; Svendsen et al. 2004), og Dahlgren et al (2002) har bare funnet bevis på at isen i midt-Norge har stått ved eggakanten i fem perioder mellom 565 000 og 15 000 år før nåtid.

2.1.3 Isdekkenes dynamikk

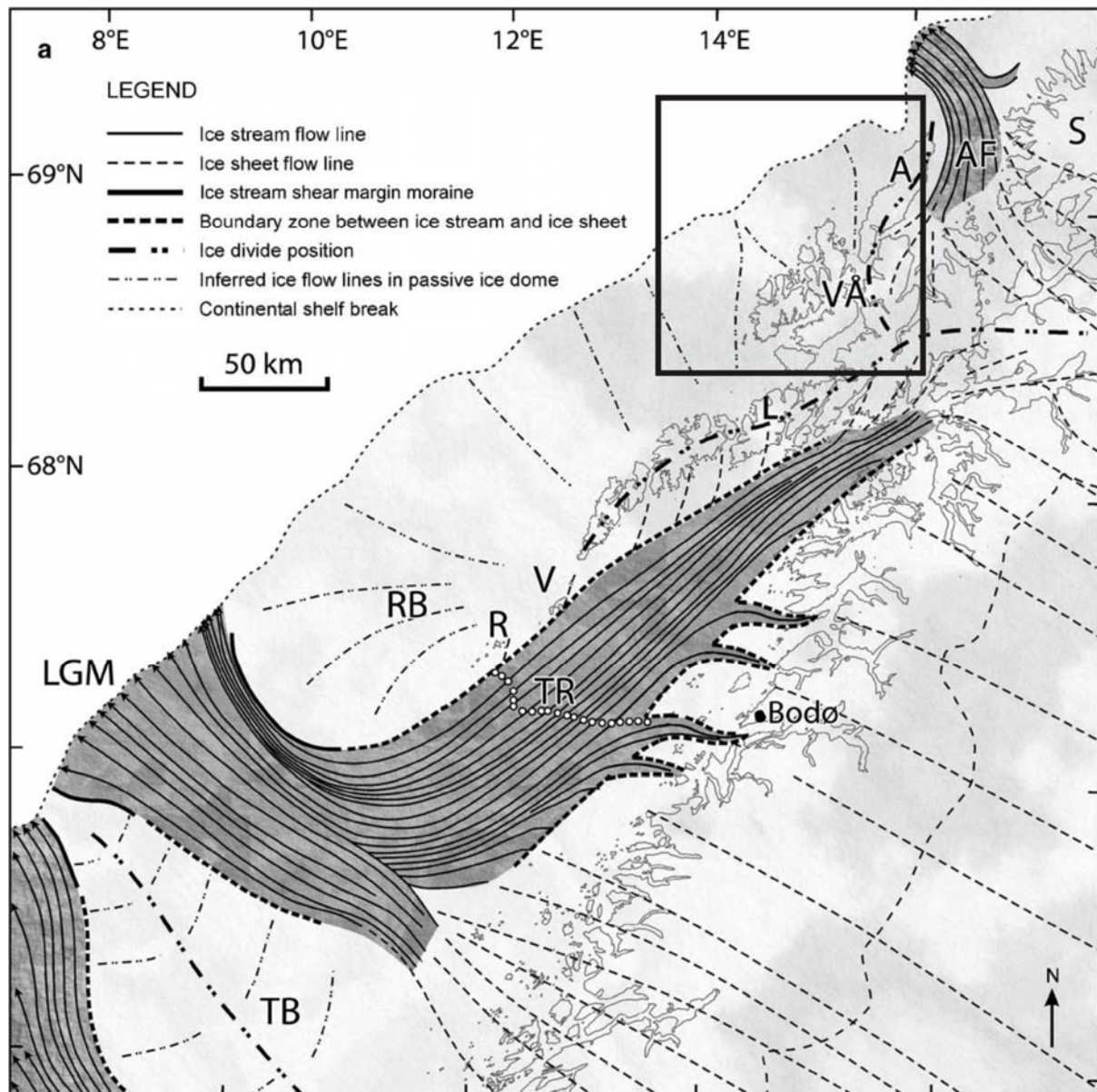
De siste årene har det blitt fokusert på dynamikken i store isdekker (blant annet Andreassen et al. 2008; Bamber et al. 2000; Dowdeswell et al. 2006; Ottesen et al. 2007; 2008b). Observasjoner fra Antarktis antyder at så mye som 90 prosent av istransporten fra innland til

kyst kan være konsentrert i hurtige isstrømmer (Bamber et al. 2000; Bindschadler et al. 1996), og det er klart at hvis dette er representativt for tidligere tiders isdynamikk er det nødvendig å lokalisere paleo-isstrømmene for å få et realistisk bilde av forholdene i for eksempel den fennoskandiske innlandsisen.

Etter hvert som den teknologiske utviklingen har gjort det mulig å kartlegge havbunnen i stadig større detalj har det blitt oppdaget formelementer som indikerer isstrømaktivitet en rekke steder langs norskekysten (Longva 1997; Ottesen et al. 2005; 2008b). Mellom strømmene antas det at isbevegelsen har vært relativt beskjeden, og dette har resultert i dannelsen av andre typer formelementer (Ottesen & Dowdeswell under publisering).

Isdynamikken i nordre Nordland har vært dominert av to hoved-isstrømmer (Ottesen et al. 2005): I Vestfjorden har hovedisbevegelsen fra sørøst blitt avbøyd mot sørvest av Lofotfjellene, og i Andfjorden har is fra øst og fra deler av Vesterålen drenert nordover (figur 2.2). Dette skal ha etterlatt vestlige deler av Lofoten og Vesterålen, med sokkelen utenfor, som et isolert område på 20 000 km² uten veldig mye kontakt med sentrale deler av det fennoskandiske isdekket.

Bevart forvittringsmateriale fra områder høyere enn 250 m o.h. på Langøya og Hadseløya, de vestligste av Vesteråls-øyene (figur 1.2), tyder på at det ikke har foregått glasial erosjon over dette nivået i kvartær tid (Paasche et al. 2006). Deler av Andøya skal også ha vært isfrie selv under siste istids maksimum (Alm 1993; Møller et al. 1992; Vorren et al. 1988), og landhevingen i holocen har vært beskjeden (Møller 2003). Alt dette støtter opp om at området har vært avstengt fra istilførselen fra øst, og at isen som har ligget over ytre deler av Vesterålen kan ha vært tynn eller i det minste ikke erosiv over 250 m.



Figur 2.2: Rekonstruksjon av isdekket over nordre Nordland under siste istids maksimum (LGM), fra Ottesen et al (2005), med Vesterålsbanken innrammet. A: Andøya, AF: Andfjorden, L: Lofoten, R: Røst, RB: Røstbanken, S: Senja, TB: Trænabanken, TR: Tennholmryggen, V: Værøy, VÅ: Vesterålen.

2.1.4 Studieområdets morfologi

Figur 1.2 viser Vesterålen med sokkelen og kontinentalskråningen utenfor. Sokkelen utgjøres av tre banker med dybder på rundt 80-100 m: Eggagrunnen, Nordgrunnen og Langnesgrunnen. Disse skiller fra hverandre av to dypere trau, Hola og Sanden, som krysser sokkelen fra kyst til eggakant med maksdyp på henholdsvis 240 og 200 m. Egga- og Nordgrunnen er også atskilt fra kysten av ei kystparallelle renne som er mest markert i den sørlige delen av

området. Renna avtar i dybde og bredde mot nordøst til den forsvinner ved nordspissen av Langøya, slik at det ikke er noen definert overgang mellom Langnesgrunnen og kysten av Andøya. Det er en betydelig forskjell på havbunns morfologien innenfor og utenfor den kystparallelle renna (figur 2.1b): På landsiden er bergartene krystalline og har et uregelmessig preg, mens bankene utenfor består av sedimentære bergarter og har en jevn topografi (Sigmond 2002).

Kontinentalskråningen i studieområdet begynner ved eggakanten på rundt 150 meters dyp, og synker til et dyp på 2300 m over en avstand på 25-30 km. Skråningen gjennomskjæres av en rekke større og mindre canyoner, og to av disse befinner seg i fortsettelsen av de tversgående traue. Den største canyonen, Bleiksdjupet, ligger lengst nord og er blitt studert i en rekke tidligere arbeider (Cofaigh et al. 2006; Haflidason et al. 2007; Laberg et al. 2000; 2007; Taylor et al. 2000).

2.2 Marin habitatkartlegging

Behovet for kartlegging av marine habitater har vokst fram etter hvert som den teknologiske utviklingen har muliggjort en intensiv høsting av bentiske ressurser som skalldyr og bunnlevende fisk. Forvaltningen av disse ressursene avhenger av kunnskap om dem, og dermed har flere fiskerinasjoner, inkludert USA, Canada og Norge, de senere år begynt å satse på forskning innen habitatidentifikasjon og -kartlegging (Cochrane & Lafferty 2002; Edwards et al. 2003; Greene et al. 2007; Kostylev et al. 2001; 2005; O'Connell et al. 2007; Roff et al. 2003; Shotwell et al. 2007; Watling 2007). En annen viktig drivkraft i kartleggingen er det økte presset på marine arealer som følge av annen næringsvirksomhet, spesielt olje- og gassutvinning. Vern av eventuelle sårbare økosystemer i et omstridt område forutsetter at man kjenner til at disse eksisterer.

2.2.1 Definisjoner og metoder

Begrepet "habitat" har blitt definert på en rekke forskjellige måter i ulike arbeider (blant annet Allee et al. 2000; EUNIS 2002), men felles for definisjonene er at de anerkjenner at både biologiske og fysiske faktorer spiller en rolle. Definisjonen til Kostylev et al (2001) er benyttet av flere: "Et habitat er et romlig avgrenset område der fysisk, kjemisk og biologisk miljø er tydelig forskjellig fra omgivelsene rundt".

Etter hvert som marin habitatkartlegging blir prioritert av stadig flere kystnasjoner er det oppstått et behov for standardisering av metoder for habitatbeskrivelse. Et system der fjernmåling av geofysiske og geologiske data danner grunnlag for hierarkisk klassifisering av områder ble introdusert av Greene et al (1999). Her er inndelingen basert på formelementenes størrelse: Mega-, meso-, makro- eller mikrohabitat. Systemet er blitt videreført i studier over hele verden (Diaz et al. 2004).

Fjernmåling koblet opp mot biologiske data er også tatt i bruk innen forvaltning av ulike fiskerier, spesielt etter bunnlevende arter som uer. I Alaska har blant annet Greene et al (2007) og O'Connel et al (2007) brukt multistråleekkolodd, sidesøkende sonar og kommersielle fiskefartøys loggbokdata for å kartlegge utbredelsen av typiske uerhabitater, og Shotwell et al (2007) har sammenlignet fjernmålingsbaserte habitatkart med både forskningsfiske og kommersiell fiskeriintensitet.

2.2.2 "Naturtyper i Norge"

Prosjektet Naturtyper i Norge (NiN) ble nylig startet opp av Artsdatabanken og er et system for arealdekkende habitatkartlegging som skal kunne anvendes på all norsk natur, inkludert marine miljøer. Naturtype defineres som "en ensartet type natur som omfatter alt plante- og

dyreliv og de miljøfaktorene som virker der” (Halvorsen et al. 2008), og er dermed noe mer vinklet mot biologiske komponenter enn habitatdefinisjonen til Kostylev et al (2001). Prosjektet baserer seg på et hierarkisk system der naturtyper forekommer i fem nivåer: Livsmedium, økosystem, landskapsdel, landskap og region. Nivåene landskap og landskapsdel kan sammenlignes med mega- og mesohabitat i henhold til Greene et al (1999), siden de hovedsakelig defineres ut fra størrelse, mens økosystem og livsmedium blir bestemt av biologiske faktorer.

MAREANO-prosjektet bidrar til NiN ved å identifisere og kartlegge marine naturtyper ved hjelp av arealdekkende batymetri- og backscatterdata kombinert med biologiske observasjoner (Dolan et al. innsendt). Siden detaljert marin habitatkartlegging i tilsvarende skala ikke har blitt gjennomført i Norge før, skal også MAREANO medvirke til utvikling av egnede metoder (Thorsnes et al. innsendt).

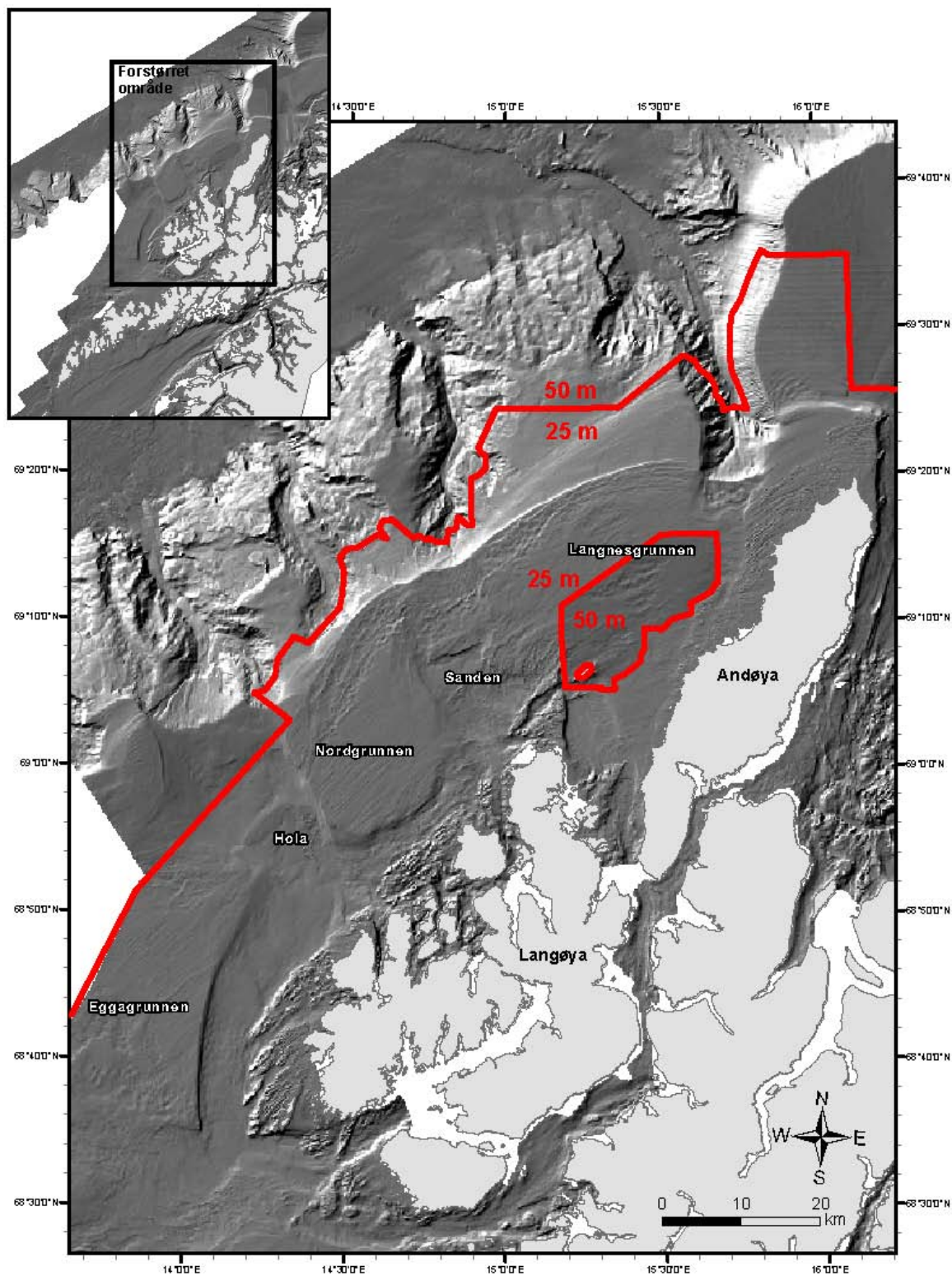
3: Materiale og metoder

3.1 Geologiske data

3.1.1 Batymetri

Dybde dataene som denne oppgaven er basert på stammer fra ulike kilder: Området innenfor 12 nautiske mil fra land er blitt kartlagt av Forsvarets Forskningsinstitutt (FFI) og Sjøkartverket gjennom flere undersøkelser i løpet av de siste 15 år, mens områder lenger ut ble kartlagt av Fugro OSAE for MAREANO i 2007-2008. I den siste perioden ble EM710-ekkolodd fra Kongsberg Simrad (70-100 kHz) og Reson Seabat 7125-ekkolodd (200/400

kHz) brukt til å samle inn batymetri- og backscatterdata. Ved tidligere undersøkelser var flere systemer i bruk, blant annet Kongsberg Simrad EM1002 (95 kHz). Dataene er stilt til disposisjon av NGU og MAREANO.



Figur 3.1: Oversikt over områder som dekkes av batymetridatasett med 25 og 50 meters oppløsning.

Multistråleekkolodd registrerer dybde og bunnreflektans (*backscatter*) i en sektor under båten ved å sende ut akustiske signaler i vifteform. Slik oppnås et flatedekkende bilde av havbunnens morfologi, noe man ellers kun kunne ha tilnærmet seg ved å krysse området svært mange ganger med klassiske enkeltstrålesystemer, og detaljnøyaktigheten kan bli meget god.

I store deler av studieområdet er den horisontale oppløsningen på batymetridatasettet 25 m, men det meste av områdene utenfor eggakanten har en oppløsning på 50 m, og dette gjelder også enkelte felt på sokkelen (figur 3.1). Til framstilling av dybde-dataene er det brukt en skyggerelieffmodell der det er simulert en lyskilde i nordvest for å skape en illusjon av tredimensjonalitet. Denne er til stor hjelp for å visualisere detaljtopografien i området.

3.1.2 Backscatter

Metode

'Backscatter' i maringeologisk sammenheng er den engelske benevnelsen for det som på norsk kan kalles 'akustisk tilbakestråling': Styrken på signalet som blir reflektert fra et punkt på havbunnen. Grove sedimenter og fast fjell vil reflektere mye av signalet og gi høy backscatter, mens mindre og mindre vil bli reflektert jo finere materialet er, og slik vil backscatterverdiene i et område gi et bilde av sedimentfordelingen (Bellec et al. 2008; Goff et al. 2000; McRea et al. 1999). Moderne multistråleekkolodd registrerer backscatter og batymetri samtidig, og backscatterdataene som er brukt i denne oppgaven har samme opphav som dybde-dataene. Oppløsningen er 5 m, og datasettet som dekker Vesterålsbanken består av flere filer av varierende kvalitet. Tre av disse er valgt ut til bruk i sedimentkartlegging (se kapittel 3.4).

Feilkilder

En rekke studier har tatt opp at backscatterverdier ikke kan behandles som absolutte (blant annet Collier & Brown 2005; Ferrini & Flood 2006; Goff et al. 2004). Karakteren til de akustiske signalene vil påvirkes av en rekke ytre forhold som kan variere fra dag til dag, i tillegg til at signalene i ett sveip (*swath*) tilbakelegger ulik distanse og svekkes ulikt (Müller et al. 2007), og en kan dermed ikke fastslå en standard-backscatterverdi for hver sedimenttype. Et annet kjent problem er at signalets geometri fører til at backscatterverdien for et punkt ikke representerer sedimentoverflata, men som regel vil være et gjennomsnitt av reflektansen for de øverste titalls cm (Jones 1999). Et tynt sedimentdekke over hardere bunn vil for eksempel ikke nødvendigvis kunne sees på backscatter (Cochrane & Lafferty 2002). Backscatter skiller også dårligere mellom grove fraksjoner, slik at materiale større enn grus kan være vanskelig å identifisere (Collier & Brown 2005; Ferrini & Flood 2006). Disse problemene finnes det ulike tilnærminger til, og kapittel 3.4 beskriver hvordan de er blitt håndtert i denne oppgaven.

3.1.3 Video

I all forskning som baserer seg på fjernmålingsdata vil verifisering av dataene være essensielt for å få pålitelig informasjon fra dem. Dette refereres til som *ground truthing* på engelsk, og innebærer en kalibrering av fjernmålingsdata mot prøver som skal representere de ulike målte verdiene. Siden prøvetaking vil være relativt kostbart og tidkrevende sammenlignet med fjernmåling, er det et poeng å minimere antall prøver, men likevel få dekket et størst mulig spekter av verdier.

Til kalibrering av backscatterdata er det i denne oppgaven brukt videoopptak av sedimenter i studieområdet. Videotransekter over områder med variasjon i backscatter er en effektiv måte å identifisere hvilke backscatterverdier som tilsvarer de ulike sedimenttypene, og metoden er vesentlig mindre tid- og plasskrevende enn å hente opp sedimentprøver som senere analyseres

i laboratorium. Med litt øvelse lar det seg gjøre å vurdere kornstørrelse ut fra videobildene, i det minste med en grad av nøyaktighet som tilsvarer den en kan forvente å oppnå ved backscatter-tolkning.

Videomaterialet som dekker studieområdet ble samlet inn i løpet av to tokt med F/F "G.O. Sars" høsten 2007 og sommeren 2008, og med F/F "Seisma" sommeren 2008. I alt 20 videotransekter på mellom 450 og 1000 m er brukt til å klassifisere backscatter i et område på 700 km² (se kapittel 3.4). De observerte sedimentene er gruppert i henhold til Wentworth-skalaen (Wentworth 1922), og fire hovedgrupper kan identifiseres: Sand, grusholdig sand, sandig grus og grovere materiale (grus, stein og blokk). I tillegg er det funnet områder uten sedimentdekke (fast fjell).

En feilkilde i sammenligningen av video- og backscatterdata er at mens videoopptak gir øyeblikksbilder av havbunnsoverflata i sanntid vil akustiske data ofte kunne være flere år gamle. Hvis sedimentfordelingen i området er endret siden backscatter ble samlet inn, kan en risikere å tillegge sedimentklassene feil verdier, og dermed ende opp med et mindre pålitelig resultat. Dessuten vil kornstørrelsen i selve overflata, som jo er det eneste man vil kunne filme med mindre sedimentet nylig har blitt forstyrret av for eksempel bunntåling, ikke nødvendigvis være lik underliggende sedimenter som også reflekteres i backscatterverdien.

3.1.4 Seismikk

En grunnseismisk linje som krysser sokkelen i studieområdet er benyttet i oppgaven (figur 2.1). Denne ble samlet inn av F/F "Seisma" i 2007 ved hjelp av det penetrerende ekkoloddet TOPAS (*Topographic Parametric Sonar*) som har en frekvens på 5 kHz, noe som skal gi god vertikal oppløsning i finere sedimenter. Imidlertid er det meste av sedimentene langs linjen for grove til å penetreres av denne frekvensen, så profilet viser bare havbunnsoverflata.

3.2 Biologiske data

For å finne ut om det lar seg gjøre å korrelere geologiske forhold i studieområdet med forekomsten av kommersielt interessante fiskeslag har det vært nødvendig å sammenligne de geologiske dataene med materiale fra ulike kilder som kan gi informasjon om hvordan fisken fordeler seg på Vesterålsbanken. Disse biologiske dataene kan plasseres i tre ulike kategorier: Vitenskapelige data fra forskningstokt, sporingsdata fra den kommersielle fiskeflåten og intervjudata fra lokale aktører i kystfisket.

De vitenskapelige dataene er levert av Havforskningsinstituttet og består av resultater fra forskningstokt i området hver høst fra 1997 til 2007. På toktene legges fortrinnsvis stasjonene til samme områder hvert år, og det foretas bunntålninger der fangsten blir artsidentifisert, telt, veid, målt og analysert. Det tilgjengelige materialet for Vesterålsbanken omfatter rundt 150 stasjoner (figur 4.16).

Havforskningsinstituttet har også bidratt med sporings- eller VMS-data (*vessel monitoring system*). Dette er informasjon om all bevegelse til norske båter over en viss lengde, basert på et pålegg om satelittsporingsutstyr som ble satt i kraft i år 2000 (Fiskeridirektoratet 2009). VMS-data regnes som personopplysninger og er underlagt restriksjoner for bruk, men jeg har fått tilgang til deler av datasettet for Vesterålsbanken fra tidsrommet 2001-2007. Dette omfatter informasjon om geografisk plassering, årstall, kvartal og fiskeredskap, og posisjoner som ikke har sammenheng med aktivt fiske skal være sortert vekk på bakgrunn av fartøyhastighet (Mills et al. 2007). Det har imidlertid ikke latt seg gjøre å få informasjon om fangst koblet opp mot sporingsdata.

Fiskerikontoret på Sortland har vært behjelpelige med tilgang til resultater fra en undersøkelse utført blant fiskarlagene i Vesterålen i 2005. Her har kystfiskere rapportert om hvilke områder som brukes til fiske etter ulike arter, og om hvor artene har sine gytefelt og oppvekst- og beiteområder. Jeg har digitalisert dataene fra Bø kommune, der det foreligger mest informasjon, slik at de kan kombineres med annen informasjon i GIS.

3.3 Programvare

I denne oppgaven har det vært behov for å behandle store mengder geografiske data av ulike typer og fra ulike kilder. Visualisering, tilpassing, analysing og bearbeiding av disse er blitt gjort ved hjelp av ESRI ArcGIS, versjon 9.2, og figurene i oppgaven er lagd direkte i ArcMap som er en del av ArcGIS-systemet. GIS (geografiske informasjonssystemer) er mye benyttet til arbeid der ulike datatyper skal behandles sammen, og en rekke forfattere har tatt ArcGIS i bruk som et verktøy innen habitatkartlegging (blant andre Cogan & Noji 2007; Dolan et al. innsendt; Greene et al. 2007; Shotwell et al. 2007). Til visualisering av grunnseismikk har jeg i tillegg brukt programmet Petrel Seismic-to-Simulation Software (Schlumberger), versjon 2007.1.2.

3.4 Klassifisering av backscatter

3.4.1 Datagrunnlag

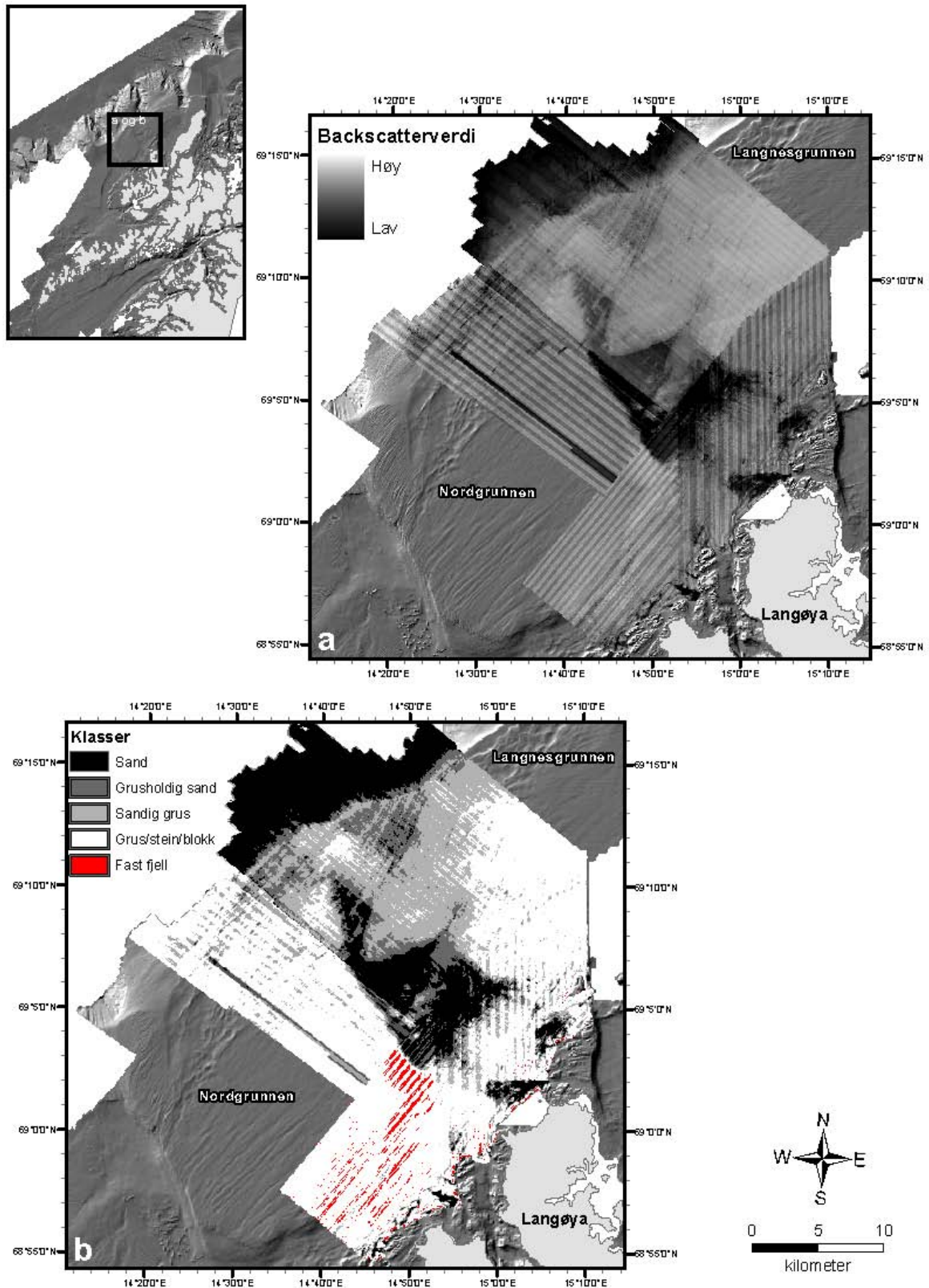
Et av formålene med masteroppgaven har vært å lage et generalisert kart over sedimentfordelingen i en del av studieområdet, basert på backscatter og videoobservasjoner. Figur 3.2a viser de tre originale backscatterfilene før klassifisering. Kvaliteten på de tre filene er ujevn, med relativt lite støy i den nordligste delen av området og mer i sør og vest, og

spennet i backscatterverdier varierer mellom -6,5 til -64 dB i nord, -0,5 til -59 dB i sør og -0,5 til -46,5 dB i vest.

Siden videodata viser at samme typer sedimenter er til stede i alle tre filenes dekningsområder, med unntak av at fast fjell bare er observert innenfor den sørligste delen, må backscatterfilene klassifiseres separat. For hver av dem er verdiene blitt inspisert og sammenlignet med aktuelle sedimentobservasjoner, og antatte grenseverdier mellom sedimenttypene er blitt foreslått på bakgrunn av dette. Grenseverdiene kan variere med opptil 10 dB mellom filene. Figur 3.2b viser datasettet etter klassifisering, med fire klasser i nord og vest og i tillegg en femte i sør for å skille ut fast fjell (rødt) fra sedimenter. Et problem som illustreres godt av figuren er at backscatterverdiene i den sørlige delen ikke er enhetlige til tross for at de tilhører samme fil, slik at god klassifisering i sørøst fører til overrepresentasjon av tilsynelatende grove sedimenter og fast fjell i sørvest. Dette har jeg måttet ta hensyn til i det videre arbeidet.

3.4.2 Digitalisering

For å bli kvitt støy er klassene blitt digitalisert manuelt i ArcGIS. I store deler av området er dette gjort i målestokk 1:25 000, men enkelte svært detaljerte sedimentstrukturer ved eggakanten er digitalisert i 1:10 000, og i tilfeller av svært mye støy har ikke målestokk større enn 1:60 000 gitt tilstrekkelig informasjon. Digitaliseringen har foregått ved å lage polygoner rundt områder med lik backscatter-klasse, samtidig som åpenbart uriktige verdier er unngått. Eksempler på dette er de parallelle stripene av vekslende backscatterintensitet som skyldes systematisk støy under innsamlingen og som reflekterer skipets kurs (innlinjestøy, figur 3.2a).



Figur 3.2: a) Uklassifiserte backscatterdata som danner grunnlag for sedimentfordelingskartlegging. Grove sedimenter gir høy backscatterverdi, fine sedimenter gir lav. Verdiene lengst mot nord (svart felt) er upålitelige og ignorerer. Legg merke til systematisk innlinjestøy i SØ/NV-, SV/NØ- og S/N-retning. b) Klassifiserte backscatterdata. "Fast fjell" på Nordgrunnen er feil og ignorerer.

I de tilfeller backscatter ikke er vurdert som pålitelig, har jeg måttet konsultere dybdeedata. Dette gjelder først og fremst områdets sørligste del der backscatterverdiene er svært høye: Her er morfologien i området sammenlignet med allerede tolkede naboområder, og trendene i sedimentfordeling er antatt å være de samme som i disse. Digitaliseringen av smale rygger som ut ifra videoobservasjoner består av stein og blokk (se kapittel 4.1.4) er også basert på morfologi, siden ryggene ikke skiller seg tydelig ut på backscatter til tross for at flertallet av dem sannsynligvis vil ha samme sammensetning som de observerte.

3.4.3 Feilkilder

En stor grad av tolkning er involvert i prosessen med ”styrt automatisk” backscatterklassifisering og manuell digitalisering av klassene, og det er åpenbart at feilkildene er mange i tillegg til at metoden er arbeidskrevende. Likevel har flere studier (blant annet Christensen et al. 2007; Cochrane & Lafferty 2002) vist at resultatet i de fleste tilfeller blir mer pålitelig enn ved en fullautomatisk prosess. Størst nøyaktighet vil oppnås i de tilfeller der backscatterdataene er av god kvalitet, der de ulike sedimentklassene er blitt tilstrekkelig verifisert ved hjelp av video eller sedimentprøver og der det er gode korreleringsmuligheter mellom de ulike backscatterfilene.

I det klassifiserte og digitaliserte datasettet er den sannsynligvis hyppigst forekommende feilen at sedimenter nær de benyttede backscatter-grenseverdiene har blitt klassifisert som nabokategorien, for eksempel at sandig grus tolkes som grus. Generelt vil fast fjell og ren sand være de mest pålitelige kategoriene, mens grensene til sedimenttypen sandig grus er noe mer diffuse. Denne kategorien skal omfatte alle blandingsforhold mellom sand og grus der grus er den dominerende kornstørrelsen, og i digitaliseringen har den blitt brukt som samlekategori for alle områder der backscatter ikke viser entydig at sedimenttypen er

tilstrekkelig fin til å være grusholdig sand eller tilstrekkelig grov til å være grus. Sannsynligheten er også større for at backscattertolkningen er korrekt i den nordlige delen av området, der backscatterdataene er av høyest kvalitet, enn i vest og sør der dataene preges av støy og feilverdier.

3.5 Landskapsinndeling

Med utgangspunkt i Naturtyper i Norges modell for hierarkisk klassifisering av naturen (Halvorsen et al. 2008, se kapittel 2.2.2) har jeg gjort et forsøk på å identifisere ulike landskap og landskapsdeler på Vesterålsbanken ut fra tilgjengelige data. Metoden er hentet fra Thorsnes et al (innsendt) som har gjort en tilsvarende inndeling i et noe større område utenfor Lofoten, Vesterålen og Senja.

3.5.1 Landskap

Landskap defineres som ”større områder med enhetlig visuelt preg, skapt av spesifikke store landformer og kjennetegnet ved karakteristisk fordeling av landskapsdeler (og økosystemer)”(Halvorsen et al. 2008). Et landskap skal være større enn 1 km² og kunne kartlegges i målestokk 1:500 000, og de ulike landskapene i et område må være kontinuerlige uten overlapping (Thorsnes et al. innsendt). Siden batymetri alene ikke gir grunnlag for å definere økosystemer, er landskapsinndelingen i denne oppgaven basert på storskalamorfologi og parametrene skråning og relativt relieff (vertikal forskjell mellom høyeste og laveste punkt innenfor et definert område, Rudberg 1960). De to parametrene er funnet ved å analysere batymetridatasettet i ArcGIS, der begge har blitt gitt en oppløsning på 50 m og relativt relieff er beregnet over områder på 1 km².

3.5.2 Landskapsdeler

Med landskapsdeler menes her særegne geomorfologiske enheter som forekommer innenfor bestemte typer av landskap. De skal ha en minimumsstørrelse på 0,01 km², og må kunne framstilles i målestokk 1:50 000 (Thorsnes et al. innsendt). I motsetning til landskap kan landskapsdeler overlappe, og de trenger ikke å være kontinuerlige. Landskapsdelene er identifisert ut fra morfologi og ut fra hvilke landskap de forekommer innenfor.

4: Resultater

4.1 Formelementer på havbunnen

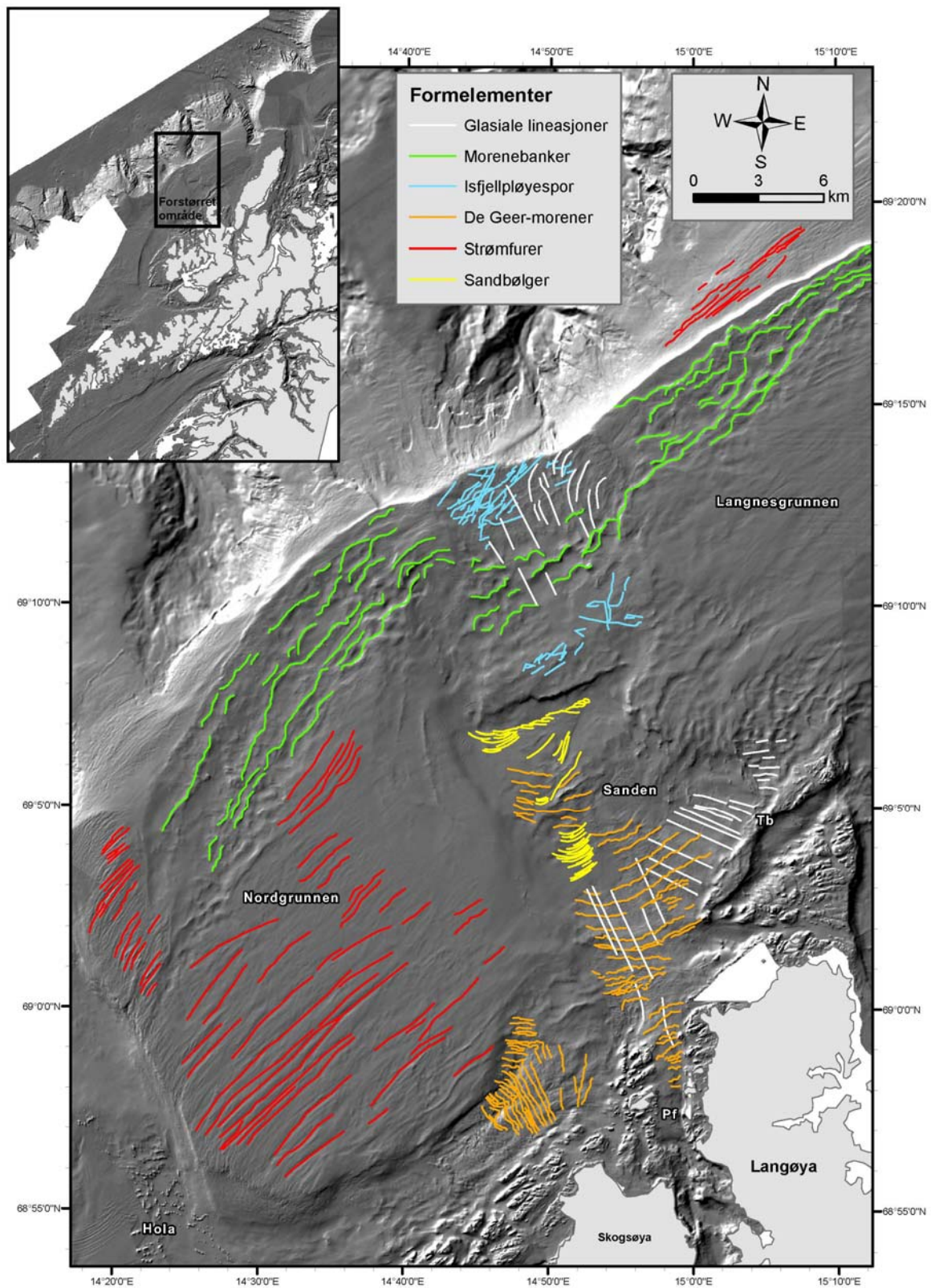
Innenfor nærstudieområdet (figur 1.3) opptrer en rekke framtrede formelementer. De mest karakteristiske og hyppigst forekommende av disse er markert på figur 4.1, og i det følgende kapitlet vil disse beskrives og tolkes.

4.1.1 Glasiale lineasjoner

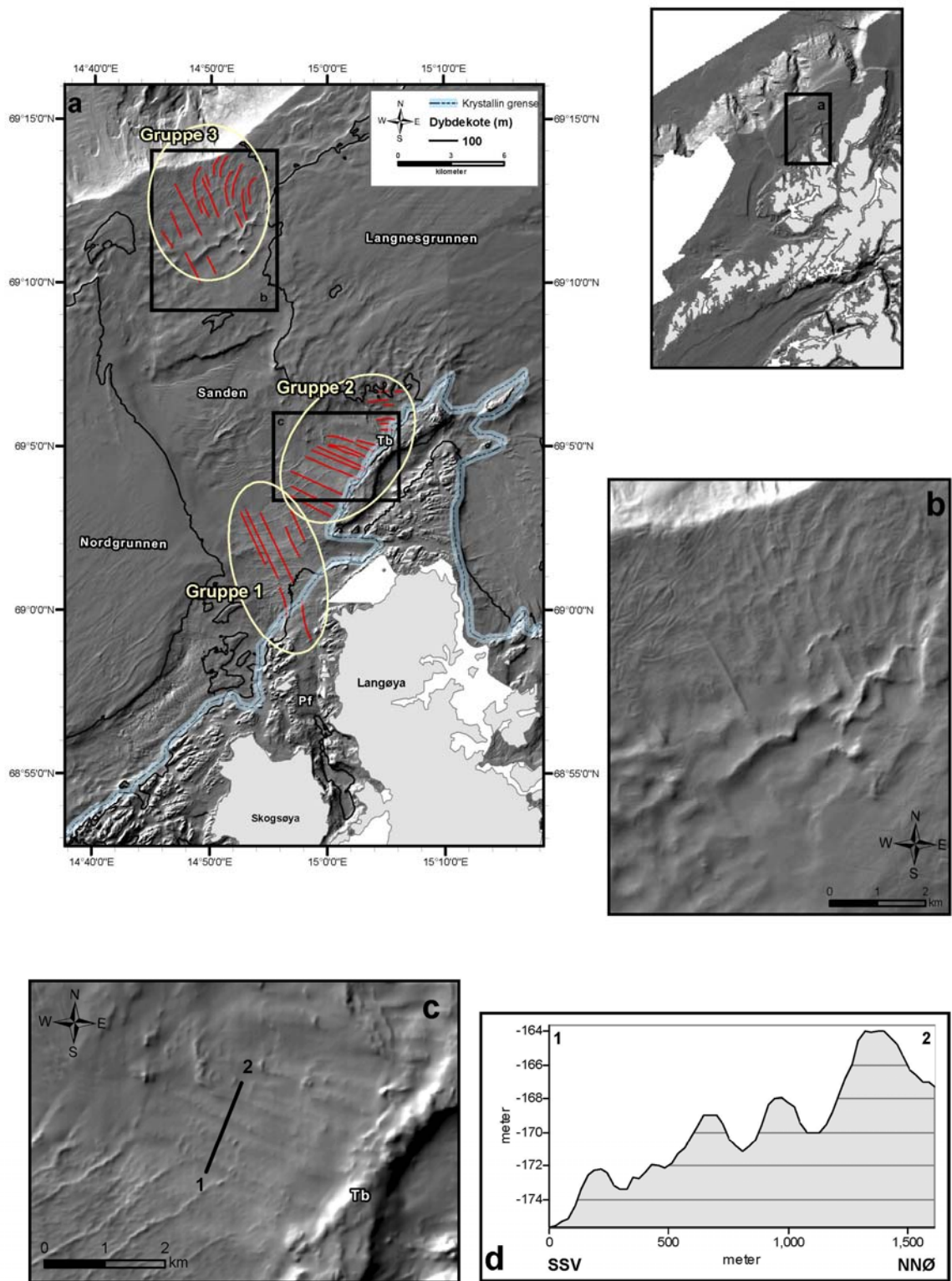
Beskrivelse

Ytterst ved eggakanten og lengst inn mot krystallin grense i Sanden-trauet forekommer langstrakte lineasjoner, som er delt inn i tre hovedgrupper basert på orientering (figur 4.2, gruppe 1-3). Hver gruppe består av tilnærmet parallelle rygger som for det meste er rettlinjede (figur 4.2c og d) og har et lavt relieff (1-5 m, figur 4.2d) og et stort lengde/breddeforhold (opptil 20:1). Typisk lengde er mellom 2,5 og 3,5 km mens bredden er i størrelsesorden 100-200 m.

I den sørligste gruppen (1) har lineasjonene SSØ/NNV-orientering, tilsvarende retningen på Prestfjorden mellom Langøya og Skogsøya. Gruppe 2 (figur 4.2c) har hovedsakelig



Figur 4.1: Oversikt over karakteristiske formelementer som opptrer hyppig i nærstudieområdet (måten linjer krysser hverandre på er tilfeldig og innebærer ingen tolkning av kronologi). Tb: Trollbakkan, Pf: Prestfjorden.



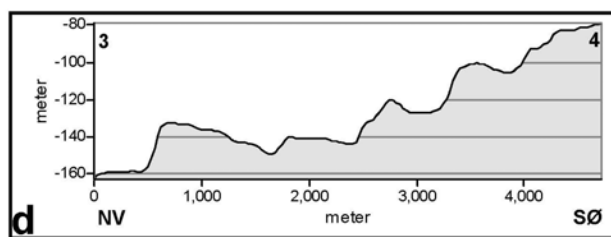
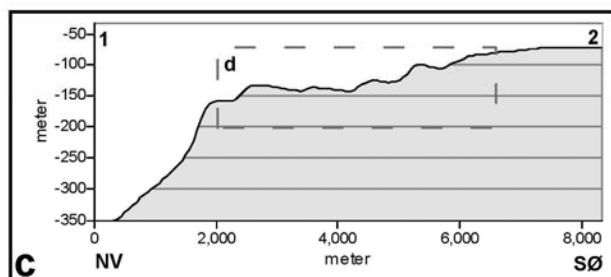
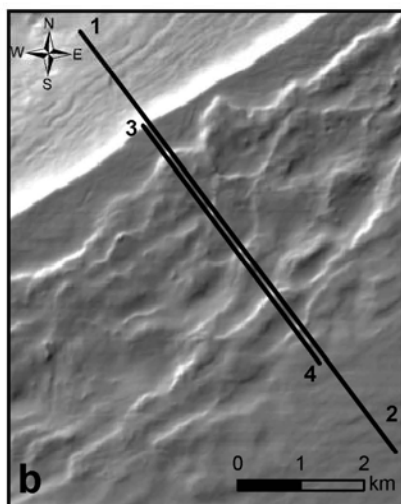
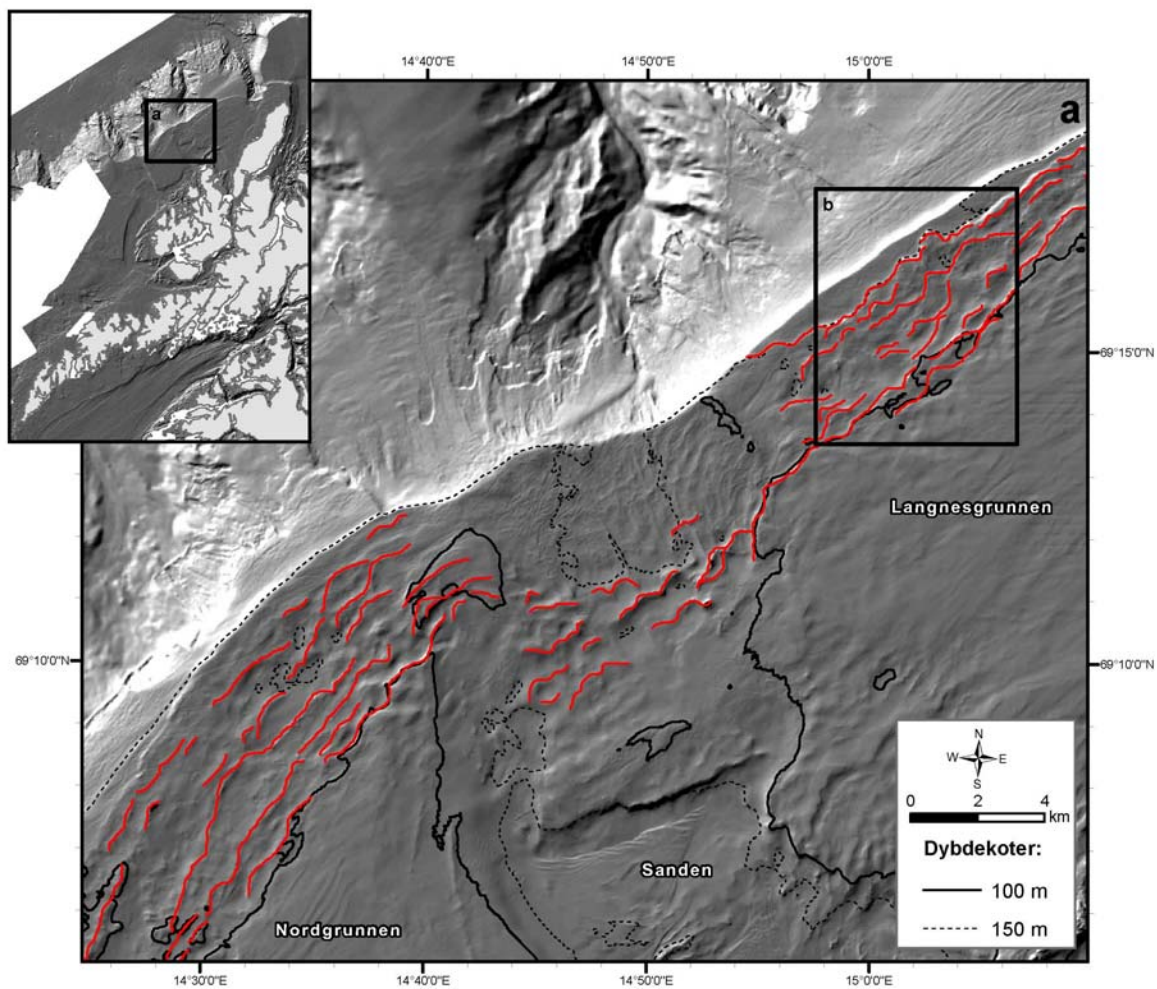
Figur 4.2: a) Glasiiale lineasjoner (rødt) i tre grupperinger (1-3) med ulik orientering. b) Nærbilde av lineasjonene ved eggakanten (gruppe 3), der de forekommer sammen med ryggformer og kuttes av de fleste av disse. c) Nærbilde av gruppe 2, der lineasjonene er orientert i ØSØ/VNV-retning. d) Dybdeprofil som krysser fire tydelige rygger mellom punktene 1 og 2 i c. Tb: Trollbakkane, Pf: Prestfjorden.

ØSØ/VNV-orientering, og ØSØ-enden av lineasjonene sammenfaller med krystallin grense ved ryggen Trollbakkan. En samling kortere lineasjoner (500-1000 m) orientert Ø/V er også inkludert i gruppe 2. I gruppe 3, lengst ut mot eggakanten, er orienteringen igjen SSØ/NNV, men lengst mot øst i gruppen bøyer lineasjonene av i NNØ-retning (figur 4.2b).

Tolkning

Basert på parallelliteten og det høye lengde/breddeforholdet tolkes lineasjonene som avsatt subglasialt i isbevegelsens retning. Landformer med tilsvarende morfologi, men større utstrekning har blitt beskrevet av Clark (1993) under navnet 'glasiale megaskalalinasjoner' (*mega-scale glacial lineations*, MSGL). Disse skal være indikatorer på hurtigstrømmende is, og er blitt påvist i en rekke marine (Anderson et al. 2001; Andreassen et al. 2008; Canals et al. 2000; Shipp et al. 1999) og terrestriske miljøer (Clark 1993; Stokes & Clark 1999).

For å skille MSGL fra andre strømlinjeformede subglasiale formelementer benyttes ofte kriteriet at lengde/breddeforholdet er mer enn 10:1 (Stokes & Clark 1999). I henhold til dette kan lineasjonene i nærstudieområdet defineres som MSGL, men de er likevel fortsatt små sammenlignet med lineasjoner som tidligere er beskrevet fra nærliggende områder, Vestfjorden og Andfjorden (figur 1.1). Her forekommer det MSGL som er titalls kilometer lange og opp til 500 m brede (Ottesen et al. 2005; 2008b). I sin beskrivelse av glasiale landformer på den nordnorske kontinentalsokkelen opererer Ottesen et al (2008b) med noe de kaller "små glasiale lineasjoner", som kan være kortere og smalere enn MSGL vanligvis er. Selv om forfatterne her setter lengde/breddeforholdet til under 10:1, og forholdstallet for lineasjonene i nærstudieområdet er høyere enn dette, foretrekker jeg betegnelsen "glasiale lineasjoner" fremfor "MSGL".



Figur 4.3: a) Morenebanker (rødt) langs eggakanten. b) Nærbilde av morenebanker langs Langnesgrunnen. c) Dybdeprofil mellom punktene 1 og 2 i b, fra kontinentalskråning via eggakant til bankeoverflata. d) Dybdeprofil gjennom sonen med morenebanker, fra punkt 3 til punkt 4 i b.

4.1.2 Morenebanker

Beskrivelse

I en sone på 6 km fra eggakanten og innover bankene og trauet finnes en rekke markante ryggformer (figur 4.3a og b). Disse følger i grove trekk retningen på eggakanten, men undulerer slik at de ikke er innbyrdes parallelle, og alle befinner seg innefor et dybdeintervall på 85-150 m (figur 4.3c og d). Ryggene har en høyde på opptil 25 m og en bredde på mellom 350 og 500 m, og de har ofte et noe asymmetrisk tverrsnitt der skråningen som vender mot eggakanten er brattere enn den som vender innover (figur 4.3c og d). Avstanden mellom enkeltrygger varierer, men overstiger sjelden 700 m. Flere av ryggene er korte (< 1 km) og har et fragmentert preg, men enkelte kan følges uavbrutt opptil 10 km. Sistnevnte forekommer hyppigst langs eggakanten i bankeområdene, mens ryggene ved munningen av trauet er kortere. Avstanden fra eggakanten til de ytterste ryggene er også betydelig større ved traumunningen enn på bankene (figur 4.3a), henholdsvis 3-4 km og < 1 km.

I traumunningen forekommer ryggene til dels i samme område som glasiøse lineasjoner (se kapittel 4.1.1), og det virker som om lineasjonene brytes av ryggene (figur 4.2b). Nærmere eggakanten finnes det noen mer utydelige ryggformer som har samme orientering som de beskrevne, men et mye lavere relieff (< 5 m), og disse ser i større grad ut til å ha blitt påvirket under dannelsen av lineasjonene.

Tolkning

Denne særegne landformtypen ser ikke ut til å ha blitt beskrevet i større grad tidligere, i det minste ikke fra marine miljøer. I ytre form og dimensjoner kan de minne om Roggen-morener (*ribbed moraines*), som dannes subglasiøst og er funnet over store områder som tidligere har vært dekket av innlandsis (Hattestrand & Kleman 1999; Stokes et al. 2008). Denne

morenetypen blir beskrevet som felt av sammenvokste, halvmåneformede, opp til 30 m høye rygger orientert transversalt på isbevegelsens retning (Benn & Evans 1998). Imidlertid er Rogen-morener hovedsakelig rapportert fra innlandsområder (Hattestrand & Kleman 1999) eller i forbindelse med isstrømmer (Stokes et al. 2008; Van Landeghem et al. 2009), og det stemmer dårlig med utbredelsen av formelementet i studieområdet der alle befinner seg nær eggakanten. En kan selvfølgelig tenke seg at ryggene bare er en rest av et større moreneområde, og at høyereliggende morener har forsvunnet som følge av for eksempel bølgeerosjon i forbindelse med endringer i relativt havnivå, men det er likevel verdt å foreslå alternative dannelsesmåter.

Ryggenes plassering nær eggakanten og det faktum at de ligger på samme dyp kan tyde på en sammenheng med brefrontens posisjon ved nær maksimal isutbredelse. Benn og Evans (1998) beskriver et formelement de kaller "morenebanker" (*morainal banks*) som dannes submarint ved grunningslinja til en bre i de tilfeller der denne er stabil lenge nok til at sedimenter kan akkumuleres der. Grunningslinja er sonen der breen mister kontakten med havbunnen, enten den fortsetter som en flytende isbrem (*ice shelf*) eller ender i en kalvende brefront (Benn & Evans 1998). Den nøyaktige dannelsesmåten til morenebankene ved grunningslinja vil variere, i likhet med morfologien, og morenebankene kan være rette eller bølgeformede og bestå av alle typer glasiale sedimenter.

Hvis ryggene i studieområdet virkelig er en type submarine randmorener vil asymmetrien kunne forklares med at ulike prosesser har vært aktive på ryggenes proksimal- og distalside, og den undulerende formen kan skyldes lokale variasjoner i grunningslinjas plassering. Slik ryggene er fordelt et stykke innover bankene kan det tenkes at de er blitt avsatt suksessivt etter hvert som grunningslinja har trukket seg innover, for eksempel som respons på stigende

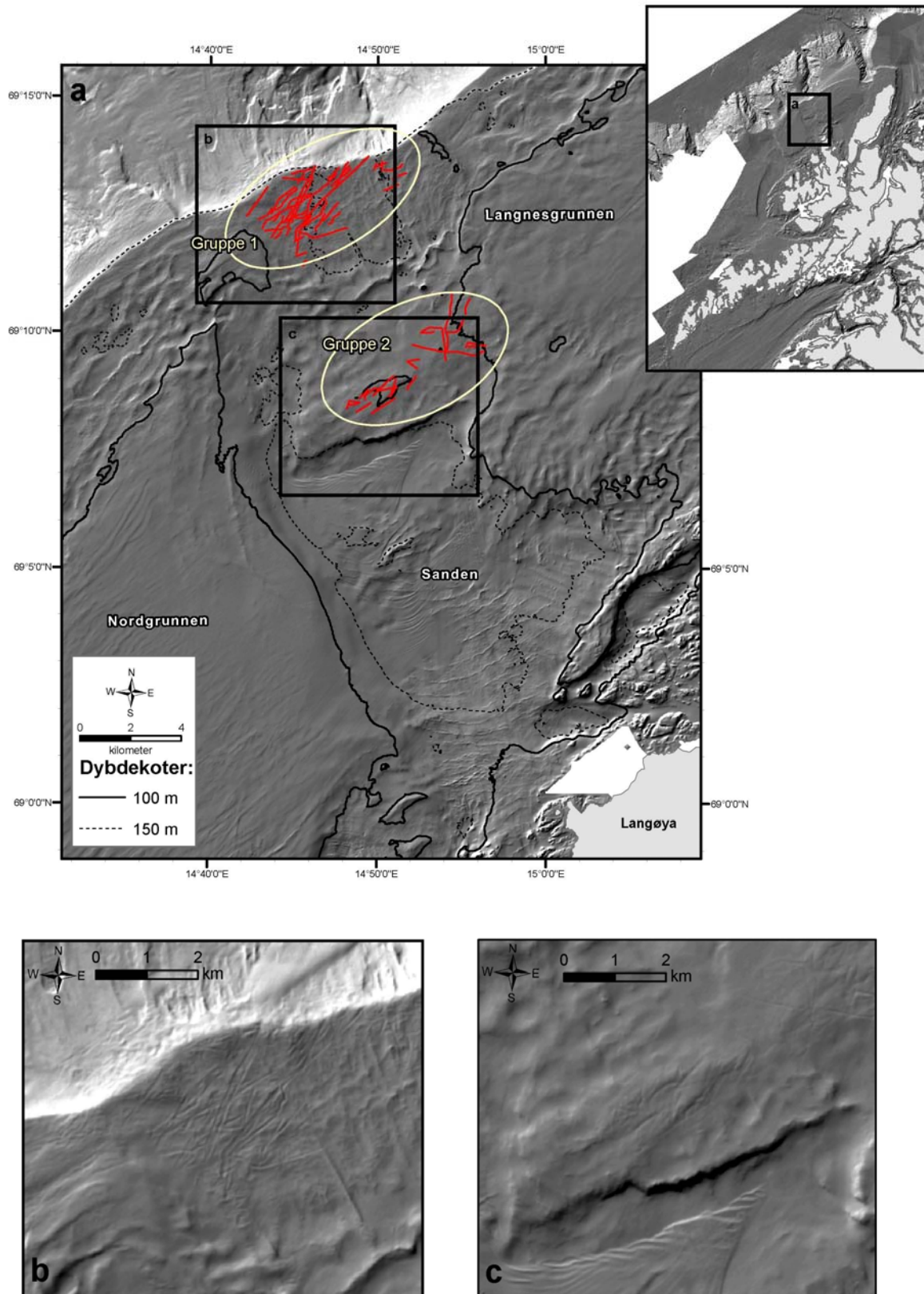
havnivå eller avtagende istykkelse (Ottesen & Dowdeswell under publisering). Siden det ikke er noen åpenbar forskjell i ryggenes morfologi innover fra eggakanten (de ytterste virker ikke mer utvisket enn de innerste) kan man spekulere i at de er blitt avsatt på omtrent samme tidspunkt, under en relativt hurtig tilbaketrekning. Likevel er det kanskje lite sannsynlig at en eventuell forskjell i erosjonsgrad under deglasiasjonen ville være påviselig etter så lang tid, tatt i betraktning den voldsomme strømpåvirkningen i området (se kapittel 4.2 og figur 4.13).

4.1.3 Isfjellpløyespor

Beskrivelse

I to deler av nærstudieområdet preges havbunnen av et kaotisk mønster av grunne, smale furer (figur 4.4, gruppe 1 og gruppe 2) som er rettlinjede eller kurvede. Furene krysser hverandre flere steder og har ingen entydig retningsorientering. Bredden varierer mellom 50 og 100 m, men er tilnærmet konstant for hver enkelt fure, og lengden kan komme opp mot 4 km, selv om 500-1200 m er et vanligere mål. Furene har for det meste et relieff på 1-1,5 m, og enkelte viser i tverrsnitt antydning til langsgående voller på en eller begge sider (ikke vist i figur på grunn av lav oppløsning).

Gruppe 1 (figur 4.4b) befinner seg kloss ved eggakanten, med hovedtyngde på traummungens vestre del, og dekker et område på rundt 11 km². Gruppen omfatter et 40-talls furer av varierende lengde, hvorav flertallet opptrer innenfor et dybdeintervall på 125-150 m. De lengste furene ser ut til å ha en viss SV/NØ-trend, og noen kan følges helt ut til eggakanten. Enkelte av furene krysser glasiale lineasjoner i området, og skjærer gjennom disse uten å endre retning eller karakter.



Figur 4.4: a) Isfjellpløyespor (rødt) i to grupperinger (1 og 2), på havdyp rundt 150 m (gruppe 1) og 100 m (gruppe 2). b) Nærbilde av gruppe 1, ved eggakanten. Pløyesporene skjærer gjennom glisiale lineasjoner. c) Nærbilde av gruppe 2, der pløyesporene er færre og mer utydelige enn i gruppe 1.

Gruppe 2 (figur 4.4c) består av rundt 20 furer på toppen av den transversale ryggen i trauet, 15 km fra eggakanten. Furene er noe kortere og generelt mer utydelige enn i gruppe 1, og heller ikke disse viser noen tydelig retningsorientering. Området er også grunnere, med havdyp på rundt 100 m.

Tolkning

Furer som dette har blitt rapportert fra de fleste glasierte områder (Barnes & Lien 1988; Bellec et al. 2008; Dowdeswell et al. 1993; Dowdeswell & Bamber 2007; Dredge 1982; Longva & Bakkejord 1990; Rafaelsen et al. 2002; Syvitski et al. 2001), og det karakteristiske kaotiske mønsteret tolkes som pløy espor etter isfjell. Is som kalver fra en brefront vil i mange tilfeller kunne drive langt (Dowdeswell et al. 1993). Hvis et isfjell kommer inn i områder som er grunnere enn isfjellets dybde under vann vil kjølen komme i kontakt med bunnen, og såfremt isfjellet fortsatt er i bevegelse kan pløy espor dannes. Sporene vil gjerne ha tverrprofil som avspeiler isfjellkjølen form, og blant annet fra Barentshavet er det rapportert om både U- og V-formede profiler (Andreassen et al. 2008). Der isfjell blir stående på grunn kan det dannes groper eller valler som markerer avslutningen på pløy esporet, og dette gir et utvetydig svar på hvilken vei isfjellet har drevet (Syvitski et al. 2001).

Pløy espor som er beskrevet i litteraturen (Andreassen et al. 2008; Syvitski et al. 2001) har ofte større dimensjoner enn de som finnes på Vesterålsbanken, men også spor med bredde og relieff tilsvarende eller mindre enn disse er rapportert (Bellec et al. 2008; Solheim 1991). Det er et innlysende forhold mellom dybden et pløy espor forekommer på og størrelsen på isfjellet som har dannet det (Dowdeswell & Bamber 2007). Fraværet av større pløy espor i området kan forklares ved at det ikke har forekommet større isfjell der, eller alternativt at større isfjell har gått på grunn på større dyp enn det Eggakanten representerer. Siden det ikke er noen

isfjell langs norskekysten lenger er det sannsynlig at isfjellpløyesporene i studieområdet ble dannet under siste istid eller under deglasiasjonen, da relativt havnivå var betydelig lavere enn i dag (se kapittel 5, figur 5.1). Hvis pløyesporene som i dag finnes på 150 meters dyp ble dannet ved et havnivå på -100 m er det sannsynlig at isfjellene som var opphav til dem har vært relativt små.

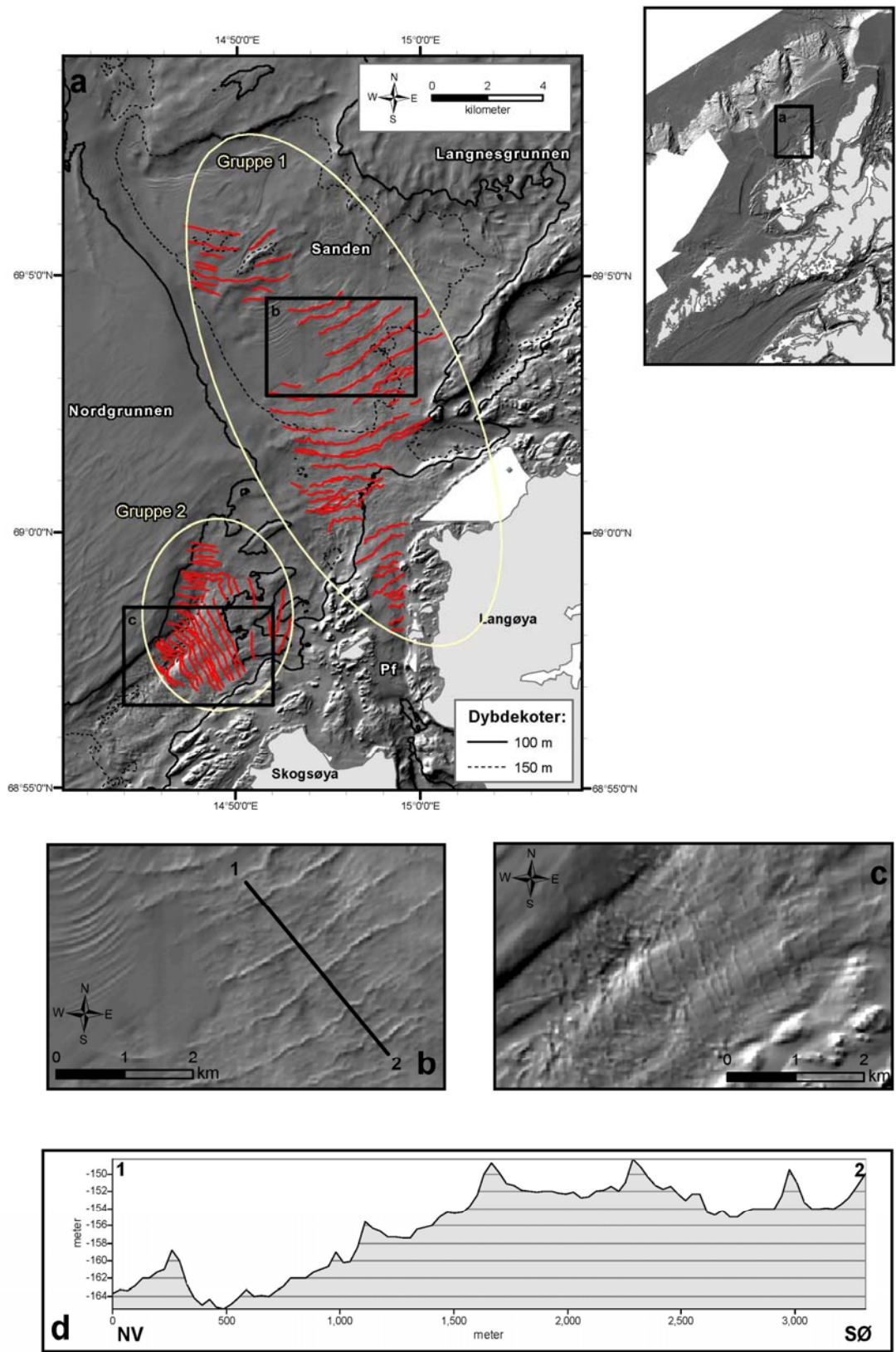
Med en horisontal oppløsning på 25 m vil tverrsnittet av et 100 m bredt pløyespor bestå av bare fire piksler, noe som ofte vil være for lite til å kunne si noe om formen på isfjellkjølen. Det samme forholdet kan forklare at det ikke registreres særlig mange tydelige voller langs sporene, men hvis eventuelle voller opprinnelig har vært små er det også mulig at de har forsvunnet som følge av strømerosjon (se kapittel 4.2).

Tydelige avslutninger i form av voller eller groper lar seg ikke påvise på noen av pløyesporene (figur 4.4b og c). Dette kan også være et resultat av datasettets 25-metersoppløsning, men en annen tenkelig forklaring er jo at isfjellene kan ha kalvet fra en lokal brefront og siden drevet bort.

4.1.4 De Geer-morener

Beskrivelse

Et svært karakteristisk formelement i nærstudieområdet er de parallelle, tversgående ryggene som finnes i bunnen av både Sanden-trauet og den kystparallelle renna (figur 4.5, henholdsvis gruppe 1 og gruppe 2). Ryggene er mellom 2 og 5 m høye og 50-100 m brede (figur 4.5b og d), og de er iøynefallende jevnt fordelt med en innbyrdes avstand på 300-700 m i gruppe 1 (figur 4.5b og d) og 150-300 m i gruppe 2 (figur 4.5c).



Figur 4.5: a) De Geer-morener (rødt) i to grupperinger (1 og 2). b) Nærbilde av jevnt fordelte morener i Sanden (morener til høyre), topografisk stigning mot sørøst. c) Nærbilde av mer uregelmessige morener i den kystparallele renna, topografisk stigning mot nordøst. d) Dybdeprofil mellom punktene 1 og 2 i b, fem klart avgrensede morenerytter kommer tydelig fram. Pf: Prestfjorden.

Lengdeorienteringen til ryggene i gruppe 1 (figur 4.5b) er SV/NØ, og de er konkave mot NV slik at endepunktene befinner seg lenger ut i trauet enn det midten gjør. Innover mot land (ved et havdyp på 100-125 m) får ryggene i gruppen et mer uregelmessig preg og avstanden mellom dem blir mindre jevn (figur 4.5a). De innerste påviselige ryggene ligger i innløpet til Prestfjorden, rundt 16 km fra de ytterste og på mellom 50 og 75 meters dyp. Lengst ut og på størst dyp i trauet (150-175 m) er ryggene delvis dekket av sedimenter og kommer ikke tydelig fram på batymetrien, mens enkelte lenger inn kan følges i en lengde på opptil 7 km (figur 4.5a). I de delene av trauet der det finnes glasiale lineasjoner (se kapittel 4.1.1) ser ikke disse ut til å ha noen innvirkning på ryggenes morfologi.

I gruppe 2 (figur 4.5c) har ryggene SSØ/NNV-orientering og en utstrekning på opptil 4 km, som tilsvare bredden av trauet de befinner seg i. De forekommer svært tett og er delvis vanskelige å skille fra hverandre, men de dypeste opptrer på rundt 125 meters dyp og de grunneste ved 100 m. Ryggene i gruppe 2 er ikke like tydelig krummet som i gruppe 1, men ser ut til å følge lokale terrengvariasjoner slik at hver rygg holder tilnærmet samme dybde. Dette fører til en viss krumming, spesielt i nordøstre del av gruppen der renna vider seg ut. Her er også avstanden mellom ryggene noe større enn i sørvest (figur 4.5a).

Tolkning

Ryggformer med morfologi og dimensjoner tilsvarende disse er blitt beskrevet i flere studier, blant annet fra kanadisk kontinentalsokkel (Todd et al. 2007), Svalbard (blant annet Ottesen & Dowdeswell 2006), Irskesjøen (Van Landeghem et al. 2009) og på land, men under marin grense på Møre (Larsen et al. 1991). Det er bred enighet om at dette er De Geer-morener: Glasiomarine landformer avsatt i forbindelse med grunningslinja til breer som kommer ut i vann og som er i ferd med å trekke seg tilbake (Benn & Evans 1998).

De Geer-morener vil i de fleste tilfeller være resultatet av at sedimenter avsettes foran eller i sprekker ved en brefront som enten står stille en periode eller har et kort framstøt (Cofaigh et al. 2002; Larsen et al. 1991; Linden & Møller 2005; Ottesen & Dowdeswell 2006). Siden større framstøt mest sannsynlig vil utslette eller modifisere eldre morener vil en sekvens av tydelige De Geer-morener kunne leses som et bilde av brefrontens posisjon over en periode med netto tilbaketrekning.

4.1.5 Strømfurer

Beskrivelse

På den sørlige delen av Nordgrunnen domineres topografien av parallelle lineasjoner i SV/NØ-retning (figur 4.6a). De lengste av disse kan følges over ti kilometer fra bankens sørvestlige kant, og alle befinner seg på toppen av banken, det vil si ved et havdyp rundt 70-80 m. De mest markerte lineasjonene kan ha et relieff på 6-7 m (figur 4.6e), og de forekommer så tett at det er vanskelig å fastslå om det dreier seg om positive eller negative former (rygger eller renner). Bredden fra trau til trau eller rygg til rygg er i størrelsesorden 300-1000 m (figur 4.6b og e). De best utviklede lineasjonene opptrer lengst sørvest på banken, mens de blir mindre tydelige mot nordøst og ikke er tilstede langs Nordgrunnens nordøstlige kant.

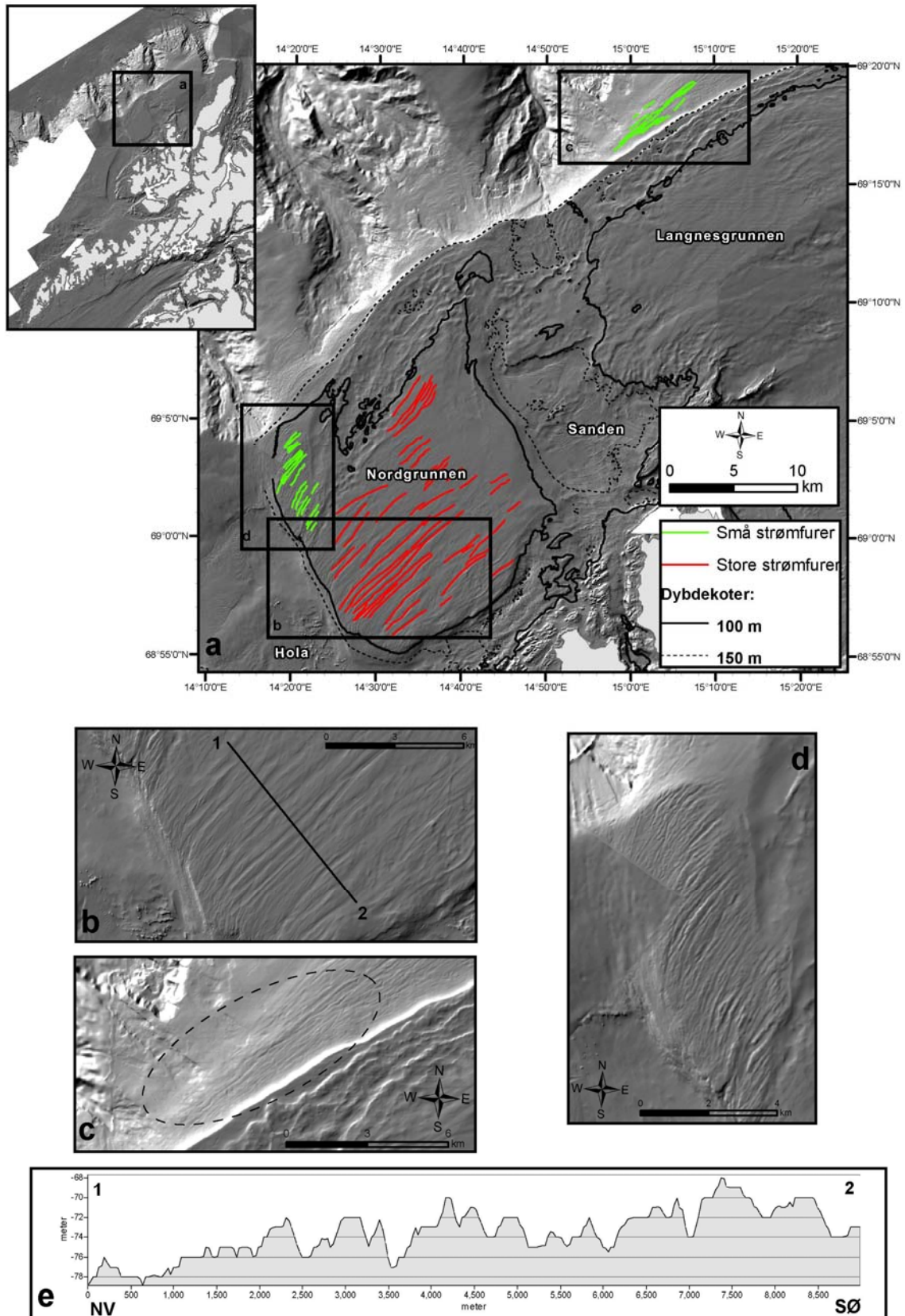
To andre grupper av lineasjoner i studieområdet minner mye om formelementene på Nordgrunnen og er vist i figur 4.6a. Den ene gruppen (4.6c) befinner seg like nedenfor eggakanten nordvest for Langnesgrunnen, den andre (4.6d) på Nordgrunnens vestlige hjørne. I den sørvestlige gruppen er lineasjonenes relieff for det meste i størrelsesorden 1-2 m, men enkelte er noe tydeligere med større vertikal forskjell mellom trau og rygg. Retningen tilsvarer de større lineasjonene på banken, med unntak av en viss avbøying mot sør i

sørvestenden, og avstanden mellom to traue eller rygger er 100-200 m. Dypet lineasjonene i sørvest-gruppen forekommer på er 80-90 m. Lengst nord i området, der dypet er størst, finnes det isfjellpløyespor (se kapittel 4.1.3) som ser ut til å ha samme dominerende retningsorientering som lineasjonene (figur 4.6d). Lineasjonene som utgjør gruppen i nordøst (figur 4.6c, innringet) befinner seg i skråningen mellom 200 og 400 meters dyp. De har samme relieff, orientering og innbyrdes avstand som lineasjonene i sørvest, og også her finnes det pløyespor i samme område.

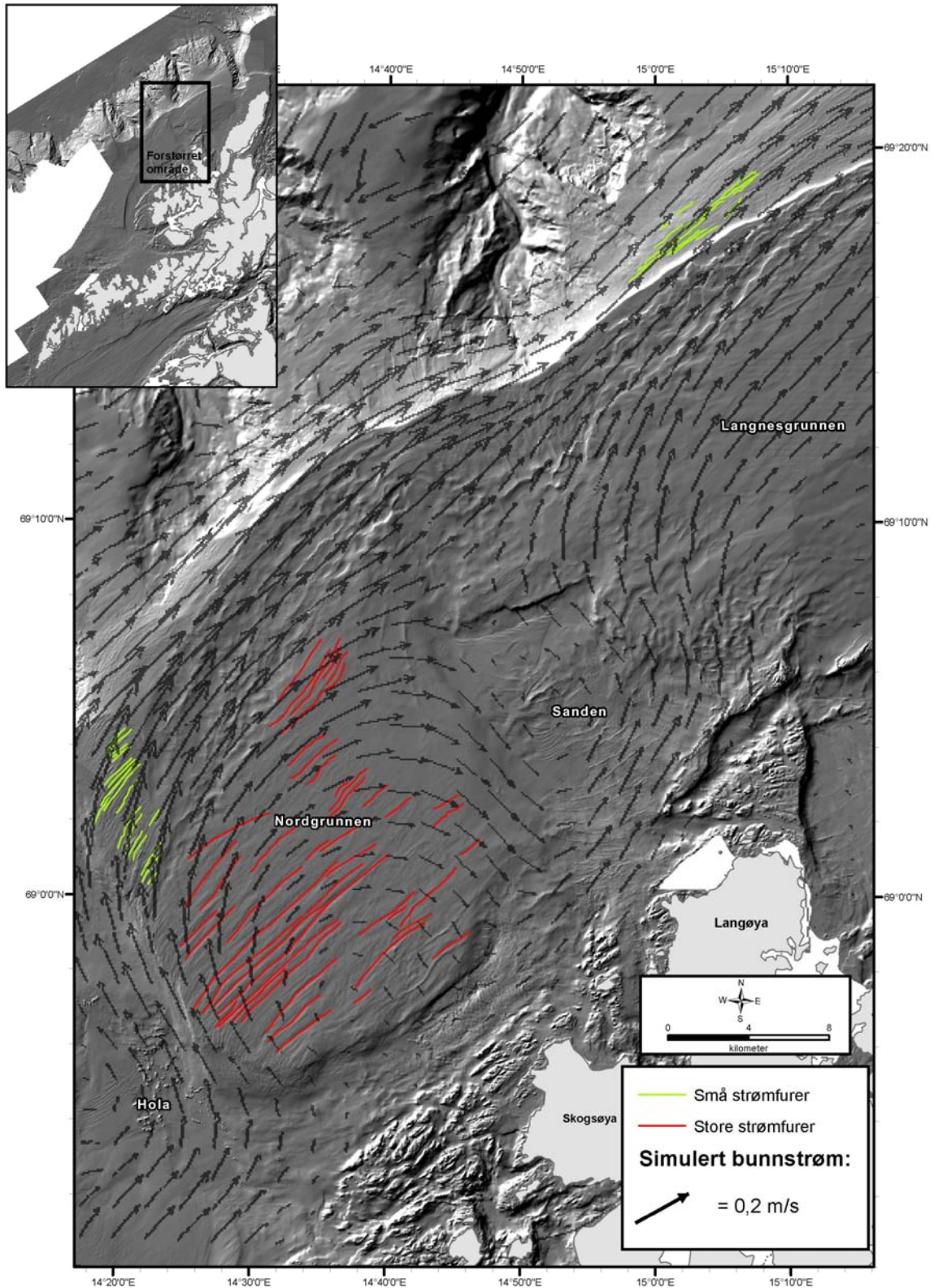
Figur 4.7 viser alle de tre lineasjonsgruppene drapert med en modell av simulert gjennomsnittlig bunnstrøm i perioden 12.-16. juni 2007. Både på vesthjørnet av Nordgrunnen og under eggakanten i nordøst er lineasjonene parallelle med modellert gjennomsnittlig strømretning, men dette er ikke tilfelle for de større formelementene på toppen av banken.

Tolkning

Uten tilgang til seismikk med god nok penetrasjon lar det seg vanskelig gjøre å fastslå om lineasjonene i figur 4.6 og 4.7 er erosjons- eller avsetningsformer. Siden den modellerte strømretningen stemmer påfallende godt overens med retningen på de mindre lineasjonene er det nærliggende å foreslå en årsakssammenheng: Ar lineasjonene er strømeroderte renner. Der det finnes isfjellpløyespor ser disse ofte ut til å gå over i mer strømparallelle lineasjoner (figur 4.6c og d), og det kan spekuleres i om lineasjonene opprinnelig er pløyespor som får relieffet vedlikeholdt eller forsterket av strømerosjon. Laberg et al (2007) beskriver lignende formelementer lengst nord på Langnesgrunnen og tolker disse som parallelle isfjellpløyespor forårsaket av sterk strøm. Siden lineasjonene jeg har gruppert har et så enhetlig preg, og skiller seg fra pløyespor på grunn av den utpregede parallelliteten, vil jeg likevel klassifisere dem som en egen type.



Figur 4.6: a) Strømfurer i to størrelseskategorier gruppert etter relieff og innbyrdes avstand. b) Nærbilde av store strømfurer sørvest på Nordgrunnen. c) Nærbilde av små strømfurer (innringet område) i kontinentalskråningen nordvest for Langnesgrunnen. Eggakanten diagonalt midt i utsnittet, morenebanker i sørøst. d) Nærbilde av små strømfurer vest på Nordgrunnen, og antydning til isfjellpløyespor lengst mot nord. (Datasettets oppløsning er dårligere i en sone i vest.) e) Dybdeprofil over Nordgrunnen, mellom punktene 1 og 2 i b. En rekke rygger og trau er tydelige.



Figur 4.7: Simulert gjennomsnittlig bunnstrøm i perioden 12.-16. juni 2007 drapert over skyggerelieff med markering av store og små strømfurer. Legg merke til god retningsoverensstemmelse mellom modellert strøm og små strømfurer. Strømmodellen er levert av Dag Slagstad, SINTEF.

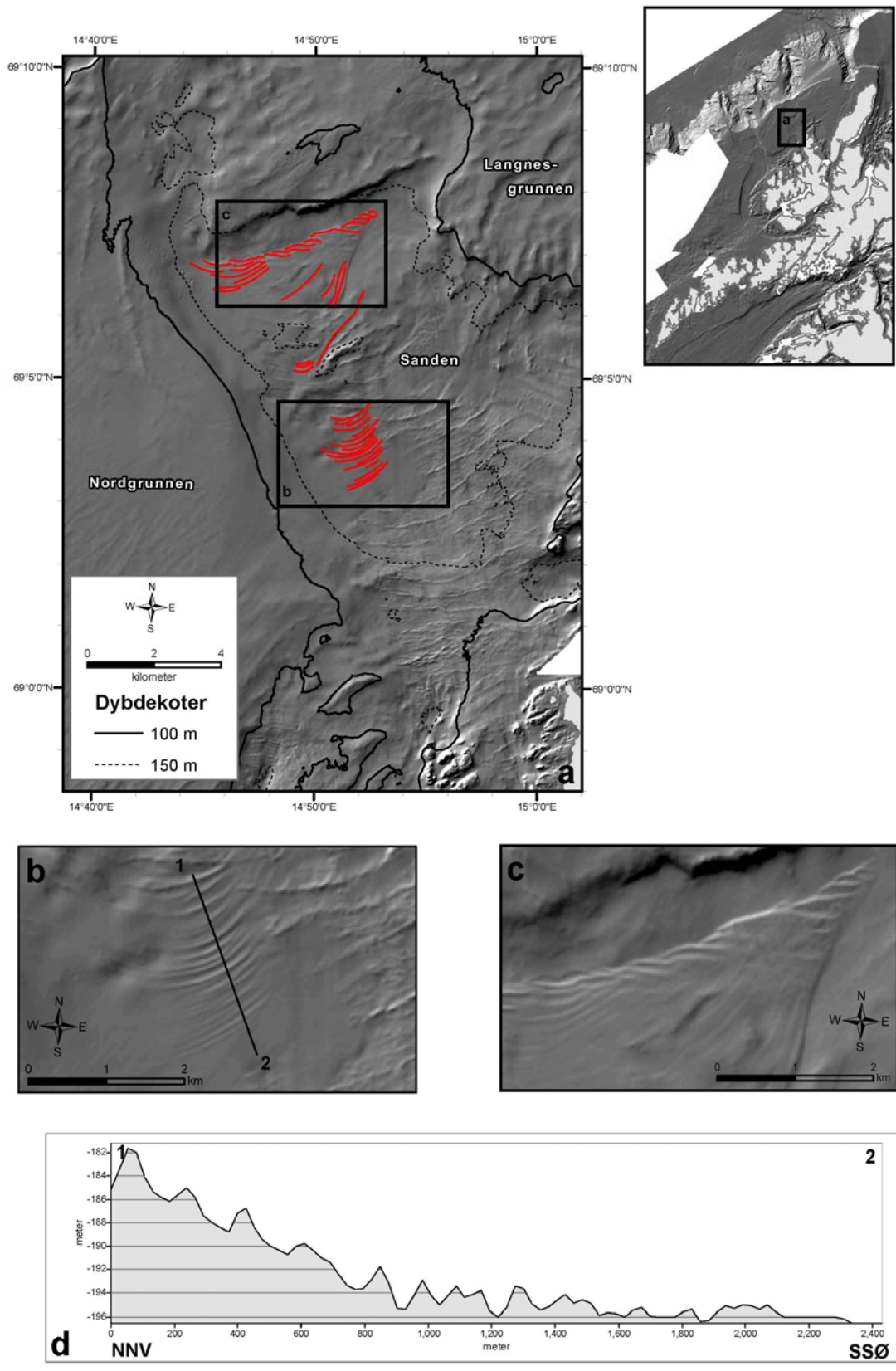
Når det gjelder de større lineasjonene på Nordgrunnen (figur 4.6a og b) er det ingen åpenbar sammenheng med den modellerte strømretningen, men dette kan skyldes at modellen ikke er representativ for annet enn den modellerte perioden: Om strømforholdene varierer gjennom året kan retningen på lineasjonene for eksempel avspeile vintersituasjonen. Alternativt kan de store lineasjonene være relikte former, dannet under et annet strømregime enn dagens, som fortsatt kommer tydelig fram siden den sterke strømmen i området effektivt forhindrer sedimentasjon. En bakgrunn lignende den jeg foreslår for de mindre lineasjonene er også tenkelig: At opprinnelige topografiske ujevnheter på banken har blitt forsterket av strømpåvirkning, og at denne har vært mest effektiv på de strømparallele elementene slik at disse har blitt dominerende.

4.1.6 Sandbølger

Beskrivelse

På to av de større sandfeltene i Sanden er det utviklet tydelige bølgeformer (figur 4.8a). Bølgene har et relieff på 1-4 m og en bølgelengde på rundt 100 m (figur 4.8d), og er mellom 500 og 1900 m lange. I det sørligste sandfeltet (figur 4.8b) er alle bølgeryggen samlet og orientert i VSV/ØNØ-retning, og i planform har de en jevn krumming som er konkav mot nord. I det nordligste sandfeltet (figur 4.8c) forekommer det enkelte spredte og rettlinjede bølgeformer med SSV/NNØ-orientering lengst mot øst, en samling krumme bølger med VSV/ØNØ-orientering i vest og et sett av sigmoide bølger langs sandfeltets grense i nordøst. Totalt opptar bølgeformene rundt en tiendedel av det totale arealet som er dekket av sand i trauet.

En dybdeprofil (figur 4.8d) fra NNV til SSØ over det sørlige sandfeltet viser 17 rygger over en strekning på 1,8 km. Bølgelengde og relieff er størst (henholdsvis 200 m og 2-4 m) for de



Figur 4.8: a) Sandbølger (rødt) i to områder under 150 meters dyp i Sanden. b) Nærbilde av alle bølgene i det sørligste området, der alle har samme form og retningsorientering c) Nærbilde av de fleste bølgene i det nordligste området: Sigmoide former i nordøst, krummede bølger i vest, rettlinjede i øst. d) Dybdeprofil over 17 større og mindre bølgerygger mellom punktene 1 og 2 i b.

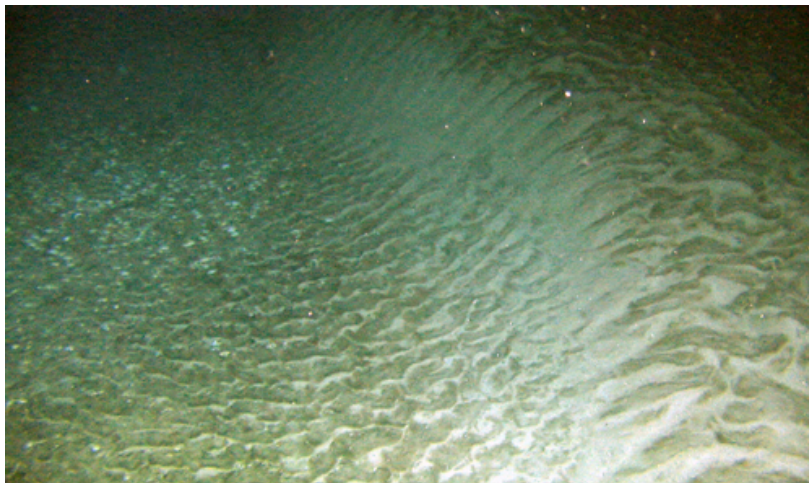
fire første bølgene, som ligger noe høyere enn de øvrige. For de mindre bølgene er bølgelengden rundt 100 m og relieffet < 2 m. Enkelte bølger viser tendenser til å ha et asymmetrisk tverrsnitt, men det er ikke noen klar trend i hvilken side som er brattest. Datasetsets oppløsning, der hver bølge representeres av 4-6 piksler, gjør det dessuten vanskelig å gi en detaljert framstilling av tverrsnittet.

Tolkning

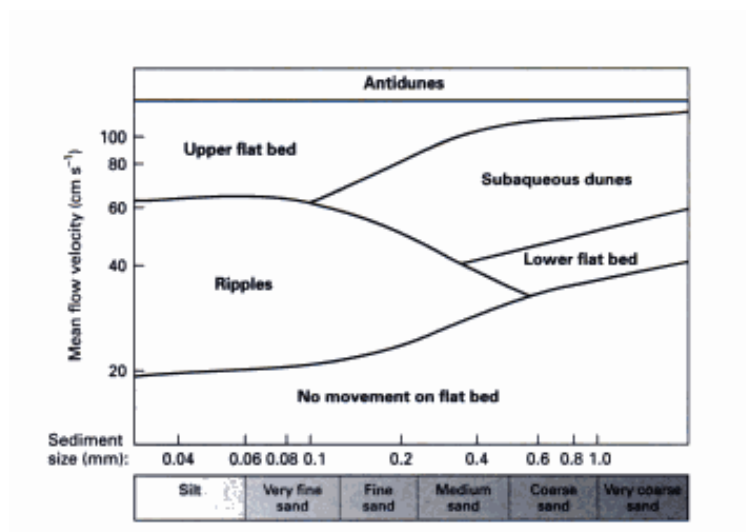
Bølgeformer i sedimenter klassifiseres etter hvilke dimensjoner de har. Collinson og Thompson (1989) beskriver to ulike storskala-former av sedimentbølger som dannes under vann: Dynere og sandbølger. Dynere er ofte svært asymmetriske i tverrsnitt og kan ha høy sinusitet, mens sandbølger har en lavere asymmetri og ofte rettlinjede rygger som kan bli flere hundre meter lange. Sandbølger rapporteres å forekomme i strømsterke områder på kontinentalsokkelen (Nichols 1999), og de formes vinkelrett på strømrretningen. Selv om likhetene i størrelse og form mellom sandbølger og dynere er store, vil det nok være naturlig å tolke bølgeformene i Sanden som det første, og anta at bølgenes varierende retningsorientering kommer av lokale variasjoner i strømrretning.

Det er kjent at sandbølger og dynere på havbunnen kan migrere over tid (Bokuniewicz et al. 1977; Whitmeyer & FitzGerald 2008; Wilbers & Ten Brinke 2003). Videomateriale fra MAREANO viser ryggformer av sand som later til å avansere over grovere sedimenter ved at partikler flyttes fra støt- til lesiden av ryggen. Det er også observert at store sandbølger kan være dekket av mindre rifler og at disse kan ha en annen orientering enn de større formene (Gjøsæter 2008, figur 4.9), noe som er kjent fra andre områder og fra eksperimenter under varierende strømforhold (Catano-Lopera & Garcia 2006; Venditti et al. 2005). Et relevant spørsmål blir dermed om de store bølgeformene som kan kartlegges med multistråleekkolodd

er i stadig bevegelse, eller om det skal spesielle strømforhold til for å påvirke dem? Figur 4.10 er et diagram som viser forholdet mellom strømstyrke og hvilke sedimentære strukturer som vil dannes av en gitt sandfraksjon. Det framgår av figuren at ved grove kornstørrelser vil det kreves sterkere strøm for å danne dyner (eller sandbølger) enn rifler, og tatt i betraktning at de kartlagte sandbølgene befinner seg i et område der gjennomsnittlig strømhastighet sannsynligvis er relativt lav (figur 4.7) er det kanskje trolig at de ikke modifiseres hele tiden.



Figur 4.9: Stor sandbølge dekket av små rifler orientert nær vinkelrett på den store. Bilde fra MAREANO-videotransekt i Høla, 2007.



Figur 4.10: Stabilitetsdiagram. Fra Nichols (1999)

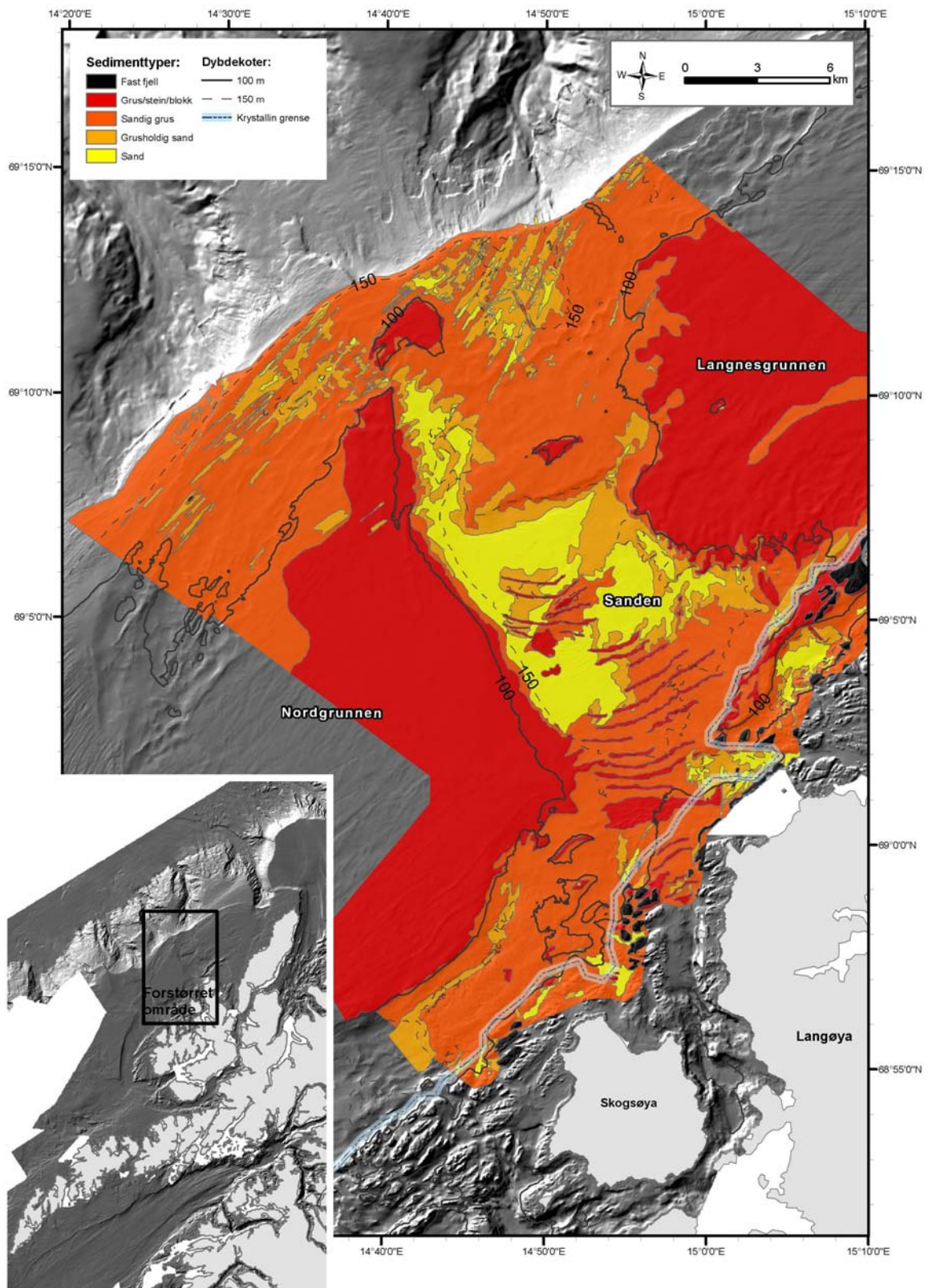
4.2 Sedimentfordeling

4.2.1 Sedimenter i nærstudieområdet

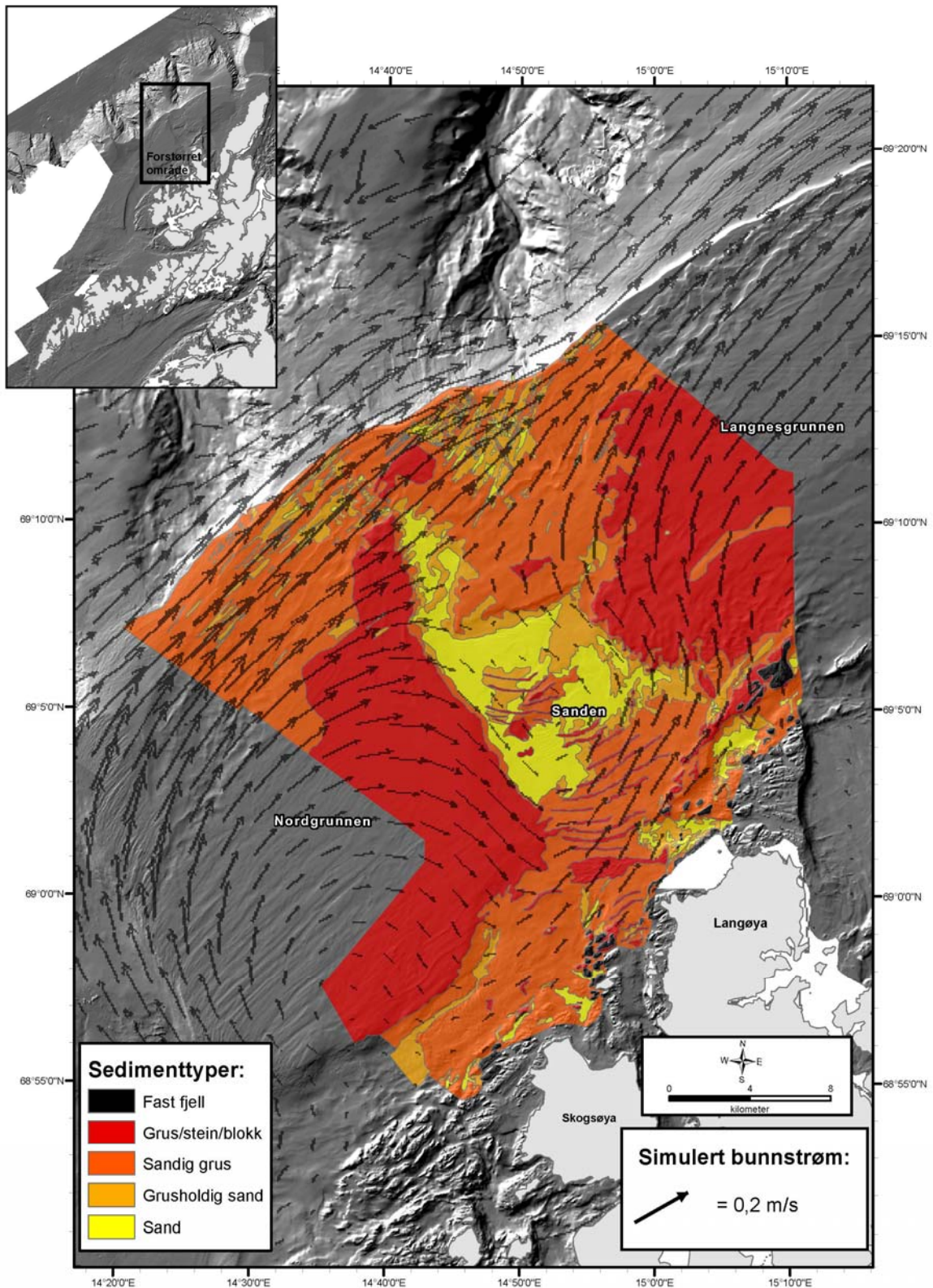
Figur 4.11 viser sedimentfordelingen i nærstudieområdet, basert på tolkning av backscatter. Fire sedimenttyper er identifisert i området: Sand, grusholdig sand, sandig grus og grus/stein/blokk. I tillegg er fast fjell uten sedimentdekke påvist enkelte steder.

Ren sand opptrer hovedsakelig på de største dypene i området (> 150 m). De tre største sammenhengende sandfeltene finnes i bunnen av trauret, to av disse langs sørvestsiden. I lokale fordypninger nærmere kysten forekommer også mindre sandfelt. Ytterst ved eggakanten er ren sand kartlagt i deler av avlange, SSV/NNØ-orienterte felt som ellers domineres av grusholdig sand. Grusholdig sand ser for øvrig ut til å ha en utbredelse omtrent som ren sand, det vil si på relativt store dyp (rundt 150 m). De fleste forekomstene av grusholdig sand finnes i overgangen mellom ren sand og sandig grus.

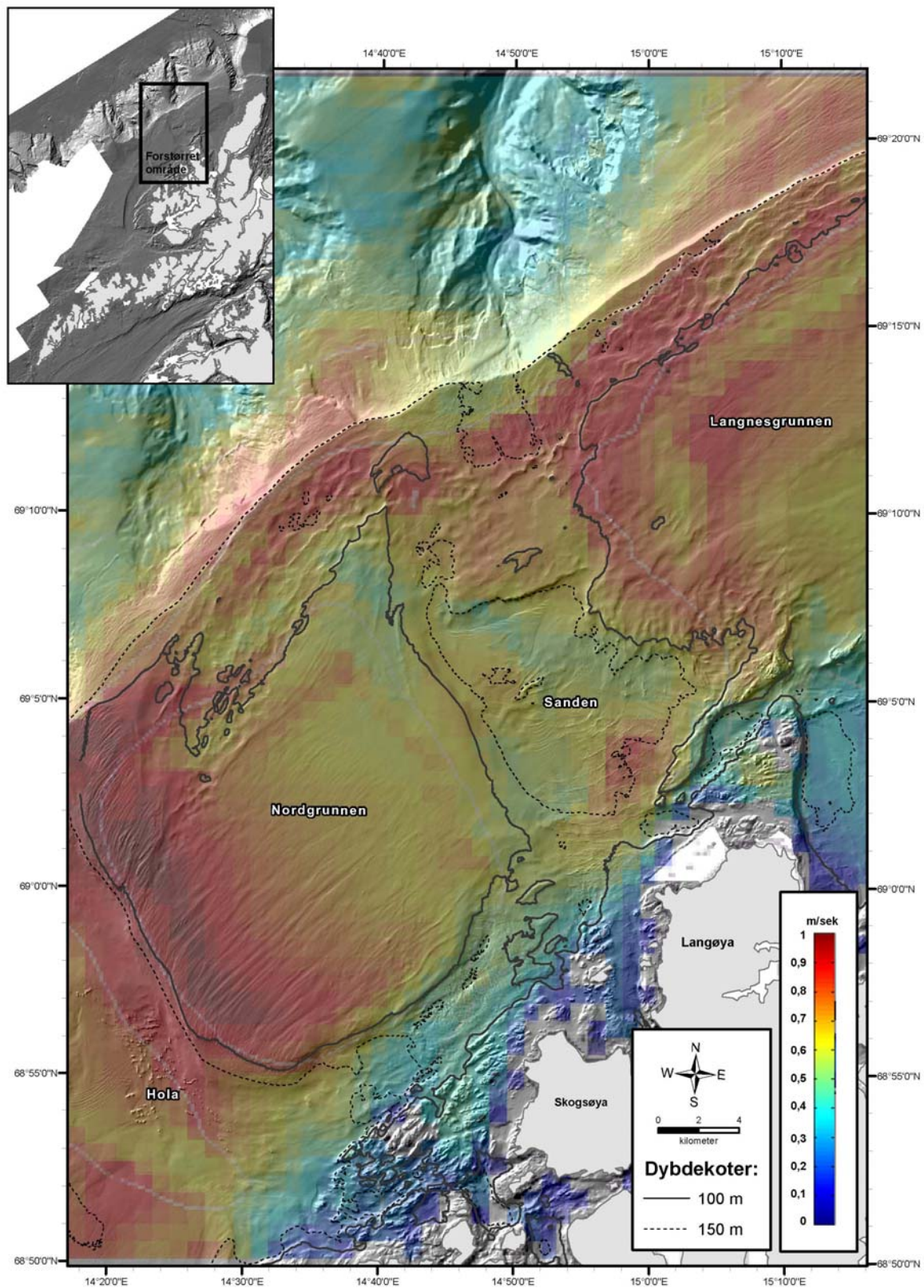
Sandig grus er en kategori som skal omfatte alle sedimenter som ikke tydelig utpeker seg som grus eller grusholdig sand (se kapittel 3.4.3). Den dominerer dybdeintervallet 100-150 m i store deler av nærstudieområdet, både ved eggakanten og nær kysten. På toppen av bankene er sedimenttypen nesten utelukkende grus, stein eller blokk, med unntak av ett felt med sandig grus på nordvestsiden av en ryggform på Langnesgrunnen. Den groveste sedimentfraksjonen forekommer også i så godt som alle områder grunnere enn 100 m ved eggakanten og i traue, og i tversgående rygger i bunnen av Sanden (se kapittel 4.1.4). Fast fjell er bare påvist langs kysten, innenfor krystallin grense.



Figur 4.11: Kart over sedimentfordelingen i nærstudieområdet. Tall er satt inn på enkelte av dybdekotene for å bedre lesbarheten.



Figur 4.12: Simulert gjennomsnittlig bunnstrøm i perioden 12.-16. juni 2007 drapert over sedimentfordelingskart. Legg merke til lav modellert strømstyrke i områder med sand og høy i områder med grus, og til retningsoverensstemmelse mellom strøm og lineasjoner av sand/grusholdig sand ved eggkant. Strømmodellen er levert av Dag Slagstad, SINTEF.



Figur 4.13: Simulert maksimal bunnstrømhastighet i perioden 14. mai - 21. august 2007, drapert over skyggerelieff med dybdekonturer. Strømmodellen er levert av Dag Slagstad, SINTEF.

4.2.2 Strømforhold

På figur 4.12 er den tidligere presenterte modellen av simulert gjennomsnittlig bunnstrøm i perioden 12.-16. juni 2007 drapert over sedimentfordelingskartet. Modellen viser sterkest strøm (0,3-0,4 m/s) langs eggakanten, sterk strøm (0,2 m/s) over bankene og innerst i Sanden-trauet og svak til meget svak strøm sentralt i Sanden-trauet. De kartlagte forekomstene av ren sand i bunnen av trauet er sammenfallende med den laveste modellerte strømstyrken. Ved eggakanten er det samsvar mellom modellert strømretning og orienteringen til de vestligste lineasjonene av sand og grusholdig sand (SØ/NV), mens de østligste lineasjonene avviker noe fra strømretningen.

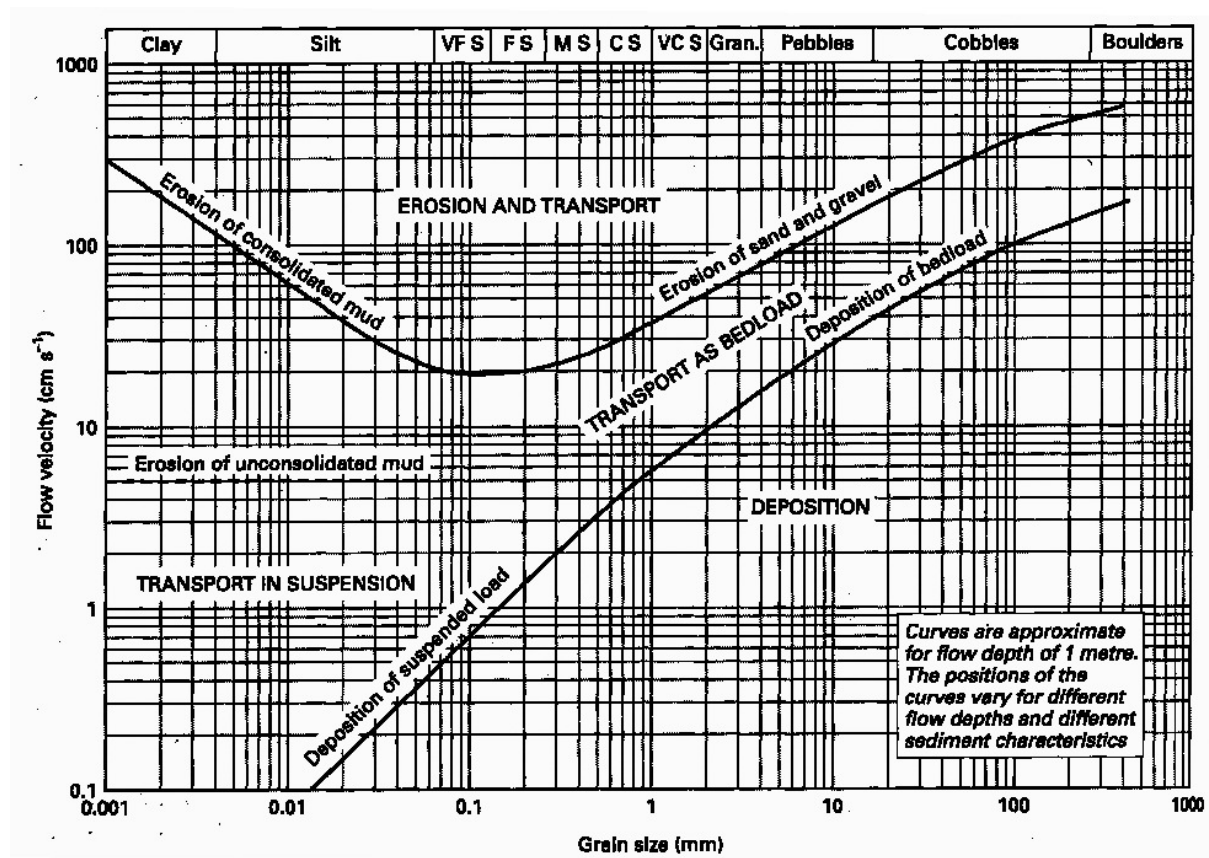
Figur 4.13 viser modellert maksimal bunnstrøms hastighet mellom 14. mai og 21. august 2007, drapert over et skyggerelieff av havbunnen. Den største modellerte hastigheten er 1 m/s, langs sørvestsiden av Nordgrunnen, mens hastigheter ned mot null skal forekomme nær kysten. Det er en markert hastighetsgradient fra sørvest-Nordgrunnen til Sanden, der maksimalhastigheten skal være 0,4-0,5 m/s. Trenden i gjennomsnitts- og maksimalhastighet ser ut til å være lik, i grove trekk.

4.2.3 Erosjon

Hvilken type sedimenter som til enhver tid eroderes, transporteres og avsettes vil avhenge av strømstyrken (Hjulstrøm 1935; Nichols 1999). Hjulstrøm-diagrammet (figur 4.14, Hjulstrøm 1935) viser effekten ulike hastigheter kan forventes å ha på ulike kornstørrelser. Hvis maksimalhastighetene modellert i figur 4.13 skal legges til grunn vil man kunne forvente at alle partikler mindre enn 5 mm (tilsvarende fin grus) eroderes og transporteres bort fra det aller mest strømsterke området (sørvestre Nordgrunnen). Langs eggakanten, der maksimal-

hastigheten skal være 0,8-0,9 m/s, vil 4 mm være minste diameter på partikler som ikke eroderes.

En strømstyrke på 0,5 m/s skal ifølge Hjulstrøm-diagrammet føre til at alle partikler innenfor sandfraksjonen eroderes, mens 0,4 m/s eroderer alt opp til meget grov sand. Modellen i figur 4.13 angir dette som maksimal hastighet i Sanden, og selv om en må ta høyde for at modellerte verdier ikke nødvendigvis stemmer eksakt med virkeligheten er det sannsynlig at den sanden som faktisk finnes i trauret er relativt grov.



Figur 4.14: Hjulstrøm-diagrammet som viser forholdet mellom strømstyrke og sedimenttransport. Fra (Nichols 1999).

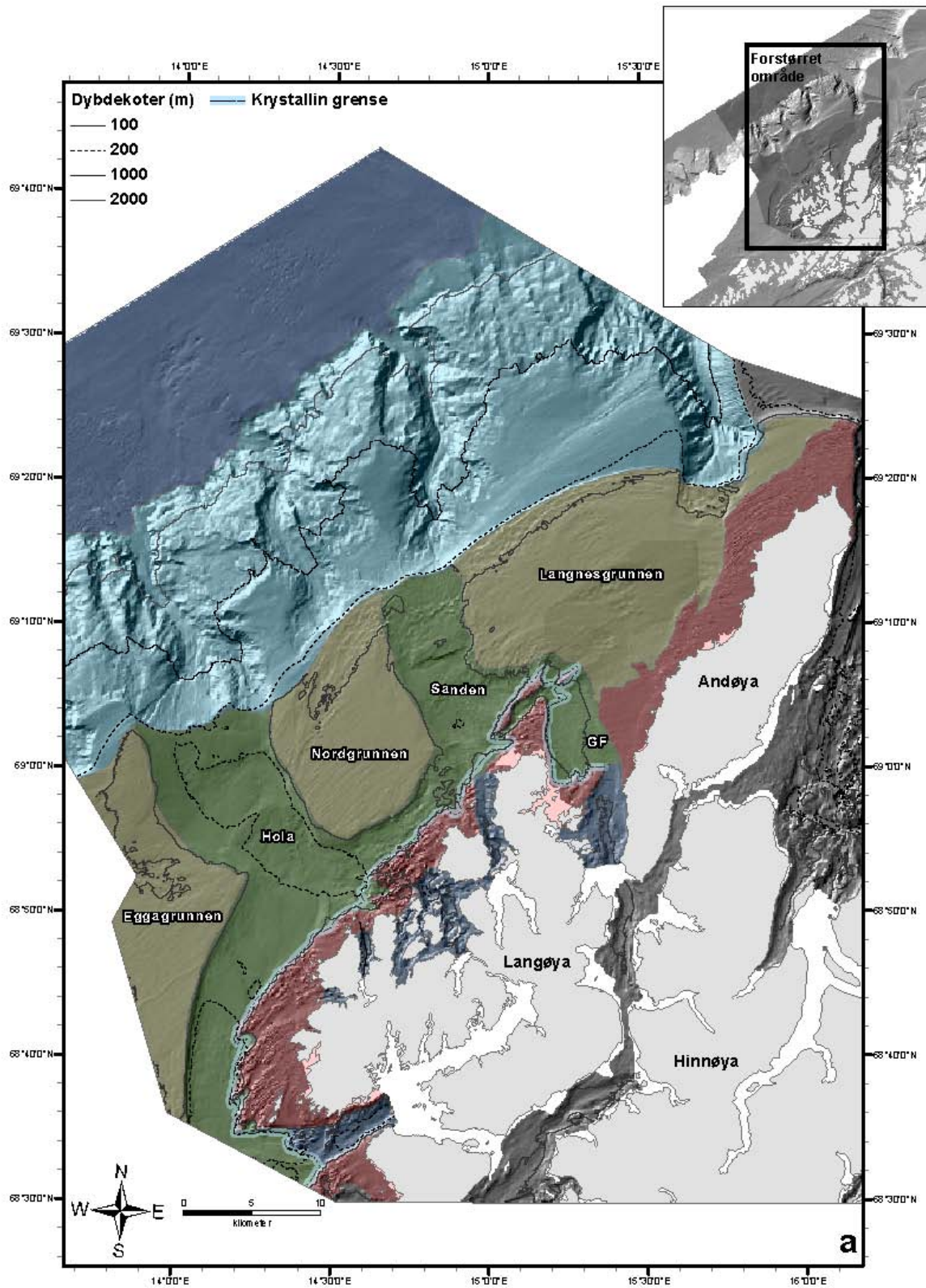
4.2.4 Transport

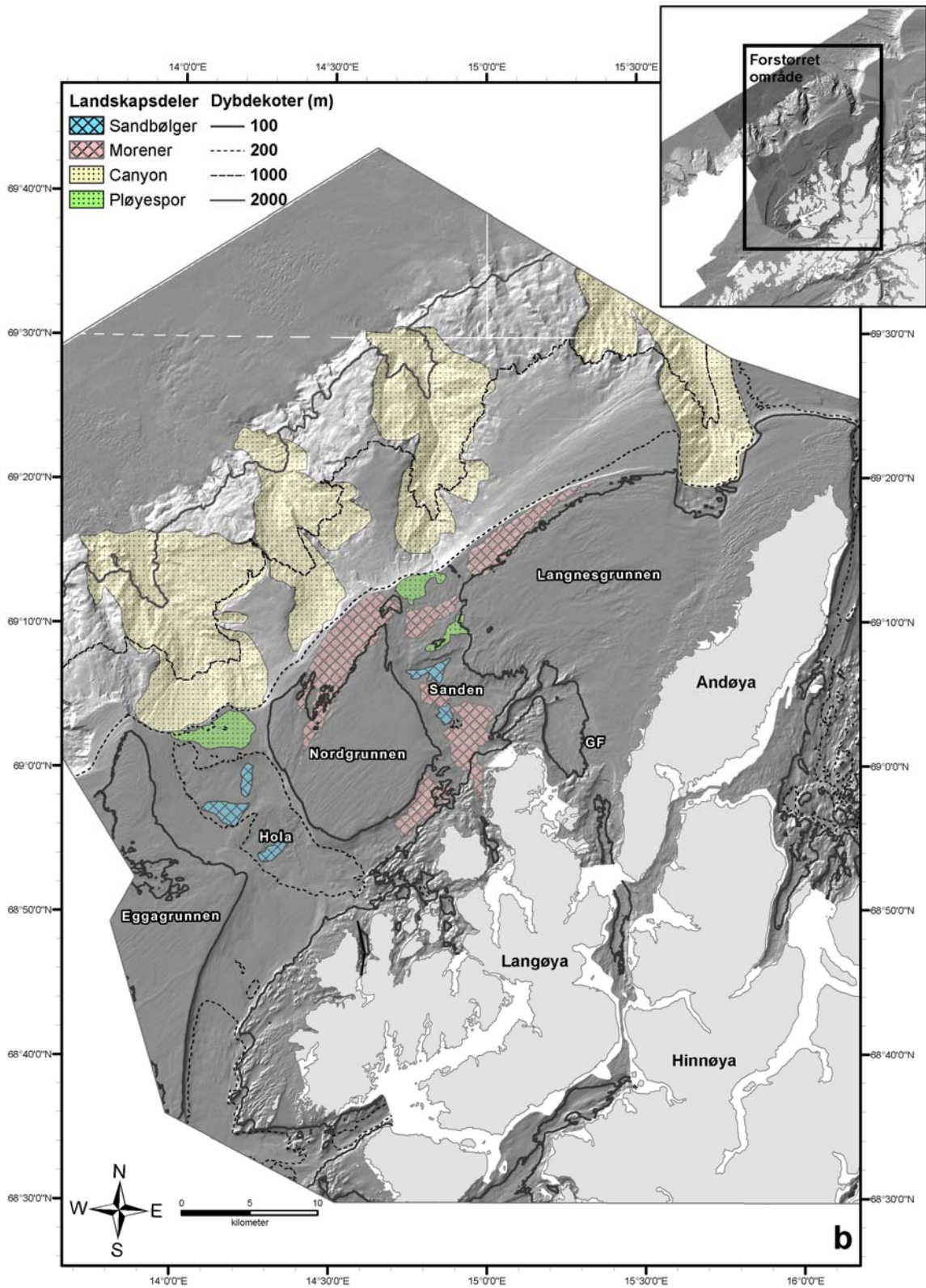
Selv om strømmen i et område er for svak til å erodere en viss kornstørrelse kan partikler som allerede er i suspensjon eller i bevegelse langs bunnen fortsatt transporteres. Selv meget grov sand (> 1 mm) vil for eksempel kunne være i bevegelse helt til strømstyrken synker til under $0,06$ m/s (figur 4.14). Dette skulle bety at de aller fleste av sandfeltene som er kartlagt i nærstudieområdet ikke vil være stabile og uforanderlige, og forekomsten av sedimentbølger er en klar indikasjon på at dette er tilfelle.

En annen observasjon som støtter teorien om at sanden i nærstudieområdet er i bevegelse er at sandfeltene gir inntrykk av å ha en svært begrenset makrofauna, med fravær av stasjonære dyregrupper (Programgruppen for MAREANO 2008). Slike er avhengige av et stabilt underlag å feste seg til eller bygge i, og vil dermed ikke kunne overleve i et miljø der substratet stadig forandrer seg.

4.2.5 Feilkilder

De modellerte maksimalhastighetene vist i figur 4.13 gir et bilde av hvordan strømforholdene i området kan være om sommeren, mens figur 4.12 viser et simulert strømbilde fra fire dager i mai. Backscatterdataene er samlet inn på et ukjent tidspunkt og gjenspeiler en situasjon der sedimentene gjerne kan ha vært under påvirkning av et helt annet strømbilde. Dette er viktig å være klar over når strømdata skal sammenlignes med materiale fra andre kilder.





Figur 4.15: a) Landskap på Vesterålsbanken basert på storskalamorfologi: Strandflate (rød), banker (beige), fjorder (mørkeblå), havbunnsdaler (grønn), kontinentalskråning (turkis) og dyphavsslette (blå).
b) Landskapsdeler: Mindre områder dominert av karakteristiske formelementer. GF: Gavl fjorden.

4.3 Landskap og landskapsdeler

Figur 4.15a viser havbunnen utenfor Vesterålen inndelt i landskapskategorier basert på geomorfologiske kriterier, som beskrevet i kapittel 3.5. Seks ulike marine landskap er representert i området: Strandflate, banker, dyphavsslette, fjorder, havbunnsdaler og kontinentalskråning. Disse er større områder med enhetlig preg, og til sammen dekker de alt areal og oppfyller dermed forutsetningene gitt av Naturtyper i Norge (NiN) for å kartlegges på landskapsnivå (Halvorsen et al. 2008). Fire typer landskapsdeler er også kartlagt innenfor området: Sandbølgeområder, moreneområder, pløyesperområder og canyoner. Landskapsdeler er mindre enheter som ikke er arealdekkende og som ofte forekommer innenfor bestemte landskapstyper, og de er vist i figur 4.15b.

4.3.1 Havbunnssletter

Tre av landskapskategoriene omfatter områder med lavt relativt relieff. To av disse, strandflate og banker, ligger på kontinentalsokkelen, den tredje er dyphavssletta som starter ved bunnen av kontinentalskråningen (figur 4.15a).

Strandflaten er i denne sammenheng definert som kystnære områder med relativt relieff mindre enn 100 m per km². I andre områder langs norskekysten ender strandflaten gjerne ved et havdyp på 40 m (Corner 2005), men langs Langøya har det vært nødvendig å sette dybdegrensen til 100 m for å få med hele den krystalline plattformen. Langs Andøya er en 40-metersgrense benyttet, siden denne korresponderer bra med endringer i bunntopografien.

Bankene Langnesgrunnen, Nordgrunnen og Eggagrunden har et lavt relativt relieff (hovedsakelig < 25 m) og befinner seg på dyp mellom 40 og 150 m. Deres nordvestlige

grense utgjøres av eggakanten, og de skilles av trau som krysser sokkelen i SØ/NV-retning. Langnesgrunnen grenser mot strandflaten langs Andøya, mens kystparallelle trau skiller Nord- og Eggagrunnen fra Langøya. Lengst ut på Nordgrunnen og Langnesgrunnen forekommer moreneområder som dekker hhv. 60 og 50 km² av bankearealet (figur 4.15b).

Dyphavssletta utenfor Vesterålen ligger på dyp større enn 2300 m, og har et relativt relieff som for det meste er mellom 10 og 25 m. Sletta grenser til kontinentalskråningen, og det er en markert forskjell i gradient mellom disse to landskapstypene.

4.3.2 Fjorder og havbunnsdaler

De få områdene som kategoriseres som fjorder ligger alle innenfor krystallin grense og utgjør mye av Langøyas vestkyst (figur 4.15a). Fjorder er, ifølge NiN-standard, overfordypede havinnbuktninger med en markert terskel ved munningen (Erikstad et al. 2009). Siden indre del av Gavlfjorden kan anses å ha en terskel er den inkludert i kategorien, mens ytre del regnes som en havbunnsdal.

Havbunnsdal-kategorien (*marine valley*) rommer alle trauene på Vesterålsbanken, både de kystparallelle og de som krysser sokkelen, i tillegg til ytre del av Gavlfjorden. Hovedkriteriene er et negativt relieff på minst 100 m i forhold til omliggende landskap (banker og strandflate) og fravær av terskel som kan begrense sirkulasjon (Thorsnes et al. innsendt). Store moreneområder (30-40 km²) forekommer også innefor denne landskapstypen, og andre landskapsdeler som er representert er sandbølge- og pløyeporområder (figur 4.15b). Disse er gjerne mindre, sandbølgeområdene 5-10 km² og pløyeporområdene 3-20 km².

4.3.3 Kontinentalskråning

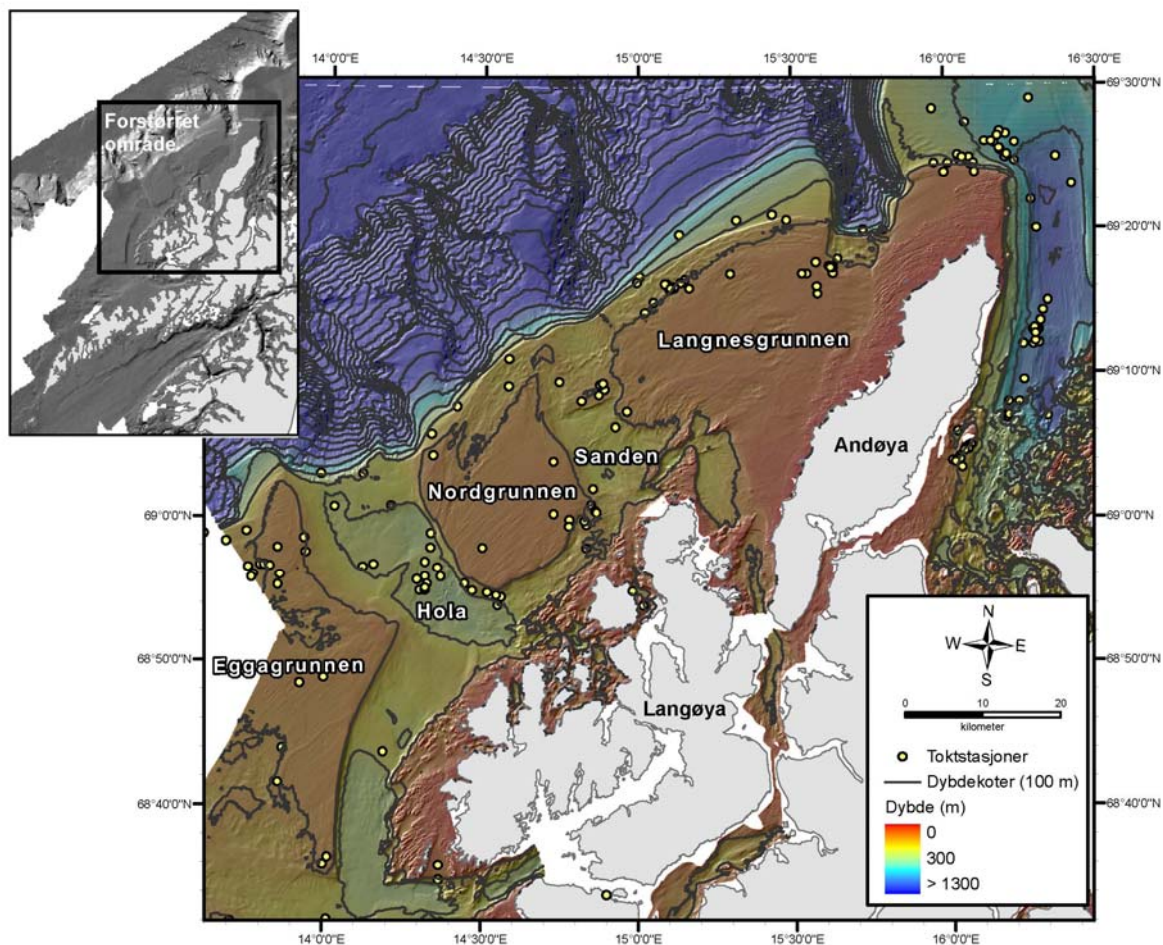
Kontinentalskråningen er området mellom eggakanten på rundt 150 meters dyp og dyphavssletta på 2300 m (figur 4.15a). I studieområdet er denne skråningen brattere enn de fleste andre steder langs norsk kontinentalsokkel, med en gradient på 4-5° (Laberg et al. 2007). Fire store canyoner setter et sterkt preg på kontinentalsokkelens morfologi, og opptar til sammen 40 prosent av det totale arealet (figur 4.15b).

4.4 Fiskeforekomster

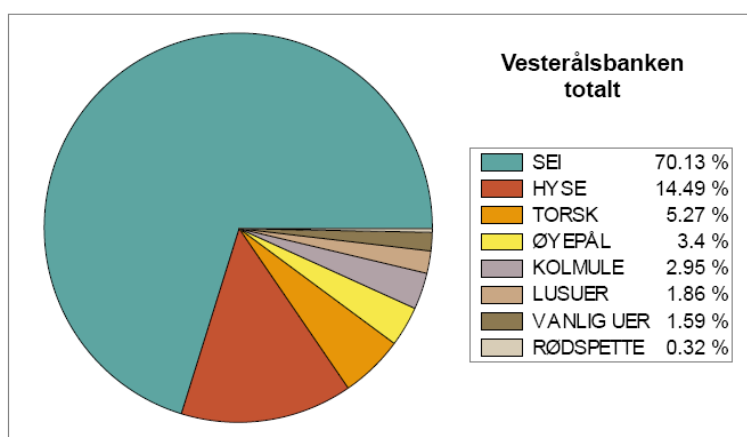
Et av de opprinnelige formålene med denne oppgaven var å sammenligne havbunns morfologi og sedimentfordeling i studieområdet med ulike typer biologiske data, for om mulig å kunne få klarhet i om det finnes en sammenheng mellom bunnforhold og fiskeforekomster. Biologidataene jeg har hatt tilgang til har kommet fra svært forskjellige kilder: Systematiske forskningstokt, sporing av fartøy i aktivt fiske og intervjuer foretatt av lokale fiskarlag. I dette kapitlet presenteres resultatene fra de ulike kildene, sammen med en vurdering av kvalitet og relevans for problemstillingen.

4.4.1 Toktdata

Figur 4.16 viser stasjoner fra Havforskningsinstituttets årlige høsttokt mellom 1997 og 2007. På hver stasjon er det foretatt trålhal, og fangsten er blitt registrert i henhold til faste prosedyrer. Dette resulterer i en svært stor datamengde, men innenfor denne oppgaven er det hovedsakelig artsfordelingen som kan være interessant. Figur 4.17 viser fordelingen av 8 av de kommersielt viktigste bunnlevende artene i området (gruppert etter samlet fangstvekt) summert for hele perioden. Torskefiskene sei, hyse, torsk, øyepål og kolmule dominerer fangstene fullstendig, og bare sei alene utgjør over 70 prosent.

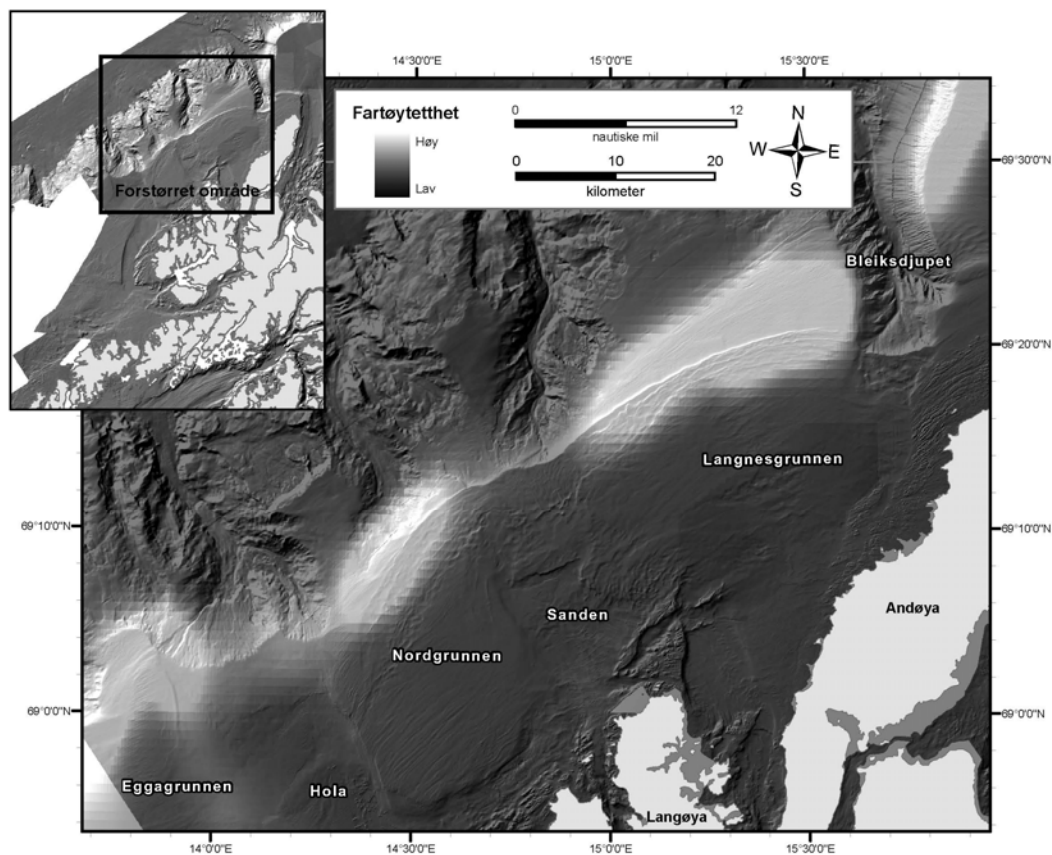


Figur 4.16: Fordeling av Havforskningsinstituttets høsttøktstasjoner i studieområdet mellom 1997 og 2007.



Figur 4.17: Fordeling av de åtte hyppigst forekommende artene av kommersiell bunnfisk i studieområdet, 1997-2007.

Siden det har vært et mål for datainnsamlingen under høsttoktene å oppsøke tilnærmet samme stasjoner fra år til år, er ikke datapunktene jevnt fordelt over studieområdet, som figur 4.16 viser. Det er blant annet overrepresentasjon av områder på dyp større enn 100 m og områder nær eggkanten, og nesten ingen informasjon om selve bankeområdene. Dette gjør det vanskelig å trekke statistisk holdbare konklusjoner om forholdet mellom artsfordeling og bunnforhold. To tilnærminger er likevel forsøkt: Å trekke ut de stasjonene der antallet av en bestemt art i et trålhal er over gjennomsnittet for arten i alle trålhal for å se hvordan disse fordeler seg romlig, og å lage statistikk over artsfordeling innenfor bestemte områder utvalgt etter geomorfologiske kriterier. Siden ingen av de to tilnærmingene har gitt brukbare resultater ut ifra de dataene som er tilgjengelige, velger jeg å ikke gå videre med materialet til diskusjonen.



Figur 4.18: Tetthet av satellittsporede fartøy under fiske på Vesterålsbanken, 2001-2007.

4.4.2 Sporingsdata

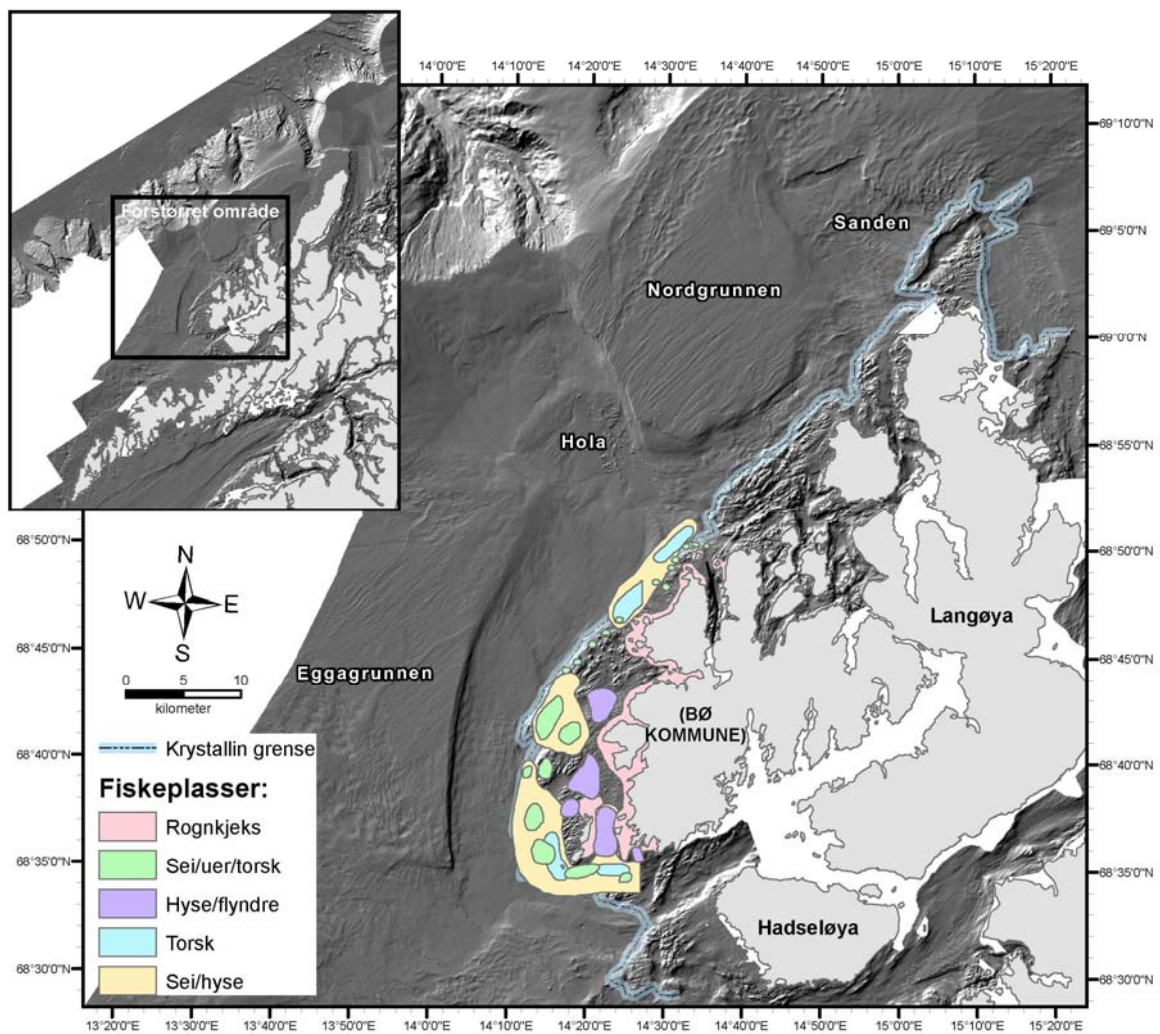
Fra år 2000 har alle båter med største lengde over 24 m vært pålagt å ha satellittsporingsutstyr (VMS, se kapittel 3.2) om bord, og i 2008 ble regelen utvidet til å gjelde alle båter ned til og med 21 m (Fiskeridirektoratet 2009). Figur 4.18 viser Kernel-tettheten av sporede båter under fiske etter bunnfisk i perioden 2001-2007. Verdien for hver rastercelle er her bestemt på bakgrunn av tettheten av datapunkter innenfor en viss radius rundt cellen (Silverman 1986). Det er tydelig fra figuren at hovedtyngden av fiskeriaktivitet med større båter foregår langs eggakanten, der den konsentreres langs ytterkanten av bankeområdene.

I forhold til formålet med denne oppgaven har sporingsdata dessverre liten nytteverdi. Mye av fisket i studieområdet foregår med båter under 24 m som ikke er underlagt sporingsbestemmelser, og i tillegg utgjør trålere over 40 prosent av sporingsdatagrunnlaget. Det er ikke tillatt å drive fiske med bunntål innenfor territorialgrensa på 12 nautiske mil fra land (Fiskeri-/kystdepartementet 2008), og dataene blir dermed gyldige bare for en liten del av studieområdet. Det er altså vanskelig å trekke andre konklusjoner enn at grunne områder nær eggakanten tydeligvis er de mest interessante for større fartøy.

4.4.3 Intervjudata

I 2005 ble fiskarlagene i Vesterålen forespurt om å samle medlemmenes erfaringer om oppvekst-/beiteområder, gytefelt og fiskeplasser for viktige fiskeslag. De mest fullstendige svarene kom fra Bø kommune, og figur 4.19 viser utvalgte resultater. Dessverre er arealet som dekkes veldig begrenset (bare kystnære områder i Bø kommune), bunnforholdene ut fra batymetri er tilnærmet like for alle rapporterte felt og backscatter finnes ikke for områder innenfor krystallin grense, der størstedelen av dataene kommer fra. Det er dermed lite grunnlag for å korrelere fiskeforekomster med bunntype.

I tillegg kommer at nøyaktighetsgraden i intervjudataene ikke er kjent. En mulig tilnærming kunne ellers ha vært å kjøre ulike overflateanalyser på batymetridataene i området for så å se etter sammenhenger mellom art og for eksempel relieff eller skråning, men dette vil sannsynligvis være meningsløst om utgangspunktet er upålitelige data i forhold til målestokken de anvendes i.



Figur 4.19: Utvalgt informasjon (fiskeplasser) som illustrerer utstrekningen til intervjudatasettet fra Bø i Vesterålen. Legg merke til plassering innenfor krystallin grense og avstand fra tidligere omtalte områder av Vesterålsbanken (Sanden og Nordgrunnen).

4.4.4 Oppsummering

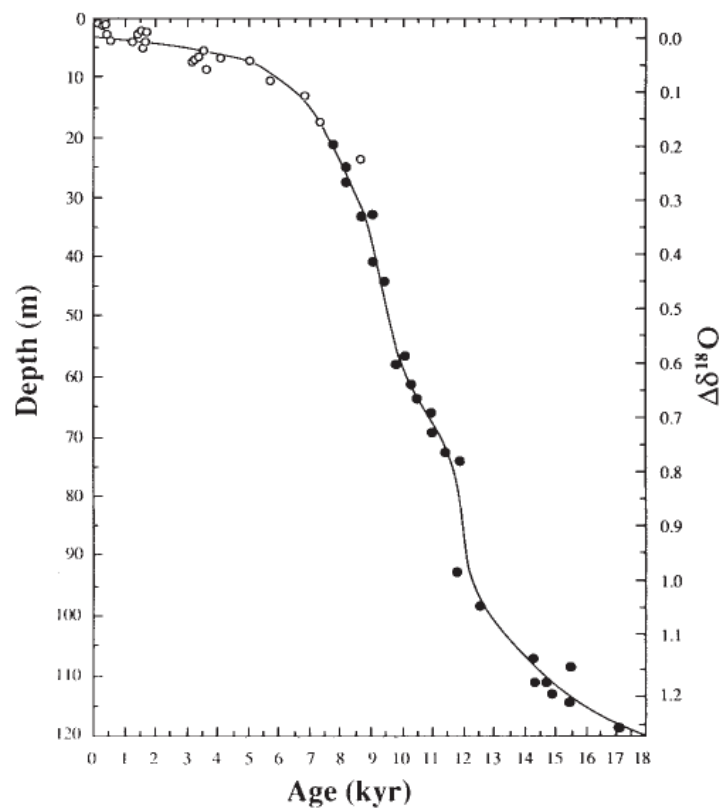
De fiskerelaterte dataene jeg har hatt tilgang til har dessverre vist seg å være utilstrekkelige for å kunne trekke konklusjoner om forholdet mellom bunnforhold og fiskeforekomster på Vesterålsbanken, på grunn av dårlig eller ujevn geografisk dekning og/eller lav nøyaktighet. Om mer fullstendige intervjudata hadde eksistert fra for eksempel mitt nærstudieområde Sanden, eller andre områder der backscatter og videodata muliggjør kartlegging av sedimenttyper, ville jeg ha kunnet få fram et bedre bilde av hvor mye av kystfisket på Vesterålsbanken som kan forklares ved hjelp av geologi.

Det er planer om å utvide sporingsbestemmelsene til å gjelde båter ned til 15 meters størrelse (Fiskeridirektoratet 2009), og koblet med fangstrapportering vil dette kunne føre til et bedre datagrunnlag for bankene i framtida. Det pågående MAREANO-arbeidet (www.mareano.no) resulterer også i mer heldekkende bunntypekart som vil kunne korreleres med data som allerede finnes.

5: Diskusjon

5.1 Formelementenes relative alder

Formelementene som er blitt beskrevet fra nærstudieområdet på Vesterålsbanken (figur 1.3 og 4.1) viser stor variasjon i form, utbredelse og genese. Ut ifra hvordan de ulike elementene står i forhold til hverandre og hvilket opphav de antas å ha lar det seg gjøre å anslå en relativ kronologi for de geomorfologiske prosessene som har virket i området. Relevant for diskusjonen er en oversikt over hvordan globalt havnivå har endret seg siden siste istids maksimum, og figur 5.1 er en havnivåkurve fra Fairbanks (1989) som viser 120 meters eustatisk økning i havnivå i løpet av de siste 18 000 ^{14}C -år. Siden den isostatisk komponenten ikke antas å være så stor i studieområdet (Møller 1989) kan Fairbanks-kurven brukes som en tilnærming til relativt havnivå gjennom deglasiasjonen.



Figur 5.1: Havnivåkurve fra Fairbanks (1989) basert på endringer i relativt havnivå i et ikke-glasiert område. Tidsskalaen er i ^{14}C -år.

5.1.1 Glasiale lineasjoner

De glasiiale lineasjonene som er påvist (figur 4.2) ligger under elementer som pløyesper, morenebanker og De Geer-morener, og det er derfor naturlig å tolke lineasjonene som de eldste av de beskrevne landformene. I en lang rekke studier er det vist en klar sammenheng mellom forekomsten av lineasjoner med lengde/breddeforhold større enn 10:1 og hurtigstrømmende is i form av isstrøm eller surge (blant annet Canals et al. 2000; Clark 1993; Ottesen et al. 2005; Shipp et al. 1999; Stokes & Clark 2002). Om lineasjonene i studieområdet er dannet subglasialt i forbindelse med rask isbevegelse i retning eggakanten, plasserer dette dem i en periode med maksimal glasiasjon, det vil si at fronten til den fennoskandiske innlandsisen har nådd helt ut til eggakanten. Dette har nok skjedd flere ganger i løpet av siste istid (Dahlgren & Vorren 2003; Vorren & Plassen 2002), og uten absolutt datering lar det seg ikke gjøre å trekke konklusjoner med hensyn til i hvilken maksimal glasiasjonsperiode isdynamikken har ført til dannelsen av glasiiale lineasjoner. Generelt antas utbredelsen av det fennoskandiske isdekket å ha vært størst i sen-Weichsel, 25 000-15 000 år før nåtid (Svendsen et al. 2004), og siden større istykkelse vil kunne øke sannsynligheten for erosjon relatert til høyere basal temperatur (Benn & Evans 1998) kan man tenke seg at forholdene for dannelse av glasiiale lineasjoner kan ha vært best i denne perioden, men dette blir bare spekulasjoner.

Forholdet mellom de tre gruppene av glasiiale lineasjoner (figur 4.2a) gir ingen indikasjoner om hvorvidt de ble dannet samtidig. Det er ikke usannsynlig at i det minste de to innerste gruppene (1 og 2) er samtidige, og at de er resultatet av konvergens mellom is som drenerte nordover fra Prestfjorden og vestover fra Gavlfjorden (Stokes & Clark 1999), og lineasjonene ved eggakanten (gruppe 3) kan også gjerne ha vært en del av samme system. Forekomsten av morenebanker over lineasjonene ved eggakanten (figur 4.2b) viser imidlertid at det har vært is

i trauet også etter at de ytterste lineasjonene ble dannet, og dette utelukker jo ikke at de innerste gruppene kan tilhøre en yngre generasjon.

5.1.2 Morenebanker

Hvis tolkningen av de undulerende ryggformene ved eggakanten (figur 4.3a) er korrekt og de er morenebanker dannet i forbindelse med grunningslinja til et isdekke, plasserer dette også disse formelementene i en periode med maksimal glasiasjon. Siden dannelsen av morenebankene imidlertid har modifisert glasiale lineasjoner i samme område (figur 4.2b), må bankene være yngre enn disse.

En eventuell innbyrdes aldersforskjell mellom morenebankene lar det seg ikke gjøre å si noe sikkert om. En trolig forklaring er at de ytre ryggene er eldst, og at grunningslinja har flyttet seg innover fra eggakanten i takt med eustatisk havnivåøkning eller at isdekket har blitt tynnere, men andre scenarioer kan ikke utelukkes. En bre som er frosset fast til underlaget vil ikke ha noen videre eroderende effekt (Benn & Evans 1998; Landvik et al. 2005; Miller et al. 2002), og hvis havnivå og/eller istykkelse fluktuerer slik at grunningslinja migrerer fram og tilbake (Ottesen & Dowdeswell under publisering) vil dermed ikke nødvendigvis eldre morener forsvinne selv om nye avsettes lenger ut.

5.1.3 Isfjellpløyespor

Sporene etter isfjell ved eggakanten (figur 4.4a, gruppe 1) må helt klart være yngre enn de glasiale lineasjonene i området, både fordi de kutter disse og fordi pløyespor per definisjon er glasimarine formelementer som ikke vil dannes i et område før breen har trukket seg tilbake

fra det. De beskjedne dimensjonene til pløyesporene i studieområdet gjør at det er usannsynlig at de ville ha overlevd å dekkas av breen, i alle fall hvis denne var erosiv.

Ut ifra at morenebanker og pløyesper ikke overlapper (figur 4.4a og b) er det mulig at de er samtidige formelementer. Hvis bankene gjenspeiler posisjonen til brefronten ser det ut til å ha eksistert en kalvingsbukt i traumunningen, slik at isfjell har kunnet drive inn over sokkelen her. Alternativt kan det selvsagt være tilfeldig at pløyesporene forekommer akkurat der det ikke er morenebanker, eller de kan til og med være dannet på et tidligere tidspunkt, før breframstøtet som resulterte i morenebankedannelsen.

Den tversgående ryggen lenger inn i trauet ligger innenfor morenebanke-sonen, og isfjellpløyesporene på toppen av den (figur 4.4a, gruppe 2) vil derfor sannsynligvis være yngre enn morenebankene. Med den noe utviskede karakteren pløyesporene i gruppe 2 har (figur 4.4b), kunne det kanskje tenkes at de kan ha vært utsatt for noe breerosjon, men en mer nærliggende forklaring er at de to gruppene befinner seg i områder med ulik strømpåvirkning. Figur 4.13 viser en sterkere modellert maksimal bunnstrøm ved pløyesporgruppe 2 (som ligger på 100 meters dyp) enn ved gruppe 1 (på 150 meters dyp) og forskjellen i strømerosjon dette sannsynligvis medfører kan være årsaken til at gruppene har ulikt preg. At de forekommer innenfor to forskjellige dybdeintervaller kan også indikere at gruppe 2 har blitt dannet ved et høyere havnivå og derfor er yngre enn gruppe 1.

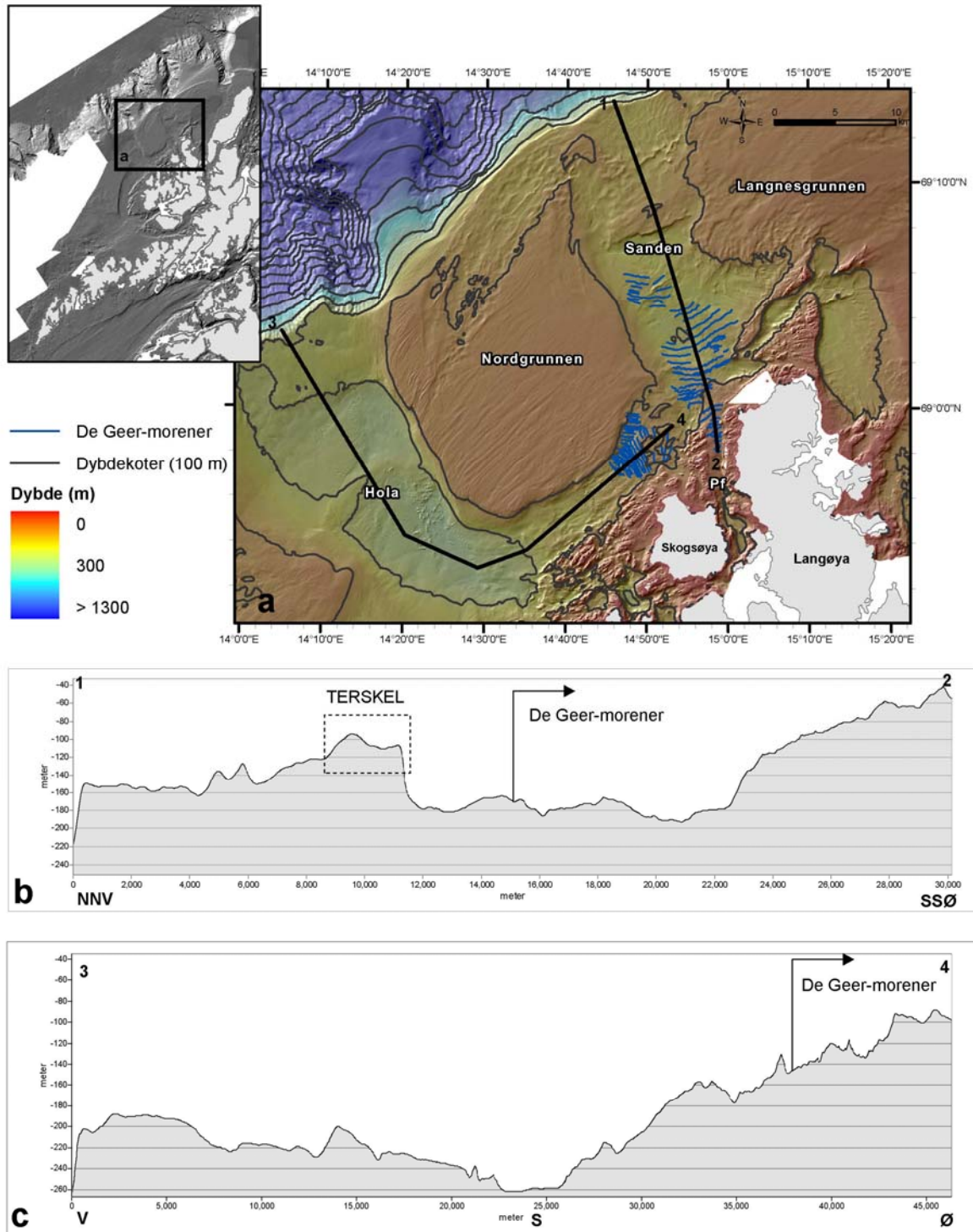
5.1.4 De Geer-morener

I litteraturen knyttes De Geer-morener til relativt langsam og jevn tilbaketrekking av en brefront (blant annet Dowdeswell et al. 2008; Linden & Møller 2005; Todd et al. 2007). Siden morenene i studieområdet ikke viser noen tegn til å ha blitt modifisert av avanserende is (figur

4.5a og b), og siden retningsorientering og avstand innad i hver av de to gruppene er enhetlig er det overveiende sannsynlig at de representerer isens endelige retrett fra sokkelen. Todd et al (2007) beskriver en situasjon der flere generasjoner av De Geer-morener med ulik orientering overlapper hverandre, og tolker det som et bevis på et nytt breframstøt, men noe slikt ser ikke ut til å ha forekommet i nærstudieområdet.

De dypeste morenene i gruppe 1 befinner seg på rundt 175 m, og isfjell som kalvet fra denne brefronten under tilbaketrekningen har måttet passere den tversgående ryggen som danner en terskel med dybde på 100-150 m (figur 4.5a). Sannsynligheten er stor for at større isfjell kan ha gått på grunn her, og kanskje er det disse som har etterlatt sporene som utgjør pløyesporgruppe 2 (figur 4.4a, se kapittel 5.1.3). Med et lavere havnivå vil terskelen ha vært betydelig grunnere enn i dag, så isfjellene som har vært opphav til pløyesporene trenger ikke å ha vært veldig store.

Kan de to morenegruppene være samtidige? For at De Geer-morener skal avsettes er det ifølge mange forfattere (blant andre Cofaigh et al. 2002; Larsen et al. 1991; Linden & Møller 2005; Ottesen et al. 2008a) påkrevd med en viss istransport i retning brefronten sånn at materiale skyves opp ved grunningslinja. Hvis isbevegelsen stagnerer under tilbaketrekking, vil en brefront kalve til den står på land uten å etterlate seg transversale morener på havbunnen (Benn & Evans 1998; Dowdeswell et al. 2008). Når det likevel finnes slike morener i begge traue i studieområdet, og de har en retningsorientering som tilsvarer isbevegelser som avviker 90 grader fra hverandre, ville det ha måttet forutsette en dramatisk divergens av isstrømningen i området hvis det skulle stemme. Kanskje er det slik det har forholdt seg, men en mer sannsynlig forklaring kan være å finne i de to traueens lengdeprofiler.



Figur 5.2: a) De Geer-morenenes plassering i Sanden og i den kystparallelle renna sørøst for Nordgrunnen. b) Dybdeprofil mellom punktene 1 og 2 i a, fra eggakanten mellom Nord- og Langnesgrunnen, gjennom Sanden og til ytre del av Prestfjorden (Pf). Morener forekommer i hele andre halvdel av profilet. c) Dybdeprofil mellom punktene 3 og 4 i a, fra eggakanten sørvest for Nordgrunnen, gjennom Høla og opp den kystparallelle renna. Morener opptrer bare de siste 5-10 km av profilet.

De Geer-gruppe 1 befinner seg i et betydelig overfordypet trau (Sanden) som skjærer gjennom bankeområdet fra kyst til eggakant, og som har en terskel på 100 meters dyp som blokkerer nesten hele traubredden (figur 5.2a og b). De Geer-gruppe 2 befinner seg i ei kystparallell renne som går over i Hola, trauet sørvest for Nordgrunnen, uten noen 100-metersterskel (figur 5.2a og c). Da isen på kontinentalsokkelen begynte å trekke seg tilbake under deglasiasjonen kan altså brefronten i Sanden ha hatt et forankringspunkt (*pinning point*) på terskelen langt ute i trauet, mens det ikke har vært noe som hindret tilbakekalvinga av brefronten i Hola og videre nordøstover i renna langs kysten.

De øverste moreneryggene i gruppe 2 befinner seg på nettopp 100 m, den samme dybden som terskelen i Sanden-trauet. Først etter å ha trukket seg helt tilbake hit har brefronten stått på samme nivå som fronten i Sanden. Ved videre havnivåøkning (figur 5.1) eller reduksjon i istilførselen har Sanden-fronten måttet begynne retretten, og først da kunne De Geer-morenene i gruppe 1 avsettes.

5.1.5 Prosesser som er aktive i dag

Etter deglasiasjonen ser det ut til å hovedsakelig være strømrelaterte prosesser som har etterlatt seg dominerende formelementer i studieområdet. De store strømfurene på Nordgrunnen og de små på Nordgrunnen og nordvest for Langnesgrunnen (figur 4.6) kan ha oppstått på forskjellig tidspunkt, med de mindre formene som de yngste, men uten grundigere kjennskap til strømforholdene gjennom hele året blir dette bare spekulasjon. Sandbølgene i Sanden (figur 4.8) er heller ikke nødvendigvis fullstendig nåtidige, hvis det kreves ekstrem strømstyrke for å danne dem og slik styrke bare inntreffer med lange mellomrom, men prosessen med erosjon av bankene og transport av sand til mindre strømsterke områder foregår kontinuerlig.

Bilder fra bankene viser tydelig at selv om havbunns-overflaten består av materiale som er for grovt til å transporteres med strømmen er dette ofte bare et tynt dekke (*lag deposit*). Der dekket brytes av ulike årsaker, ofte menneskeskapte som for eksempel tråldører som slepes langs havbunnen, kommer nytt finmateriale fram og blir tilgjengelig for transport. En mer kontinuerlig prosess er bioturbasjonen som foregår overalt hvor dyr graver seg ned under det grove dekket og bidrar til å frakte finere sedimentfraksjoner opp til overflata. Slik tilføres sand og finere sedimenter til vannmassene, og avsettes så fort strømmen avtar tilstrekkelig.

De ulike formelementene ved eggakanten, slik de kommer fram i batymetrien (figur 1.3 og 4.1), ser knapt ut til å ha noen relevans for fordelingen av sand og grusholdig sand i strømparallele lineasjoner som er meget fremtredende fra backscatter (figur 4.11 og 4.12). Lineasjonene er heller ikke synlige ut fra batymetridata. Denne eiendommelige situasjonen kan kanskje skyldes den ulike horisontale oppløsningen til datasettene (5 m for backscatter, 25 for batymetri) og at sedimentfordelingen i området varierer mye over korte avstander, noe som kan forekomme der bunntopografien er ujevn med forekomst av større materiale som transportert sand kan akkumuleres i le av. Uansett må det regnes som overveiende sannsynlig at lineasjonene av finmateriale er relatert til strømretning og -styrke, og kanskje er disse de yngste "formelementene" i studieområdet.

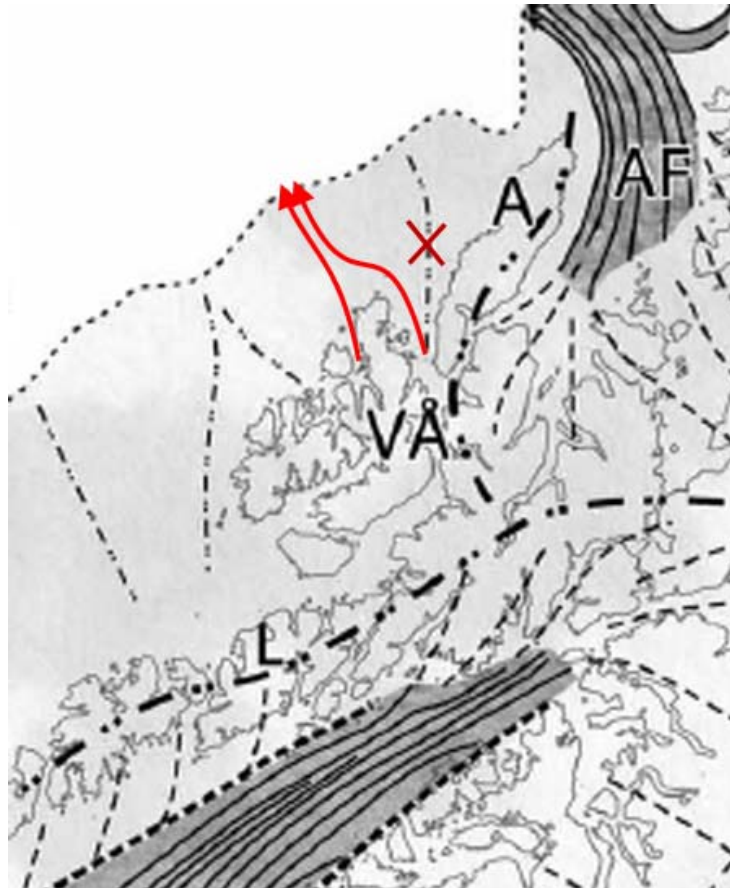
5.2 Isens dynamikk i studieområdet

Basert på nærstudieområdets morfologi er det mulig å trekke noen slutninger om hvordan isdynamikken på Vesterålsbanken kan ha vært under siste istids maksimum og gjennom deglasiasjonen.

5.2.1 Maksimal glasiasjon

Ottesen et al (2005) har foreslått en rekonstruksjon av storskala-glasialdynamikken for den delen av innlandsisen som dekket Nordland og Sør-Troms, der det aller meste av isen dreneres av isstrømmer i Vestfjorden/Trænadjupet og Andfjorden (figur 2.2). Forfatterne plasserer hovedisskillene på langs av Lofotodden og av Andøya, og områdene som ligger vest for disse isskillene (inkludert hele sokkelen utenfor Lofoten og Vesterålen) antas å ha vært dekket av en passiv isdom (*ice dome*). Her antyder de mulige strømningslinjer som stemmer overens med generell batymetri.

Ved å studere landformene på havbunnen i detalj slik det er blitt gjort i denne oppgaven blir det klart at dynamikken i den "passive" isen på Vesteråls-sokkelen har vært mer kompleks enn man tidligere har hatt grunnlag for å si noe om. De konvergerende glasiale lineasjonene i trauret Sanden (figur 4.2) er klare indikasjoner på en konsentrasjon av isbevegelsen i området, og det ser ut til at isen som må ha drenert nordover ut Gavlfjorden (figur 1.2) har blitt avbøyd mot vest. Årsaken til retningsendringen, som både har vært brå og har innebåret at isen måtte krysse en svært grunn terskel av krystallint grunnfjell, kan ha vært at isen på Langnesgrunnen har vært fastfrosset (*cold-based*) og immobil. Dette forholdet er kjent fra andre sokkelområder (Andreassen et al. 2008; Ottesen et al. 2005), riktignok i en helt annen størrelsesorden. Figur 5.3 er en modifisering av en liten del av det store bildet til Ottesen et al (2005), på bakgrunn av det som jeg her er kommet fram til.



Figur 5.3: Modifisering av et utsnitt av figur 2.2, fra Ottesen et al (2005). Røde piler er oppdaterte strømningslinjer i isen på Vesterålsbanken, rødt kryss markerer tidligere angitt strømningslinje som det ikke finnes belegg for i de nye observasjonene fra området. For øvrig tegnforklaring, se figur 2.2.

Forholdet mellom formelementene ytterst i trauret (figur 4.2b), der det ser ut til å finnes et sett eldre, morenebankelignende ryggformer under de glasielle lineasjonene, som igjen er blitt modifisert av nye morenebanker, er svært interessant i forbindelse med dynamikken i området under maksimal glasiasjon. Både morener og lineasjoner viser at isen må ha nådd eggakanten, men morenene er dannet ved en relativt stillestående brefront og lineasjonene under hurtigstrømmende is. Hvis tolkningen av formelementene er korrekt må det altså ha vært dynamikkveksling i området minst to ganger: Fra passiv is til hurtigstrømmende is og tilbake til passiv is igjen. Lignende skifter er beskrevet blant annet av Retzlaff og Bentley (1993), Price et al (2001) og Bougamont et al (2003), som viser at selv store isstrømmer i Antarktis kan veksle mellom aktive og inaktive faser over relativt kort tid, og av Stokes et al (2008)

som rapporterer om Rogen-morener avsatt direkte over MSGL. Det er altså ikke gitt at den konsentrerte istransporten ut gjennom trauet foregikk helt til deglasiasjonen begynte.

5.2.2 Deglasiasjon

Trauene

Innenfor nærstudieområdet er det sannsynlig at deglasiasjonen skjedde raskest i traueene. Når havnivået heves vil de fleste breer respondere ved at grunningslinja justeres innover til ny balanse er oppnådd, og hvis breens massebalanse i tillegg endres slik at det tilføres mindre is til brefronten kan heving av havnivå føre til en rask tilbaketrekning: Brefronten kalver tilbake helt til den når en posisjon der ei ny stabil grunningslinje kan etableres (Dowdeswell et al. 2008). Når globalt havnivå heves dramatisk som følge av verdensomspennende deglasiasjon (Fairbanks 1989, figur 5.1), fører det til at isen på kontinentalsokkelen vil forsvinne tidlig.

En modell for tilbaketrekking av is fra traueene ble presentert i kapittel 5.1.4. Det virker sannsynlig at den tversgående ryggen i Sanden-trauet (figur 5.2) kan ha fungert som en terskel (*pinning point*) der brefronten har kunnet stabiliseres helt til havet hadde steget til et kritisk nivå, mens isen i Hola har kalvet tilbake uhindret. I denne perioden må noe av isen ha drenert sørvestover langs den kystparallelle renna, der dannelsen av De Geer-morener ikke kan ha begynt før etter at grunningslinja hadde stabilisert seg noe og tilbaketrekningen ikke gikk så raskt lenger (Ottesen et al. 2008b). Senere har brefronten i Sanden begynt retretten, og siden de øverste De Geer-morenene kan sees i munningen av Prestfjorden (figur 4.5a) har det nok vært en viss istilførsel herfra også under deglasiasjonen.

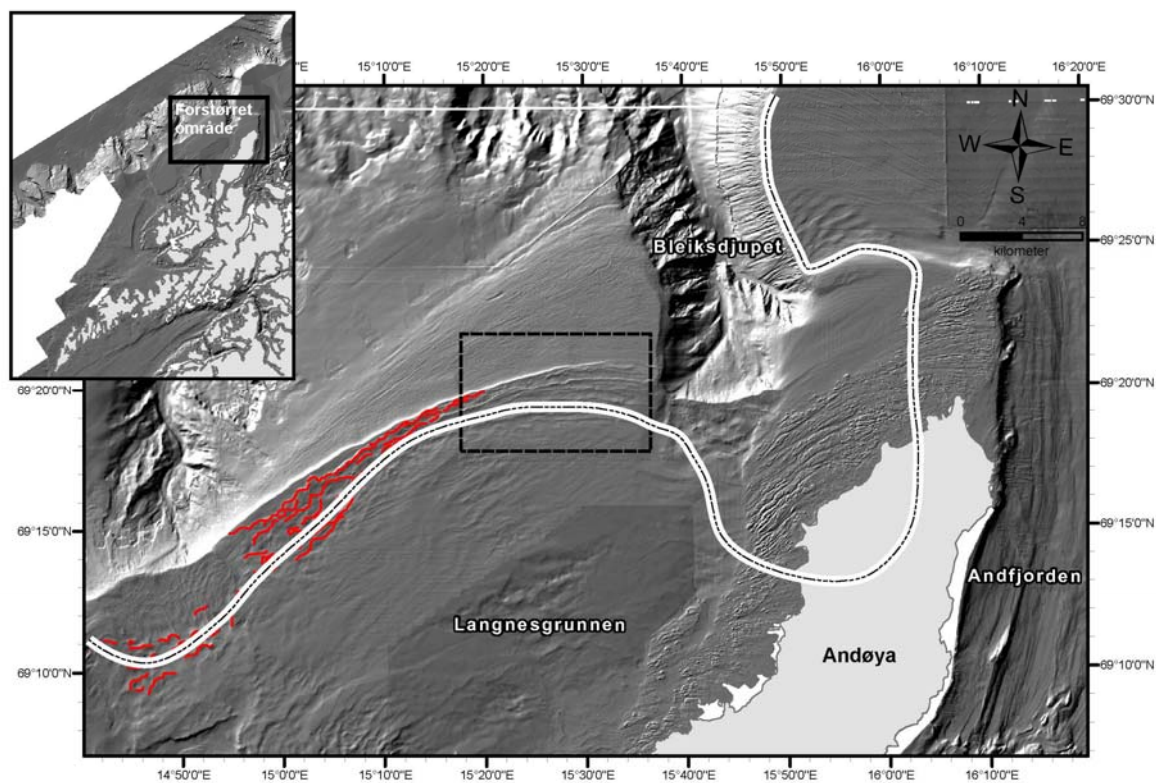
Hvor fort har isen forsvunnet fra Sanden? Den meget jevne avstanden mellom De Geer-morenene i bunnen av trauet (figur 4.5b) kan tyde på en syklisitet i morenedannelsen, eller i

det minste at tilbaketrekningen har vært konstant mellom hver gang en rygg blir avsatt. Ottesen og Dowdeswell (2006) har kartlagt en fjordbunn på Svalbard der en ny rygg har blitt dannet hver vinter, antakelig fordi sjøis har forhindret kalving fra brefronten, men andre studier antyder at det ikke nødvendigvis er snakk om en årlig syklus (Linden & Møller 2005). Hvis hver rygg i gruppe 1 skal representere ett år vil det si at grunningslinja har flyttet seg fra den tversgående ryggen til lengst inn i trauet (der morenene blir mindre jevnt fordelt og indikerer en oppbremsing av tilbaketrekkinga) på rundt 20 år. Dette tilsvarer 500-600 m i året, noe som kan virke som en meget høy hastighet sammenlignet med den anslåtte gjennomsnittstilbaketrekningshastigheten til isstrømmen i Andfjorden (figur 1.1) på 310 m i året de første 200 år av deglasiasjonen (Vorren & Plassen 2002), men som kanskje ikke er helt usannsynlig hvis breen ble svært ustabil etter å ha mistet forankringen i terskelen.

Bankene

Mens deglasiasjonsprosessen på Vesterålsbanken kan spores svært detaljert i traueene der det ble dannet De Geer-morener, er situasjonen en annen oppe på bankene. Laberg et al (2007) tolker parallelle ryggformer ved eggakanten vest for Bleiksdjupet (figur 5.4) som mulige De Geer-morener tilknyttet en tilbaketrekkingfase, men prøver ikke å tidfeste denne. De parallelle ryggene som Laberg et al omtaler ser ut til å kanskje kunne henge sammen med og utgjøre fortsettelsen av morenebankene jeg har beskrevet fra kanten av Langnesgrunnen (figur 4.3), men ingen av disse elementene forekommer grunnere enn 80 m. Ut fra batymetri alene er det ikke mulig å si om verken morenebanker eller eventuelle De Geer-morener (Laberg et al. 2007) noen gang har hatt en større utstrekning som kan ha gjenspeilet brefrontens posisjon under retretten fra banken.

Etter deglasiasjonen av traueene må isen på Nordgrunnen (figur 1.2) ha blitt liggende helt isolert. Uten massetilførsel fra annet enn nedbør og med en helt flat bunntopografi vil den ha vært svært sårbar for fortsatt havnivåheving, og sannsynligheten er stor for at den forsvant kort etter at havet hadde nådd opp til det som i dag er bankeoverflaten. På Langnesgrunnen kan det ha vært kontakt og istilførsel fra øst, men siden deglasiasjonen antas å ha skjedd svært tidlig for store deler av Andøya (Alm 1993; Vorren et al. 1988; Vorren & Plassen 2002) kan et tilsvarende scenario godt tenkes her.



Figur 5.4: Langnesgrunnen, Bleiksdjupet og Nord-Andøya. I svart firkant: Parallelle rygger tolket av Laberg et al (2007) som mulige De Geer-mørener av ukjent alder. Rødt: Morenebanker kartlagt i denne oppgaven. Hvit linje: Brefrontens posisjon ved siste istids maksimum (LGM) hvis både morenebanker og parallelle rygger er formelementer som har blitt dannet under LGM. Brefrontens posisjon på og nord for Andøya er hentet fra Vorren og Plassen (2002), og forenklet over Andøya.

5.3 Kronologi og korrelasjon

Uten tilgang til sedimentkjernepøver som kan analyseres med hensyn til stratigrafi og organisk materiale er det umulig å bestemme absolutt alder på formelementene i studieområdet med sikkerhet. For å likevel prøve å finne fram til en sannsynlig kronologi tar jeg utgangspunkt i absolutte dateringer fra Andfjorden 40 km lenger øst (figur 1.1), der Vorren og Plassen (2002) har presentert en oversikt over deglasiasjonshistorie og paleoklima i perioden mellom 22 000 og 9 500 ^{14}C -år før nåtid (tilsvarende 26 000-11 000 kalibrerte år, Stuiver et al. 1998). Havbunnen i Andfjorden viser klare morfologiske tegn på isstrømaktivitet (Ottesen et al. 2008b), og området er dermed ikke nødvendigvis direkte sammenlignbart med Vesterålsbanken der isen for det meste har vært passiv, men generelle dynamiske trender (som breframstøt og tilbaketrekning forårsaket av klimatiske forhold) kan antas å ha vært mer eller mindre de samme.

5.3.1 Isens maksimale utbredelse

I Andfjorden er moreneavsetninger ved eggakanten (kalt Egga-I i overensstemmelse med terminologien til Andersen 1968) gitt en minimumsalder på 22 000 ^{14}C -år. Etter en periode med tilbaketrekking har et nytt stort breframstøt (Egga-II) nådd eggakanten og ikke trukket seg tilbake før rundt 14 600 ^{14}C -år før nåtid, noe som representerer starten på deglasiasjonen. Innefor det samme tidsrommet skal områder nord på Andøya ha vært isfrie (Alm 1993), og dette kan ha relevans for dateringen av formelementene nord på Langnesgrunnen (figur 5.4): Hvis alle morenebankene og ryggene beskrevet av Laberg et al (2007) er en del av Egga-I eller II vil dette innebære at brefronten må ha beskrevet en stor bue rundt Bleiksdjupet. På den annen side er det ingen tydelige tegn etter morenerygger som krysser banken i øst/vest-

retning, noe man kanskje kunne forvente om bare den sørvestlige delen av morenebankene på Langnesgrunnen skulle ha vært synkron med Egga-I/II og formelementene lenger mot nordøst stammer fra en tidligere brefrontposisjon. Eventuelle morener trenger imidlertid ikke å ha vært særlig store, både siden isen neppe har vært særlig dynamisk og siden sedimenttilførselen til området kan ha vært beskjedent hvis det har eksistert et isskille langs Andøya (Ottesen et al. 2005, figur 2.2). Hvis bankekryssende morener noen gang har blitt avsatt, kan de ha forsvunnet i ettertid.

Det kan spekuleres i om morenebankene tilhører forskjellige generasjoner og at bare for eksempel den innerste og muligens yngste kan korreleres til Egga-I/II i Andfjorden. Et alternativ til dette er at det ikke har vært is på Langnesgrunnen i dette tidsrommet, noe som medfører at de fleste glasiale formelementer i studieområdet må være eldre enn Egga-I.

5.3.2 Deglasiasjon

En rekke observasjoner fra bl.a. Norske- og Grønlandshavet tidfester deglasiasjonen etter siste istids maksimum til mellom 16 000 og 13 000 ^{14}C -år før nåtid (for eksempel Hebbeln et al. 1994; Koc & Jansen 1994; Stein et al. 1994), og Vorren og Plassen (2002) tilskriver dette økende temperatur i atmosfæren som følge av økt solinnstråling. På Andøya er det funnet bevis på et mildere klima mellom 16 000 og 15 000 ^{14}C -år før nåtid (Alm 1993; Vorren et al. 1988), og brefronten i Andfjorden trakk seg tilbake 62 km på rundt 200 år.

Rundt 15 000 ^{14}C -år før nåtid er nok også en sannsynlig tidsangivelse for starten på deglasiasjonen av Vesterålsbanken. Det globale havnivået var begynt å stige (Fairbanks 1989, figur 5.1), noe som vil ha påvirket stabiliteten til isen på sokkelen, spesielt i de lavestliggende

områdene. Mangelen på De Geer-morener i Hola og i mesteparten av den kystparallelle renna kan tyde på hurtig tilbaketrekning (Ottesen et al. 2008b), og kanskje har brefronten her stabilisert seg først ved et relativt havnivå på rundt 100 m under dagens. Gitt en ikke videre stor glasi-isostatisk komponent (< 10 m) kan dette ha skjedd omkring 14 000 ¹⁴C-år før nåtid (figur 5.1). Omtrent samtidig vil isen i Sanden-trauet ha sluppet terskelen og begynt å kalve hurtig tilbake. På bankene kan rester av is ha blitt liggende isolert til havnivået nådde høyden på bankeoverflata, noe som sannsynligvis vil ha skjedd rundt 12 000 ¹⁴C-år før nåtid.

5.3.3 Oppsummering

Tabell 1 er en oversikt over de av formelementene i studieområdet som antas å ha blitt dannet i forbindelse med istid eller deglasiasjon, og et forslag til aldersbestemmelse av dem. I Andfjorden (figur 1.1) er det vist at brefronten har nådd helt ut til eggakanten både ved >22 000 og >14 600 ¹⁴C-år før nåtid, og at det i tillegg har vært et mindre framstøt mellom disse to (Vorren & Plassen 2002), men det er ikke grunnlag for å skille separate breframstøt på Vesterålsbanken ut fra tilgjengelige data. Minimumsalder på landformer relatert til breens maksimale utbredelse blir dermed 15 000 ¹⁴C-år før nåtid, som er den foreslåtte starten på deglasiasjonen.

Det bør nevnes at det i eldre litteratur (Andersen 1975) riktignok har blitt hevdet at det skal finnes en separat Egga-II-morene omkring 20 km innefor eggakanten på Vesterålsbanken. Ut ifra de batymetridata jeg har hatt tilgang til har jeg ikke kunnet finne noe som tilsvarer denne morenen, og jeg vil derfor fastholde at det ikke er grunnlag for å tro noe annet enn at brefronten kan ha stått helt ute ved eggakanten idet deglasiasjonen begynte.

Isen på Vesterålsbanken antas å ha reagert raskt på stigende havnivå siden istykkelsen sannsynligvis ikke har vært særlig stor (Corner 2005; Paasche et al. 2006) og siden området vest for isskillet (Ottesen et al. 2005, figur 2.2) ikke kan ha fått tilførsel av is fra hoveddelen av den fennoskandiske innlandsisen i øst. Vorren og Plassen (2002) påviser flere små breframstøt etter 14 000 ¹⁴C-år før nåtid, men ingen av disse kommer nærmere eggakanten enn 80 km, og det er nok ikke sannsynlig at tilsvarende framstøt skal kunne ha nådd ut på sokkelen utenfor Vesterålen.

Tabell 1: Forslag til aldersbestemmelse av formelementer

| Formelement | Kalibrert alder (år) | ¹⁴ C-alder (år) | Dannet under: |
|----------------------|----------------------|----------------------------|----------------------|
| Glasiale lineasjoner | > 18 000 | > 15 000 | Maksimal glasiering |
| Morenebanker | > 18 000 | > 15 000 | Maksimal glasiering |
| Pløyesporgruppe 1 | > 18 000? | > 15 000? | Maksimal glasiering? |
| De Geer-gruppe 2 | 18 000 - 17 000 | 15 000 - 14 000 | Deglasiering |
| De Geer-gruppe 1 | 17 000 | 14 000 | Deglasiering |
| Pløyesporgruppe 2 | ≤ 17 000 | ≤ 14 000 | Deglasiering |

6: Konklusjon

Denne masteroppgaven har tatt utgangspunkt i detaljerte batymetri- og backscatterdata fra Vesterålsbanken, kontinentalsokkelen utenfor Vesterålen i Nordland (figur 1.1). Dette er et område som har ligget utenfor de store isstrømmene som har drenert den fennoskandiske innlandsisen (Ottesen et al. 2005), og formelementer som vitner om isdynamikk under maksimal glasiering og isens tilbaketrekking fra sokkelen har hittil ikke vært beskrevet herfra. Vesterålsbanken er også interessant siden fiskebestandene der danner grunnlag for en betydelig fiskerinæring i Vesterålen, og detaljkartlegging av bunnforhold kan bidra til større forståelse om hva som påvirker fordelingen av fisk og bunnlevende organismer i området.

De følgende punktene oppsummerer det som er blitt gjort i oppgaven.

- Basert på storskalamorfologi og på detaljstudier av et mindre område (figur 1.3) er det foreslått en enkel modell for isbevegelsen på deler av Vesterålsbanken i perioder der brefronten har nådd fram til eggakanten og under deglasiasjonen:
 - Ved maksimal glasiering har is som har drenert ut Gavlfjorden (figur 1.2) blitt avbøyd mot vest og møtt hurtigstrømmende is fra Prestfjorden, og isbevegelsen mot sokkelen har blitt konsentrert i trauet Sanden mens isen på bankene Nordgrunnen og Langnesgrunnen har vært lite dynamisk og muligens fastfrosset til underlaget. Situasjonen har ikke vært konstant, og den hurtigstrømmende isen kan ha stoppet opp og begynt på ny flere ganger.
 - Under deglasiasjonen har det vært en markert forskjell i isens tilbaketrekking fra Sanden og fra Høla, som er et dypere trau lenger sør (figur 1.2), siden

Sanden har en terskel der brefronten har kunnet stabilisere seg til havnivået ble for høyt. Tilbaketrekningen fra terskelen kan ha skjedd svært fort, og Sanden kan ha blitt isfri i løpet av 20 år. På bankene har isen blitt liggende isolert til det stigende havnivået har nådd bankeoverflaten, og etter det har den forsvunnet raskt.

- Backscatter og videoobservasjoner av sedimenter har blitt brukt til å lage et kart over sedimentfordelingen i et mindre område på Vesterålsbanken (figur 4.11). Det antas at sedimentfordeling har en klar sammenheng med lokale strømforhold, og modeller av gjennomsnittlig og maksimal bunnstrøm viser ganske riktig et samsvar med utbredelsen av de ulike sedimenttypene (figur 4.12 og 4.13).
- Hele Vesterålsbanken er blitt delt inn i ulike typer landskap etter mal fra Naturtyper i Norge (NiN). Innenfor landskapene er flere forskjellige landskapsdeler kartlagt.
- Fiskerirelaterte data fra flere kilder er blitt vurdert for om mulig å kunne trekke konklusjoner om ulike arters forhold til bunntyper, representert ved sedimentfordeling eller kartlagte landskaper og landskapsdeler. Dessverre har begrensninger med hensyn til ujevn fordeling av datapunkter, dårlig oppløsning, data som ikke er representative for fisket, lav pålitelighet eller manglende overlapping mellom områder med geologiske og områder med biologiske data gjort det vanskelig å komme fram til brukbare resultater her, og temaet er derfor ikke tatt med i diskusjonen. Det er likevel håp om at videre arbeid, for eksempel gjennom MAREANO-prosjektet, vil kunne gi svar på spørsmålet om hvilken rolle geologien egentlig spiller for fiskeriene på Vesterålsbanken.

Referanser

- Able, K. W., Grimes, C. B., Jones, R. S. & Twichell, D. C. (1993). Temporal and spatial variation in habitat characteristics of tilefish (*Lopholatilus chamaeleonticeps*) off the east coast of Florida. *Bulletin of marine science*, 53 (3): 1013-1026.
- Allee, R. J., Dethier, M., Brown, D., Deegan, L., Ford, R. G., Hourigan, T. F., Maragos, J., Schoch, K., Sealey, C., Twilley, R., P., W. M. & Yoklavich, M. M. (2000). Marine and Estuarine Ecosystem and Habitat Classification. *NOAA Technical Memorandum NMFS*: 43.
- Alm, T. (1993). Ovre Aerasvatn - Palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 Bp Lacustrine Record on Andoya, Northern Norway. *Boreas*, 22 (3): 171-188.
- Andersen, B. G. (1968). *Glacial geology of western Troms, North Norway*. Norges geologiske undersøkelse nr 256. Oslo: Universitetsforlaget. 160 s., 1 fold. pl. s.
- Andersen, B. G. (1975). *Glacial geology of Northern Nordland, North Norway*. Norges geologiske undersøkelse nr 320. Trondheim: Universitetsforlaget. 74 s. s.
- Anderson, J. B., Wellner, J. S., Lowe, A. L., Mosola, A. B. & Shipp, S. S. (2001). Footprint of the expanded West Antarctic Ice Sheet: ice stream history and behaviour. *GSA Today*, 11: 4-9.
- Andreassen, K., Laberg, J. S. & Vorren, T. O. (2008). Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97 (1-2): 157-177.
- Bamber, J. L., Vaughan, D. G. & Joughin, I. (2000). Widespread complex flow in the interior of the Antarctic ice sheet. *Science*, 287 (5456): 1248-1250.
- Barnes, P. W. & Lien, R. (1988). Icebergs Rework Shelf Sediments to 500-M Off Antarctica. *Geology*, 16 (12): 1130-1133.
- Baumann, K. H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolfwelling, T. C. W., Henrich, R. & Kassens, H. (1995). Reflection of Scandinavian Ice-Sheet Fluctuations in Norwegian Sea Sediments during the Past 150,000 Years. *Quaternary Research*, 43 (2): 185-197.
- Bellec, V., Wilson, M., Boe, R., Rise, L., Thorsnes, T., Buhl-Mortensen, L. & Buhl-Mortensen, P. (2008). Bottom currents interpreted from iceberg ploughmarks revealed by multibeam data at Tromsoflaket, Barents Sea. *Marine Geology*, 249 (3-4): 257-270.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers and glaciation*. London: Arnold. VII, 734 s. s.
- Bindschadler, R., Vornberger, P., Blankenship, D., Scambos, T. & Jacobel, R. (1996). Surface velocity and mass balance of Ice Streams D and E, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 42 (142): 461-475.
- Bokuniewicz, H. J., Gordon, R. B. & Kastens, K. A. (1977). Form and Migration of Sand Waves in a Large Estuary, Long-Island Sound. *Marine Geology*, 24 (3): 185-199.

- Bougamont, M., Tulaczyk, S. & Joughin, I. (2003). Numerical investigations of the slow-down of Whillans Ice Stream, West Antarctica: is it shutting down like Ice Stream C? *Annals of Glaciology*, Vol 37, 37: 239-246.
- Canals, M., Urgeles, R. & Calafat, A. M. (2000). Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology*, 28 (1): 31-34.
- Catano-Lopera, Y. A. & Garcia, M. H. (2006). Geometry and migration characteristics of bedforms under waves and currents - Part 2: Ripples superimposed on sandwaves. *Coastal Engineering*, 53 (9): 781-792.
- Christensen, O., Longva, O. & Thorsnes, T. (2007). Marine facies mapping using multibeam backscatter. I: Todd, B. J. & Greene, H. G. (red.) *Mapping the seafloor for habitat characterization: Geological Association of Canada, Special paper 47*, s. 81-92.
- Clark, C. D. (1993). Mega-Scale Glacial Lineations and Cross-Cutting Ice-Flow Landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 (1): 1-29.
- Cochrane, G. R. & Lafferty, K. D. (2002). Use of acoustic classification of sidescan sonar data for mapping benthic habitat in the Northern Channel Islands, California. *Continental Shelf Research*, 22 (5): 683-690.
- Cofaigh, C. O., Pudsey, C. J., Dowdeswell, J. A. & Morris, P. (2002). Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf. *Geophysical Research Letters*, 29 (8): -.
- Cofaigh, C. O., Dowdeswell, J. A. & Kenyon, N. H. (2006). Geophysical investigations of a high-latitude submarine channel system and associated channel-mouth lobe in the Lofoten Basin, Polar North Atlantic. *Marine Geology*, 226 (1-2): 41-50.
- Cogan, C. B. & Noji, T. T. (2007). Marine classification, mapping, and biodiversity analysis. I: Todd, B. J. & Greene, H. G. (red.) *Mapping the seafloor for habitat characterization: Geological Association of Canada, Special paper 47*, s. 129-139.
- Collier, J. S. & Brown, C. J. (2005). Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. *Marine Geology*, 214 (4): 431-449.
- Collinson, J. D. & Thompson, D. B. (1989). *Sedimentary structures*. 2nd utg. London: Chapman & Hall.
- Corner, G. D. (2005). Atlantic coast and fjords. I: Seppälä, M. (red.) *The Physical Geography of Fennoscandia*, s. 203-228: Oxford University Press.
- Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O. & Laberg, J. S. (2002). Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin - 65 to 68 degrees N. *Marine and Petroleum Geology*, 19 (9): 1089-1113.
- Dahlgren, K. I. T. & Vorren, T. O. (2003). Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Voring continental margin, mid-Norway. *Marine Geology*, 193 (1-2): 93-127.

- Diaz, R. J., Solan, M. & Valente, R. M. (2004). A review of approaches for classifying benthic habitats and evaluating habitat quality. *Journal of Environmental Management*, 73 (3): 165-181.
- Dolan, M., Mortensen, P. B., Thorsnes, T., Buhl-Mortensen, L., Bellec, V. K. & Bøe, R. (innsendt). Developing seabed nature-type maps offshore Norway: initial results from the MAREANO programme. *Norwegian Journal of Geology*.
- Dowdeswell, J. A., Villinger, H., Whittington, R. J. & Marienfeld, P. (1993). Iceberg Scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland Continental-Shelf. *Marine Geology*, 111 (1-2): 37-53.
- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D. & Rise, L. (2006). Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology*, 34 (4): 313-316.
- Dowdeswell, J. A. & Bamber, J. L. (2007). Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record. *Marine Geology*, 243 (1-4): 120-131.
- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., Evans, J., Cofaigh, C. O. & Anderson, J. B. (2008). Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology*, 36 (10): 819-822.
- Dredge, L. A. (1982). Relict Ice-Scour Marks and Late Phases of Lake Agassiz in Northernmost Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19 (5): 1079-1087.
- Edwards, B. D., Dartnell, P. & Chezar, H. (2003). Characterizing benthic substrates of Santa Monica Bay with seafloor photography and multibeam sonar imagery. *Marine Environmental Research*, 56 (1-2): 47-66.
- Eldholm, O., Sundvor, E. & Myhre, A.M. (1984). Cenozoic margin off Norway and western Svalbard. I: Spencer, A. M., Norsk petroleumforening (red.) *Petroleum geology of the North European margin proceedings of the North European Margin Symposium (NEMS '83)*. London: Graham & Trotman for the Norwegian Petroleum Society.
- Erikstad, L., Halvorsen, R., Moen, A., Andersen, T., Blom, H. H., Elvebakk, A., Elven, R., Gaarder, G., Mortensen, P. B., Norderhaug, A., Nygaard, E. & Thorsnes, T. (2009). *Inndeling på landskapsdel-nivå*. Naturtyper i Norge Bakgrunnsdokument, b. 12.
- EUNIS. (2002). *EUNIS Habitat Classification Volume 2004*: European Environment Agency. Tilgjengelig fra: <http://eunis.eea.eu.int>.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-Year Glacio-Eustatic Sea-Level Record - Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation. *Nature*, 342 (6250): 637-642.
- Ferrini, V. L. & Flood, R. D. (2006). The effects of fine-scale surface roughness and grain size on 300 kHz multibeam backscatter intensity in sandy marine sedimentary environments. *Marine Geology*, 228 (1-4): 153-172.

- Fiskeri-/kystdepartementet. (2008). *Lov om forvaltning av viltlevande marine ressurser (havressurslova)*: FKD.
- Fiskeridirektoratet. (2009). *Forslag til forskrift om posisjonsrapportering og elektronisk rapportering*.
- Gjøsæter, H. (2008). *Havets ressurser og miljø 2008*. Fisken og havet. Særnummer 1-2008. Bergen: Havforskningsinstituttet. 189 s. s.
- Goff, J. A., Olson, H. C. & Duncan, C. S. (2000). Correlation of side-scan backscatter intensity with grain-size distribution of shelf sediments, New Jersey margin. *Geo-Marine Letters*, 20 (1): 43-49.
- Goff, J. A., Kraft, B. J., Mayer, L. A., Schock, S. G., Sommerfield, C. K., Olson, H. C., Gulick, S. P. S. & Nordfjord, S. (2004). Seabed characterization on the New Jersey middle and outer shelf: correlatability and spatial variability of seafloor sediment properties. *Marine Geology*, 209 (1-4): 147-172.
- Greene, H. G., Yoklavich, M. M., Starr, R. M., O'Connell, V. M., Wakefield, W. W., Sullivan, D. E., McRea, J. E. & Cailliet, G. M. (1999). A classification scheme for deep seafloor habitats. *Oceanologica Acta*, 22 (6): 663-678.
- Greene, H. G., O'Connell, V. M., Wakefield, W. W. & Brylinsky, C. K. (2007). The offshore Edgumbe lava field, southeast Alaska: Geologic and habitat characterization of a commercial fishing ground. I: Todd, B. J. & Greene, H. G. (red.) *Mapping the seafloor for habitat characterization: Geological Association of Canada, Special paper 47*, s. 277-295.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. F. & Bryn, P. (2005). The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (1-2): 123-136.
- Haflidason, H., de Alvaro, M. M., Nygard, A., Sejrup, H. P. & Laberg, J. S. (2007). Holocene sedimentary processes in the Andoya Canyon system, north Norway. *Marine Geology*, 246 (2-4): 86-104.
- Halvorsen, R., Andersen, T., Blom, H. H., Elvebakk, A., Elven, R., Erikstad, L., Gaarder, G., Moen, A., Mortensen, P. B., Norderhaug, A., Nygaard, K., Thorsnes, T. & Ødegaard, F. (2008). *Naturtyper i Norge - et nytt redskap for å beskrive variasjonen i naturen*. Naturtyper i Norge Bakgrunnsdokument, b. 1.
- Hattestrand, C. & Kleman, J. (1999). Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews*, 18 (1): 43-61.
- Hebbeln, D., Dokken, T., Andersen, E. S., Hald, M. & Elverhoi, A. (1994). Moisture Supply for Northern Ice-Sheet Growth during the Last-Glacial-Maximum. *Nature*, 370 (6488): 357-360.
- Helmke, J. P., Bauch, H. A. & Erlenkeuser, H. (2003). Development of glacial and interglacial conditions in the Nordic seas between 1.5 and 0.35 Ma. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17): 1717-1728.

- Henriksen, S. & Vorren, T. O. (1996). Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf. *Global and Planetary Change*, 12 (1-4): 171-199.
- Hjulstrøm, F. (1935). *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris*. Meddelanden från Uppsala universitets geografiska institutionen. Ser. A 10. Uppsala. 527 s. s.
- Holtedahl, H. (1993). *Marine geology of the Norwegian continental margin*. Special publication / Norges geologiske undersøkelse 6. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 150 s. s.
- Jones, E. J. W. (1999). *Marine geophysics*. Chichester: Wiley. VIII, 466 s. s.
- Koc, N. & Jansen, E. (1994). Response of the High-Latitude Northern-Hemisphere to Orbital Climate Forcing - Evidence from the Nordic Seas. *Geology*, 22 (6): 523-526.
- Kostylev, V. E., Todd, B. J., Fader, G. B. J., Courtney, R. C., Cameron, G. D. M. & Pickrill, R. A. (2001). Benthic habitat mapping on the Scotian Shelf based on multibeam bathymetry, surficial geology and sea floor photographs. *Marine Ecology-Progress Series*, 219: 121-137.
- Kostylev, V. E., Todd, B. J., Longva, O. & Valentine, P. C. (2005). Characterization of benthic habitat on northeastern Georges Bank, Canada. I: Barnes, P. W., Thomas, J.P. (red.) *Benthic habitats and the effects of fishing*. *American Fisheries Society Symposium 41*, s. 141 - 152.
- Laberg, J. S. & Vorren, T. O. (1996). The Middle and Late Pleistocene evolution of the Bear Island Trough Mouth Fan. *Global and Planetary Change*, 12 (1-4): 309-330.
- Laberg, J. S., Vorren, T. O., Dowdeswell, J. A., Kenyon, N. H. & Taylor, J. (2000). The Andoya Slide and the Andoya Canyon, north-eastern Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geology*, 162 (2-4): 259-275.
- Laberg, J. S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T. O., Haflidason, H. & Nygard, A. (2007). Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andoya Canyon, Norwegian Sea. *Marine Geology*, 246 (2-4): 68-85.
- Landvik, J. Y., Ingolfsson, O., Mienert, J., Lehman, S. J., Solheim, A., Elverhoi, A. & Ottesen, D. (2005). Rethinking Late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard. *Boreas*, 34 (1): 7-24.
- Larsen, E., Longva, O. & Follestad, B. A. (1991). Formation of Degeer Moraines and Implications for Deglaciation Dynamics. *Journal of Quaternary Science*, 6 (4): 263-277.
- Lekens, W. A. H., Haflidason, H., Sejrup, H. P., Nygard, A., Richter, T., Vogt, C. & Frederichs, T. (2009). Sedimentation history of the northern North Sea Margin during the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, 28 (5-6): 469-483.
- Linden, M. & Møller, P. (2005). Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession. *Journal of Quaternary Science*, 20 (2): 113-133.

- Longva, O. & Bakkejord, K. J. (1990). Iceberg Deformation and Erosion in Soft Sediments, Southeast Norway. *Marine Geology*, 92 (1-2): 87-104.
- Longva, O., Thorsnes, T. (red.). (1997). *Skagerrak in the past and at the present - an integrated study of geology, chemistry, hydrography and microfossil ecology*. Norges geologiske undersøkelse Special Publications, b. 8. 100 s.
- Mangerud, J., Jansen, E. & Landvik, J. Y. (1996). Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12 (1-4): 11-26.
- Matthews, K. R. & Richards, L. J. (1991). Rockfish (Scorpaenidae) Assemblages of Trawlable and Untrawlable Habitats off Vancouver Island, British Columbia. *North American Journal of Fisheries Management*, 11 (3): 312-318.
- McRea, J. E., Greene, H. G., O'Connell, V. M. & Wakefield, W. W. (1999). Mapping marine habitats with high resolution sidescan sonar. *Oceanologica Acta*, 22 (6): 679-686.
- Miljøverndepartementet. (2005). *St.meld.nr.8: Helhetlig forvaltning av det marine miljø i Barentshavet og havområdene utenfor Lofoten (forvaltningsplan)*. Oslo.
- Miller, G. H., Wolfe, A. P., Steig, E. J., Sauer, P. E., Kaplan, M. R. & Briner, J. P. (2002). The Goldilocks dilemma: big ice, little ice, or "just-right" ice in the Eastern Canadian Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 21 (1-3): 33-48.
- Mills, C. M., Townsend, S. E., Jennings, S., Eastwood, P. D. & Houghton, C. A. (2007). Estimating high resolution trawl fishing effort from satellite-based vessel monitoring system data. *Ices Journal of Marine Science*, 64 (2): 248-255.
- Müller, R. D., Eagles, S., Hogarth, P. & Hughes, M. (2007). Automated textural image analysis of seabed backscatter mosaics: A comparison of four methods. I: Todd, B. J. & Greene, H. G. (red.) *Mapping the seafloor for habitat characterization: Geological Association of Canada, Special paper 47*, s. 39-57.
- Møller, J. J. (1989). Geometric Simulation and Mapping of Holocene Relative Sea-Level Changes in Northern Norway. *Journal of Coastal Research*, 5 (3): 403-417.
- Møller, J. J., Danielsen, T. K. & Fjalstad, A. (1992). Late Weichselian Glacial Maximum on Andoya, North Norway. *Boreas*, 21 (1): 1-13.
- Møller, J. J. (2003). Late quaternary sea level and coastal settlement in the European North. *Journal of Coastal Research*, 19 (3): 731-737.
- Nichols, G. (1999). *Sedimentology and stratigraphy*. London: Blackwell Science. X, 355 s. s.
- O'Connell, V. M. & Carlile, D. W. (1993). Habitat-Specific Density of Adult Yelloweye Rockfish *Sebastes-Ruberrimus* in the Eastern Gulf of Alaska. *Fishery Bulletin*, 91 (2): 304-309.

- O'Connell, V. M., Brylinsky, C. K. & Greene, H. G. (2007). The use of geophysical survey data in fisheries management: A case history from southeast Alaska. I: Todd, B. J. & Greene, H. G. (red.) *Mapping the seafloor for habitat characterization: Geological Association of Canada, Special paper 47*, s. 319-328.
- Orvik, K. A. (2004). The deepening of the Atlantic water in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea, demonstrated by using an active reduced gravity model. *Geophysical Research Letters*, 31 (1): -.
- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L. & Henriksen, S. (2005). The Vestfjorden-Trxnadjupet palaeo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf. *Marine Geology*, 218 (1-4): 175-189.
- Ottesen, D. & Dowdeswell, J. A. (2006). Assemblages of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 111 (F1): -.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Landvik, J. Y. & Mienert, J. (2007). Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology. *Boreas*, 36 (3): 286-306.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Benn, D. I., Kristensen, L., Christiansen, H. H., Christensen, O., Hansen, L., Lebesbye, E., Forwick, M. & Vorren, T. O. (2008a). Submarine landforms characteristic of glacier surges in two Spitsbergen fjords. *Quaternary Science Reviews*, 27 (15-16): 1583-1599.
- Ottesen, D., Stokes, C. R., Rise, L. & Olsen, L. (2008b). Ice-sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 27 (9-10): 922-940.
- Ottesen, D. & Dowdeswell, J. A. (under publisering). An inter-ice-stream glaciated margin: Submarine landforms and a geomorphic model based on marine-geophysical data from Svalbard. *Geological Society of America Bulletin*.
- Paasche, O., Stromsoe, J. R., Dahl, S. O. & Linge, H. (2006). Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82 (3-4): 430-452.
- Price, S. F., Bindschadler, R. A., Hulbe, C. L. & Joughin, I. R. (2001). Post-stagnation behavior in the upstream regions of Ice Stream C, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 47 (157): 283-294.
- Programgruppen for MAREANO. (2008). Årsrapport for MAREANO 2007.
- Rafaelsen, B., Andreassen, K., Kuilman, L., Lebesbye, E., Hogstad, K. & Midtbø, M. (2002). Geomorphology of buried glacial horizons in the Barents Sea from three-dimensional seismic data. I: Dowdeswell, J. A. & O'Cofoigh, C. (red.) Geological Society, Special Publications, b. 203 *Glacier-influenced sedimentation on high-latitude continental margins*, s. 259-276. London.
- Retzlaff, R. & Bentley, C. R. (1993). Timing of Stagnation of Ice Stream-C, West Antarctica, from Short-Pulse Radar Studies of Buried Surface Crevasses. *Journal of Glaciology*, 39 (133): 553-561.

- Roff, J. C., Taylor, M. E. & Laughren, J. (2003). Geophysical approaches to the classification, delineation and monitoring of marine habitats and their communities. *Aquatic Conservation-Marine and Freshwater Ecosystems*, 13 (1): 77-90.
- Rokoengen, K., Rise, L., Bryn, P., Frengstad, B., Gustavsen, B., Nygaard, E. & Sættem, J. (1995). Upper Cenozoic Stratigraphy on the Mid-Norwegian Continental-Shelf. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75 (2-3): 88-104.
- Rudberg, S. (1960). Geology and morphology. I: Sømme, A. (red.) *A Geography of Norden*, s. 31-47. Oslo: Cappelen.
- Shipp, S., Anderson, J. & Domack, E. (1999). Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 1 - Geophysical results. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (10): 1486-1516.
- Shotwell, S. K., Heifetz, J., Courtney, D. L. & Greene, H. G. (2007). Mapping marine benthic habitat in the Gulf of Alaska: Geological habitat, fish distributions, and fishing intensity. I: Todd, B. J. & Greene, H. G. (red.) *Mapping the seafloor for habitat characterization: Geological Association of Canada, Special paper 47*, s. 349-367.
- Sigmond, E. M. O. (2002). *Geologisk kart over land- og havområder i Nord-Europa, målestokk 1 : 4 millioner*: Norges geologiske undersøkelse.
- Silverman, B. W. (1986). *Density estimation for statistics and data analysis*. Monographs on statistics and applied probability. London: Chapman and Hall. IX, 175 s. s.
- Solheim, A. (1991). *The depositional environment of surging sub-polar tidewater glaciers a case study of the morphology, sedimentation and sediment properties in a surge affected marine basin outside Nordaustlandet, Northern Barents Sea*. Skrifter / Norsk polarinstitutt 194. Oslo: Norsk polarinstitutt. 97 s. s.
- Stein, R., Nam, S. I., Schubert, C., Vogt, C., Futterer, D. & Heinemeier, J. (1994). The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic-Ocean. *Science*, 264 (5159): 692-696.
- Stokes, C. R. & Clark, C. D. (1999). Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, 28: 67-74.
- Stokes, C. R. & Clark, C. D. (2002). Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31 (3): 239-249.
- Stokes, C. R., Llan, A. B., Tulaczyk, S. & Clark, C. D. (2008). Superimposition of ribbed moraines on a palaeo-ice-stream bed: implications for ice stream dynamics and shutdown. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33 (4): 593-609.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. & Spurk, M. (1998). INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40 (3): 1041-1083.

Sundby, S. (1983). Influence of bottom topography on the circulation at the continental shelf of northern Norway. *Fiskeridirektoratets skrifter, serie Havforskningsundersøkelse 1983*.

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjaer, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Moller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R. (2004). Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11-13): 1229-1271.

Syvitski, J. P. M., Stein, A. B., Andrews, J. T. & Milliman, J. D. (2001). Icebergs and the sea floor of the East Greenland (Kangerlussuaq) continental margin. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 33 (1): 52-61.

Taylor, J., Dowdeswell, J. A. & Kenyon, N. H. (2000). Canyons and late Quaternary sedimentation on the North Norwegian margin. *Marine Geology*, 166 (1-4): 1-9.

Thorsnes, T., Erikstad, L., Dolan, M. & Bellec, V. (innsendt). Submarine landscapes along the Lofoten-Vesterålen-Senja margin, northern Norway. *Norwegian Journal of Geology*.

Todd, B. J., Valentine, P. C., Longva, O. & Shaw, J. (2007). Glacial landforms on German Bank, Scotian Shelf: evidence for Late Wisconsinan ice-sheet dynamics and implications for the formation of De Geer moraines. *Boreas*, 36 (2): 148-169.

Van Landeghem, K. J. J., Wheeler, A. J. & Mitchell, N. C. (2009). Seafloor evidence for palaeo-ice streaming and calving of the grounded Irish Sea Ice Stream: Implications for the interpretation of its final deglaciation phase. *Boreas*, 38 (1): 119-131.

Venditti, J. G., Church, M. & Bennett, S. J. (2005). Morphodynamics of small-scale superimposed sand waves over migrating dune bed forms. *Water Resources Research*, 41 (10): -.

Vorren, T. O., Vorren, K. D., Alm, T., Gulliksen, S. & Lovlie, R. (1988). The Last Deglaciation (20,000 to 11,000 Bp) on Andoya, Northern Norway. *Boreas*, 17 (1): 41-77.

Vorren, T. O. & Plassen, L. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vagsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31 (2): 97-125.

Watling, L. (2007). Impacts of mobile fishing gear on continental shelf sedimentary habitat characterization. I: Todd, B. J. & Greene, H. G. (red.) *Mapping the seafloor for habitat characterization: Geological Association of Canada, Special paper 47*, s. 421-425.

Weaver, P. & Mienert, J. (2003). *European margin sediment dynamics side-scan sonar and seismic images*. Berlin: Springer. XII, 309 s. s.

Wentworth, C. K. (1922). A grade scale and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, 30: 377-392.

Whitmeyer, S. J. & FitzGerald, D. M. (2008). Episodic dynamics of a sand wave field. *Marine Geology*, 252 (1-2): 24-37.

Wilbers, A. W. E. & Ten Brinke, W. B. M. (2003). The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine. *Sedimentology*, 50 (6): 1013-1034.

www.mareano.no. *MAREANO - samler kunnskap om havet*.