

Analyse av mesozoiske forkastninger og asymmetriske landskap i et profil over Lofotryggen ved Leknes, Vestvågøy.

*Implikasjoner for dannelsen av roterte forkastningsblokker, riftrelaterte
bassenger og nedforkastningen av Leknesgruppen.*

—

Kristian Liland Haraldsvik

Masteroppgave i Geologi, GEO-3900 Juli 2015

Forord

Der var det over...fem år med høyere utdanning, avsluttet med noen enkle tastetrykk en onsdags ettermiddag på kjøkkenet hjemme. Ikke særlig glamorøst, ingen storslagen seremoni, bare rolig, avslappet og fantastisk. Helt siden jeg startet skrivingen av denne oppgaven har jeg sett fram til dette øyeblikket, den store finalen! Innspurten har vært...lang, med sene kvelder på kontoret, men det har samtidig vært en koselig tid. Si hva du vil om det berømte "skippertaket", jeg for min del tror ikke jeg hadde klart å unngå det, selv om jeg hadde villet.

Mye har skjedd i løpet av de siste årene. Jeg har lært mye nytt og samtidig glemt noe gammelt. Kanskje har jeg til og med forandret meg litt? Ikke vet jeg, det er ikke så lett å si selv. Holdningene jeg hadde da jeg flyttet til Tromsø for fem år siden har også vært gjennom kverna. Det som en gang var essensielt, er i dag kanskje ikke mer enn en fotnote nederst på siden, og motsatt. Den største forandringen har definitivt vært ankomsten av min datter, som i skrivende stund har rukket å bli tre måneder gammel! Nå skal vitenskaplige artikler legges til side, til fordel for sjiraffer, flodhester og barneTV. Jeg gleder meg! Men først er det mange som må takkes, så langt det kan gjøres med ord.

Spesiell takk går til Steffen Bergh, for fantastisk hjelp, konstruktive tilbakemeldinger og støtte gjennom hele studiet, tusen takk. Tormod Henningsen skal også nevnes, for sitt engasjement under feltarbeid i Lofoten og tolkning av seismiske data i Harstad. Takk til Petter for fine uker i felt og gode diskusjoner på kontoret. Takk til Anders, Tore, Espen og André, er herlig gjeng jeg har hatt mye moro med! Hele familien hjemme på Andøya, spesielt Pappa å Bestefar, som nærmest har hatt en sjette sans når bankkontoen har trengt litt ekstra drahjelp!

Sist men ikke minst, Elisabeth. Takk for at du har holdt fortet hjemme, og nesten vært alenemor den siste måneden! Takk for mange smil, gode ord og oppmuntrende kommentarer når dagene har vært lange! Nå er det tid for en roligere hverdag og mye familietid <3

- Kristian Liland Haraldsvik, 15. juni 2015

Abstrakt

Dette studiet er en del av et samarbeid mellom Statoil og Universitetet i Tromsø, og fokuserer på asymmetriske landskap og deres relasjon til sprø forkastninger, bassenger og roterte forkastningsblokker i et profil over Lofotryggen ved Leknes. Det anvendte datasettet består av sammensatte data fra feltarbeid og landskapsobservasjoner, batymetriske kart (MAREANO) og seismiske profiler (Statoil) fra kontinentalsokkelen i Lofoten & Vesterålen.

Lofotryggen er en ekshumert berggrunnshorst som består av proterozoiske plutonske bergarter (AMCG) som intruderte neoarkeiske og paleoproterozoiske høygrads gneiser. Regionen i Lofoten står frem som et utmerket område for korrelasjon av tektoniske formler på land og sokkelen, dannet som et resultat av sen paleozoisk til tidlig kenozoisk kontinentalmargin rifting. De studerte plutonske intrusivene fremstår med en massiv karakter, uten duktile teksturer, mens gneisbergartene har en lokal, svakt utviklet, NV-SØ strykende foliasjon. Lofotryggen er definert av to prominente NØ-SV strykende grenseforkastninger som avgrensner ryggen fra de mesozoiske bassengene, Vestfjordbassenget og Ribbebassenget, i henholdsvis sørøst og nordvest. Disse forkastningene nedforkaster sedimentære enheter av i hovedsak kritt alder med opp til 7km, og kan videre kobles til dype detasjementer og roterte forkastningsblokker i både Vestfjord- og Ribbebassenget. Til tross for at disse bassengene opptrer ca. 2-4km fra Lofotryggen har en rekke forkastninger og bruddsoner som avgrensner asymmetriske horst-graben strukturer i form av roterte forkastningsblokker blitt observert internt på Lofotryggen, ved Vestvågøya. Lignende forkastningskonfigurasjon har også blitt observert på batymetriske kart, som kobler forkastningene på sokkelen til Lofotryggen, hvor de også ser ut til å kontrollere det sen kenozoiske landskapet.

Leknesgruppen, lokalisert sentralt på Vestvågøya, er en antatt suprakrustal rest av et kaledonsk skyvedekke. Studier av landskapsarkitektur i dette arbeidet antyder at Leknesgruppen er nedforkastet i en multikompositt halvgraben, avgrenset av bratte forkastningsskrenter som gjenspeiler roterte blokker og assosierte, skråstille, slakt hellende paleoflater. Lineære skrenter inneholder lokale forekomster av kataklasitter og forkastningsplan med slickenside som indikerer dominerende normal forskyvning, med varierende komponenter av skrånormal bevegelse. På bakgrunn av dette kan mindre mesozoiske riftbassenger og avgrensende normalforkastninger, lik de tidligere dokumenterte forekomstene på Andøya og i Sortlandsundet, være reell også i Lofoten. Data fra dette arbeidet underbygger denne tolkningen og øker videre forståelse for dannelsen av horst-interne tektoniske bassenger og relaterte forkastningsblokker.

Innhold

1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn og ramme for studiet.....	1
1.2 Mål og oppgaver.....	3
1.3 Regional geologi	4
1.3.1 Berggrunn i Lofoten & Vesterålen.....	4
1.3.2 Berggrunn i studieområdet	6
1.3.3 Leknesgruppen	8
1.3.4 Post kaledonsk utvikling: dannelsen av en passiv kontinental margin	12
1.4 Metoder	19
1.4.1 Feltarbeid.....	19
1.4.2 Seismiske data	20
1.4.4 Batymetrisk data.....	21
1.5 Definisjoner og begreper.....	22
2 Beskrivelser av data på land.....	25
2.1 Introduksjon	25
2.2 Sprø forkastninger og sprekker	26
2.2.1 Introduksjon	26
2.2.2 Stamsund - Steine.....	26
2.2.3 Bjørnarøya	30
2.2.4 Vian	33
2.2.5 Offersøya	38
2.3 Landskapsformer.....	42
2.3.1 Introduksjon	42
2.3.2 Aspektkart og topografiske profiler	42
2.3.2 Vestvågøya øst	45
2.3.3 Vestvågøya sentralt	48

2.3.4 Vestvågøya vest.....	50
2.3.5 Oppsummering - landskapsarkitektur	52
3 Beskrivelse av offshore data	53
3.1 Seismiske data	53
3.1.1 Introduksjon	53
3.1.2 Datasett.....	53
3.1.3 Sedimentær stratigrafi	53
3.1.4 Seismisk Tolkning.....	55
3.1.5 Oppsummering av seismiske tolkninger	67
3.2 Batymetriske data	69
3.2.1 Introduksjon	69
3.2.2 Regional havbunns morfologi	69
3.2.3 Strandflaten	71
4 Diskusjon.....	74
4.1 Diskusjon av strukturer på land.....	74
4.2 Diskusjon av Landskapsarkitektur	77
4.3 Diskusjon av seismisk data	81
4.4 Diskusjon av batymetriske data: land-sokkel korrelasjon av forkastninger.....	86
4.5 Tidfesting av forkastningsaktivitet og bassengdannelse	89
4.6 Strukturell utvikling av Lofotryggen / Lofotmarginen	92
5 Konklusjon	98
6 Referanser.....	100

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn og ramme for studiet

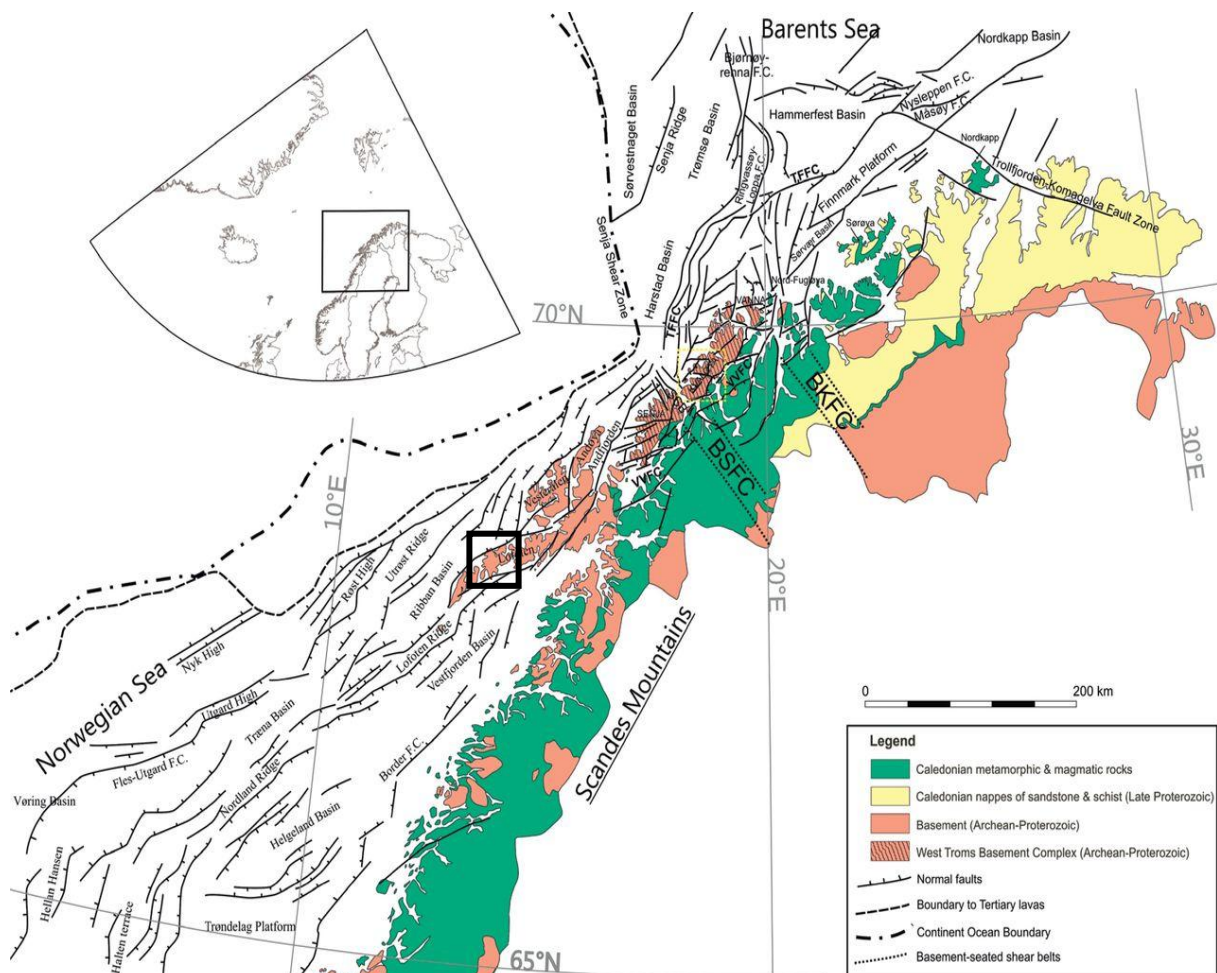
Denne masteroppgaven inngår i et samarbeid mellom Universitetet i Tromsø, Norges Arktiske Universitet og Statoil, Harstad. Avhandlingen er en fortsettelse av tidligere arbeider som omhandler land-sokkel tektonikk på den passive kontinentalmarginen i Lofoten, Vesterålen og Troms (fig. 1.1) av blant andre Bergh et al. (2007), Forthun (2014) og Indrevær et al. (2014).

Ideen bak dette arbeidet er at paleozoiske og mesozoiske forkastninger og assosierte riftrelaterte bassenger på sokkelen utenfor Lofoten & Vesterålen også kan ha eksistert i mindre skala, som sub-bassenger på Lofotryggen. Det framstår klare eksempler internt på Lofotryggen av forkastningskontrollerte lineamenter som er antydning å definere horst-graben strukturer og roterte forkastningsblokker med steile forkastninger og assosierte slakt hellende flater som bidrar til å gi landskapet et tydelig asymmetrisk relieff (jf. Bergh et al. 2008; Osmundsen et al. 2010). I tillegg til dette er det også påviste rester av nedforkastede sedimentære enheter av jura - kritt alder i Sortlandsundet (Davidsen et al. 2001) og på Andøya (Dalland 1981). Bevaringen av disse sedimentære enhetene er trolig et resultat av reaktivering av bassengforkastninger og hurtig kenozoisk landhevnig (Hendriks et al. 2010; Osmundsen et al. 2010).

Denne avhandlingen vil på bakgrunn av dette legge vekt på den riftede kontinentalmarginen i Lofoten, med spesiell fokus på mesozoiske forkastninger og asymmetriske landskap som kan være relatert til, og kontrollert av, post-kaledonske rifthendelser. Disse rifthendelsene har utformet hovedtrekkene til den passive Nord Atlantiske marginen vi har utenfor Norge i dag, med tilhørende roterte forkastningsblokker og riftrelaterte bassenger. Et sentralt mål for dette prosjektet vil derfor være å studere sprø forkastninger i et transekt over Lofotryggen ved Leknes, for å undersøke graden av innvirkning disse forkastningene kan ha på landskapet på Vestvågøya og avgrensningen av den kaledonske Leknesgruppen som opptrer sentralt på øya. I tillegg vil forkastninger identifisert og observert på land bli korrelert med forkastninger identifisert på sokkelen, ved tolkning av seismiske data og batymetriske kart i Vestfjord- og Ribbebassenget bli gjennomført for å kunne påvise eventuelle relasjoner mellom forkastningsaktivitet på Lofotryggen og marginen rundt.

Leknesgruppen, som er lokalisert sentralt på Vestvågøya ved tettstedet Leknes, er trolig en gruppe med neoproterozoiske, metasupracrustale bergarter som utgjør en del av et

kaledonsk skyvedekke (jf. Klein et al. 1999). Gruppen er eksponert i et område hvor de omkringliggende bergartene er av utelukkende prekambrisk alder (Tull 1977; Klein et al. 1999). Bevaringen av Leknesgruppen var derfor foreslått å være et resultat av nedforkastning i en grabenstruktur (jf. Klein & Steltenpohl 1999). Dersom en slik graben er et resultat av rifting i mesozoisk tid er det ikke usannsynlig at tilsvarende forkastningskonfigurasjoner eksisterer i området, og kan knyttes til tilsvarende, påviste, konfigurasjoner på sokkelen like utenfor Vestvågøya. Batymetriske kart fra den grunne strandflaten rundt studieområdet åpner for muligheten til forkastningskorrelasjon mellom land- og sokkelområder, hvilket kan bidra til å øke forståelsen for sammenhengen mellom rifting langs en passiv margin og dannelsen av tektonisk kontrollerte bassenger.



Figur 1.1 Strukturelle elementer fra den norske passive kontinentalmarginen og de dominerende litologiske enhetene fra fastlands Nord-Norge. Studieområdet er markert med sort boks. Fra Indrevær et al. 2014.

1.2 Mål og oppgaver

Hovedmålsettingen for denne oppgaven er å studere, analysere å tolke geometrien til forkastninger og landskapsarkitekturen i tilknytning til Leknesgruppen i et NV-SØ profil på tvers av Lofotryggen ved Leknes. Resultatene fra dette studiet vil så bli sammenlignet og korrelert med tolkninger av forkastninger på sokkelen i de sideliggende bassengene, Vestfjord- og Ribbebassenget. Resultatet av disse analysene vil legge grunnlaget for en tektonisk modell for denne delen av Lofotryggen, med fokus på dannelsen av Leknesgrabenen og de sideliggende bassengene.

Hovedmålsettingen blir derfor å øke forståelsen for prosesser relatert til dannelsen og utviklingen av tektonisk kontrollerte bassenger og assosierte forkastningsblokker, samt deres evne til å påvirke landskapet langs den passive norske kontinentalmarginen.

For å oppnå hovedmålsettingen har noen spesifikke oppgaver blitt definert i forkant av påfølgende arbeid:

- i. Kartlegge og analysere sprø forkastninger og bruddplan i den prekambriske berggrunnen på utvalgte lokaliteter på Vestvågøy. For å bistå med dette arbeidet vil DEM data bli benyttet.
- ii. Analysere landskap som kan være tektonisk kontrollert ved hjelp av observasjoner i felt, supplert med aspektkart og topografiske profiler.
- iii. Seismiske tolkninger av et utvalgt datasett med 2D seismiske linjer (Statoil) fra Vestfjord (i sørøst)- og Ribbebassenget (i nordvest) med fokus på identifisering av paleozoiske og mesozoiske forkastninger og deres relasjon til de sedimentære enhetene i disse bassengene.
- iv. Studere DEM-batymetri data (MAREANO) på den grunne strandflaten i umiddelbar tilknytning til Vestvågøya, for å identifisere og kartlegge strukturelle lineamenter i eksponerte formasjoner på havbunnen. Dette vil utgjøre en viktig forbindelse mellom observasjoner fra det strukturelle feltarbeidet på land og tolkninger fra seismiske data.
- v. Foreslå en tektonisk modell for utviklingen av Lofotryggen og de sideliggende bassengene med vekt på forkastningsutvikling, tektonisk kontroll på landskapet og plasseringen av Leknesgruppen på Vestvågøya.

1.3 Regional geologi

Dette kapittelet fokuserer på geologien i Lofoten & Vesterålen med beskrivelser av berggrunnen, regionalt og i studieområdet på Vestvågøya, samt post-kaledonisk tektonikk langs denne delen av kontinentalmarginen.

1.3.1 Berggrunn i Lofoten & Vesterålen

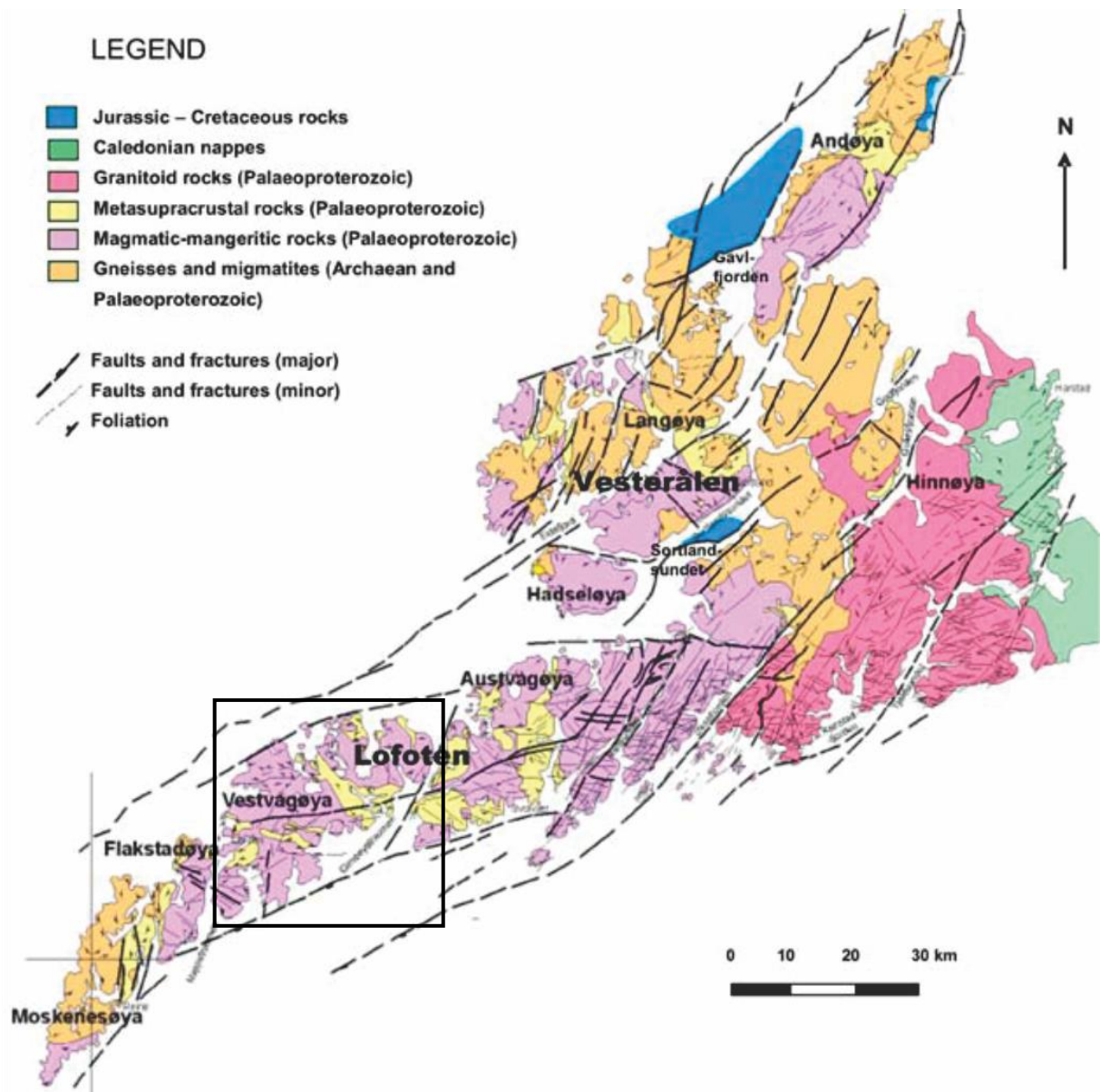
Berggrunnen i Lofoten & Vesterålen inneholder noen av de eldste bergartene som er eksponert i Norge, dominert av prekambriske magmatiske og metamorfe gneisbergarter i tillegg til en eksponering av mesozoiske bergarter på Andøya (Dalland 1981; Griffin et al. 1978; Tveten 1978; fig. 1.2). Kontinentalsokkelen utenfor består av sedimentære bergarter av paleozoisk til kenozoisk alder (Blystad et al. 1995; Henningsen & Tveten 1998; fig. 1.2). De prekambriske bergartene er bestående av neo-akreiske høygrads ortho- og paragneiser, som senere ble intrudert av proterozoiske magmatiske bergarter; anortositt, mangeritt, charnockitt og granitt (AMCG) (Griffin et al. 1978; Corfu 2004).

1.3.1.1 Arkeiske og paleoproterozoiske gneiser

De arkeiske gneisene er lite fremtredende i studieområdet på Vestvågøya, men dominerer store deler av Langøy og Hinnøy i Vesterålen som ortogneiser (fig. 1.2). I Lofoten er disse gneisene bare lokalt fremtredende, med unntak av Moskenes- og Flakstadøya hvor ortogneisene igjen dominerer (Tveten 1978; Griffin et al. 1978; Wade 1985; Corfu 2004; fig. 1.2).

Ortogneisene opptrer svært heterogene, med en rekke lokale variasjoner i form av "boudinage" folder og porfyroblaster (Green & Jorde 1971; Griffin et al. 1978). Kjemiske analyser av disse gneisene gjennomført av Taylor (1975) og Griffin et al. (1978) identifiserte også variasjoner i geokjemisk sammensetning hvor ulikheter i silistisk og alkalisk sammensetning var hovedtrekkene. Tidligere geokjemiske analyser gjennomført av Heier & Thoresen (1971) indikerer dannelse metamorfose i amfibolitt-facies, mens senere arbeid viser til en overordnet granulitt-facies metamorfose ved 3-4kbar og 750-780° C (Griffin et al. 1978). Pb isotop data indikerer at ortogneisene opprinnelig stammer fra skorpedannelse for 2700 ± 20 millioner år siden (Griffin et al. 1978).

Paragneisene har ingen massiv fremtreden, i kontrast til ortogneisene, som dominerer store deler av Vesterålen samt de sørligste øyene i Lofoten, men opptrer mer lokalt jevnt over hele Lofoten & Vesterålen (Tveten 1978; Griffin et al. 1978; Wade 1985; Corfu 2004;



Figur 1.2 Berggrunnsgeologisk kart over Lofoten & Vesterålen med dominerende trender i foliasjon og storskala forkastningslineamenter. Fra Bergh et al(2007), modifisert etter Tveten (1978). Studieområdet er indikert med sort boks.

fig. 1.2). Disse gneisene er svært homogene med en felsisk sammensetning, og opptrer med en mer finkornet tekstur sammenlignet med ortogneisene (Griffin et al. 1978). Linser av marmor, grafittskifer og jern-rike formasjoner opptrer som linser i noen av disse gneisene, som videre underbygger et para-genetisk opphav (Griffin et al. 1978). De interne strukturene er tolket som primær lagning, senere lett foliert (Griffin et al. 1978). Andre interne strukturer som kryss-sjikting, kvartskonglomerater og pyroklastisk lagning kan også observeres lokalt (Krogh 1977; Griffin et al. 1978). Geokjemiske Rb-Sr analyser gjennomført av Tull (1977) indikerer en alder 1830 ± 35 millioner år. Disse resultatene har senere blitt analysert av Griffin et al. (1978) som påpeker at dette trolig er alderen på metamorfosen. Lav $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

ratio og dagens Rb & Sr innhold indikerer at protolitten til disse gneisene trolig ikke er avsatt tidligere en 250 millioner år før denne metamorfosen fant sted (Griffin et al. 1978).

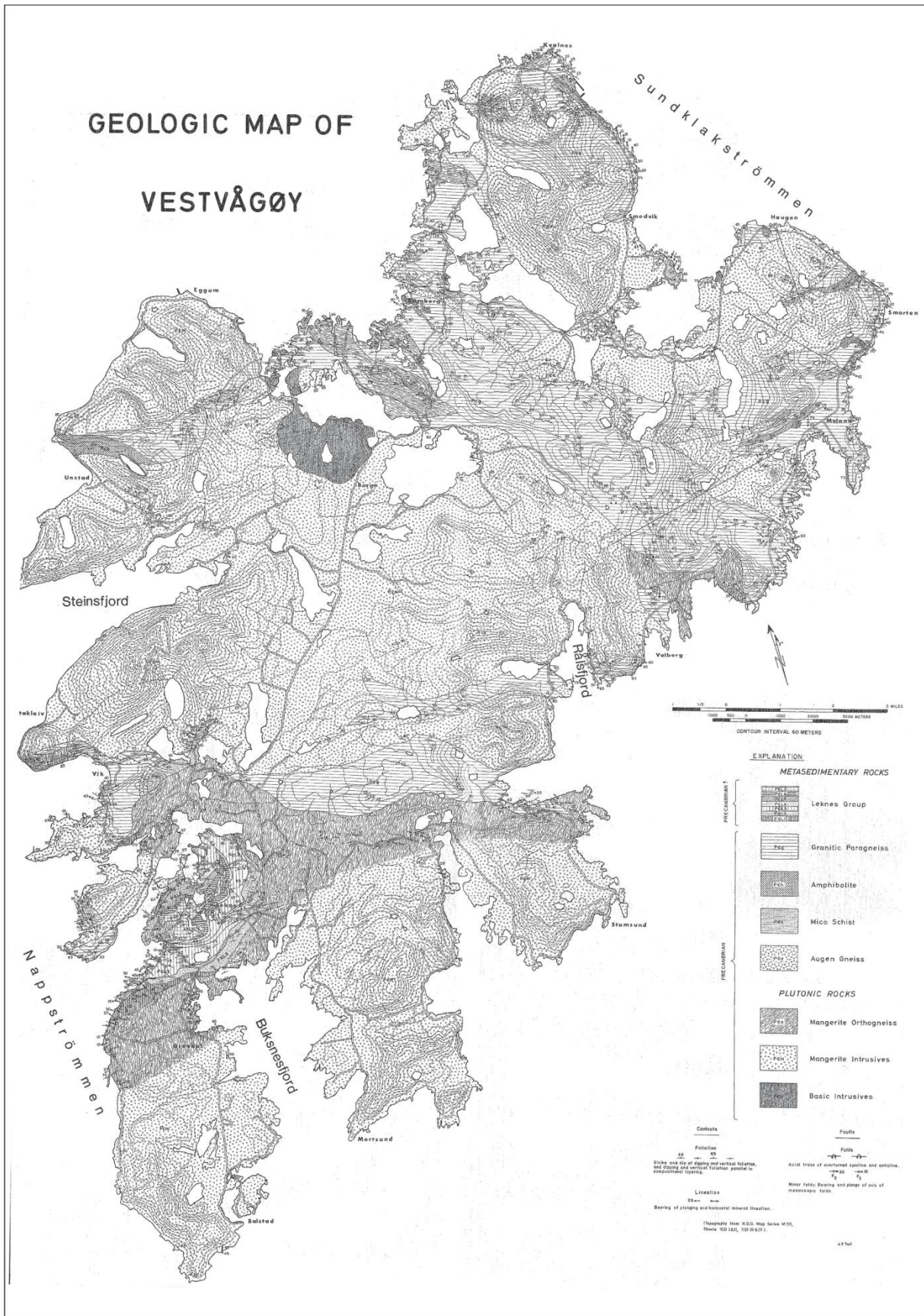
1.3.1.2 Paleoproterozoiske plutonske bergarter

De proterozoiske plutonske bergartene i Lofoten & Vesterålen består av en rekke forekomster med anortositt, mangeritt, charnockitt og granitt (AMCG), som dominerer de sentrale delene av Lofoten og de sørligste øyene i Vesterålen (Tveten 1978; Malm & Ormaasen 1978; Corfu 2004; fig. 1.2). De største forekomstene er bestående av mangeritt og charnockitt som opptrer som store intrusjoner; Hopen, Raftsund og Sørvest-Lofoten intrusjonen (Griffin et al. 1978; Malm & Ormaasen 1978). Det finnes også flere mindre intrusjoner bestående av gabbro, anortositt og granitt (Heier 1960). Flere av intrusjonene til disse bergartene krysser hverandre, hvilket indikerer at det i noen tilfeller er en genetisk relasjon mellom disse (Corfu 2004).

Isotop data (Wade 1985; Markl & Höhndorf 2003) indikerer at den opprinnelige arkeiske skorpen i Lofoten & Vesterålen hadde en sentral rolle i dannelsen av disse intrusjonene, både som hovedkilde og bi-kilde. Samtidig viser U-Pb analyser at AMCG intrusjonene stammer fra to separate hendelser, hvor den første oppstod for mellom 1870-1860 millioner år siden og kjennetegnes ved intrusjoner av charnockitter og mangeritter, parallelt med den sentrale kollisjonsfasen og assosiert øybue-magmatisme i den svekofenniske orogenesen (Bergh et al. 2008). Denne hendelsen ble etterfulgt av en rekke større intrusjoner mellom 1800-1790 millioner år siden og kan korreleres med endringer i konvergeringsrater under samme orogenese (Bergh et al. 2008).

1.3.2 Berggrunn i studieområdet

På Vestvågøya er den prekambriske berggrunnen bestående av spredte forekomster med granittiske og mangerittiske paragneiser som stedvis opptrer med en svakt utviklet ØNØ-VSV til VNV-ØSØ strykende foliasjon (Tull 1977; fig. 1.3). Gneisene er i stor grad intrudert av massive, homogene, mangeritter som opptrer uten foliasjon eller andre duktile teksturer og dominerer berggrunnen på store deler av Vestvågøya (Tull 1977; fig. 1.2, 1.3). Denne berggrunnen utgjør underlaget til de neoproterozoiske meta-sedimentære bergartene i Leknesgruppen (se kap. 1.3.3).



Figur 1.3 Berggrunnsgeologisk kart over Vestvågøya som viser utbredelsen av arkeisk og proterozoisk berggrunn. Fra Tull 1977.

1.3.3 Leknesgruppen

Leknesgruppen består av neoproterozoiske metasedimentære og metavulkanske bergarter som utgjør deler av ett (eller flere) kaledonske skyvedekker med interne skyvesoner og en lokalt foldet, men generelt flatliggende til svakt nordvest hellende foliasjon (Tull 1977; Klein 1997; Klein & Steltenpohl 1999; Klein et al. 1999; Corfu 2004; Corfu et al. 2007). Bergartene er inndelt i flere enheter og undergrupper med en samlet mektighet på omtrent 800m (Klein 1997).

Leknesgruppens bergarter dekker et omlag 20km² stort område i lavlandet rundt tettstedet Leknes, sørvest Vestvågøy (Tull 1977; fig . 1.3, 1.4a). Gruppen ligger i et område med jevnt over lavt relieff, med unntak av én eksponering ca. 100 meter over havet (Klein 1997). Det finnes gode eksponeringer av gruppen i fjærsonen langs sjøen, mens sentrale deler er overdekket av myrområder (Tull 1977). Masseuttak i nærheten av Leknes lufthavn og utbygging av Leknes havn tilbyr ferske blotninger som også tillater nærmere studie av interne strukturer i gruppen. Gruppen fremstår unik i området, hvor geokjemi, mineralogi og interne strukturer er forskjellig fra de øvrige bergartene i området (Tull 1977). Dateringsundersøkelser gjennomført av Corfu (2004) viser at de omkringliggende bergartene er alle arkeiske til proterozoiske mens Leknesgruppen er datert til 469 ±3 Ma.

Leknesgruppen ble først kartlagt av Tull (1977) og senere studert i større detalj av Klein (1997), Klein & Steltenpohl (1999) og Klein et al. (1999). Den senere kartleggingen førte til identifiseringen av ni individuelle tektono-stratigrafiske enheter over proterozoisk berggrunn (fig 1.5). Enhetene består i hovedsak av kvartsfeltspatisk glimmerskifer med innslag av granatglimmerskifer og amfibolitt. Det forekommer også laminerte amfibolitter med vekslende bånd av kvarts, feltspatt, granat og amfibolitt (Tull 1977; Klein 1997; Klein & Steltenpohl 1999; Klein et al. 1999). Den generelt kvartsrike sammensetningen og varierende former for glimmerskifer støtter opp om et sedimentært opphav til disse enhetene som Tull (1977) tolket til å være kvartsfeltspatisk sandstein og skifer.

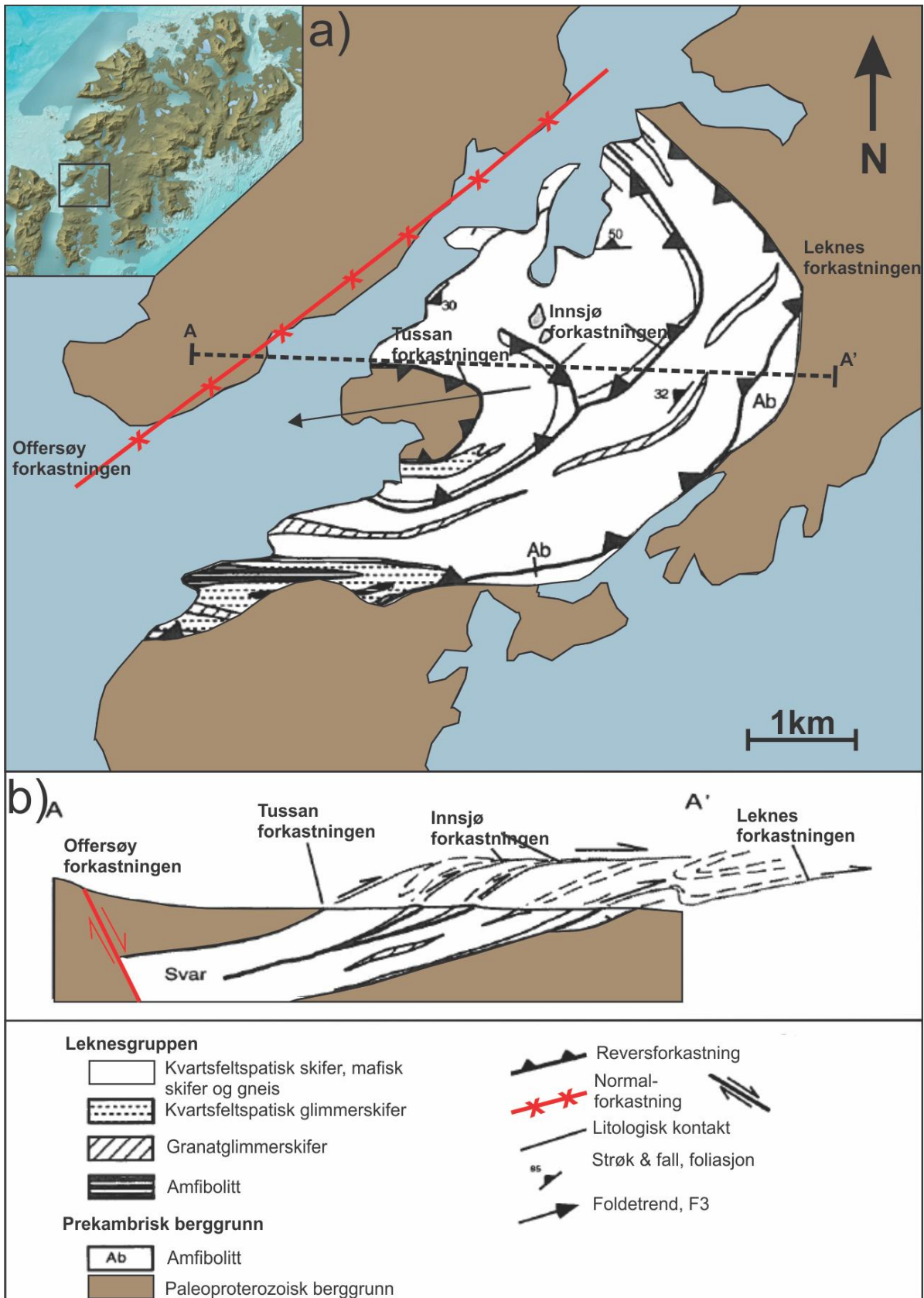
Den opprinnelige kartleggingen av Tull (1977) påviste minst fire duktile deformasjonsfaser (D1-D4) i Leknesgruppen, samt en senere fase med sprø deformasjon (D5) som bekreftes av Klein & Steltenpohl (1999). Fasene D1-D4 omfatter duktile strukturelementer som folding, foliasjon, dannelse av skjærsoner og generell metamorfose (Tull 1977; Klein & Steltenpohl 1999). Blant disse er D2 ansett som den dominerende fasen som også har resultert i de fleste interne strukturene som kan observeres i gruppen, inkludert laminering, lineasjoner, foliasjon og folding (Tull 1977; Klein & Steltenpohl 1999).

Den siste deformasjonsfasen karakteriseres ved utelukkende sprø deformasjon i form av moderat til steile normalforkastninger med N-S til NØ-SV orientering (Klein & Steltenpohl 1999; Klein et al. 1999). En rekke av disse forkastningene kan observeres i tverrsnitt ved blant annet Leknes lufthavn, mens det kontinuerlige overdekket i sentrale deler av gruppen gjør det vanskelig å følge disse lateralt. Ved gruppens nordvestlige margin er det derimot identifisert en større forkastning, Offersøyforkastningen, som også definerer gruppens utbredelse mot NV langs Offersøykammen og er tolket til å ha nedforkastet Leknesgruppen i en halvgraben (Klein & Steltenpohl 1999; fig. 1.4a, b, dette arbeidet).

Kontakten mellom Leknesgruppen og de prekambriske bergartene spiller en sentral rolle for dette arbeidet. Langs den nordvestlige marginen ser gruppen ut til å være avgrenset av en NØ-SV strykende forkastning, men ved andre lokaliteter kan kontakten mellom gruppen og den underliggende berggrunnen også framstå konform (Tull 1977). Dette tiltross for at kontakten framstår diskonform i kartskala (Tull 1977; Klein & Steltenpohl 1999; fig. 1.4a). Dette avviket i observasjoner skyldes trolig syn-tektonisk metamorfose og tilhørende folding under plasseringen av gruppen som gjør det vanskelig å observere detaljer rundt kontakten i blotningsskala (Tull 1977; Klein 1997; Klein & Steltenpohl 1999; Klein et al. 1999). Tull (1977) argumenterer videre for tre mulige konfigurasjoner som kan resultere i en tilsvarende kontakt:

- i. *Krysskuttende intrusiv kontakt*, hvor Leknesgruppen er eldre enn de underliggende mangerittene som ble intrudert av dem.
- ii. *Avsetningskontakt*, hvor Leknesgruppen ble avsatt diskonformt over de underliggende mangerittene.
- iii. *Tektonisk kontakt*, hvor Leknesgruppen er yngre enn mangerittene og ble tektonisk skjøvet over.

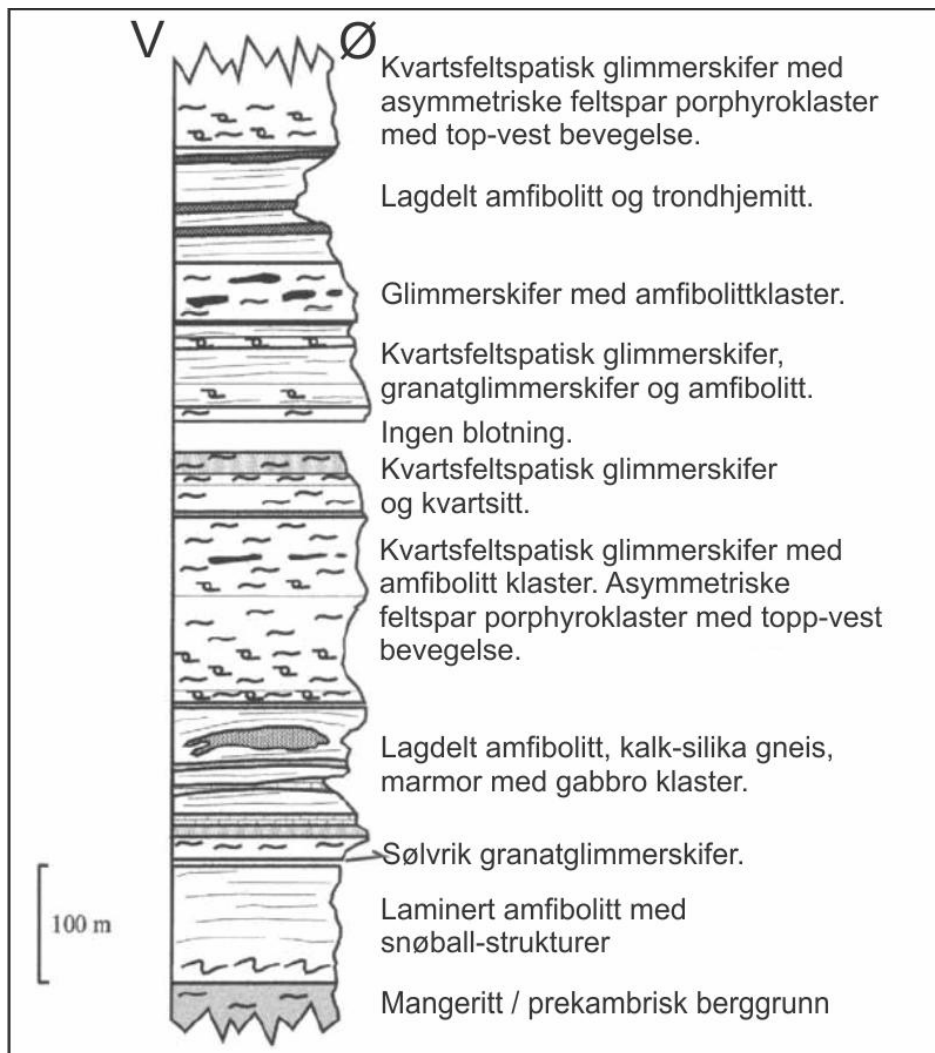
Det er ikke observert intrusjoner som kutter noen av enhetene i Leknesgruppen (Tull 1977; Klein 1997). Dette utelukker en intrusiv kontakt. Det har heller ikke observert klaster og/eller rester av den underliggende mangeritten i den nederste sekvensen i Leknesgruppen (Tull 1977; Klein 1997). Kontakten er også tektonisert som indikert av granater med roterte inklusjoner av kvarts i den nederste sekvensen i Leknesgruppen. Dette indikerer syn-kinematisk aktivitet langs kontakten og utelukker en avsetningskontakt (Tull 1977; Klein 1997).



Figur 1.4 a) Litotektonisk kart av Leknesgruppen, se fig. 1.5 for stratigrafisk søyle. Lokalisering anvist på indekskart. b) Ø-V orientert profil over gruppen som indikerer nedforkastning ved Offersøyforkastningen. Modifisert fra Klein & Steltenpohl 1999.

En tektonisk kontakt støttes av de interne skyveforkastningene i gruppen; Leknes-, Tussan- og Innsjøforkastningen som indikerer at gruppen er tektonisk plassert over de underliggende mangerittene (Tull 1997; Klein 1997; Klein & Steltenpohl 1999; Klein et al. 1999; fig. 1.4, 1.5, dette arbeidet).

Dette arbeidet fokuserer på Leknesgruppens plassering på Vestvågøya i lys av den mesozoiske deformasjonshistorien i regionen, hvor alderen på Offersøyforkastningen og dens relasjon til øvrige mesozoiske strukturer på Vestvågøya og den omkringliggende sokkelen står sentralt. Kartlegging og videre korrelasjon av sprø strukturer på Vestvågøya og marginen i Lofoten vil legge grunnlaget for videre diskusjon i dette arbeidet.



Figur 1.5 Stratigrafisk søyle over de forskjellige litologiene i Leknesgruppen. Fra Klein (1997).

1.3.4 Post kaledonsk utvikling: dannelsen av en passiv kontinental margin

Den post-kaledonske utviklingshistorien til den nordnorske passive kontinentalmarginen strekker seg over flere hundre millioner år, helt tilbake til devontida når kollapsen av den kaledonske fjellkjeden startet (Faleide et al. 2008). Etter kollapsen fulgte en omlag 300 millioner år lang periode med omfattende skorpestrekning hvor marginen var preget av regionale ekstensjonsforkastninger og avsetning av betydelige mengder sedimenter i store riftbassenger med en kompleks sammensetning av sprø forkastninger og bruddsoner, som til slutt førte til oppsprekkingsklimaks og dannelsen av havbunnskorpe mellom Norge og Grønland i tidlig kenozoikum (Gabrielsen et al. 1990; Blystad et al. 1995; Larssen et al. 2002; Bergh et al. 2007; Faleide et al. 2008; Hansen et al. 2012). Øygruppen som i dag utgjør Lofoten & Vesterålen spiller en sentral rolle i forståelsen av denne utviklingshistorien fordi (i) den utgjør forlengelsen mot nord av den submarine Nordlandsryggen, og er følgelig en hevet del (horst) av selve marginen og (ii) den markerer overgangen fra den brede Møre-Vøring marginen i sør til den transforme Barentshav-marginen i nord (Gabrielsen et al. 1990; Faleide et al. 1993, 2008; Blystad et al. 1995; Brekke 2000; Tsikalas et al. 2001; Hansen et al. 2012).

Kontrastene mellom Lofoten-Vesterålen marginen og de sideliggende marginene er store, spesielt med tanke på bredde og lengde, men også med tanke på skorpesammensetning og sedimentasjonsfordeling i bassengene på marginen (Talwani & Eldholm 1972; Eldholm et al. 1979; Løseth & Tveten 1996; Tsikalas et al. 2001; Faleide et al. 2008). Området spiller derfor en viktig rolle i forståelsen av den post-kaledonske utviklingshistorien til den midt-norske kontinentalmarginen. De viktigste strukturelle formelementene og tektoniske hendelsene knyttet til denne utviklingshistorien vil nå bli beskrevet nærmere.

1.3.4.1 Marginens arkitektur

Kontinentalmarginen i Lofoten & Vesterålen består av en rekke storskala strukturelle formelementer som rygger og bassenger, som opptrer med en dominerende NNØ-SSV til NØ-SV orientering, bundet av store ekstensjonsforkastninger med parallell orientering (Blystad et al. 1995; Løseth & Tveten 1996; Olesen et al. 1997; Tsikalas et al. 2001; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012; fig. 1.1, 1.6, dette arbeidet). Ryggene er i hovedsak representert ved Lofotryggen og de øvrige øyene i Vesterålen, men også Marmæle Spur, Røsthøgda, Utrøstryggen og Jennegahøgda som opptrer vest for de prominente øyene i regionen (Blystad et al. 1995; Bergh et al. 2007; fig. 1.1, 1.6). Ryggene definerer store horster som er

bestående av krystallinsk, prekambrisk, berggrunn (Blystad et al. 1995; Bergh et al. 2007; Faleide et al. 2008).

Ryggene avgrensner en rekke store bassenger med dominerende halvgraben geometri, representert Vestfjordbassenget øst for Lofotryggen og henholdsvis Ribbe-, Træna- og Røstbassenget vest for lofotryggen (Blystad et al. 1995; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012). Lengre nord, i Vesterålen, opptrer Andfjordbassenget og Harstadbassenget henholdsvis vest og nord for Andøya (Blystad et al. 1995).

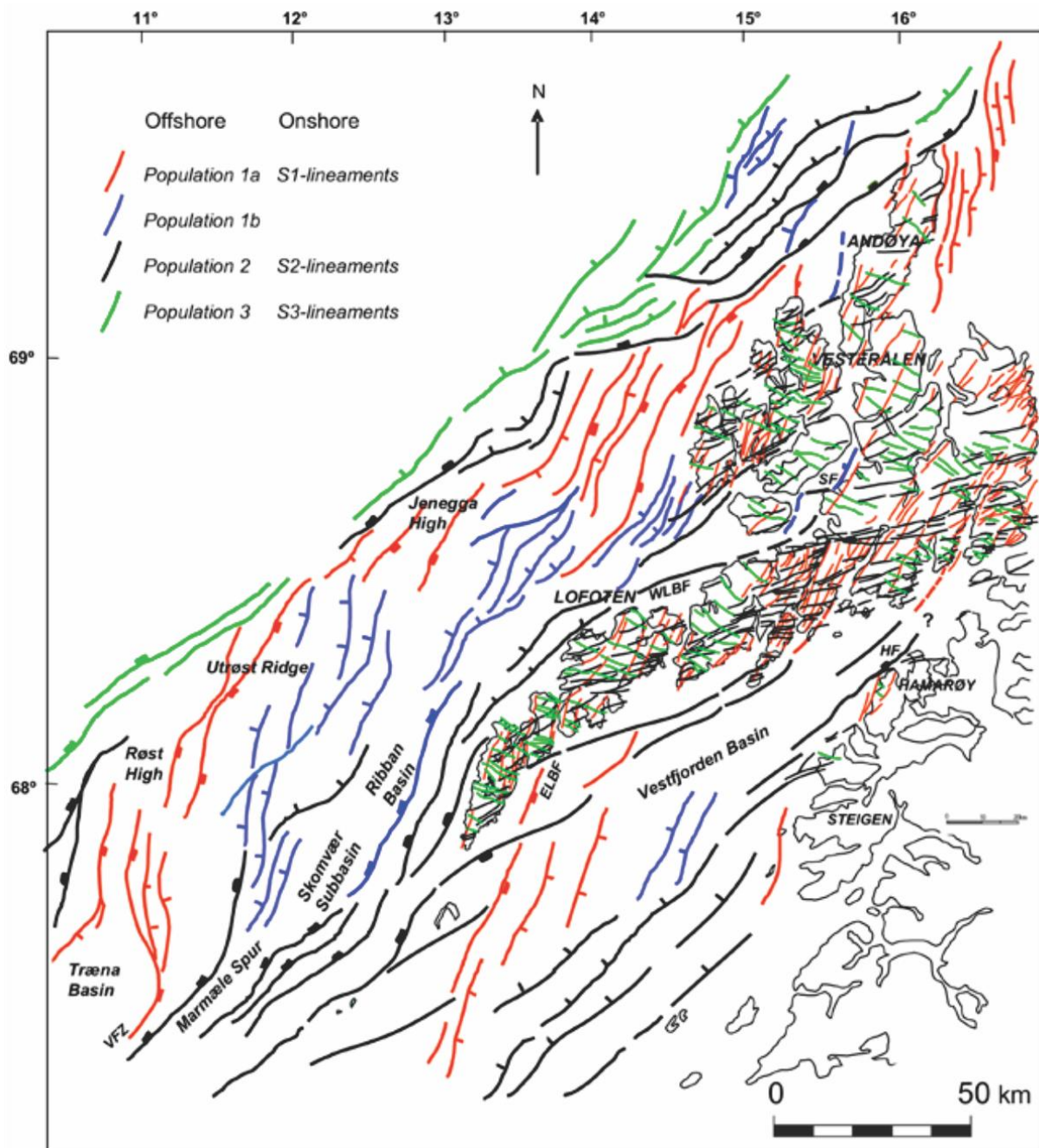
1.3.4.2 Sedimentære avsetninger

De store bassengene på marginen i Lofoten inneholder store mengder sedimentære bergarter som stedvis kan oppnå tykkelser på opp mot 7km, bundet av store normalforkastninger (Bergh et al. 2007). Avsetningene er i hovedsak av tidlig / sen kritt alder som senere er overleiret av ukonsoliderte kenozoiske sedimenter med varierende tykkelse (Blystad et al. 1995; Laberg et al. 2009). Eldre sedimentære bergarter av jurassisk alder er også identifisert i Vestfjord-, Ribbe- og Træna-bassenget, her representert ved relativt tynne avsetninger med konstant tykkelse (Blystad et al. 1995; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012). Disse enhetene ser ut til å øke i tykkelse mot nord, og er også identifisert på, eller i nær tilknytning, land i Vesterålen ved avsetninger i Sortlandssundet (Davidsen et al. 2001; Bøe et al. 2010) og på Andøya (Dalland 1981).

Tidlig mesozoiske sedimentære bergarter er også identifisert på Loppahøgda og Finnmarksplattformen, samt i Wandel bassenget på Grønland som ved paleo-geografiske rekonstruksjoner er antydnet til å ha opptrådt nært Lofoten & Vesterålen før utviklingen av den transforme Barents marginen fant sted i kenozoikum (Gabrielsen et al. 1990; Stemmerik et al. 1998; Mosar et al. 2002).

1.3.4.3 Forkastningssystemer på land og sokkelen

Store forkastninger på sokkelen som definerer de større ryggene og bassengene inkluderer Øst-Lofoten og Vest-Lofoten Grenseforkastningen som avgrensner Lofotryggen fra henholdsvis Vestfjordbassenget og Ribbebassenget (Bergh et al. 2007; fig. 1.1, 1.6). Vesterdjupe forkastningssone, Pyramiden forkastningen og grenseforkastningene ved Utrøstryggen definerer de øvrige bassengene vest for Lofoten & Vesterålen (Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012). Nord på marginen opptrer Andøya Forkastningen, Øst-Andøya Forkastningssonen og Senja Forkastningen (Hansen et al. 2012) som en mulig forlengelse av Troms-Finnmark forkastningskomplekset som løper parallelt med marginen i Troms &



Figur 1.6 Kart over Lofoten & Vesterålen med forkastningspopulasjoner på sokkelen (1a-3) og tilsvarende lineamenter på land i regionen (S1-S3). Fra Bergh et al. (2007).

Finnmark (Indrevær et al. 2014). Vestfjorden Vanna Forkastningskompleks strekker seg fra Vestfjorden til Vanna og nedforkaster kaledonske nappeenheter vest for Lofoten & Vesterålen som med få unntak primært består av prekambriske, krystallinske bergarter (Tull 1977; Tveten 1978; Corfu 2004; fig. 1.2). De fleste store forkastningene i Lofoten & Vesterålen er assosiert med betydelig forskyvning og betraktes som listriske, i kontrast til Vestfjorden Vanna forkastningskomplekset som i stor grad fremstår planart (Indrevær et al. 2014).

En rekke studier i Lofoten & Vesterålen har fokusert på korrelasjon av store forkastninger på marginen med tektoniske lineamenter og bruddsett på land i regionen (Olesen et al. 1997; Tsikalas et al. 2001; Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Eig et al. 2008; Hansen et al. 2009; Osmundsen et al. 2010; Færseth 2012; Indrevær et al. 2014; Fortun 2014;). Disse studiene har i hovedsak avdekket tre sett med genetisk relaterte lineamenter og bruddsett med henholdsvis (i) NNØ-SSV, (ii) ØNØ-VSV til Ø-V og (iii) NV-SØ orientering og strøk. Bergh et al. (2007) har samlet disse resultatene i et oversiktlig kart som kan studeres i figur 1.6. Slike analyser fra Lofoten & Vesterålen samsvarer i stor grad med observasjoner lengre nord i Troms og Finnmark, men disse områdene er ikke studert i tilsvarende detalj (Indrevær et al. 2014).

Der marginen i Lofoten & Vesterålen blir smalere kan flere av de regionale forkastningene følges fra marginen og inn på fastlandet, som Vestfjorden Vanna forkastningskomplekset (fig. 1.1). Osmundsen et al. (2010) påpeker stor grad av tektonisk kontroll på alpine landskap som opptrer i konsentrerte belter parallelt med disse forkastningene i henholdsvis Lofoten-Vesterålen og Lyngen i Troms. Alpine landskap tolkes her å være kontrollerte av heving i liggblokken til store normalforkastninger med forskyvning som overstiger flere kilometer, og resulterer i store kontraster i relieff på tvers av disse fjellpartiene (Osmundsen et al. 2010).

1.3.4.4 Tidfesting av forkastningsaktivitet

Ved de fleste tolkningene av større forkastninger på sokkelen kan perioder med forkastningsaktivitet antydes indirekte ved relasjonen mellom forkastningsplanet og de sedimentære lagpakke som opptrer i tett relasjon til forkastningen (Bergh et al. 2007). Dette er selvsagt forbeholdt at alderen på de sedimentære enhetene er kjent. På marginen i Lofoten & Vesterålen er det generelt få borekjerner tilgjengelige for korrelasjon med sedimentære enheter, og enda færre av disse kjernene er publiserte (jf. Smelror et al. 2001). Hansen et al. (2012) har brukt kjerner fra Nordland VI og VII for aldersestimater av en rekke forkastninger på marginen rundt Lofoten, og foreslår at forkastningsaktiviteten kan begrenses til bestemte perioder i henholdsvis tidlig trias, midt/sen jura (bajocian til volgian), tidlig kritt (valanginian til albian) og sen kritt til oppspreking (camanian/maastrichtian til eocen). Det er videre antatt at gjentagende perioder med rifting også har resultert i gjentatte reaktiveringer av eksisterende forkastninger (Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012).

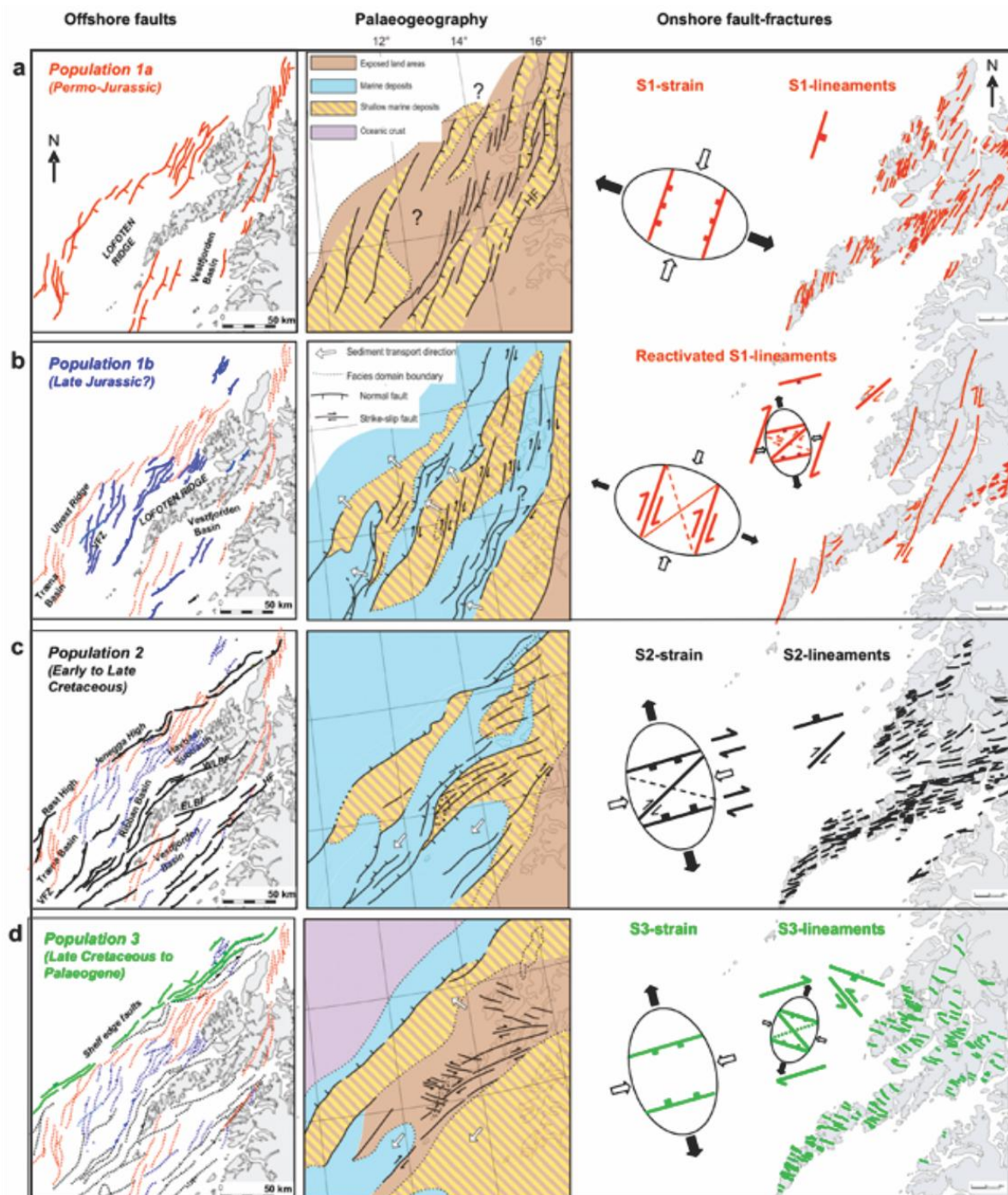
Dateringer av forkastninger og bruddsoner på land har i stor grad vært basert på korrelasjoner med tilsvarende bruddsett på sokkelen, ved hjelp av batymetriske og

gravimetrisk/magnetisk data (f.eks. Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007). Det har i nyere tid også blitt gjort direkte dateringer av individuelle forkastninger i form av Apatitt fisjon spor analyser, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ K-feltspatt data og K-Ar illitt datering av forkastningsmel (Hendriks 2003; Hendriks et al. 2010; Steltenpohl et al. 2011; Davids et al. 2010, 2012a, 2012b, 2013). Disse studiene har fokusert på områder i Nordland og Troms, og avdekker store kontraster i alder på forkastningsaktivitet mellom de to regionene, hvor dateringer fra Vest-Troms indikerer at dominerende forkastningsaktivitet opphørte etter rifting i perm (Davids et al. 2013), mens det i Lofoten & Vesterålen er data som støtter forkastningsaktivitet så sent som tidlig kenozoikum (Hendriks 2003; Hendriks et al. 2010). Dateringene indikerer videre at rifting trolig kan ha startet så tidlig som devon/karbon (Davids et al. 2013), og i så fall kan de store ekstensjonsforkastningene i regionen være et resultat av reaktiverte kaledonske strukturer (Eig et al. 2008; Steltenpohl et al. 2011).

1.3.4.5 Metamorfe kjernekompleks

Store regionale forkastninger langs marginen i Lofoten & Vesterålen kan ha blitt dannet ved reaktivering av tidligere eksisterende svakhetssoner som ble dannet i forbindelse med den kaledonske orogenesisen (Eig et al. 2008; Steltenpohl et al. 2011). En rekke slike soner er identifisert i regionen og inkluderer blant annet Sagfjorden Skjærsonen på Hamarøya, Heier Sonen på Langøya, Eidsfjord Skjærsonen, Senja Skjærbeltet og en rekke andre kaledonske skyvesoner i Troms (Heier 1960; Tveten 1978; Eig et al. 2008; Hansen et al. 2009; Indrevær et al. 2014). Det er også identifisert tilsynelatende relasjoner mellom sprø forkastninger og duktile skjærsoner i felt, hvor forkastninger er observert til å enten (i) opptre tett ved, eller er dannet parallelt med pre-eksisterende duktile teksturer i berggrunnen og / eller (ii) roterer inn mot tilnærmet parallell orientering med duktile skjærsoner (Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2009; Indrevær et al. 2014).

Eig et al. (2008) tolket større bassenger på marginen ved Lofoten og Vesterålen til å være lokalisert over forsengkninger i den krystalline berggrunnen, dannet i forbindelse med kollaps av den kaledonske fjellkjeden. Påfølgende heving av lavvinklede devonske avlastningssoner (detasjement) gav opphav til flere metamorfe kjernekompleks, som er definert av blant annet Lofotryggen (Steltenpohl et al. 2004; Tsikalas et al. 2005; Osmundsen et al. 2005; Eig et al. 2008; Steltenpohl et al. 2011). Den gradvise ekshumeringen av disse høydene og depresjonene dannet trolig grunnlaget for senere regionale, sprø, forkastninger som ble lokalisert langs disse svakhetssonene (Eig et al. 2008).



Figur 1.7 Kronologisk og kinematisk modell for utviklingen av forkastningspopulasjoner på sokkelen (venstre) og på land (høyre) med paleogeografisk restaurering av marginen (midten). Fra Bergh et al. 2007.

1.3.4.6 Lofoten-Vesterålen marginens utviklingshistorie

Gjennom gjentatte studier av marginen i Lofoten og Vesterålen er det foreslått en rekke modeller for den post-kaledonske utviklingshistorien basert på seismiske studier av bassengarkitekturen og forkastninger på sokkelen, tolkninger av lineamenter på land ved digitale elevasjonsmodeller og geografiske informasjonssystemer i tillegg til feltarbeid ved en

rekke lokaliteter i regionen med varierende grad av detaljerte studier av sprø strukturer, geomorfologi og kvartærgeologi (Blystad et al. 1995; Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Bergh et al. 2008; Eig et al. 2008; Faleide et al. 2008; Laberg et al. 2009; Osmundsen et al. 2010; Hansen et al. 2012; Vorren et al. 2015). Wilson et al. (2006) foreslår en modell med omfattende segmentering av marginen under kontinuerlig VNV-ØSØ ekstensjon hvor de forskjellige segmentene viser deformeres i henhold til deres overordnede orientering til ekstensjonsretningen, hvilket resulterte i dannelsen av de identifiserte bruddsettene med varierende grad av skrånormal forskyvning på forkastningsplanene. Denne modellen støttes av tidligere arbeider som omtaler tilsvarende segmentering av marginen i form av NV-SØ strykende transersoner som også forklarer endringer i polaritet på store forkastninger på tvers av transersonene (Olesen et al. 1997; Tsikalas et al. 2001).

Denne modellen ble senere avkrefet av Olesen et al. (2007) og Bergh et al. (2007) som basert på nye grav-mag data betvilte realiteten av NV-SØ strykende transersoner og dermed også den tidligere foreslåtte segmenteringen av marginen. Bergh et al. (2007) og Eig et al. (2008) argumenterte på grunnlag av dette for en progressiv utvikling av marginen med gradvis rotasjon av stressfeltet fra VNV-ØSØ ekstensjon i sen paleozoikum- tidlig mesozoikum og dannelsen av steppende, *en echelon*, NNØ-SSV strykende forkastninger (fig. 1.7). Påfølgende endring i ekstensjonsretning til NNØ-SSØ i midt jura- tidlig kritt førte til dannelsen av ØNØ-VSV strykende forkastninger i tidlig/sen kritt som også tolkes å representere hoveddriftfasen langs marginen (Bergh et al. 2007; Eig et al. 2008; fig. 1.7). Videre rotasjon av spenningsfeltet i sen kritt- tidlig kenozoikum førte til dannelsen av NV-SØ strykende transtensjonsforkastninger som tolkes å være dannet ved dominerende rygg-skyv ("*ridge-push*") spenninger (Eig & Bergh 2011; fig. 1.7).

Det har siden også blitt argumentert for samtidig dannelse av NNØ-SSV og ØNØ-VSV strykende forkastninger hvor sistnevnte fungerte som en sinistrale skyveforkastninger som danner harde / myke koblinger mellom NNØ-SSV strykende forkastninger i et sikk-sakk mønster som også tolkes å ha dannet de prominente grenseforkastningene som avgrenser Lofotryggen fra de sideliggende bassengene (Hansen & Bergh 2012). Tilsvarende forkastningskonfigurasjon er omtalt over store deler av den midt/nordnorske kontinentalmarginen (Bergh et al. 2007; Hansen & Bergh 2012; Koehl 2013; Forthun 2014)

Det er bred enighet om gjentatte perioder med ekshumering og landheving tilknyttet den norske kontinentalmarginen, men pågående debatter tilknyttet tidfestingen og kilden bak hevingen (Eig et al. 2008; Hendriks et al. 2010; Osmundsen et al. 2010; Redfield & Osmundsen 2013; Indrevær et al. 2014). Modeller basert på endringer i det regionale

spenningsfeltet og /eller stressforstyrrelser i transpersoner (jf. Bergh et al. 2007; Eig & Bergh 2011), NV-SØ orienterte rygg-skyv ("*ridge-push*") krefer (jf. Gabrielsen et al. 2002; Eig & Bergh 2011) og heving grunnet overstrekning av marginen (Redfield & Osmundsen 2013; Indrevær et al. 2014) er foreslått som forklaring.

1.4 Metoder

1.4.1 Feltarbeid

Observasjoner og tolkninger presentert i dette arbeidet er et resultat av feltarbeid utført i perioden juni til september 2014. Studieområdet er avgrenset til Vestvågøya i Lofoten (fig. 1.1, 1.2), hvor hovedmålet med feltarbeidet har vært å framstille et fullverdig strukturgeologisk profil (nordvest-sørøst) på tvers av øyen, gjennom Leknesgruppen. Feltarbeidet startet derfor med et innledende studie av kartblad og satellittfotos for å avdekke mulige lokaliteter for nærmere studie, lokal kunnskap fra veileder Tormod Henningsen var også sentralt i utvelgelsen av spesifikke lokaliteter. Det innledende studiet avdekket en jevnt over god blottingsgrad langs kysten, samt en rekke brudd og masseuttak internt på Vestvågøy med god mulighet for videre strukturell studie av berggrunnen. Et sentralt fokus i valg av lokaliteter presentert i denne oppgaven har vært nærhet og tilknytning til strandflaten, samt relasjon og tilknytning til Leknesgruppen som er lokalisert sentralt i studieområdet.

På de utvalgte lokalitetene har den eksponerte berggrunnen blitt studert i detalj, med hensikt å kartlegge oppreden, geometri, frekvens og orientering av sprekker og forkastninger. Spesifikke metoder benyttet til dette har vært kartlegging i felt, orienteringsmålinger av bruddsoner i varierende skala, samt kinematiske data fra forkastninger der dette har vært mulig. Dette skal legge grunnlaget for senere diskusjon og tolkninger (se kap. 4).

1.4.1.1 Digitale elevasjonsmodeller (DEM), Topografi- og flybilder

I tillegg til lokalitetsbestemte studier av forkastninger og bruddplan i småskala har det også vært stort fokus på storskala lineamenter og landskapstrekk. Til dette ble det i stor grad benyttet DEM-data fra statens kartverk. Allmenn tilgang på høyoppløselige topografidata har i nyere tid ført til økt anvendelse av slike hjelpemidler i vitenskapelig arbeid, spesielt med tanke på kartlegging av storskala lineamenter i forbindelse med strukturgeologisk kartlegging (Bergh et al. 2008; Osmundsen et al. 2010; Indrevær et al. 2014). En stor fordel med slik kartlegging er at den kan gjennomføres i forkant av et eventuelt feltarbeid og fortsatt gi en glimrende oversikt over strukturelt styrte landskapstrekk som bratte skrenter, forsenkninger, hellende flater og generell symmetri / asymmetri i landskapet.

Som supplement til de anvendte topografimodellene ble det leid småfly under feltarbeidet for å studere studieområdet fra luften samt innsamle flyfoto av landskapet. Flybilder presentert i denne oppgaven ble samlet inn under denne flyturen. Kvaliteten på bildene er generelt sett høy, med unntak av enkelte bilder som i varierende grad er preget av dis. Enkelte bilder er derfor justert i henhold til lysstyrke og kontrast for å tone ned motsol som preger noen av bildene.

1.4.1.2 Aspektkart og topografiske profiler

Aspektkart fra ArcGIS ble benyttet som supplement til landskapsstudier for å avdekke eventuelle trender i flatehelling (aspektverdi) i landskapet og som sammen med topografiske profiler (statens kartverk) og observasjoner i felt vil gi et godt bilde av landskapstrekkene i studieområdet på Vestvågøya.

1.4.2 Seismiske data

Anvendelsen av seismisk data til undersøkelser av geologiske strukturer i undergrunnen er basert på en teknikk som benytter en kunstig lydkilde for å sende lydbølger gjennom undergrunnen, for så å observere tiden det tar før lydbølgene reflekteres fra spesifikke intervaller i berggrunnen (Andreassen 2009). Refleksjoner oppstår når lydbølgene møter kontraster i tetthet og hastighet, et forhold ofte omtalt som akustisk impedans (Veeken 2007). Ved å måle tiden det tar fra de seismiske bølgene forlater kilden til de blir reflektert tilbake til hydrofoner på overflaten kan det dannes et grafisk bilde av undergrunnen (Andreassen 2009). Vi skiller generelt mellom fire hovedgrupper av seismiske refleksjoner (Veeken 2007):

- i. Sedimentære refleksjoner (primær sedimentær lagning)
- ii. Diskonformiteter (erosjonsflater)
- iii. Artefakter (diffraksjoner, multipler osv.)
- iv. Ikke-sedimentære refleksjoner (forkastningsplan, væskekontraster osv.)

Seismisk data er i dag anvendt i stor grad av petroleumsindustrien til leting, utbygging av olje- og gassfelt samt uvinning av hydrokarbonressurser. Metoden benyttes også av akademiske institusjoner for å bedre forståelsen av geologisk utvikling over tid (Veeken 2007; Andreassen 2009). Tiltross for den brede anvendelsen av slike data, må tolkninger av seismiske seksjoner gjennomføres med varsomhet da en rekke faktorer kan påvirke kvaliteten på datasettet (Andreassen 2009). Frekvensen på det seismiske bølgene som benyttes under innsamling vil påvirke både den vertikale og horisontale oppløsningen på det ferdige

datasettet. Dette innebærer i praksis den største begrensingen på anvendelsen av seismiske data til detaljerte undersøkelser (Veeken 2007). Artefakter som støy, multipler og hastighetsanomalier kan også påvirke datasettet og må tas høyde for under tolkning av seismiske seksjoner (Veeken 2007; Andreassen 2009).

Datasettet benyttet i dette arbeidet tilhører Statoil, og inneholder konvensjonelle 2D seismiske linjer; LO87R07-08, B-28-73R14, GMNR-94-108L og LO86R07-12. Innsamlingen foregikk på slutten av 70-tallet og deler av 80-tallet, men har siden blitt prosessert på nytt i 2007 og 2014. På grunn av dette er det begrenset kvalitet på de utvalgte seksjonene, men hovedfokus i dette arbeidet vil være på forkastninger og strukturer i stor skala, noe disse linjene egner seg utmerket til.

1.4.4 Batymetrisk data

Med et omfattende feltarbeid på land, og en rekke seismiske seksjoner kan det sammenstilles en bred database for forkastningssystemer på Vestvågøya og den omkringliggende sokkelen. For at en nøyaktig korrelering mellom disse datasettene skal være mulig ble det benyttet batymetridata fra MAREANO prosjektet for å dekke sonen mellom land og de dype bassengene på sokkelen som seismikken ikke dekker.

MAREANO prosjektet benytter seg av en database bygget opp av dybdekart og geologiske havbunnskart. Dybdekartene genereres ved bruk av multistråle-ekkolodd som muliggjør høyoppløselige terrengmodeller med 5m grid (mareano.no). Ekkoloddene gir også reflektivitetsdata, som videre gjør det mulig å si noe om bunnforholdene; hard eller bløt bunn, samt tolkninger av sedimentfordeling og naturtype (mareano.no). Den komplette databasen presenteres i form av en virtuell globus og kan derfor modifieres av brukerne for og enkelt fremstille ønskelige data. Prosjektets utøvende organer er bestående av Havforskningsinstituttet, Norges geologiske undersøkelse og Kartverket (sjødivisjonen). Programmet finansieres av Nærings- og fiskeridepartementet og er tilgjengelig for allmennheten.

Tabell 1.1 Ofte brukte forkortelser

HF = Hamarøy forkastningen	LVM = Lofoten-Vesterålen Marginen
ØLGF = Øst-Lofoten Grenseforkastningen	VLGF = Vest-Lofoten Grenseforkastningen
VJF = Vesterdjupe forkastningen	VJFS = Vesterdjupe forkastningssone
VURGF = Vest-Utrøst Grenseforkastningen	ØURGF = Øst-Utrøst Grenseforkastningen

1.5 Definisjoner og begreper

Noen begreper og terminologiske uttrykk benyttet i dette arbeidet vil bli beskrevet her i alfabetisk rekkefølge. Enkelte geologiske begreper er ganske åpne, noe som åpner for tvetydig bruk av disse begrepene. Siden denne oppgaven er skrevet på Norsk, vil det også være naturlig og inkludere det engelske begrepet for å unngå videre missforståelser.

Tabell 1.2 Definisjoner av noen geologiske og strukturelle begreper brukt i dette arbeidet

Begrep	Beskrivelse
Allokton	" <i>Allochthonous</i> ", tektonisk enhet med bergarter som er transportert for langt til at de direkte kan korreleres med underlaget (Fossen & Gabrielsen 2013).
Alpint landskap	" <i>Alpine landscape</i> ", et umiddelbart gjenkjennelig landskap dannet ved glasial erosjon, med karakteristiske trekk som egger, tinder, pigger, hengende daler og botner (Benn & Evans 2010).
Antitetisk forkastning	" <i>Antithetic fault</i> ", brukes om mindre forkastninger eller systemer av forkastninger som har bevegelse/fall motsatt av det hovedforkastningen(e) har (Fossen & Gabrielsen 2013).
Bevegelsesindikatorer	" <i>Shear sense indicators</i> ", strukturer som indikerer relativ skjærbevegelse (eks. ned-mot-sør, dekstral osv.). Brukes både i forkastningssoner og skjærsoner (Fossen & Gabrielsen 2013).
Brudd (-plan)	" <i>Fracture (-plane)</i> ", en diskontinuitetsflate i en bergart: Mode I-brudd "Joint" , tensjonsbrudd dannes ved bevegelse vinkelrett på bruddflaten. Omtales som sprekk / spalte Mode II-brudd "Dip-fault" , skjærbrudd der bevegelsen er inn/ut av observasjonsplanet, normalt på slippvektoren. Mode III-brudd "Hybrid fracture" , skjærbrudd med bevegelse langs kanten av bruddet, sett langs slippvektoren. (Fossen & Gabrielsen 2013).
Den paleiske flate	" <i>The paleic surface</i> ", bevarte rester av et senere glasialt erodert peneplan fra tertiær (Reusch 1901)
Detasjement / Avløsningsflate	" <i>Detachment</i> ", lavvinklet til horisontal forkastning eller skjærsoner som skiller øvre og undre plate eller heng og ligg i et større system. Gjerne lokalisert langs en svak bergart eller tektonisk svakhetszone (Fossen & Gabrielsen 2013).

Ekshumering	" <i>Exhumation</i> ", heving av tidligere dypt plasserte metamorfe bergarter til overflaten. Ekshumering kan skje ved enten normalforkastninger, duktil tynning av skorpen eller erosjon (Ring et al. 1999).
Foliasjon	" <i>Foliation</i> ", planstruktur, vanligvis dannet ved tektonisk deformasjon der plastiske regimet. Foliasjoner er karakterisert ved flatrykning på tvers av foliasjonsflaten (Fossen & Gabrielsen 2013).
Forkastning	" <i>Fault</i> ", flater eller smal sone med forskyvning i flatens eller sonens plan. Forkastninger er preget av sprø deformasjon (Fossen & Gabrielsen 2013). Normalforkastning: Hengblokken er forskjøvet ned i forhold til liggblokken Reversforkastning: Hengblokken er forskjøvet opp i forhold til liggblokken Strøforkastning: Hengblokken er forskjøvet parallelt med liggblokken
Graben / Halvgraben	" <i>Graben / Half graben</i> ", Betegnelse på et område av jordskorpen som er strukturelt, men ikke nødvendigvis topografisk, nedsenket mellom minst to forkastninger med betydelig normal komponent / grabenlignende struktur der nedforkastningen på den ene siden er betydelig større enn på den andre siden. Danner asymmetrisk basseng (Fossen & Gabrielsen 2013).
Heng (-blokk)	" <i>Hanging wall</i> ", flaten (forkastningsblokken) over en ikke-vertikal forkastning (Fossen & Gabrielsen 2013).
Horst	" <i>Horst</i> ", avlangt område som er stratigrafisk hevet i forhold til berggrunnen på hver side, bundet av normalforkastninger med fall fra horsten (Fossen 2010).
Kataklasitt	" <i>Cataclasite</i> ", forkastningsbergart som er fast (kohesiv), med mer enn 10% grunnmasse (Fossen & Gabrielsen 2013).
Kinematikk	" <i>Kinematics</i> ", Beskrivelsen av hvordan bergmasser har beveget seg fra udeformert til deformert tilstand (Fossen & Gabrielsen 2013).
Ligg (-blokk)	" <i>Footwall</i> ", flaten (forkastningsblokken) under en ikke-vertikal forkastning (Fossen & Gabrielsen 2013).
Lineament	" <i>Lineament</i> ", rett eller svakt kurvet linje på jordens overflate tolket ved fjernanalyse (eks. satellitt, flyfoto osv), som skiller seg fra omgivelsene, og som kan antas å reflektere en geologisk grense eller struktur (forkastning / sprekk) (Fossen & Gabrielsen 2013).
Listrisk	" <i>Listric</i> ", geometrisk beskrivende term som brukes om forkastninger som flater ut mot dypet (Fossen & Gabrielsen 2013).
Metamorft kjernekompleks	" <i>Metamorphic core complex</i> ", Eksponert område (undre plate) av metamorfe bergarter som underligger en lavvinklet ekstensjonsskjærsone eller forkastning (detasjement) (Fossen & Gabrielsen 2013).

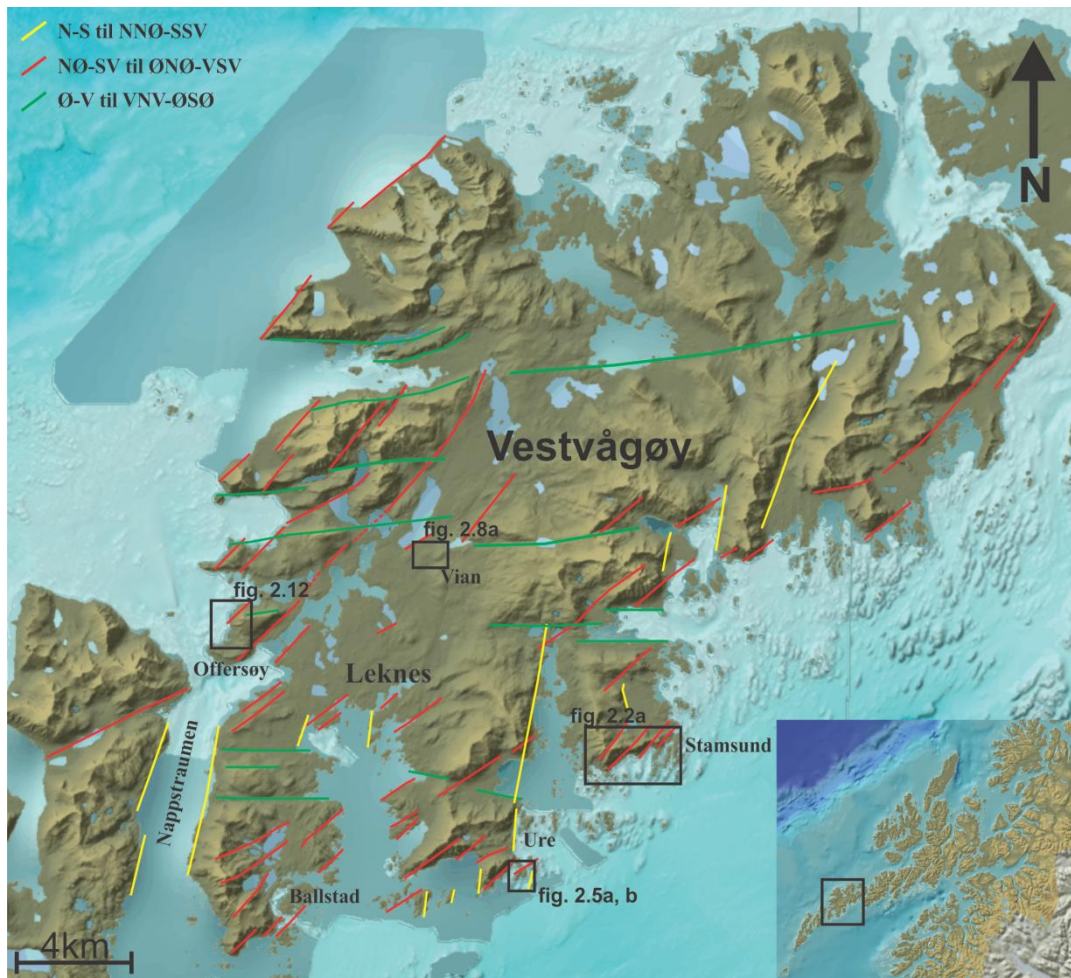
Orogenese	" <i>Orogenesis</i> ", refererer til krefter og hendelser som leder til regional strukturell deformasjon av jordskorpen og dannelse av fjellkjeder ved interaksjon mellom tektoniske plater (Kearey et al. 2013)
Paleoflate	" <i>Palaeosurface</i> ", gammel flate av udefinert alder som kan dannes av både eksogeniske (geomorfologiske) og endogeniske (landheving, forkastningsaktivitet osv.) prosesser (Widdowson 1997).
Peneplan	" <i>Peneplain</i> ", lavt relieff berggrunnsplan som representerer de siste stadiet av fluvial erosjon i perioder med tektonisk stillstand (Phillips 2002).
"Roll-over"	" <i>Roll-over</i> ", foldestruktur (antiklinal) definert av rotasjon av hengblokken mellom to individuelle, motstående normalforkastninger (Fossen 2010).
Slickenside	" <i>Slickenside</i> ", mineralfiber lineasjoner på en polert forkastningsflate, dannet ved kornknusning og / eller synkinematisk mineralvekst (Fossen 2010).
Sprang (-høyde)	" <i>Throw</i> ", den vertikale komponenten av en forkastnings forflytningsvektor på et visst punkt langs forkastningen (Fossen & Gabrielsen 2013).
Strandflate	" <i>Strandflat</i> ", lavtliggende berggrunnsflate som omringer høytstående fjellområder langs kysten i Vest- og Nord-Norge (Corner 2005)
Syntetisk forkastning	" <i>Synthetic fault</i> ", mindre forkastninger som faller i samme retning som relaterte hovedforkastninger (Fossen & Gabrielsen 2013).
Såleforkastning	" <i>Sole fault</i> ", tilnærmet horisontal forkastning som avgrenser en tektonisk enhet nedad (Fossen & Gabrielsen 2013).
Tekstur	" <i>Fabric</i> ", konfigurasjonen av planære og lineære objekter (mineraler, mineralaggregater) i en penetrativt deformert bergart (Fossen & Gabrielsen 2013).
Tilpassningssone	" <i>Accomodation zone</i> ", sone mellom to store forkastningssegmenter i et riftsystem (Fossen & Gabrielsen 2013).
Øvre / nedre plate	" <i>Upper / Lower plate</i> " , hengblokken / liggblokken til en storskala avlastningssone / detasjement eller skjærsone dannet ved ekstensjon (Fossen 2010).

2 Beskrivelser av data på land

2.1 Introduksjon

Formålet med feltarbeid i dette arbeidet er todelt, hvor første del vil fokusere på detaljstudier av sprø strukturer ved utvalgte lokaliteter for og ytterligere belyse tidligere tolkninger av storskala lineamenter i Lofoten & Vesterålen (se kap. 1.3.4.3, fig 1.6, 2.1) og dermed kunne validere / avkrefte disse som sprø deformasjonsstrukturer. Den andre delen av feltarbeidet vil fokusere på observasjoner tilknyttet landskapet og dominerende landskapsformer i studieområdet på Vestvågøya ved hjelp av flyfotos, aspektkart og topografiske profiler, med hensikt å avdekke eventuell tektonisk kontroll på landskapet.

Beskrivelsene vil bli presentert på en systematisk måte, hvor lokalitetsbeskrivelser vil innledes i feltrelasjon og berggrunn, etterfulgt av beskrivelser av sprø formelementer, kinematiske indikatorer og geometriske observasjoner. Landskapsbeskrivelser vil innlede med regionale topografiske profiler og aspektkart, etterfulgt av utvalgte eksempler av dominerende landskapsformer i studieområdet.



Figur 2.1 Terrengekart over studieområdet på den sørlige delen av Vestvågøya, Lofoten. Lokaliteter beskrevet i kapittel 2.2 indikert med sorte bokser. Tektoniske lineamenter kartlagt på land kan deles inn i tre grupper med henholdsvis (i) N-S til NNØ-SSV (ii) NØ-SV til ØNØ-VSV og (iii) Ø-V til VNV-ØSØ orientering.

2.2 Sprø forkastninger og sprekker

2.2.1 Introduksjon

Tidligere arbeid i Lofoten & Vesterålen har ved hjelp av satellitt / flyfoto og terrengsimuleringer med geografiske informasjonssystemer avdekket tre genetisk relaterte sett lineamenter i regionen (se kap. 1.3.4) med henholdsvis (i) NNØ-SSV, (ii) ØNØ-VSV til Ø-V og (iii) NV-SØ orientering (Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; fig. 1.6, 1.7, dette arbeidet). Feltlokaliteter studert i dette arbeidet er valgt ut med hensyn på deres plassering i henhold til disse observasjonene og innledende tolkninger av lineamenter gjort i forkant av feltarbeidet ved hjelp av DEM og terrengkart (fig. 2.1) I feltstudiene har det blitt lagt vekt på observasjon og identifikasjon av sprø formenter, innsamling av orienteringsdata og, hvor mulig, kinematiske data for å teste om de regionale lineamentene representerer reelle, sprø forkastninger. Dette vil være viktig for senere sammenligning med landskapsformer på Vestvågøya og korrelasjon med batymetriske data (se kap. 2.3, 3.2).

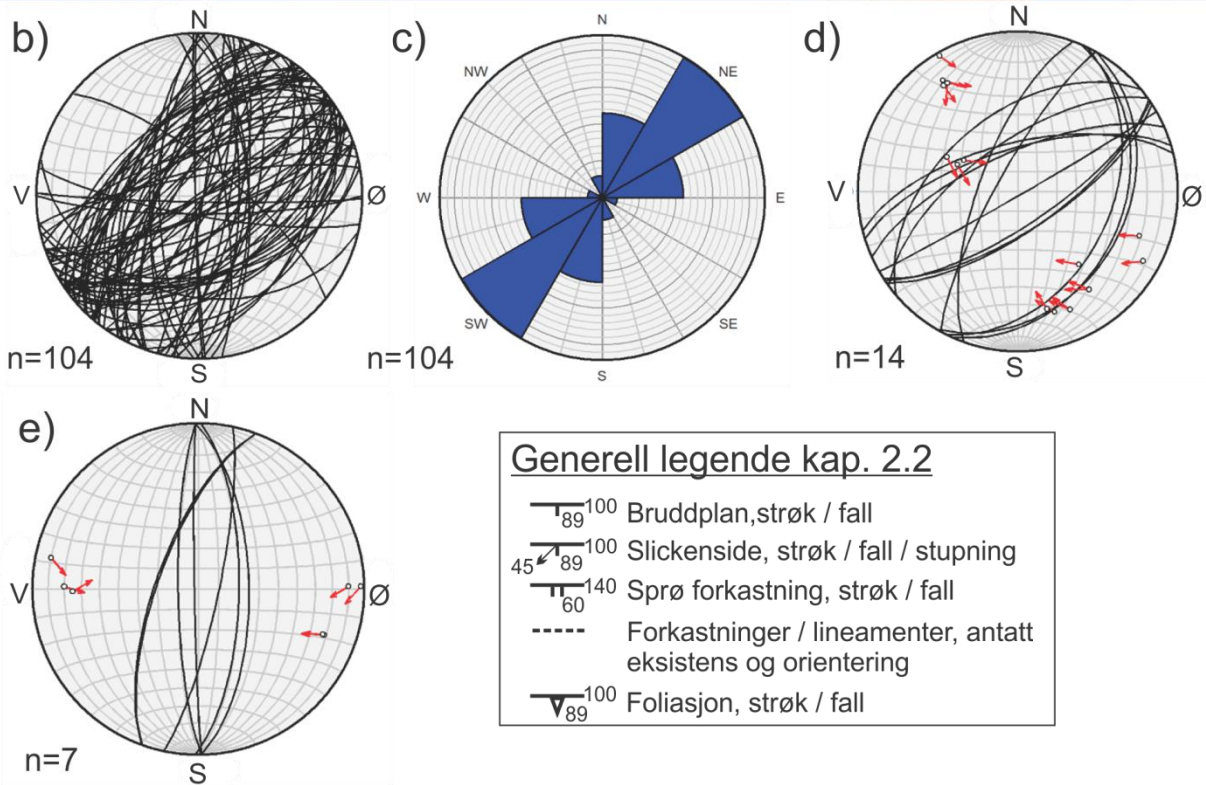
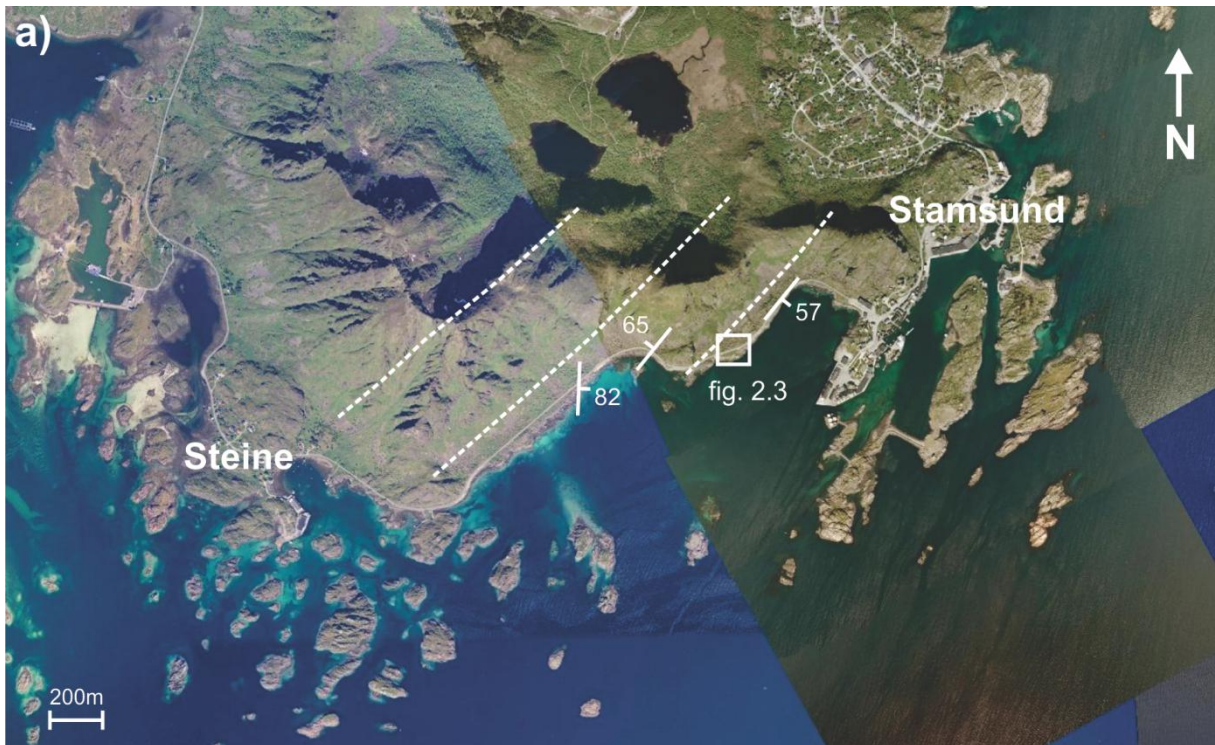
2.2.2 Stamsund - Steine

2.2.2.1 Feltnelasjoner og berggrunn

Feltlokaliteten mellom tettstedene Stamsund og Steine er lokalisert langs sørøstkysten av Vestvågøya, om omfatter en ca. 1,2 kilometer lang travers langs kystriksveien, ved foten av en bratt fjellside (fig. 2.1, 2.2). Berggrunnen i området består av massiv, homogen mangeritt som opptrer tilsynelatende uten foliasjon eller andre duktile strukturer, og gjør berggrunnen her ideell for detaljerte studier av sprø strukturer. Lokaliteten er valgt på bakgrunn av sin nære relasjon til regionale, parallelle, og gjentakende lineamenter med NØ-SV strøk og fall mot SØ. I tillegg finnes det gode eksponeringer i veiskjæringer som inneholder en rekke bruddplan med glidestriper /slickenside som kan gi viktig geometrisk og kinematisk informasjon om eksisterende bruddsoner i området (fig. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4).

2.2.2.2 Sprø strukturer - geometri, kinematikk og relativ alder

Sprø bruddplan og sprekker er utbredt ved lokaliteten og gjenspeiler i stor grad orienteringen til de større NØ-SV strykende lineamentene (Bergh et al. 2007). Bruddplan med samme strøk opptrer i sett med vekslende seilt ($>65^\circ$) og moderat ($>30^\circ$) fall mot både SØ og NV (fig. 2.2b, 2.3). Nærmere studie av det bratte fjellpartiet i umiddelbar nærhet avdekker også her mindre definerte lineamenter med fall mot NV, men disse overskygges i stor



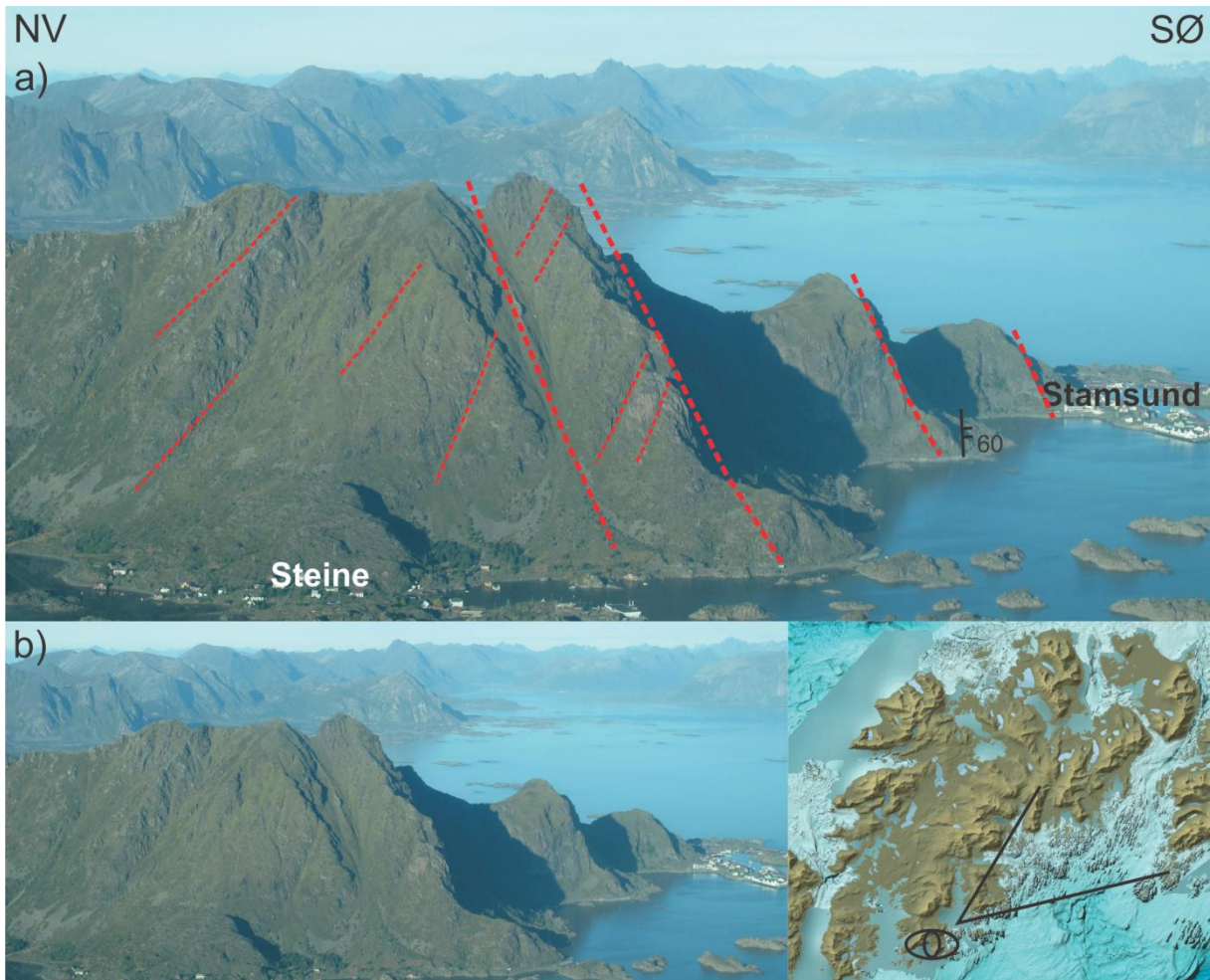
Figur 2.2 a) Flyfoto av traversen mellom Stamsund og Steine med prominente NØ-SV strykende lineamenter i fjellryggen ved lokaliteten. Lokalisering anvist på figur 2.1. **b)** Nedre halvkule Schmidt stereonett med strøk/fall målinger fra observerte bruddplan ved lokaliteten. **c)** Sirkelhistogram av målte sprekker og bruddplan ved lokaliteten, **d, e)** Nedre halvkule Schmidt stereonett med slip-lineær plott av slickenside fra bruddplan med henholdsvis NØ-SV og N-S strøk.



Figur 2.3 NØ-SV strykende bruddplan i massiv mangeritt med varierende grad av utfelt hematitt og slickenside lineasjoner som indikerer dominerende normal forskyvning. Lokalisering anvist på figur 2.2a. For generell legende, se figur 2.2.

grad av de framtrede lineamentene med fall mot SØ, som også definerer den topografiske arkitekturen på halvøya mot SØ (fig. 2.4). Ved eksponeringer i veiskjæringer opptrer disse bruddplanene i parallell konfigurasjon, uten synlige forgreininger og med en gjennomgående planar geometri (fig. 2.3). Bruddplan som faller mot NV har gjennomsnittlig en steilere konfigurasjon (70-90°) i kontrast til motstående bruddplan med fall mot SØ som også er identifisert med moderat helning mellom 30-40°.

Detaljstudier langs traversen avdekker ytterligere ett bruddsett med relativt høy frekvens i form av N-S til NNØ-SSV strykende bruddplan (fig. 2.2b). Denne trenden har også vært observert i form av storskala lineamenter på Vestvågøyas sørøstkyst, men virker å ha liten påvirkning på topografien lokalt (fig. 2.2a). Bruddplan med denne strøkretningen har konsekvent fall over 70 °, med fall mot både Ø / ØSØ og V / VNV. Bruddsettet fremstår med en planar geometri både i tverrsnitt og kartsnitt, uten synlig forgreininger og / eller støpene konfigurasjon. Isolerte eksempler av Ø-V strykende brudd kan også observeres med lav tetthet og spredt forekomst, også disse med gjennomgående planar, steil, geometri. Ø-V strykende regionale lineamenter er også kartlagt og følger retningen til lokale fjorder og



Figur 2.4 a) Flyfoto av sørøstlige Stamsundhalvøya med indikerte NØ-SV strykende lineamenter som faller mot NV og SØ. *b)* Utolket flyfoto for referanse. Lokalisering av bilde anvist på indekskart.

sund i området, men synes, i likhet med N-S til NNØ-SSV strykende brudd, ikke å ha noen stor innvirkning på den øvrige topografien i området (fig. 2.1, 2.2).

Noen av de observerte bruddplanene definerer forkastninger, hvilket kommer tydelig frem ved opptreden av slickenside i form av mineral fiber lineasjoner med moderat utbredelse på bruddplan med NØ-SV og N-S til NNØ-SSV strøk, og virker å være begrenset til plan med utfelt hematitt. Orienteringen av fiber lineasjonene indikerer dominerende "*dip-slip*" forskyvning langs NØ-SV strykende bruddplan, med varierende komponenter av sinistral og dekstral forskyvning (fig. 2.2d, 2.3). N-S strykende bruddplan med slickenside indikerer større grad av skrånormal forskyvning, dominerende sinistral, men også her med ren "*dip-slip*" bevegelse (fig. 2.2e). Ved enkelte tilfeller kan bevegelsesretningen bestemmes ved hjelp av mindre "hakk" som ofte innehar en karakteristisk halvmåneform. Bevegelse mot antatt minste planfriksjon indikerer her «ned-mot henholdsvis SØ og NV» for NØ-SV strykende bruddplan hvilket tilsier at dette er normalforkastninger (Goldstein & Marshak 1988; Fossen

& Gabrielsen 2013). Bruddplan med Ø-V strøk er ikke observert i forbindelse med slickenside eller andre kinematiske indikatorer. Krysskutting med synlig forskyvning og/ eller rotasjon av ett bruddsett inn mot et annet er ikke observert for noen av de identifiserte trendene. Dette gjør det derfor vanskelig og indikere en relativ alder på de observerte bruddsettene.

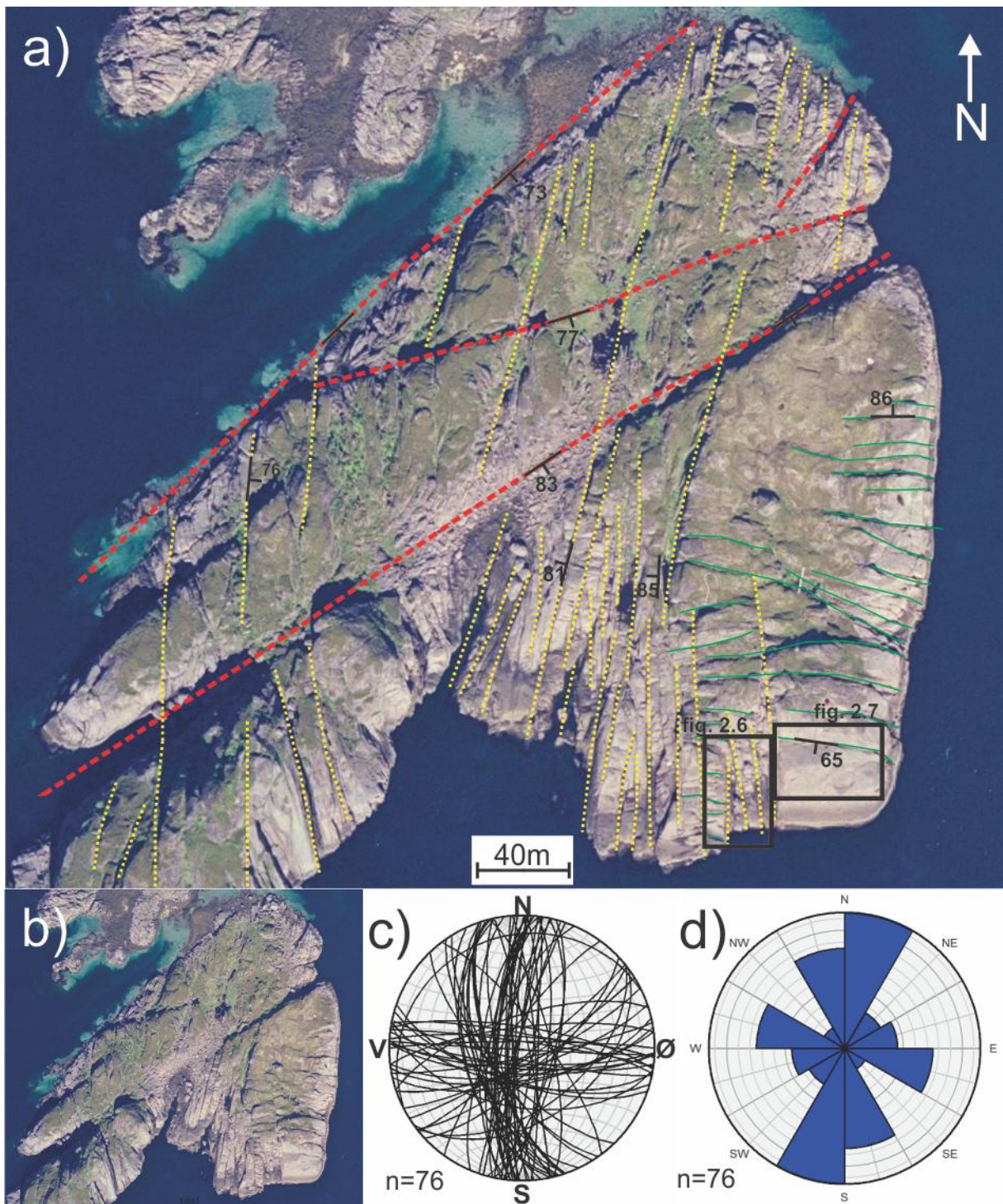
2.2.3 Bjørnarøya

2.2.3.1 Feltnelasjoner og berggrunn

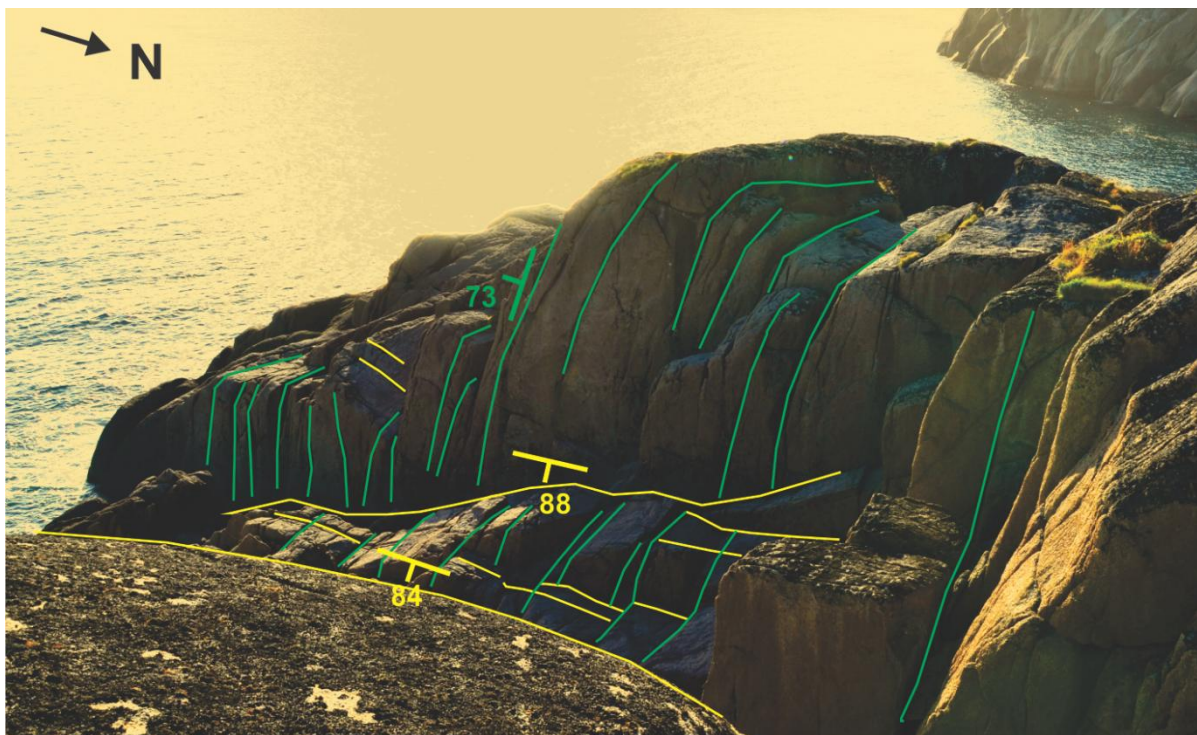
Denne feltlokaliteten er lokalisert like sørvest for Stamsund, adskilt av en N-S orientert fjord (fig. 2.1, 2.5). Lokaliteten er ikke tilgjengelig for ankomst til fots, men kan lett nås med båt, uten problemer. Plasseringen av øya gjorde lokaliteten attraktiv for nærmere studie da den sammenfaller godt med tilgjengelige batymetriske kart fra den grunne strandflaten langs Vestvågøyas østkyst, og vil derfor være viktig for senere land-sokkel korrelasjon (se kap 3.2, fig 3.7a, c, dette arbeidet). Gode eksponeringer av bruddsettene på øya kan også studeres i kartsnitt, hvilket gjør det mulig å identifisere eventuelle geometriske og strøkparallelle endringer i bruddtrend (fig. 2.5a). Berggrunnen på øya er bestående av massiv mangeritt, uten påvisbar foliasjon eller andre duktile teksturer, som i nær tilknytning til sjøen favoriserer høy erosjon av eksponerte flater. Den sørvestlige delen av øya er utilgjengelig og er derfor tolket fra flyfoto (fig. 2.5a).

2.2.3.2 Sprø strukturer - geometri, kinematikk og relativ alder

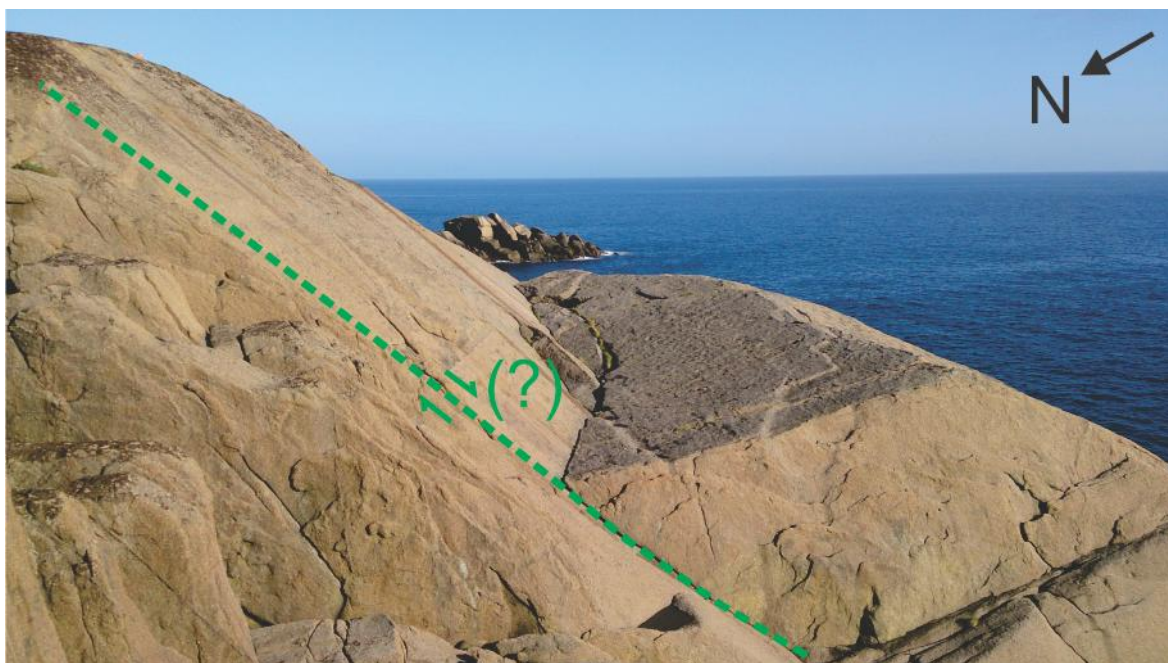
I den eksponerte berggrunnen er det kartlagt tre bruddsett med varierende strøk, fall og frekvens med henholdsvis: (i) NNV-SSØ til NNØ-SSV, (ii) NØ-SV til ØNØ-VSV og (iii) Ø-V til VNV-ØSØ strykende bruddplan og sprekker (fig. 2.5a, c, d). Av disse er det klar dominans av N-S strykende brudd som opptrer med en gjennomgående planar geometri i parallell konfigurasjon med dominerende steilt ($>70^\circ$) fall mot både øst og vest (fig. 2.5a, c, 2.6). Til tross for stor variasjon i strøk langs denne bruddtrenden (ca. 335-25/165-200) er det ikke observert avbøying eller rotasjon av individuelle sprekker (fig. 2.5a, c). Det kan derfor diskuteres hvorvidt disse bruddplanene kan anses som én trend eller flere. Det er derimot ikke observert krysskutting blant noen av disse sprekkeene der de oppstår med høy frekvens. Ø-V til VNV-ØSØ strykende sprekker og bruddplan opptrer i stor grad isolerte, med høyere frekvens i en ca. 80m lang og 40m bred sone langs øyas sørøstlige del (fig. 2.5a). Sprekker/ bruddplan opptrer her med steilt fall ($>70^\circ$) mot både nord og sør med planar geometri i tverrsnitt og stedvis svakt forgreinet geometri i kartsnitt (fig. 2.5a, b, 2.6, 2.7).



Figur 2.5 *a)* Flyfoto av Bjørnarøya, lokalisering anvist på figur 2.1. Bruddsett med (i) NNV-SSØ til NNØ-SSV, (ii) NØ-SV til ØNØ-VSV og (iii) Ø-V til VNV-ØSØ strøk. *b)* Utolket flyfoto for referanse. *c)* Nedre halvkule Schmidt stereonett med strøk/fall målinger fra observerte bruddplan og sprekker ved lokaliteten. *d)* Sirkelhistogram av målte bruddplan og sprekker ved lokaliteten. For generell legende, se figur 2.2.



Figur 2.6 Krysskuttende sprekker med henholdsvis Ø-V til VNV-ØSØ (grønn) og N-S (gul) strøk. Sprekkesettene er her orientert ca. 90° i forhold til hverandre. Lokalisering anvist på figur 2.5a. For generell legende, se fig. 2.2.



Figur 2.7 Ø-V strykende bruddplan med antatt forskyvning ned-mot-sør. Lokalisering anvist på figur 2.5a.

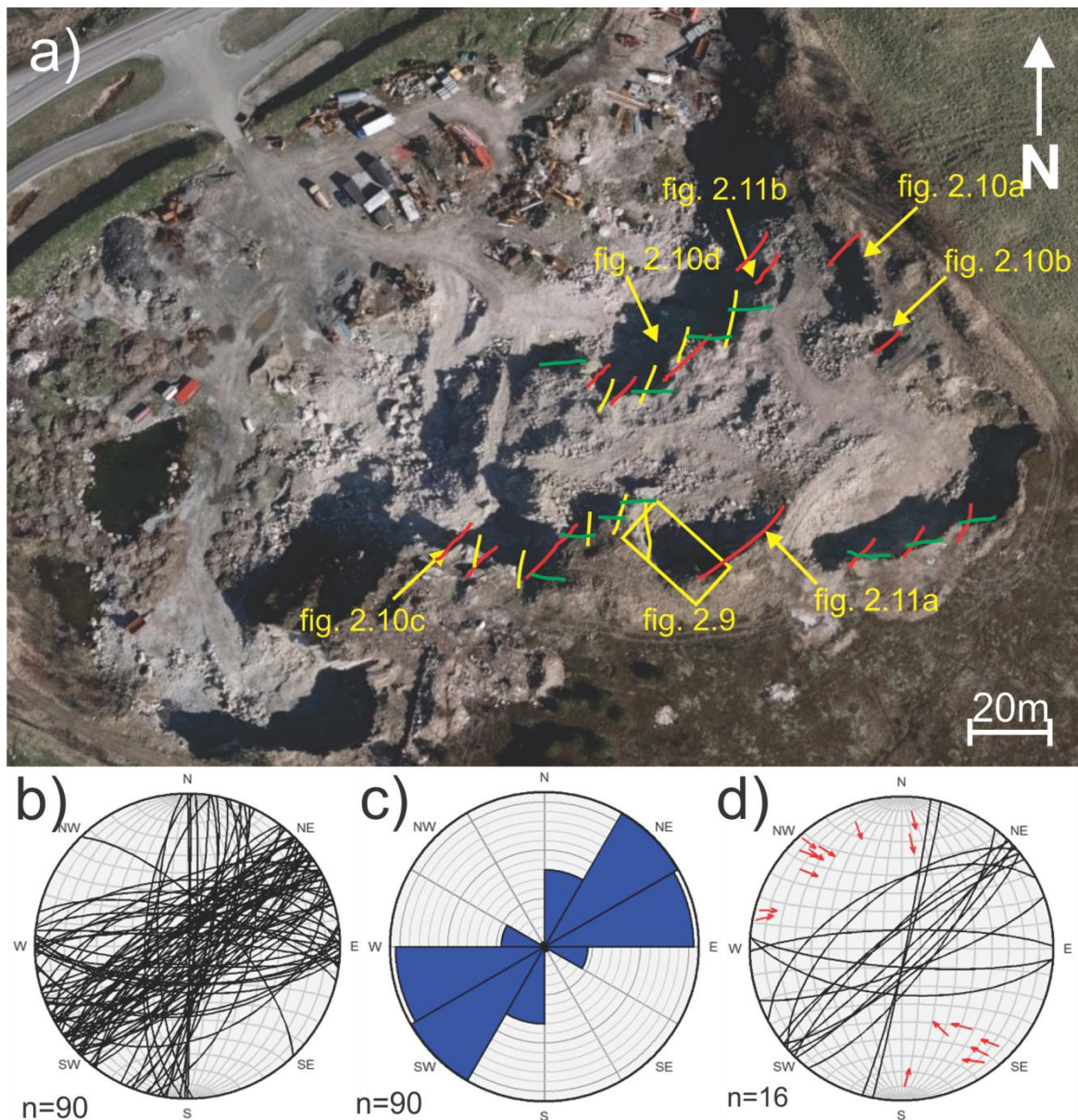
Bruddplan med NØ-SV strøk har generelt varierende fall, 65-85° mot SØ, men har relativt lav frekvens sammenlignet med de øvrige bruddsettene og utgjør lineære forsenkninger / kløfter i terrenget. Det kan derfor framstå som om disse bruddplanene definerer større bruddsoner og / eller forkastninger med betydelige forskjeller i topografisk høyde på hver side av bruddsonene, i sterk kontrast til øvrige bruddplan / sprekker med henholdsvis N-S og Ø-V strøk som fremstår som individuelle (fig. 2.5a). Disse bruddsonene preges i stor grad av løse blokker som framstår konsentrert i disse sonene og er ikke observert blant øvrige bruddsett på øya. NØ-SV strykende bruddplan er gjennomgående planare i tverrsnitt med ensformig lineær opptreden i kartsnitt (fig. 2.5a).

Mineralfiber lineasjoner i form av slickenside er ikke observert på bruddplan ved denne lokaliteten. Det er derimot identifisert ett Ø-V strykende bruddplan hvor det kan antydes furer og markerte hakk på bruddplanet som her indikerer normal bevegelse ned-mot-sør (fig. 2.7). Det ble også observert dreneringskanaler for vann på samme bruddplan med karakteristiske missfarginger som trolig kan ha dannet de observerte furene, i hvilket tilfelle vil eventuell forskyvning over bruddplanet være spekulativ. I en mindre sone sør på Bjørnarøya kan man se kryssende Ø-V og N-S strykende bruddsett med høy frekvens, hvor strøket er tilnærmet 90° på hverandre (fig. 2.5a, 2.6). Det er derimot ikke observert forskyvning assosiert med denne krysskuttingen eller øvrige steder hvor to bruddplan av forskjellig orientering kutter hverandre. Lokale forgreininger av bruddplan med Ø-V strøk kan observeres i kartsnitt, men det er ikke identifisert noen sammenheng mellom denne unduleringen og andre bruddsett.

2.2.4 Vian

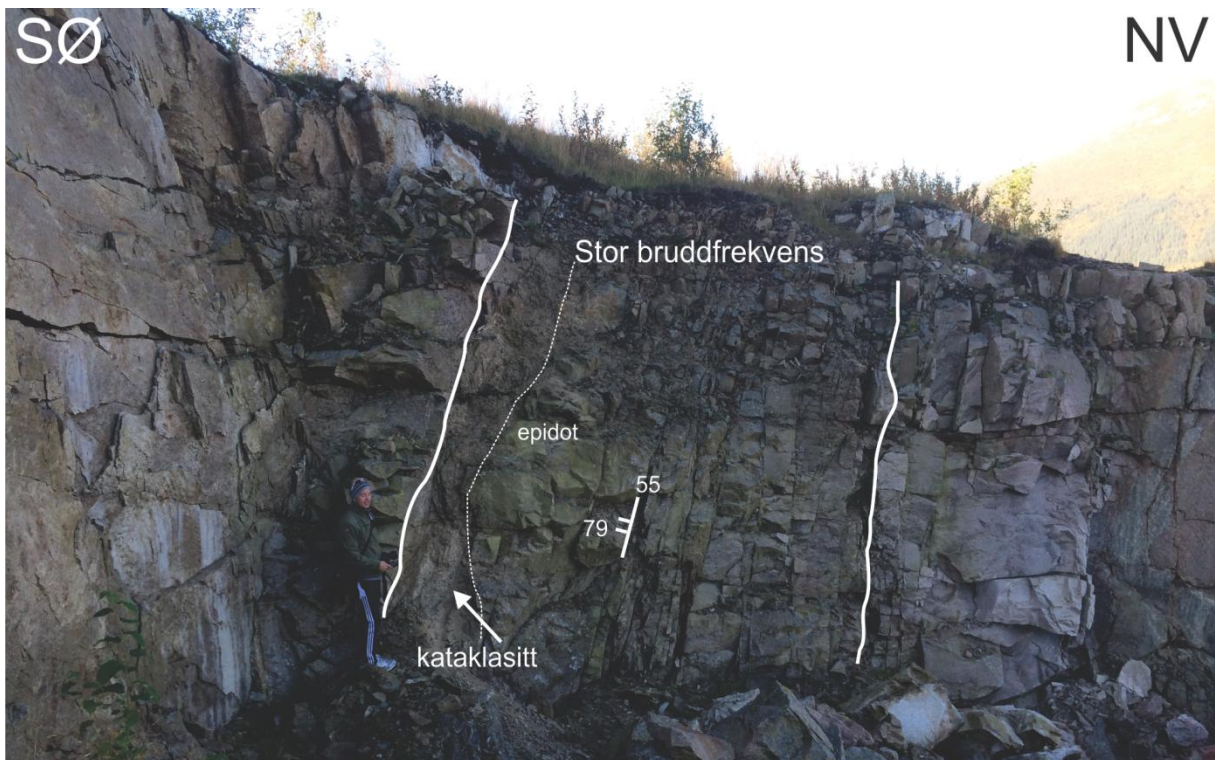
2.2.4.1 Feltnelasjoner og berggrunn

Lokaliteten ved Vian omfatter et stort steinbrudd som er lett tilgjengelig noen kilometer nord for Leknes. Steinbruddet driftes daglig, hvilket gir gode muligheter for nærmere studie av sprø strukturer i tverrsnitt med forskjellige orienteringer. Sentral plassering i studieområdet med nær tilknytning tidligere identifiserte lineamenter og ferske eksponeringer gjør denne lokaliteten attraktiv for nærmere studier som videre kan belyse graden av strukturell kontroll på de storskala lineamentene i området (fig. 1.6, 2.1). Berggrunnen ved lokaliteten består av mangeritt med varierende farge som gjenspeiler varierende kornstørrelse og mineralogi, samt lokale forskjeller i mineralutfelling, forvitring og erosjon (fig. 2.9, 2.10, 2.11). Omtrent 300 meter sør for lokaliteten er det tidligere identifisert en kontaktsone mellom mangeritter og



Figur 2.8 *a)* Flyfoto av steinbruddet ved Vian, Lokalisering anvist på figur 2.1. Bruddsett med (i) N-S til NNØ-SSV, (ii) NØ-SV til ØNØ-VSV og (iii) Ø-V strøk. *b)* Nedre halvkule Schmidt stereonett med strøk/fall målinger fra observerte bruddplan og sprekker ved lokaliteten. *c)* Sirkelhistogram av målte sprekker/bruddplan ved lokaliteten. *d)* Nedre halvkule Schmidt stereonett med slip-lineær plott av slickenside fra bruddplan med henholdsvis NNØ-SSV, NØ-SV og Ø-V strøk.

granittiske para-gneiser med svakt utviklet foliasjon (fig. 1.3). Spor av denne kontakten er ikke observert i seinbruddet som også fremstår uten synlige duktile teksturer.

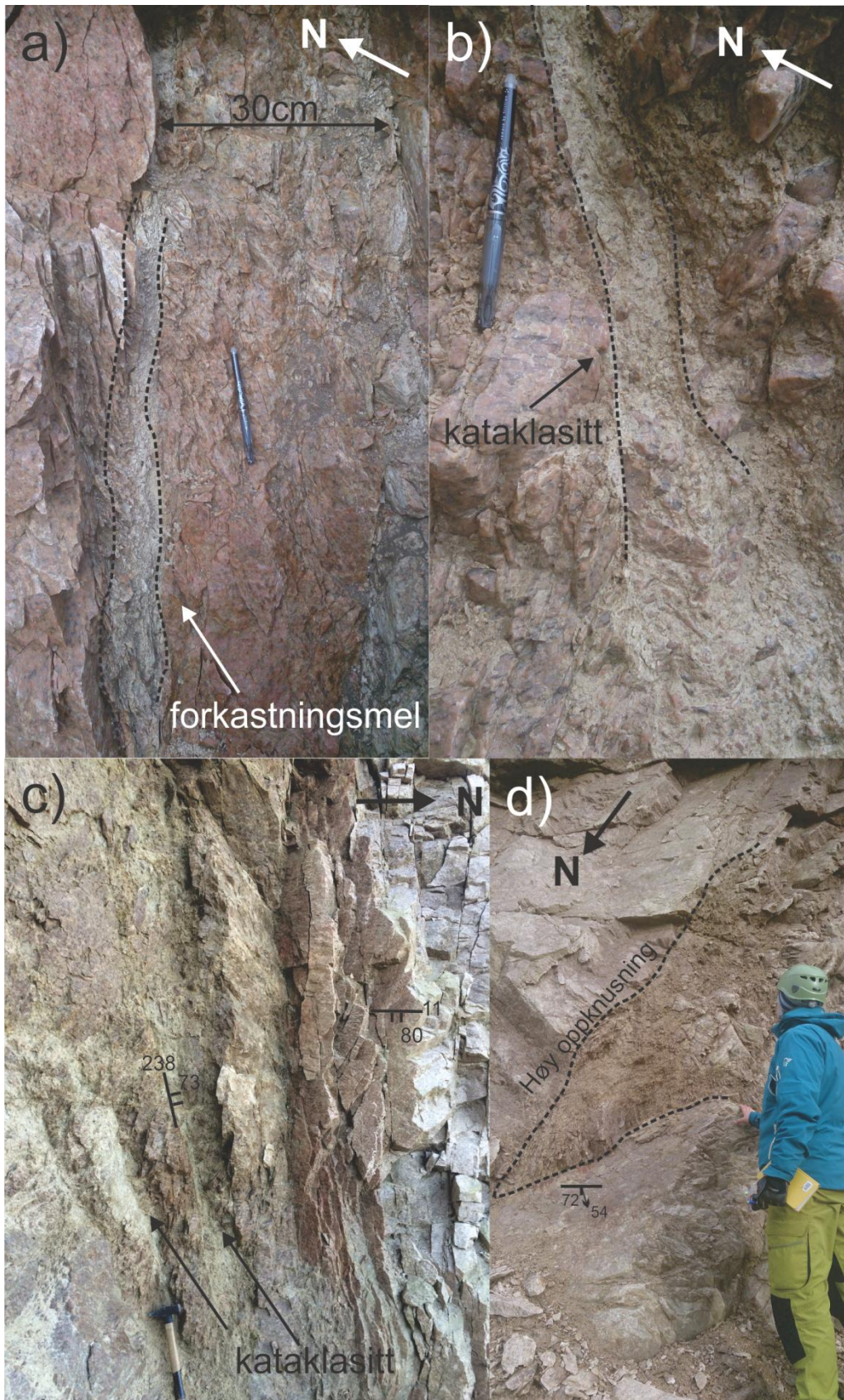


Figur 2.9 Tverrsnitt av NØ-SV strykende bruddplan med høy frekvens i en sone med høy oppknusning. Mindre, interne, soner med kataklasitt opptrer mellom noen av bruddplanene. Lokalisering anvist på fig. 2.8. For generell legende, se fig. 2.2.

2.2.4.2 Sprø strukturer- geometri, kinematikk og relativ alder

Det er identifisert tre gjennomgående og repeterte forkastninger / bruddsett med vekslende frekvens i steinbruddet som stryker henholdsvis (i) N-S til NNØ-SSV, (ii) NØ-SV til ØNØ-VSV og (iii) Ø-V (fig. 2.8a, b, c). Blant de observerte trendene er det tydelig høyest frekvens av NØ-SV til ØNØ-VSV strykende bruddplan som er representert ved relativt seile ($>70^\circ$), men også moderat ($>30^\circ$), hellende flater med planar geometri og fall mot henholdsvis NV/SØ og NNV/SSØ (fig. 2.8b, 2.9). I tverrsnitt opptrer bruddplan av denne orienteringen ofte parallellt i godt definerte soner med økt bruddfrekvens og oppknusning av berggrunnen, sammenlignet med sideliggende eksponeringer (2.9, 2.10). Disse sonene varierer i bredde fra ca 15cm til 4m og er ofte assosierte med kataklasitter og /eller forkastningsmel i mindre intervaller mellom bruddplan som her representerer forkastningssoner av varierende størrelse og omfang (fig. 2.9, 2.10). Tverrsnitt som opptrer parallelt med disse forkastningssonene inneholder store mengder utfelt hematitt med svært tydelige mineralfiber lineasjoner (fig. 2.11).

Øvrige identifiserte bruddplan med henholdsvis N-S til NNØ-SSV og Ø-V til VNV-ØSØ strøk opptrer generelt med lavere frekvens og distribusjon (fig. 2.8b, c). Disse er heller



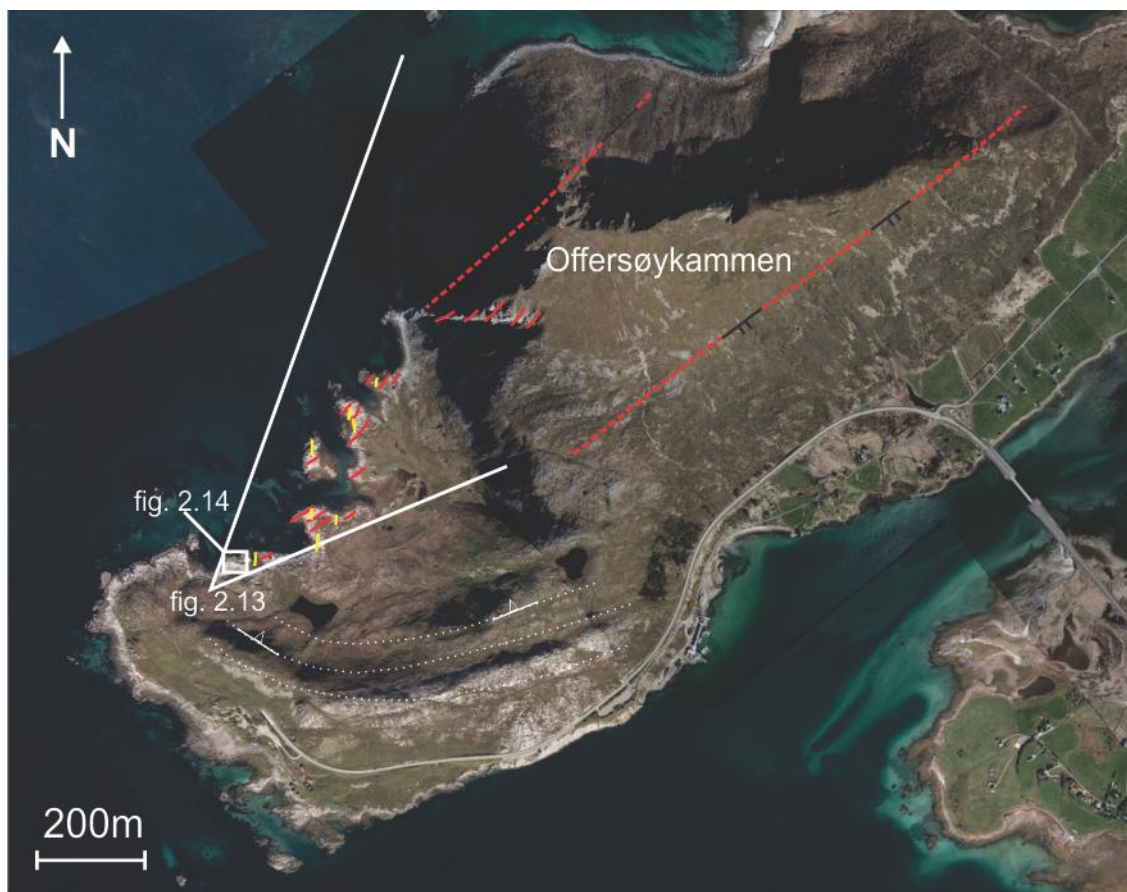
Figur 2.10 a) ca. 30cm bred NØ-SV orientert bruddsone med høy oppknusning og intern forekomst med forkastningsmel. b) ca. 20cm bred NØ-SV orientert bruddsone med kataklasitter mellom større berggrunnsfragmenter. c) NØ-SV strykende, parallelle, bruddplan adskilt av 15-30cm brede soner med kataklasitt. d) Asymmetrisk sone med høy oppknusning over moderat hellende NØ-SV strykende bruddplan med skrånormal, sinistral, ned-mot-NV forskyvning. Lokalisering anvis på fig. 2.8a. For generell legende, se fig. 2.2

ikke observert i forbindelse med definerte soner med høyere bruddfrekvens og / eller kataklastiske bergarter. N-S til NNØ-SSV strykende bruddplan kan stedvis opptre med økt fragmentering, hvor de individuelle bruddplanene inneholder vertikale sone med tilsynelatende økt segmentering over intervaller på ca. 30-40cm før planene igjen fremstår sammenhengende. Lignende konfigurasjoner har ikke blitt observert i forbindelse med Ø-V til VNV-ØSØ strykende bruddplan, som fremstår uavbrutt og planare over hele steinbruddet. Begge bruddtrendene opptrer steile, med gjennomgående fall over 65 ° (fig. 2.8b). I tverrsnitt er det også observert epidotutfelling assosiert med bruddplan av disse orienteringene.

NØ-SV strykende bruddplan inneholder store mengder slickenside i form av mineralfiber lineasjoner som gir gode kinematiske data om forskyvningen til disse bruddplanene (fig. 2.8d, 2.11). Ren "dip-slip" og /eller mindre komponenter av skrånormal, sinistral, forskyvning dominerer på bruddplan med NØ-SV strøk (fig. 2.8d, 2.10d, 2.11). På steder hvor furer og hakk opptre på bruddplan av denne orienteringen tolkes bevegelsen å være normal, ned-mot-NV/SØ, i alle tilfeller. Bruddplan med ca. N-S og Ø-V orientering inneholder generelt mindre slickenside, som ikke har vært observert i forbindelse med epidotutfelling som preger flere av bruddplanene med denne orienteringen. Det er derimot identifisert mindre plan med svake slickensides hvor relativ forskyvning kan indikeres. N-S strykende bruddplan indikerer også her dominerende "dip-slip" med mindre komponenter av sinistral forskyvning (fig. 2.8d). Tilsvarende forskyvning indikeres også av slickensides på Ø-V strykende bruddplan hvor det i tillegg opptre lokale dekstrale komponenter (fig. 2.8d).



Figur 2.11 a, b) Bruddplan med hematitutfelling og gode eksponeringer av slickensides i form av mineralfiber lineasjoner som indikerer dominerende normal forskyvning, ned-mot-NV, med mindre komponenter av sinistral bevegelse på NØ-SV til ØNØ-VSV strykende bruddplan. For generell legende, se figur 2.2.



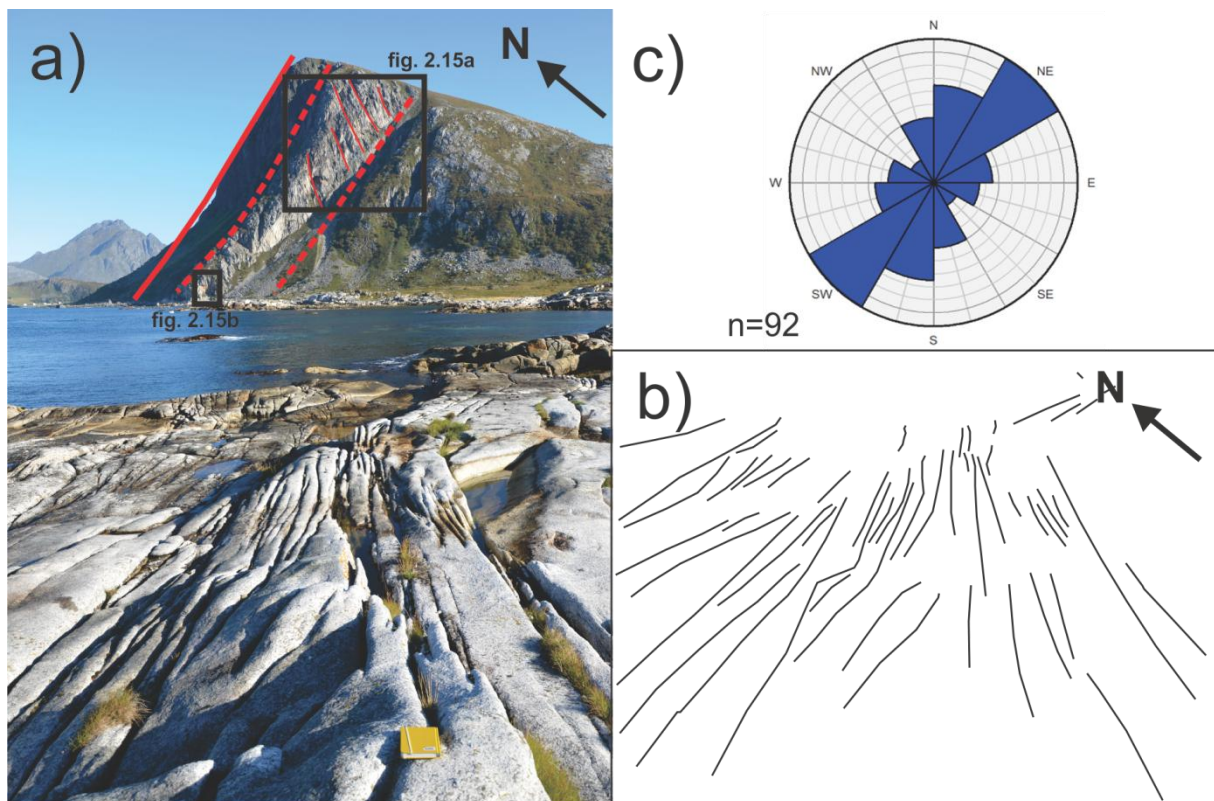
Figur 2.12 Flyfoto av Offersøy og Offersøykammen, lokalisering anvist på figur 2.1. To repeterende og gjennomgående forkastning/sprekkesett ble identifisert med NØ-SV og N-S orientering. For generell legende, se fig. 2.2.

2.2.5 Offersøya

2.2.5.1 Feltnelasjoner og berggrunn

Offersøya er en mindre halvøy sørvest for Leknes ved Nappstraumen, som skiller Vestvågøya fra Flakstadøya i sør (fig. 2.1, 2.12). Lokaliteten strekker seg fra strandsonen nordvest på halvøya, til Offersøykammen som definerer lokalitetens nordlige utstrekning (fig. 2.12, 2.13). Lokaliteten befinner seg i nærheten av den antatte Offersøyforkastningen, tidligere beskrevet av Klein & Steltenpohl (1999) og Klein et al. (1999) som anser denne forkastningen sentral i den nordvestlige avgrensningen av Leknesgruppen (se kap. 1.3.3, dette arbeidet). Selve Offersøykammen har en særegen geometri /landskapsform (se kap. 2.3) som avgrenses av NØ-SV strykende lineamenter assosiert med skrenter mot nordvest og sørøst, som i kombinasjon med gode eksponeringer langs strandsonen sørvest for kammen og mulighet for bruddstudier i tverrsnitt ved foten av fjellet gjør denne lokaliteten viktig for videre landskapskorrelasjoner (Bergh et al. 2008).

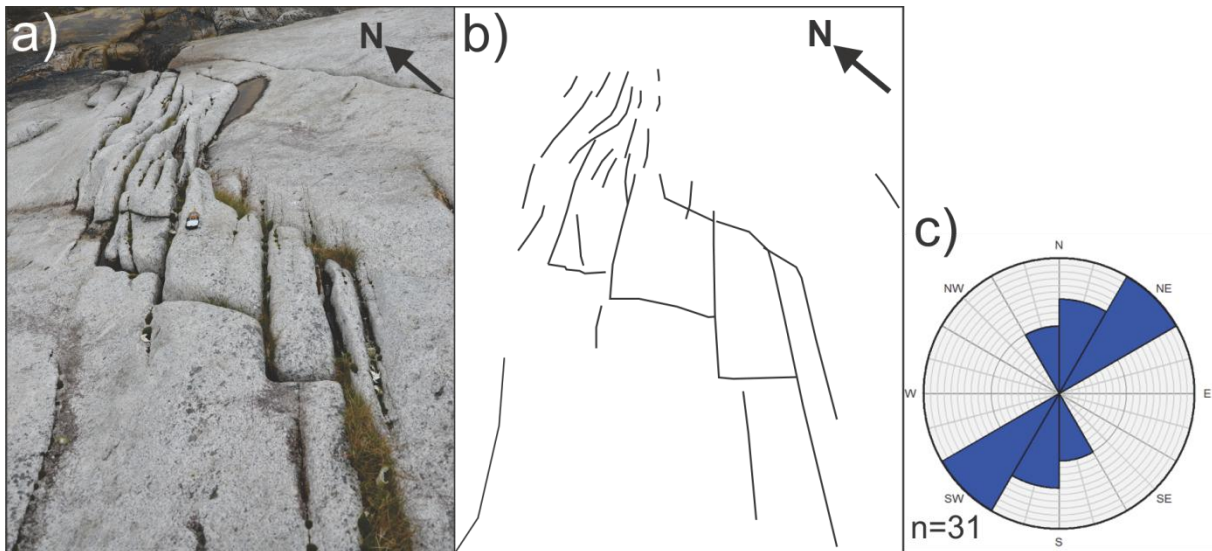
Berggrunnen ved lokaliteten langs strandsonen er bestående av granittiske paragneiser med svakt utviklet gneis-foliasjon som stryker ØNØ-VSV med tydelig avbøyning til NV-SØ strøk i kartbildet (fig. 1.3, 2.12). Foliasjonen er representert ved vekslende mørke gneisbånd som faller slakt ($<20^\circ$) mot nord / nordøst. Ved foten av Offersøykammen domineres berggrunnen av massiv, homogen, mangeritt uten foliasjon eller øvrige duktile teksturer.



Figur 2.13 a) Offersøykammen er definert av tydelige skrenter med NØ-SV strøk og fall mot NV/SØ, sammenfallende med lineamenter som kan observeres i fjellveggen. Strandsonen sør for kammen består av en rekke parallelle/én echelon sprekker med NØ-SV orientering. b) Skisse av observerte sprekkesystemer c) Sirkelhistogram med orienteringsdata av målte sprekker i strandsonen.

2.2.5.2 Sprø strukturer - geometri, kinematikk og relativ alder

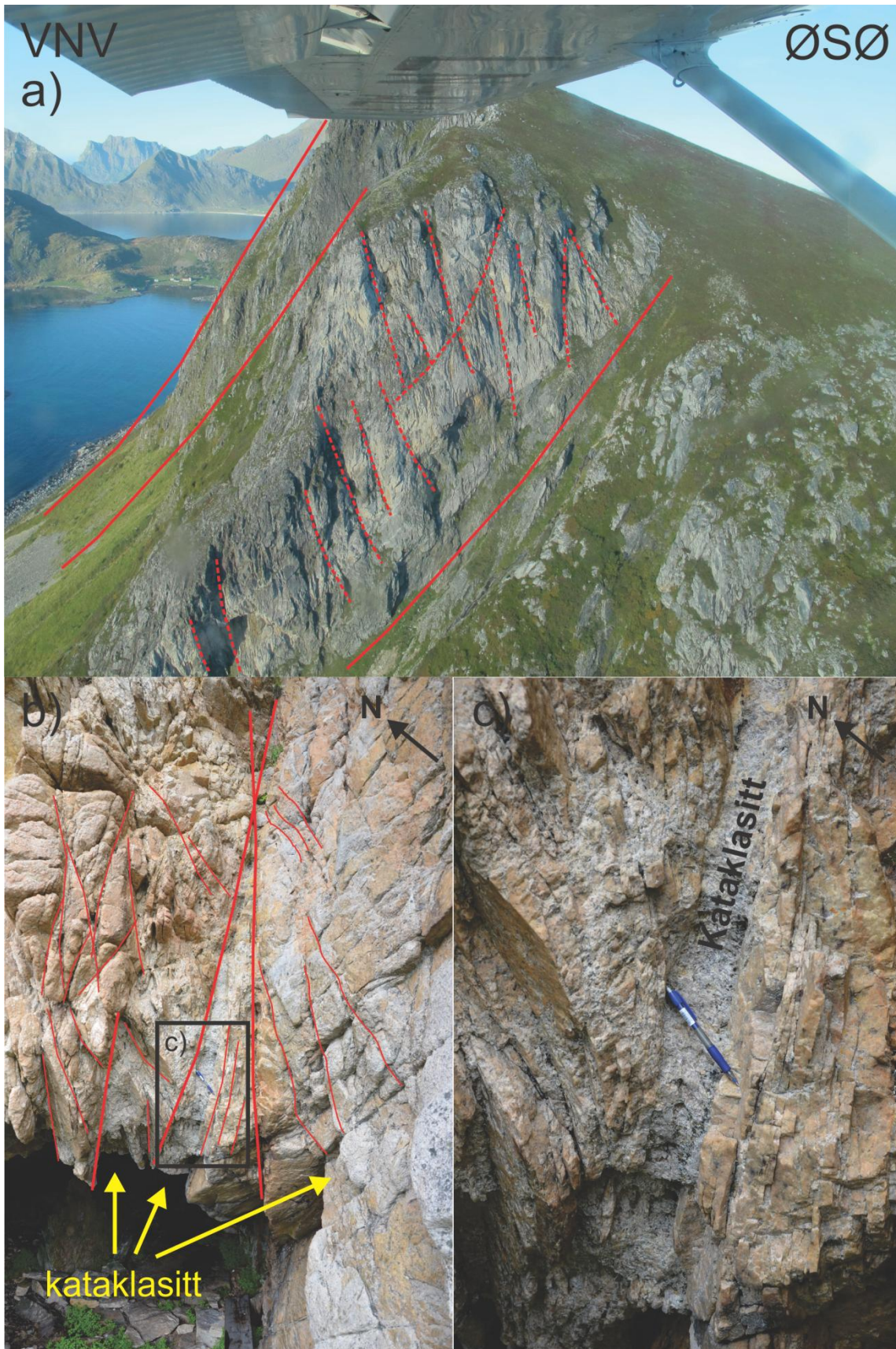
Det er kartlagt to gjentagende brudd- /sprekkesett i strandsonen sørvest for Offersøykammen med henholdsvis N-S, og dominerende NØ-SV strøk, og svært steilt ($>80^\circ$) fall (fig. 2.12, 2.13c, 2.14c). Samtlige identifiserte bruddplan/sprekker framstår svært smale, noe som gjør det vanskelig å foreta konkrete målinger av fall / fallretning. Sprekker av NØ-SV orientering fremstår med varierende lengde, men er generelt ikke lengre enn 3-4m (fig. 2.13a, b, 2.14). Mindre avbøyinger og unduleringer kan observeres i kartsnitt, men den dominerende geometrien er lineær, hvor sprekken opptrer parallelle med mindre overføringsramper mellom seg (fig. 2.13a, b, 2.14a, b). Én echelon konfigurasjon er tydelig i mindre soner hvor



Figur 2.14 a) NØ-SV strykende sprekker i én echelon geometri med overføringsramper som stedvis brytes av ca. N-S strykende sprekker. b) Skisse av observerte sprekkesystemer. c) Sirkelhistogram med orienteringsdata av målte sprekker.

bruddplan / sprekker dør ut i strøkkretningen og har en steppende geometri (2.13a, b, 2.14a, b). Sprekker med ca. N-S strøk fremstår her med tett assosiasjon til NØ-SV strykende sprekker, og kan i flere tilfeller se ut til å danne en kobling mellom de steppende NØ-SV strykende sprekkene som resulterer i stedvis brudd av overføringsrampene (2.14a, b). N-S strykende sprekker har ikke blitt identifisert isolerte, og opptrer uten unntak som koblinger mellom NØ-SV strykende sprekker (fig. 2.14a, b). Det er også identifisert sprekker med andre orienteringer, inkludert ØNØ-VSV og Ø-V strykende sprekker som opptrer parallelt med foliasjonen i gneisen, men også disse sprekkene fremstår svært steile ($>80^\circ$) og kutter derfor de duktile teksturene i berggrunnen.

I fjellsiden ved Offersøykammen er det identifisert en rekke store lineamenter i form av søkk og vertikale kløfter som også definerer fjellets geometri mot NV (fig. 2.15a) Mellom disse lineamentene er det identifisert mindre sprekker / bruddplan som generelt viser fall i motsatt retning (fig. 2.15a). Sett i kartsnitt opptrer disse strukturene parallelle med sprekkene som er observert i strandsonen sørvest for kammen (fig. 2.13a). Ved foten av kammen er det identifisert en ca. 3m bred sone med NØ-SV strykende bruddplan med høy frekvens (fig. 2.15b). Bruddplanene faller her både mot NV, med steil ($>70^\circ$) geometri, og SØ med moderat ($>35^\circ$) helning. Mellom bruddplanene er det også identifisert soner av varierende bredde mellom 5-15cm med kataklasitter (fig. 2.15b, c). Kataklasitter kan også observeres på godt eksponerte bruddplan, men her med noe spredt forekomst (fig. 2.15b). Svak listrisk geometri kan antydes på noen bruddplan, men den dominerende trenden er planar (fig. 2.15b).



Figur 2.15 a) Flyfoto av eksponert berggrunn i Offersøykammen med prominente NØ-SV strykende bruddplan med fall mot både NV og SØ. b) Ca. 3m bred sone med høy frekvens av NØ-SV strykende bruddplan med fall mot NV og SØ. Mindre soner med kataklasitter opptrer mellom bruddplanene. Lokalisering anvist på fig. 2.13a. c) 10-15cm brede soner med kataklasitter mellom NØ-SV strykende bruddplan. Lokalisering anvist på fig. 2.15b.

Det er ikke observert kinematiske indikatorer i form av slickenside mineralfiber lineasjoner eller synlig forskyvning ved krysskuttende sprekker og bruddplan. Lokaliteten opptrer i nær tilknytning sjøen, som trolig har bidratt til omfattende erosjon av eksponerte flater. Noen bruddplan/ sprekker viser mindre avbøyninger og svakt roterende geometrier i kartsnitt, men tilsynelatende uten tilknytning til andre strukturer med forskjellig strøk/orientering (fig. 2.13a). Relativ alder kan derimot indikeres der N-S orienterte sprekker bryter overføringsramper mellom steppende NØ-SV orienterte sprekker (fig. 2.14) og dermed danner en kobling mellom de eldre NØ-SV strykende sprekke (Hansen & Bergh 2012; se kap. 4.1, dette arbeidet).

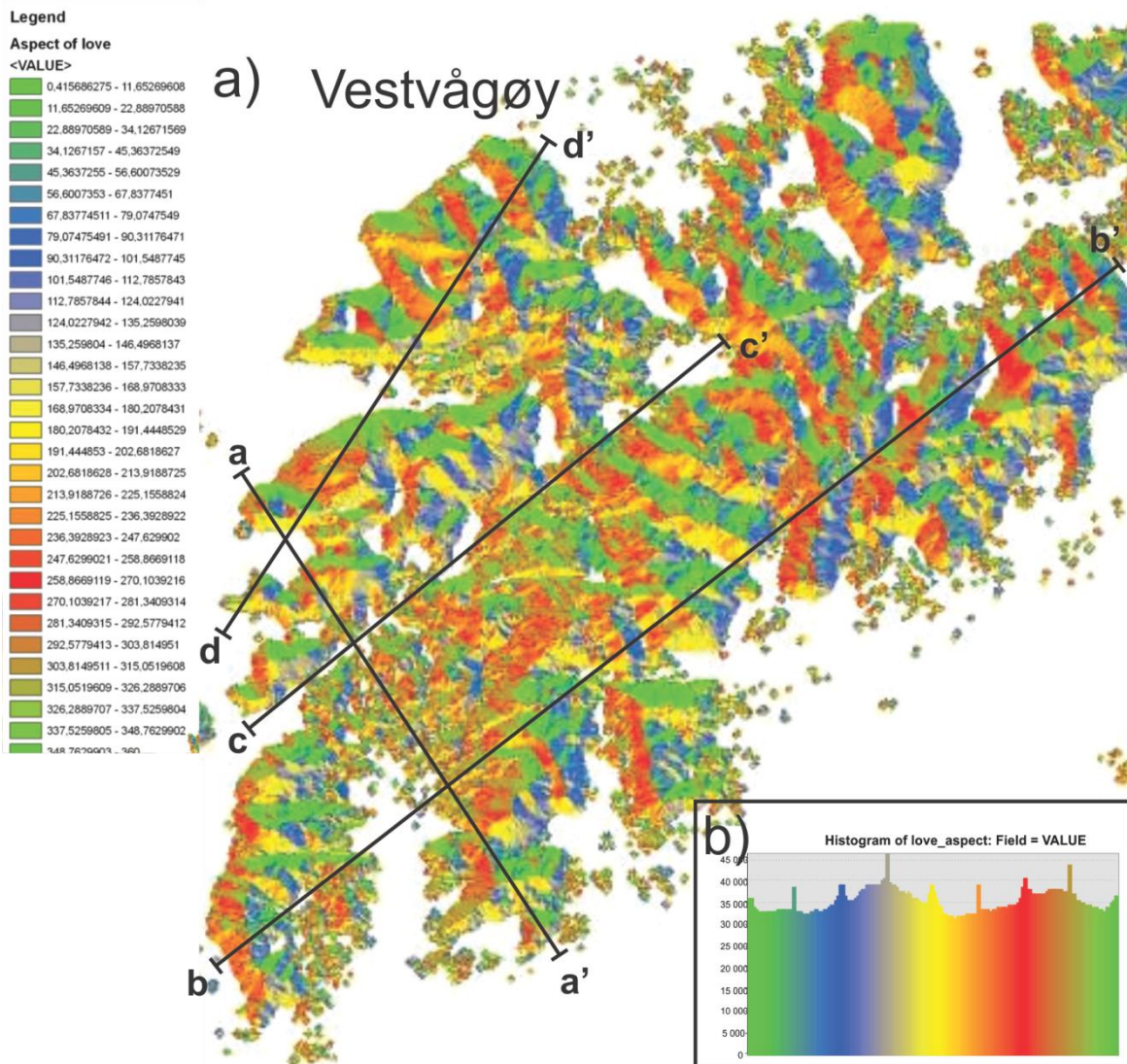
2.3 Landskapsformer

2.3.1 Introduksjon

Landskapet på Vestvågøya er svært karakteristisk og utgjør, sammen med de øvrige øyene i Lofoten, ett av få alpine landskap i Norge (Osmundsen et al. 2010). Studier av regionale forkastningstrender i Lofoten og detaljstudier på Vestvågøya har tidligere antydnet en link mellom landskapet i regionen og tektonisk aktivitet som også kan være tilknyttet avgrensingen av den kaledonske Leknesgruppen (Klein & Steltenpohl 1999; Klein et al. 1999; Bergh et al. 2008; Osmundsen et al. 2010). Et viktig mål for dette arbeidet har derfor vært å studere landskap som kan være tektonisk kontrollerte ved hjelp av observasjoner tilknyttet landskapsformer i felt, flyfotos, topografiske profiler og aspektkart. Disse observasjonene vil, supplert med studier av sprø forkastninger i felt, gi et godt utgangspunkt for videre diskusjoner rundt tektonisk kontroll av landskapet i studieområdet.

2.3.2 Aspektkart og topografiske profiler

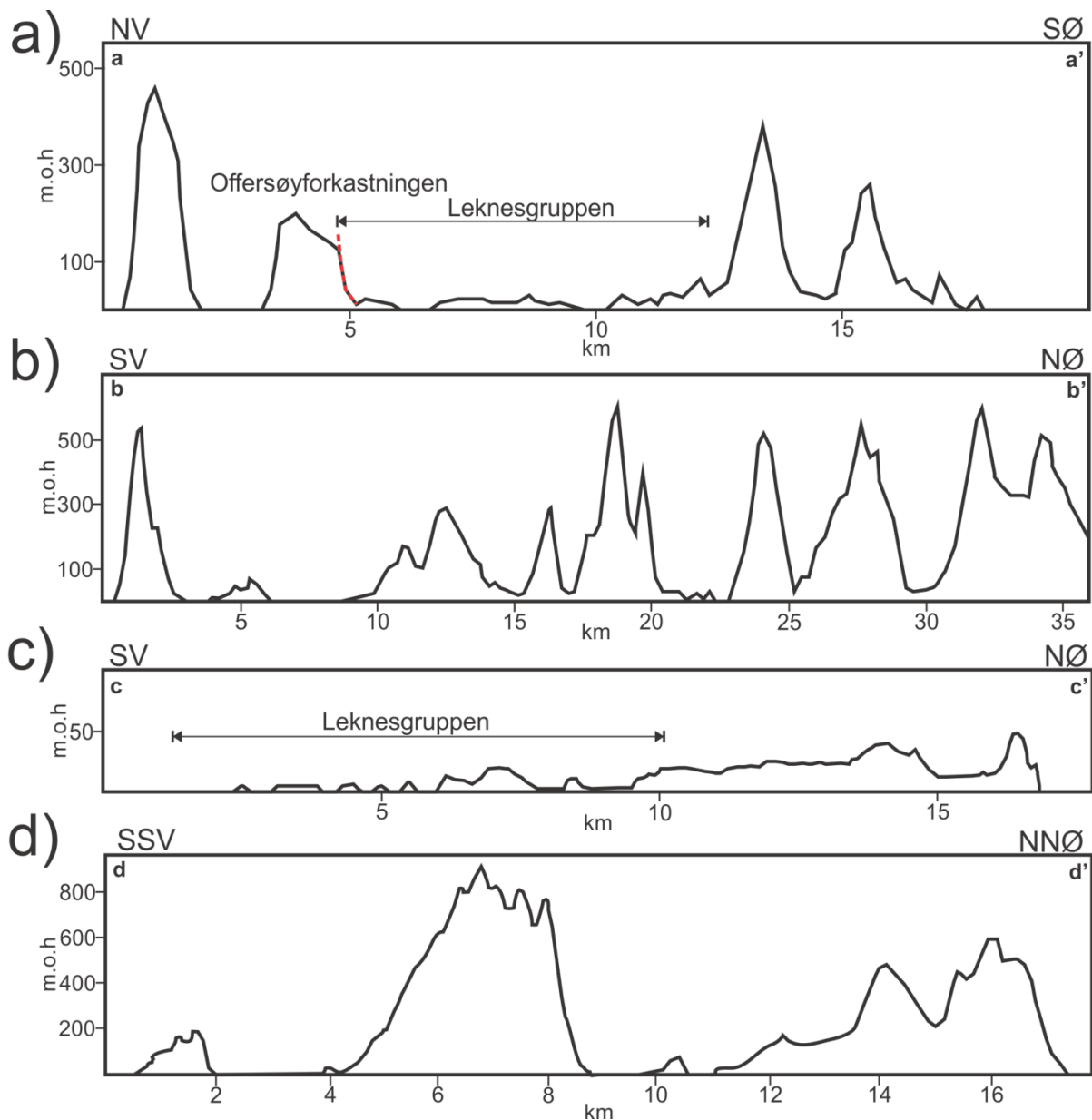
Aspektkart viser fallretningen på flater med orientering oppgitt i grader, relativt til nord, i forhåndsbestemte intervaller (fig.2.16a). Disse verdiene kan plottes i et histogram som vil avdekke eventuelle trender og dominerende fallretninger. Aspektverdiene fra Vestvågøya indikerer brede topper i histogrammet ved ca. 135 og 303 °, hvilket tilsvarer flater med fall mot henholdsvis NV og SØ (fig. 2.16b). Det forekommer også smalere topper i histogrammet som tilsvarer flater med fall mot ca. 0 / 180 °, 260 / 90 ° og 45 / 220 ° (fig. 2.16b). Dette representerer flater med fall mot henholdsvis N / S, Ø / V og NØ / SV. Disse trendene har tidligere vært omtalt i forbindelse med regionale lineamenter i Lofoten & Vesterålen som også var grunnlaget for detaljerte feltundersøkelser i forbindelse med dette arbeidet (Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; kap. 1.3.4, 2.2, dette arbeidet).



Figur 2.16 a) Aspektkart over Vestvågøya med aspektverdier oppgitt i grader relativt til nord. Profilinjer for figur 2.17a-d. **b)** Histogram av aspektverdiene. Brede topper rundt 135 og 303 ° som indikerer dominerende flatehelling mot henholdsvis SØ og NV. Fra Hansen et al. (2009).

Topografiske profiler over Vestvågøya indikerer store landskapskontraster i NØ-SV og NV-SØ orienterte terrengprofiler, med to markerte fjellpartier i nordvest / sørøst og et sentralt lavland i sentrum av øyen (fig. 2.17). Fjellpartiene strekker seg som belter med NØ-SV orientering langs øyas nordvest og sørøstkyst, og preges av et tydelig positivt relieff med topper opp mot henholdsvis 900m i nordvest og 700m i sørøst (fig. 2.17b, d). Terrengprofilene indikerer videre at ingen av fjelltoppene er assosiert med platåer, men fremstår som skarpe tinder og pigger som i kombinasjon med jevnlig avbrudd av fjorder bidrar til store kontraster i relieffet og gir derfor grunnlag for å omtale landskapet som alpint (fig. 2.17a, b, d). Dette gjenspeiles også på aspektkartet hvor fjellpartiene er representert med aspektverdier av stort sett alle orienteringer (fig. 2.16a). Den sentrale delen av Vestvågøya

preges av et svært nøytralt relieff hvor maksimum høyde over havet er ca 45meter (fig. 2.17a, c). Lavlandet strekker seg ca. 7 km i NV-SØ retning og ca. 17 km i NØ-SV retning og utgjør med dette ca. 120 km² av øyas totale areal på ca. 370 km², og inkluderer blant annet Leknesgruppen som opptrer utelukkende i lavlandet (fig. 1.4, 2.17a, c). Vestvågøya kan på grunnlag av dette deles inn i tre geografiske områder; Øst-, Sentral- og Vest-Vestvågøy, med store kontraster i topografi og relieff (fig. 2.17). Videre beskrivelser av landskapet vil følge denne inndelingen, med utvalgte eksempler fra de forskjellige områdene.



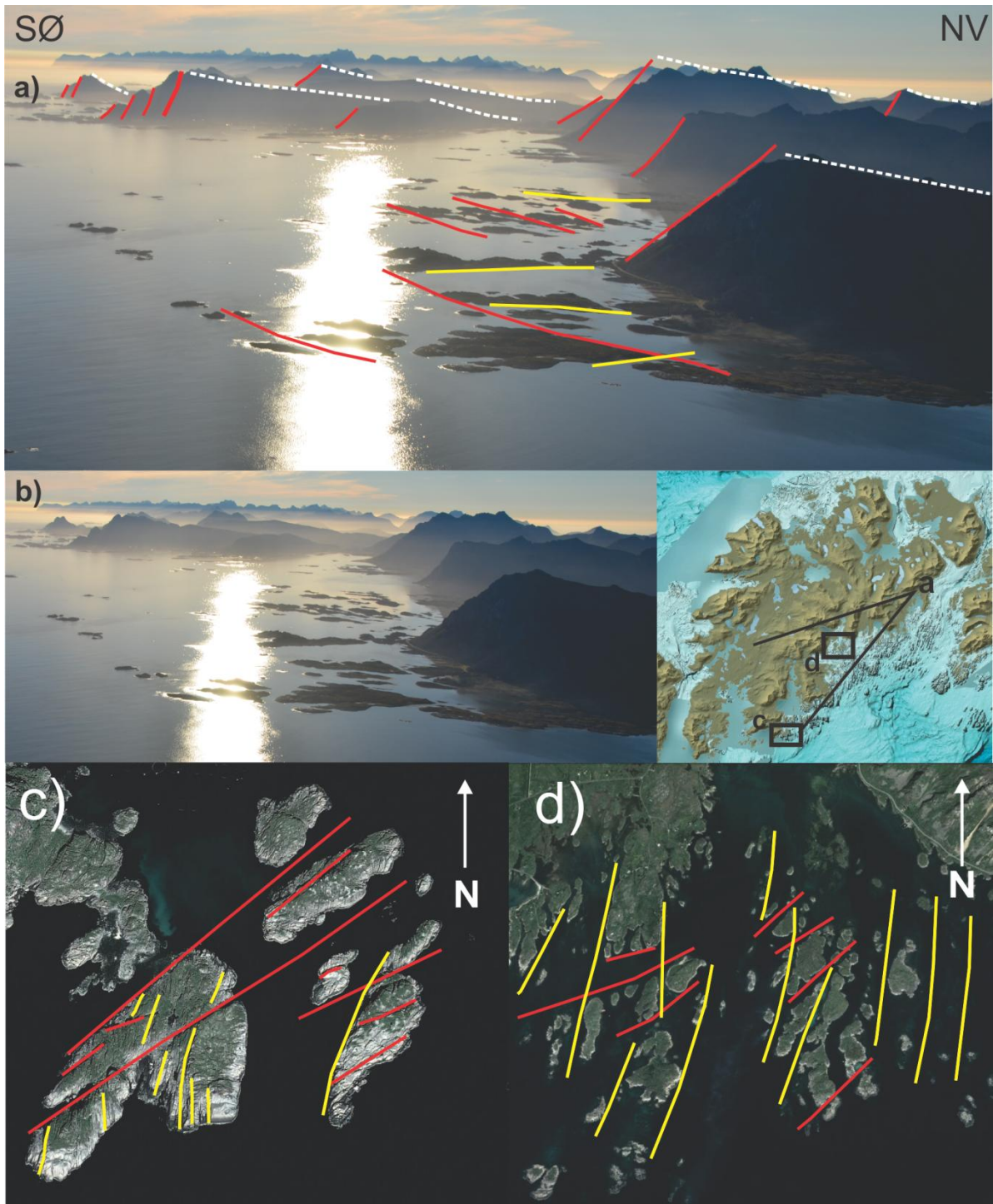
Figur 2.17 a) Terrengprofil som viser kontrastene i relieff i et NV-SØ orientert tverrsnitt over Vestvågøy. Lokaliseringen av Offersøyforkastningen og Leknesgruppen indikert. b, c, d) Terrengprofil som viser de tre geografiske områdene på Vestvågøya i henholdsvis NØ-SV og NNØ-SSV orienterte tverrsnitt. Plasseringen av Leknesgruppen indikert i profil c. Lokalisering av profilene anvist på figur 2.16a.

2.3.2 Vestvågøya øst

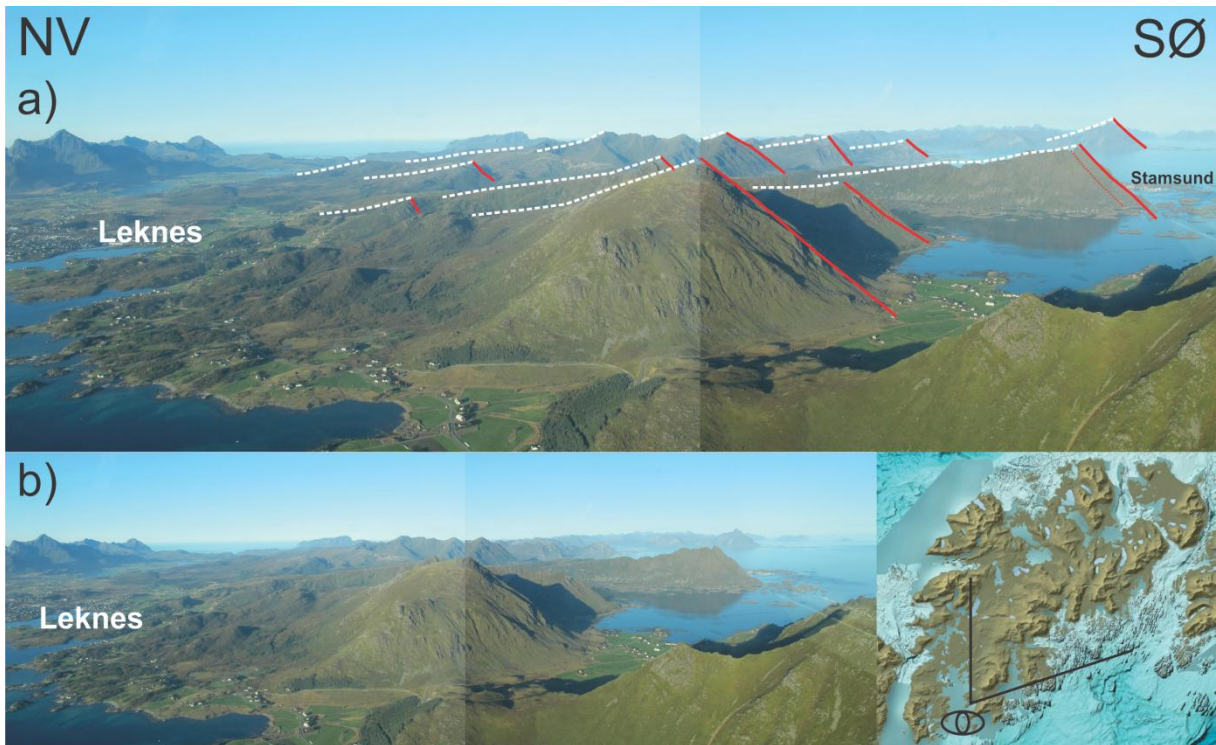
Det østlige området av Vestvågøya består av en kystlinje som følger en gjennomgående NØ-SV orientering, parallelt med Øst-Lofoten Grenseforkastningen (ØLGF) som er lokalisert ca. 8 km mot øst i Vestfjorden, og avgrenser Lofotryggen fra Vestfjordbassenget (Bergh et al. 2007; se kap. 3.1.4, 3.2, dette arbeidet).

Fjellpartiet som utgjør landskapet langs kysten fremstår med et svært positivt relieff, med topper opp mot 700m og er videre definert av en rekke bratte ($> 45^\circ$) skrenter med fall mot SØ (2.18a, 2.19). Skrentene opptrer parallelle med et gjennomgående, stappende, mønster og er tydelig segmentert av gjentatte fjorder som regelmessig bryter fjellpartiet i N-S retning (fig. 2.17b, 2.18a, 2.19). I bakkant av de bratte skrentene kan det observeres flere slakt hellende flater ($< 30^\circ$) som entydig faller mot NV (fig. 2.18, 2.19) og det sentrale lavlandet i sentrum av Vestvågøya (se kap. 2.3.3; fig. 2.21). Flatene opptrer på omtrent samme høyde over hele fjellpartiet, og kan observeres sammenhengende fra kysten i SØ til lavlandet i NV hvor de naturlig sammenfaller med de lave relieffer som preger det sentrale området av Vestvågøya (fig. 2.19) Sammensetningen av de bratte skrentene langs kysten og de slakt hellende flatene gir fjellpartiet en overordnet asymmetrisk arkitektur hvor hele fjellpartiet framstår skråstilt mot NV (fig. 2.19).

Den sørøstlige kystlinjen kan videre deles inn i tre halvøyer; Stamsund-, Ure- og Ballstadhalvøya som er adskilt av fjorder med dominerende N-S orientering (fig. 2.1, 2.17b). Fjordene framstår med varierende bredde og lengde, men er i stor grad lineære, med mindre Ø-V orienterte fjordarmer. Ved overgangen fra fjordene til land kan det i mange tilfeller også observeres lineære forsenkninger i landskapet som framstår som en forlengelse av fjordarmene på land (fig. 2.20). Disse forsenkningene bryter de positive landskapsformene (fjell) og bidrar til det svært positive relieffet langs øyas sørøstkyst (fig. 2.17b, 2.19, 2.20). Skjærgården i og rundt fjordene består av en rekke mindre øyer som opptrer lineære og elongerte i N-S retning, parallelt med fjordene (fig. 2.18a, c, d). De mindre øyene inneholder også lineamenter med NØ-SV orientering, parallelt med de dominerende landskapstrekkene i form av bratte skrenter og slakt hellende flater (fig. 2.18a, c, d). I kartbilde danner lineamentene blant di mindre øyene (N-S og NØ-SV) et karakteristisk rombisk / sikk-sakk mønster som opptrer konstant der disse kan observeres sammen (fig.2.18a, c, d).



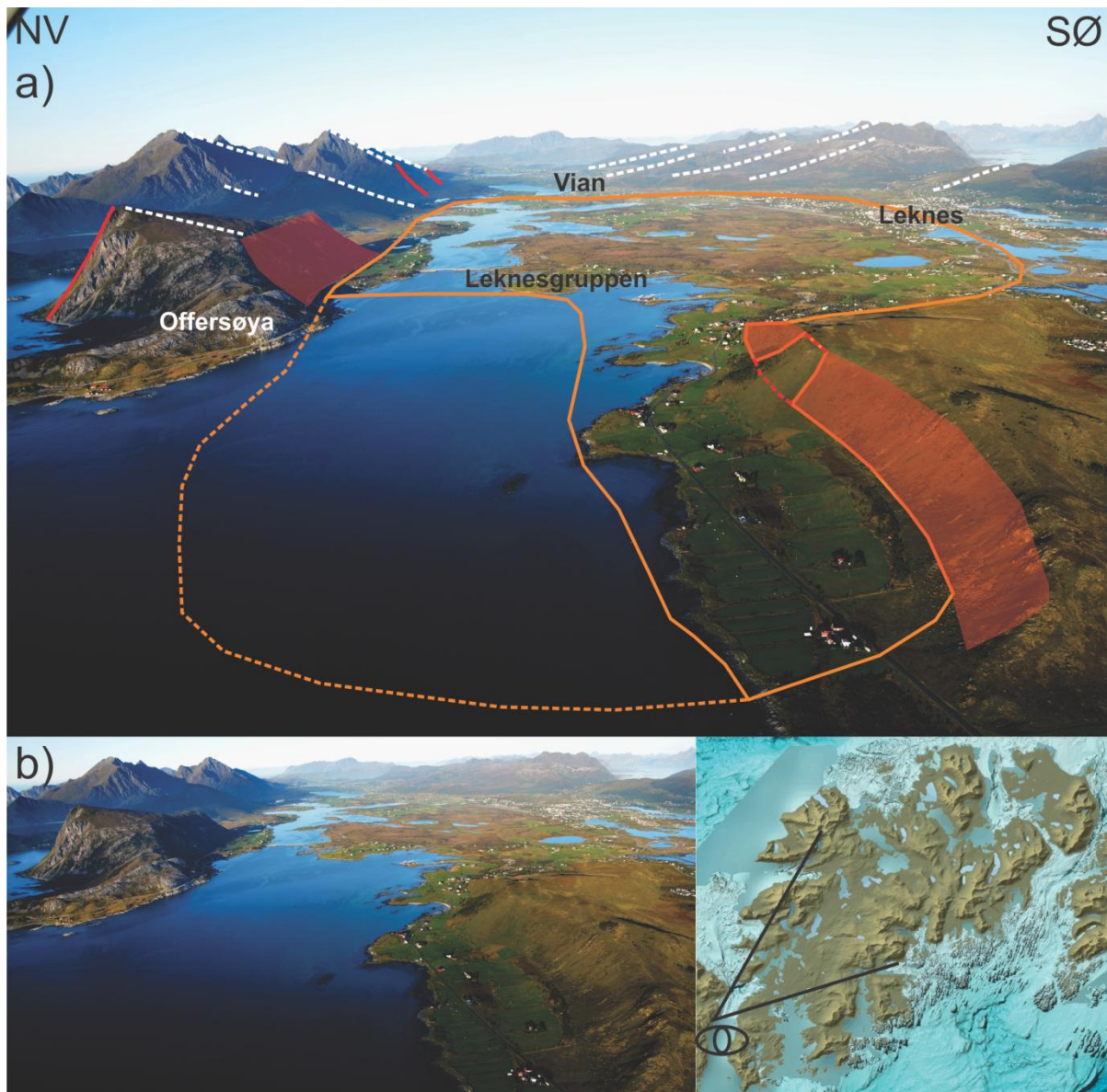
Figur 2.18 *a)* Flybilde som viser NØ-SV strykende skrenter med fall mot SØ, slakt hellende flater med fall mot NV og fjorder med N-S orientering som dominerer landskapet øst på Vestvågøya. Elongerte øyer med N-S orientering og NØ-SV orienterte lineamenter reflekterer prominente landskapstrekk langs kystlinjen. *b)* Utolket flybilde for referanse. *c, d)* Kystnære øyer reflekterer landskapstrekkene med parallelle lineamenter med henholdsvis N-S og NØ-SV orientering. Lokalisering anvist på indeksskart.



Figur 2.19 *a)* S sammensatt flyfoto (fra sørvest) av det østlige fjellpartiet på Vestvågøya, lokalisering anvist på indeksskart. Steppende, NØ-SV strykende, skreenter med fall mot SØ og slakt hellende flater med fall mot NV preger landskapsformene langs kystlinjen. *b)* Utolket flyfoto for referanse.



Figur 2.20 Flyfoto over deler av den sørøstlige kystlinjen på Vestvågøya. Lineære forsenkninger i landskapet opptrer i nær tilknytning fjorder med N-S (gul) og Ø-V (grønn) orientering. Lokalisering anvist på indeksskart.



Figur 2.21 a) Flyfoto (fra sørvest) av det sentrale området på Vestvågøya, lokalisering anvist på indekskart. Overgangen fra lavlandet til fjellpartiet i NV markeres av bratte skrenter og slakt hellende flater med fall mot SØ. Overgangen fra lavlandet til fjellene i SØ markeres av slakt hellende flater med fall mot NV. Utbredelsen til Leknesgruppen markert med oransje strek (stiplet ved antatt utbredelse). b) Utolket flyfoto for referanse.

2.3.3 Vestvågøya sentralt

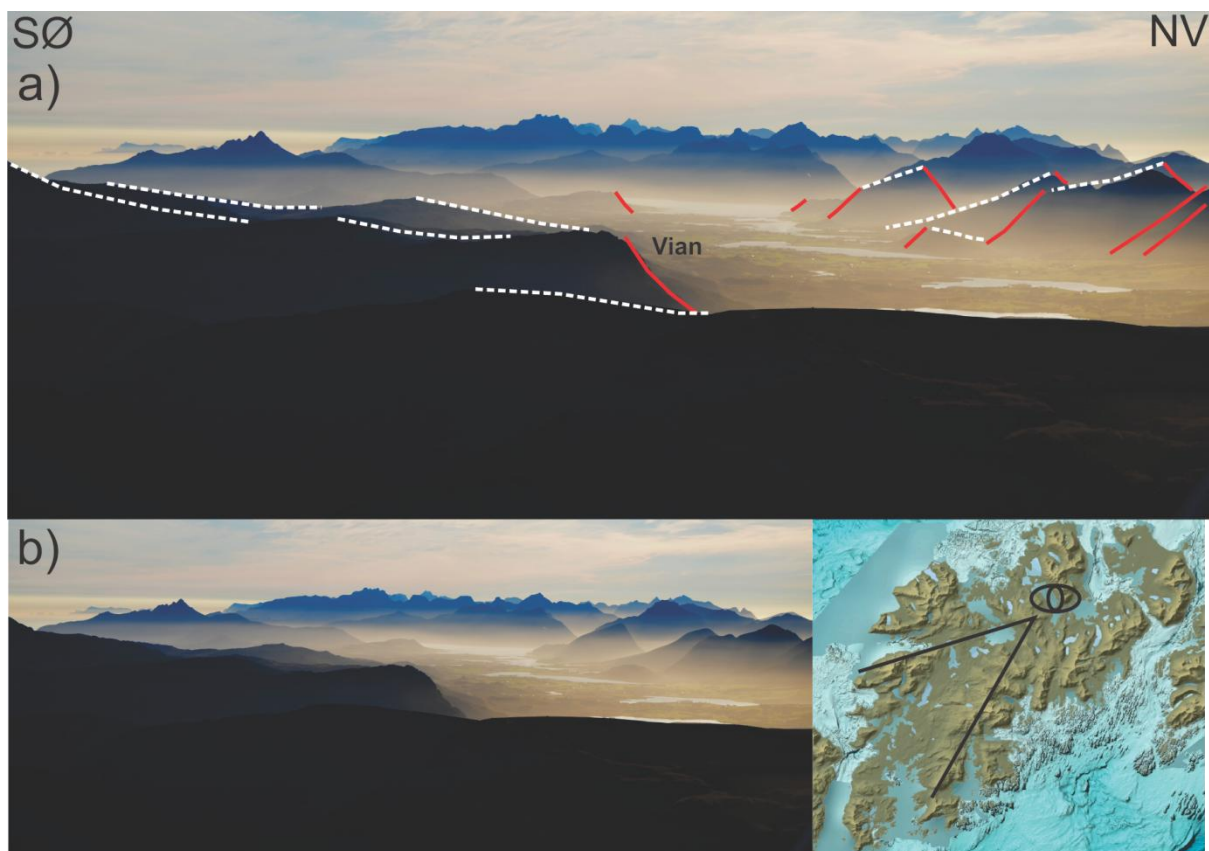
Det sentrale området på Vestvågøya preges av et godt definert lavland med store kontraster til de sideliggende fjellpartiene mot øst og vest (fig. 2.17a, c, 2.21). Berggrunnen preges her av den kaledonske Leknesgruppen som strekker seg fra Nappstraumen i sørvest og nordover til tettstedet Leknes hvor gruppen grenser til betraktelig eldre mangeritter like sør for Vian (se kap. 1.3.3, 2.2.4).

Ved lavlandets nordvestlige margin kan det observeres en brå overgang til høyreiste fjell med topper opp mot 900m (fig. 2.17a). Overgangen markeres av en kombinasjon av

bratte skrenter ($>45^\circ$) og slakt hellende flater ($<30^\circ$) med fall mot SØ som danner en segmentert, men tilnærmet lineær overgang til lavlandet (fig. 2.21). I sør faller en av disse skrentene sammen med den antatte Offersøyforkastningen, tidligere identifisert av Klein & Steltenpohl (1999) (fig. 2.21, 2.22), som avgrenser Leknesgruppen mot nordvest. Den steppende geometrien med bratte skrenter observert langs kysten i øst (fig. 2.18, 2.19) og vest (fig. 2.23) kan ikke observeres blant tilsvarende skrenter i marginen til lavlandet (fig. 2.21).

Den østlige marginen til lavlandet markeres av en mykere overgang til fjellene i øst (fig. 2.21, 2.22). Også her er det identifisert enkelte bratte skrenter i den nordligste og sørligste delen av denne marginen, men disse opptrer isolerte, hvor den generelle overgangen fra lavlandet til fjellene i øst markeres av en rekke parallelle, slakt hellende flater med fall mot NV (fig. 2.21, 2.22).

Den overordnede konfigurasjonen av motstående skrenter og slakt hellende flater ved lavlandets østlige og vestlige margin virker i stor grad å definere Leknesgruppens utbredelse (fig. 2.21). Graden av parallelle, motstående strukturer på begge sider av lavlandet er slående, og fremstår som speilbilder av hverandre (fig. 2.21, 2.22).



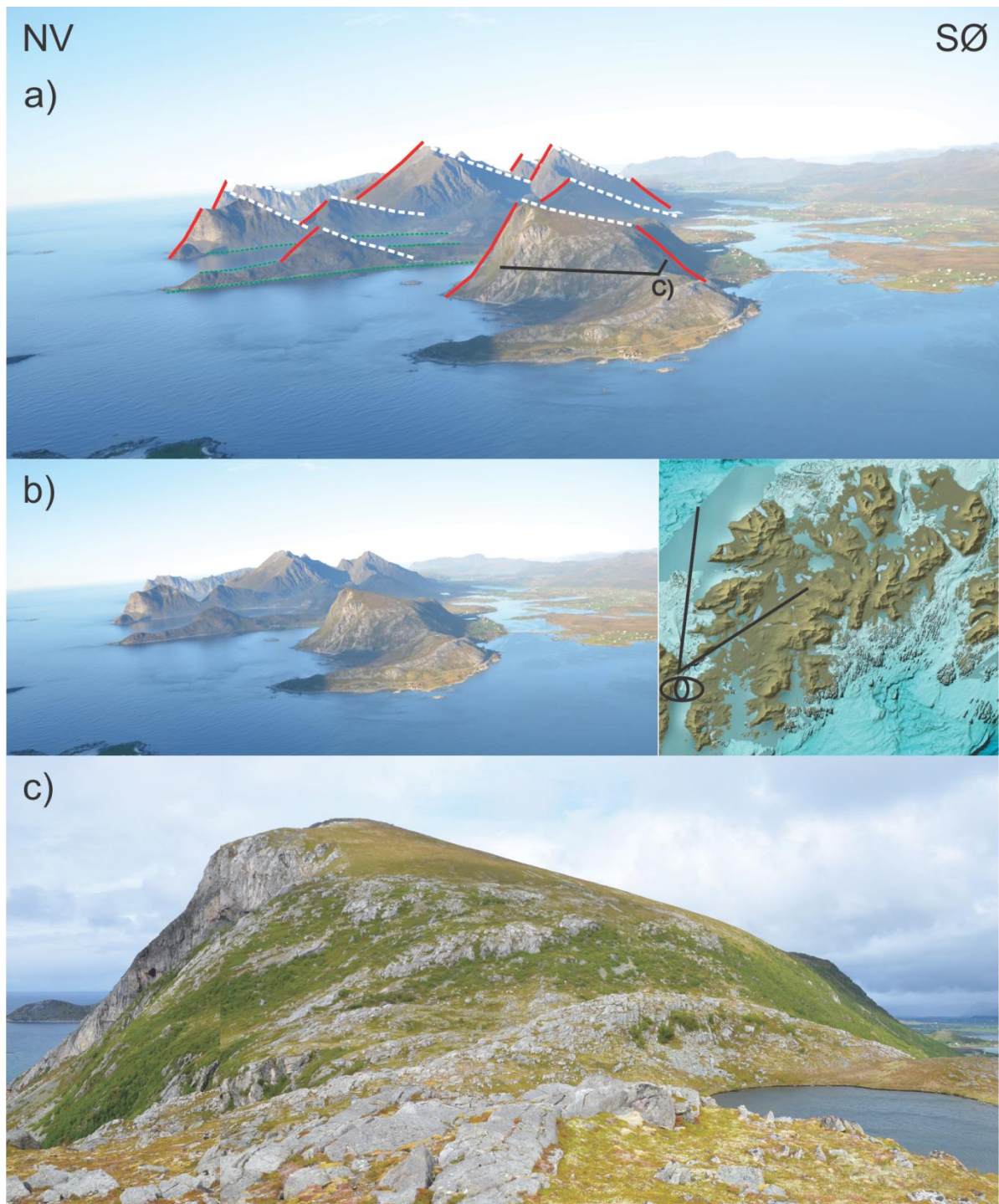
Figur 2.22 a) Flyfoto (fra nordøst) av det sentrale området på Vestvågøya, lokalisering anvist på indekskart. Marginene til det godt definerte lavlandet er i NV definert av bratte skrenter og flatt hellende flater med fall mot SØ. I SØ er overgangen fra lavlandet til fjellene markert av isolerte skrenter med fall mot NV og slakt hellende flater med fall mot NV. b) Utolket flyfoto for referanse.

2.3.4 Vestvågøya vest

Det vestlige området på Vestvågøya er i hovedsak bestående av et markert belte med alpine fjelltopper som innehar et svært positivt relieff, i sterk kontrast til lavlandet som preger sentrum av øyen (fig. 2.17a, d, 2.23a). Fjellenes treminering mot kysten er her preget av en rekke bratte skrenter ($>45^\circ$) som stryker NØ-SV med entydig fall mot NV (fig. 2.23). Skrentene danner steile kystklipper som kan observeres med parallell, steppende geometri i kartbildet som også tydelig bryter kystlinjens dominerende NNØ-SSV orientering (fig. 2.23), samtidig som skrentene opptrer parallelt med Vest-Lofoten Grenseforkastningen som er lokalisert noen få kilometer fra kysten og avgrenser Lofotryggen fra Ribbebasenget i vest (Bergh et al. 2007; se kap. 3.1.4, 3.2, dette arbeidet).

I bak kant av skrentene langs kysten, mot sentrum av Vestvågøya, kan det observeres slakt hellende ($<30^\circ$) flater som faller mot det sentrale lavlandet på øyen. Disse flatene opptrer i parallell konfigurasjon, ofte ved forskjellige høyder (fig. 2.23a, c). Det er også identifisert tilfeller hvor disse flatene brått brytes av nye bratte skrenter med fall mot NV, før en ny flate gjenopptrer med høyere elevasjon og tilsvarende fall inn mot det sentrale lavlandet (fig. 2.23a). Denne sammensetningen av bratte skrenter og slakt hellende flater gir landskapet et asymmetrisk profil som fremstår speilvendt av landskapet langs Vestvågøyas østkyst (fig. 2.19a, 2.23a). Ved overgangen til lavlandet i sentrum av øyen er de slake flatene flere steder bundet av motstående bratte skrenter som faller mot SØ, hvor Offersøykammen står frem som et godt eksempel på en slik konfigurasjon (fig. 2.21a, 2.23a, c).

Kystlinjen langs vestkysten av øyen preges, i likhet med østkysten, i stor grad av fjorder som her har en dominerende Ø-V til VNV-ØSØ orientering (fig. 2.23a). Fjordene fremstår her som brede og generelt korte i utstrekning, ofte etterfulgt av lineære forsenkninger i landskapet der fjordene stopper innlands og forsenkningene fungerer som en forlengelse av fjorden på land, ofte på tvers av fjellene (fig. 2.24). Slike forsenkninger kan også identifiseres uten direkte tilknytning til fjorder, og opptrer i disse tilfellene med en dominerende NV-SØ orientering som danner tydelige brudd i de NØ-SV strykende skrentene langs kysten (fig. 2.24). Mange av disse formelementene har opprinnelse i skåleformer/botner av varierende størrelse i fjellene, hvor den assosierte forsenkningen strekker seg mot kysten.



Figur 2.23 *a)* Flybilde (fra sørvest) over det nordvestlige fjellpartiet på Vestvågøya. Fjellene defineres av bratte skrenter med fall mot NV, og slak hellende flater med fall mot SØ. Ved overgangen til lavlandet i sentrum av øyen kan det også observeres skrenter med fall mot SØ. Lokalisering anvist på indeksskart. *b)* Utolket flyfoto for referanse. *c)* Feltbilde av Offersøykammen som defineres av bratte skrenter med fall mot NV og SØ med en skalt hellende flate mellom.



Figur 2.24 Flybilde over den nordvestlige kystlinjen på Vestvågøya. Lineære forsenkninger i landskapet opptrer isolerte og / eller i forbindelse med fjorder med Ø-V til NV-SØ orientering. Lokalisering anvist på indeksskart.

2.3.5 Oppsummering - landskapsarkitektur

Landskapet på Vestvågøya er i stor grad asymmetrisk som indikert ved de topografiske profilene (fig. 2.17). Storskala landskapsformer domineres av bratte NØ-SV strykende skrenter med fall mot NV og SØ i henholdsvis NV og SØ (fig. 2.19, 2.23a). I bakkant av de bratte skrentene opptrer en rekke slakt hellende flater som uten unntak faller inn mot sentrum av øya (fig. 2.19, 2.23a). De to fjellpartiene på øyen fremsår som et resultat av landskapsformene som speilbilder av hverandre, hvor begge fjellområdene virker skråstilt inn mot lavlandet. Fjorder, daler og lineære forsenkninger med Ø-V til N-S orientering bryter de dominerende landskapstrekkene og bidrar til fjellenes svært positive relieff (fig. 2.20, 2.24).

Videre sammenligning mellom sprø brudd / forkastninger i felt og de observerte landskapstrekkene vil sammen med seismiske og batymetriske tolkninger kunne belyse graden av tektonisk kontroll på landskapet på Vestvågøya (se kap. 4).

3 Beskrivelse av offshore data

3.1 Seismiske data

3.1.1 Introduksjon

Seismiske data utgjør en sentral del av det totale datasettet i denne oppgaven og legger grunnlaget for strukturelle tolkninger på sokkelen langs Lofoten marginen (fig. 3.1). I dette kapittelet vil beskrivelser og geologiske tolkninger av utvalgte seismiske linjer og seksjoner bli gitt med hovedfokus på forkastninger, deres geometri og opptreden, samt tektoniske relasjoner til utviklingen av bassengene på marginen.

3.1.2 Datasett

Det seismiske datasettet benyttet i denne oppgaven (fig. 3.1) er bestående av konvensjonelle 2D linjer fra sokkelen utenfor Lofoten & Vesterålen. Totalt utgjør datasettet over 1000 individuelle linjer, hvorav de fleste er innsamlet på slutten av 70-tallet / begynnelsen av 80-tallet av en rekke forskjellige selskaper (NPD, Norsk Hydro, WesternGeco, Statoil). De seismiske linjene benyttet i dette arbeidet er innsamlet av Statoil i 1973, -86, -87 og -94, og senere re-prosessert i 2007-2014 (fig. 3.1). Linjene ble valgt med vekt på plassering i forhold til Lofotryggen samt deres dekning av de omkringliggende bassengene på marginen utenfor Lofoten & Vesterålen. Ingen av linjene er dybdekonvertert i dette arbeidet. Det vil derfor bli benyttet sekunder (TVT) i de øvrige beskrivelsene der relativ dybde er av betydning.

3.1.3 Sedimentær stratigrafi

I dette arbeidet blir fem seismiske refleksjoner som utgjør de viktigste stratigrafiske kontaktene på marginen presentert i samtlige utvalgte seismiske seksjoner (tabell 3.1). Disse reflektorene deler stratigrafien til de sedimentære bergartene videre inn i fem aldersbestemte intervaller:

- Int. 1: krystallin, prekambrisk berggrunn
- Int. 2: permo-jurassiske sedimentære enheter
- Int. 3: tidlig kritt sedimentære enheter
- Int. 4: sen kritt sedimentære enheter
- Int. 5: kenozoiske sedimentære enheter

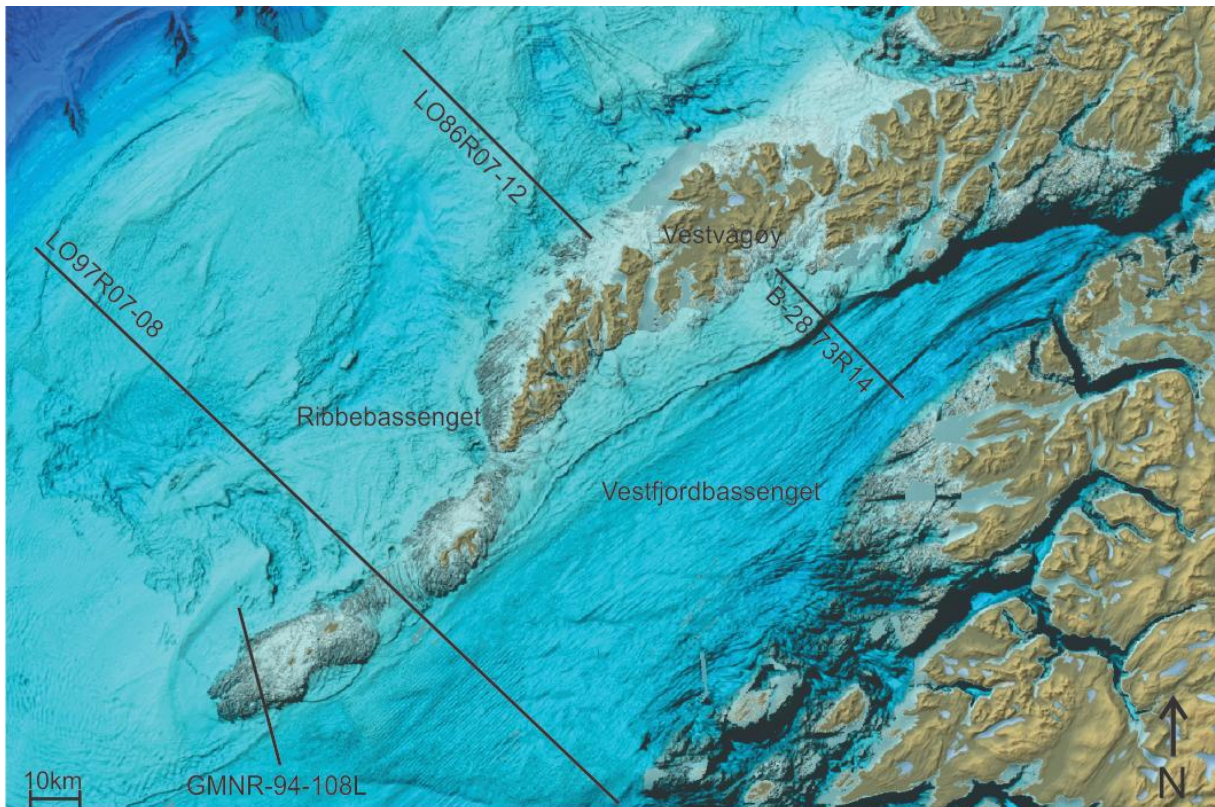
Videre tolkninger av de seismiske seksjonene utover de presenterte intervallene vil fokusere på strukturelle og tektoniske elementer. En forenklet sedimentær stratigrafi blir derfor benyttet.

Tidligere tolkninger av "*top-basement*" (Henningsen, pers. kom. 2014) er benyttet som grunnlag for tolkninger i dette arbeidet og baseres på to borekjerner i Nordland VII; 6824/04-U-1 & -U-2 (Smelror et al. 2001), samt "*top-basement*" tolkninger fra gravimetriske data hvor topografien til dette intervallet samsvarer med det gravimetriske bouger anomali (Henningsen, pers. kom. 2014). "*Top-basement*" reflektoren er gjennomgående kontinuerlig over alle seismiske linjer tolket i dette arbeidet og representerer en tydelig overgang fra diffuse refleksjoner i den krystallineske berggrunnen til tydelig stratifiserte refleksjoner i de overliggende sedimentære intervallene. Under tolkningen av reflektorer i de sedimentære enhetene har det blitt lagt vekt på refleksjoner som er kontinuerlige over samtlige utvalgte seksjoner. Med unntak av "*top-basement*" reflektoren er det tre overliggende refleksjoner som skiller seg fra den generelle lagdelingen i de sedimentære enhetene. Korrelasjoner fra de tilgjengelige borekjernene i Nordland VII indikerer at disse reflektorene markerer overgangen fra henholdsvis permo-jurassiske til tidlig kritt enheter, tidlig kritt til sen kritt enheter og sen kritt til kenozoiske enheter. Overgangen fra tidlig kritt til sen kritt (reflektor 3) markeres videre av en vinklet diskonformitet hvor de yngre enhetene tydelig lapper på de eldre (fig. 3.2, 3.3, 3.4).

De øverste reflektorene kartlagt i dette arbeidet representerer overgangen fra sen kritt til kenozoiske enheter samt havbunnen, henholdsvis. De sedimentære enhetene i det kenozoiske intervallet er tilnærmet horisontale og utøver liten innflytelse på de strukturelle og tektoniske elementene på marginen som er av sentral betydning for denne oppgaven.

Tabell 3.1, Seismiske reflektorer omtalt i dette arbeidet.

Reflektor - refleksjon	Fork.	Karakteristika
Reflektor 1 - topp krystallinsk berggrunn	R1	Sterk refleksjon. Overgang fra diffuse refleksjoner i " <i>basement</i> " til overliggende stratifiserte refleksjoner.
Reflektor 2 - bunn kritt	R2	Kontinuerlig refleksjon med middels sterk amplitude.
Reflektor 3 - midt kritt (Intra Cenoman)	R3	Kontinuerlig, høy amplitude. Markerer en vinklet diskonformitet.
Reflektor 4 - bunn kenozoikum	R4	Markerer overgangen til horisontale refleksjoner i de Kenozoiske enhetene.
Reflektor 5 - havbunn	R5	Overgangen fra sjø til havbunn. Sterk refleksjon



Figur 3.1 Oversikt over seismiske linjer omtalt og tolket i dette arbeidet.

3.1.4 Seismisk Tolkning

3.1.4.1 Linje LO87R07-08

Denne regionale linjen er en av få linjer som krysser Lofotrøkken i sin helhet, samtidig som den dekker bassengene på både øst- og vestsiden av ryggen. Linjen er orientert NV-SØ og strekker seg over en avstand på 175 km. Dette gir derfor god innsikt i N-S til NØ-SV strykende forkastninger som fra feltarbeidet antas å dominere på land, samt den omkringliggende sokkelen (Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012).

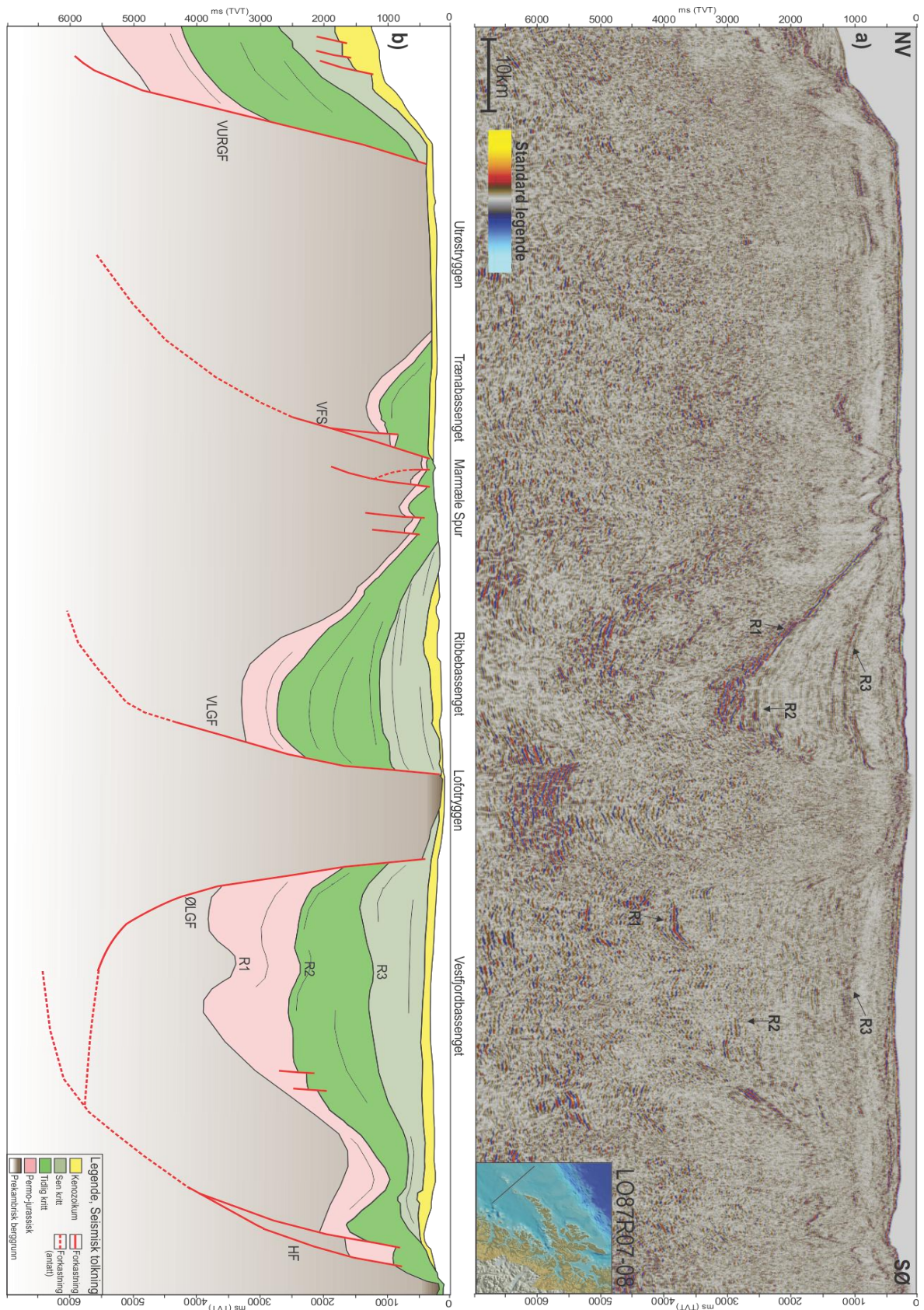
Denne seismiske seksjonen er delt inn i fem stratigrafiske intervaller som adskilles av de seismiske reflektorene 1-5 (Tabell 3.1). Reflektor 1 er den dypeste og, med unntak av reflektor 5 (havbunn), den mest kontinuerlige reflektoren i denne seksjonen. Reflektoren knyttes til en gjennomgående sterk og kontinuerlig refleksjon som markerer overgangen fra intervall 1 til intervall 2 (kap. 3.1.3). Enhetene i intervall 1 kjennetegnes ved kaotiske og diffuse refleksjoner med varierende styrke uten synlig stratifisering. Refleksjonene i denne sekvensen kan stedvis opptre sammenhengende over korte distanser, men opptrer generelt segmenterte (fig. 3.2). Disse enhetene tolkes derfor til å være bestående av krystallinske,

prekambriske bergarter, hvor reflektor 1 markerer "*top-basement*" og bunnen av de sedimentære bassengene på sokkelen her.

Geometrien til reflektor 1 påviser tilstedeværelsen av tre høyder og tre større bassenger som sammen utgjør den overordnede sokkelarkitekturen i området. Basert på tidligere arbeider (jf. Bergh et al. 2007) er høgdene representert ved Utrøstryggen i Vest, Marmæle Spur sentralt og Lofotryggen i Øst. Bassengene gjenspeiler halv-grabener med Vestfjordbassenget i øst, Ribbebassenget sentralt og det mindre Trænabassenget i vest (fig. 3.2)

I sterk kontrast til refleksjonene i den krystalline enheten har intervall 2 en tydelig stratifisering med kontinuerlige og sammenhengende refleksjoner av middels til høy amplitude (fig. 3.2). Den klare stratifiseringen er en sterk indikasjon på sedimentære bergarter som i denne seksjonen også representerer de eldste sedimentære enhetene i samtlige bassenger. Tykkelsen på intervallet varierer over hele seksjonen, også internt i bassengene hvor sekvensen øker i tykkelse inn mot større forkastninger (fig. 3.2) som VLGF i Ribbebassenget og ØLGF i Vestfjordbassenget. Direkte aldersindikasjoner på de sedimentære enhetene i intervall 1 er vanskelig å fastslå med god sikkerhet med det tilgjengelige datasettet. Borekjerner fra Nordland VII (Smelror et al. 2001) har ikke penetrert sedimentære bergarter eldre enn kritt alder, men disse enhetene antas å være av sen paleozoisk / tidlig mesozoisk alder og omtales derfor som permo-jurassiske bergarter i dette arbeidet (se kap. 4.3).

Intervall 3 representerer i denne seksjonen den tykkeste sedimentære enheten på marginen med en gjennomsnittlig tykkelse på 1,5s TVT (fig. 3.2). Bunnen av denne enheten er markert ved reflektor 2 som følger en kontinuerlig refleksjon med moderat amplitude gjennom hele seksjonen (fig. 3.2). Refleksjoner internt i intervallet indikerer en tydelig lagning av de sedimentære enhetene, med gjentatte sammenhengende refleksjoner i samtlige bassenger på denne seksjonen. Den tydelige stratifiseringen øker oppover i enheten til den overskygges av en markert og kraftig refleksjon - reflektor 3. Denne reflektoren følger stratifiseringen til de underliggende enhetene samtidig som den tydelig bryter overliggende refleksjoner (fig. 3.2). Dette indikerer en erosiv kontakt mellom enhetene i intervall 3 og de overliggende enhetene i intervall 4. Borekjernene i Nordland VII knytter disse sekvensene til sedimentære bergarter av kritt alder, hvor reflektor 3 trolig representerer "*Intra Cenoman*" (fig. 3.2), en karakteristisk og mye anvendt horisont i dette området (Henningsen, pers. kom. 2014). *Intra Cenoman* reflektoren representerer en vinkeldiskonformitet som markerer overgangen fra tidlig kritt (intervall 3) til sen kritt (intervall 4).



Figur 3.2 a) Utolket seismisk linje LO87R07-08, sort linje på indeksskartet. b) Tolkning av seismisk linje LO87R07-08. Permo-jurasiske, Kritt og Kenozoiske sedimentære bergarter overligger krystallin prekambrisk berggrunn. Vestfjordbassengget (øst), Ribbebassengget (sentralt) og Trænabassengget (vest) er adskilt av henholdsvis Lofotryggen, Marmæle Spur og Utrøstryggen. Seksjonen domineres av forkastninger med fall mot NV med lokale unntak. Forkortelser er gitt i tabell 1.1

Interne refleksjoner i de sedimentære enhetene av sen kritt alder opptrer med varierende styrke og kontinuitet. Lagningen lapper tydelig på reflektor 3 i de store bassengene hvor refleksjonene fremstår sub-horisontale. I øvre deler av intervallet nærmer refleksjonene seg gradvis en horisontal orientering før de delvis brytes av en kraftigere refleksjon, videre omtalt som reflektor 4. Denne reflektoren skiller den svakt hellende lagningen i intervall 4 fra den horisontale stratifiseringen i de kenozoiske enhetene. Disse sedimentene ligger som et teppe over de øvrige enhetene i denne seksjonen og skiller i hovedsak fra de eldre enhetene på bakgrunn av sin horisontale natur (fig. 3.2).

Det er identifisert en rekke forkastninger i denne seismiske seksjonen med varierende opptreden og geometri (fig. 3.2). Felles for de fleste forkastningene er deres påvirkning av den krystalline berggrunnen, hvor relativt få forkastninger opptrer utelukkende i de sedimentære enhetene. Som et resultat av dette er mange av de observerte forkastningene påfallende vanskelig å følge på steder hvor de kun påvirker den krystallinske berggrunnen, der stratifisering uteblir og refleksjonene er diffuse og kaotiske (fig. 3.2).

Vestfjordbassenget avgrenses i øst av en større forkastning med fall mot NV, Hamarøy Forkastningen (Hansen et al. 2012). Enhetene i hengblokken har her falt ned mot NV og viser til normal bevegelse langs denne hovedforkastningen, som også har en tydelig listrisk geometri mot dypet (fig. 3.2). Denne forkastningen opptrer også i tett relasjon med en annen, mindre, normalforkastning i vest, som innehar samme geometri med fall mot NV. Den utøver også en tydelig påvirkning på de sedimentære bergartene i hengblokken hvor det oppstår en tydelig tykkelsesøkning i enhetene som utgjør intervall 2 & 3 inn mot forkastningsplanet. Den overordnede bassenggeometrien i direkte tilknytning til disse to forkastningene er en asymmetrisk kile som kan gjenspeile en "roll-over" struktur i hengblokken, som sammen med tykkelsesøkning i de sedimentære enhetene inn mot forkastningene er en indikasjon på syn-sedimentær forkastningsaktivitet.

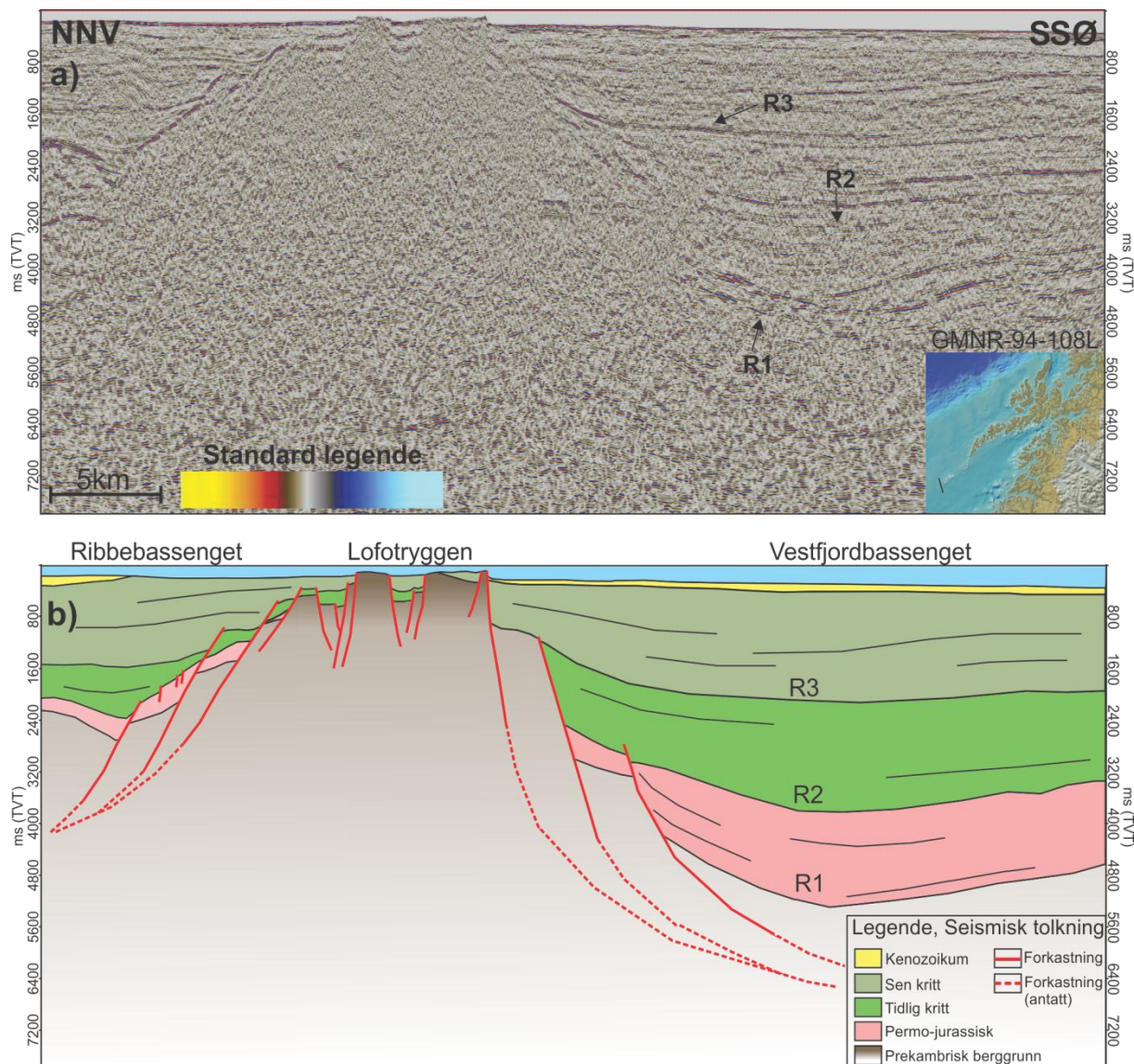
Den vestlige marginen til Vestfjordbassenget avgrenses av Øst-Lofoten Grenseforkastningen (ØLGF) som igjen binder den østlige utbredelsen av Lofotryggen mot Vestfjorden (Bergh et al. 2007). Den østlige grenseforkastningen fremstår planar i den øvre delen av den seismiske seksjonen, med fall mot SØ som gradvis bøyer av i dypet til en overordnet listrisk geometri (fig. 3.2). Med utgangspunkt i den krystalline berggrunnen er spranghøyden til denne forkastningen på hele 4s TVT. Det er også her en betydelig tykkelsesøkning i de sedimentære intervallene inn mot forkastningsplanet. Dette gjelder spesielt for de permo-jurassiske enhetene som viser en total tykkelsesøkning på 0,5s TVT inn

mot forkastningsplanet, til sammenligning med samme intervall i den sentrale delen av bassenget (fig.3.2).

Den østlige marginen til Ribbebassenget avgrensner i likhet med Vestfjordbassenget mot Lofotryggen (fig. 3.2). I dette tilfellet er det Vest-Lofoten Grenseforkastningen (VLGF) som markerer overgangen fra bassenget til Lofotryggen (Bergh et al. 2007). VLGf viser i likhet med ØLGF en planar geometri i øvre deler av den seismiske seksjonen, men med gradvis avbøying og overgang til en mer listrisk geometri mot dypet (fig. 3.2). Denne grenseforkastningen har fall mot NV, hvor "top-basement" reflektoren viser til en omtrentlig spranghøyde på 3s TVT. De sedimentære enhetene i hengblokken viser også her en tydelig tykkelsesøkning fra sentrale deler av bassenget inn mot forkastningsplanet, men i dette tilfellet er den største økningen i tykkelse tilknyttet intervall 3, som inneholder enheter av tidlig kritt alder (fig. 3.2).

Marmæle Spur markerer den vestlige avgrensningen av Ribbebassenget og den østlige avgrensningen til Trænabassenget (Hansen et al. 2012). Denne berggrunnshøgden domineres av en rekke parallelle forkastninger som inngår i Vesterdjupet-forkastningssone (Bergh et al. 2007). Disse forkastningene innehar en listrist geometri med fall mot NV og en samlet spranghøyde på omtrent 0,5s TVT. De øvrige forkastningene i denne sonen opptrer som en rekke mindre forkastninger med markert minkende spranghøyde fra hovedforkastningen (fig. 3.2). Resultatet er en dominolignende forkastningskonfigurasjon med syntetiske og antitetiske forkastninger koblet opp mot roterte forkastningsblokker fra NV mot SØ (fig. 3.2).

Trænabassenget grenser i NV mot Utrøstryggen, uten en synlig grenseforkastning i overgangen fra basseng til berggrunnshøgden. Dersom det eksisterer en forkastning her er den enten maskert i det krystalline intervallet eller lavvinklet til det punkt hvor den opptrer sub-seismisk (Andreassen 2009). De sedimentære enhetene kan også simpelthen lappe på den prominente høgden, uten tilstedeværelsen av en større forkastning slik indikert i figur 3.2. Utbredelsen til Utrøstryggen er i NV definert av en større forkastning som også faller mot NV. Denne forkastningen innehar en tydelig planar geometri som nedforkaster "top-basement" reflektoren med ca. 4,5s TVT mot NV. Dette er dermed den største forkastningen i profilet i henhold til spranghøyde. I hengblokken viser den sedimentære sekvensen av tidlig kritt alder en moderat tykkelsesøkning inn mot forkastningsplanet. Dette er vanskelig å anslå for de antatt eldre, pre-kritt avsetningene da de strekker seg utenfor profilets dekning.



Figur 3.3 a) Utolket seismisk linje GMNR-94-108L, sort linje på indekskart. **b)** Tolkning av seismisk linje GMNR-94-108L. Permo-jurassiske, Kritt og Kenozoiske sedimentære bergarter overligger krystallin prekambrisk berggrunn. Vestfjordbassenget (øst) og Ribbebassenget (vest) er adskilt av Lofotrøygen. En rekke forkastninger som faller både mot NV og SØ opptrer internt på Lofotrøygen. Overgangen fra ryggen til bassengene er definert ved en rekke større forkastninger med listrisk geometri. Forkortelser er gitt i tabell 1.1.

3.1.4.3 Linje GMNR-94-108L

Denne linjen er lokalisert like sørvest for LO87R07-08 og krysser Lofotrøygen lengst sør langs et NNW-SSØ profil (fig. 3.1). Linjen er vesentlig kortere (25km) enn de øvrige linjene i dette arbeidet, og dekker bare små deler av de sideliggende bassengene. Til tross for den korte avstanden gir linjen et betydelig mer detaljert bilde av Lofotrøygen og de interne strukturene på ryggen (fig. 3.3). Dette gjør linjen sentral for videre sammenligning av forkastninger, horst-graben strukturer og det generelle landskapsrelieffet observert på Vestvågøya (se kap. 4.2).

Selv om denne linjen er kortere enn de øvrige linjene kan de samme stratigrafiske enhetene også observeres i denne seksjonen, basert på de samme kriteriene som ved de øvrige linjene. Samtlige sedimentære intervaller er her godt synlige som kontinuerlige refleksjoner og innehar en tydelig stratifisering. Tykkelsen til disse enheten fremstår samtidig svært kontinuerlig internt i de respektive bassengene, uten markerte økninger / reduksjoner i tykkelse (fig. 3.3). Vestfjordbassenget opptrer derimot betydelig dypere enn vestfjordbassenget noe som gjenspeiles i tykkelsen til de sedimentære enhetene. Reflektor 1 er her plassert ved den dypeste kontinuerlige refleksjonen som skiller de stratifiserte intervallene fra de homogene, kaotiske refleksjonene som utgjør krystalline bergarter. Overgangen fra de permo-jurassiske enhetene til tidlig kritt er her tolket til en refleksjon (reflektor 2) som tilsynelatende representerer overgangen fra en moderat til en svakere helning i stratifisering. Reflektor 3 (Intra Cenoman) plasseres i denne tolkningen til en kontinuerlig refleksjon som i Ribbebassenget ser ut til å markere en diskonform overgang i stratifisering. Det samme gjelder for reflektor 4 som her markerer overgangen fra en svakt hellende lagning i sen kritt til horisontal lagning i de tertiære sedimentene (fig. 3.3).

En rekke forkastninger opptrer i nær tilknytning Vestfjordens (sørøst) og Ribbebassengets (nordvest) terminering mot Lofotryggen (fig. 3.3). Ryggens østlige avgrensning er i dette tilfellet bestående av tre forkastninger med fall mot SØ. Disse forkastningene viser varierende spranghøyde fra 0,8 - 2s TVT, med en samlet spranghøyde på omtrent 4,4s TVT. Forskyvningen av reflektor 1 viser konsekvent normal bevegelse på forkastningene med en planar geometri i øvre deler av seksjonen fulgt av en gradvis avbøyning til listrisk geometri i dypet. Det kan derfor ikke utelukkes at dette er segmenter av den samme hovedforkastningen, også tatt i betraktning den lignende totalforskyvningen, som er identifisert lengre nord i LO87R07-08 seksjonen. Den listriske geometrien og utflatning av flere syntetiske forkastninger mot samme nivå i dypet antyder eksistensen av et dypt detasjement i Vestfjordbassenget, som indikert på figur 3.3.

En lignende konfigurasjon av listriske forkastninger er tolket langs den vestlige marginen til Lofotryggen (fig. 3.3). Men her opptrer Ribbebassenget på et mye grunnere skorpenivå (2,6s TVT) sammenlignet med Vestfjordbassenget (5,0s TVT). Dette reflekteres også i en betraktelig mindre samlet spranghøyde (2,4s TVT) til forkastningene langs den vestlige marginen relativt til den østlige marginen av Lofotryggen (fig. 3.3). Forkastningene som her utgjør overgangen fra ryggen til Ribbebassenget har en dominerende planar geometri. Det kan derimot ikke utelukkes at også disse forkastningene bøyer av i dypet og flater ut i et detasjement, men dette er vanskelig å konkludere med ut i fra den tilgjengelige seismikken.

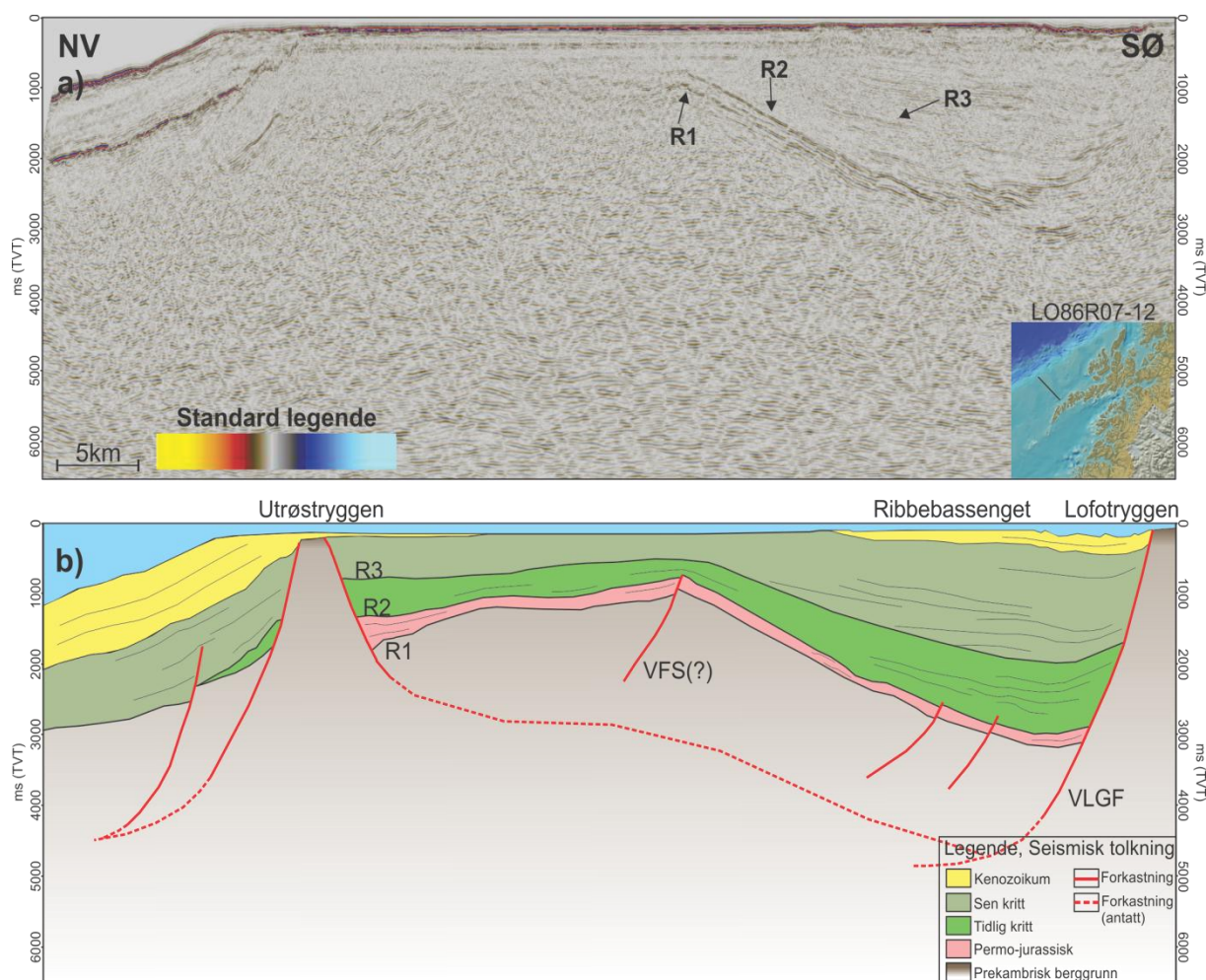
De sedimentære intervallene viser lite økning i tykkelse inn mot grenseforkastningene, noe som står i sterk kontrast til observasjonene i LO87R07-08 linjen. Dette kan enten skyldes det økte antallet grenseforkastninger, hvor den totale tiden med forkastningsaktivitet fordeles over flere forkastningsplan og / eller manglende forkastningsaktivitet under sedimentasjon.

Internt på Lofotryggen er det identifisert opptil ni forkastninger med fall nåde mot SØ og NV (fig. 3.3). Diffuse og kaotiske refleksjoner i den krystalline berggrunnen gjør det vanskelig å spore disse forkastningene over store avstander i dypet, som igjen resulterer i en tilsynelatende planar geometrisk opptreden. Dette er trolig en realistisk antagelse, men som ikke kan bekreftes uten et mer detaljert studie av disse forkastningene. Til sammenligning med øvrige forkastninger i denne seksjonen viser disse forkastningene til en vesentlig mindre totalforskyvning av reflektor 1. Spranghøyden varierer fra 0,1s - 0,7s TVT med reflektor 1 som referansepunkt langs individuelle forkastninger. Flere av forkastningene opptrer derimot med en parallell konfigurasjon, noe som igjen resulterer i en økt totalforskyvning blant syntetiske og antitetiske bruddsett (fig. 3.3). Med utgangspunkt i den krystalline berggrunnen gir dette en topografisk arkitektur med gjentatte høyderygger som innehar diffuse seismiske signaturer og sideliggende forsenkninger med kontinuerlige refleksjoner (fig. 3.3). Dette antyder horst-graben strukturer hvor det også kan forekomme sedimentære bergarter i forsenkningene internt på Lofotryggen som indikert på figur 3.3.

3.1.4.3 Linje LO86R07-12

Linje LO86R07-12 er lokalisert like vest for Vestvågøy og strekker seg fra strandflaten ut mot kontinentalskråningen med en nordvest - sørøstlig orientering (fig 3.1). Linjen omfatter mange sentrale tektoniske elementer langs den vestlige Lofotmarginen inkludert Utrøstryggen, Ribbebassenget og VLGF (Bergh et al. 2007; fig. 3.4). Denne seksjonen spiller derfor en sentral rolle for korrelasjon og tolkninger av observerte forkastninger på land på Vestvågøya. Linjen er dessuten en omtrentlig forlengelse av linje B-28-73R14 i Vestfjorden og utgjør sammen med denne grunnlaget for et endelig tektonisk profil som krysser Vestvågøy ved Leknes og dekker de sideliggende bassengene (se kap. 4.6).

De stratigrafiske intervallene i denne seksjonen følger i stor grad geometrien som har vært observert på de foregående seksjonene. Reflektor 1 følger en kontinuerlig refleksjon med moderat amplitude i Ribbebassenget, men som mister noe intensitet i vest mot Utrøstryggen (fig. 3.4). Overgangen fra krystalline til sedimentære bergarter er likevel synlig grunnet den markerte overgangen mellom diffuse og stratifiserte refleksjoner. Med utgangspunkt i reflektor 1 gir bassengarkitekturen opphav til et mindre sub-basseng øst for Utrøstryggen,



Figur 3.4 A) Utolket seismisk linje LO86R07-12, sort linje på indekskart. B) Tolkning av seismisk linje LO86R07-12. Permo-jurassiske, Kritt og Kenozoiske sedimentære bergarter overligger krystallin prekambrisk berggrunn. Ribbebassenget er bundet av Utrøsthøgda (vest) og Lofotryggen (øst). Seksjonen domineres av forkastninger med en dominerende listrisk geometri og fall mot NV. Forkortelser er gitt i tabell 1.1.

bundet av en mindre berggrunnshøyde sentralt i seksjonen hvor reflektoren faller slakt mot NV (fig. 3.4). Dette kan være starten på Trænabassenget i nord, som tidligere indikert av Tsikalas et al. 2001; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012.

Reflektor 2 er i denne seksjonen tolket til en sterk refleksjon som stedvis ligger parallelt med reflektor 1. Små endringer i tykkelse på intervall 2 gjør det derimot mulig å skille disse refleksjonene og videre anta med sikkerhet at reflektor 1 i dette tilfellet ikke er en multipel av reflektor 2 (fig. 3.4). Det er derimot vanskelig å observere samme konfigurasjon vest for Utrøstryggen, hvilket gjør det vanskelig å identifisere reflektor 2 her. Dette stiller spørsmål ved tilstedeværelsen av permo-jurassiske bergarter vest for Utrøstryggen, som antydnet på figur 3.4. De øvrige reflektorene plasseres i henhold til de tidligere observerte endringene i stratifisering blant enhetene i intervall 4 & 5, hvor vi kan observere tydelige diskonformiteter i overgangen tidlig- sen kritt samt sen kritt - tertiær.

I denne seksjonen avgrensnes Ribbebassenget mot Lofotryggen av én stor forkastning (VLGF) med en tilsvarende konfigurasjon som den observert i linje LO87R07-08. Grenseforkastningen innehar en overordnet listrisk geometri med fall mot NV og utflatning mot et mulig detasjement ved 5s TVT (fig. 3.4). Forskyvningen av "top-basement" kontakten indikerer normal bevegelse ned-mot-NV og en spranghøyde tilsvarende 3,1s TVT. I Ribbebassenget er det videre identifisert 3 mindre forkastninger parallelt med VLGf som påvirker enhetene opp til intervall 3. Disse forkastningene viser også til en listrisk geometri med fall mot NV og en betydelig mindre spranghøyde på ca. 0,1 - 0,15s TVT. De utøver derfor en minimal påvirkning på de sedimentære enhetene, men tolkes som syntetiske til VLGf (fig. 3.4). Den vestligste av disse tre forkastningene kan være en nordlig forgrening av Vesterdjupet Forkastningen som indikert på figur 3.4.

Den mindre berggrunnshøyden skaper et skille i de overliggende berggrunnsintervallene hvor enhetene vest for høyden faller mot NV, mens enhetene øst for høyden faller mot SØ. Tilstedeværelsen av Vesterdjupetforkastningen kan indikere at dette er den nordlige begynnelsen på Marmæle Spur (se fig. 2.2). Den storskala konfigurasjonen fra Lofotryggen (øst) til Utrøstryggen (vest) gjenspeiler i stor grad en antiklinal eller "roll-over" struktur. Tilstedeværelsen av en slik struktur kan videre støttes av tykkelsesøkninger i de sedimentære intervallene der de grenser mot henholdsvis Lofotryggen (økning i int. 3) og Utrøstryggen (økning i int. 2).

Utrøstryggen er i øst definert av en stor listrisk normalforkastning (ØURGF) som faller mot SØ, med en spranghøyde på 1,8s TVT. Denne forkastningen tolkes til å ha samsvart med dannelsen av den store "roll-over" strukturen, som gjenspeiles i den listriske formen til forkastningen som i dypet antas å gjenspeile geometrien til intervall 2 & 3 i "roll-over" strukturen (fig. 3.4). Den vestlige marginen til Utrøstryggen avgrensnes av en lignende forkastning (VURGF), men her med fall mot NV. Denne forkastningen har noe mindre spranghøyde på ca 1,5s TVT, og fremstår i større grad planar i øvre deler av seksjonen. Listrisk geometri kan også her antydes, men i dette tilfellet med en svakere avbøyning mot dypet. En mindre, syntetisk, normalforkastning opptrer lengst nordvest i denne seksjonen. Spranghøyden er her noe mindre, ca 0,25s TVT, men forkastningen virker å sammenfalle med den antatte listriske avbøyningen til hovedforkastningen vest for Utrøstryggen.

3.1.4.4 Linje B-28-73R14

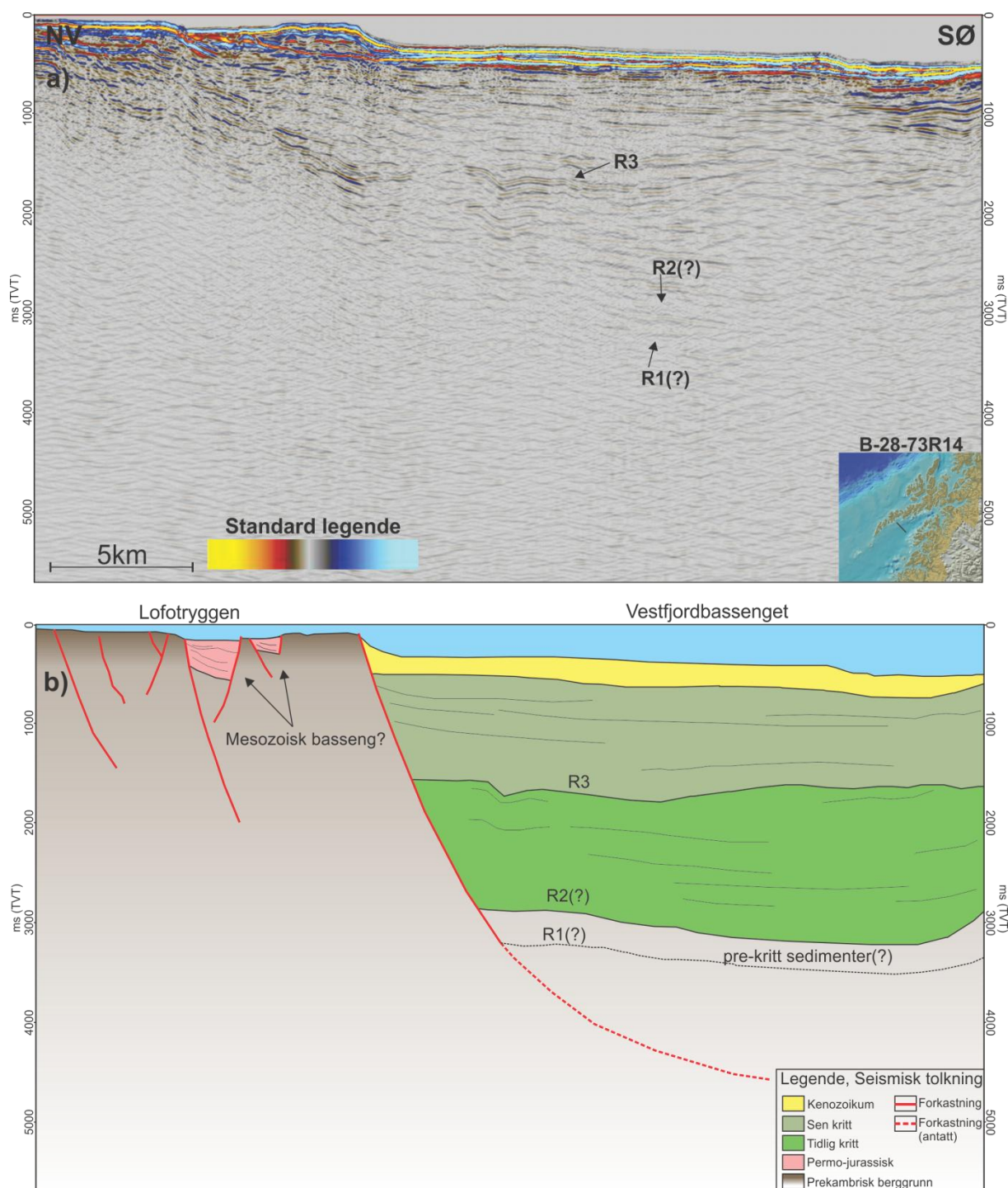
Linje B-28-73R14 utgjør fortsettelsen av linje LO86R07-12 mot SØ og ut i Vestfjorden fra strandflaten øst for Vestvågøy mot Steigen på fastlandet (fig. 3.1). Linjen er viktig for å

knytte sammen landdata fra Vestvågøy og den vestlige marginen av Vestfjordbassenget, samtidig som den utgjør den sørøstlige seksjonen av det komplette profilet fra marginen i vest, over Lofotryggen og ut i Vestfjorden (se kap. 4.6). Kvaliteten på denne seismiske seksjonen er mye dårligere enn de andre studerte slinjene i dette arbeidet. Dette til tross senere re-prosesserings i 2014.

Linjen bærer tydelig preg av akustisk maskering (Andreassen 2009) ved økende dybde noe som gjør det vanskelig å identifisere seismiske refleksjoner i dypet, spesielt under 3s TVT (fig. 3.5). Den generelt dårlige seismiske responsen gjør det vanskelig å identifisere reflektor 1 med stor sikkerhet. Vest i seksjonen kan det observeres svak stratifisering fra havbunnen ned til ca. 1,5s TVT (fig. 3.5). Det er derimot lite sannsynlig at denne stratifiseringen er reell da feltstudier har avdekket en strandsone som er utelukkende bestående av krystallinske bergarter, "*basement*" (se kap. 2.2.2, 2.2.3) i umiddelbar nærhet til linje B-28-73R14. Det er derfor usannsynlig at det forekommer sedimentære bergarter fra havbunnen og ned til ca. 1s TVT i den vestlige delen av denne seismiske seksjonen. Den antatte stratifiseringen kan derimot skyldes lav vannstand mellom den seismiske kilden og den sterke havbunnsrefleksjonen (Baradello & Carcione, 2008; se kap. 4.3).

De unormalt kraftige seismiske amplitudene på den grunne sokkelen faller slakt mot SØ (fig. 3.5). Interne avbøyninger og trunkeringer antyder at de er forkastet og danner små horst-graben-strukturer tilsvarende de identifisert internt på Lofotryggen ved linje GMNR-94-108L (fig. 3.3). Denne observasjonen støtter antagelsen om en noe ureell stratifisering på den grunne sokkelen som i stor grad antas å bestå av krystalline bergarter. Reflektor 1 tolkes derfor for å ligge på havbunnsrefleksjonen i dette området slik antydning på figur 3.5. Det oppstår videre en markert skrent / forsenkning i denne refleksjonen vest i seksjonen. Denne skrenten tolkes å representere ØLGF som skiller selve Lofotryggen fra Vestfjordbassenget og har en geometri mot dypet som ligner tilsvarende forkastning i linje LO87R07-08 (fig. 3.2, 3.5). Forkastningsplanet kan følges fra havbunns-skrenten mot dypet med en moderat listrisk geometri. Dersom tolkningen av "*top-basement*" refleksjonen i hengblokken til denne forkastningen er riktig, vil den totale spranghøyden være ca. 3,5s TVT med forskyvning ned-mot-SØ (fig. 3.5).

Reflektorene i selve Vestfjordbassenget er generelt vanskelig å plassere grunnet fraværet av sterke refleksjoner. Reflektor 1 er i bassenget tolket til den dypeste observerbare kontinuerlig refleksjonen, som sammenlignet med antatt spranghøyde til ØLGF og bassengdybde samsvarer med plasseringen av tilsvarende reflektor tidligere observert på linje



Figur 3.5 A) Utolket seismisk linje B-28-73R14, sort linje på indekskart. B) Tolkning av seismisk linje B-28-73R14. Permo-jurassiske og Kritt sedimentære bergarter og ukonsoliderte Tertiære sedimenter overligger krystallin prekambrisk berggrunn. Vestfjordbassenget avgrenset av Lofotryggen i vest. Seksjonen domineres av forkastninger med en dominerende listrisk geometri og fall mot SØ. Interne forkastninger på Lofotryggen gir opphav til en mindre graben med mulige mesozoiske sedimentære bergarter. Forkortelser er gitt i tabell 1.1.

LO87R07-08 (fig 3.2). Reflektor 2 er svært usikker i tolkningen illustrert i figur 3.5 da den ikke kan kobles til en kontinuerlig refleksjon med tilstrekkelig konfidens. Tilstedeværelsen av et permo-jurassisk berggrunnsintervall kan derimot ikke utelukkes, men forblir i denne

tolkningen usikker med det tilgjengelige datasettet. Det opptrer en semi-kontinuerlig refleksjon med skiftende amplitude sentralt i bassenget ved ca. 1,6s TVT (fig. 3.5). Denne tolkes til å representere Intra-Cenoman, reflektor 3. Lignende refleksjoner og tilstrekkelig stratifisering uteblir i bassenget, det kan derfor ikke bekreftes at denne refleksjonen representerer en diskonform overgang mellom under- og overliggende refleksjoner. Plasseringen av reflektoren forblir derfor usikker.

Reflektor 4 tolkes i denne seksjonen til å samsvare med en spesielt kraftig refleksjon som ligger parallelt med havbunnsrefleksjonen i bassenget. Reflektoren markerer overgangen fra svakt hellende refleksjoner i sen kritt til horisontale refleksjoner i de overliggende kenozoiske sedimentene.

Med unntak av ØLGF er det ikke identifisert ytterligere forkastninger i Vestfjordbassenget, men en rekke mindre forkastninger eksisterer derimot vest i seksjonen, internt på Lofotryggen. Disse forkastningene sitter høyt i seksjonen, hvor den dypest observerte penetreringen kan observeres ned til 2s TVT. Den dominerende geometrien er planar, og viser normalforskyvning i alle observerte tilfeller med fall både mot NV og SØ (fig. 3.5). Motstående forkastninger med tilsvarende lik geometri og utbredelse mot dypet gir tilstrekkelig grunnlag til å anse disse som syntetiske og antitetiske bruddsett. Konkrete spranghøyder er stedvis vanskelig å definere, med unntak av en markert forsenkning i havbunnsrefleksjonen hvor de underliggende refleksjonene trunkerer den generelle SØ-hellende stratifiseringen. Denne forsenkningen defineres videre av to motstående forkastninger som sammen danner to grabenstrukturer (fig. 3.5). Den trunkerende stratifiseringen internt i grabenen kan i den forstand indikere tilstedeværelsen av sedimentære enheter på Lofotryggen med samme konfigurasjon som observert i linje GMNR-94-108L (fig. 3.3).

3.1.5 Oppsummering av seismiske tolkninger

Basert på de tolkede seismiske linjene er det definert tre intervaller med sedimentære bergarter: (i) sen paleozoiske / tidlig- til midt mesozoiske bergarter som med få unntak overligger den krystallinske berggrunnen. Sekvensen opptrer med en moderat tykkelse i Vestfjordbassenget mens den viser en noe tynnere utbredelse i de øvrige bassene vest for Lofotryggen (Ribbebassenget & Trænabassenget). (ii) øvre mesozoikum (tidlig kritt) bergarter er identifisert i samtlige studerte bassenger på marginen, og opptrer med en nokså kontinuerlig tykkelse. (iii) sen mesozoiske (sen kritt) bergarter er i likhet med de øvrige avsetningene av kritt alder identifisert i samtlige studerte bassenger. Denne sekvensen

omfatter også det tykkeste intervallet med sedimentære bergarter i tre av de studerte seksjonene.

De identifiserte forkastningene opptrer med få unntak med en overordnet listrisk geometri og viser utelukkende normal forskyvning. Forkastningsplanene viser i hovedsak fall mot NV og SØ, ofte i parallell konfigurasjon med syntetiske og antitetiske bruddsett. De fleste forkastningene forskyver "*top-basement*" refleksjonen med varierende innvirkning på de sedimentære enhetene, da svært få forkastninger opptrer utelukkende i de sedimentære intervallene. På steder hvor forkastninger kan spores mot dypet kan det ved flere tilfeller antydes en betydelig utflatning av forkastningsplanet som ved flere anledninger tilnærmer seg en horisontal utstrekning (fig. 3.2, 3.3, 3.4). Dette kan indikere tilstedeværelsen av ett eller flere detasjementer som oppstår ved rundt 5s TVT (se kap 4.3).

Forskyvninger av "*top-basement*" gir opphav til marginarkitekturen som er bestående av tre markerte høgder og bassenger. Vestfjordbassenget skiller Lofotryggen fra fastlandet i øst og representerer en markert halvgraben bundet av ØLGF i vest (fig. 3.2, 3.5). Lofotryggen står frem som en markert berggrunnshorst som skiller Vestfjordbassenget i øst fra Ribbebassenget i vest. Ribbebassenget framstår i likhet med Vestfjordbassenget som en godt definert halvgraben, her bundet av VLGf i øst (fig. 3.2, 3.3). I vest grenser Ribbebassenget mot Marmæle Spur, en skorpeforhøyning som er mindre definert nordvest på Lofotmarginen. Denne ryggen er bestående av flere roterte forkastningsblokker som inngår i Vesterdjupet Forkastningssone, hvor Vesterdjupet Forkastningen definerer den vestlige utstrekningen av Marmæle Spur (fig 3.2) og den østlige marginen til det mindre Trænabassenget (fig. 3.2). Utrøstryggen er den vestligste berggrunnshøyden som er identifisert på marginen. Ryggens østlige margin er i nord definert ved en markert forkastning, ØURGF (fig. 3.4), mens den lengre sør viser en mer udefinert overgang til Trænabassenget hvor ryggen også er betydelig bredere sammenlignet med sin nordlige utbredelse (fig. 3.2). I vest stopper Utrøstryggen mot en stor forkastning (VURGF) i nær tilknytning kontinentalskråningen som også markerer den vestlige dekningen av det seismiske datasettet benyttet i dette arbeidet (fig. 3.2, 3.4).

3.2 Batymetriske data

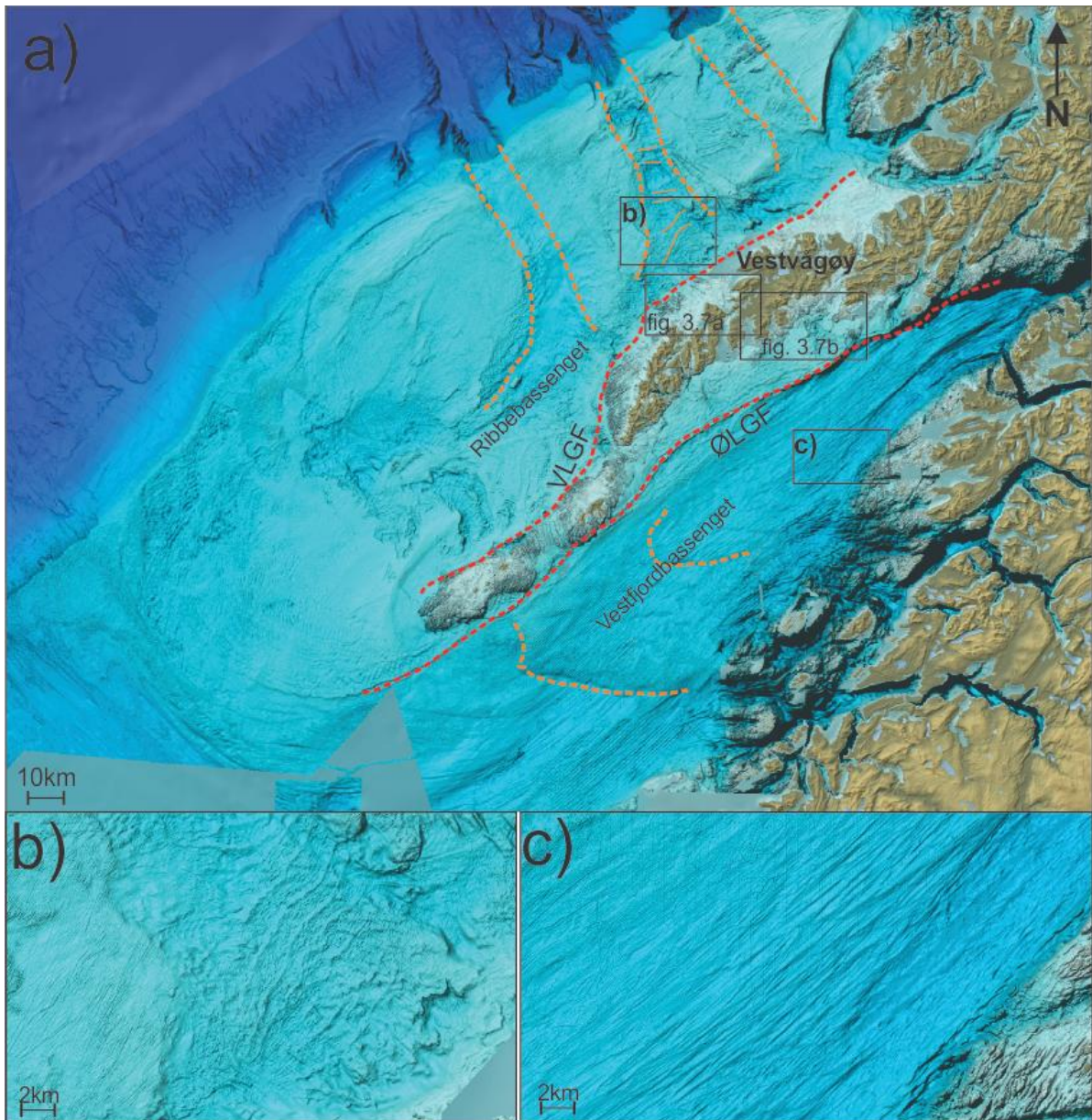
3.2.1 Introduksjon

De kystnære havområdene på den grunne sokkelen rundt Lofotryggen mangler i står grad dekning av seismiske data (fig. 3.1). Det er derfor vanskelig å gjennomføre en direkte korrelasjon av forkastninger og bruddsett på land, mot bassengene på sokkelen rundt studieområdet. Til dette formålet er det derfor benyttet batymetriske kart (MAREANO) som dekker disse grunne havområdene mellom de store bassengene og Lofotryggen (fig. 3.6, 3.7). Batymetriske kart kan også brukes til å kartlegge lineamenter i berggrunnen, særlig på steder hvor sedimenter uteblir på havbunnen. Direkte korrelering mellom feltobservasjoner og seismiske data kan på denne måten gjøres på steder hvor batymetriske lineamenter sammenfaller med observerte forkastninger på land. Et konkret eksempel på en slik korrelering er grenseforkastningene på øst- og vestsiden av Lofotryggen som kommer tydelig frem på både batymetriske kart og studerte seismiske seksjoner (fig. 3.1-3.6; se kap 3.1.4.1).

I dette arbeidet har batymetriske kart med 50x50 meter oppløsning (se kap. 1.4.4) blitt studert på øst- og vestsiden av Vestvågøy (fig. 3.6, 3.7). Det har blitt lagt spesielt fokus på identifiseringen av sprø strukturelle elementer på de grunne havområdene (strandflaten) i nær tilknytning land, med formål å avdekke forkastninger og bruddsett for land-sokkel korrelasjon.

3.2.2 Regional havbunns morfologi

Havbunnen i de store bassengene øst og vest for Lofotryggen er i stor grad preget av et tynt dekke med kenozoiske sedimenter, som indikert ved seismiske tolkninger (se kap. 3.1.4). I vestfjordbassenget preges havbunnen av en rekke lineære forsenkninger som strekker seg parallelt med Lofotryggen i NØ-SV retning, og gir havbunnen i Vestfjorden et uniformt relieff (fig. 3.6a, c). Formelementene opptrer i en godt definert sone mellom fastlandet og en markert skrent som skiller den dype fjorden fra den grunne strandflaten i Lofoten (fig. 3.6a). Denne skrenten utgjør en høydeendring på havbunnen som stedvis når 300m (Rokoengen & Sættem 1983) og sammenfaller med seismiske tolkninger av ØLGF (fig. 3.2, 3.5) som markerer overgangen fra Vestfjordbassenget til Lofotryggen. Sonen med de lineære forsenkningene bøyer av ca. 90° mot vest / nordvest sør for Lofotryggen. Det kan også observeres to markerte loper i Vestfjorden som tydelig kutter de lineære forsenkningene som stryker parallelt med Lofotryggen (fig. 3.6a).



Figur 3.6 *a)* Topografisk og batymetrisk kart (DEM) av Vestvågøy og den omkringliggende sokkelen. *b)* Parallele rygger i en NV-SØ forsenkning på havbunnen. Plassering anvist på indeksskart. *c)* Lineære havbunnsformer med NØ-SV orientering. Plassering anvist på indeksskart.

I Ribbebassenget preges havbunnen av et vekslende relieff som domineres av plataer og NV-SØ orienterte forsenkninger (fig. 3.6a). Forsenkningene strekker seg fra Lofotryggen i øst til sokkelkanten i vest hvor de også sammenfaller med markerte trau på sokkelskråningen (fig. 3.6) Det kan også antydes en økt bredde på forsenkningene inn mot Lofotryggen (3.6a). Internt i forsenkningene kan det også observeres en rekke mindre rygger som stryker parallelt med Lofotryggen med NØ-SV orientering. Disse ryggene er ikke lineære, men framstår med svakt undulerende geometri i kartsnitt (fig. 3.6a, b). Plataene som opptrer mellom

forsenkningene preges av et gjennomgående nøytralt relieff uten markerte formelementer på havbunnen (fig. 3.6a, b).

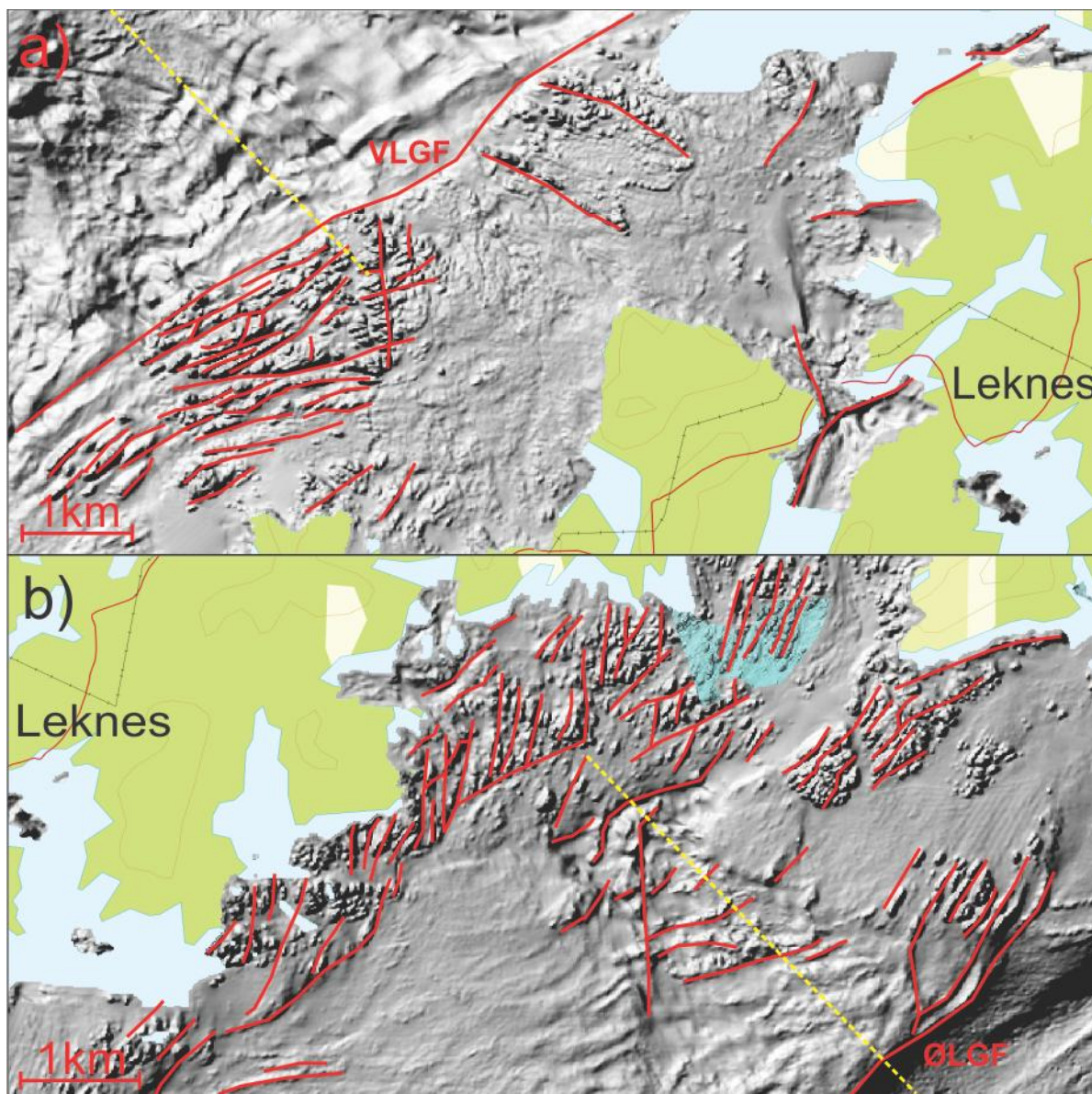
3.2.3 Strandflaten

Strandflaten er definert som en lavtliggende berggrunnsflate som omringer høytstående fjellområder langs kysten i Vest- og Nord-Norge (Nansen 1922; Corner 2005). Denne flaten opptrer ofte i en konfigurasjon med varierende fordeling over og under havnivå. I Lofoten er derimot hele strandflaten i stor grad lokalisert under vann da de kystnære fjellene definerer selve kystlinjen med bratte skrenter mot øst og vest (fig. 2.19, 2.23; Se kap. 2.3.2, 2.3.4). Strandflaten er trolig dannet som et resultat av gjentatte stadialer og intrastadialer med henholdsvis dominerende glasial og marin erosjon (Nansen 1922).

I dette arbeidet er det definert to områder med godt bevart strandflate like utenfor kysten ved Vestvågøy (fig. 3.7) med gode strukturelle blotninger og nær tilknytning til lokaliteter studert i felt og tolkede seismiske linjer (se kap. 2.2.2, 2.2.3, 2.2.5, 3.1.4.3 & 3.1.4.4). Disse områdene har også nær beliggenhet til de respektive grenseforkastningene som avgrensar Lofotryggen til de sideliggende bassengene (fig. 3.6).

To dominerende sett med lineamenter kan observeres i berggrunnen på strandflaten øst og vest for Vestvågøy med henholdsvis (i) N-S til NNØ-SSV og (ii) NØ-SV til ØNØ-VSV orientering, i tillegg til isolerte tilfeller av Ø-V orienterte lineamenter (fig. 3.7). Disse lineamentene antas å være vekslende rygger og forsenkninger som faller sammen med regionale forkastninger og / eller bruddplan, da observasjoner i felt indikerer at berggrunnen i skjærgården på og rundt strandflaten er bestående av krystallinsk berggrunn uten foliasjon eller andre duktile teksturer (se kap. 2.2.2, 2.2.3 og 2.2.5, dette arbeidet). Tilsvarende observasjoner er indikert ved seismisk tolkning av linje B-28-73R14 og LO86R07-12 som med få unntak (fig. 3.4, 3.5; se kap. 3.1.4.4) tilsier at strandflaten domineres av krystallinsk berggrunn.

NØ-SV til ØNØ-VSV orienterte lineamenter dominerer i stor grad de studerte områdene på strandflaten og opptrer med en rettlinjet, parallell, geometri som lokalt kan fremstå noe undulerende, med avbøyning av NØ-SV orienterte lineamenter inn mot NNØ-SSV orientering (fig. 3.7). Lineamentene har stedvis også en stypeende konfigurasjon som tilsynelatende øker i hyppighet mot grenseforkastningene (fig. 3.7). N-S til NNØ-SSV orienterte lineamenter er mest fremtredende på østsiden av Lofotryggen, nær kystlinjen, med en dominerende rettlinjet geometri (fig. 3.7, b). Steppende geometri kan også her antydes, uten åpenbar økning /avtagning i frekvens. På vestsiden av ryggen opptrer tilsvarende



Figur 3.7 a, b) Utsnitt av batymetriske kart over strandflaten i nær tilknytning Vestvågøya på henholdsvis NV og SØ-siden av Lofotryggen. Lokalisering anvist på fig. 3.6a. Tektoniske lineamenter er identifisert med dominerende NØ-SV til ØNØ-VSV og N-S til NNØ-SSV orientering.

lineamenter med lavere frekvens og utbredelse, men ofte med nær tilknytning NØ-SV strykende lineamenter. Det er vanskelig å identifisere avbøyning av dette settet med lineamenter, noe som kan indikere at eventuelle laterale endringer i orienteringer er favorisert av NØ-SV strykende lineamenter (fig. 3.7).

Den geometriske sammensetningen av de to dominerende trendene kan på steder med hyppig interaksjon danne en rombisk geometri med avbøyninger av NØ-SV strykende lineamenter inn mot tilsvarende formelementer med N-S orientering (fig. 3.6, b, c). Det forekommer derimot ingen åpenbar forskyvning mellom de to lineamentene, noe som kan

indikere at disse formelementene ikke har oppstått samtidig, men heller ble dannet i forskjellige spenningsfelt ved forskjellige tidspunkt (se kap 4.5)

Det forekommer også områder på strandflaten uten synlige strukturelle formelementer. Havbunns morfologien preges her av et diffust relieff hvor det er vanskelig å antyde markerte lineamenter med konkrete orienteringer (fig. 3.7). En interessant observasjon er at der disse "struktureløse" områdene opptrer, forekommer det ingen interne strukturelle lineamenter. Disse områdene fremstår derfor vel definert, med et relieff som preges av svakt undulerende former (fig. 3.7). Tilsvarende områder kan ikke observeres i Vestfjordbassenget, øst for strandflaten hvor havbunnen utelukkende preges av lineære formelementer (fig. 3.6a, c). Det er derimot mulig å observere lignende havbunnsrelieff vest for strandflaten, i Ribbebassenget, hvor plattformer mellom de tidligere omtalte dreneringskanalene fremstår med lignende relieff (fig. 3.6). Disse områdene antas å være preget i mindre grad av glasiøse formelementer, og inneholder derfor også kun et tynt dekke av glasiøse sedimenter (Rokoengen & Sættem 1983; Ottesen et al. 2005).

4 Diskusjon

Målet med dette arbeidet har vært å studere mesozoiske forkastninger og landskapsarkitekturen i et profil over Lofotryggen, ved Leknes, for så å korrelere disse med samsvarende strukturer i de sideliggende bassengene på marginen, Vestfjordbassenget og Ribbebassenget, ved hjelp av batymetriske data. Denne korrelasjonen vil videre bli brukt til å diskutere dannelsen / utviklingen av basseng- og landskapsarkitekturen i et tverrsnitt over Lofotryggen fra Vestfjordbassenget i øst til Ribbebassenget i vest.

Mesoskopiske forkastninger og bruddplan har blitt studert ved utvalgte lokaliteter på Vestvågøya, og knyttet sammen med regionale lineamenter og forkastninger på land og fra tolkede seismiske seksjoner på sokkelen utenfor, og gjort det mulig å tidfeste forkastningsaktivitet og bassengdannelse. Dette har i kombinasjon med landskapsarkitekturen på Vestvågøya og marginen utenfor Lofoten blitt brukt til å foreslå en tektonisk modell for dannelsen av Leknesgrabenen og bevaringen av den kaledonske Leknesgruppen.

4.1 Diskusjon av strukturer på land

Forkastninger og assosierte bruddplan / sprekker har blitt kartlagt og beskrevet ved flere lokaliteter på Vestvågøya, med formål å avdekke dominerende orienteringstrender, intern geometri, utbredelse, kinematikk og assosiasjon til regionale lineamenter i Lofoten og de store bassengene på øst- og vestsiden av Lofotryggen (jf. Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007). Feltlokalitetene er valgt spesielt for å påvise eventuelt større forkastninger og/eller høy frekvens av bruddplan/sprekker i både kartsnitt og tverrsnitt for å se om de sammenfaller med lineære skrenter og andre topografiske elementer (se kap. 4.2). Resultatene (kap. 2.2) viser at det er en dominerende NØ-SV til ØNØ-VSV strykende trend med bruddplan og sprekker og to subsidiære bruddtrender med henholdsvis N-S til NNØ-SSV og Ø-V til VNV-ØSØ strøk med varierende frekvens og opptreden.

Berggrunnen ved de studerte lokalitetene består i hovedsak av massive mangeritter som utgjør deler av et større paleoproterozoisk intrusivkompleks (se kap. 1.3.2) som dominerer store deler av Lofoten og Vesterålen (Corfu 2004). Disse bergartene er ikke observert i forbindelse med duktile teksturer, hvilket gjør dem ideelle for studier av sprø strukturer. Øvrige bergarter i studieområdet er ortho- og paragneiser med en svak utviklet NV-SØ til ØNØ-VSV strykende foliasjon. Der denne foliasjonen er identifisert, for eksempel på lokaliteten ved Offersøya, har den hatt liten innvirkning på dannelsen av sprø bruddsett (se kap. 2.2.5). Tidligere arbeid i kystområdene i Troms, på Andøya og i Lofoten (Bergh et al.

2007; Hansen et al. 2009; Koehl 2013; Forthun 2014; Indrevær et al. 2014) indikerer stor grad av duktil kontroll på lokaliseringen av sprø forkastninger og bruddplan / sprekker, særlig langs strukturer med NV-SØ-lig strøk. Bruddsett med denne orienteringen er lite utbredt på Vestvågøya, og dermed underbygges konklusjonen av at duktile strukturer ikke har hatt særlig kontrollerende effekt på lokaliseringen av forkastninger / bruddplan i studieområdet til dette arbeidet.

Blant de studerte lokalitetene er det klar dominans av NØ-SV (til ØNØ-VSV) strykende bruddplan og sprekker som viser entydig planar geometri og fall mot både NV og SØ (fig. 2.2b, c, 2.8b, c, 2.13c, 2.14c). Det er ikke observert synlig forskyvning blant disse bruddplanene, men tilsynelatende bevegelse ned-mot-SØ/NV kan indikeres ved slickenside på flere av lokalitetene (fig. 2.2d, 2.3, 2.8d, 2.11). Dette er også den eneste bruddtrenden som inneholder pålitelige observasjoner av kataklasitter, som dermed underbygger eksistensen av reelle forkastninger (fig. 2.9, 2.10, 2.13b, c). Feltlokaliteten ved Bjørnarøya avdekket imidlertid en lav frekvens av NØ-SV strykende brudd, i form av et fåtall godt definerte bruddsoner assosiert med lineære forsenkninger og store høydeforskjeller på begge sider av bruddsonen (fig. 2.5a, b). Til tross for lav frekvens er lokaliseringen av disse bruddsonene sentrale i korrelasjon med batymetriske observasjoner (se kap. 4.4). Tilsvarende bruddsoner med samme orientering ble identifisert i steinbruddet ved Vian, hvor NØ-SV strykende bruddplan opptrer i steil, planar og parallell konfigurasjon med høy bruddfrekvens i godt definerte soner (fig. 2.9). Mellom bruddplanene ble det flere steder identifisert kataklasitter og forkastningsmel med varierende utbredelse (fig. 2.9, 2.10). Basert på observasjonene av dominerende NØ-SV strykende bruddsett og deres kinematiske karaktertrekk kan det konkluderes at disse utgjør reelle forkastninger (mode II, se kap. 1.5) med normal bevegelse ned mot NV og SØ.

De mindre forekommende N-S til NNØ-SSV strykende bruddplan og sprekker ble også observert med relativt høy frekvens ved de studerte lokalitetene (fig. 2.2b, c, 2.5c, d, 2.8b, c, 2.13c, 2.14c). Bruddplan assosiert med denne orienteringen inneholder også lokalt slickenside som indikerer normal forskyvning, ned-mot-Ø/V, men mangler forskyvning av referansemærker og forekomst av kataklasitter tilknyttet denne bruddtrenden (fig. 2.2e, 2.8d). Denne trenden er videre representert ved steilere bruddplan, ofte tilnærmet vertikal, med vekslende fall mot øst og vest, som kan antyde at de er en kombinasjon av mode I og II brudd (se definisjon, kap. 1.5). Et tredje sett med brudd og sprekker av dominerende Ø-V til VNV-ØSØ strøk er også identifisert ved lokalitetene, men dette settet er ofte isolert med lav frekvens. Ved Bjørnarøya oppstår derimot også disse brudd-/sprekkene med moderat frekvens

sørøst på lokaliteten (fig. 2.5) hvor normal bevegelse ned-mot-sør kan indikeres (fig. 2.7) med furer og hakk på bruddplanet som ble benyttet som bevegelsesindikator. Disse kan alternativt være dannet ved erosjon og forvitring, hvilket er sannsynlig da ingen andre slickenlineasjoner ble identifisert ved lokaliteten. Slickenside var derimot observert på isolerte bruddplan med Ø-V strøk i steinbruddet ved Vian (fig. 2.8) som her indikerer normal forskyvning ned-mot-N/S.

Tidligere arbeid i Lofoten & Vesterålen (jf. Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Eig et al. 2008; Eig & Bergh 2011; Hansen et al. 2012) identifiserte også tre gjentakende bruddtrender med henholdsvis NNØ-SSV, NØ-SV til ØNØ-VSV og NV-SØ strøk. Disse arbeidene konkluderte blant annet med at den NØ-SV strykende forkastningstrenden, parallelt med lengderetningen på selve Lofotryggen, har hatt størst innvirkning på rift- og bassengdannelse på marginen i Lofoten & Vesterålen. Dette samsvarer i stor grad med observasjoner og identifiserte bruddplan gjort i dette feltarbeidet, med unntak av NV-SØ strykende bruddplan som ikke er identifisert på noen av de studerte lokalitetene i dette arbeidet. Bergh et al. (2007) og Eig & Bergh (2011) omtaler denne trenden (NV-SØ) som S3 lineamenter, og dermed også den yngste av de identifiserte bruddtrendene i regionen (fig. 1.6), basert på systematiske trunkeringer av øvrige bruddtrender. Observasjoner i dette arbeidet kan ikke belyse disse tolkningene ytterligere, annet enn å påpeke at observasjoner av NV-SØ strykende brudd i tidligere arbeider (jf. Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Eig 2008; Eig & Bergh 2011; Hansen et al. 2012) er gjort i foliert berggrunn, hvilket uteblir ved de studerte lokalitetene i dette arbeidet.

Opptreden av parallelle og *en echelon* stappende NØ-SV strykende sprekker i strandsonen ved Offersøya (se kap. 2.2.5) danner lokale overføringsramper som stedvis også kuttet av sprekker med N-S strøk og dermed bryter rampene, hvilket lokalt indikerer en overgang fra myk til hard kobling mellom disse sprekkesettene (jf. Crider 2001; Morley et al. 2004; fig. 2.14, dette arbeidet). I denne konfigurasjonen vil de NØ-SV strykende sprekke være eldre enn kuttende N-S sprekker (Crider 2001; Morley et al. 2004). Tilsvarende konfigurasjoner er ikke observert ved de øvrige lokalitetene, hvilket stiller spørsmål ved denne tolkningen. Den relative aldersindikasjonen står også i kontrast til tidligere arbeid (jf. Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Eig & Bergh 2011), hvor samtlige konkluderer med at N-S strykende brudd og sprekker er eldre enn tilsvarende NØ-SV strykende brudd og sprekker (se kap. 1.3.4, fig. 1.7).

Manglende observasjoner av krysskytting og trunkering med synlig forskyvning gjør det vanskelig og postulere relativ alder på de observerte brudd- / sprekkesettene basert alene

på observasjoner i felt. Dette vil derfor bli diskutert i lys av korrelasjon mellom bruddtrender på land og på sokkelen (se kap. 4.5).

4.2 Diskusjon av landskapsarkitektur

Studie av landskapet på Vestvågøya avdekker en tydelig asymmetrisk landskapsarkitektur som deler øya inn i tre topografiske regioner med markerte høyalpine fjellpartier i øst og vest, samt et godt definert lavland i sentrum av øya med nøytralt relieff (fig. 2.16, 2.17). Fjellpartiene strekker seg mot kysten hvor de i tillegg til spisse tinder og egger tydelig defineres av bratte skrenter ($> 45^\circ$) med fall mot NV (på nordvestsiden av øya) og SØ (på sørøstsiden av øya) (fig. 2.19, 2.23). Disse skrentene er videre assosiert med en rekke slakt hellende ($< 30^\circ$) flater som utelukkende faller mot det sentrale lavlandet på øya (fig. 2.18a, b, 2.19, 2.21, 2.22, 2.23), og således framstiller landskapet som speilvendt på sørøst- og nordvestsiden av øya i form av de hellende, asymmetriske, fjellpartiene (jf. Osmundsen et al. 2010; fig. 2.19, 2.23) Aspektkart over Vestvågøya indikerer med brede histogramtopper en klar dominans av flater med fall mot henholdsvis NV og SØ, som her tolkes og primært består av både de bratte skrentene og de slakt hellende flatene (fig. 2.16). Landskapsarkitekturen er i stor grad dominert av disse landformene, som gjør deres opphav og utvikling sentral for videre tolkninger av det alpine landskapet i denne delen av Lofoten (jf. Bergh et al. 2008; Hendriks et al. 2010; Osmundsen et al. 2010).

Feltstudiene ved utvalgte lokaliteter nær slike bratte skrenter har avdekket en dominerende bruddtrend med NØ-SV strykende forkastninger og forkastningssoner med hovedsaklig moderat fall ($>45^\circ$) mot NV og SØ, parallelt med de bratte skrentene (se kap. 2.2; fig. 2.2, 2.4, 2.5, 2.8, 2.9, 2.13, 2.15). Denne trenden opptrer også i nærhet med, og sammenfaller med strøket til de store grenseforkastningene som avgrensner Lofotryggen fra de sideliggende bassengene (se kap. 3.1; fig. 3.2). Ved Offersøy er dette spesielt fremtredende, hvor en bred sone med kataklasitter opptrer ved foten av Offersøykammen, som er definert av en steil skrent med fall mot NV og Offersøyforkastningen med bratt fall mot SØ, inn mot Leknesgruppen som er lokalisert ved foten av Offersøykammen i sørøst (Klein et al. 1999; Klein & Stelenpohl 1999; se kap. 1.3.3, 2.2.5; fig. 1.4, 2.12, 2.15, dette arbeidet). Lignende konfigurasjon forekommer også ved Vian, hvor en rekke NØ-SV strykende forkastninger og assosierte forkastningsbergarter opptrer i godt definerte soner med varierende bredde og økt bruddfrekvens (se kap. 2.2.4; fig. 2.9, 2.10) i tett nærhet til overgangen mellom det sentrale lavlandet og fjellpartiet nordvest på Vestvågøya, hvor overgangen defineres av bratte skrenter parallellt med Offersøyforkastningen (fig. 2.1, 2.21, 2.22). Også ved Stamsund- Steine er

forkastninger med NØ-SV strøk identifisert i nær tilknytning gjentatte bratte skrenter, her med fall mot SØ (se kap. 2.2.2; fig. 2.2, 2.4)

Den entydige sammenhengen mellom identifiserte NØ-SV strykende forkastningssoner, som ved flere tilfeller opptrer parallelt med eller i nær tilknytning til NV-SØ hellende bratte skrenter gir grunnlag for å tolke disse skrentene som lokalisert til større forkastninger og / eller forkastningssoner. Dette underbygges også av økt frekvens på sammenfallende mesoskopiske bruddplan / normalforkastninger ved samtlige studerte lokaliteter i felt (se kap. 2.2) De slakt hellende flatene opptrer dermed alltid i liggblokken til disse forkastningene, som fremstår med en rotasjon tilsvarende helningen på flatene, hvis opphav kan estimeres ved tidfestingen av forkastningsaktiviteten ved de aktuelle forkastningene.

Tidligere studier som omtaler glasial erosjon og geomorfologi i Lofoten omtaler ved flere anledninger slakt hellende flater og plataer som den paleiske flaten, som her faller mot SØ, støttet av rekonstruksjoner av fjellpartier som indikerer en tilsynelatende link mellom segmenter av flatene ved forskjellige topografiske nivåer (Ahlmann 1919; Møller & Sollid 1973; Trulssen 2008). Dette innebærer at disse flatene er dannet primært ved glasial erosjon av et Tertiært penneplan (Reusch 1901). Tidligere feltobservasjoner på Vestvågøya og i forbindelse med dette arbeidet indikerer imidlertid relativt liten grad av glasiale avsetninger og formelementer på Lofotryggen, som i stor grad preges av mindre botner med assosierte lineære forsenkninger og daler som indikerer isbevegelser i primært NV og SØ retning. Isbevegelesene er med andre ord orientert 90 grader relativt til de dominerende landskapsformene med bratte skrenter og slakt hellende flater som her har NØ-SV orientering (Nordgulen et al. 2006; kap. 2.3, fig. 2.20, 2.24, dette arbeidet).

Batymetriske studier på marginen øst for Lofotryggen indikerer primær is-strøm migrasjon ut Vestfjorden i form av mega-skala glasiale lineasjoner som løper parallelt med Lofotryggen før de bøyer av 90 grader mot Trænabassenget og sokkelkanten (Ottesen et al. 2005; Laberg et al. 2009; Fløistad et al. 2009; Vorren et al. 2015; se kap. 4.4, fig. 3.6, dette arbeidet). Lofotryggen opptrer da som en naturlig barriere som trolig hindret direkte is-strømning fra fastlandet og videre ut på sokkelen. Observasjoner fra marginen vest for Lofotryggen indikerer her mindre strømningskanaler med moreneavsetninger parallelt med ryggen, hvilket indikerer is-bevegelse direkte fra landområdene i Lofoten ut mot sokkelkanten (Rokoengen & Sættem 1983; Vorren et al. 2015; fig. 3.6, dette arbeidet). Dette støttes i stor grad av observasjoner gjort i dette arbeidet, hvor fjorder, daler og forsenkninger på Vestvågøya i hovedsak er orientert 90 grader i forhold til kystlinjen (fig. 2.20, 2.24), som

igjen støtter at Lofotryggen i stor grad kan ha vært skjermet for omfattende glasial erosjon (som primært migrerte ut Vestfjorden), hvor breene på Lofotryggen trolig var mindre, og forsynt fra lokale kildeområder som drenerte ut på marginen i mindre kanaler (Ottesen et al. 2005).

Basert på manglende glasial erosjon kan det settes tvil ved eldre tolkninger av den paleiske flaten i Lofoten, i hvilket tilfellet kan de observerte flatene på Vestvågøya representere hittil udefinerte paleoflater i regionen, som her er observert med fall mot både NV og SØ på henholdsvis øst og vestsiden av Vestvågøya. Dette underbygger også at disse flatene ikke er paleiske flater dannet ved glasial erosjon, men er heller tektonisk kontrollerte, med opphav i forkastningene som binder flatene (Gibbs 1984; Leeder & Gawthrope 1987; Bergh et al. 2008; fig. 2.18, 2.19, 2.22, 2.23, dette arbeidet). I så fall kan tolkningen være at de bratte skrentene (forkastninger) og slakt hellende flatene (paleoflater) utgjør ekstensive roterte /skråstilte forkastningsblokker (jf. Osmundsen et al. 2010).

Forkastningskontrollerte alpine landskap har tidligere blitt omtalt av Osmundsen et al. (2010) med eksempler fra Lofoten & Vesterålen, Lyngen og Møre og Romsdal, hvor alpine områder opptrer i godt definerte belter, parallelt med kjente forkastninger (jf. Olesen et al. 1997; Gabrielsen et al. 2002; Bergh et al. 2007, 2008; Osmundsen et al. 2010; fig. 2.18, 2.19, 2.23, dette arbeidet). Alpine landskap er best utviklet i tektonisk aktive fjellområder hvor fjellene kan oppnå ekstreme relieff med høydeforskjeller på flere tusen meter, som i stor grad fremmer erosjon ved økt gjennomstrømming av is og vann (Benn & Evans 2010). Til tross for gjentatte glasieringer i senere tid er det en oppsiktsvekkende liten del av det skandinaviske landskapet som omtales som alpint. Etzelmüller et al. (2007) påpeker at det ikke nødvendigvis trenger å være en direkte link mellom topografisk elevasjon og alpin topografi, hvor alpine landskap også kan defineres ut i fra et sterkt positivt "alpint relieff". Dette legger grunnlaget for teorien om at alpine landskap ved passive marginer i stor grad kan være forkastningskontrollerte og at den generelle utformingen av landskapet skyldes forkastningsaktivitet under den aktive riftingen av marginen og påfølgende landheving og / eller reaktivering av tidligere aktive forkastninger (Osmundsen et al. 2010).

Karakteristiske alpine landformer oppstår i disse områdene i følge Osmundsen et al. (2010) i liggblokken til store normalforkastninger, ofte assosiert med skråstilling i baklandet og heving i liggblokken. I denne modellen vil dreneringsruter være tektonisk kontrollerte, og legge rammen for påfølgende glasial erosjon av landskapet (Leeder & Gawthrope 1987; Osmundsen et al. 2010). I Lofoten bruker Osmundsen et al. (2010) VLGf som eksempel, med heving i liggblokken og skråstilling av Lofotryggen mot SØ, slik indikert ved seismisk linje

LO87R07-08 i dette arbeidet (fig. 3.2). Denne modellen kan tilsynelatende også anvendes i mindre skala på Vestvågøya, hvor forkastninger parallelle med både ØLGF og VLGF dominerer landskapet og avgrenser flere roterte forkastningsblokker og halvgrabener med skråstilte paleoflater som faller slakt inn mot det sentrale lavlandet på Vestvågøya (fig. 2.19, 2.23).

Apatitt fisjon spor (AFS) dateringer fra Hendriks et al. (2010) indikerer tilstedeværelsen av reaktiverte forkastninger på Vestvågøy hvor tilsynelatende eldre forkastningsaktivitet opptrer sørøst på øya (138 +/- 10 Ma) sammenlignet med dateringer nordvest på øya (72 +/- 5 Ma). Hendriks et al. (2010) tolker dette som et resultat av sørøstlig skråstilling av Lofotryggen, en konfigurasjon støttet av Osmundsen et al (2010) og som også kan indikeres ved seismisk tolkning (fig. 3.2). Et forventet resultat av en slik skråstilling vil være høyere elevasjon av Lofotryggen i NV, noe som delvis kan antydes fra et topografisk profil på tvers av Vestvågøy (fig. 2.17a). En annen forklaring på aldersforskjellen indikert ved AFS målinger er at forkastningsaktiviteten på Lofotryggen ble initiert langs ryggens østlige margin, med assosiert syntetisk forkastningsaktivitet internt på ryggen. Denne tolkningen kan også antydes ut fra seismiske data som indikerer at ØLGF var aktiv før VLGF (Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012 ; se kap. 4.3, fig. 3.2, 3.3, 3.4, dette arbeidet). Korrelasjon mellom forkastninger på Lofotryggen og den omkringliggende marginen (se kap. 4.4) indikerer en genetisk sammenheng mellom identifiserte forkastninger på land og på sokkelen, som dermed gir grunnlag for differensielt ulik forkastningsaktivitet på Lofotryggen uten nødvendig tilting av ryggen som helhet. Det er derimot ikke umulig med en kombinasjon av disse scenarioene.

Riftinitiering langs Lofoten & Vesterålen et tidligere tidfestet til sen trias / tidlig jura (e.g Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012) og sammenfaller dermed med et bredt omtalt peneplan av tidlig mesozoisk alder, som tolkes å være et resultat av tidlig mesozoisk landheving og assosiert erosjon (e.g Tsikalas et al. 2001; Brekke et al. 2001). Rekonstruksjoner av forkastningene på Lofotryggen og bassengene på marginen innenfor disse tidsintervallene vil kunne resultere i et tilsvarende peneplan. AFS data indikerer i midlertidig forkastningsaktivitet så sent som 72 +/- 5 Ma hvilket tilsvarer sen kritt / tidlig kenozoikum (Hendriks et al. 2010; Davids et al. 2013). Dette innebærer enten (i) kontinuerlig forkastningsaktivitet fra riftinitiering i sen trias / tidlig jura til post-rift i tidlig kenozoikum, eller (ii) gjentatte reaktiveringer av forkastningene på marginen og internt på Lofotryggen (Hendriks et al. 2010; Davids et al. 2013). Tolkninger av seismiske data indikerer varierende initiering av forskjellige forkastninger og senere reaktivering av disse, og støtter dermed flere perioder med forkastningsaktivitet i motsetning til sammenhengende aktivitet over en utstrakt

periode (Bergh et al. 2007; Hendriks et al. 2010; Hansen et al. 2012; Hansen & Bergh 2012; Davis et al. 2013; kapittel 4.3, dette arbeidet).

Denne, tilsynelatende lokaliserte, forkastningskontrollen på det alpine landskapet i Lofoten er ikke tidligere omtalt, men støttes av seismiske tolkninger på Lofotryggen, hvor forkastningsaktivitet internt på ryggen virker fremtredende (se kap. 3.1.4.3, fig. 3.3). Tilsvarende forkastningskonfigurasjon er også antydnet i Vesterålen, ved Sortlandssundet, hvor sedimentære avsetninger av jura alder er bevart i en halv-graben (Davidsen et al. 2001; Johannesen & Nøttvedt 2008), og på Andøya, hvor sedimentære bergarter av mesozoisk alder opptrer internt på Andøyahorsten (Dalland 1981; Forthun 2014). På Vestvågøya er det ikke observert tilsvarende sedimentære avsetninger, men plasseringen av den kaledonske Leknesgruppen i lavlandet sentralt på øya, omgitt av motsatt vinklede asymmetriske landskap med bratte forkastningsskrenter, kan tolkes som en storskala grabenstruktur (fig. 2.21, 2.22). I lys av den foreslåtte tektoniske kontrollen på landskapet kan Leknesgruppen se ut til å være nedforkastet i en sentral graben / halvgraben dannet ved roterte, syntetiske og antitetiske, forkastninger i dominokonfigurasjon, bundet av ØLFG/VLGF (jf. Leeder & Gawthrope 1987; Færseth 1996; Gabrielsen et al. 1999; fig.2.19, 2.23).

4.3 Diskusjon av seismisk data

Basert på de seismiske seksjonene tolket i dette arbeidet (kapittel 3.1.4) er det avdekket en sokkelarkitektur bestående av primært, antatt prekambrisk, krystallinsk berggrunn som er underlagt minst tre sedimentære intervaller i en basseng-rygg konfigurasjon (fig. 3.2, 3.3, 3.4, 3.5). De sedimentære intervallene er definert av alderen på de sedimentære enhetene de inneholder, som representerer bergarter av henholdsvis (i) tidlig-midt mesozoisk (trias (?)/ jura) alder som opptrer i en tynn sekvens over den krystalline berggrunnen og er stedvis fraværende. (ii) øvre mesozoisk (tidlig kritt) alder med kontinuerlig opptreden i alle observerte bassenger og gradvis tykkelsesøkning inn mot større berggrunnsrygger, og (iii) sen mesozoisk (sen kritt) alder, som danner en godt definert diskonformitet til de underliggende enhetene. Dette intervallet viser også stedvis markerte økninger i tykkelse inn mot større rygger /høgder. Det er også identifisert et tynt dekke med kenozoiske sedimenter i alle seismiske seksjoner, men med vesentlig større mektigheter i Vestfjordbassenget, sammenlignet med øvrige bassenger. Disse representerer trolig tertiære / kvartære ukonsoliderte sedimenter av glacial opprinnelse (se Ottesen et al. 2005; Laberg et al. 2009; Fløistad et al. 2009).

Den sedimentære stratigrafien er basert på to borekjerner i Nordland VII (Smelror et al. 2001) og Henningsen (pers. komm. 2015). Plasseringen av disse kjernene utgjør et naturlig usikkerhetsmoment ved de stratigrafiske tolkningene lengst sør på Lofotmarginen, som i hovedsak stiller spørsmål ved påliteligheten til tolkninger av pre-kritt sedimentære enheter, da disse ikke er boret i de to tilgjengelige kjernene. Topp krystallinsk berggrunn (reflektor 1) kan med god sikkerhet identifiseres langs samtlige seksjoner i dette arbeidet, da den representerer en tydelig overgang fra stratifiserte og sammenhengende seismiske refleksjoner til diffuse og kaotiske refleksjoner i det krystallinske intervallet (fig. 3.2-3.5). Bunn kritt refleksjonen (reflektor 2) er lagt ved dypeste, kontinuerlige, refleksjon med moderat amplitude i de stratifiserte enhetene over den krystallinske berggrunnen (e.g Tsikalas et al. 2001; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012). Denne tolkningen gir i samtlige bassenger et udefinert sedimentært intervall over reflektor 1 som representerer pre-kritt avsetninger. Mokhtari & Pegrum (1992) og Blystad et al. (1995) indikerer tilstedeværelsen av pre-kritt bergarter på Lofotmarginen som rester av en trias /jura sedimentær enhet avsatt før rift-initieringen langs denne seksjonen av marginen. Bergh et al. (2007) og Hansen et al. (2012) indikerer også pre-kritt avsetninger i Ribbe- og Trænabassenget, basert på plasseringen av bunn-kritt reflektoren da det ikke eksisterer brønncorrelasjoner med eldre avsetninger i området.

Tolkninger av reflektor 1 og 2 i Vestfjordbassenget indikerer et tykkere intervall av pre-kritt bergarter (Bøen et al. 1984), som indikert på linje LO87R07-08 og GMNR-94-108L (fig. 3.2, 3.3). Tilsvarende konfigurasjon er derimot vanskeligere og bekrefte lengre nord i bassenget ved linje B-28-73R14 (fig. 3.5) grunnet diffuse seismiske refleksjoner. Plasseringen av de nedre reflektorene ved denne seksjonen stiller derfor spørsmål ved realiteten av et tykkere tidlig-mesozoisk intervall i denne delen av Vestfjordbassenget. Tidligere arbeid av Brekke & Riis (1987) og Blystad et al. (1995) omtaler på grunnlag av dette Vestfjorden som et basseng av primær kritt alder, i sterk kontrast til nyere undersøkelser som alle indikerer tilstedeværelsen av eldre sedimentære enheter i Vestfjordbassenget (jf. Tsikalas et al. 2001; Bergh et al. 2007; Faleide et al. 2008; Hansen et al. 2012; fig. 3.2, 3.3, 3.5, dette arbeidet). Vestfjordbassenget er grunnere i nord (Olesen 2001), noe som kan reflektere senere bassengutvikling her å være med på å forklare redusert utbredelse av et markert sedimentært intervall av jura alder. Det er også mulig at vanskeligheter rundt identifiseringen av sedimentære enheter pre-kritt utelukkende skyldes begrenset kvalitet på den aktuelle seismiske linjen, B-28-73R14 (fig. 3.5).

De mange forkastningene som preger marginens overordnede arkitektur kan i de fleste tilfeller observeres med tydelig listrisk geometri og forskyvning av den krystallinske

berggrunnen hvilket gir opphav til store bassenger med halvgrabengeometri, bundet av markerte berggrunnshøgder som gjenspeiler horster (fig. 3.2, 3.3, 3.4, 3.5). Halvgraben arkitektur er karakteristiske for sedimentære bassenger langs riftede kontinentale marginer, hvor bassengene avgrenses av motstående forkastninger der den ene av grensningsforkastningene har større spranghøyde enn øvrige forkastninger i bassenget, hvilket resulterer i en asymmetrisk bassengform (Bally 1981, 1982; Lister et al. 1986; Leeder & Gawthrope 1987). De største forkastningene i en slik konfigurasjon er ofte representert ved større detasjementer (Lister et al. 1986). Større grenseforkastninger på marginen i Lofoten tolkes å ha en markert utflatning og tilnærmet horisontal opptreden ved dypere skorpenivå, under 5s TVT (se kap. 3.1; fig. 3.2, 3.3, 3.4, 3.5).

De større grenseforkastningene kan i denne forstand betraktes som ekstensjonsdetasjementer (Crittenden et al. 1980; Lister et al. 1986; Gibbs 1984; Bergh et al. 2007; Eig et al. 2008). Tidlige ekstensjonsmodeller av kontinentalmargin rifting (McKenzie 1978) opererer med pur skjær og symmetrisk ekstensjon hvor dype detasjement ikke inngår i ekstensjonsmodellen. Dette gir problemer ved forklaringen av blant annet marginplataer og gjentatte høgder internt på riftmarginen (Kinsman 1975; Falvey & Mutter 1981) som i stor grad resulterer i en naturlig asymmetrisk arkitektur på passive kontinentale marginer. En asymmetrisk modell er derfor ofte foretrukket ved kontinental ekstensjon (Wernicke 1981; Lister et al. 1986; Gibbs 1984). Lister et al. (1986) bruker en slik asymmetrisk modell og deler videre passive marginer inn i øvre og nedre plate, adskilt av større detasjement som representerer såle- / gulvforkastninger. I en slik modell er deformasjonen i stor grad lokalisert i øvre plate, som deformeres ved gjentatte forkastninger syntetiske til hovedforkastningen/ hovedforkastningene som i dette tilfellet er et detasjement (Gibbs 1984; Lister et al. 1986; Bergh et al. 2007). Resultatet er gjentatte roterte forkastningsblokker, halvgrabener og "*roll-over*" strukturer i øvre plate, definert av en større, listrisk, gulvforkastning /detasjement.

Ved marginen i Lofoten kan tilsvarende modell anvendes, hvor ØLGF og ØURGF utgjør store detasjement med fall mot SØ (fig. 3.2-3.5). Denne konfigurasjonen tilsier at marginen er øvre plate, med tilhørende halvgrabener i Trænabassenget og Vestfjordbassenget. Det er også identifisert større detasjements med motsatt polaritet i henholdsvis HF, VLGF, VJF og VURGF, som faller mot NV (fig 3.2, 3.3, 3.4). Der disse møter motstående detasjements i dypet kan det også indikeres tydelig offset av ØLGF og ØURGF (Bergh et al. 2007). Dette gir to viktige implikasjoner; (i) detasjementene med fall mot NV er yngre enn de motstående grenseforkastningene, som indikert ved offset. Dette støttes også av observasjoner knyttet til tidfestingen av forkastningsaktivitet blant disse forkastningene (se kap. 4.5) og (ii)

detasjementer med fall mot NV indikerer at Lofotmarginen her har skiftet fra øvre- til nedre platekonfigurasjon ved dominerende forkastningsaktivitet blant detasjementer med fall mot NV (Lister et al. 1986; Bergh et al. 2007). Slike endringer i platekonfigurasjon er av Lister et al. (1986) forbeholdt transfersoner som er orientert normalt på strøkretningen til større detasjementer, og segmenterer marginen i soner med vekslende øvre og nedre platekonfigurasjon, skapt ved skiftende polaritet på gulvforkastningene / detasjementene. Slike transfersoner er ved flere anledninger omtalt ved marginen i Lofoten & Vesterålen (e.g. Olesen et al. 1997; Tsikalas et al. 2001, 2005, 2008) men forbeholder at de individuelle segmentene består av enten øvre eller nedre platekonfigurasjon, og ikke en gradvis overgang fra den ene til den andre, slik det er tolket i dette arbeidet (fig. 3.2). Bergh et al. (2007) foreslår en gradvis rotering av strekningsvektoren (fig. 1.7) som resulterer i skiftende forkastningsaktivitet på tvers av tilpasningssoner hvor forskyvning av motsatt polaritet favoriseres. I denne tolkningen vil en gradvis overgang fra øvre til nedre platekonfigurasjon kunne begrunnes uten særskilt segmentering av marginen. Nyere gravimetrisk data setter også spørsmålsteget ved eksistensen av betydelig transfersoner langs Lofotmarginen (Olesen et al. 2007).

Tolkning av linje GMNR-94-108L avdekker en rekke grunne, syntetiske og antitetiske, forkastninger internt på Lofotryggen. Disse forkastningene avgrensede videre interne bassenger i form av antatte grabener og halvgrabener, bundet av små høyder (fig. 3.3). Forkastningene fremstår generelt planare, men det kan også antydes svak listrisk geometri (fig. 3.3). Det er derimot vanskelig å spore disse forkastningene i dypet, hvilket kan skyldes diffuse refleksjoner i det krystalline intervallet, eller at forkastningene ikke opptrer dypere enn hva er indikert i tolkningen (fig. 3.3). Basert på opptreden av seismiske refleksjoner like under havbunnen og internt i grabene, tolkes disse å representere sedimentære enheter i bassengene. Tolkningen er imidlertid usikker siden plasseringen av bassengene er svært nært havbunnen, og at refleksjonene dermed kan skyldes artefakter i form av havbunnsmultipler (Andreassen 2009). Kontraster i de ulike refleksjonenes signatur, både internt i de antatte bassengene (stratifiserte) og mellom de sideliggende ryggende (diffuse og kaotiske) støtter tolkningen om at de mindre ryggene internt på Lofothorsten her er reelle, og at berggrunnen mellom ryggene er av en annen karakter (fig. 3.3). Dette underbygger videre tolkningen av horst-graben strukturer internt på Lofotryggen. En forklaring kan være at det er sedimentære avsetninger i disse bassengene, men hvor stratifiseringen i disse enhetene overskygges av multipler fra havbunnen (Andreassen 2009). Det er samtidig ikke observert tydelige havbunnsmultipler i Ribbe- og Vestfjordbassenget på vest og østsiden av ryggen i denne seksjonen, eller i øvrige

seksjoner tolket i dette arbeidet hvilket også underbygger at den observerte stratifisering representerer sedimentære enheter (fig. 3.2, 3.3, 3.4, 3.5).

En lignende horst-graben konfigurasjon kan også antydes på den grunne strandflaten lengre nord på Lofotryggen, ved Vestvågøy som indikert ved tolkning av seismisk linje B-28-73R14 (fig. 3.5). Også i denne seksjonen observeres tydelig stratifiserte refleksjoner vest i profilet, internt på Lofotryggen som indikert ved ØLGF (fig. 3.5). Feltstudier av lokaliteter ved den østlige kystlinjen til Vestvågøya avdekket berggrunn utelukkende bestående av massive mangeritter (kap. 2.2.2, 2.2.3, fig. 2.2, 2.5) som også er representert på øyer i skjærgården på den grunne strandflaten i området (fig. 2.18), men dette utelukker ikke at sedimentære bassenger kan eksistere helt inn mot kysten. Den observerte stratifisering i berggrunnen på den grunne strandflaten kan alternativt skyldes seismiske artefakter og feilkilder (Andreassen 2009) relatert til lav vannstand over en hard havbunnsreflektor, hvilket ikke er usannsynlig dersom havbunnen sammenfaller med krystallinske bergarter, som kan forårsake store mengder støy i det seismiske datasettet (Tormod Henningsen, pers. kom. 2015). En lignende problematikk er diskutert av Baradello & Carcione (2008), hvor seismisk datainnsamling ved lav vanddybde resulterer i en fasedifferanse for ankomsten av reflekterte bølger som ikke reflekteres vertikalt, og hvor prosessering av dette datasettet kan ha vanskeligheter med å ta høyde for denne fasedifferansen, som dermed forstyrrer datakvaliteten.

Brutte refleksjoner i den antatt feilaktige seismiske stratifisering gjør det mulig og identifisere en rekke forkastninger i berggrunnen på strandflaten (fig. 3.5). Forkastningene kan her spores helt opp til havbunnen hvor de flere steder sammenfaller med mindre "knekk" i havbunnsreflektoren som også gjør det mulig indikere heng- / liggblokk og relativ forskyvning av disse (fig. 3.5). Forkastningskonfigurasjonen kan også her, i likhet med observasjonene på linje GMNR-94-108L, se ut til å danne to grabener, adskilt av en rygg (fig. 3.5). Eksistensen av disse grabene baseres her på små trunkeringer i de stratifiserte refleksjonene, som antyder at berggrunnen / avsetningene i disse strukturene er forskjellig fra berggrunnen ved siden av (fig. 3.5). Det er derimot vanskelig, med det tilgjengelige datasettet, å anslå hvilke sedimentære enheter disse strukturene består av, som i dette tilfellet bare tillater spekulasjoner. Batymetriske kart over området (fig. 3.6, 3.7) avdekker en rekke strukturelle lineamenter på havbunne som krysser linjen, hvor noen av disse lineamentene også sammenfaller med forkastninger tolket på linje B-28-73R14 (se kap. 4.4; fig. 3.5).

Oppsummert viser tolkninger av de seismiske seksjonene med dekning på Lofotryggen (GMNR-94-108L og B-28-73R14) at forkastninger er utbredt og avgrensner bassenger/ horst-

graben strukturer på både sokkelen utenfor og internt på Lofotryggen. De største bassengene på sokkelen er avgrenset av NØ-SV strykende forkastninger med moderat / steilt fall mot både NV og SØ (fig. 3.2-3.5). Også internt på Lofotryggen, og den grunne strandflaten er forkastninger og mulige bassenger tolket å være tilstede, som indikert ved seismiske linjer GMNR-94-108L og B-28-73R14. Denne konfigurasjonen av sprø strukturer gjenspeiler i stor grad de dominerende strukturene og landskapstrekkene observert på Vestvågøya, dog i mindre skala. Hvis denne antagelsen er riktig, kan man på land ha bevart de samme horst-graben systemene som eksisterer på sokkelen i form av skrånne forkastningsblokker og hel-/halvgrabener som indikert ved steile forkastningsskrenter og slakt hellende paleoflater (se kap. 4.2; fig. 2.18, 2.19, 2.21, 2.22, 2.23). Observasjoner og tolkninger av seismiske data forsterker dermed tolkningen av at landskapet på Vestvågøya i stor grad er tektonisk kontrollert av NØ-SV strykende forkastninger som er parallelle med de store bassengdefinerende forkastningene (f.eks ØLGF, VLGF og ØURGF) på sokkelen (fig. 3.2).

4.4 Diskusjon av batymetriske data: land-sokkel korrelasjon av forkastninger

Etter diskusjon av felldata og seismiske tolkninger kan det konkluderes med en dominerende tektonisk kontroll av landskapet på Vestvågøya (se kap. 4.1, 4.2) som i liten skala gjenspeiler den dominerende sokkelarkitekturen identifisert ved seismiske tolkninger (se kap. 4.3). For å påvise en genetisk relasjon mellom disse forkastningene, og videre tidfeste dannelsen av identifiserte forkastninger og bassenger må datasettene korreleres mot hverandre. Til dette er det benyttet batymetriske kart (fig. 3.6, 3.7), som kan påvise konkrete relasjoner mellom de diskuterte strukturene.

Batymetriske kart fra den grunne strandflaten og de dypere bassengene på øst og vestsiden av Vestvågøya avdekker en rekke strukturer og glasiale formelementer i nær tilknytning observerte landformer og studerte lokaliteter under feltarbeid (fig. 3.6, 3.7). De mest fremtredende strukturene opptrer i form av to tydelig markerte skrenter som ser ut til å skille den grunne strandflaten fra de dypere bassengene i henholdsvis øst og vest. Tilsvarende skrent på havbunnen kan observeres på seismiske seksjoner B-28-73R14 og LO86R07-12 i overgangen mellom Lofotryggen og de store bassengene i øst og vest, og tolkes her å representere ØLGF og VLGF (fig. 3.4, 3.5). Tidligere studier av batymetriske data beskriver samme skrent i Vestfjorden som et stedvis 300meter høyt trinn som skiller det nedforkastede Vestfjordbassenget fra Lofotryggen (Rokoengen & Sættem 1983).

I bassengene preges havbunnen av glasiale formelementer, hvilket kommer best fram i Vestfjordbassenget (fig. 3.6a, c). De lineære og parallelle formelementene tolkes her å representere mega-skala glasiale lineasjoner (jf. Clark 1993; Canals et al. 2000; Ottesen et al. 2005; Laberg et al. 2009), dannet av is-strømninger på havbunnen (fig. 3.6a, c). Tidligere arbeider av Ottesen et al. (2005) og Laberg et al. (2009) konkluderer med at Vestfjorden tidligere har fungert som et utløp for migrerende is-masser fra fastlandet under glasiale perioder, som har dannet disse formelementene. Lineasjonene løper parallelt med Lofotryggen og fastlandet, og opptrer med lengder på flere kilometer. Formelementene bøyer av mot Trænabassenget ved den sørlige enden av Lofotryggen, og indikerer med dette at Lofotryggen kan ha fungert som en barriere for migrerende is fra fastlandet og dermed skjernet Lofotryggen fra omfattende glasial erosjon (Laberg et al. 2009; se kap. 4.2). Denne tolkningen støttes av de markerte lobene i Vestfjorden som antas å representere morenerygger (Ottesen et al. 2005; Laberg et al. 2009; fig. 3.6)

I Ribbebassenget er havbunnen preget av andre formelementer, hvor det ikke er identifisert tilsvarende mega-skala glasiale lineasjoner som i Vestfjordbassenget (fig. 3.6a, b). Dersom tolkningen av is-migrasjon fra fastlandet var forbeholdt Vestfjorden, vil trolig denne siden av Lofotryggen (vestsiden) ikke gjestet større is-strømmer, men heller vært preget av mindre is-migrasjoner (Ottesen et al. 2005). Dette støttes av mindre dreneringskanaler på havbunnen i Ribbebassenget som er orientert 90° på Lofotryggen, og mindre rygger som løper parallelt med Lofotryggen internt i dreneringskanalene (fig. 3.6a, b). Disse ryggene tolkes å representere morenerygger, hvor deres orientering parallelt med Lofotryggen indikerer direkte is-migrasjon ut på sokkelen (jf. Rokoengen & Sættem, 1983; Ottesen et al. 2005; Laberg et al. 2009; Vorren et al. 2015).

Inne på den grunne strandflaten er glasiale formelementer, tilsvarende de observert i bassengene, fraværende på begge sider av Lofotryggen (fig. 3.6), hvor berggrunnen i stor grad preges av strukturelle lineamenter som er svært like i geometri og opptreden de identifiserte strukturene og landformene på Vestvågøya (se kap. 2.3, fig. 2.18), samt identifiserte forkastninger fra seismiske seksjoner (se kap. 3.1.4, fig. 3.3, 3.4, 3.5). Strukturene domineres her av NØ-SV og N-S strykende lineamenter som opptrer i nær tilknytning til hverandre, og danner et karakteristisk rombisk /sikk-sakk mønster. Lineamentene tolkes som reelle strukturer basert på observasjoner av berggrunnen ved lokaliteter i felt og øyer i skjærgården som utelukkende består av homogene mangeritter (se kap. 2.2.2, 2.2.3, 2.2.5, fig. 2.5, 2.18).

Det opptrer også godt definerte områder uten synlige strukturelle lineamenter, som her defineres av et diffust relieff (fig. 3.7). Disse områdene kan tydelig skilles fra de øvrige

områdene på strandflaten, som preges av tydelige strukturer med bestemte orienteringer (fig. 3.7). En lignende konfigurasjon kan observeres i Ribbebassenget, hvor en antatt is-strømningskanal skiller plataer med et havbunnsrelieff tilsvarende det observert på strandflaten (fig. 3.6). Berggrunnen på disse plataene er i Ribbebassenget tolket å bestå av tynne glasiale avsetninger og / eller sedimentære enheter av sen kritt alder (Rokoengen & Sættem 1983; Ottesen et al. 2005; Vorren et al. 2015; se kap. 3.1, fig. 3.4, dette arbeidet). Til tross manglende glasiale formelementer på strandflaten er det ikke utenkelig at glasiale og / eller eldre sedimenter også kan være avsatt på her, hvor den eksponerte havbunnen trolig preges av havstrømmer som kan bidra til det observerte, diffuse, relieffet og samtidig eksponere de øvrige strukturelle lineamentene som er observert på strandflaten (Laberg, pers. komm. 2015). Tolkning av den seismiske linjen B-28-73R14 støtter også mulighet for sedimentære avsetninger i små bassenger på strandflaten (fig. 3.5).

Det er antatt at en direkte korrelasjon mellom NØ-SV strykende forkastninger og lineamenter på Vestvågøya, strandflaten og marginen utenfor kan gjennomføres, og at N-S strykende lineamenter på strandflaten også kan korreleres med tilsvarende bruddsett på Vestvågøya. Observasjoner og tolkninger som støtter dette er: (i) Store likheter i strøk, fall og geometri mellom påviste forkastninger på Vestvågøya, seismiske seksjoner og kartlagte lineamenter på den grunne strandflaten. (ii) Strukturelle lineamenter på strandflaten med NØ-SV og N-S orientering sammenfaller med, og kan direkte knyttes til bruddplan og forkastninger av samme orientering på land og blant øyer i skjærgården, hvor det også er antydning av en tilsvarende rombisk / sikk-sakk geometri blant disse bruddtrendene (fig. 3.6, 2.5, 2.2, 2.18). (iii) Forkastninger identifisert internt på Lofotryggen ved tolkning av seismisk linje B-28-73R14 sammenfaller med prominente NØ-SV strykende lineamenter på strandflaten, markert av tydelige "knekk" i havbunnen på den seismiske seksjonen (fig. 3.5, 3.6). Dette gjelder også de større forkastningene som avgrenser Lofotryggen fra de sideliggende bassengene, ØLGF og VLFG som kan observeres som tydelige skreanter på batymetriske kart og seismiske data (fig. 3.4, 3.5, 3.6). (iv) Seismiske tolkninger på Lofotryggen ved linje GMNR-94-108L avdekker en forkastningskonfigurasjon som i stor grad reflekterer og gjenspeiler forkastningskonfigurasjonen antydning på Vestvågøya.

Isolerte NV-SØ strykende lineamenter på strandflaten nordvest for Lofotryggen (fig. 3.6b) kan ikke knyttes til observasjoner på land / sokkelen og underbygger dermed at denne trenden ikke forekommer i studieområdet på Vestvågøya. Ø-V strykende bruddplan og sprekker, som observert på Bjørnarøya (fig. 2.5) er ikke identifisert på strandflaten utenfor Vestvågøya eller på seismiske seksjoner (fig. 3.2-3.6). Det er verdt og nevne at forkastninger

med denne orienteringen ikke er forventet på seismiske seksjoner da linjene er orientert i NV-SØ retning (fig. 3.1).

4.5 Tidfesting av forkastningsaktivitet og bassengdannelse

Tidfestingen av forkastningsaktivitet på marginen og internt på Lofotryggen er viktig for tolkninger av bassengdannelse i Lofoten. Korrelasjon mellom de to datasettene, ved studie av batymetriske kart har gjort det mulig å fastslå en genetisk link mellom identifiserte forkastninger på sokkelen og på Vestvågøya. Felldata fra utvalgte lokaliteter har vist seg utilstrekkelige for relativ aldersbestemmelse av de observerte bruddsettene, da kriterier som krysskutting med synlig forskyvning og / eller rotasjon av bruddsett inn mot parallell orientering med andre bruddsett ikke er observert i dette arbeidet (se kap. 2.2).

Dette er derimot gjennomført ved tidligere arbeider i regionen, hvor N-S til NNØ-SSV strykende brudd er tolket å representere S1 lineamenter, NØ-SV til ØNØ-VSV strykende brudd representerer S2 lineamenter og NV-SØ strykende brudd (Ø-V til VNV-ØSØ?) representerer S3 lineamenter (Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Eig & Bergh 2011; Hansen & Bergh 2012). Til tross bred enighet i relativ alder er det enkelte kontraster i foreslått utvikling av de forskjellige bruddtrendene. Wilson et al. (2006) foreslår synkron utvikling med stabil VNV-ØSØ ekstensjon og tydelig segmentering av Lofotryggen i henholdsvis sør (Moskenes - Flakstad), senter (Vestvågøy - sør Austvågøy) og nord (Austvågøy og sør Hinnøya). I en slik konfigurasjon vil det forventes varierende grad av oblikk forskyvning på samtlige bruddsett med avvikende orientering fra ØNØ-VSV, som vil være parallell med størst ekstensjonsspenning, σ_1 . N-S til NNØ-SSV strykende brudd og Ø-V til NV-SØ strykende brudd vil med andre ord opptre med dominerende sideveis forskyvning. Slickenside fra N-S strykende brudd (fig. 2.2e, 2.8d) indikerer i stor grad dominerende dip-slip med varierende grad av sideveis sinistral / dekstral forskyvning. Dette gjelder også for observerte slickensides på Ø-V orienterte brudd (fig. 2.8d), hvor bevegelsen også er dominerende dip-slip. NØ-SV til ØNØ-VSV orienterte forkastninger forventes å vise tilnærmet ren dip-slip bevegelse ved kontinuerlig VNV-ØSØ ekstensjon. Slickensides fra bruddplan med denne orienteringen indikerer i stor grad dette, men opptrer ofte med varierende grad av sideveis komponenter (fig. 2.2d, 2.8d).

Senere arbeid av Bergh et al. (2007), Eig & Bergh (2011) og Hansen & Bergh (2012) favoriserer en progressiv utvikling av identifiserte bruddtrender med en gradvis rotasjon av den regionale ekstensjonsvektoren og gjentatte reaktiveringer langs eksisterende bruddplan (se kap. 1.3.4.4). En slik konfigurasjon støtter i større grad observasjonene i dette arbeidet,

med gradvis rotasjon av stressfeltet fra Ø-V ekstensjon ved riftinitiering og dannelsen av N-S til NNØ-SSV strykende brudd til NV-SØ ekstensjon under den dominerende riftfasen og dannelsen av primære NØ-SV til ØNØ-VSV strykende brudd med dominerende normal forskyvning. Videre rotasjon av stressfeltet i post-rift stadiet til NNV-SSØ forklarer også dannelsen av Ø-V strykende brudd med dominerende normal bevegelse. Den omtalte segmenteringen av marginen foreslått av blant andre Tsikalas et al. (2001, 2005), Olesen et al. (1997, 2002) og Wilson et al. (2006) støttes ikke av nyere grav-mag data, hvor eksistensen av NV-SØ strykende transferanser ikke kan bekreftes (Olesen et al. 2007).

For å tidfeste bevegelsen langs disse forkastningene kan kriterier knyttet til de sedimentære intervallene og deres seismiske refleksjoner benyttes ved å (i) antyde avsetningsmønster i henhold til pre-, syn- og post-rift. (ii) studere systematiske økninger i tykkelse på de sedimentære intervallene inn mot større marginforkastninger i bassengene og (iii) sammenligne krysskuttinger av forkastningssett i felt, for sammenligning og relativ aldersbestemmelse av eventuelle forkastningspopulasjoner (Gibbs 1984; Gawthrope et al. 2003; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012). Sistnevnte kriterium utgår da slike konfigurasjoner ikke er observert, men tilstrekkelige seismiske data gjør det mulig å benytte de to første kriteriene for tidsbestemmelse av dominerende forkastningsaktivitet på marginen.

De sedimentære intervallene indikerer i de fleste tilfeller markerte økninger i tykkelse inn mot større grenseforkastninger (fig. 3.2-3.5). Det kan også observeres en tydelig forskjell i hvilket intervall som gjenspeiler tykkelsesøkningen ut i fra polariteten til forkastningen intervallet grenser mot (fig. 3.2-3.5). Dette skaper en klar trend hvor sedimentære enheter som grenser mot større forkastninger med fall mot SØ (ØLGF og ØURGF) viser dominerende tykkelsesøkning i pre-kritt (jura/ trias (?)/ perm (?)) enheter (fig. 3.2, 3.3, 3.4, 3.5). I seksjon B-28-73R14 (ØLGF) og LO86R07-12 (ØURGF) oppstår det ingen tilsynelatende økning i noen av de påvirkede sedimentære intervallene som også kan indikere at hovedbevegelsen og / eller initieringen langs disse grenseforkastningene, her, oppstod før store deler av de sedimentære sekvensene ble avsatt, pre-jura (fig. 3.4, 3.5). Hansen et al. (2012) omtaler sedimentære enheter av trias alder i Trænabassenget, men påpeker at disse ikke er boret og kan dermed ikke direkte korreleres med brønndata. Bergh et al (2007) omtaler sedimentære enheter under bunn kritt reflektoren som permio - jurassiske, men også her uten direkte brønncorrelasjon.

De øvrige grenseforkastningene i de tolkede seksjonene viser fall mot NV (HF, VLGF, VF og VURGF), hvor dominerende tykkelsesøkning i de assosierte sedimentære intervallene forekommer primært i tidlig kritt enheter (fig. 3.2, 3.3, 3.4). Dette gir en klar indikasjon på at

den dominerende forkastningsaktiviteten på marginen ble initiert av forkastninger med fall mot SØ, henholdsvis ØLGF og ØURGF i tidlig- /pre (?) jura, etterfulgt av dominerende forkastningsaktivitet blant motstående forkastninger med fall mot NV i tidlig /midt kritt. Dette støttes av tidligere arbeider (Brekke 2000; Osmundsen et al. 2002; Bergh et al. 2007; Faleide et al. 2008; Hansen et al 2012) som indikerer tidlig rift initiering i sen perm / trias etterfulgt av en større riftfase i sen jura / tidlig kritt.

En tydelig "roll-over" struktur i overgangen mellom Ribbebassenget og det nordlige Trænabassenget (fig. 3.4) er i dette arbeidet tolket til å inneholde pre-kritt sedimentære enheter. Dette indikerer at forkastningsvekst i forkastningen som opptrer sentralt på denne antiklinalen (nordlig analog til VJF?) og i marginene (VLGF og ØURGF) til strukturen kan være utviklet før tidlig kritt, som den dominerende forkastningsaktiviteten blant VJF og VLGf er tidfestet til. Bergh et al. (2007) bruker tilsvarende kriterier for å argumentere for gjentatt reaktivering av større forkastninger langs marginen, i hvilket tilfelle kan initieringen av de observerte marginforkastningene har oppstått før tidligere antatt, som indikert ved tykkelsesøkninger i det sedimentære intervallene. Tidligere studier av syn-rift forkastningsaktivitet ved den Øst Afrikanske Riften (Morley 1999) og Suez Riften i Egypt (Gawthrope et al. 2003) indikerer at hovedbevegelsen langs forkastningsplanet bare foregår en kort periode etter initiering, hvor påfølgende forkastningsvekst kobles til gradvis innsynkning og sedimentasjon. Forkastningskonfigurasjonen observert i Lofoten favoriserer i hvilket tilfelle gjentatte perioder med reaktivering, hvilket også støttes av Hendriks et al. (2010), og stiller samtidig spørsmål ved tidfestingen av den reelle riftinitieringen i området, som kan ha oppstått før nåværende sedimentære enheter ble avsatt.

Tidlig riftinitiering i perm - tidlig trias og avsetning av ukjent mengde sedimenter kan argumenteres for på bakgrunn av tidlig forkastningsaktivitet langs ØLGF og ØURGF. Denne tolkningen støttes av observasjoner tilknyttet forkastninger på marginen som fortsetter inn på fastlandet og sammenfaller med Vestfjord - Vanna forkastningskomplekset hvor det ved paleomagnetiske og K-Ar illitt dateringer er dokumentert forkastningsaktivitet i karbon - perm (Olesen et al. 1997; Davids et al. 2013). Ytterligere studier av de sedimentære intervallene under bunn kritt vil kunne belyse dette ytterligere da (i) sikker identifisering av sedimentære enheter av denne alderen ikke kan gjøres med det tilgjengelige datasettet og (ii) identifiserte sedimentære intervaller under bunn kritt fremstår relativt tynne, hvilket gjør det usannsynlig at disse sekvensene består av (?)perm, trias og jura enheter. En mulig forklaring vil kunne være heving og erosjon av marginen før hovedrift-initiering i midt jura- tidlig kritt, hvilket er foreslått av Hansen et al. (2012) basert på manglende vekstforkastninger i perioden øvre trias

- sen jura, en tolkning som også støttes av antatt peneplanering i tidlig mesozoikum (jf. Tsikalas et al. 2001, Brekke et al. 2001; Hansen et al. 2012).

4.6 Strukturell utvikling av Lofotryggen / Lofotmarginen

Basert på overnevnte diskusjon av sprø bruddsett, storskala landformer, seismiske tolkninger og batymetriske data kan en tektonisk utviklingsmodell for marginen i Lofoten og på Lofotryggen ved Vestvågøya foreslås og diskuteres i lys av forkastningsutvikling, tektonisk kontroll på landskapet og plasseringen av Leknesgruppen på Vestvågøya (fig. 4.1, 4.2). For å få frem helheten i denne utviklingen må man helt tilbake til silurtida, da den kaledonske orogesen ble initiert ved innskyvning av kaledonske skyvedekker fra NV (jf. Ziegler 1989; Brekke 2000; Mosar et al. 2002; fig. 4.1a, b).

Forkastningsaktivitet tilknyttet den norske kontinentalmargin i form av rifting, ekstensjon og bassengdannelse har foregått siden slutten av devon- tidlig karbon, fra kollapsen av den kaledonske fjellkjeden og fram til kenozoikum da riftingen var fullkommen og Norske-Grønlandshavet ble dannet (kap. 1.3.4) Flere kjente perioder med ekstensjon oppstod i dette tidsrommet, og inkluderer spesifikke rifthendelser fra karbon (jf. Doré 1991; Gudlaugsson et al. 1998), perm / tidlig trias (jf. Blystad et al. 1995; Brekke 2000; Osmundsen et al. 2002; Bergh et al. 2007), midt jura- tidlig kritt (jf. Blystad et al. 1995; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012) og sen kritt - tidlig paleosen (jf. Hendriks et al. 2010; Hansen et al. 2012).

Kollapsen av den kaledonske fjellkjeden i sen devon var preget av tilbakegliding av alloktone skyvedekker langs reaktiverte devonske detasjementer (Braathen et al. 2002; Mosar et al. 2002; Osmundsen et al. 2002; Osmundsen et al. 2005; Eig et al. 2008). Flere slike detasjementer er tidligere kartlagt å studert i og rundt Lofoten (se kap. 1.3.4.5), og inkluderer blant annet Eidsfjord detasjementet, Heier sonen og Senja skjærbelte samt en rekke mindre skjærsoner i Ofoten (Steltenpohl et al. 2004; Eig et al. 2008; Steltenpohl et al. 2011). Gradvis ekshumering av Lofotryggren, som var lokalisert i liggblokken til de kaledonske skyvedekkerne, påfølgende den devonske ekstensjonsperioden har trolig bidratt til heving av ett eller flere slike detasjementer og dermed lagt grunnlaget for videre utvikling av sprø forkastninger (jf. Braathen et al. 2002; Steltenpohl et al. 2004; Osmundsen et al. 2005; Tsikalas et al. 2005; Eig et al. 2008; Steltenpohl et al. 2011). Dette underbygges av observasjoner hvor yngre, mesozoiske, forkastninger opptrer parallelt med eller bøyer av til parallell konfigurasjon med slike svakhetssoner (jf. Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2009; Indrevær et al. 2014).

Ekshumeringen av Lofotryggen og dannelsen av et metamorft kjernekompleks var fullkommet i perm tid (Steltenpohl et al. 2004; Eig et al. 2008). Denne perioden markerer også starten på den tidlige riftinitieringen langs marginen i Lofoten & Vesterålen, som indikert ved store ekstensjonsforkastninger, f.eks ØLGF og ØURGF, som var aktive i denne perioden (Bergh et al. 2007; Se kap. 4.5, dette arbeidet). Nøyaktig tidfesting av denne rifthendelsen, tidlig- / sen perm / tidlig trias, er vanskelig å fastslå grunnet manglende korrelasjon med borekjerner på marginen, som gjør nøyaktig identifikasjon av pre kritt sedimentære enheter problematisk (se kap. 4.5). Det er derimot bred støtte tilknyttet denne rifthendelsen i Lofoten & Vesterålen, hvor blant annet sedimentære enheter av trias alder omtales i Trænabassenget (Hansen et al. 2012; se kap. 4.3, 4.5, dette arbeidet). På østkysten av Grønland er det identifisert store sedimentære enheter tilknyttet rifting i sen perm - tidlig trias (jf. Faleide et al. 2008), hvilket ikke gjør det usannsynlig at tilsvarende avsetninger eksisterer, eller har eksistert, på marginen i Lofoten og Vesterålen.

Rifthendelsen i perm - trias var etterfulgt av en periode med landhevning og erosjon i tidlig mesozoikum (jf. Hansen et al. 2012). Hansen et al. (2012) baserer dette på bakgrunn av manglende forkastningsvekst og dermed tektonisk stillstand, med påfølgende erosjon av Lofotryggen og de sedimentære enhetene i de sideliggende bassengene. Denne tolkningen kan hverken bekreftes eller avkreftes på bakgrunn av de seismiske seksjonene tolket i dette arbeidet, men en slik hendelse kan i stor grad forklare den relativt tynne forekomsten av permo-jurassiske sedimenter på marginen i Lofoten (se kap. 3.1.4, 4.5; fig. 3.2-3.5). Omfattende erosjon av sedimentære enheter av perm trias alder, før avsetningen av jurassiske sedimenter, samsvarer med observasjonene i dette arbeidet, hvor den permo-jurassiske sedimentpakken opptrer med økt tykkelse inn mot ØLGF og ØURGF som var aktive i denne perioden (fig. 3.2, 3.4). Den omtalte peneplaneringen av marginen i sen trias / tidlig jura (jf. Tsiakalas et al. 2001; Brekke et al. 2001; Hansen et al. 2012) sammenfaller godt med den antatte perioden med landheving og erosjon i tidlig mesozoikum. Denne peneplaneringen er også tolket til å være representert av de slakt hellende paleoflatene på Vestvågøya (se kap. 4.2).

Jurassiske sedimenter avsatt under hovedriftinitieringen langs Lofoten-Vesterålen marginen kan derfor opptre over eroderte rester av eldre sedimentære enheter (jf. Mjelde et al. 1996; Bergh et al. 2007; Eig et al. 2008; Hansen et al. 2012). Det er samtidig ikke identifisert en diskonformitet internt i det permo-jurassiske intervallet i forbindelse med dette arbeidet, som vil kunne bekrefte denne tolkningen (fig. 3.2-3.5). Detaljerte studier av seismiske seksjoner med høyere oppløsning vil kunne belyse dette ytterligere. Forkastningsaktiviteten

under jura - tidlig kritt rifthendelsen er tilknyttet dominerende forskyvning langs ØLGF og ØURGF (se kap. 4.5), hvor disse forkastningene videre assosieres med dype detasjementer med fall mot SØ (fig. 3.2-3.5). Korrelasjon mellom forkastninger på marginen og assosierte landformer på Vestvågøya avdekker forkastninger syntetiske til ØLGF i fjellpartiet og på standflaten langs Vestvågøyas sørøstkyst, som også opptrer skråstilt og rotert som indikert av paleoflatene på øya (se kap. 4.2; fig. 2.19). Forkastningsaktiviteten langs disse forkastningene avtok / opphørte i tidlig kritt, som indikert ved AFS målinger (Hendriks et al. 2010).

Under hovedriftfasen i sen kritt - tidlig paleosen langs Lofoten-Vesterålen marginen opptrer den dominerende forkastningsaktiviteten langs HF, VLGF, VJF og VURGF som indikert ved seismiske tolkninger (se kap. 4.5). Dype detasjementer assosiert med disse forkastningene indikerer forskyvning av motstående detasjementer ved henholdsvis ØLGF og ØURGF (fig. 3.2, 3.4), som videre underbygger at førstnevnte forkastninger var aktive etter sistnevnte (se kap. 4.3). Feltobservasjoner på Vestvågøya indikerer at det nordvestlige fjellpartiet på øya består av forkastninger syntetiske til VLGF med skråstilte paleoflater og roterte forkastningsblokker (se kap. 4.2; fig. 2.23).

Motstående, roterte, forkastningsblokker på Vestvågøya gir opphav til en asymmetrisk sentral grabenkonfigurasjon i sentrum av øyen hvor Leknesgruppen er nedforkastet og bevart (se kap. 4.2)

Basert på diskusjonen over og de individuelle datasettene (se kap. 4.1-4.5) er følgende utviklingsmodell foreslått for marginen i Lofoten og Lofotryggen ved Vestvågøya (fig. 4.1, 4.2):

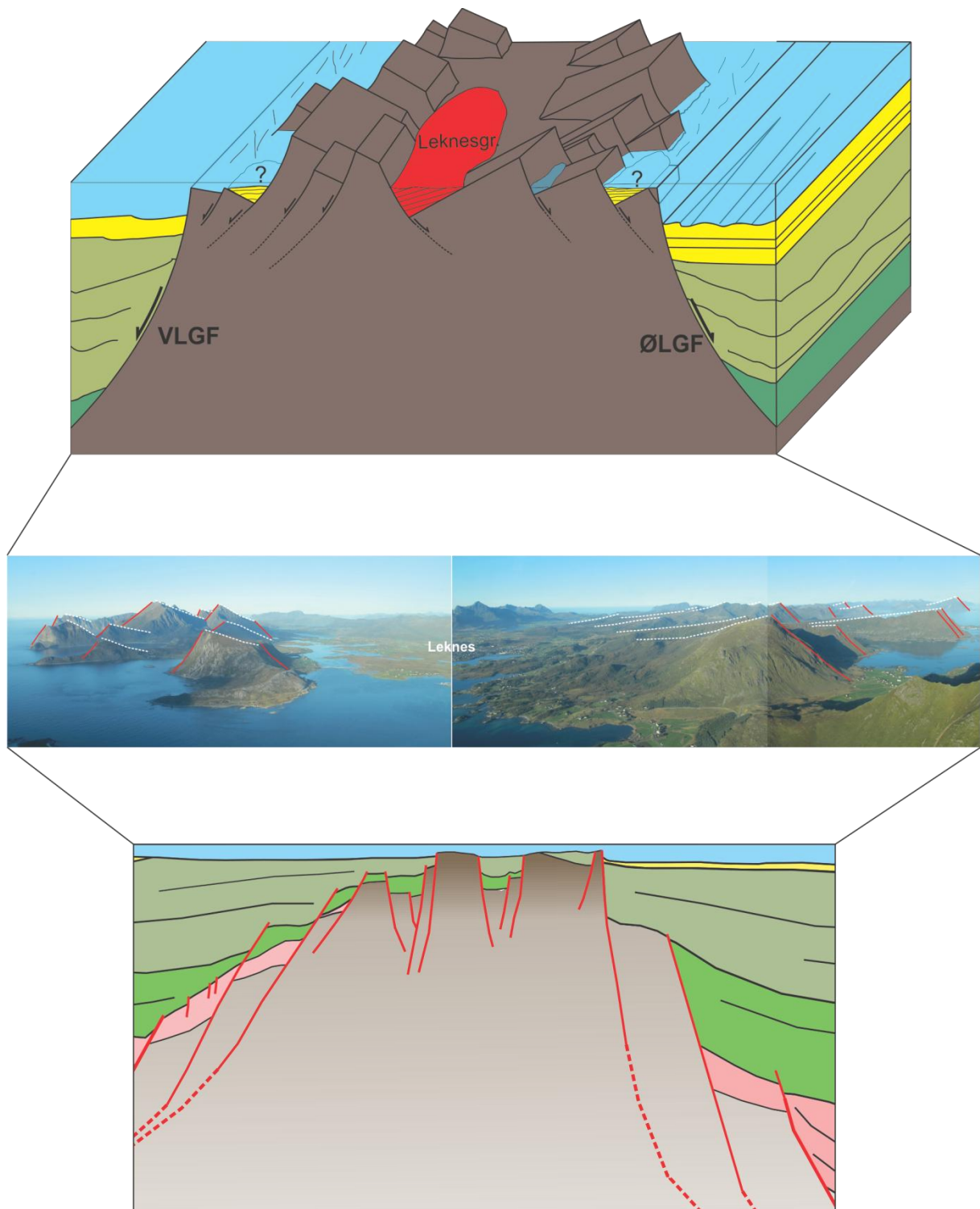
1. Lofotryggen er dannet som et metamorft kjernekompleks gjennom gradvis ekshumering og heving av et kaledonsk detasjement i perioden sen devon - perm. Øst- og Vest-Lofoten Grenseforkastningene ble dannet ved sprø reaktivering av dette detasjementet i tidlig perm (?) (fig. 4.1c)
2. Avsetning av ukjente sedimenter i Ribbe- og Vestfjordbassenget i sen perm - tidlig trias, med dominerende forkastningsaktivitet langs ØLGF og ØURGF, innsynkningen var trolig balansert med sedimentasjonen (fig. 4.1d).
3. Tidlig mesozoisk landheving og omfattende erosjon. Rester av kaledonske skyvedekker og sedimentære avsetninger(?) på henholdsvis Lofotryggen og i bassengene (fig. 4.1e).

4. Hovedriftinitiering i midt jura- tidlig kritt og dannelsen av dype detasjementer langs ØLGF og ØURGF. Syntetisk forkastningsaktivitet på Lofotryggen ved Vestvågøy og dannelsen av roterte forkastningsblokker med skråstilte paleoflater (mot NV) langs øyas sørvestlig margin. Aktiviteten langs disse forkastningene avtar og / eller opphører i tidlig kritt (4.1f).
5. Hovedriftfase i sen kritt - tidlig paleosen etter gradvis rotasjon av stekningsvektoren med påfølgende dominerende forkastningsaktivitet langs HF, VLGF, VJF og VURGF med dannelsen av dype detasjementer. Heving i liggblokken til VLGF og dannelse av syntetiske forkastninger på Lofotryggen ved Vestvågøy med roterte forkastningsblokker mot SØ. Rester av de kaledonske skyvedekkenene (Leknesgruppen) nedforkastes i en sentral / halvgraben ved Leknes (fig. 4.1g).
6. Rask kenozoisk landhevning ved for eksempel post glasiale reaksjoner i isostasi, termale isostatisk responser, overstrekning av marginen og «*ridge-push*» har trolig bidratt til dannelsen av landskapet slik det er i dag (fig. 4.2).

Periode	Tektonisk utvikling	Konseptmodell
Silur	Initiering av den kaledonske orogenesisen, innskyving av kaledonske alloktoner fra NV.	a)
Tidlig devon	Orogenese klimaks, korting av jordskorpen i NV-SØ retning,	b)
Sen devon-tidlig perm(?)	Kollaps av den Kaledonske fjellkjeden, tilbakeglidning av kaledonske skyvedekker og initiering av større ekstensjonsforkastninger langs et eldre, kaledonsk, detasjement(?). Lofotryggen ekshumeres gradvis og kaledonske dekker eroderes.	c)
Sen perm-tidlig trias	Tidlig riftinitiering langs Lofoten-Vesterålen marginen (?) Dominerende forkastningsaktivitet langs ØLGF og ØURGF. Avsetning av ukjente Sen Paleozoiske / Tidlig Mesozoiske sedimenter. Ekshumering av Lofotryggen og dannelsen av et metamorft kjernekompleks.	d)
Tidlig mesozoikum	Landheving og Erosjon. Rester av kaledonske skyvedekker på Lofotryggen. Sedimentære rester av perm - trias alder i bassengene (?). Peneplanering.	e)
Midt juratidlig kritt	Hoved rift-initiering langs Lofoten-Vesterålen marginen. Avsetning av Jurassiske sedimenter i bassengene på marginen ØLGF og ØURGF danner dype detasjements med fall mot SØ, Heving i liggblokken til ØLGF (?) og påfølgende dannelsen av syntetiske forkastninger på Lofotryggen.	f)
Sen kritt-tidlig paleosen	Hoved rift-fase langs Lofoten-Vesterålen marginen. Dominerende forkastningsaktivitet langs HF, VLGF, VJFS og VURGF. Dannelsen av dype detasjements med fall mot NV. Heving i liggblokken til ØLGF og påfølgende dannelsen av syntetiske forkastninger på Lofotryggen, nedforkasting av den kaledonske Leknesgruppen i en sentral graben / halvgraben.	g)

Legende

- Kenozoikum
- Tidlig kritt
- Kaledonske skyvedekker
- Sen kritt
- Jura
- Perm - trias
- Prekambrisk berggrunn



Figur 4.2 Konseptmodell av Lofotrøkken ved Leknes basert på observasjoner i felt og seismiske tolkninger.

Figur 4.1 a-g) Konseptmodell og oppsummering av den foreslåtte tektoniske utviklingen av Lofotrøkken og de sideliggende bassengene. Forkortelser er gitt i tabell 1.1.

5 Konklusjon

Dette arbeidet har fokusert på identifisering og analyse av sprø forkastninger og bruddplan av antatt mesozoisk - kenozoisk alder og mulige tektonisk kontrollerte landskap i et profil over Lofotryggen, ved Leknes. Strukturelle feltobservasjoner, tolkning av seismiske data og batymetriske kart har lagt grunnlaget for en tektonisk utviklingsmodell for denne delen av Lofotryggen og de sideliggende bassengene i lys av forkastningsutvikling, tektonisk landskapskontroll og plasseringen av den kaledonske Leknesgruppen.

- Ett dominerende NØ-SV til ØNØ-VSV strykende bruddsett med fall mot NV og SØ, samt to subsidiære bruddsett med henholdsvis N-S til NNØ-SSV og Ø-V til VNV-ØSØ strøk et kartlagt på Vestvågøya. Førstnevnte bruddsett er det eneste som inneholder klare forkastningsbergarter i form av kataklasitter og forkastningsmel, som i tillegg opptrer i definerte soner med økt bruddfrekvens som representerer forkastninger og forkastningssoner.
- Kinematiske data i form av slickenside indikerer dominerende normal "*dip-slip*" forskyvning på bruddplan av alle de tre identifiserte trendene. Relativ alder kan derimot ikke postuleres da krysskutting med synlig forskyvning eller gradvis rotasjon av bruddplan / sprekker ikke er observert.
- Landskapet på Vestvågøya karakteriseres som asymmetriske blokker delt inn i tre topografiske områder med NØ-SV orienterte fjellpartier og alpint relieff i NV og SØ, adskilt av et sentralt lavland med nøytralt relieff. Fjellpartiet i NV karakteriseres videre av bratte NØ-SV strykende skrenter med fall mot NV og assosierte slakt hellende flater med fall mot SØ. Fjellpartiet i SØ består av bratte skrenter med fall mot SØ og assosierte slakt hellende flater med fall mot NV. Fjellpartiene brytes regelmessig av fjorder med N-S til NV-SØ orientering med assosierte lineære forsenkninger innlands.
- Seismiske tolkninger av forkastninger på marginen indikerer tidlig riftinitiering i paleozoikum som et resultat av reaktivering av et devonsk detasjement under ekshumering av Lofotryggen. Forkastningsaktiviteten på marginen skifter fra dominerende bevegelse langs ØLGF og ØURGF til HF, VLGF, VJF og VURGF i

sen kritt under hoveddriftfasen langs LVM. Syntetiske og antitetiske forkastninger til VLGF og ØLGF opptrer internt på Lofotryggen som indikert ved seismisk tolkning, og danner horst-graben strukturer.

- Batymetriske kart på den grunne strandflaten rundt Vestvågøya avdekker to trender med gjentakende lineamenter av N-S til NNØ-SSV og NØ-SV til ØNØ-VSV orientering. Lineamentene sammenfaller i orientering og oppreden med identifiserte forkastninger på land og sokkelen. Korrelasjon mellom forkastninger på Vestvågøya og marginen i Lofoten avdekker en genetisk relasjon mellom identifiserte forkastninger av NØ-SV strøk.
- Syntetiske forkastninger til ØLGF opptrer internt på Vestvågøya og definerer de østlige fjellene langs kysten i form av roterte forkastningsblokker mot nordvest. Gradvis rotasjon av ekstensjonsvektoren og økt aktivitet langs VLGF i tidlig/sen kritt resulterte i skråstilling av Lofotryggen mot sørøst og dannelse av syntetiske forkastninger til VLGF på Lofotryggen. Leknesgruppen er som et resultat av dette nedforkastet og bevart i en mulitkompositt hel / halvgraben sentralt på Vestvågøya.
- Landskapet på Vestvågøya betraktes som tektonisk kontrollert, som indikert ved korrelasjon av forkastninger på marginen og sammenfallende, parallelle, bratte skrenter og identifiserte forkastningssoner med NØ-SV strøk. Forkastningsblokker fremstår skråstilt som indikert ved roterte paleoflater med fall mot det sentrale lavlandet på øya.
- En tektonisk modell for utviklingen av Lofotryggen og de sideliggende bassengene er forslått i lys forkastningsutvikling, tektonisk kontroll på landskapet og plasseringen av Leknesgruppen på Vestvågøya.

6 Referanser

- Ahlmann, H. W., 1919: Geomorphological studies in Norway. *Geogr. Ann.* 1, 1-148 & 193-252.
- Andreassen, K. 2009: Marine Geophysics: Lecture notes for Geo-3123. *University of Tromsø*, Unpublished, 106pp.
- Baradello, L., Carcione, J. M. 2008: Optimal seismic-data acquisition in very shallow waters: Surveys in the Venice lagoon. *Geophysics*, Vol. 71, No: 6, pp. 59-63.
- Bally, A. W. 1981: Atlantic-type margins. In *Geology of passive continental margins. American Association of Petroleum Geologist Education Course Note Series*, 19, pp. 1-48.
- Bally, A. W. 1982: Musings over sedimentary basin evolution. *Royal Society of London Philosophical Transactions*, Vol. A205, pp. 325-328.
- Benn, D. I., Evans, D. J. 2010: *Glaciers & Glaciation*, 2nd Edition. *Hodder Education*, 2010.
- Bergh, S. G., Corfu, F., Corner, G. D. 2008: Proterozoic igneous and metamorphic rocks: a template for Mesozoic-Cenozoic brittle faulting and tectonic inherited landscapes in Lofoten-Vesterålen, North Norway. *33 IGC Excursion Guidebook*, No. 38, *IGC The Nordic Countries*, 71pp.
- Bergh, S. G., Eig, K., Kløvjan, O. S., Henningsen, T., Olesen, O. & Hansen, J. -A. 2007: The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 29-58.
- Blystad, P., Brekke, H., Færseth, R. B., Larsen, B. T., Skogseid, J., Tørudbakken, B. 1995: Structural elements of the Norwegian continental shelf, Part II: The Norwegian Sea Region. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, No. 8, 45pp.
- Braathen, A., Osmundsen, P. T., Nordgulen, Ø., Roberts, D., Meyer, G. B. 2002: Orogen-parallel extension of the Caledonides in northern Central Norway: an overview. *Norwegian Journal of Geology*, 82, pp. 225-241.
- Brekke, H. 2000: The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre basins. *Geological Society of London, Special Publications*, 167, pp. 327-378.
- Brekke, H. & Riis, F. 1987: Tectonics and basin evolution of the Norwegian shelf between 62°N and 72°N. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67, pp. 295-322.
- Brekke, H., Sjulstad, H. I., Magnus, C., Williams, R. W. 2001: Sedimentary environments offshore Norway - an overview. in *Sedimentary environments offshore Norway - Palaeozoic to Present. Norwegian Petroleum Society Special Publications*, Vol. 10, pp. 7-37.

- Bøe, R., Fossen, H., Smelror, M. 2010: Mesozoic sediments and structures onshore Norway and in the coastal zone. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 450, pp. 15-32.
- Bøen, F., Eggen, S. & Vollset, J. 1984: Structures and basins of the margin from 62°N to 69°N and their development. *in: Spencer, A. M. et al.: Petroleum Geology of the North European Margin. Graham & Trotman, London*, pp. 271-284.
- Canals, M., Urgeles, R., Calafat, A. M. 2000: Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology* 28 (1), pp. 31-34.
- Clark, C. D. 1993: Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes Landforms*, 18, pp. 1-29.
- Corfu, F. 2004: U-Pb Age, Setting and Tectonic Significance of the Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite Suite, Lofoten-Vesterålen, Norway. *Journal of Petrology*, Vol. 45, No. 9, pp. 1799-1819.
- Corfu, F. 2007: Multistage metamorphic evolution and nature of the amphibolite-granulite facies transition in Lofoten-Vesterålen, Norway, revealed by U-Pb in accessory minerals. *Chemical Geology*, 241, pp. 108-128.
- Corner, G. D. 2005: Atlantic coast and fjords, *in Seppälä, M., ed., The Physical Geography of Fennoscandia: Oxford, Oxford University Press*, pp. 203-228.
- Crider, J. G., 2001: Oblique slip and the geometry of normal-fault linkage: mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon. *Journal of Structural Geology*, 23, 1997-2009.
- Crittenden, M. D., Coney, P. J., Davis, G. H. 1980: Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America, Memoir* 153, 490 pp.
- Dalland, A. 1981: Mesozoic sedimentary succession at Andøya, Northern Norway, and relation to structural development of the North Atlantic area. *Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir* 7, pp. 563-584.
- Davids, C., Benowitz J. A., Layer, P. 2012a: Constraining the Caledonian tectonic overprint in a Precambrian gneiss terrain in northern Norway. *Thermo 2012, 13th International Conference on Thermochronology*, 2012-08-24 - 2012-08-28.
- Davids, C., Bergh, S. G., Wemmer, K., Layer, P. 2010: K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of post Caledonian brittle faults in northern Norway. *Thermo 2010, 12th International Conference on Thermochronology, Glasgow, UK*, 16-20 August 2010.
- Davids, C., Kohlmann, F., Hansen, J. A., Benowitz, J. A., Layer, P., Jacobs, J. 2012b: Post-Caledonian onshore exhumation history of Troms, northern Norway, as constrained by K-feldspar ⁴⁰Ar/³⁹Ar and apatite fission track thermochronology. *Abstract and proceedings of the Geological Society of Norway. Onshore-Offshore relationships on the North Atlantic margin, Trondheim*, October 17-18, 2012. *Norsk Geologisk Forening*, No. 2, 2012.

- Davids, C., Wemmer, K., Zwingmann, H., Kohlmann, F., Jacobs, J., Bergh, S. B. 2013: K-Ar illite and apatite fission track constraints on brittle faulting and the evolution of the northern Norwegian passive margin. *Tectonophysics*, Vol. 608, pp. 196-211.
- Davidsen, B., Sommaruga, A., Bøe, R. 2001: Final report: Sedimentation, tectonics and uplift in Vesterålen. Phase 1- Localizing near-shore faults and Mesozoic sediment basins. *Norges Geologiske Undersøkelse*, Report no. 2001.111, 16pp.
- Doré, A. G. 1991: The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, pp. 441-492.
- Eig, K., Bergh, S. G. 2011: Late Cretaceous-Cenozoic fracturing in Lofoten, North Norway: Tectonic significance, fracture mechanics and controlling factors. *Tectonophysics*, 499, pp. 190-205.
- Eig, K., Henningsen, T., Olesen, O., Bergh, S. G., Hansen, J. -A. 2008: Onshore and offshore tectonic evolution of the Lofoten passive margin, north Norway. *PhD, University of Tromsø*, Unpublished.
- Eldholm, O., Sundvor, E., Myhre, A. 1979: Continental Margin off Lofoten-Vesterålen, Northern Norway. *Marine Geophysical Researches*, Vol. 4, pp. 3-35.
- Etzelmüller, B., Romstad, B. & Fjellanger, J. 2007. Automatic regional classification of topography in Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 167-180.
- Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., Eldholm, O. 2008: Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, Vol. 31, No. 1, pp. 82-91.
- Faleide, J. I., Vågnes, E., Gudlaugsson, S. T. 1993: Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the southwestern Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10, pp. 186-214.
- Falvey, D. A., Mutter, J. C. 1981: Regional plate tectonics and evolution of Australia's passive continental margins. *Australia Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics Bulletin*, vol. 6, pp. 1-29.
- Fløistad, K. R., Laberg, J. S. & Vorren, T. O. 2009: Morphology of Younger Dryas subglacial and ice-proximal submarine landforms, inner Vestfjorden, northern Norway. *Boreas*, Vol. 38, pp. 610-619.
- Forthun, T. 2014: Onshore-offshore correlation in the Andfjorden area and the structural controls on the opening and evolution of the Mesozoic sedimentary basins on Andøya and Andfjorden, northern Norway. *Unpublished master thesis, University of Tromsø*, 114pp.
- Fossen, H. 2010: Structural Geology (3 ed.). *Cambridge University Press*, 463pp.

- Fossen, H., Gabrielsen, R. H. 2013: Strukturgeologi (2. opplag). *Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke*, 375pp.
- Færseth, R. B. 1996: Interaction of Permo-Triassic and Jurassic extensional fault-blocks during the development of the northern North Sea. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 153, pp. 931-944.
- Færseth, R. B. 2012: Structural development of the continental shelf offshore Lofoten- Vesterålen, northern Norway. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 92, pp. 19-40.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J., Roberts, D. 2002: Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 82, pp. 153-174.
- Gabrielsen, R. H., Færseth, R. B., Jensen, L. N., Kalheim, J. E., Riis, F. 1990: Structural elements of the Norwegian continental shelf, Part I: The Barents Sea Region. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, No. 6, 33pp.
- Gabrielsen, R. H., Odinsen, T., Grunnaleite, I. 1999: Structuring of the Northern Viking Graben and the Møre Basin; the influence of basement structural grain, and the particular role of the Møre-Trøndelag Fault Complex. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 16(5), pp. 443-465.
- Gawthrope, R. L., Jackson, C. A. -L., Young, M. J., Sharp, I. R., Moustafa, A. R., Leppard, C. W. 2003: Normal fault growth, displacement localisation and the evolution of normal fault populations: the Hammam Faraun fault block, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology*, 25, pp. 833-895.
- Gibbs, A. D. 1984: Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 141, pp. 609-620.
- Goldstein, A., Marshak, S. 1988: Analysis of fracture array geometries. in Basic methods of structural geology. eds. Marshak, S., Mitra, G. (Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J), ch.12, pp. 249-268.
- Green, T. H., Jorde, K. 1971: Geology of Moskenesøy, Lofoten, North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 275, pp. 1133-1163.
- Griffin, W. L., Taylor, P. N., Hakkinen, J. W., Heier, K. S., Iden, I. K., Krogh, E. J., Malm, O., Olsen, K. I., Ormaasen, D. E., Tveten, E. 1978: Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten-Vesterålen, N-Norway. *Journal of the Geologic Society*, London, Vol. 135, pp. 629-647.
- Gudlaugsson, S. T., Faleide, J. I., Johansen, S. E., Breivik, A. J. 1998: Late Paleozoic structural development of the south-western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 15, pp. 73-102.

- Hansen, J. -A., Bergh, S. G. 2012: Origin and reactivation of fracture systems adjacent to the Mid-Norwegian continental margin on Hamarøya, North Norway: use of digital geological mapping and morphotectonic lineament analysis. *Norwegian Journal of Geology*, 92, pp. 391-403.
- Hansen, J. -A., Bergh, S. G. & Henningsen, T. 2012: Mesozoic rifting and basin evolution on the Lofoten and Vesterålen Margin, North-Norway; time constraints and regional implications. *Norwegian Journal of Geology*, vol. 91, pp 203-228.
- Hansen, J. -A., Bergh, S. G., Olesen, O., Henningsen, T. 2009: Onshore offshore fault correlation on the Lofoten and Vesterålen Margin: Architecture, evolution and basement control. *in* Hansen, J. A. Onshore and offshore tectonic relations on the Lofoten and Vesterålen margin: Mesozoic and Early Cretaceous structural evolution and morphological implications. *Unpublished PhD article, University of Tromsø*.
- Heier, K. S. 1960: Petrology and Geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 207, 246pp.
- Heier, K. S., Thoresen, K. 1971: Geochemistry of high grade metamorphic rocks, Lofoten-Vesterålen, north Norway. *Gochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 35, pp. 89-99.
- Hendriks, B. W. H. 2003: Cooling and denudation of the Norwegian and Barents Sea Margins, Northern Scandinavia. Constrained by apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology. *PhD thesis, Vrije Universiteit Amsterdam*, 192pp.
- Hendriks, B. W. H., Osmundsen, P. T., Redfield, T. F. 2010: Normal faulting and block tilting in Lofoten and Vesterålen constrained by Apatite Fission Track data. *Tectonophysics*, Vol. 485, pp. 154-163.
- Henningsen, T., Tveten, E. 1998: Geologisk kart over Norge. Berggrunnskart ANDØYA, M1:250 000.
- Indrevær, K., Bergh, S. G., Koehl, J. B., Hansen, J. A., Schermer, E. R., Ingebrigtsen, A. 2014: Post-Caledonian brittle fault zones on the hyper-extended SW Barents Sea Margin: New insights into onshore and offshore margin architecture. *Norwegian Journal of Geology*, Vol 93, pp. 167-188.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., Vine, F. J. 2013: Global Tectonics, 3rd edition. *John Wiley & Sons*, 496 pp.
- Kinsman, D. J. J. 1975: Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins, *in* Fischer, A. G. and Judson, S. *Petroleum and global tectonics: Princeton, New Jersey, Princeton University Press*, pp. 83-128.
- Klein, A. C. 1997: Geology of the Leknes group and underlying basement in west-central Vestvågøy, north Norway. *Unpublished thesis, Auburn University*, 171 pp.

- Klein, A. C. & Steltenpohl, M. G. 1999: Basement-cover relations and late- to post-Caledonian extension in the Leknes group, west-central Vestvågøy, Lofoten, north Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 79, pp. 19-31.
- Klein, A. C., Steltenpohl, M. G., Hames, W. E., Andresen, A. 1999: Ductile and brittle extension in the southern Lofoten archipelago, north Norway: Implications for differences in tectonic style along an ancient collisional margin. *American Journal of Science*, Vol. 299, pp. 69-89.
- Koehl, J. B. 2013: Late Paleozoic-Cenozoic fault correlation and characterization of fault rocks in western Troms, North Norway. *Unpublished master thesis, University of Tromsø*, 100pp.
- Krogh, E. J. 1977: Origin and metamorphism of iron formation and associated rocks, Lofoten-Vesterålen, N. Norway. I. The Vestpolltind Fe-Mn deposits. *Lithos*, Vol. 10, pp. 243-255.
- Laberg, J. S., Eilertsen, R. S., Vorren, T. O. 2009: The paleo-ice stream in Vestfjorden, north Norway, over the last 35 k.y.: Glacial erosion and sediment yield. *Geological society of America Bulletin*, Vol. 121, pp. 434-447.
- Larssen, G. B., Elvebakk, G., Henriksen, L. B., Kristensen, S. E., Nilsson, I., Samuelsberg, T. J., Worsley, D. 2002: Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the Southern Norwegian Barents Sea. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 444, 76pp.
- Leeder, M. R. & Gawthrope, R. L. 1987: Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 28, pp. 139-152.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A., Symonds, P. A. 1986: Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, vol. 14, pp. 246-250.
- Løseth, H. & Tveten, E. 1996: Post-Caledonian structural evolution of the Lofoten and Vesterålen offshore and onshore areas. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 76, pp. 215-230.
- Malm, O. & Ormaasen, D. E. 1978: Mangerite-Charnockite intrusives in the Lofoten-Vesterålen area, North Norway: petrography, chemistry and petrology. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 388, pp. 83-114.
- Markl, G., Höhndorf, A. 2003: Isotopic constraints on the origin of AMCG-suite rocks on the Lofoten Islands, N Norway. *Mineralogy and Petrology*, 78, pp. 149-171.
- McKenzie, D. P. 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 40, pp. 25-32.
- Mjelde, R., Berg, E.W., Strøm, A., Riise, O., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Kodaria, S., Fjellanger, J. P. 1996: An extensive ocean bottom seismograph survey in the Vøring basin, N. Norway. *First break*, 14, pp. 247-256.
- Mokhtari, M. & Pegrum, R. M. 1992: Structure and evolution of the Lofoten continental margin, offshore Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 72, pp. 339-355.

- Morley, C. K. 1999: Patterns of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from east Africa. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, pp. 613-634.
- Morley, C. K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornawan, A., Wonganan, N., 2004: Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *Journal of Structural Geology*, 26, 1803-1829.
- Mosar, J., Eide, E. A., Osmundsen, P. T., Sommaruga, A., Torsvik, T. H. 2002: Greenland-Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic. *Norwegian Journal of Geology*, 82, pp. 281-298.
- Møller, J. J. & Sollid, J. L., 1973. Geomorfologisk kart over Lofoten - Vesterålen. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, volume 27, issue 3, 1973.
- Nansen, F. 1922: The strandflat and isostasy. *Skrifter, Vitenskapsselskapet i Kristiania, Matematisk-Naturvitenskapelig Klasse*, Vol. 2, pp. 1-313.
- Nordgulen, Ø., Bargel, T. H., Longva, O., Olesen, O. & Ottesen, D. 2006: A preliminary study of Lofoten as a potential World Heritage Site based on natural criteria. *Geological Survey of Norway*, Report no.: 2005-086.
- Olesen, O. 2001: Interpretation of potential field data from the Nordland VI-VII area. *Geological Survey of Norway*, Report no.: 2001-060.
- Olesen, O., Ebbing, J., Lundin, E., Muring, E., Skilbrei, J. R., Torsvik, T. H., Hansen, E. K., Henningsen, T., Midbøe, P., Sand, M. 2007: An improved tectonic model for the Eocene opening of the Norwegian-Greenland Sea: Use of modern magnetic data. *Marine and Petroleum Geology*, 24, pp. 53-66.
- Olesen, O., Torsvik, T. H., Tveten, E., Zwaan, K. B., Løseth, H., Henningsen, T. 1997: Basement structure of the continental margin in the Lofoten-Lopphavet area, northern Norway: Constraints from potential field data, on-land structural mapping and paleomagnetic data. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77, pp. 15-30.
- Osmundsen, P. T., Braathen, A., Sommaruga, A., Skilbrei, J. R., Nordgulen, Ø., Roberts, D., Andersen, T. B., Olesen, O., Mosar, J. 2005: Metamorphic core complexes and gneiss-cored culminations along the Mid-Norwegian margin: an overview and some current ideas. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 12, pp. 29-41.
- Osmundsen, P. T., Redfield, T. F., Hendriks, B., Bergh, S. G., Henderson, I., Dehls, J., Lauknes, T. R., Larsen, T., Anda, E., Fredin, O. & Davidsen, B. 2010: Fault-controlled Alpine topography in Norway. *Journal of the Geological Society*, London, 167, 83-98.
- Osmundsen, P. T., Sommaruga, A., Skilbrei, J. R., Olesen, O. 2002: Deep structure of the Mid Norway rifted margin. *Norwegian Journal of Geology*, 82, pp. 205-224.

- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L., Henriksen, S. 2005: The Vestfjorden-Trænadjupet paleo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf. *Marine Geology*, 218, 175-189.
- Phillips, J. D. 2002: Erosion, isostatic response, and the missing peneplains. *Geomorphology*, Vol. 45, No. 3-4, pp. 225-241.
- Redfield, T. F., Osmundsen, P. T. 2013: The long-term topographic response of a continent adjacent to a hyperextended margin: A case study from Scandinavia. *Geological Society of America Bulletin*, 125, pp. 184-200.
- Reusch, H. 1901. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er bleve til. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 32: 124-217, 239-263.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D., Lister, G. S. 1999: Exhumation processes. In Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., Willett, S. D. (eds): Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. *Geological Society, London, Special Publications*, 154. pp. 1-27.
- Rokoengen, K., Sættem, J. 1983: Shallow bedrock geology and Quaternary thickness off Northern Helgeland, Vestfjorden and Lofoten. *Continental Shelf Institute*, Report no.: P-155/2/83.
- Smelror, M., Mørk, A., Mørk, M. B. E., Weiss, H. M., Løseth, H. 2001: Middle jurassic-lower cretaceous transgressive-regressive sequences and facies distribution off northern Nordland and Troms, Norway. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, Vol. 10, pp. 211-232.
- Steltenpohl, M. G., Hames, W. E., Andresen, A. 2004: The Silurian to Permian history of a metamorphic core complex in Lofoten, northern Scandinavian Caledonides. *Tectonics*, Vol. 23, 23pp.
- Steltenpohl, M. G., Moecher, D., Andresen, A., Ball, J., Mager, S., Hames, W. E. 2011: The Eidsfjord Shear Zone, Lofoten-Vesterålen, North Norway: An early devonian, paleoseismicogenic low-angle Normal Fault. *Journal of Structural Geology*, 33(5), pp. 1023-1043.
- Stemmerik, L., Dalhoff, F., Larsen, B. D., Lyck, J., Mathiesen, A., Nilsson, I. 1998: Wandel Sea Basin, eastern North Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 180, pp. 55-62.
- Talwani, M. & Eldholm, O. 1972: The Continental Margin off Norway: A Geophysical study. *Geological Society of America Bulletin*, 83, pp. 3575-3606.
- Taylor, P. N. 1975: An Early Precambrian age for migmatitic gneisses from Viken i Bø, Vesterålen, North Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, pp. 35-42.
- Trulssen, M. R. F. 2008: Sammenhengen mellom landskap og tektonikk på Flakstadøya og Moskenesøya i Lofoten. *Masteroppgave, Upublisert, Universitetet i Tromsø*, pp. 117.

- Tsikalas, F., Eldholm, O., Faleide, J. I. 2005: Crustal structure of the Lofoten-Vesterålen continental margin, off Norway. *Tectonophysics*, 404, pp. 151-174.
- Tsikalas, F., Faleide, J. I. & Eldholm, O. 2001: Lateral variations in tectono-magmatic style along the Lofoten-Vesterålen volcanic margin off Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 807-832.
- Tsikalas, F., Faleide, J. I., Kuszniir, N. J. 2008: Along-strike variations in rifted margin crustal architecture and lithosphere thinning between northern Vøring and Lofoten margin segments off mid-Norway. *Tectonophysics*, 458, pp. 68-81.
- Tull, J. F. 1977: Geology and structure of Vestvågøy, Lofoten, north Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 333, 59pp.
- Tveten, E. 1978: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Svolvær 1:250 000, *Norges Geologiske Undersøkelse*, Trondheim.
- Veeken, P. 2007: Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization. *Handbook of Geophysical Exploration*, 37. 509pp.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J., Laberg, J. S. 2015: Chronology and extent of the Lofoten-Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas*, 10, 14pp.
- Wade, S. J. R. 1985: Radiogenic isotope studies of crust-forming processes in the Lofoten-Vesterålen Province of North Norway. *Ph.D thesis, University of Oxford*, 284pp.
- Wernicke, B. 1981: Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, vl. 291, pp. 645-648.
- Widdowson, M. 1997: Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. *Geological Society Special Publication*, No. 120, pp. 1-12.
- Wilson, R. W., McCaffrey, K. J. W., Holdsworth, R. E., Imber, J., Jones, R. R., Welbon, A. I. F., Roberts, D. 2006: Complex fault patterns, transtension and structural segmentation of the Lofoten Ridge, Norwegian margin: Using digital mapping to link onshore and offshore geology. *Tectonics*, Vol. 25, Issue 4.
- Ziegler, P. A. 1989: Evolution of the North Atlantic; an overview. *American Association of Petroleum Geologist memoir*, 46, pp. 111-129.