



Uit

NORGES  
ARKTISKE  
UNIVERSITET

Fakultet for Naturvitenskap og Teknologi. Institutt for Geologi.

# Land sokkel korrelasjon av sprø mesozoiske og paleozoiske forkastninger i et profil over Vestfjordbassenget, Vestvågøya og Ribbebassenget.

Petter Andreas Lundekvam

*Masteroppgave i Geologi, GEO-3900 August 2015*



«Han kom, ble svett og dett var dett»

Marve Fleksnes

## Forord

Da nærmer det seg innlevering og en lang studietid er omsider over. Jeg må si jeg har gledet meg til denne dagen, men sitter også på følelsen av at jeg kommer til å savne tiden som student! Vil uansett benytte anledningen til å takke min veileder professor Steffen Bergh for meget god hjelp underveis og for at du alltid har vært behjelpelig når det er blitt spurt om! En stor takk sendes også til medveileder Tormod Henningsen fra Statoil Harstad som har vært svært engasjert under hele prosessen. Vil også takke medstudent Kristian Liland Haraldsvik for ett hyggelig feltarbeid og gode diskusjoner underveis.

## Abstrakt

Denne studien har studert geomorfologi og sprø forkastninger i et profil som strekker seg fra Vestfjordbassenget, over Vestvågøya/Lofotryggen og Ribbebassenget.

Det flate slettelandskapet sentralt på Vestvågøya skiller seg ut fra landskapet ellers i Lofoten, som stor sett består av alpint fjellandskap. Slettelandskapet er omgitt av alpine asymmetriske fjell langs kysten i NØ og NV. Fjellenes brattsider stuper bratt (>60 graders vinkel) ned i havet mot NV og SØ, mens de slake fjellsidene faller slakt (ca. 20 graders vinkel) mot det flate slettelandskapet sentralt på Vestvågøya. Dette danner grunnlag for å tolke Vestvågøya til å utgjøre et grabensystem enten formet som en halvgraben eller som en vanlig (hel-) graben, hvor fjellene utgjør roterte forkastningsblokker.

Feltarbeid, studier av DEM (Digital Elevation Model) og flyfoto har avslørt tre ulike populasjoner bestående av brudd, forkastninger og lineamenter. Populasjon 1 har N-S til NNØ-SSV trend, populasjon 2 har NØ-SV til Ø-V trend, mens populasjon 3 har VNV-ØSØ til NV-SØ trend. Brudd, forkastninger og lineamenter tilhørende populasjon 1 og 2 har lik trend til de bratte og flate fjellsidene, noe som underbygger teorien at fjellene representerer roterte forkastningsblokker.

Studier av seismiske linjer som går over Vestfjordbassenget, Ribbebassenget og Lofotryggen viser tilsvarende morfologi til grabensystemet på Vestvågøya. Ribbebassenget og Vestfjordbassenget utgjør halvgrabner, mens en (hel-) graben er representert internt på den sørlige delen av Lofotryggen.



# Innholdsfortegnelse

Forord.....	3
1 Innledning.....	1
1.1 Bakgrunn og ramme for oppgaven.....	1
1.2 Mål og metoder for studien .....	3
1.3 Regional geologi .....	5
1.3.1 Innledning, prekambriske og kaledonske bergarter i studieområdet:.....	5
1.3.2 Bergarter i Lofoten Vesterålen:.....	6
1.3.4 Lofoten .....	7
1.3.5 Leknesgruppen .....	9
1.3.8 Post kaledonsk tektonikk: Kollaps av den kaledonske fjellkjede, rifting, ekstensjon og passiv margin evolusjon .....	12
1.4 Metoder.....	18
1.4.1 Feltarbeid .....	18
1.4.2 Digital Terreng-Model (DTM) – Topografi og batymetri data.....	19
1.4.3 Seismiske data .....	19
1.4.5 Magnetisk anomalidata .....	20
1.5 Terminologi .....	21
2 Resultater: Beskrivelse av strukturelle observasjoner på land .....	24
2.1 Beskrivelse av landformer og storskala lineamenter på Vestvågøya.....	24
2.2 Beskrivelse av sprø forkastninger på land.....	28
2.2.1 Innledning:.....	28
2.2.2 Bjørnerøya .....	29
2.2.3 Vian (masseuttak).....	32
2.2.4 Stamsund – Steine (vegskjæringer).....	36
2.2.5 Folkhaugan .....	39
2.2.6 Offersøya/Offersøykammen (kartområde) .....	42
2.2.7 Leknesgruppen .....	46
3 Beskrivelse av offshore data .....	48
3.1 Seismisk data:.....	48
3.1.1 Introduksjon: .....	48
3.1.2 Database:.....	48
3.1.3 Seismisk stratigrafi og de viktigste horisontene:.....	50
3.1.4 Seismisk Tolkning .....	51
3.1.5 Sammendrag og deltolkninger .....	62
3.2 Batymetri data.....	63

3.2.1 Innledning.....	63
3.1.2 Lineamenter og havbunns morfologi.....	63
3.3. Magnetisk data.....	66
4 Diskusjon .....	68
4.1 Innledning.....	68
4.2 Diskusjon av landskap og storskala lineamenter .....	68
4.3 Diskusjon av forkastninger og bruddsett på land.....	70
4.4 Diskusjon av seismisk data og tolkning .....	72
4.5 Onshore-offshore korrelasjon av forkastninger ved bruk av batymetri og magnetisk anomalidata.....	74
4.6 Tidfesting av forkastninger.....	76
Kap 4.7 strukturell utvikling av Leknesgraben .....	78
5 Konklusjon .....	82
6 Referanser .....	83

# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn og ramme for oppgaven

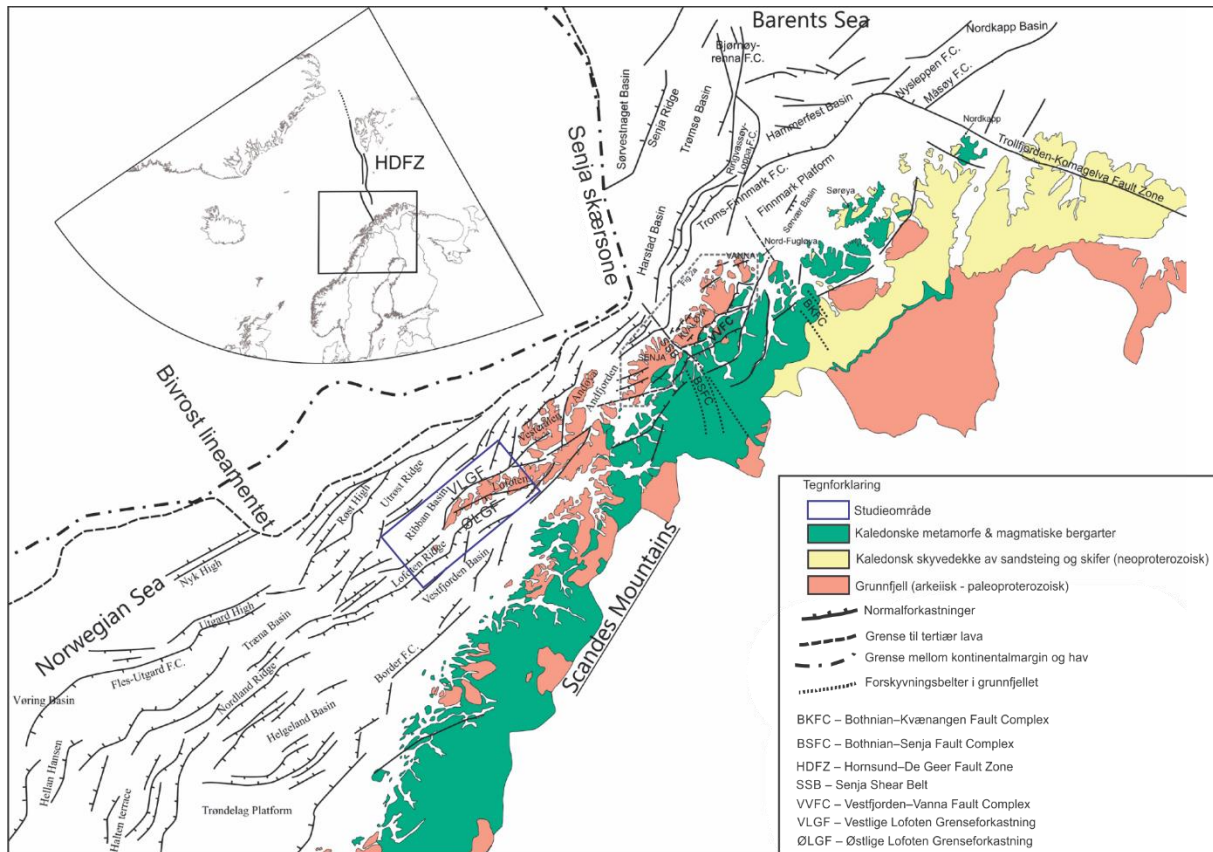
Denne oppgaven fokuserer på å studere sammenhengen mellom paleozoiske og mesozoiske forkastninger som befinner seg på land og til havs i Lofoten. Det er også av interesse å finne ut hvilken betydning slike sene, sprø forkastninger har hatt for den kaledonske Leknesgruppen og geomorfologien i området. De studerte områdene er Vestvågøya, Vestfjord- og Ribbebassenget. Oppgaven er en del av et større samarbeidsprosjekt mellom Universitetet i Tromsø (UiT) og Statoil Harstad, hvor det fokuseres på land – sokkeltektonikk i Lofoten, Vesterålen og Vest Troms. Det er tidligere gjort tilsvarende masteroppgaver på Senja, Kvaløya (Thorstensen 2011) og Andøya, Andfjorden (Forthun 2014). Kjetil Indrevær har gjort en doktorgradsavhandling som omhandler land- sokkeltektonikk langs den sørvestlig Barentshavmarginen, (Indrevær et al. 2013; Indrevær et al. 2014 a; Indrevær & Bergh, 2014).

Utgangspunktet for oppgaven er at større geologiske strukturer som finnes på den midt/nordnorske passive kontinentalmarginen også eksisterer i mindre skala på land i Lofoten, Vesterålen, og Vest Troms. Dette gjelder paleozoiske og mesozoiske forkastninger og riftrelaterte sedimentære bassenger. Teorien underbygges blant annet av det spesielle landskapet i disse delene av landet. Langs Lofotryggen eksisterer det f.eks. tydelige lineamenter i form av smale sund, fjorder og skrenter (Bergh et al. 2007). Lineamentene har lik trend til de lineamentene som finnes på den grunne kontinentalmarginen. Det er lokalt i fjordene langs Lofotryggen påvist rester av nedforkastede jura kritt bergarter som f.eks. i Sortlandssundet (Osmundsen et al. 2010). Jura-kritt bergartene antas å være bevart gjennom reaktivering av bassengforkastninger og rask kenozoisk landheving (Hendriks et al. 2010).

Asymmetriske landskapsformer som antas å være roterte forkastningsblokker er også en indikasjon på en klar sammenheng mellom forkastninger på land og på kontinentalmarginen (Osmundsen et al 2010). De asymmetriske landskapsformene (Fig. 5, 14 a, 17, 19 a-b) på Vestvågøya er av spesiell interesse, og utgangspunkt for dette studiet, da det antas at de danner en graben (Fig. 29) som kan være en analogi til Ribbe- og



Vestfjordbassengene (Kap. 3.1) som omslutter Lofotryggen. Høyoppløselig batymetridata like utenfor landområdene langs Lofotryggen gjør det mulig å korrelere seismiske data og forkastninger/lineamenter fra Ribbe- og Vestfjordbassenget med landdata fra Vestvågøya.



Figur 1 Regionalt strukturelt kart over den midtnorske- og sørvestlige Barentshavmarginen. Modifisert etter Indrevær et al. 2013.



Figur 2 Oversiktskart over studieområdet og forenklet geologisk kart som viser prekambriske bergarter i Lofoten-Vesterålen og kaledonske bergarter på fastlandet. Se figur 1 for tegnforklaring. Modifisert etter Indrevær et al. (2013)

## 1.2 Mål og metoder for studien

Hovedmålsettingen er å studere og tolke Leknes-grabenens geometri, geomorfologi og relaterte forkastnings- og bruddmønstre på og rundt Vestvågøya. Resultatene fra land vil bli sammenlignet med undersøkelser av tilsvarende strukturer til havs. Dette gjelder forkastninger som avgrensner jura-kritt bassenger på den grunne og dype sokkelen nordvest for Lofotryggen (Ribbe- og Trænabassengene) og sørøst i Vestfjorden.

Følgende analyseverktøy er benyttet:

1. Strukturgeologiske feltundersøkelser av sprekker og sprø forkastninger på Vestvågøya.
2. Seismiske data fra Statoil er benyttet til å tolke forkastninger og sedimentære sekvenser i Ribbe- og Vestfjordbassengene.
3. Høyoppløselige batymetridata fra MAREANO prosjektet er brukt til å studere strukturer på den den grunne sokkelen og vil fungere som bindeledd mellom feltundersøkelsene på Vestvågøya og de seismiske dataene fra Ribbe- og Vestfjordbassenget.
4. Digital Elevasjon Model (DEM) av Lofoten er brukt til å studere geomorfologi, landskapsformer og strukturer som ellers er vanskelig å undersøke i felt.
5. Egne flybilder og flybilder fra norgeskart.no er brukt til å studere lineamenter og geologiske strukturer på Vestvågøya.
6. Magnetiske anomalidata fra NGU er brukt til å identifisere forkastninger og andre tektoniske lineamenter både på land og på kontinentalmarginen. Dataene er også brukt til å bekrefte eller avkrefte tolkninger fra andre data som f.eks. seismisk data, batymetrisk data og DEM data.

Basert på tolkning av data fra de nevnte analyseverktøyene er det utarbeidet en tektonisk modell for Leknesgrabenens dannelse (geometri og kinematikk) og utvikling i rom og tid sett i relasjon til bassengdannelser i Vestfjordbassenget og Ribbebassenget. Dette arbeidet vil kunne øke forståelsen av prosessene som ligger til grunn for dannelse og utvikling av tektoniske bassenger knyttet til roterte forkastningsblokker, og betydningen av disse og tektonisk styrte landskapsformer av mesozoisk/kenozoisk alder på land langs kontinentalmarginen.

## 1.3 Regional geologi

### 1.3.1 Innledning, prekambriske og kaledonske bergarter i studieområdet:

Lofoten Vesterålen ligger som en avlang rekke av øyer fra fastlandet med NØ – SV trend og utgjør en hevet grunnfjellsrygg (horst) på den midt- nordnorske kontinentalmarginen (Blystad et al. 1995; Bergh et al. 2007) («Grunnfjell» refererer til prekambriske krystallinske bergarter i denne oppgaven). Det høye grunnfjellsområdet er en del av den norske kontinentalmarginen og strekker seg nordover mot Troms, hvor det sammenfaller med Vest-Troms gneisregionen (Zwaan 1995; Bergh et al. 2007). Mellom Lofotryggen og fastlandet ligger Vestfjorden, underlagt av Vestfjordbassenget (Bergh et al. 2007) mens Norskehavet og de ytre delene av kontinentalsokkelen (bl.a. Ribbebassenget) omkranser de nordvestlige områdene. Mot fastlandet i øst ligger de kaledonske skyvedekkene som er rester etter den kaledonske fjellkjeden som ble dannet da Baltica og Laurentia kolliderte i sen silur – tidlig devon (Pedersen et al. 1992). Baltica ble i løpet av denne perioden delvis subduert under Laurentia (Hodges et al. 1982).

Grunnfjellet i Lofoten Vesterålen består hovedsakelig av høymetamorfe prekambriske bergarter som er dannet dypt i jordskorpen (Griffin et al. 1974; Corfu, 2004 a) og har med det likhetstrekk til den Vestre gneis regionen som befinner seg ca. 800 km lengre sør, på møre og Vestlandet (Klein og Steltenpool 1999). Vestre gneis region består også av tilsvarende prekambriske bergarter, men er i motsetning til Lofoten Vesterålen sterkt preget og deformert av den kaledonske orogonesen. I Lofoten Vesterålen er det kun svake tegn på at området er utsatt for kaledonsk deformasjon (Griffin et al 1974, Tveten 1978, Gustavson, 1975, Olesen et al 1997). Det har derfor oppstått diskusjon om hvorvidt Lofoten Vesterålen er et strandet mikrokontinent fra Laurentia som slapp unna den kaledonske orogonesen, eller at Lofoten Vesterålen er autokton og strekker seg under de kaledonske skyvedekkene på fastlandet, og dermed henger sammen med det Baltiske skjoldet som er eksponert i store deler av Russland, Finland og Sverige (Steltenpohl et al. 2009). I dag er de fleste forskere enige om at grunnfjellet i Lofoten Vesterålen henger sammen med det Baltiske skjoldet (Steltenpohl et al. 2009).

### 1.3.2 Bergarter i Lofoten Vesterålen:

Lofoten Vesterålen består hovedsakelig av arkeiske og tidlig paleo proterozoiske bergarter som er intrudert av sen-paleoproterozoiske plutoner bestående av anortositt –mangeritt – charnokitt – granitt (AMCG) (Corfu, 2004 b). De intrusive sen-paleoproterozoiske plutonene utgjør ca. 50 % av bergartene i Lofoten Vesterålen (Malm & Ormaasen, 1978) og ble intrudert i løpet av to perioder. Den første intrusjonen foregikk mellom 1870 – 1860 Ma og er definert av det mangerittiske-charnokittiske Hopen plutonet og det granittiske Lødingen plutonet. Denne hendelsen var trolig forårsaket av sammensmelting av øybuer og hovedkollisjonen i den Svekofenniske orogonesen (Corfu, 2007) Den andre perioden foregikk mellom 1800 og 1790 Ma. Intrusivene som ble dannet i denne perioden hadde et mye større omfang både i aktivitet og område. Bergartene i denne perioden ble dannet av både mantel- og skorperester, og er et resultat av endring i kollisjonshastigheten under den Svekofenniske orogonesen (Corfu, 2007).

De vestlige og sørvestlige delene av Lofoten Vesterålen består av bergarter som er dannet under granulitt fascies. Magnetiske (Fig. 28) og gravimetrisk målinger av bergartene viser høy anomali. Dette skyldes høy tetthetsverdi og en forhøyet Moho-diskontinuitet (Heier, 1960; Griffin et al 1978; Mjelde et al 1993; Olesen et al 1997; Corfu, 2007). Den forhøyete Moho-diskontinuiteten skyldes mest sannsynlig differensiell oppløft av området og ekstensjon etter den kaledonske orogonesen, noe som førte til åpningen av det nordlige Atlanterhavet (Corfu, 2004 b). De østlige områdene av Lofoten Vesterålen består av ulike bergarter dannet gjennom amfibolitt facies. Dette er bergarter som gneis, migmatitter, grønnsteinbelter og granittiske plutoner (Corfu, 2004 b).

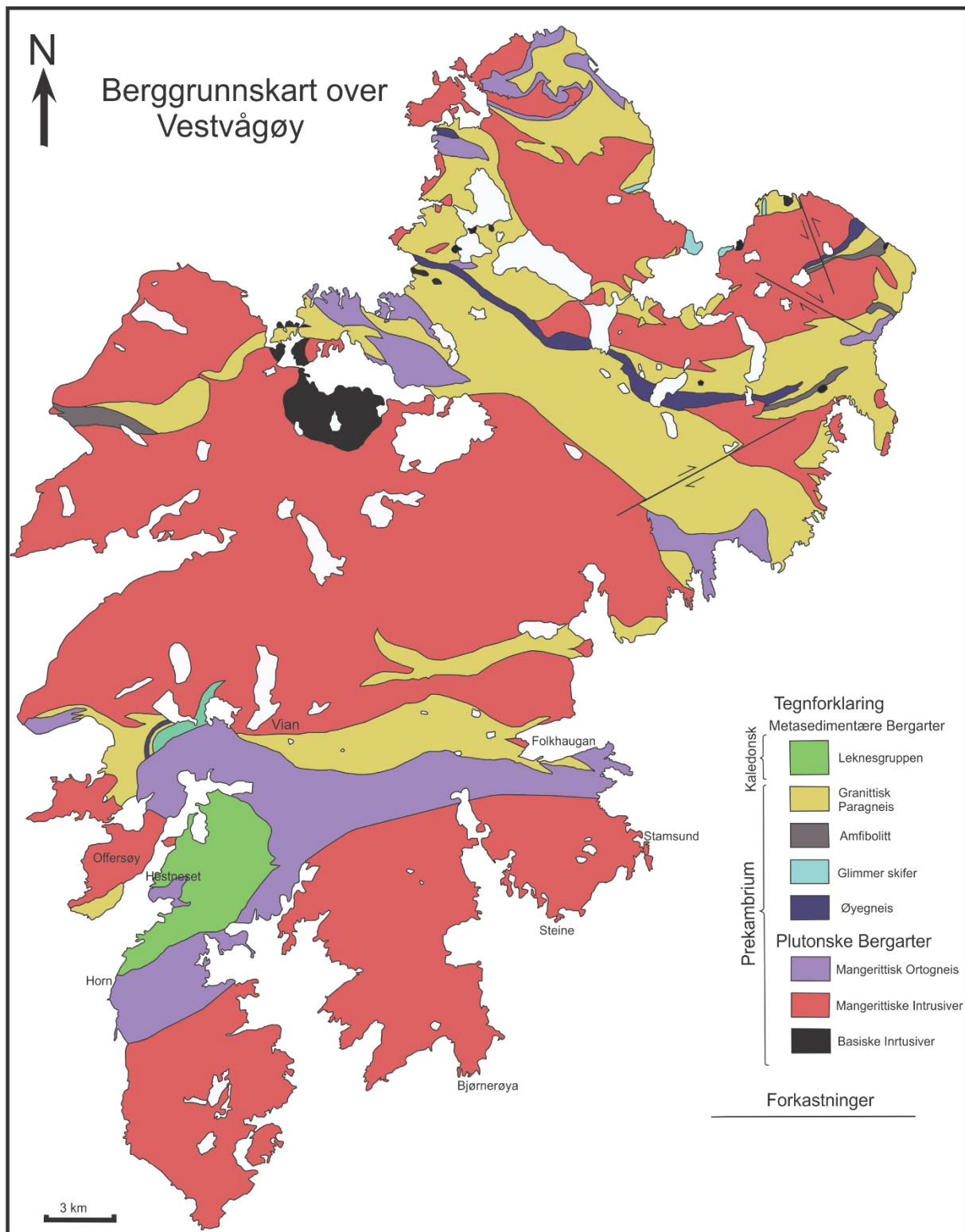
Vesterålen består av øyene Andøy, Langøy, Hadelsøy og Hinnøy. På Andøya finnes det både prekambriske og mesozoiske bergarter. De prekambriske bergartene kan deles inn i fire grupper: (I) Noeoakeisk migmatittisk gneis, (II) paleoproterozoiske vulkanske bergarter (1,8 – 1,6 Ga) som hører til Lofoten Vesterålen komplekset, og (III) vulkanske bergarter med en arkeisk til paleoproterozoiske alder som er dekket av (IV) metasedimentære overflatebergarter (Henningsen & Tveten, 1998).

### 1.3.3 Lofoten

De største øyene i Lofoten er Austvågøy, Vestvågøy, Flakstadøy og Moskenesøy. Helt ytterst i havgapet ligger de to mindre øyene Værøy og Røst.

Øyene i Lofoten består hovedsakelig av mangeritt-charnokitt, paleoproterozoisk paragneis og gabbro (Corfu 2004 b). Aortositt finnes på to ulike lokaliteter i Lofoten, Flakstadøy og Moskenesøy. Moskenesøy består hovedsakelig av paragneis, mens Austvågøy, Vestvågøy og Flakstadøy er dominert av mangeritt-charnokitt og paragneis. Alle øyene har innslag av mindre plutoner av gabbro. Det største plutonet finnes på Langøy. Helt sør på Austvågøy finnes det rester av arkeisk skorpe slik det også gjør i Vesterålen (Corfu, 2004 b).

Vestvågøy som utgjør studieområdet for feltarbeidet i denne oppgaven består hovedsakelig av massive mangerittiske intrusiver, mangerittisk ortogneis og svakt foliert paragneis (Fig. 3) (Tull, 1977). Sørøst (SØ) på Vestvågøya ligger Leknesgruppen som skiller seg fra de andre Bergartene ved at den er av kaledonsk alder (Corfu 2004 Klein & Steltenpohl 1999; Corfu, 2004 a). Bergartene i de utvalgte studeiområdene på Vestvågøya er stort sett homogene, men viser enkelte intrusjoner av svakt folierte meta-intrusive mafiske bergarter (Tull. 1977).



Figur 3 Viser forenklet berggrunnskart over de prekambriske bergartene og den kaledonske Leknesgruppen på Vestvågøya. Stedsnavnene viser de viktigste besøkte lokalitetene i løpet av feltarbeidet (Se kap. 2.2). Vestvågøya består hovedsakelig av mangerittiske intrusiver, mangerittisk ortogneis og paleoproterozoisk granittisk paragneis. Venstrelaterale og høyrelaterale forkastninger vises nordøst på øyen. Modifisert etter Tull (1977).

#### 1.3.4 Leknesgruppen

Leknesgruppen (Fig. 4 a, b, c) er en allokton sekvens som består av metasedimentære og metavulkanske/metavulkanoklastiske bergarter (Klein & Steltenpohl 1999). Enheten er antatt å være en erosjonsrest av et kaledonsk dekkekompleks som i dag utgjør et område på  $20 \text{ km}^2$  ved Leknes på Vestvågøya. Leknesgruppen er således et eksotisk innslag i Lofoten som ellers består av paleoproterozoiske bergarter. Værøy og Røst er de eneste øyene i Lofoten hvor det finnes litologier som kan minne om Leknesgruppen (Sigmond et al. 1984; Klein & Steltenpohl, 1999).

Leknesgruppens opprinnelses-sedimenter ble mest sannsynlig erodert fra meso – neoproterozoiske bergarter i og omkring lapetushavet. De ble så avsatt i ett smalt basseng på marginen eller i tilknytning til vulkanske øybuer nær det baltiske kontinentet. Tonalittiske intrusjoner i Leknesgruppen tyder på at regionen videre ble utsatt for kompresjon da lapetushavet lukket seg i midtre ordovisium (469 +- 3 Ma) (Corfu, 2004 a).

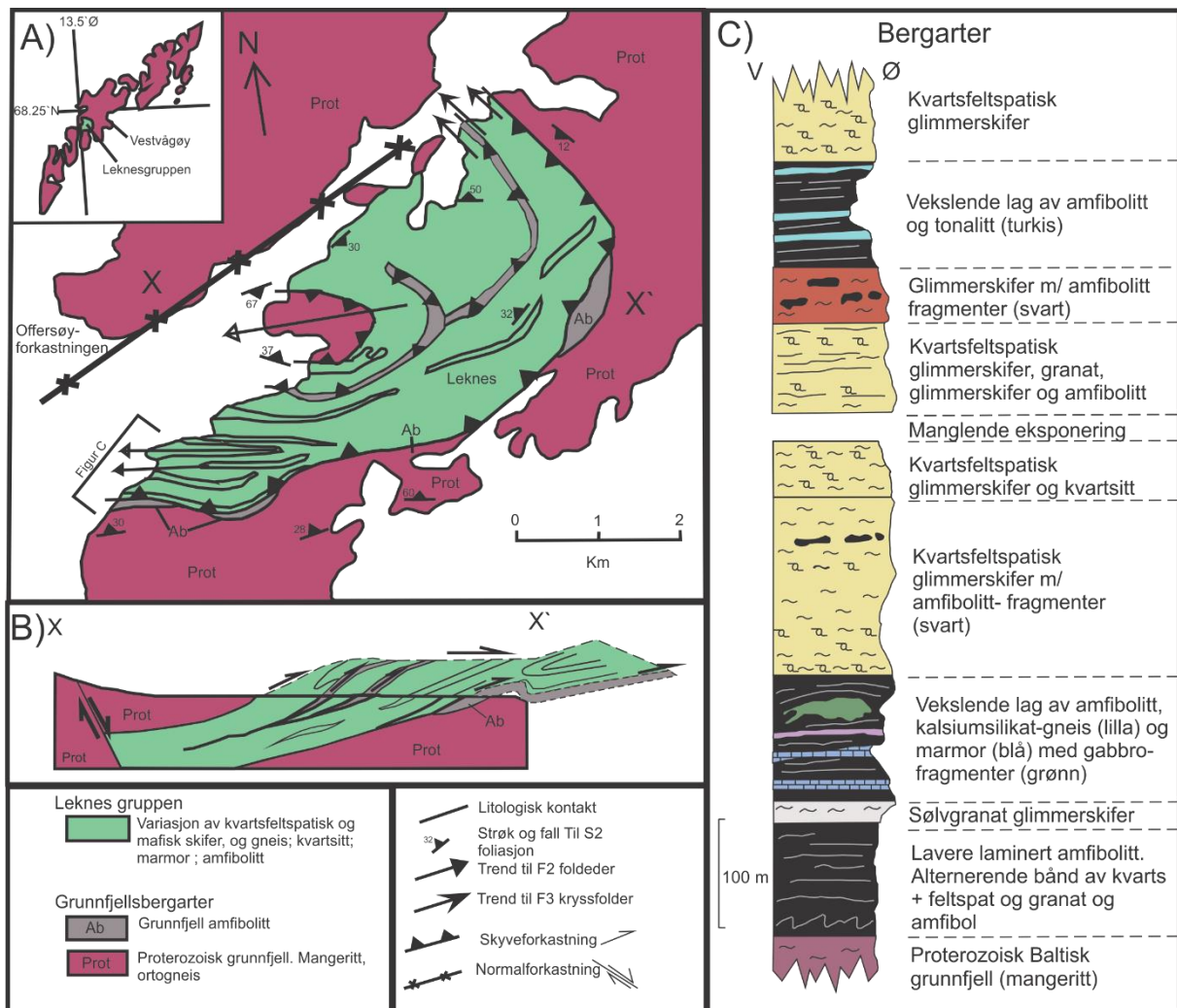
Leknesgruppen er utsatt for fem ulike kaledonske deformasjonshendelser (Klein & Steltenpohl 1999). De to første, D1 og D2 skjedde i løpet av midtre ordovisium (461 +- 1 Ma) og førte til at Leknesgruppen ble metamorfosert. Leknesgruppen ble da skjøvet opp på grunnfjellet i Lofoten i en ØSØ retning (Corfu 2004 a; Klein et al. 1999). De tre siste deformasjonsperiodene regnes som postmetamorfe hendelser (Klein & Steltenpohl, 1999). Klein & Steltenpohl (1999) konkluderte med at D3 og D4 startet i midtre ordovisium og varte helt til slutten av denne perioden (390 – 360 Ma). Corfu (2004 b) gjorde imidlertid undersøkelser av zirkoner som tyder på at Leknesgruppen ble utsatt for fluidmigrasjon og en ekstensjonsperiode allerede i tidlig ordovisium (412 +- 2 Ma). Disse resultatene samsvarer også med dannelsen av en pegmatittgang på Moskenesøy som ble dannet dypt i skorpen i løpet av 410 +- 3 Ma (Corfu, 2004 a). Den siste deformasjonsperioden (D5) var sprø deformasjon. Den er blant annet definert av en lavvinklet skyveforkastning under leknesgruppensom faller mot vest (Fig. 4 b). Skyveforkastningen kutter gjennom massiv mylonittisert ortogneis som er tolket til å være kontakten mellom grunnfjellet og Leknesgruppen (Klein & Steltenpohl, 1999). I nord-vest er Leknesgruppen avgrenset av en normalforkastning kjent som Offersøy forkastningen (Fig 4 a, b). Den antatte Offersøy forkastningen har NØ-SV strøk og faller bratt mot SØ og følger en markert skrent i landskapet langs østsiden av Offersøya (Klein & Steltenpohl, 1999). Det er vanskelig å gi en eksakt alder for D5, men Klein & Steltenphol et al. (1999) sammenlignet de sprø forkastingene på land



med lignende forkastninger på marginen i Lofoten og Vesterålen som er tolket til å være av perm – kritt alder (Bergh et al. 2007).

Den tektonostratigrafiske oppbygningen av Leknesgruppen er nøye beskrevet av Klein (1997) (Fig 4 c). Mens Tull (1977) tolket kontakten mellom Leknesgruppen og grunnfjellet til å være en skyvegrense som opptrer mellom mangeritt og amfibolitt, mente Klein & Steltenpohl (1999) at amfibolitten er en del av grunnfjellet og at kontakten derfor går mellom amfibolitt og granat glimmerskifer. Leknesgruppen er delt inn i åtte øvrige sekvenser som hovedsakelig består av kvartsfeltspatisk glimmerskifer og amfibolitt. Den nest nederste sekvensen inneholder også marmor og xenolitter av gabbro. Den nest øverste sekvensen består av amfibolitt og tonalittintrusjoner. Tonalittintrusjonene finnes ikke i grunnfjellet, noe som indikerer at Leknesgruppen er allokton (Tull, 1977, Klein & Seltenpohl 1999).

Leknesgruppen har visse likheter med deler av det øverste alloktonet i de kaledonske skyvedekkene på fastlandet. Blant annet har de meta-sedimentære bergartene i begge alloktonene antatt opphav fra meso – til neoproterozoiske bergarter. Men det faktum at Leknesgruppen ble skjøvet inn over det prekambriske grunnfjellet i løpet av ordovisium, mens de øverste kaledonske skyvedekkene havnet på det baltiske kontinentet i løpet av silur, gjør at det ikke er mulig å korrelere de to sekvensene (Corfu, 2004 a). Corfu (2004 a) mener derfor at øyene i Lofoten er en separat allokton enhet og at grensen defineres av den NNW-SSØ gående magnetiske anomalien mellom Lofoten og Vesterålen (Fig. 28)



Figur 4 A) Kartbilde over Leknesgruppen og tilhørende strukturer. B) Profil av Leknesgruppen og dens plassering mot det underliggende grunnfjellet og Offersøy forkastning i NV. C) Tektonostratigrafisk oversikt av Leknesgruppen. Modifisert etter Klein & Steltenpohl (1999).

### 1.3.5 Post kaledonsk tektonikk: Kollaps av den kaledonske fjellkjede, rifting, ekstensjon og passiv margin evolusjon

Kompresjonstektonikken som la grunnlaget for dannelsen av den kaledonske fjellkjeden i ordovicium og silur opphørte i devon. Den kaledonske fjellkjeden startet å kollapse som følge av sin enorme størrelse/delaminering (Schott & Schmeling, 1998) og ble deretter etterfulgt av faser med begynnende ekstensjonstektonikk (McClay, 1986; Ziegler, 1999). Marginen i Lofoten Vesterålen startet også å utvikle seg i denne perioden. (f.eks. Ziegler 1989; Doré 1991; Lundin & Doré 1997; Doré et al. 1999; Roberts et al. 1999; Brekke 2000; Brekke et al. 2001; Mosar 2003) Rifting oppsto i Perm – trias og fortsatte i midtre/sen jura, tidlig kritt, midtre kritt og senest i kritt til paleogen (Olesen et al. 2007). I tidlig Kenozoikum (eocen) nådde riftingen sitt høydepunkt, da Atlanterhavet åpnet seg og vulkanisme langs havbunnen startet (Doré et al. 1999; Faleide et al. 2008).

#### 1.3.5.1.1 Grunnfjellsrygger og bassenger på marginen i Lofoten-Vesterålen:

Lofoten-Vesterålen marginen (LMV) er det nordligste segmentet på den midtnorske kontinentalmarginen. Den markerer overgangen mellom den breie passive Møre – Vøring kontinentalmarginen og den transformerte Barentshavmarginen (Fig. 1) (Faleide et al 2008., Bergh et al 2007). Marginen har en bratt kontinentalskråning, er forholdsvis smal og har en skorpe som er antatt å være 30 km tykk (Griffin et al. 1978; Kink et al. 1993; Tsikalas et al. 2001, 2005, 2008).

Langs marginen ligger en rekke grunnfjellsrygger og bassenger. De har en NØ-SV til NNØ-SSV orientering. Lengst ytterst ligger Utrøstryggen parallelt med Lofotryggen. Utrøstryggen omfatter tre mindre grunnfjellsrygger; Røst og Marmæle Spur i sør og Jenegga i nord. Mellom Utrøstryggen og Lofotryggen ligger Ribbenbassenget. Ribbenbassenget er formet som en halvgraben som faller mot øst. Grenseforkastningen er dannet av Vestre Lofoten Grenseforkastning (VLGF) i øst, mens bassengmarginen i vest er dannet av Utrøstryggens østlige fall (Bergh et al 2007). En strukturell høyde deler bassenget i to mindre sub-basseng, Skomvær sub-basseng i sør og Havbåen sub-basseng i nord. I nord endres grenseforkastningens helning fra vestlig til østlig polaritet. Bassenget ble dannet som følge av strekking av skorpen i løpet av midtre og sen jura til tidlig kritt (Blystad et al. 1995), men senere studier indikerer at bassenget initierte allerede i perm (Bergh et al. 2007). Det nylig initierte bassenget ble videre utsatt for nedkjøling og innsynkning. Bassenget er derfor hovedsakelig fylt med kritt sedimenter (Blystad et al 1995). Mot sør ligger Trænbassenget,

Nordlandsryggen og Helgelandsbassenget. Mot nord utenfor Vesterålen og Troms ligger Andfjordbassenget, Harstadbassenget og Tromsøbassenget.

Mellom Lofotryggen og fastlandet ligger Vestfjordbassenget. (Blystad et al 1995). Vestfjordbassenget (Se kap. 3) er ett sedimentært perm – kritt basseng med NØ-SV trend og utviklet som en halvgraben med fall mot NV. Grenseforkastningen heter Østre Lofoten Grenseforkastning (ØLGF) (Bergh et al. 2007) og skiller Lofotryggen fra Vestfjorden (Bergh et al. 2007). I sør er bassenget avgrenset av den nordlige delen av Nordlandsryggen, Trænabassenget og Ribbanbassenget (Blystad et al 1995). 40Ar/39Ar datering av K-feldspat prøver fra sprø ekstensjonsforkastninger i Vestfjorden-Vanna forkastningskompleks viser at Vestfjordbassenget åpnet seg som følge av to hovedperioder med Ø-V rettet postorogen kontinental rifting. Den første riftingen foregikk ved ca. 272 Ma i tidlig perm, mens den andre perioden foregikk ved ca. 236 i midtre trias (Steltnpohl et al. 2009). Bassengets utvikling foregikk trolig i tett relasjon med utviklingen av Ribbebassenget og Utrøsthøgden. Felles for alle bassengene på marginen er at de er dannet og knyttet sammen av normalforkastninger (Bergh et al. 2007).

#### 1.3.5.1.2 Viktige lineamenter, bruddsoner og forkastninger

Eldholm et al (1979) avgrenset Lofoten-Vesterålen marginen (LVM) til å gå mellom Bivrost lineamentet i sør og Senja skjærsone i nord (Fig. 1). Både Bivrost lineamentet og Senja skjærsone har en NV-SØ gående orientering. Bivrostlineamentet er definert om akomodasjonssone med lav relief av jura – kritt alder (f.eks. Mokhtari & Pegrum, 1992) som ble reaktivert i løpt av sen kritt – paleocen rifting (Eldholm et al. 2002; Ren et al. 2003; Tsikalas et al. 2008).

Viktige lineamentene på LVM omfatter blant annet Østlige og Vestlige Lofoten Grenseforkastning (ØLGF og VLGF) som går på hver sin side av Lofotryggen, Vesterdjupet forkastningssone som faller mot nordøst (NØ) og strekker seg langs den østlige grensen av Trænabassenget til den østlige grensen av Marmæle Spur. Den øst-hellende Pyramidenforkastningen som kan spores helt opp til 80 km vest for Langøya (Hansen et al. 2012), Andøya forkastningen og Østlige Andøya forkastningssone; Senja bruddsonen langs den østlige marginen av Andfjorden og Vestfjorden-Vanna forkastningskompleks (VVFK) som går fra Vestfjorden i sør til øyen Vanna i Nord Troms (Opheim & Andresen 1989; Indrevær et al. 2014 a). Vestfjorden-Vanna forkastningskomplekset har nedforkastet de kaledonske

skyvedekken og skiller dem fra det prekambriske grunnfjellet i Lofoten Vesterålen og Vest-Troms gneisregionen (Forslund, 1988; Opheim & Andresen, 1989; Olesen et al., 1997, Indrevær et al. 2013). Forkastningens geometri er stort sett listriske utenom Vestfjorden Vanna Forkastningskompleks som har en planer geometri og ett fall mot øst. Vestre Lofoten grenseforkastningssone dør ut mot Vesterålen. Samtidig endres polariteten til forkastningene. Mens forkastningene på marginen utenfor øyene i Lofoten hovedsakelig faller mot vest, faller forkastningene på marginen utenfor vesterålen hovedsakelig mot øst (Tsikalas et al. 2001, 2005, Bergh et al. 2007). Tsikalas et al. (2001, 2005) argumenterte for at dette skyldes de NV-SØ gående overføringssonene (Mosken/Melbu, Jenegga and Vesterålen) som befinner seg på LVM. Og at slike endringer danner grunnlag for å dele LVM opp i tre mindre segmenter: Lofoten, Vesterålen, Andøya

Det er gjort mange studier for å beskrive karakteristikken til forkastningene, bassengene og ryggene på marginen i Lofoten-Vesterålen og Troms og (Olesen et al. 1997; Tsikalas et al. 2001; Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Eig, 2008; Hansen et al. 2009; Osmundsen et al. 2010; Indrevær et al. 2014). Forkastningene og lineære strukturer både på marginen og land ser ut til å ha tre hovedtrender (I) NNØ-SSV, (II) ØNØ-VSV til Ø-V og (III) NV-SØ. Dette samspeillet av orienteringer fører til at bassengene og ryggene får ett romboedrisk mønster (Gabrielsen og Ramberg, 1979; Gabrielsen et al. 2002; Bergh et al. 2007).

#### 1.3.5.1.3 Sedimentære avsetninger

Marginen og bassengene i Lofoten Vesterålmarginen er dekket av klastiske sedimenter som ble avsatt mellom perm og paleogen (Eldholm et al. 1979; Sellevoll et al. 1988). Av de ulike sedimentpakkene er det lavere og øvre kritt sedimenter som dominerer. De kan lokalt være opp til 7 km tykke (Bergh et al. 2007). Jurasedimentene har stort sett en konstant tykkelse, men ser ut til å øke jo nærmere en kommer Vesterålen (Blystad et al. 1995; Hansen et al. 2012). I bassenger som befinner seg på land, på Andøya er det funnet jura og lavere kritt-sedimenter (f.eks. Dalland 1981). Grunnsesimiske data indikerer at det finnes tilsvarende sedimenter i Sortlandssundet og Gavlfjorden (Davidsen et al. 2001; Fürsich & Thomsen 2005). Hansen et al. (2012) argumenterer for at hele det denuderte og eksponerte grunnfjellet i Vesterålen en gang har vært dekket av midtre og øvre jurasedimenter. Dette underbygges blant annet med at det ikke eksisterer store og tydelige forkastninger som

skiller dagens eksponerte landområde fra marginen, slik det gjør i Lofoten. Hansen et al (2012) mener likevel at deler av Lofoten også en gang har vært dekket av mesozoiske sedimenter.

#### 1.3.5.1.4 Datering av forkastninger

Forkastningene på marginen kan blant annet dateres indirekte ved seismiske studier av sedimentsekvenser og deres relasjon til forkastninger. Hansen et al (2012) konkluderte med at riftingen på Lofoten-Vesterålen marginen startet i tidlig trias og at det videre skjedde rifting i midtre til sen jura (bajocian til albian) før den endelige dannelsen av Atlanterhavet skjedde i tidlig kenozoikum (campanian/maastrichtian til eocen). Bergh et al. (2007) delte forkastningene inn i tre ulike populasjoner basert på orientering og kinematikk, samt når initieringen av de ulike forkastningene fant sted. Fire ulike forkastningspopulasjoner langs Lofoten-Vesterålen marginen ble foreslått. Populasjon 1a, 1b, 2 og 3. Populasjon 1a initierte i løpet av perm-jura, populasjon 1b i løpet av sen jura, populasjon 2 i løpet av tidlig til sen kritt og til slutt populasjon 3 i løpet av sen kritt til paleogen. Studien omfattet også forkastninger og linimenter på land. Studien viste at det finnes genetiske beslektede forkastninger på land.

I tillegg til relativ datering er det også gjort absolutte dateringer av sprø forkastninger på land i Troms og områder mellom Lofoten og Vesterålen (Forslund 1988, Andresen & Forslund 1987, Olesen et al. 1997; Hendriks, 2003; Davids et al. 2010; Hendriks et al. 2010; Stelthenpohl et al. 2011; Davids et al. 2012a; Davids et al. 2012b; Davids et al. 2013). K-Ar illitt dateringer er gjort av Davids et al (2010; 2012a; 2012b; 2013), apatitt fisjon-spor analyser er gjort av Hendriks (2003) og Hendriks et al. (2010) og  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  K-feltsapt analyser er gjort av Stelthenpohl et al. (2009). Davids et al (2013) konkluderte med at sprø forkastninger på Andøya og i midtre Troms initierte med en N-S og NØ-SV orientering i løpet av karbon. Apatitt fisjon-spor data og K-Ar illitt datering indikerer at forkastningsaktiviteten i midtre Troms var avsluttet etter permida, mens den fortsatte i Vesterålen. Eventuell forkastningsaktivitet i Troms etter perm må ha skjedd lenger ut på marginen (Davids et al. 2013). Forkastningsmel av perm alder fra forkastninger i Sifjord og på Vanna indikerer utbredt forkastningsaktivitet langs Vestfjorden Vanna forkastningskompleks i perm (Davids et al 2013).

#### 1.3.5.1.5 Marginutvikling

Mange ulike modeller har blitt foreslått for å forklare dannelsen av de ulike forkastnings- og bruddpopulasjonene som har dannet dagens strukturer i Lofoten-Vesterålen, på land og marginen (Wilson et al. 2006; Bergh et al. 2007; Davids et al. 2010; Eig & Bergh, 2011; Hansen & Bergh, 2012; Hansen et al. 2012).

Eig (2008) foreslo ved indirekte datering at hovedstrukturene både på øyene i Lofoten og Vesterålen og sokkelen utenfor er dannet gjennom tre tektoniske perioder. Den første foregikk i perm-jura og dannet det høyregående en echelon mønsteret av NNØ-SSW gående forkastninger på marginen. De ble dannet som følge av en VNV-ØSØ ortogonal ekstensjon. Den neste perioden foregikk i midtre/sen jura til tidlig kritt. Ekstensjonsretningen skiftet fra VNV-ØSØ til NNV-SSØ. Dette førte til dannelsen av ØNØ-VSV gående forkastninger. Den siste perioden foregikk i sen kritt til tidlig kenozoikum og dannet NV-SØ gående bruddsett som følge av transformbevegelser langs Barentshavmarginen ved «*ridge push forces*» / *havbunnsspredning* (Eig & Bergh, 2011).

Hansen & Bergh (2012) foreslo at de ØNØ-VSV og NNØ-SSV strykende forkastningene ble dannet samtidig under hoveddriftfasene i jura-kritt, hvor de ØNØ-VSV gående forkastningene ble dannet som transverse sinistrale overgangsforkastninger til de NNØ-SSV gående forkastningene. Dette resulterte i et sikk sakk mønsteret (Bergh et al. 2007) av større grenseforkastninger som til sammen dannet Llofotryggen (Hansen et al. 2012).

Wilson et al. (2006) foreslo en annerledes modell. Den går ut på at marginen er segmentert i tydelige domener, og når hele regionen ble utsatt for samme konstante VNV – ØSØ ekstensjon, ble hvert av enkeltdomenene gjennomslått av forkastninger individuelt i forhold til de andre domenene.

Mosar et al. (2002) gjorde platerkonstruksjoner som indikerte at den regionale ekstensjonen i Lofoten-Vesterålen forandret seg fra VNV-ØSØ til NV-SØ i løpet av sen kritt. I sen kritt til paleogen førte NV-SØ rettet ekstensjon til dannelsen av skrå-normal til strike slip forkastningssoner (f.eks. Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012).

Hele kontinentalmarginen inkludert det prekambriske underlaget i Lofoten, Vesterålen og vestlige Troms har i etterkant av hoveddriftfasen i jura-kritt blitt utsatt for oppløft og ekshumering. Når og hvordan dette har skjedd er omdiskutert (Olesen et al. 1997; Mosar et al. 2002; Eig, 2008; Hendriks et al. 2010; Osmundsen et al. 2010; Redfield & Osmundsen, 2013; Indrevær et al. 2014 b). De ulike forslagene er følgende:

- Endring i regionale stress og deformasjonsfelter (Løset & Tveten 1996; Bergh et al. 2007; Eig et al. 2008)
- Stressforstyrrelse internt i overgangssoner/transersoner (Eig & Bergh, 2011)
- Passiv margin ekshumering pga. NV-SØ rettet *ridge-push* krefter (Grønlie et al. 1991; Doré et al. 2002; Gabrielsen et al. 2002; Mosar et al. 2002)
- Astenosfærisk diapirisk oppløft pga. dannelsen av den islandske manteldiapiren/hotspot og senere klimatiske nedbryting som følge av økt erosjon. (f.eks. Rohrman & van der Beek, 1996; Nielsen et al. 2002; Pascal & Olesen, 2009).

Senere studier har foreslått at hevingen er et resultat av hyperekstensjon av den passive marginen i Lofoten Vesterålen og dannelsen av et metamorf kjernekompleks (Osmundsen & Redfield, 2011; Redfield & Osmundsen, 2013).

Som et resultat av den midt/nordnorske marginevolusjonen er det dannet en rekke strukturer og som er typisk for passive kontinentalmarginer. Et eksempel er roterte forkastningsblokker (Gawthorpe et al. 2003). Roterte forkastningsblokker er et resultat av ekstensjon som fører til dannelsen av normalforkastninger. (Fossen, 2010). Slike strukturer er godt dokumentert langs den norske kontinentalmarginen (Blystad et al. 1995; Faleide et al. 2008) og andre plasser i verden, som for eksempel i den Øst Afrikanske Rift dalen (Shackleton, 1978), Suezbukten (Jackson et al. 1988) og Queensland, Australia (Mutter & Larson, 1989).



## 1.4 Metoder

### 1.4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet til denne oppgaven ble utført på Vestvågøya og gikk over to perioder. Den første i juni 2015 og den andre i september 2015. Hovedmålet for feltarbeidet var følgende:

- Kartlegge sprø mesozoiske forkastninger og bruddsoner på ulike lokaliteter.
- Observere og studere landformer som kan være tektonisk styrt.
- Identifisere og kartlegge grensen mellom Leknes gruppen og grunnfjellet på Vestvågøya.

Vestvågøya ble valgt som studieområde fordi øyen ligger geografisk plassert midt mellom Vestfjordbassenget i sør og Ribbanbassenget i nord. I tillegg har øyen interessante landskapsformer som ser ut til å danne en graben, hvor Leknesgruppen er plassert i midten. Øyen er stor (ca.  $441 \text{ km}^2$ ) og er omgitt mindre øyer, holmer og skjær. Mulige feltlokalteter ble derfor studert på forhånd i samarbeid med Statoil Harstad høsten 2014. Finn.no/kart, gogle.no/maps og norge i 3D var svært nyttig under denne planleggingen.

I løpet av feltarbeidet ble det gjort rekognosering for å finne egnede lokaliteter. Det ble spesielt sett etter eksponert grunnfjell med tydelig tegn til oppsprekking, vegskjæringer, steinbrudd, holmer og skjær ble derfor studert nøye. Noen av de mindre øyene rundt Vestvågøya viser tydelige lineamenter og var derfor interessante lokaliteter, motorbåt var derfor nødvendig for å nå disse lokalitetene. For å få ett godt overblikk over området og landskapsformene ble det benyttet et fly av typen Cessna 172. Flyturen på vel en time ga oversiktsbilder over øyen både fra nord, sør, øst og vest. For å måle bruddplan, foliasjon og slickensides ble det benyttet Silva kompass med libelle og klinometer. Data ble notert på 1:250000 kart over Vestvågøya.

To metoder beskrevet av Davis og Reynolds (1996) ble benyttet ved innsamling av orientering for sprø bruddplan: (I) Selection method og (II) Inventory method. Selection method beskrives på følgende måte: Bruddplan som representerer hovedtrendene innenfor et område blir målt. Metoden innebærer en subjektiv utvelgelse av bruddplan og bruddretninger med fare for at noen retninger blir favorisert. Inventory method: Alle

bruddplan innenfor et område blir målt.

De innsamlete data ble senere plottet i dataprogrammet Orient 2.1.2 som prosesserer stereoplott og er skrevet av Frederick Vollmer. Ved å gjøre bruddanalyser er det mulig å si noe om hvilke tektoniske stressregimer som var aktive da bruddene ble dannet. Identifisering og kartlegging av grensen mellom Leknesgruppen og grunnfjellet på Vestvågøya ble i stor grad gjort på grunnlag av Tull (1977) sitt arbeid.

#### 1.4.2 Digital Terreng-Model (DTM) – Topografi og batymetri data.

En digital terrengmodell (DTM) er en visualisering av høydeforskjellene på land eller havbunnen. Digitale terrengmodeller gir derfor tredimensjonale digitale modeller av terrenget (<http://kartverket.no/Kart/Kartdata/Terrengmodeller/>). I denne oppgaven ble det benyttet DTM på land og havbunnen. Norge i 3D ble derfor brukt til å studere topografien på Vestvågøya. Batymetridata kan samles ved hjelp av et multistråle-ekkolodd (Eleftherakis et al. 2012) som sender et høyt antall samtidige korte lydbølger mot havbunnen. Bølgene blir reflektert tilbake og danner ett bilde av topografien på havbunnen. Batymetridata gir høyoppløselige digitale terrengmodeller av havbunnen og avslører derfor viktige geologiske strukturer. Det ble derfor benyttet batymetridata fra MAREANO til å studere interessante lineamenter på den grunne havbunnen og i fjordene rundt Vestvågøya. Batymetridataene fungerer derfor som et bindeledd mellom observasjonene som ble gjort i løpet av feltarbeidet og observasjonene som ble gjort ved å tolke seismiske de seismiske linjene i Vestfjorden, Ribbebassenget og den sørlige delen av Lofotryggen.

#### 1.4.3 Seismiske data

Seismiske 2D linjer på tvers av Vestfjorden, Ribbebassenget og sørlige deler av Lofotryggen er blitt tolket. Hovedmålet har vært å tolke sprø mesozoiske forkastninger og knytte de sammen med lineamenter fra batymetri og landdata. De seismiske linjene er hentet fra Statoil Harstad (Kap. 3.1.2).

Seismiske undersøkelser på havet blir som regel utført av spesialbygde fartøy. Ett seismikkskip kan ha en eller flere kabler på slep etter seg som inneholder hydrofoner. En eller flere akustiske kilder sender lydsignaler mot havbunnen. Etter hvert som lydsignalene treffer havbunnen og andre reflektorer under havoverflaten, blir de reflektert og sendt tilbake til hydrofonene. Det finnes fire hoved reflektorer (Veeken, 2007):

- Sedimentære reflektorer, lagdeling i sedimentære sekvenser.
- Inkonformiteter og diskonformiteter
- Artefakter; som f.eks. diffraksjoner, multipler osv.
- Ikke sedimentære reflektorer, som for eksempel forkastningsplan, fluidkontakter osv.

Basert på hvor fort de akustiske signalene kommer tilbake til hydrofonene, kan en bestemme impedansen (den akustiske ledningsevnen) til medium som er penetrert av lydbølgene. Det er derfor mulig å anslå hvilket medium (f.eks. bergarter, fluider osv.) som befinner seg under havbunnen. Etter at de seismiske signalene er samlet, er det mulig å prosessere signalene for videre tolkning. Det finnes mange ulike prosesseringsmetoder og det utvikles stadig nye og bedre prosesseringsmetoder. Det er derfor mulig å reprocessere gammel seismikk og gjøre den lettere å tolke.

#### 1.4.4 Magnetisk anomalidata

Magnetisk følsomhet evnen en bergart har til å bli magnetisert mens den blir påvirket av et magnetisk felt (Musset og Kahn, 2000) og bergartens magnetiske følsomhet bestemmes av mengden ferro- og /eller ferrismagnetiske mineraler (Reynolds 1997). Sedimentære bergarter er vanligvis ikke magnetiske, mens metamorfe, plutoniske og vulkanske bergarter kan vise et bredt spekter av magnetisk følsomhet (Reeves, 2005). Selv sprø forkastninger og bruddsoner i krystallinske bergarter gir utslag for magnetiske målinger, da gjerne som lineære negative anomalier. Dette er som regel forårsaket av fluider som har strømmet gjennom bruddene og utfelt ferro- og ferri-magnetiske mineraler (f.eks. magnetitt og hematitt) som senere har oksydert (Henkel og Guzman 1977).

Magnetisk anomalidata fra Norges Geologiske undersøkelse er brukt i denne oppgaven for å definere Lofotryggen, de omkringliggende bassengene og de tydeligste forkastningene. Tidligere arbeid i Lofoten- Vesterålen og langs den søvestlige Barentshavmarginen har også benyttet seg av magnetisk anomalidata for å kartlegge viktige strukturer i berggrunnen (f.eks. Olesen et al. 1997; Gernigon & Brønner; 2012; Hansen et al. 2012; Indrevær et al. 2014 b).

## 1.5 Terminologi

For å unngå misforståelser og tvetydighet tar dette avsnittet for seg en del av terminologien som blir brukt i denne oppgaven.

Tabell 1 Definisjoner ulike termer som blir brukt i denne oppgaven.

Term	Definisjon
Antitetisk forkastning	« <i>«antithetic fault»</i> , fra gresk <i>«antithetic»</i> som betyr satt opp mot), brukes om mindre forkastninger (eller systemer av forkastninger) som har bevegelse motsatt av det hovedforkastningen(e) har. Antitetiske forkastninger faller dermed i motsatt retning av hovedforkastningen». (Fossen, 2010)
Brudd	« <i>«Fracture»</i> En diskontinuitetsflate i en bergart dannet ved tensjon (tensjonsbrudd, spalte, sprekk), kontraksjon (kompresjonsbrudd), eller skjærbevegelse (skjærbrudd)». Brudd kan henvise til forkastninger og skjærbrudd (shear fractures), sprekker (joints and cracks), spalter (åpne sprekker «fissures») og årer (veins). (Fossen & Gabrielsen, 2005; Fossen, 2010)
Detasjement	« <i>«detachment»</i> , lavvinklet forkastning eller skjærsone. Mest brukt om ekstensjonsforkastninger» (Fossen & Gabrielsen, 2005)
Dextral	Høyrelateral. Bevegelse til høyre relativt til ett referansepunkt (Fossen, 2010)
Dipp-slip forkastning	Forkastning med slip vektor som er orientert langs dipretningen av forkastningsoverflaten. Eks, perfekt normal- eller reversforkastninger (Fossen, 2010).
Forkastningsmel	Finkornet og leirerik ikke-kohesiv bergart som befinner seg i kjernesonen. Dannet som følge av oppkusing og kjemisk forvitring (Fossen, 2010).
Forkastningssone	« <i>«fault zone»</i> , en rekke subparallele forkastninger i en sone, med en tykkelse som er betydelig mindre enn forkastningens lengde. Er i senere tid også blitt brukt om en forkastnings totale struktur, det vil si kjerne + destruksjonssone» (Fossen & Gabrielsen, 2005; Fossen, 2010)
Forkastningsspor/-trasse	« <i>«fault trace»</i> , skjæring mellom en forkastning og en flate, enten det er jordoverflaten, et stratigrafisk nivå eller ett profil» (Fossen, 2010).
Glideflate	« <i>«slip surface»</i> , samme som glideplan, men inkluderer også områder der flaten ikke er ålanær». (Fossen, 2010).

Glideplan	« <i>slip surface</i> », veldefinert der det har foregått bevegelse langs flaten. Bevegelsen må være lokalisert til flaten eller til en sone av mikroskopisk tykkelse rundt flaten.» (Fossen, 2010).
Graben	«graben», tysk for grav. Betegnelse på et område av jordskorpen som er strukturelt (ikke nødvendigvis topografisk) nedsenket mellom (minst) to forkastninger med betydelig normalkomponent (Fossen & Gabrielsen, 2005))
Kataklasitt	« <i>cataclasite</i> », forkastningsbergart som er fast (kohesiv), det vil si at den faller ikke (totalt) fra hverandre når den blir truffet av etammerslag. Kataklasitter har mer enn 10 % grunnmasse og deles inn i protokataklasitt (10 – 50 % grunnmasse), kataklasitt (50 – 90 %) og ultrakataklasitt (> 90 % grunnmasse)» (Fossen & Gabrielsen, 2005)
Konjugerende forkastning	To forkastninger som krysser hverandre og er dannet under samme spenningsfelt. Slike forkastninger har motsatt forskyvning og danner 30° til sigma 1. (Fossen, 2010).
Lineasjon	« <i>lineation</i> », lineær struktur dannet ved deformasjon, for eksempel roterte amfiboler, utstrekte aggregater av kvarts og feltspat, nyvokste fibrige mineraler eller tektoniske skuringsstriper. De lineære objektene er gjennomtrengende og spredt rundt i bergarten (typisk for metamorfe bergarter) eller begrenset til en flate (forkastninger og brudd).» (Fossen & Gabrielsen, 2005)
Lineament	« <i>lineament</i> », rett eller svakt kurvet linje på jordens overflate tolket ved fjernanalyse (tolkning av satellittbilde, flyfoto, e.l.) skiller seg fra omgivelsene og kan antas å reflektere en geologisk grense eller struktur (forkastning, sprekk).» (Fossen & Gabrielsen, 2005)
Listrisk	« <i>listric</i> », fra gresk « <i>listros</i> » som betyr skjeformet. Geometrisk beskrivende term som brukes om forkastninger som flater ut mot dypet. Antilistrisk eller omvendt listrisk brukes om forkastninger som blir brattere med dypet. . (Fossen & Gabrielsen, 2005)
Metamorfe kjernekompleks	« <i>metamorphic core complex</i> », eksponert område (undre plate) av metamorfe bergarter som underligger en lavvinklet ekstensjonsskjærsone eller forkastning (detasjement). I henhold til den opprinnelige bruken skal den overliggende platen være preget av sprø deformasjon som sentralt er erodert bort, men som kan studeres rundt kjernekomplekset». (Fossen & Gabrielsen, 2005)

Paleoflate	«Palaeosurface», Eldgammel flate. (Widdowson, 1997).
Rampe	«Ramp» bratt segment av en skyveforkastning som ellers er lavvinklet, dannet der skyveforkastningen kutter opp gjennom stratigrafien. (Fossen, 2005)
Populasjon	Populasjon vil i denne oppgaven omfatte brudd, forkastninger og lineamenter som har tilnærmet lik trend.
Snistral	Venstrelateral. Bevegelse til venstre relativt til et referansepunkt. (Fossen & Gabrielsen, 2005)
Slickenlines	Lineasjoner som befinner seg på slickensides og gir informasjon om retningen til slipp (glidebevegelsen langs et plan) på forkastninger. Fossen engelsk bok På norsk omfatter slicenlines både striasjoner (tektoniske skuringsstriper) og minerallineasjoner (fiberlineasjoner). (Fossen, 2010).
Slickensides	Glatt polert overflate som befinner seg på forkastningsflater. De er dannet ved omfattende kornknusing og/eller synkinematisk mineralvekst.
Slip	Skjærbevegelse lokalisert på en flate (slipp-flate) (Fossen, 2010).
Spikes	Irregulariteter langs et glideplan som går parallellt med slipp-retningen. (Twiss & Moores, 1992)
Strandflate	Klassifikasjonssystemet NiN (Naturtyper i Norge) definerer strandflaten som et område bestående av irregulært terreng, som strekker seg fra 50 meter under havoverflaten til 60 – 70 meter over havoverflaten. (Thorsnes et al. 2009).

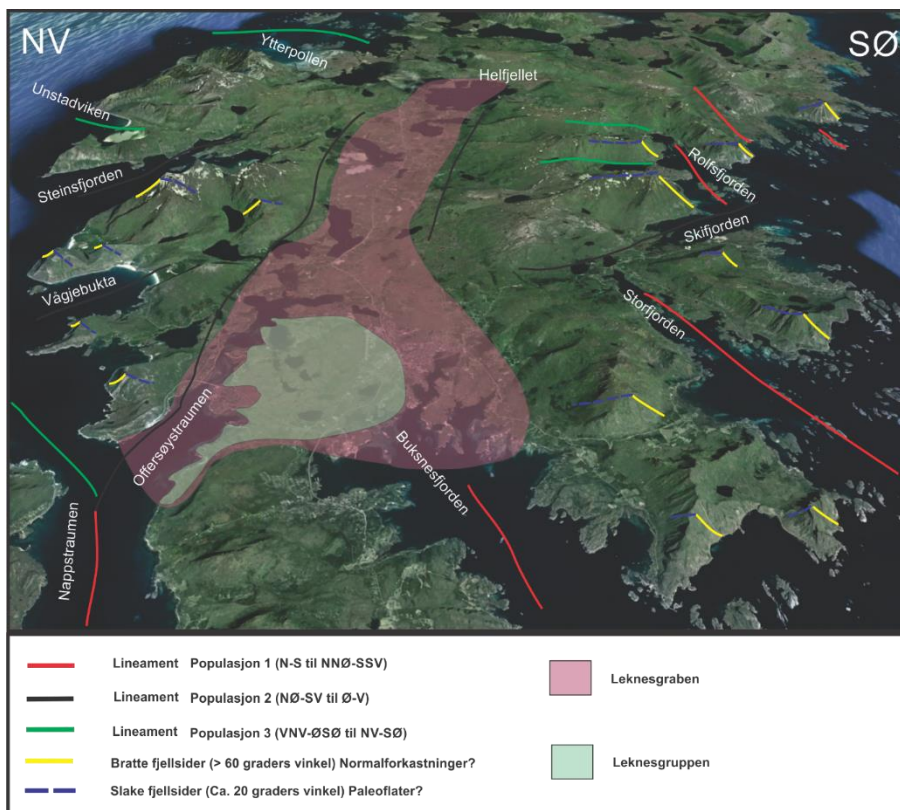
## 2 Resultater: Beskrivelse av strukturelle observasjoner på land

### 2.1 Beskrivelse av landformer og storskala lineamenter på Vestvågøya

Vestvågøya har en tilnærmet romboedrisk form og har mange halvøy langs kysten.

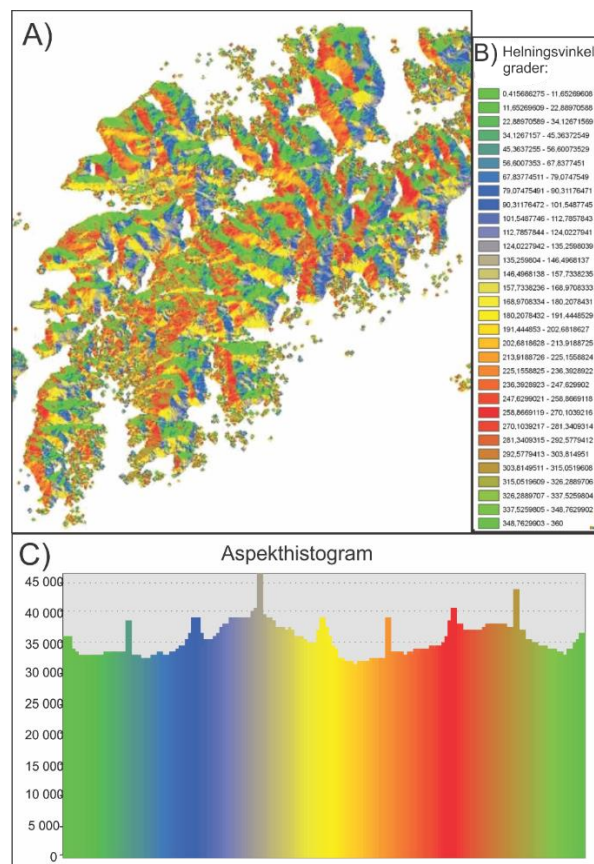
Halvøyene danner fjorder og sund som viser lineamenter med ulik trend. Dette gjelder også fjellskrenter rundt om kring på øyen. Lineamentene kan deles inn i tre ulike populasjoner basert på deres trend. Populasjon 1 har N-S til NNØ-SSV trend, populasjon 2 har NØ-SV til Ø-V trend, mens populasjon 3 VSV-ØSØ til NV-SØ trend (Fig. 5).

Buksnesfjorden, Storfjorden, Rolfsfjorden og den sørlige delen av Nappstruamen viser alle en trend som varierer mellom N-S til NNØ-SSV. De kan derfor kategoriseres som lineamenter tilhørende populasjon 1. Offersøystraumen, Vågjebukta, Steinsfjorden og Skifjorden viser en trend som varierer mellom NØ-SV til Ø-V og kan derfor kategoriseres som populasjon 2. Den nordlige delen av Nappstraumen, Unstadviken og Yterpollen viser VNV-ØSØ til NV-SØ trend og kan kategoriseres som populasjon 3. Tilsvarende lineamenter finnes på Vestvågøya og dannes av fjellskrenter (Fig. 5).



Figur 5 Oversiktsbilde over Vestvågøya som viser hvilke trender de ulike lineamentene har. De gule og blå strekene markerer de asymmetriske landskapsformene. Det rosa fargede området markerer det flate slettelandskapet/Leknesgraben. Området som er fargelagt grønt markerer den kaledonske Leknesgruppen utbredelse.

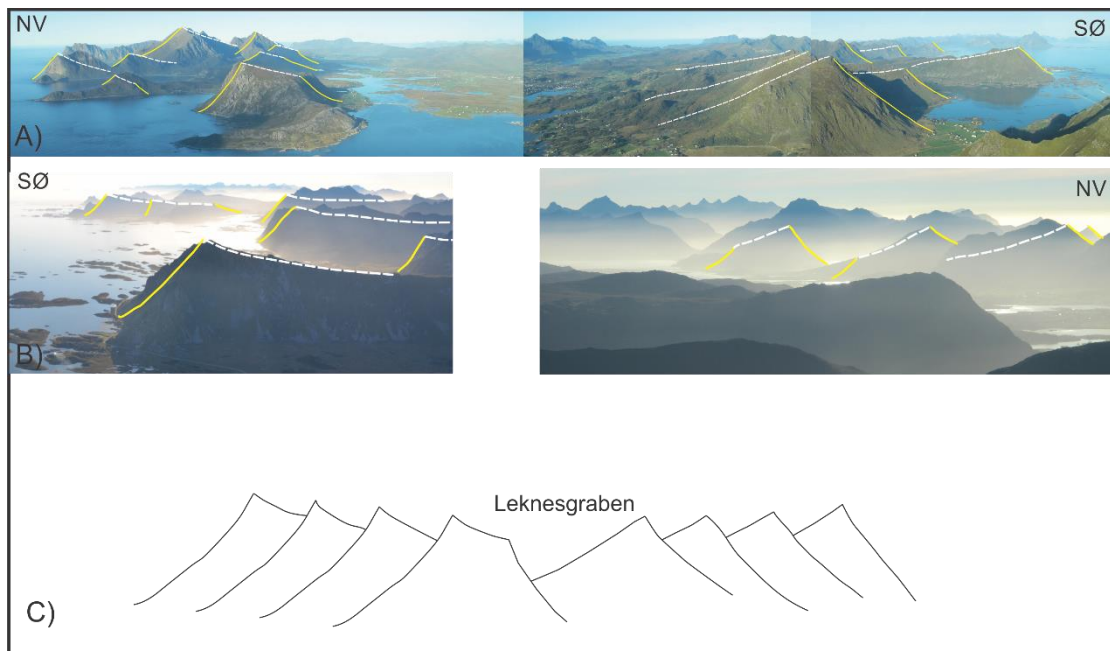
Aspektkart av Vestvågøya (Fig. 6 a) viser med hjelp av farger i hvilken retning de ulike fjellsidene, skrentene, skråningene og overflatene heller mot. Aspekthistogrammet (Fig. 6 c) illustrerer de viktigste hellingsretningene ved hjelp av fargekoder. De to fargene som viser seg å ha flest fargepikslar er grå, som vender mot SØ (124° - 135°) og gulgrønn som vender mot NV (303° - 315°). De to fargekodene viser altså at det på Vestvågøya er flest overflater som heller mot NV og SØ, samme retning som de antatte bratte skrenter og slakt hellende flatene til de asymmetriske fjellene rundt Leknesgraben. Andre farger som viser høy tetthet er: Grønblå (ca. 45° -56°) og oransje (225° – 236°), blå (90° - 101°) og rød-oransje (258° til 290), og lysegrønn (348° - 360°) (Fig. 6 c). Blå og rød-oransje ser ut til å representere lineamenter som tilhører populasjon 1 (N-S til NNØ-SSV strøk-orientering), grønn ser ut til å representere lineamenter som tilhører populasjon 2 (NØ-SV til Ø-V strøk-orientering), mens grønblå og oransje ser ut til å representere lineamenter som tilhører populasjon 3 (VNV-ØSØ til NV-SØ strøk-orientering)



Figur 6 A) Aspektkart over Vestvågøya. B) legende som viser hvor mange grader de ulike fargekodene representerer. C) Aspekthistogram som viser hvilke fargekoder som har flest pikslar.

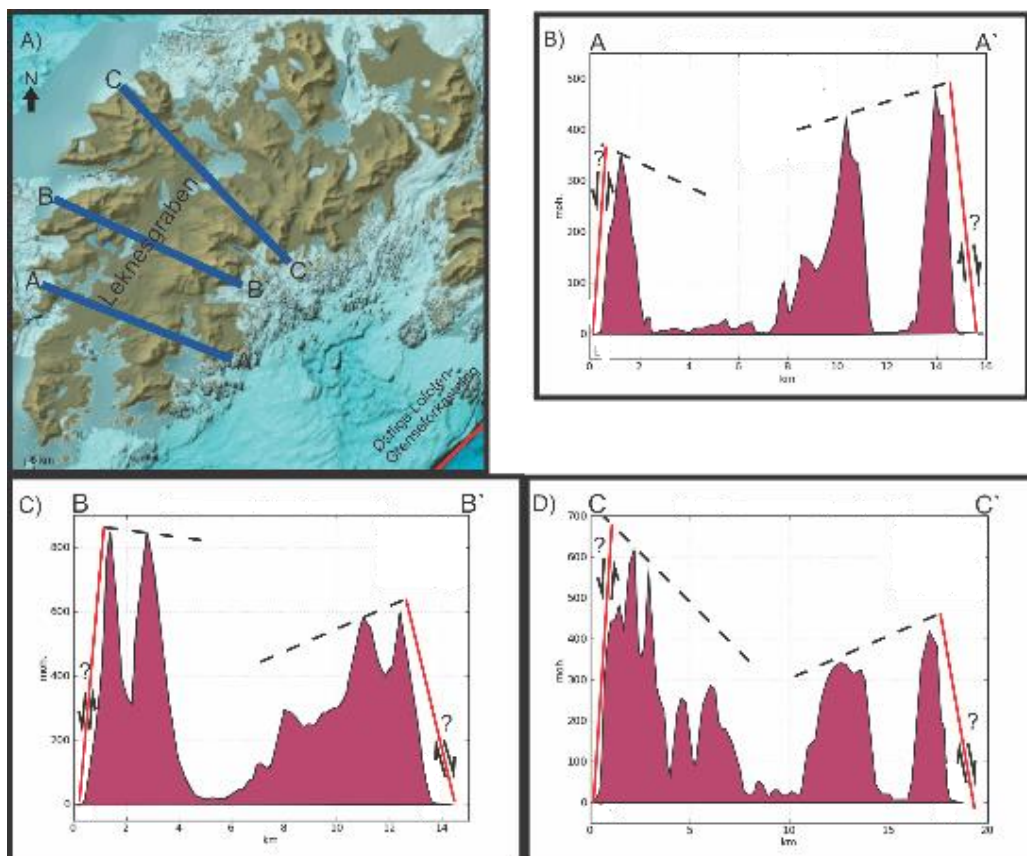


Landskapet på Vestvågøya er veldig ulikt Lofoten ellers. Den sentrale delen av øyen utgjør et flatt slettelandskap og er tilnærmet formet som et rektangel med NØ-SV trend på kartbildet (Fig. 5). Det flate slettelandskapet er omgitt av høye alpine fjell langs den sørøstlige og den nordvestlige grensen, mens den i nord er avgrenset av en fjellrygg med NV-SØ trend og som heter Hellfjellet (Fig. 5). Fjellene NØ og SV for det flate slettelandskapet har generelt en asymmetrisk form med en bratt fjellside (> 60 grader) og en slak fjellside (ca. 20 grader). I NV faller de bratte fjellssidene rett ned i havet mot NV, mens den slake siden faller mot SØ og det flate slettelandskapet sentralt på Vestvågøya. Fjellene på den sørøstlige siden av Vestvågøya er som et speilbilde av fjellene i NØ. Deres brattside faller ned i havet mot SØ, mens den slake siden faller mot NV og det flate slettelandskapet (Fig.7 a-c).



Figur 7 A) Den nørøstlige og sørvestlige kyststripen av Vestvågøya sett fra SV. B) Den nørøstlige og sørvestlige kyststripen av Vestvågøya sett fra NV. C) Illustrasjon av fig. A og B samt Leknesgraben i sentrum.

Topografisk profiler som strekker seg på tvers over de alpine asymmetriske fjellene og det flate slettelandskapet dokumenterer Vestvågøyas geomorfologi (Fig 8). Det flate slettelandskapet vil videre i denne oppgaven bli omtalt som Leknesgraben. Se kap. 4.2 for videre diskusjon. De topografiske profilene avslører at Leknesgraben blir smalere fra SV mot NØ. I NØ er den ca. 1 km bred (Fig. 8 D).



Figur 8 NV-SØ orienterte topografiske profiler som illustrerer Vestvågøyas geomorfologi, Høye fjell langs kysten og et flatt slettelandskap i sentrum.

## 2.2 Beskrivelse av sprø forkastninger på land

### 2.2.1 Innledning:

De prekambriske bergartene på Vestvågøya er dominert av homogene plutonske bergarter (Griffin et al. 1978, Corfu, 2004) som viser tydelig sprø forkastninger, brudd og lineamenter med ulik orientering og krysskutting. De mest utbredte småskala bruddene har NNØ-SSV til NØ-SV trend som sammenfaller med dominerende storskala lineamenter tolket fra DEM og flybilder i Lofoten-Vesterålen (Bergh et al. 2007, Davids et al 2013). Feltarbeid har gjort det mulig å karakterisere ulike populasjoner av sprø brudd og forkastninger for så å finne ut om de har noen sammenheng med topografiske landskapstrekk som bratte skrenter og/eller slakt hellende flater.

Et generelt problem i Lofoten er mangel på sprø forkastningsbergarter som direkte viser forskyvningenes størrelse. Årsaken er trolig at de større forkastningene befinner seg i fjorder, sund og glasialt overdekkete områder, mens områdene med eksponert berggrunn i hovedsak er gjennomslutt av relaterte mindre sprekker og bruddplan. Det ble derimot på enkelte lokaliteter funnet lineasjoner/slickenside på bruddplan som indikerer at det er snakk om forkastninger. I løpet av feltarbeidet ble syv viktige lokaliteter studert i detalj for å beskrive områder med høy frekvens av slike bruddplan. Resten av Vestvågøya ble sporadisk kartlagt og studert. På de viktigste lokalitetene ble et høyt antall brudd og lineamenter målt og studert. De ulike lokalitetene er markert på oversiktskart (Fig. 1) og har fått følgende navn:

1. Bjørnerøya
2. Vian (masseuttak)
3. Stamsund-Steine (vegskjæringer)
4. Folkhaugan (masseuttak)
5. Offersøy/Offersøykammen
6. Offersøykammen (kartområde)
7. Horn og Hestneset (Leknesgruppen)

Beskrivelsen av sprø brudd og forkastninger vil ha ett fast oppsett. Først vil feltområdet og bergartene bli beskrevet, videre vil sprø brudd, kinematiske data dersom det er tilgjengelig før en oppsummering og en kort preliminær tolkning av lokaliteten.

## 2.2.2 Bjørnerøya

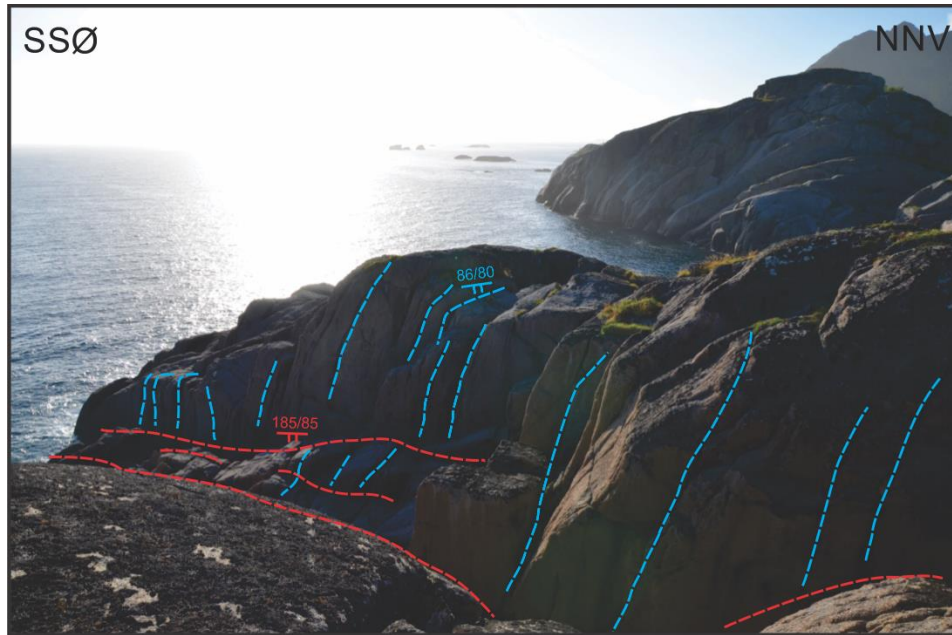
### 2.2.2.1 Felt- og bergartsbeskrivelse

Bjørnerøya er en øy som ligger like sør for Ure og den N-S orienterte Storfjorden (Fig 1, og 9 a). Øyen består av homogen massiv paleoproterozoisk mangeritt som er sterkt preget av saltforvitring. Som en konsekvens stikker større fenokrystaller av plagioklas ut fra en matrix bestående av alkalifeltspat og andre mafiske mineraler. Brudd av ulik størrelse og med ulik orientering er mange og tydelige.

### 2.2.2.2 Beskrivelse av sprø brudd og lineamenter

De mange bruddene på Bjørnerøya varierer i størrelse og orientering (Fig. 10 a-e). Felles for dem alle er at de stort sett har bratt fall, er svakt kurvet og viser dyp penetrasjon i grunnfjellet (> 0,5 meter) (Fig 9). Tre strøk-retninger (populasjoner) av brudd og lineamenter er lett gjenkjennelig. Populasjon 1 har tilvarende trend som Buksnes- og Storfjorden (se kap 2.1). Populasjon 1 er den mest dominerende på Bjørnerøya med sin utbredelse over hele øya bortsett fra den sørøstlige delen. Bruddene og lineamentene viser N-S til NNØ-SSV trend og faller både mot V, VNV og ØSØ (Fig. 10 d-e). Bruddene har ett gjennomsnittlig fall på 79 grader. Lineamentene som tilhører populasjon 1 ser ut til å danne *en-echelon* mønstre ved at de dør ut mot nord før et tilsvarende brudd starter like til høyre for det utdøende bruddet.

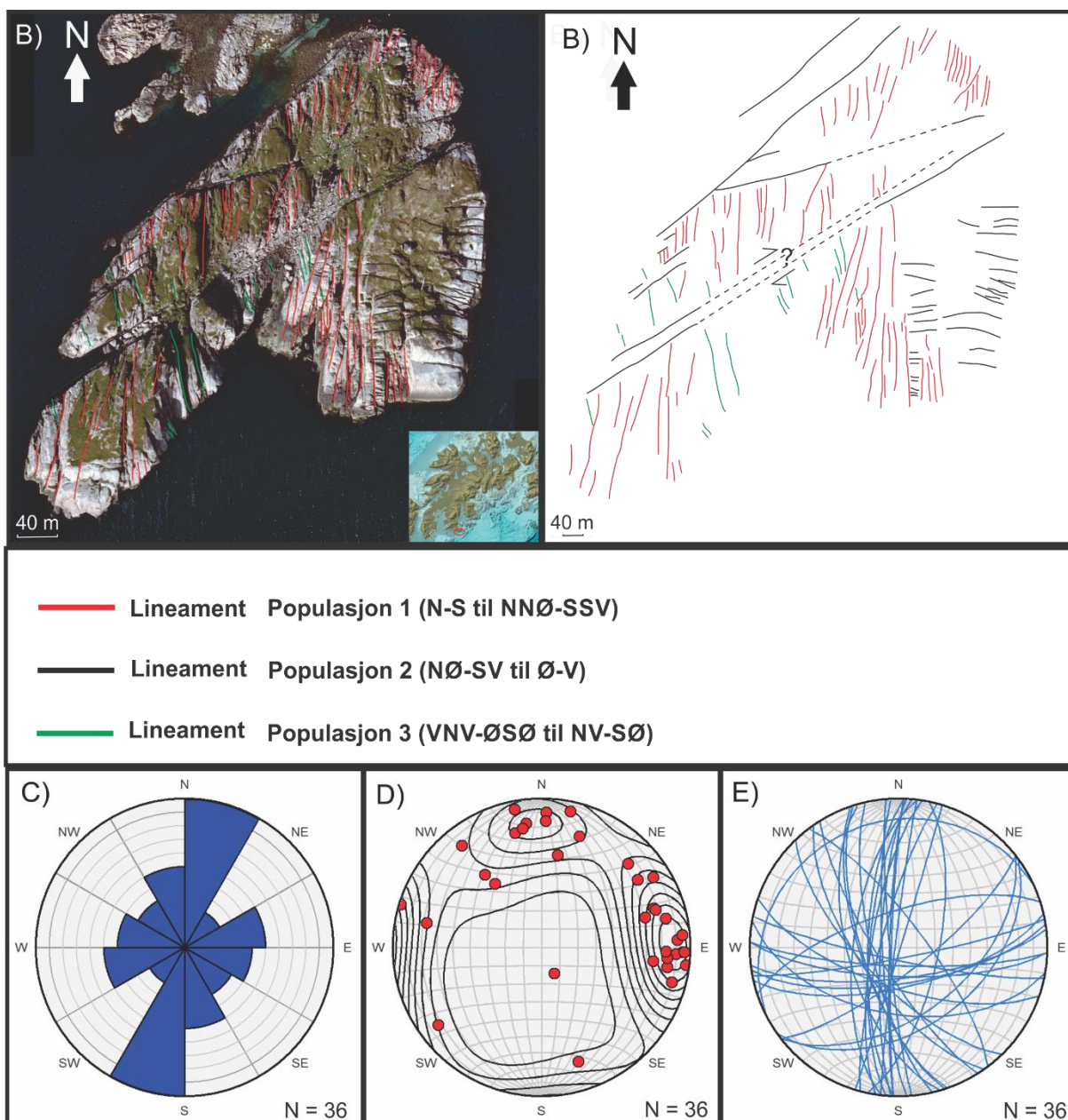
Populasjon 2 har NØ-SV til Ø-V trend. Bruddene viser konjugerende geometri og faller mot NV, SØ, N og S. De viser et gjennomsnittlig fall på 68 grader. Populasjon 2 ser ut til å dominere den sørøstlige delen av øyen hvor de ikke blir krysskuttet av de to andre populasjonene. Fire tydelige NØ-SV orienterte lineamenter krysser hele øyen og ser ut til å kutte de andre lineamentene (Fig. 10 a). Bergartene langs de fire bruddene viser tydelig oppbrytning og er delvis dekket av løse blokker. Populasjon 3 har NNV-SSØ strøk og faller mot SSV og NØ. Denne populasjonen av brudd og lineamenter er minst utbredt på øyen. De har ett gjennomsnittlig fall på 67 grader. Sub-horisontale brudd opptrer jevnt over hele øyen.



Figur 9 Brudd tilhørende populasjon 1 (rød) og populasjon 2 (blå) viser dyp penetrasjon i den homogene paleoproterozoiske mangeritten.

### 2.2.2.3 Beskrivelse av kinematiske data

Ved å tolke lineamentene som er kartlagt på figur 10 a, er det mulig å gjøre forsiktige antakelser om den kinematiske utviklingen. De fire lineamentene med NØ-SV trend, tilhørende populasjon 2, krysskutter de to andre populasjonene og antas å utgjøre større forkastningssoner. Det er mulig å antyde en lateral forskyvning (offset) mellom bruddene som tilhører populasjon 1, forårsaket av de fire NØ-SV orienterte forkastningene. Bevegelsen ser i så fall ut til å være sinistral (Fig. 10 b). De fire forkastningssonene som tilhører populasjon 2 sammenfaller med de bratte fjellssidene på Vestvågøya som stuper bratt ned i havet mot SØ (se kap. 2.1).



Figur 10 A) Oversiktsbilde over Bjørnerøya. Brudd og lineamenter er markert med ulike farger og tilhører ulike populasjoner avhengig av deres trend. B) Skisse av brudd og lineamenter som illustrerer deres geometri. Figuren viser fire svarte linjer tilhørende populasjon 2 som kutter de to andre populasjonene. C) Rosediagram som viser de mest dominerende bruddtrendene. D) Stereoplott som viser polene til de ulike bruddene. E) Stereoplott som viser strøk og fall til de ulike bruddene.

#### 2.2.2.4 Sammendrag og preliminær tolkning

De mangerittiske bergartene på Bjørnerøya er en del av de sen-paleoproterozoiske AMCG plutonene som intruderte de arkeiske og yngre paleoproterozoiske bergartene i Lofoten-Vesterålen (Corfu, 2004 b). Mangerittene er påvirket av saltforvitring og eksfoliasjon, og i stor grad gjennomsett av sprø bruddsett. Bruddene på øyen kan deles inn i tre populasjoner.

Populasjon 1 som er den mest prominente har N-S til NNØ-SSV orientering. Populasjon 2 har NØ-SV til Ø-V orientering. Populasjon 3 har NNV-SSØ orientering. Alle bruddene viser fall brattere en 60 grader, tilsvarende de bratte fjellsidene langs kysten av Vestvågøya (se kap. 2.1).

De nord-sør orienterte bruddene har lik orientering som Buksnesfjorden og Storfjorden og kan muligens være dannet synkront. Bruddene som tilhører populasjon 1 er krysskuttet av fire stor NØ-SV orienterte forkastninger som ser ut til å ha en sinistral bevegelse. De fire store forkastingene har lik trend til de bratte fjellveggene på Vestvågøya som stuper bratt ned i havet. Populasjon 1 og populasjon 2 danner et romboedrisk mønster som er typisk for sprø forkastninger langs store deler av den nordnorske kontinentalmarginen (Gabrielsen et al. 2002; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012; Indrevær et al. 2014).

### 2.2.3 Vian (masseuttak)

#### 2.2.3.1 Felt og Bergartsbeskrivelse

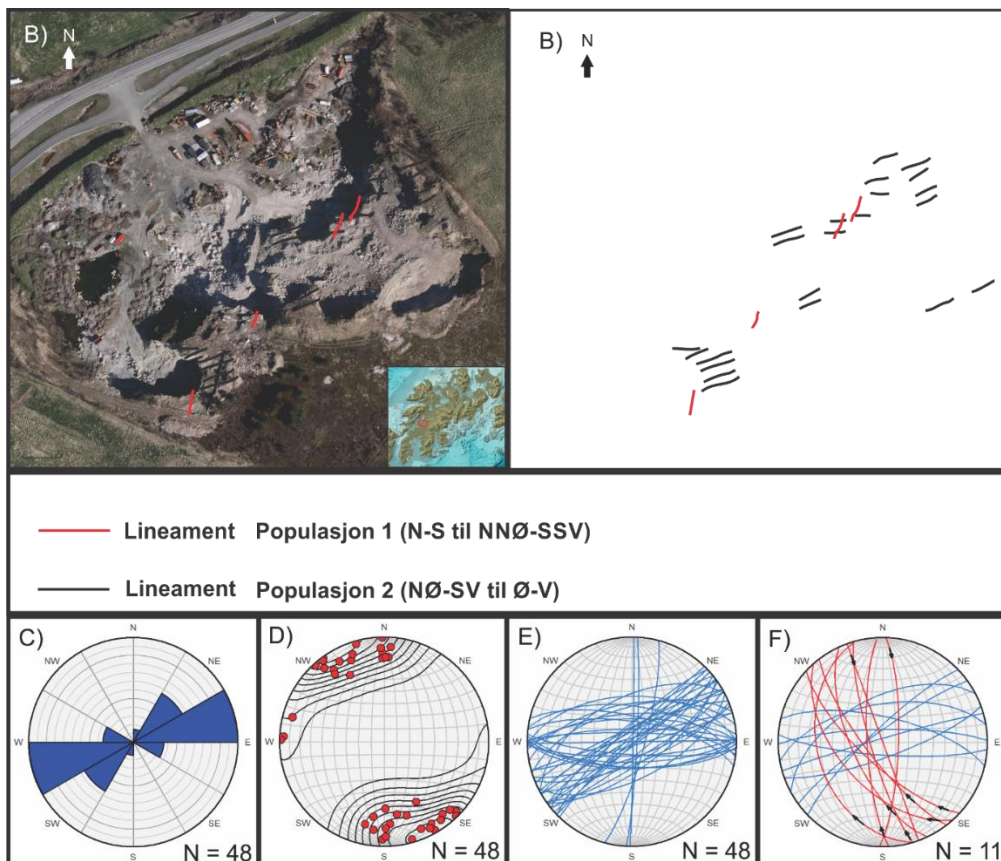
Vian er ett masseuttak som ligger midt på Vestvågøy like NØ for Leknesgruppen, i den antatte Leknesgrabenen (Fig. 1 og 11a). Masseuttaket består av massiv mangeritt og ligger tett på kontakten til paleoproterozoisk granittisk paragneis (Tull 1977). Mangeritten er intrudert av enkelte mørke amfibolittiske ganger som ser ut til å følge de NØ-SV gående brudsettene. Brudd i bergartene på Vian er kun synlig og eksponert i skjæringer som vender mot øst, sørøst og sør. Løse blokker og grus dekker stedvis bakken, noe som gjør det vanskelig å studere brudd og lineamenter i kartprofil. På denne lokaliteten ble *selection method* benyttet ved innsamling av orienteringsdata (se kap. 1.4.1).

#### 2.2.3.2 Beskrivelse av sprø brudd og lineamenter

Kun to populasjoner med brudd og lineamenter er kartlagt i masseuttaket på Vian, populasjon 1 og 2 (Fig 11 a-b). Dette skyldes at brudd tilhørende populasjon 3 nesten ikke er tilstede. Av de to populasjonene er det klart populasjon 2 som dominerer i dette området. Bruddene er jevnt over tydelige, men ikke veldig åpne. De kutter kutter dypt i berggrunnen.

Bruddene som tilhører populasjon 2 har NØ-SV til Ø-V trend og faller både mot NV, SØ, N og S og danner med det konjugerende bruddsett (Fig. 11 d-e). De har ett gjennomsnittlig fall på 76 grader og viser flater som er dekket med oksidert jern og grønne utfellingsmineraler som kloritt og epidot (Fig. 12 a-c). Noen av bruddene er åpne og fylt med fullstendig oppkunst berggrunn i form av finkornig forkastningsmel bestående av leirpartikler og små klaster av mangeritt (Fig. 12 c).

Brudd tilhørende populasjon 1 er lite representert i dette området i forhold til brudd som tilhører populasjon 2. De som er kartlagt viser tilnærmet N-S strøk orientering og har ett gjennomsnittlig fall på 82 grader mot øst (Fig. 11 d).

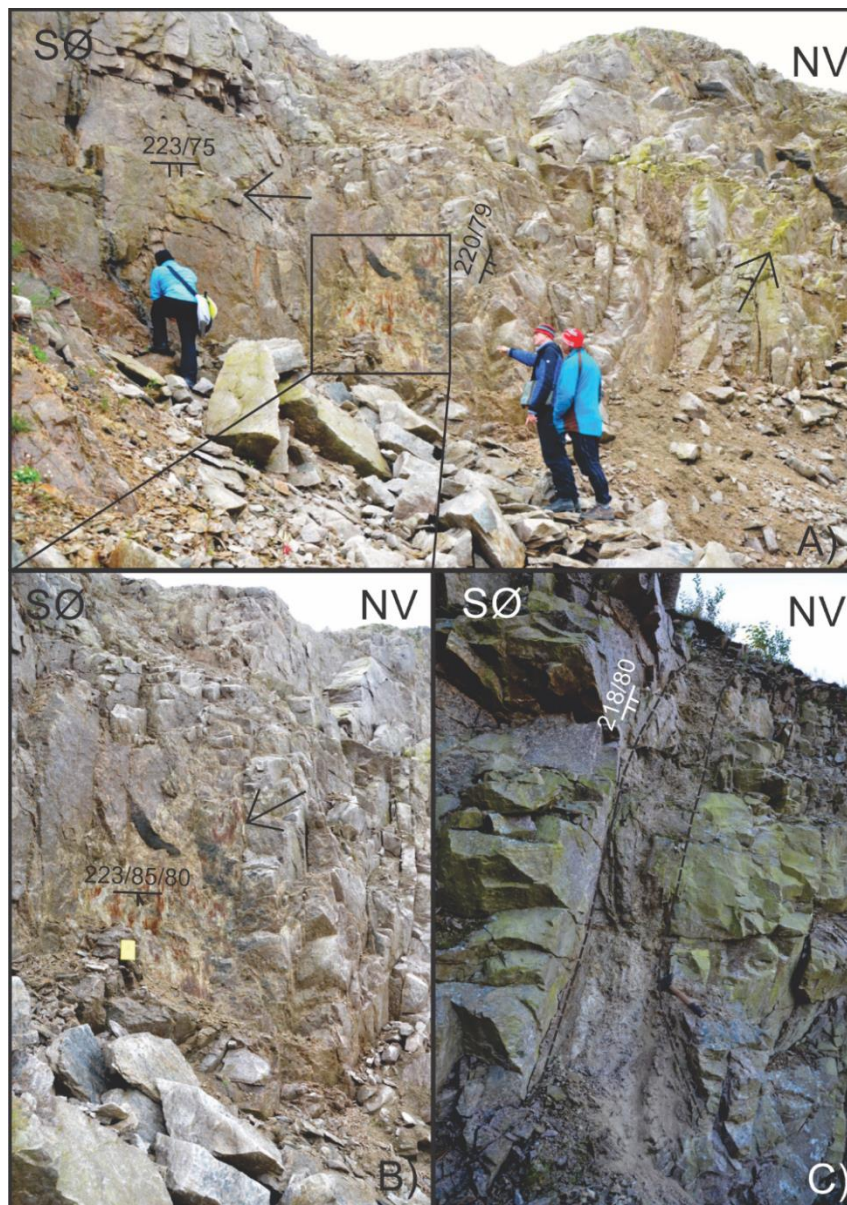


Figur 11 A) Oversiktsbilde over masseuttaket på Vian. Brudd og lineamenter tilhørende populasjon1 og 2 er markert med rød og svart. B) Skisse av de to populasjonene som illustrerer deres geometri. C) Rosediagram som viser de mest dominerende bruddtrendene. D) Stereoplott som viser polene til de ulike bruddene. E) Stereoplott som viser strøk og fall til de ulike bruddene. F) Stereoplott som viser kinematisk data til slickensides målt på forkastningsplan tilhørende populasjon 2. Figuren viser tilnærmet normal dip-slip bevegelse med en svak komponent av sinistral sidebevegelse.



### 2.2.3.3 Beskrivelse av kinematiske data

Brudd som tilhører populasjon 2 viser glideplan med flere slickenline fibre som er dekket med oksiderte jernoksider (hematitt). Fibrenes lengdeorientering indikerer forkastninger med tilnærmet normal dip-slip bevegelse med en svak komponent av sinistral sidebevegelse (Fig. 12 b). Spikes avslører ved håndberøring langs glideplanene at bruddflatene som faller mot S og SØ har tilnærmet normal dip-slip, mens forkastningene som faller mot nord og nordvest har normal svak sinistral sidebevegelse (Fig. 11 f).



Figur 12 A) Målinger av brudd og bruddflater tilhørende populasjon 2. Bildet viser også bruddflater som er dekket av jernoksider og grønne utfellingsmineraler. B) Måling av slicensides med tilnærmet dip-slip bevegelse med en svak komponent av sinistral sidebevegelse. C) Åpnet brudd med SØ-SV trend. Inneholder forkastningsmel bestående av leirpartikler og små klaster bestående av mangeritt.

#### 2.2.3.4 *Sammendrag og preliminær tolkning*

Masseuttaket på Vian består av massiv mangeritt som i likhet med berggrunnen på Bjørnerøya tilhører de sen-paleoproterozoiske AMCG plutonene i Lofoten-Vesterålen (Corfu, 2004 b).

De aller fleste bruddene på denne lokaliteten tilhører populasjon 2 og har NØ-SV til Ø-V strøk-orientering. De går derfor parallelt med Leknesgraben og de sideliggende fjellene og viser i tillegg et bratt fall større enn 60 grader og viser med det likhet til de bratte fjellsidene langs kysten av Vestvågøya. Bruddene er konjugerende, noe som indikerer ekstensjonsbevegelse mot NV og SØ. Forkastningsaktivitet blir sterkt indikert av åpne brudd som er fylt med forkastningsmel. Mange bruddflater er i tillegg dekket med grønne utfellingsmineraler (epidot og kloritt) noe som også indikerer forkastningsaktivitet. Observerte slickenlines viser at bruddplan som faller mot S og SØ viser tilnærmet normal dip-slip, mens forkastningene som faller mot nord og nordvest viser normal dip-slip med sinistral sidebevegelse (Fig.10 f).

## 2.2.4 Stamsund – Steine (vegskjæringer)

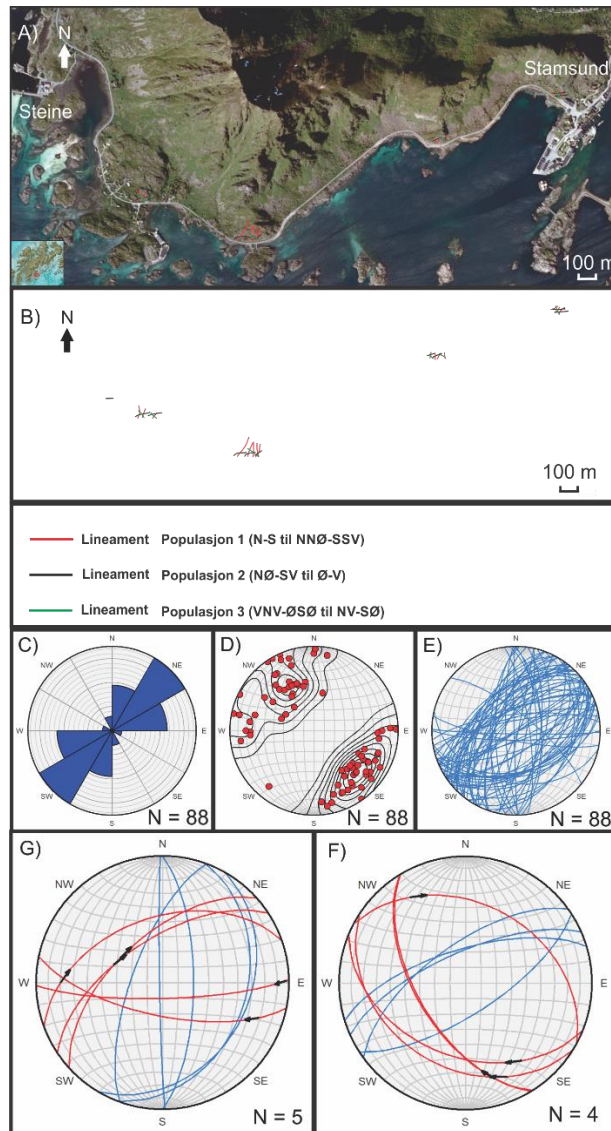
### 2.2.4.1 Felt og bergartsbeskrivelse

Ytterst mot Vestfjorden og sørøst på Vestvågøya ligger tettstedet Stamsund og fiskeværet Steine (Fig. 1 og 13 a). De er forbundet av fylkesvei 840 som går langs foten av fjellene Kattberget, Mannfallet og Steinetinden. Kattberget. Fjellveggene utgjør en del av de asymmetriske fjellene som faller mot sørøst i Vestfjorden (se kap. 2.1) (Fig. 14a) og går dermed parallelt med Østlige Lofoten Grenseforkastningen (Bergh et al 2007, Olesen et al. 2002). Langs veien er det eksponert flere vegskjæringer hvor det er mulig å samle strukturgeologiske data. Vegskjæringene langs Fv 840 består utelukkende av massiv paleoproterozoisk mangeritt.

### 2.2.4.2 Beskrivelse av sprø brudd

Vegskjæringene eksponerer flere brudd av ulik karakter. De fleste bruddene har strøk som varierer fra N-S til Ø-V hvor de NØ-SV orienterte bruddene dominerer (Fig 13 a-c). NV-SØ orienterte brudd er også synlig, men er mindre prominente. Bruddene kan med det deles inn i populasjon 1 (N-S til NNØ-SSV), 2 (NØ-SV til Ø-V) og 3 (VNV-ØSØ til NNV-SSV). Bruddene som tilhører populasjon 1 faller mot ØSØ, VNV, Ø og V og har ett gjennomsnittlig fall på 64 grader. Bruddene som tilhører populasjon 2 faller hovedsakelig mot SØ, men også mot NV, nord og SSØ (Fig.13 d). De har ett gjennomsnittlig fall på 63 grader. Brudd som representerer populasjon 3 er nesten ikke tilstede, men de bruddflater som representerer denne populasjonen heller både mot NØ og SV og viser både bratt slakt fall (Fig. 13 e). Flere av bruddflatene er dekket av oksyderte jernoksider, og lokalt med *slickensides*.

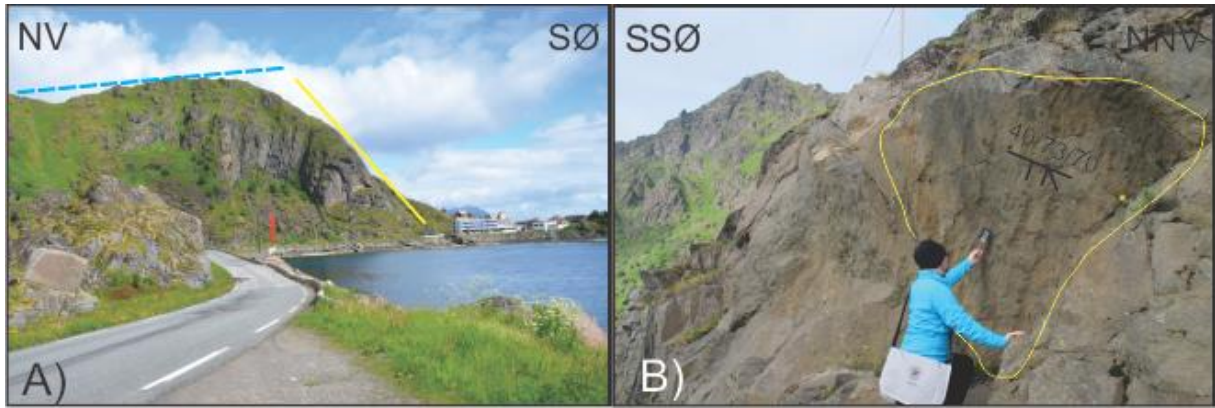
Fjellsidene langs Fv 843 stuper bratt ned i havet mot sør-sørøst, mens fjellryggen heller slakt mot NV inn mot Leknesgraben (Fig 14 a). Det er mulig å se brudd med høy frekvens som er tilsvarende like bratt til de bratte fjellsidene som faller mot SØ, men som også heller motsatt vei mot NV. Dette underbygger at de bratte fjellskrentene er delvis lokalisert til områder med høy bruddtetthet og at de er parallelle med forkastninger/brudd i berggrunnen. Fjellene tolkes derfor til å være roterte forkastningsblokker, hvor de bratte fjellveggene som faller mot SØ er grenseforkastninger, mens de bruddene som heller motsatt vei er antitetiske brudd til grenseforkastningen (Fig. 14 a).



**Figur 13** A) Oversiktsbilde over FV 840 mellom Stamsund og Steine, samt de ulike populasjonene med brudd og lineamenter. B) Skisse som illustrerer populasjonenes geometri. C) Rosediagram viser at brudd med NØ-SV trend er mest dominerende. D) Stereoplott som viser polene til de ulike bruddene. Viser at brudd som faller mot NV og SØ er jevnt fordelt. E) Stereoplott som viser strøk og fall til de ulike bruddene. F) Stereoplott som viser kinematisk data til slickensides målt på forkastningsplan tilhørende populasjon 1. Stereoplottet viser tilnærmet dip-slip bevegelse med en svak komponent av sinistral sidebevegelse. G) Stereoplott som viser kinematisk data til slickensides målt på forkastningsplan tilhørende populasjon 2. Slickensidene indikerer sinistral bevegelse.

### 2.2.4.3 Beskrivelse av kinematiske data

Bruddflatene som tilhører populasjon 1 og 2 viser flere slickensides med som indikerer dip-slip sinistral sidebevegelse (Fig. 13 g-f). Slickensides tilhørende populasjon 2 viser i tillegg spikes som bekrefter normal slip bevegelse med en komponent av sinistral sidebevegelse (Fig 14 B).



Figur 14 A) Kattberget har en bratt fjellside (> 60 grader) som faller mot Vestfjordbassenget i SØ og en slak fjellrygg som faller mot Leknesgraben i NV. Interne antitetiske brudd til den bratte fjellsiden er godt synlig. B) En bruddflate med slickensides som inikerer normal slip bevegelse med en komponent av sinistral sidebevegelse.

#### 2.2.4.4 Sammendrag og preliminær tolkning

Vegskjæringene mellom Stammsund og Steine består utelukkende av massiv pleoproterozoisk mangeritt. Mangeritten er intenst oppsprukket og to bruddpopulasjoner dominerer. Populasjon 1 har N-S til NNØ-SSV orientering og ett gjennomsnittlig fall på 64 grader. Populasjon 2 har NØ-SV til Ø-V orientering og ett gjennomsnittlig fall på 63 grader. Dette sammenfaller med observasjoner gjort av de bratte fjellsidene langs den nordøstlige og sørvestlige kyststripen av vestvågøya (se kap. 2.1). Fjellveggene mellom Steine og Stammsund er en del av det omtalte landskapet i kapittel 2.1. De viser asymmetrisk geometri hvor den bratte siden faller mot SØ og går parallelt med Østlig Lofoten Grenseforkastning. Den slake siden faller mot NV og Leknesgrabenen. Lokaliseringen av NØ-SV strykende bruddsett langs denne brattskrenten underbygger at de asymmetriske skråningene kan utgjøre reelle forkastninger.

Hematitt og slickensides er funnet på bruddflater som representerer begge bruddpopulasjonene. Slickenside data indikerer normalforkastninger med svak komponent av sinistral sidebevegelser.

## 2.2.5 Folkhaugan

### 2.2.5.1 Felt og bergartsbeskrivelse

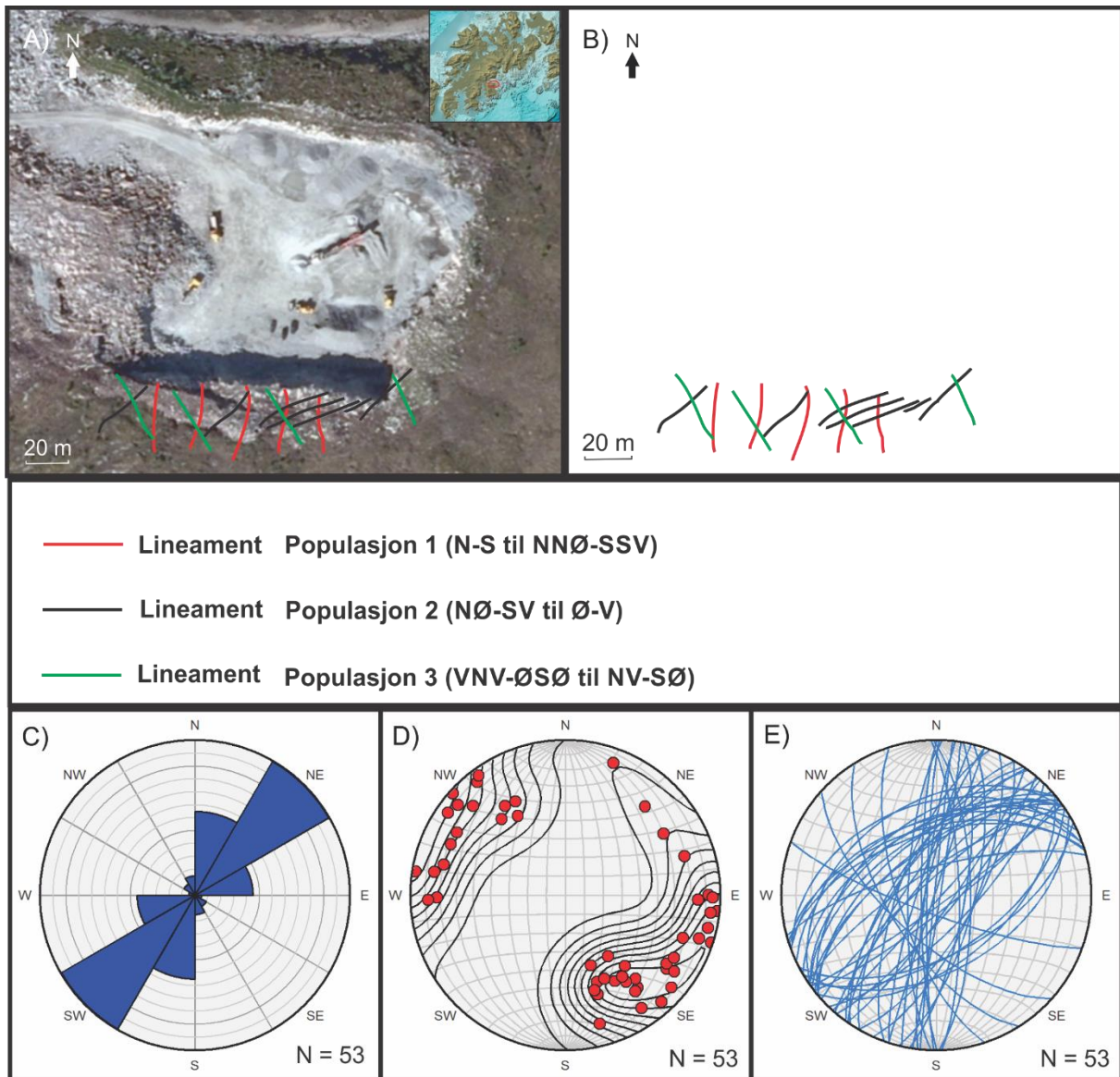
Masseuttaket på Folkhaugan ligger ca. 4 km nord for Stamsund og sørøst for Leknesgrabenen (Fig. 1 og 15 a). Bergartene i masseuttaket består av svakt folierte paleoproterozoiske granittisk paragneiser og er omgitt av paleoproterozoisk ortogneis i øst, vest og sør (Tull, 1977). Den granittiske paragneisen er betydelig oppsprukket og gjennomslått av sprø bruddplan, og er eksponert langs bergveggene i masseuttaket.

### 2.2.5.2 Beskrivelse av sprø brudd og lineamenter

De aller fleste bruddene på denne lokaliteten tilhører populasjon 2 og viser NØ – SV trend. Men det opptrer også supplerende brudd fra populasjon 1 og 2 med henholdsvis N-S til NNØ-SSV og Ø-V trend. Bruddene har stort sett lineær geometri, men er også svakt avbøyet. De ulike populasjonene viser krysskuttende relasjoner, men det er vanskelig å si hvem som kutter hvem grunnet av bruddene kun er eksponert i masseuttakets bergvegger (Fig. 16).

Populasjon 1 har N-S til NNØ-SSV trend og viser et gjennomsnittlig fall på 78 grader. De faller både mot Ø, V, NNV og SSØ (Fig. 15 e). Populasjon 2 viser flest brudd på denne lokaliteten med NØ-SV trend, men svært få Ø-V strøk-orienterte brudd er tilstede her. Bruddene viser gjennomsnittlig fall på 64 grader og faller hovedsakelig mot SØ og NV (Fig. 15 d). Populasjon 3 er den minst representerte bruddpopulasjonen på denne lokaliteten. De undersøkte bruddene som tilhører populasjon 3 faller kun mot SV og viser ett gjennomsnittlig fall på 71 grader.

Mangen av bruddplanene fra populasjon 1 og 2 er dekket av oksidert jern (Fig. 16),



Figur 15 Oversiktsbilde over masseuttaket på folkhaugan. Brudd og lineamenter er markert med ulike farger og tilhører ulike populasjoner avhengig av deres trend. B) Skisse av brudd og lineamenter som illustrerer deres geometri. Figuren viser krysskuttende relasjoner mellom de ulike populasjonene. C) Rosediagram som viser de mest dominerende bruddtrendene. D) Stereoplott som viser polene til de ulike bruddene. E) Stereoplottet viser strøk og fall til de ulike bruddene.

### 2.2.5.3 Beskrivelse av kinematiske data

Bruddflater på denne lokaliteten har ingen tydelige slickensides eller fiberlinasjoner som kan brukes som kinematiske indikatorer, men brudd med NØ-SV trend opptrer ofte som konjugerende brudd.



Figur 16 illustrer den krysskuttende relasjonen mellom de ulike populasjonene og bruddflater fra populasjon 1 (rød) og 2 (svart) som er dekket med oksidert jern.

#### 2.2.5.4 Sammendrag og preliminær tolkning

Masseuttaet på Folkhaugan består av svakt folierte paleoproterozoiske granittisk paragneiser og er gjennomgående oppsprukket av tilnærmet lineære brudd. De ulike populasjonene viser krysskuttende relasjoner, men det er vanskelig å fastslå hvem som kutter hvem og dermed bestemme relativ alder. Populasjon 1 viser et gjennomsnittlig fall på 78 grader. De faller både mot Ø, V, NNV og SSØ (Fig. 15 e). Populasjon 2 viser gjennomsnittlig fall på 64 grader, noe som samsvarer med de bratte fjellveggene langs den nordøstlige og sørvestlige kystlinjen langs Vestvågøya (se kap. 2.1).

Mangen av bruddplanene fra populasjon 1 og 2 er dekket av oksidert jern (Fig. 16), noe som indikerer forkastningsaktivitet (Sugisaki et al. 1983). Konjugerende brudd fra populasjon 2 indikerer NV-SØ rettet ekstensjon.

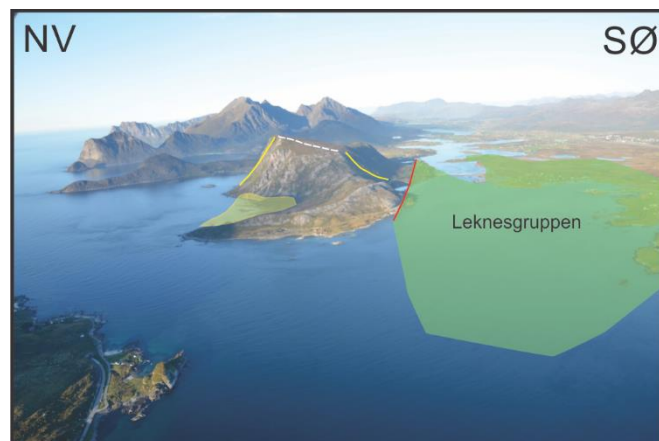


## 2.2.6 Offersøya/Offersøykammen (kartområde)

### 2.2.6.1 Felt og bergartsbeskrivelse

Offersøya er en halvøy som ligger like nordvest for Leknes og langs den nordvestlige marginen av den antatte Leknesgrabenen (Fig. 1 og 17). Fjellet Offersøykammen utgjør store deler av øya og har en karakteristisk asymmetrisk form hvor en slak og en bratt side vender mot SØ, Leknesgraben og den antatte offersøyforkastningen (Klein & Steltenpohl, 1999). Den høye bratte siden i NV faller mot NV nær Lofothorstens avgrensning mot Ribbebassenget (Fig 17). Kystlinjen på den nordvestlige siden av øya går tilnærmost parallelt (NØ) med Leknesgraben og Ribbebassenget.

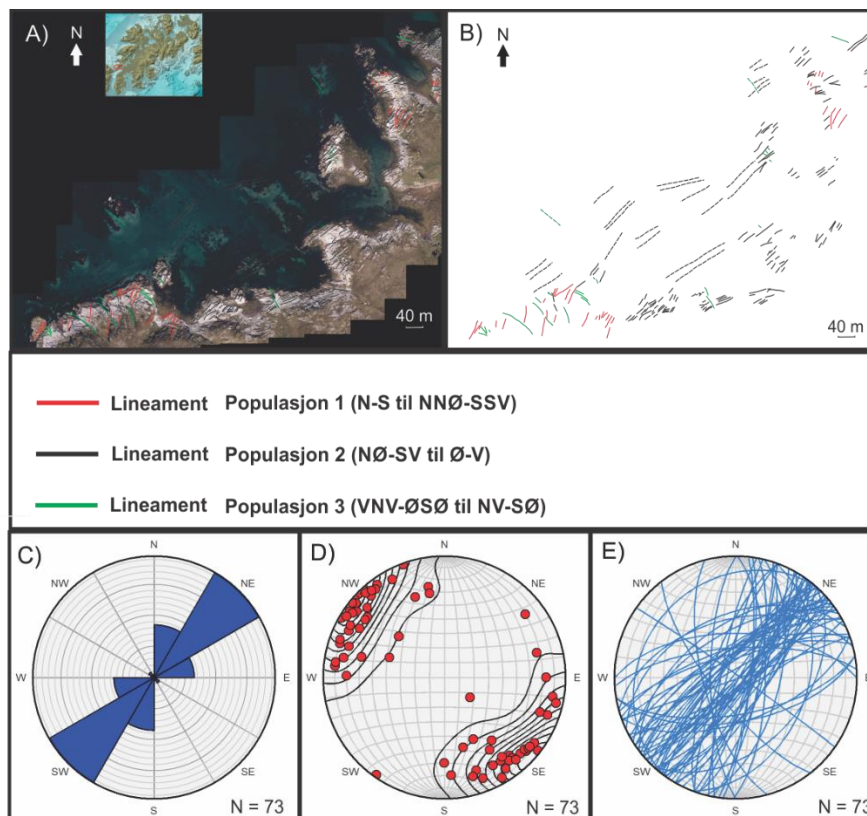
Offersøya består hovedsakelig av massiv paleoproterozoisk mangeritt, mens den sørlige delen av øyen består av svakt foliert paleoproterozoisk parageniss (Fig. 1) (Tull 1977, Corfu 2004 a). Mangeritten viser moderat forvitring, men ikke i like stor grad som på Bjørnarøya. Den granittiske paragneisen er glattpolert. Særlig strandsonen sør for av Offersøykammen viser tydelige lokaliserte, høyfrekvente områder med brudd langs kystsonen og er derfor blitt studert nærmere. Den bratte veggen på nordvestsiden av Offersøykammen er fri for vegetasjon og er også blitt studert på avstand og ved hjelp av kamera og DEM.



Figur 17 Viser Offersøya og den asymmetriske formen til Offersøykammen. De to gule linjene representerer fjellvegger som har vinkel større enn 60 grader, mens den hvite stiplede linjen representerer en flate som har en vinkel på ca. 20 grader mot Leknesgruppen (grønt) og Leknesgraben i SØ. Offersøyforkastningen avgrensner Leknesgruppen er markert med rød linje. Den er tolket av Klein & Steltenpohl (1999). Det gule fargelagte området markerer hvor bildet i figur 18 a er fra.

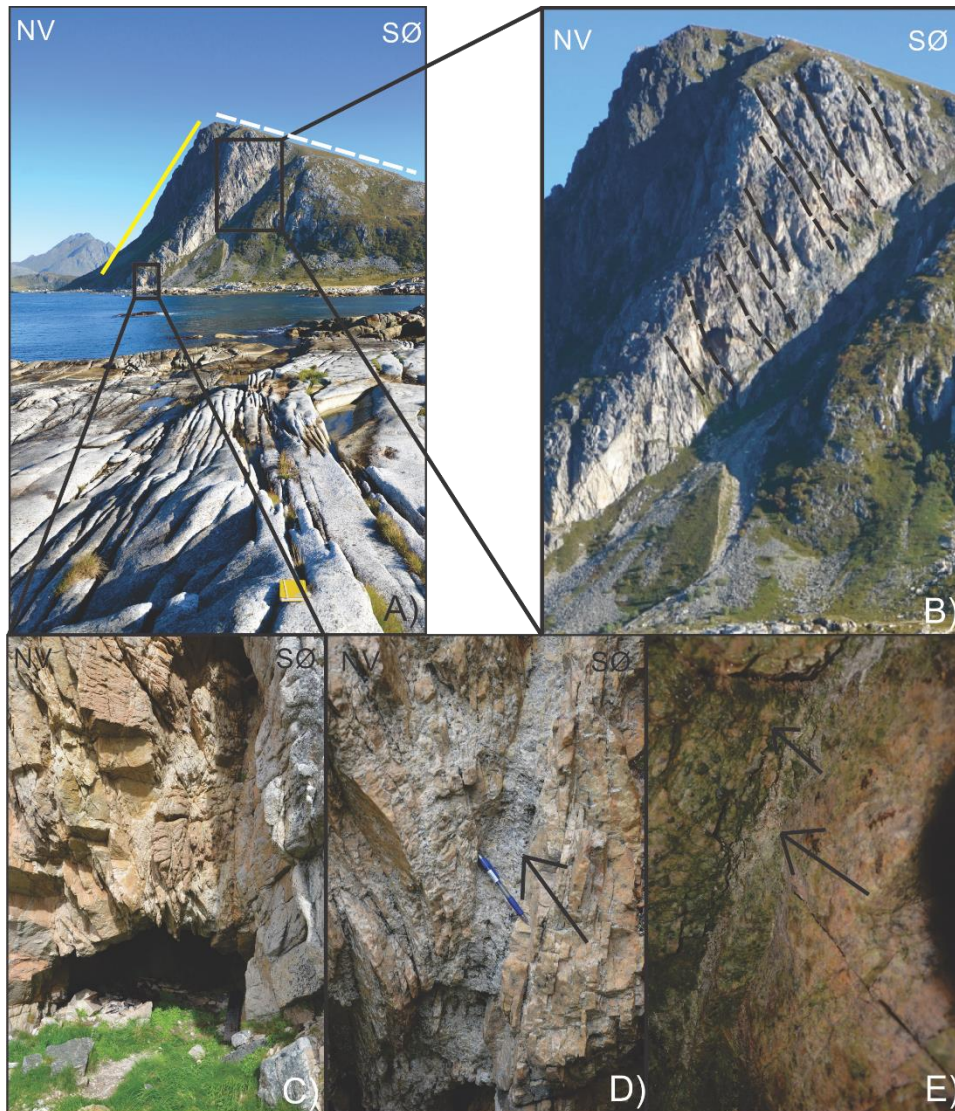
### 2.2.6.2 Beskrivelse av sprø brudd og lineamenter

Bruddene langs kyststripen er som i de foregående lokalitetene delt inn i tre ulike populasjoner som representerer tre forskjellige strøk trender (Fig. 18). Populasjon 1 ser ut til å dominere de nordøstlige og sørvestlige områdene av den undersøkte strandsonen. De har ett gjennomsnittlig fall på 77 grader og faller både mot NV, SØ, øst og vest (Fig. 18 d-e). De er forholdsvis rette/planare og viser en horisontal lengde opptil ca. 40 meter. Populasjon 2 er den mest dominerende gruppen av brudd langs kyststripen. De har stort sett NØ – SV orientering og ser ut til å stryke parallelt med den bratte NV-vendte veggen til Offersøykammen (Fig. 19 a). Bruddene faller mot NV, SØ nord og sør, og viser ett gjennomsnittlig fall på 74 grader (Fig.18 d-e). Populasjon 3 viser NV – SØ orientering og faller både mot NØ og SV. De har ett gjennomsnittlig fall på 77 grader. Populasjon 3 er lite utbredt langs kyststripen og viser i likhet med de to foregående populasjonene en forholdsvis lineær geometri (Fig. 18 b).



Figur 18 A) Oversiktsbilde over deler den nordvestlige kyststripen langs Offersøya. Brudd og lineamenter er markert med ulike farger og tilhører ulike populasjoner avhengig av deres trend. B) Skisse av brudd og lineamenter som illustrerer deres geometri. C) Rosediagram som viser de mest dominerende bruddtrendene. D) Stereoplott som viser polene til de ulike bruddene. E) Stereoplott som viser strøk og fall til de ulike bruddene.

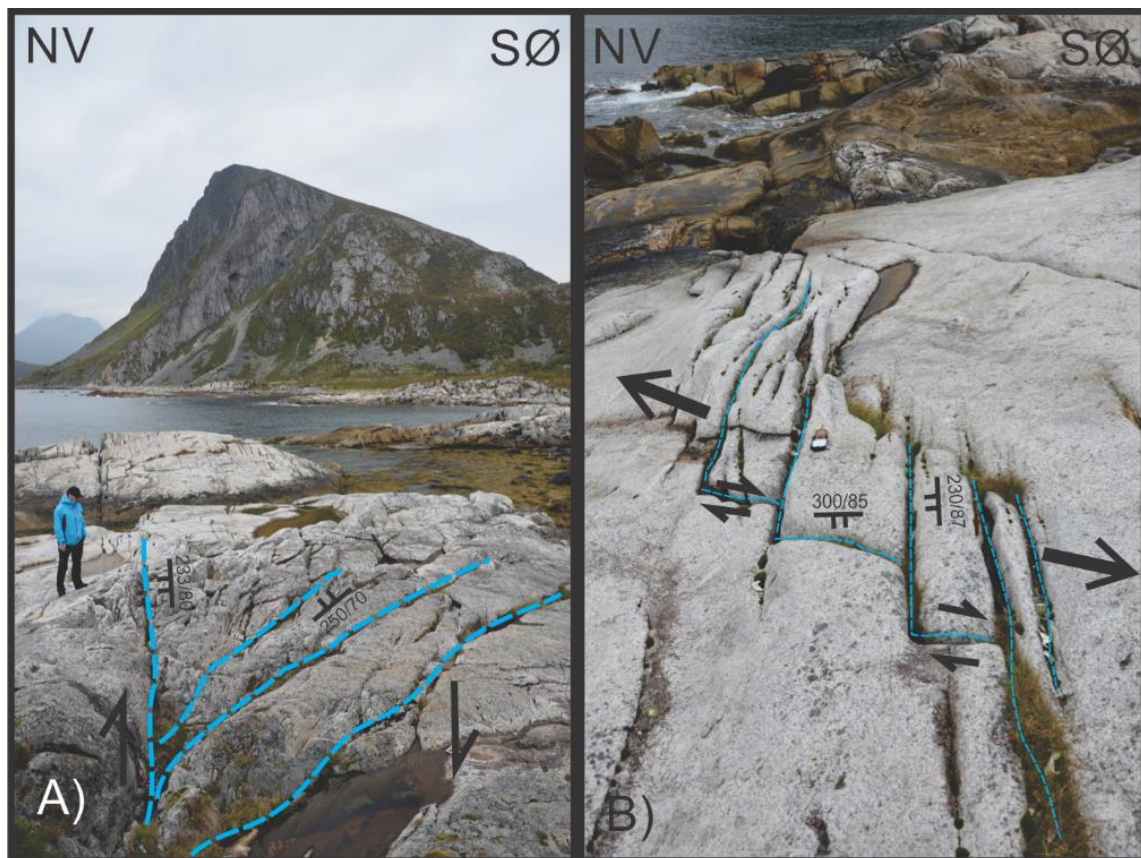
Ved foten av Offersøykammen er det en brenningshule som går vel 20 meter inn i fjellet (Fig. 19 a, c,d,e) (Brenningshuler dannes ofte i sprekkesoner (Lauritzen, 2010)). Brenningshulen ligger midt i en vertikal sprekkesone som har NØ – SV strøk. Sprekkesonen er fem meter bred og går flere titalls meter opp langs fjellveggen. Den viser flere sub parallelle brudd og soner med kataklasitt (Fig 19 c-d). Bruddflatene inne i hulen er dekket med epidot og kloritt som indikerer forkastningsaktivitet (Fig. 19 e) (Bucher & Grapes 2011).



Figur 19 A) Viser brudd i langs kyststripen med NØ-SV trend og som sammenfaller med den bratte fjellsiden til Offersøykammen som faller mot NV. B) Utsnitt fra fig 19 A som viser interne brudd i offersøykammen. Bruddene har NØ-SV trend og faller bratt mot Leknesgraben i SØ. C) Hule i en sprekkesone. Brudd som faller mot SØ er godt synlig internt i sprekkesonen D) Kataklasitt mellom bruddene i sprekkesonen E) Grønne utfellingsmineraler (epidot og kloritt) dekker bruddplan inne i hulen.

### 2.2.6.3 Beskrivelse av kinematisk data.

Noen av bruddene langs strandsonen ser ut til å danne interessante kinematiske mønstre. Enkelte brudd med  $\text{N}\text{Ø}$ - $\text{VSV}$  orientering ser ut til å springe ut fra  $\text{N}\text{Ø}$ - $\text{SV}$  orienterte brudd og danner med det hestehale (*horsetail*) brudd (Fig. 20 a) noe som kan indikere ekstensjon og høyrelateral bevegelse (Fossen, 2010). Bruddplanene faller mot SV og fremtrer som antitetiske brudd til grenseforkastningen til Offersøykammen som tolkes til å være en rotert forkastningsblokk. Figur 20 b viser brudd med  $\text{N}\text{Ø}$ - $\text{SV}$  trend bundet sammen av brudd med  $\text{NV}$ - $\text{SØ}$  trend. Bruddene med  $\text{N}\text{Ø}$ - $\text{SV}$  trend er tolket til å representere normalforkastninger, mens bruddene med  $\text{NV}$ - $\text{SØ}$  trend er tolket til å representere brutte ramper og er dermed dannet enn normalforkastningene med  $\text{N}\text{Ø}$ - $\text{SV}$  trend (Crider, 2001).



Figur 20 A) Brudd som danner en hestehalestruktur. Den indikerer dextral bevegelse. B) Relay struktur. Brudd med  $\text{N}\text{Ø}$ - $\text{SV}$  og  $\text{NV}$ - $\text{SØ}$  trend. Bruddene som har  $\text{N}\text{Ø}$ - $\text{SV}$  trend representerer normalforkastninger, bruddene som har  $\text{NV}$ - $\text{SØ}$  trend representerer brutte ramper.

#### 2.2.6.4 *Sammendrag og prelimenær tolkning*

Offersøya består hovedsakelig av paleoproterozoisk mangeritt, mens den sørlige delen av øyen består av svakt foliert paleoproterozoisk parageniss (Tull 1977, Corfu, 2004).

Øya har asymmetrisk form med en bratt skrent som faller mot NV og en slakt hellende flate mot SØ, inn mot den antatte Leknesgrabenen og kan derfor minne om en rotert forkastningsblokk som er med på å danne Leknesgrabenen. Flere ulike observasjoner støtter at brattskrentene sammenfaller med NØ-SV strykende bruddsett/forkastninger : (I) Mange brudd langs strandsonen har NØ-SV strøk-orientering og går mer eller mindre på samme linje eller parallelt med den bratte siden av Offersøykammen som faller mot NØ (Fig. 19 a). (II) Langs fjellsiden mot NV observeres flere brudd som faller mot SØ og som da kan representere antitetiske forkastninger til de større NV-hellende forkastningene langs brattskrenten (Fig 19 b). (III) Ved foten av Offersøykammen ligger en brenningshule dannet i midten av en forkastningssone. Innimellom bruddene i forkastningssonen er det mulig å observere kataklasitt, noe som er en tydelig indikator på at det har foregått forkastningsaktivitet. Bruddflater inni brenningshulen er dekket av utfellingsmineraler (epidot og kloritt) som også er en indikator på forkastningsaktivitet (Bucher & Grapes 2011).

Observerte horsetailbrudd (Fig. 20 a) indikerer høyrelateral ekstensjons bevegelse av forkastningene i dette området. Bruddene i figur 20 b indikerer at det har foregått NV-SØ ekstensjon i regionen; Bruddene med NØ-SV trend er tolket til å representere normalforkastninger, mens bruddene med NV-SØ trend er tolket til å representere brutte ramper Crider, 2001). Dette tyder på at bruddene med NØ-SV trend er dannet før bruddene med NV-SØ trend og at brudd og lineamenter som tilhører populasjon 2 er eldre enn brudd som tilhører populasjon 3.

#### 2.2.7 *Leknesgruppen*

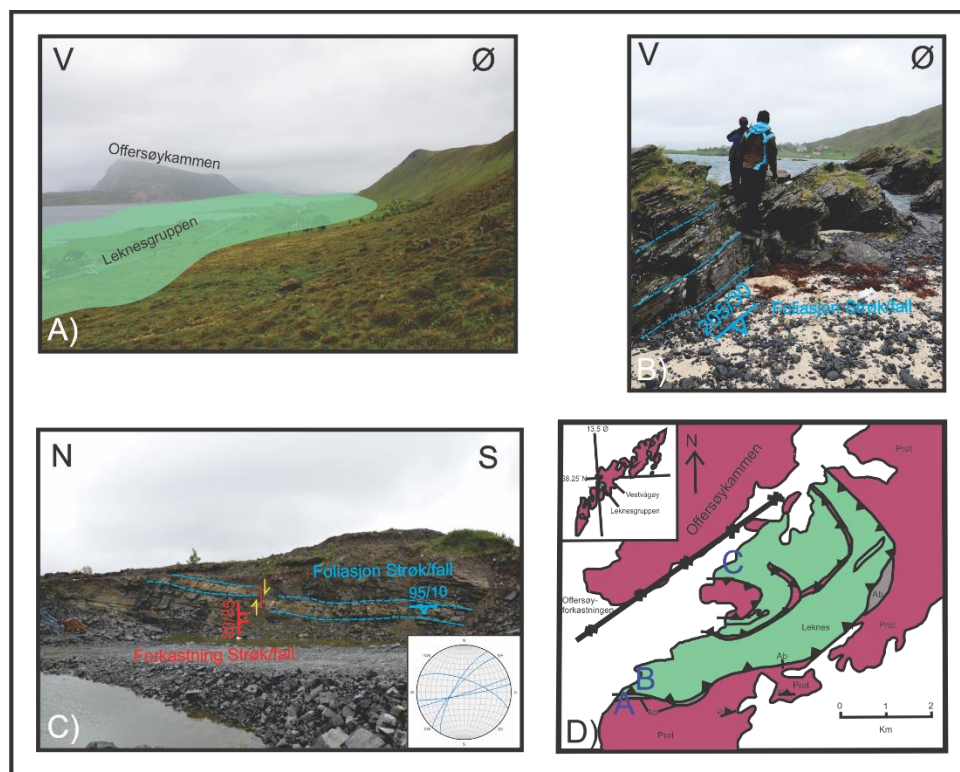
Leknesgruppen (kap1.3.5) befinner seg ved Leknes og grenser mot nordvest til Offersøykammen og den antatte Offersøyforkastningen (Klein & Steltenpohl 1999) (Fig. 21 d).

Et av målene med denne studien har vært å lokalisere Leknesgruppen for å få en bekreftelse på dens tilstedeværelse og utbredelse samt beskrive nærmere sprø bruddplan i denne enheten for sammenligning med brudd fra de øvrige lokalitetene. Grunnet mye

vegetasjon og bebyggelse i området har det vært vanskelig å finne gode blotninger, men det har likevel lyktes å finne blotninger som har bekreftet dens omfang og noen av de indre strukturene. Områdene rundt den allerede kartlagte gruppen ha blitt undersøkt og det har derfor blitt konkludert med at kartleggingen gjort av Tull (1977) i stor grad stemmer. Figur 21 a- d viser noen av lokalitetene som ble undersøkt.

Ved Hestneset på Vestvågøya er Leknesgruppen eksponert ved ett masseuttak like Ved Offersøya (Fig 20 c). Blotningene viser foliert amfibolitt, kvartsitt og marmor, med intern folding (Tull 1977). Bergartene viser også bruddflater med ulik trend. En normalforkastning med Ø-V trend ved ser ut til å ha nedforkastet marmorlaget med 1.5 m. Andre brudd ved denne lokaliteten viser NNØ-SSV, NØ-SV, ØNØ-VSV og VNV-ØSØ trend. Bruddene faller bratt mot SSØ, NV og NØ. Alle de tre ulike populasjonene som er representert på de foregående lokalitetene er derfor representert i Leknesgruppen.

Blotninger ved Horn, like sør for Offersøya viser laminert amfibolitt (Tull 1977) (Fig. 20 b). Den Laminerte Amfibolitten faller mot ØNØ og ned i Nappstrømmen. Dette bekrefter Tull (1977) sin kartlegging som sier at Leknesgruppen befinner seg i Nappstrømmen og Offersøystrømmen (Fig. 2 a-b)



Figur 21 A) viser utbredelsen av Leknesgruppen. Bildet er tatt fra SØ mot NØ og Offersøya. B) Viser laminert amfibolitt som faller mot vest og ned i Nappstrømmen. C) Lokalitet ved Hestneset. Viser den sprø normalforkastningen med Ø-V trend og et offset på 1.5 meter. D) Kart som viser noen av de besøkte lokalitetene knyttet til Leknesgruppen.

### 3 Beskrivelse av offshore data

#### 3.1 3.1 Seismisk data:

##### 3.1.1 3.1.1 Introduksjon:

Denne delen av oppgaven tar for seg seismiske undersøkelser av Vestfjorden, Lofotryggen og Ribbebasenget. Hovedfokuset har vært å studere bassenger, strukturer som kan forklare sammenhenger mellom paleozoiske og mesozoiske forkastninger som befinner seg på land og til havs i Lofoten og på Vestvågøya.

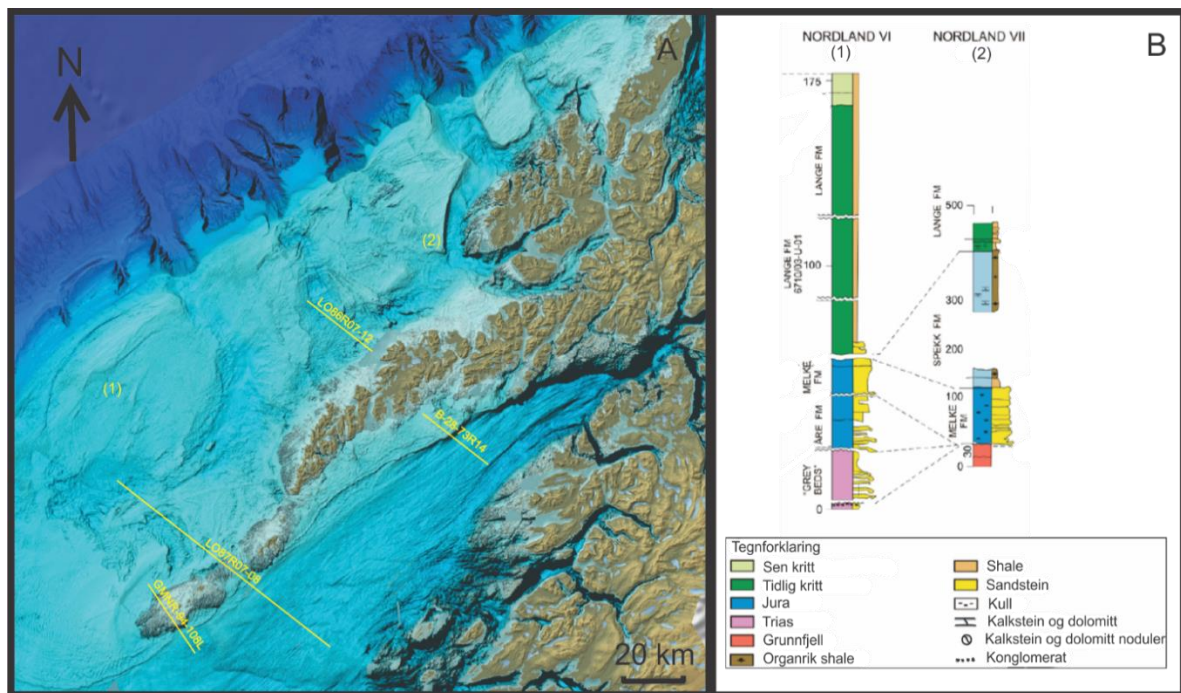
##### 3.1.2 3.1.2 Database:

De seismiske linjene som er studert i denne oppgaven (Fig. 22) er valgt fra Statoil's database (Tab. 2).

Tabell 2 Oversikt over de seismiske linjene som er studert i denne oppgaven

Linje	Kvalitet	Innsamlings år/prosessert	Firma	Reprosessert	Område
GMNR - 94 - 108L	God	1994	Geco		Ribbanbassenget (Skomvær sub basseng), Lofotryggen, Vestfjorden
LO87R07 - 08	God	1987	Hentet fra Oljedirektoratet (OD)	Reprosessert av Spoepectrum i 2007	Utrøstryggen, Trænbassenget, Marmæle Spur, Ribbanbassenget (Skomvær sub basseng), Lofotryggen, Vestfjordbassenget
B - 28 - 73R14	Mindre god	1973	Geco	Reprosessert av Spectrum i 2007	Lofotryggen Vestfjordbassenget
LO86R07 - 12	God	1986	Geco	Reprosessert av Spectrum i 2007 og igjen reprosessert av Geoteam i 2012	Ribbanbassenget (Havbåen sub basseng), Lofotryggen,

Linjene består av konvensjonell 2D seismikk og ble valgt på grunnlag av deres plassering og orientering i forhold til Ribbebassenget, Lofotryggen og Vestfjorden. Linjene vil avsløre eventuelle forkastninger som antas viktige for denne studien. Kvaliteten på seismikker er stort sett god, men linjene fra Vestfjorden viser mindre god kvalitet. Figur 22 b viser stratigrafi av borehullprøver på LVM.



Figur 22 A) Oversikt over de utvalgte seismiske linjene. Figuren viser også strømlinjeformede glisiale lineasjoner med NØ-SV trend langs havbunnen i Vestfjorden B) Stratigrafi av borehullsprøver fra marginen i Lofoten-Vesterålen



### 3.1.3 Seismisk stratigrafi og de viktigste horisontene:

De tolkede linjene er basert på sterke refleksjoner (Tab. 4) som indikerer viktige horisonter og brønnlogger (Fig. 22 a-b) i området). Seks hoved sekvenser (Tab. 4) er identifisert og tolket og delvis basert på tidligere arbeider i området (Blystad et al 1995; Bergh et al. 2007):

Tabell 3 De ulike sekvensene som er tolket i de seismiske linjene

Sekvens	Alder
1	Krystallin, prekambrisk
2	Perm – jurasisk
3	Tidlig kritt
4	Sen kritt
5	Paleogen
6	Neogen - Kvartær s

Tabell 4 De ulike reflektorene som er tolket i de seismiske linjene

Reflektor	Kjennetegn
Reflektor 1 – Topp grunnfjell	Sterk kontinuerlig reflektor som skiller kaotiske signaler fra tydelige stratifiserte seismiske signaler.
Reflektor 2 – Bunn tidlig kritt	Sterk reflektor som skiller en underliggende godt stratifisert sekvens fra en overliggende sekvens som er mindre tydelig. Viser pålapp- strukturer mot tolkede forkastninger.
Reflektor 3 – Bunn sen kritt	Markeres av en kontinuerlig reflektor som skiller to delvis transparente sekvenser. Viser pålapp-strukturer mot tolkede forkastninger.
Reflektor 4 – Bunn paleogen	Mindre kontinuerlig og delvis transparent.
Reflektor 5 – Bunn kvartær	Tydelige horisontale kontinuerlige reflektorer like under havbunnen
Reflektor 6 – Havbunn	Ingen seismiske reflektorer over denne reflektoren

### 3.1.4 Seismisk Tolkning

#### 3.1.4.1 Linje LO87R07 – 08

Linje LO87R07 – 08 (Fig. 23 a-b) er den lengste seismiske linjen som er studert i denne oppgaven. Den har en NV – SØ orientering og strekker seg på tvers av hele Lofotmarginen, fra Vestfjordbassenget i sørøst, via Lofotryggen, Ribbanbassenget og til Utrøsthøgden i nordvest (Fig. 23 a-b). Linjen er av god kvalitet, men gir ikke ett like detaljert bilde av selve Lofotryggen som linje GMNR – 94 – 108L (Fig. 24 a-b).

LO87R07 – 08 er delt inn i seks ulike sekvenser med seks reflektorer. Sekvens 1 defineres av kaotiske seismiske refleksjoner og tolkes derfor til å være krystallinsk prekambrisk grunnfjell. Refektor 1 viser ett tydelig relieff av topp grunnfjellet og det som tolkes til å være Vestfjordbassenget, Lofotryggen, Ribbanbassenget/Skobvær sub basseng, Marmæle Spur og Utrøstryggen. Stratifiserte seismiske refleksjoner er synlig under Lofotryggen og Ribbanbassenget, men tolkes som seismiske multipler. Vestfjordbassenget viser en dybde på nesten 4000 ms TVT, mens Ribbanbassenget når ett noe grunnere dyp på rundt 3000 ms TVT. Trænabassenget som er avgrenset av Marmæle Spur med en dybde på 800 ms TVT, viser en dybde på rundt 1700 ms TVT.

Sekvens 2 består av sedimentære antatt perm – jura bergarter og finnes i alle de kartlagte bassengene, samt noen tynne lag på Marmæle Spur. Vestfjordbassenget viser ett tykt lag med sedimentære perm – jura bergarter med en tykkelse på opp mot 1500 ms TVT og stratifiseringen viser likhet med sekvens 2 i linje GMNR – 94 – 108L en pålapp struktur mot ØLGF. Perm – jura sedimentene er vesentlig tynnere i Ribbanbassenget med en maks tykkelse på rundt 500 ms TVT, men pålappstrukturer mot VLGF er også synlig.

Sekvens 3, tidlig kritt defineres av mindre kontinuerlige seismiske refleksjoner med lavere amplitude. Tidlig kritt er avsatt som tykke lag i alle de kartlagte bassengene og dekker i tillegg Marmæle Spur. Sekvensen viser pålappstrukturer mot ØLG i Vestfjordbassenget og VLGF i Ribbanbassenget/Skomvær sub-basseng.

Sekvens 4, sen kritt er kun å finne i Vestfjordbassenget, på Lofotryggen, i Ribbanbassenget/Skobvær sub-basseng og ytterst på kontinentalmarginen i Lofotbassenget. Refektor 3 markerer en sterk og tydelig overgang fra tidlig kritt til sen kritt, men videre oppover i sekvensen blir de seismiske reflektorene svakere. Sen kritt sedimentene følger den synklinale strukturen til de underliggende sekvensene og de to

bassengene (Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget/Skomvær sub-basseng).

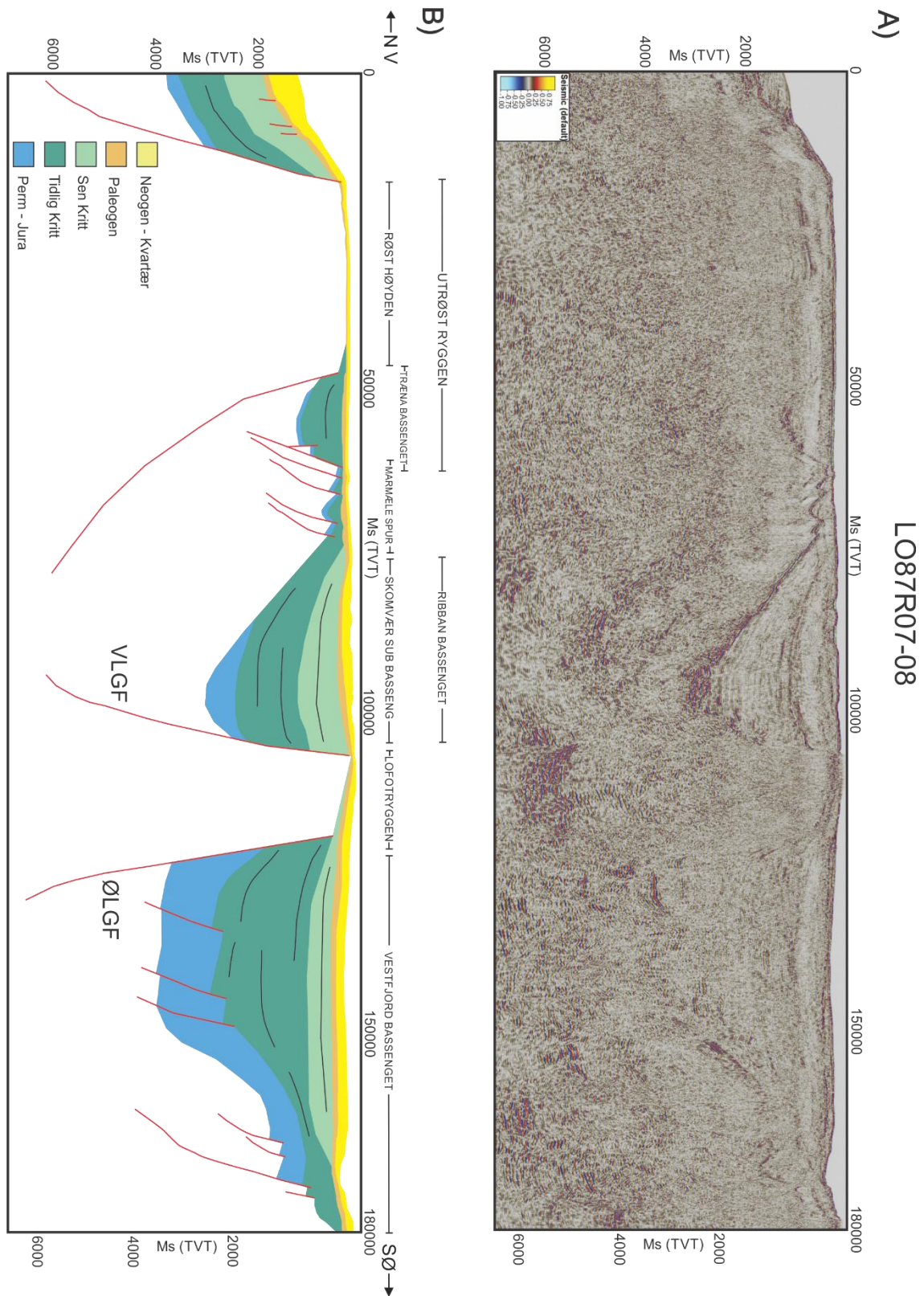
Pålapprukturer mot ØLGF og VLGf er også synlig.

Sekvensene 4 og 5 er vanskelig å definere, men er likevel tolket som to tynne kontinuerlige lag på ca 100 ms TVT og som dekker hele den seismiske linjen. Først helt ytterst mot kontinentalmarginen og Lofotbassenget kan det ut som om Neogene – kvartære sedimentene får en økt tykkelse til rundt 300 ms TVT. Dette skyldes trolig rasaktivitet og høy sedimentering fra Utrøstryggen.

Kun de største og mest markante forkastningene har vært mulig å kartlegge på linje LO87R07 – 08. På østsiden av Vestfjordbassenget er det kartlagt totalt fire normalforkastninger med ulik størrelse (Fig. 23 b). Den mest markante forkastningen faller mot NV og strekker seg fra bunn sen kritt ved rundt 500 ms TVT og dypt ned i grunnfjellet til ca. 4000 ms TVT. Forkastningen i seg selv er vanskelig å finne i de seismiske refleksjonene, men tolkes på grunnlag en plutselig terminering av sedimentære perm - jura bergarter som antas å ha blitt nedforkastet. Forkastningen er listrisk. De noe mindre forkastningene som omgir den større forkastningen viser tilsvarende listrisk form. Tre listriske forkastninger med lik polaritet sentralt i Vestfjordbassenget kutter gjennom hele det tykke perm – jura laget, noe som tyder på at Vestfjordbassenget initierte i løpet av jura (Blystad et al. 1995).

Lofotryggen, avgrenset av ØLGF og VLGf er tydelig og definerbar og kutter alle de sedimentære sekvensene utenom de paleogene og neogen – kvartære sekvensene. Lofotryggen ser ut til å ha en a-symmetrisk form som heller mot SØ. Det er vanskelig å fastslå om dette skyldes tektonisk aktivitet eller ujevn erosjon. VLGf faller bratt mot SØ og avgrenser Lofotryggen fra Skomvær sub-basseng som utgjør en halv graben og er avgrenset av Marmæle Spur i NV. Marmæle Spur viser karakteristiske forkastningsblokker og interne halvgrabner fyllt med sedimentære perm – jura og tidlig kritt bergarter og avgrenset av hellende forkastninger. Totalt fem listriske forkastninger faller mot Trænabassenget i NV. En midre antitetsik forkastning på den nordvestlig marginen til Marmæle Spur kutter sedimentære perm –jura og bunn tidlig kritt bergarter.

Forkastningen som avgrenser Røsthøgden fra Trænabassenget i nordvest (Fig. 23 b) faller mot SØ og viser asymmetrisk form. Seismikken viser lite forkastningsaktivitet på Røsthøgden, til tross for at dette er dokumentert i tidligere arbeid (Blystad et al. 1995)



Figur 23 A) Utolket versjon av linje LO87R07 – 08. Se fig. 22 a for geografisk plassering B) Tolkning av linje LO87R07 – 08. Linjen gir en god oversikt over Vestfjordbassenget, Lofotryggen, Ribbebassenget, Marmæle Spur og Røsthøyden. Vestfjordbassenget viser en vesentlig tykkere perm-jura sekvens enn Ribbebassenget.

#### 3.1.4.2 Linje GMNR – 94 – 108L

Linje GMNR – 94 – 108L (Fig 24 a-b) har NNV-SSØ orientering og krysser den sørlige delen av Lofotryggen (Fig. 24). Den er mye kortere (ca. 25 km) i forhold til de andre studerte linjene, men dekker likevel de vestlige områdene av Vestfjordbassenget og de østlige områdene av Ribbanbassenget. GMNR – 94 – 108L viser detaljerte interne strukturer av Lofotryggen som kan avsløre en potensiell analogi til Leknesgraben på Vestvågøya (Fig. 5).

Den seismiske linjen kan deles inn i seks sekvenser. Den nederste sekvensen defineres av reflektor 1 og viser kaotiske seismiske signaler. Sekvens 1 antas derfor å være prekambrisk grunnfjell. De overliggende sekvensene viser alle tegn til stratifisering og tolkes til å være sedimentære lagpakker. Reflektor 1 viser tydelig dybdeforskjell. Mens Vestfjordbassenget har en dybde på rund 4200 Ms TVT, har Ribbanbassenget en dybde på ca. 2700 ms TVT. Lofotryggen som viser indre horst og grabenstrukturer stiger nesten helt opp mot havbunnen og er kun dekket av tynnere lag med tidlig krit – kvartær sedimenter.

Sekvens 2 viser tette kontinuerlige stratifiserte lag både i Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget og tolkes til å være sedimentære perm – jura bergarter. Sekvensen ser ut til å være vesentlig tykkere i Vestfjordbassenget, opp mot 1000 ms TVT, i forhold til Ribbanbassenget hvor sekvensen har en tykkelse på opp mot 300 ms TVT. På toppen av Lofotryggen er sekvens 2 fraværende. I Vestfjordbassenget viser sekvensen en horisontal og jevn struktur før det kommer en pålapp struktur mot det som antas å være Østlige Lofoten Grenseforkastning (ØLGF) som faller bratt mot SØ. Per-jura sekvensen viser et antiklinal-synklinal par i Ribbanbassenget noe som tyder på synrifting av det som antas å være Vestlige Lofoten grenseforkastning (VLGF) (Løseth & Tveten, 1996) allerede i perm-jura.

Sekvens 3 tolkes til å være avsatt i løpet av tidlig kritt og viser en i likhet med sekvens 2 tydelige stratifiserte seismiske refleksjoner. Grensen mellom sekvens 2 og 3 er diskonform både i Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget. Sekvensen har en tykkelse opp mot 2000 ms TVT i Vestfjordbassenget og 500 ms TVT i Ribbanbassenget. Ett tynt lag på opp mot 100 ms TVT dekker midtre og nordvestlige del av Lofotryggen. Sekvensen viser også pålappstruktur ved Østlige og Vestlig –Lofoten grenseforkastning, noe som tyder på synrifting også i tidlig kritt.

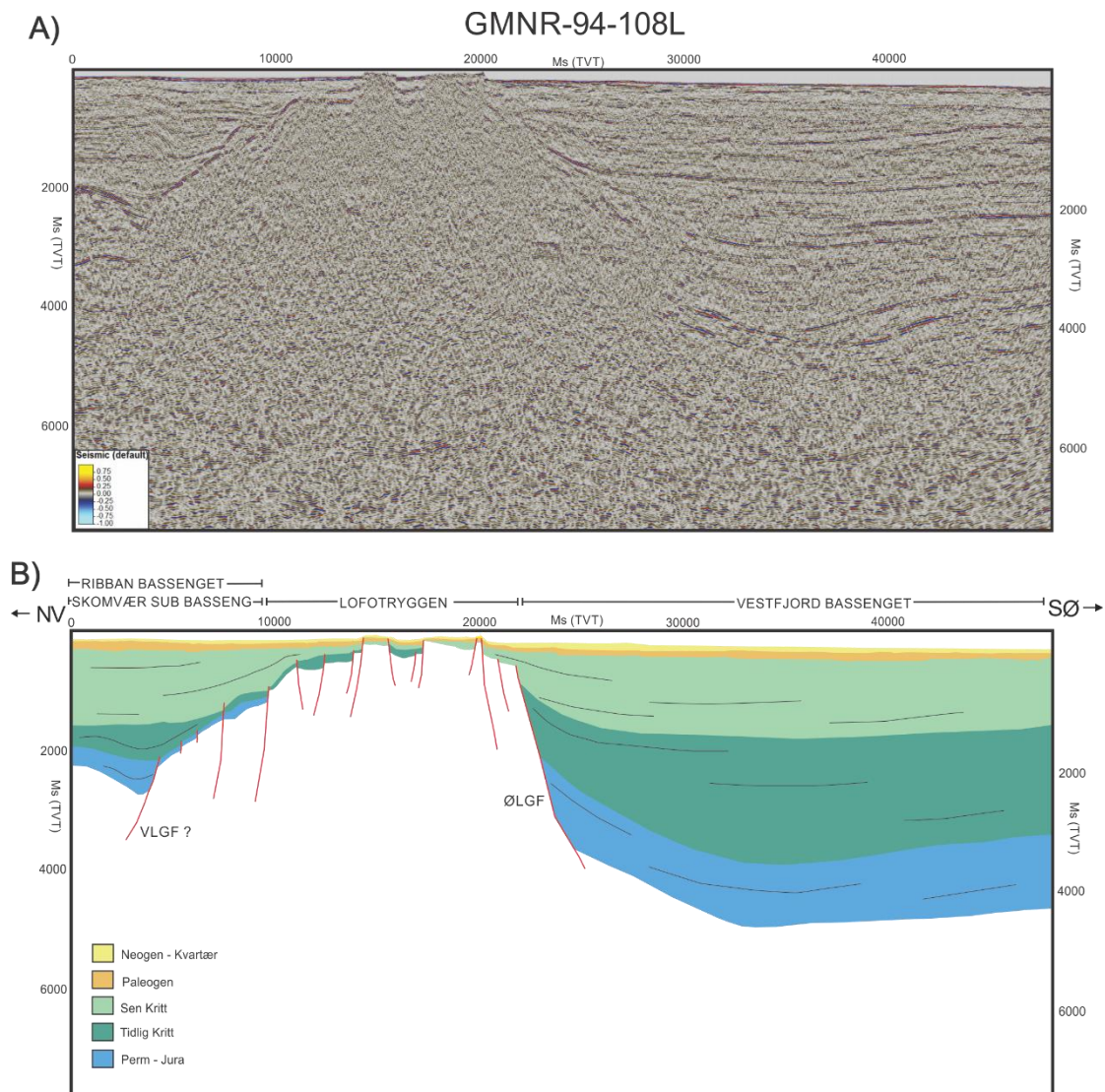
Sekvens 4 viser pålappstrukturer mot ØLGF og tolkes å være avsatt i løpet av sen kritt. Sekvensen dekker i denne seismiske profilen hele Lofotryggen i tillegg til Vestfjorden og

Ribbanbassenget. Tykkelsen varierer fra ca 1200 ms TVT i Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget til 100 ms TVT på toppen av Lofotryggen. De seismiske refleksjonene viser tydelig stratifisering og reflektor 3 viser en diskonform grense til den underliggende tidlig kritt sekvensen. Pålappstrukturene avtar i sen kritt-sequensen i Vestfjordbassenget i forhold til jura og tidlig kritt sekvensene. I Ribbanbassenget dipper sekvensen mot nordvest trolig som følge av at den dekker over flere nedforkastede forkastningsblokker.

Sekvens 4 og 5 er av paleogen og Neogen – Kvartær alder. De seismiske refleksjonene er diffuse men viser likevel en svak reflektor som skiller de to sekvensene. De to sekvensene er tynn og parallele med en tykkelse på ca 100 ms TVT. De ligger tilnærmet horisontalt og ser ut til å være lite påvirket av den tektoniske forkastningsaktiviteten.

De viktigste forkastningene på denne seismiske linjen befinner seg alle på selve Lofotryggen (Fig. 24 b). Lofotryggen er avgrenset fra Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget av det som antas å være VLG og ØLG. ØLG er planar øverst, men går gradvis over til å være listrisk mot større dyp. Den faller bratt mot SSØ og strekker seg fra rund 400 ms TVT til minst 4000 ms TVT og viser en spranghøyde på rundt 1800 ms. Forkastningen ser ut til å ha vært aktiv gjennom perm - jura og frem til sen kritt da de sedimentære sekvensene viser pålapp strukturer opp mot forkastningen, noe som indikerer synrifting. Seismikken viser flere tydelige interne forkastninger på Lofotryggen. Totalt 14 forkastninger foruten om de to grenseforkastningene vises internt på Lofotryggen. De vises tydelig ved at de bryter og forskyver den seismiske stratifiseringen med ulik spranghøyde. De interne grenseforkastningene er alle vesentlig mindre enn ØLG og viser vekslende orientering mot NNV og SSØ. De danner horst og graben strukturer samt hellende forkastningsblokker. Spesielt to forkastninger på midten av Lofotryggen viser en interessant grabenstruktur som kan minne om Leknesgraben og landskapet på Vestvågøya (Fig. 5). Grabenen ca. 1 km bred og er fylt med tidlig kritt til sen kritt sedimentære bergarter som igjen er dekket av sedimenter av antatt plaeogen – kvartær alder. Bergartene i grabenstrukturen og sedimentene over viser en slags synklinalstruktur. De to forkastningene som danner grabenstrukturen faller henholdsvis bratt mot SSØ og NNV. De er i likhet med ØLG planar i toppen men går gradvis over til listrisk form mot dypet. Størrelsen er på rund 800 ms TVT. En tilsvarende men mindre tydelig grabenstruktur kan ses like NV for grabenstrukturen midt på Lofotryggen. Videre mot NV opptrer fire forkastninger, to av dem kan spores langt ned i

grunnfjellet og ser ut til å ha vært aktiv helt frem til sen kritt, mens de to andre ser ut til å kun krysskutte den tynne perm – jura sekvensen. Den siste forkastningen ser ut til å være en grenseforkastning til Ribbanbassenget, men det er vanskelig å fastslå om dette kan være VLGF.



Figur 24 A) Utolket versjon av den seismiske linjen GMNR – 94 – 108L. Se fig. 22 a for geografisk plassering. B) En detaljert linje over den sørlige delen av Lofotryggen. Gir et godt bilde av Lofotryggens interne strukturer. Vestfjordbassenget viser tykke sekvenser. Perm-jura sekvensen i ribbebassenget viser et antiklinal-synklinal par. De øvrige kritt sekvensene viser pålappstrukturer mot normalforkastningene på Lofotryggen og i Ribbe- og Vestfjordbassenget.

#### 3.1.4.3 Linje B – 28 – 73R14

Linje B – 28 – 73R14 (Fig. 25 a-b) har NV-SØ orientering og dekker midten av Vestfjordbassenget mellom Vestvågøya og fastlandet. Linjens plassering er i utgangspunktet svært god med tanke på den ligger like utenfor Vestvågøya, men kvaliteten på seismikken er dessverre mindre god.

Linjen viser en markant forsenkning i de øverste seismiske refleksjonene omtrent midt på den seismiske linjen. Forsenkningen tolkes til å representere ØLGF og området NV for ØLGF antas derfor som strandflaten.

Sekvens 1, det prekambriske grunnfjellet har vært vanskelig å definere og er derfor delvis basert på Olesen et al. (1997). Olesen et al (1997) anslår den sørlige delen av Vetsfjordbassenget til å være en 7 km dyp halvgraben og den nordlige delen av Vestfjordbassenget til å ha et dyp på rundt 2 km. Tolkning av linje Linje B – 28 – 73R14 viser ett dyp på rundt 3000 ms TVT, (noe som røft anslått tilsvarer ett dyp på 4 km.)

Sekvens 2, representerer kun sedimentære jura bergarter, da Vestfjordbassenget initierte som følge av skorpe strekking og nedsynkning i løpet av sen midtre jura – tidlig kritt (Blystad et al.1995). De seismiske reflektorene er tolket til å danne en svak synklinal og viser med det pålappstrukturer både mot ØLGF og den østlige marginen til Vestfjordbassenget. Reflektor 3 er basert på noen sterke seismiske refleksjoner nærme ØLGF ved rundt 2000 ms TVT, men kan ikke sies å være veldig bekreftende, da de seismiske refleksjonene likegodt kan være multipler.

Sekvens 3, tidlig kritt er den tykkeste sekvensen i Vestfjordbassenget, med en tykkelse på rundt 1700 ms TVT. Den basale tidlig kritt unkonformiteten viser en tilsvarende synklinalstruktur som bunn jura sedimentene.

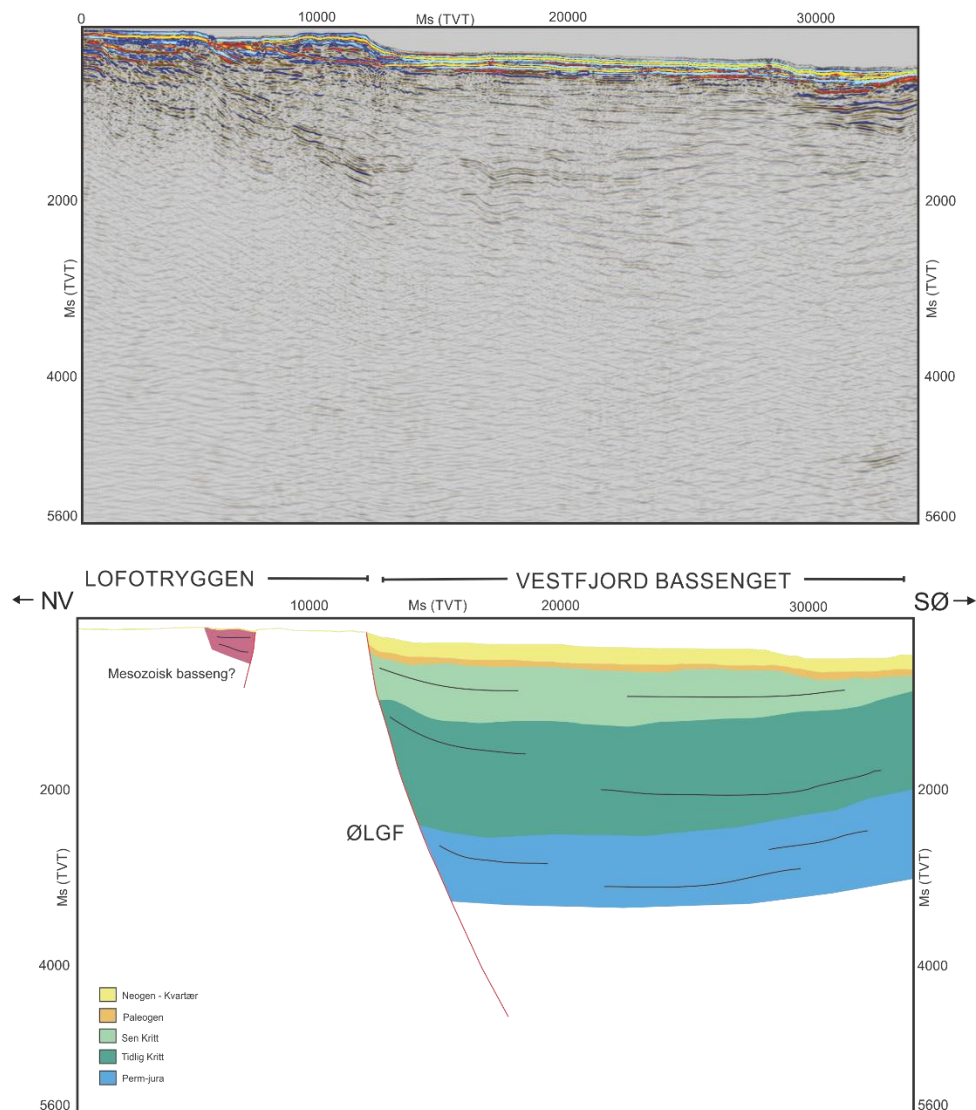
Sekvens 4, sen kritt viser en tykkelse på om lag 500 ms TVT. Sekvensen ser ut til å være noe mer horisontal i forhold til de to underliggende sekvensene.

Sekvens 4 og 5, paleogen og neogen – kvartær ligger som to tynne lag i Vestfjordbassenget med en tykkelse på om lag 100 og 150 ms TVT. Den relativt tykke sekvens 5 skyldes trolig de store mengdene med glasiale sedimenter som ble avsatt i løpet av holocene som følge av isostatisk oppløft og erosjon (Løseth og Tveten). Sekvens 5 er den eneste som strekker seg over den markante ØLGF og videre inn over strandflaten mot Vestvågøya i NV. Sekvensen tolkes til å være ekstremt tynn da grunnfjellet i dette området er synlig på batymetriske kart (kap2). Området viser tykke seismiske refleksjoner, men i de



tolkes til å være multipler da det er svært vanskelig å få gode seismiske bilder ved bruk av konvensjonell 2D seismikk på grunne dyp (Bardello & Carcione, 2008). En annen forklaring på de tydelige stratifiserte seismiske refleksjonene kan være at det faktisk befinner seg ett internt basseng på strandflaten som trolig vil være av mezosoisk alder). Bassenget ser ut til å være dannet som en halv graben, hvor grenseforkastningen viser en planar geometri og faller bratt mot NV. Bassenget tolkes til å ha et dyp på rundt 200 ms.

## B-28-73R14



Figur 25 A) Utolket versjon av den seismiske linjen B – 28 – 73R14. Se fig. 22 a for geografisk plassering. B) Viser tykke permisen kritt sekvenser i Vestfjorden. Lofotryggen er kun dekket av et tynt lag med kvartære u-konsoliderte sedimenter og viser en struktur som kan minne om en halvgraben som faller mot SØ.

#### 3.1.4.4 Linje LO86R07 – 12

Linje LO86R07 – 12 har NV-SØ orientering og strekker seg fra Lofotryggen like utenfor Vestvågøya, over Havbåen sub- basseng (den nordlige delen av Ribbebassenget) og Utrøstryggen. Linjen har lik orientering som linje Linje B – 28 – 73R14, men er plassert lengre NV. Den gir derfor gode muligheter for å danne ett geologisk profil som strekker seg fra Vestfjordbassenget, over Vestvågøya og Ribbanbassenget (Fig. 26).

Sekvens 1, er definert av kaotiske seismiske signaler og representerer krystallinsk prekambrisk grunnfjell. Reflektor 1 viser en tydelig antiklinal i det som tolkes til å være Ribbanbassenget. Videre mot NV og Utrøstryggen endrer strukturen seg til et en synklinal. NV for Utrøstryggen viser reflektor 1 ett fall mot NV, noe som markerer den ytre grensen på kontinentalmarginen. Det høyeste punktet på Utrøstryggen går helt opp mot havbunnen og ser ikke ut til å være dekket i særlig grad av sedimenter.

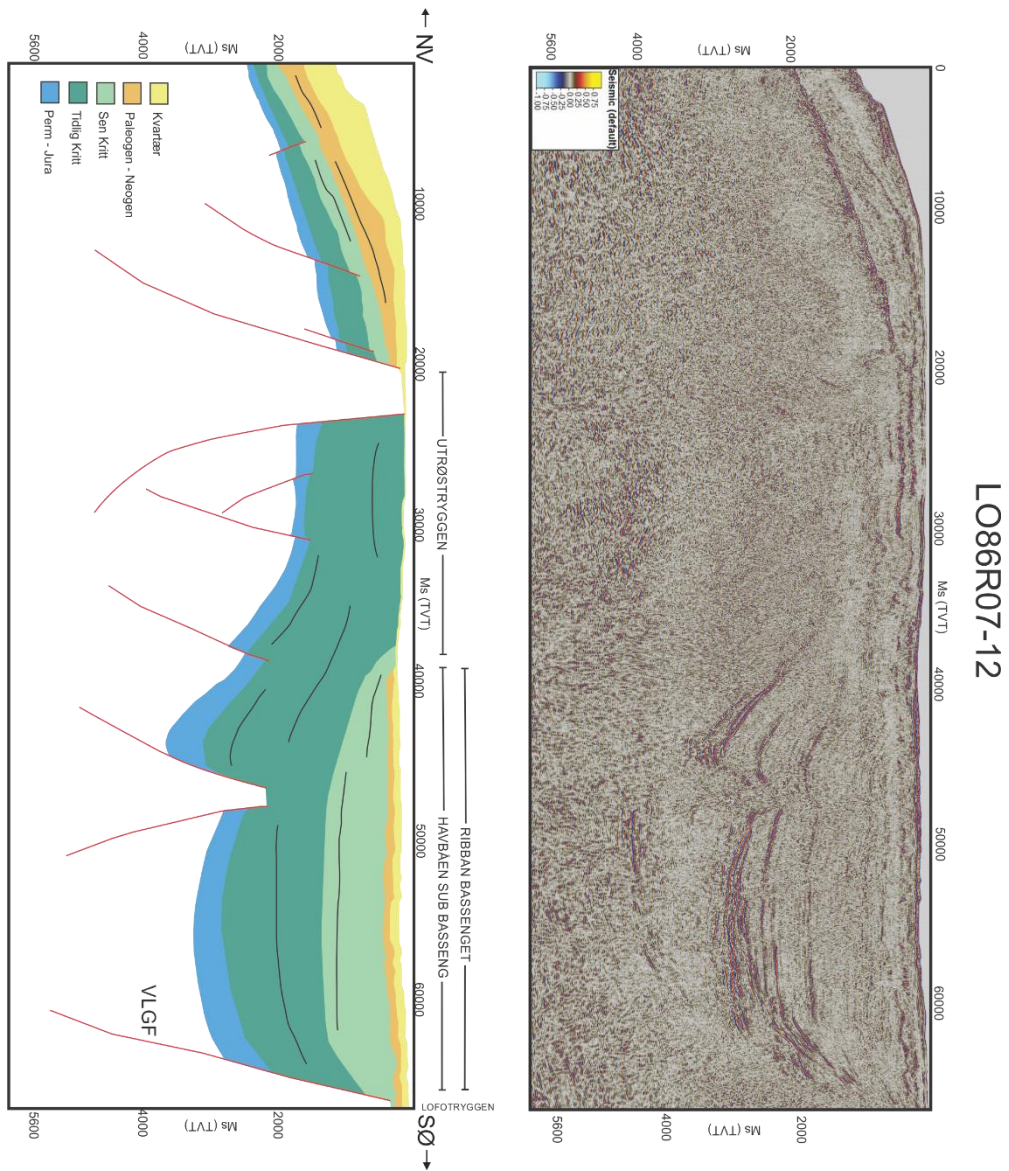
Sekvens 2 er tolket til å representere sedimentære Perm – jura bergarter og finnes langs hele linjen foruten om på Lofotryggen og Utrøstryggens høyeste punkt. De seismiske refleksjonene som definerer de sedimentære Perm – jura bergartene er sterke og kontinuerlig over hele den seismiske linjen og viser en gjennomsnittlig tykkelse på rundt 300 ms TVT. Tilstedeværelsen av sedimentære perm –jura bergarter på Utrøsthøgden samsvarer med tidligere målinger som viser sterke gravitasjon og magnetiske målinger over dette området (Blystad et al, 1995). En horst ser ut til å stikke opp i midten av Ribbanbassenget og sekvens 2 viser en hengblokksynklinal mot horstens nordøstlige grenseforkastning. Videre mot NV viser de sedimentære perm – jura bergartene en tydelig rollover – antiklinal. Begge de observerte strukturene er typiske for hengblokker i normalforkastninger.

Sekvens 3 er tolket til å representere sedimenter avsatt i løpet av tidlig kritt og er som i de foregående seismiske linjene den tykkeste sekvensen i profilet. Sedimentære tidlig kritt bergarter viser i Ribbanbassenget og videre mot Utrøsthøyden en gjennomsnittlig tykkelse på om lag 2000 ms TVT. Ved Utrøstryggen når sekvensen helt opp mot havbunnen. Sekvensen defineres av en tydelig diskonformitet i overgangen fra perm – jura. Sekvensen terminerer ved den sørøstlig grenseforkastningen til Utrøstryggen før den fortsetter på den nordvestlige siden, men da som et vesentlig tynnere lag på om lag på rund 200 ms TVT til 400 ms TVT.

Sekvens 4, er tolket til å representere sen kritt og ser ut til å kun dekke Ribbanbassenget, da de seismiske refleksjonene som representerer sekvensen viser en synklinal som terminerer opp mot havbunnen ved Utrøsthøgden i NV. Sekvensen har en gjennomsnittlig tykkelse på rundt 1000 ms TVT og følger bassengets form som danner en synklinal. Sen kritt sedimentene finnes også som et relativt tynnt lag like NV for Utrøsthøgden. Laget har ett fall mot NV og en tykkelse på rundt 200 ms.

Sekvens 5 og 6, paleogen ser i likhet med sen kritt sedimentene ut til å kun dekke over Ribbanbassenget. Sekvens 6 dekker Hele den seismiske linjen, men med et tynt lag over Utrøsthøyden. NV for Utrøsthøyden er sekvens 5 og 6 tilstede og opptrer med en lagtykkelse på henholdsvis 100 ms TVT og 200 ms TVT. Den økte lagtykkelsen kan være forårsaket av rasaktivitet.

Linjen viser totalt tre tydelige horststrukturer. Den første er Lofotryggen som blir avgrenset av VLGF. VLGF viser en planar geometri, som forandres til en listrisk form videre ned i dypet. Den andre horsten fremheves av to synklinaler som blir brutt av seismiske refleksjoner tilhørende sekvens 1 (krystallinsk prekambrisk grunnfjell. Den sørøstlige forkastningen som danner horsten har listrisk geometri og faller mot SØ, mens den Nordvestlige forkastningen faller mot NV. Videre mot NV går synklinalen ved Utrøstryggen over til å danne en rollover – antiklinal. Rolloverstrukturen viser to interne roterte forkastningsblokker hvor forkastningene er listriske og faller mot NV. Den interne roterte forkastningsblokken lengst NV viser en antitetisk forkastning som faller mot SØ. Den siste horsten befinner seg lengst NV på Utrøstryggen og viser likhetstrekk til Lofotryggen og tolkes til å være Jenegga-høyden, den nordligste av de tre prominente høydene (Røst-høyden, Marmæle Spur og Jenegga-høyden) på Utrøstryggen (Blystad et al, 1995). Jenegga-høyden viser to store grenseforkastninger. Grenseforkastningen i SØ er listrisk og faller mot SØ. Videre ned i dypet går forkastningen over til å danne et detasjement (Bergh et al, 2007). Den nordøstlige grenseforkastningen er tilsvarende listrisk, men ser ikke ut til å danne en detasjement videre ned i grunnfjellet.



Figur 26 A) Utolket versjon av den seismiske linjen LO86R07 – 12. Se fig. 22 a for geografisk plassering. B) Perm-tidlig kritt sekvensene viser pålapp-strukturer mot Vestlige Lofoten Grenseforkastning (VLGF). De samme sekvensene viser en tydelig rollover-struktur over Utrøstryggen.

### 3.1.5 Sammendrag og deltolkninger

Basert på tolkning av de seismiske linjene er totalt fem sekvenser med sedimentære bergarter identifisert: (I) en antatt perm – jura sekvens som ser ut til å dekke det meste av det prekambriske grunnfjellet med unntak av Lofotryggen og de høyeste horstene i Ribbebassenget. Sekvensen ser ut til å være noe tykkere i Vestfjordbassenget i forhold til Ribbebassenget. (II) en tidlig kritt sekvens som ser ut til å danne den tykkeste sekvensen i alle de tolkede seismiske linjene. Sekvensen viser også økt tykkelse fra lengst nord i Vestfjordbassenget mot en mulig avgrensingsforkastning i sør. (III) en sen kritt sekvens som sammen med tidlig kritt ser ut til å dominere i alle de identifiserte bassengene. (IV) en sekvens tilhørende paleogen ligger som ett relativt tynt lag over de underliggende sekvensene i alle de kartlagte bassengene. (V) en sekvens bestående av sedimenter avsatt i kvartær dekker nesten kontinuerlig toppen av alle de tolkede seismiske profilene.

Alle de seismiske profilene har NV – SØ orientering for utenom GMNR – 94 – 108L som har NNV – SSØ orientering. Orienteringen av profilene gjør slik at de mest interessante offshore forkastningene i denne studien blir kartlagt. Hovedforkastningene ser ut til å falle enten mot NV eller SØ og viser i all hovedsak listrisk geometri. De aller fleste kartlagte forkastningene ser ut til å penetrere grunnfjellet og de tre eldste sedimentære bergartssekvensene, perm – sen kritt. De sedimentære perm jura og tidlig kritt sekvensene ser ut til å gjenspeile basseng og horst og grabenstrukturene i grunnfjellet som er avgrenset av listriske hovedforkastninger. Både Vestfjordbassenget og Ribbebassengets geometri ser ut til å danne asymmetriske halvgrabenstrukturer med sine respektive grenseforkastninger ØLGF og VLGF. I sør viser Vestfjordbassenget interne hellende forkastningsblokker som sammen med listrisk geometri på forkastningene, antyder at de representerer roterte forkastningsblokker. Ingen interne forkastninger har imidlertid blitt kartlagt nord i Vestfjordbassenget, muligens grunnet den dårlige kvaliteten på seismikken i dette området. Ribbebassenget i nord er delt opp i to mindre sub bassenger, Skomvær sub-basseng i sør og Havbåen subbasseng i nord. Ut ifra de tolkede seismiske profilene ser de to sub-bassengene ut til å ha en nok så lik geometri. Skomvær sub-basseng grenser i NV mot flere antatt roterte forkastningsblokker og en stor rollover antiklinal med interne normalforkastninger som tolkes til å være Marmæle Spur. Videre mot NV stiger Utrøstryggen opp mot havbunnen og skiller med det Ribbanbassenget fra Lofotenbassenget ytterst på kontinentalmarginen. Den

mest interessante observasjonen er gjort på linje GMNR – 94 108L og viser en intern grabenstruktur på Lofotryggen som kan minne om Leknesgraben på Vestvågøya.

## 3.2 Batymetri data

### 3.2.1 Innledning

De seismiske dataene fra Ribbanbassenget og Vestfjordbassenget dekker ikke den grunne strandflaten (Thorsnes et al. 2009) (Tab. 1) rundt Vestvågøya. Batymetridata er derfor bitt undersøkt for å bedre forstå sammenhengen og korrelere forkastninger på land og på den dype sokkelen ved hjelp av seismiske data. Batymetridataene er samlet gjennom MAREANO prosjektet og viser en oppløsning på 50 x 50 meter. Batymetri data dekker ikke alle områdene rundt Vestvågøya. Dette skyldes enten at området er klassifisert eller at MAREANO prosjektet ikke har hatt mulighet til å kartlegge områdene (Fig 27 a-b).

### 3.2.2 Lineamenter og havbunns morfologi

Strandflaten rundt Vestvågøya er dekket av et tynt lag med glasiale sedimenter, men enkelte områder viser også eksponerte prekambriske bergarter som følge av ekshumasjon forårsaket av relativt nylig glasial erosjon (Løseth & Tveten, 1996). Det er derfor viktig å ta i betraktning at noen av de observerte strukturene kan være dannet som følge av glasial erosjon og ikke som følge av tektonisk aktivitet. De batymetriske dataene viser likevel klare indikasjoner på at det finnes lineamenter av ulik orientering langs den grunne havbunnen rundt Vestvågøya. Lineamentene viser nemlig tre dominerende trender: (I) N-S til NNØ-SSV trend, (II) NØ-SV til Ø-V trend og (III) VNV-ØSØ til NV-SØ trend (Fig. 27 b).

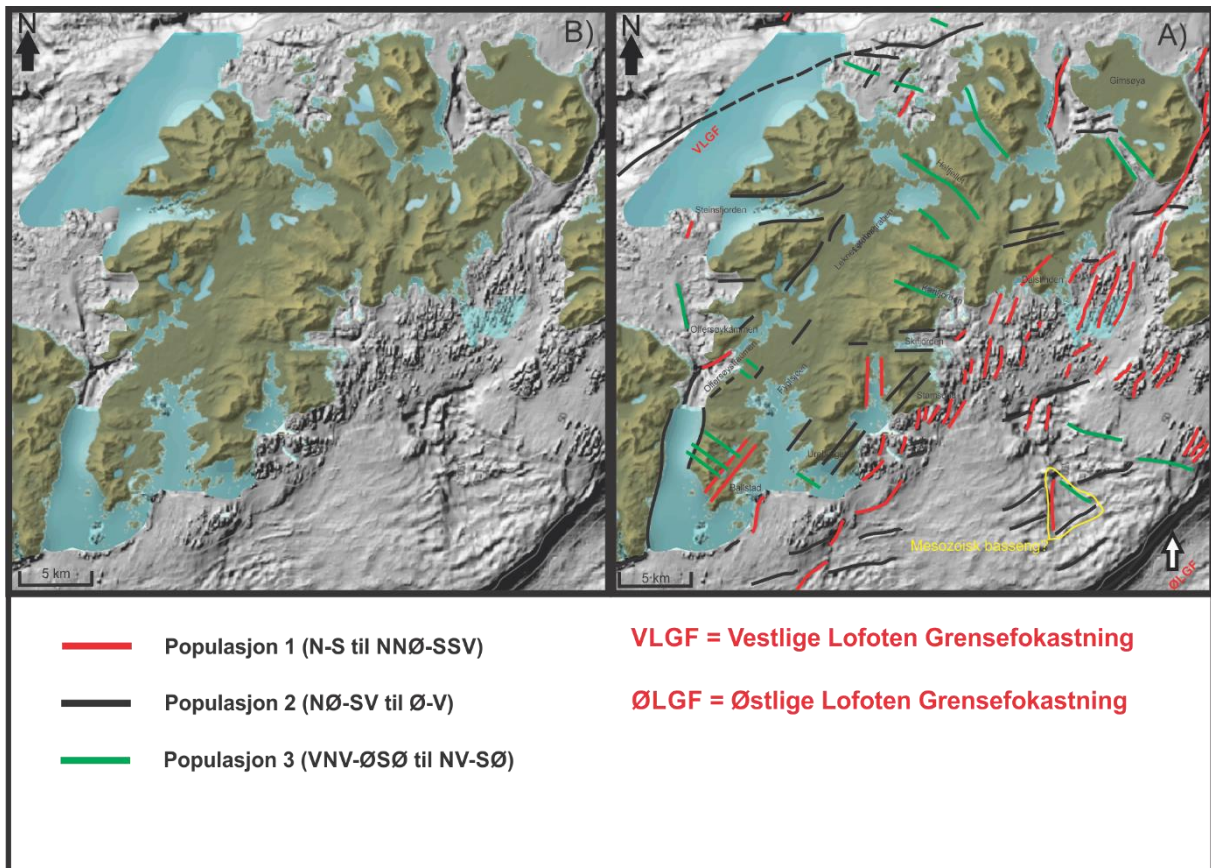
Havbunns morfologien sørøst for Vestvågøya veksler mellom jevnt slettelandskap og kupert terreng. De kupertene ser ut til å ligge tett inntil Vestvågøya og de mange øyene. Området tolkes derfor til å være eksponert grunnfjell og en del av strandflaten (Thorsnes et al. 2009). De kupertene danner trolig tilsvarende lineamenter som kan observeres på og i mellom øyene rundt Vestvågøya (Fig 27 a-b). Batymetrioppløsningen gjør det derimot kun mulig å tolke de tydeligste og mest fremtredende lineamentene. Lineamenter som stryker N-S til NNØ-SSV er mest dominerende SØ for Vestvågøya. De viser høy tetthet, er svakt kurvet og har en lengde som varierer fra 1,5 til 5 km. Etter hvert som de dør ut eller brytes mot nord, starter ett nytt parallelt lineament like til høyre for det

avsluttede lineamentet. Lineamentene er derfor høyregående (Bergh et al. 2007).

Videre ut mot Vestfjordbassenget avtar tettheten av N-S strykende lineamenter, og NØ-SV strykende lineamenter blir mer fremtredende. Det tydeligste lineamentet i dette området har NØ-SV orientering og vises som en stor skrent i topografien (27 a-b). Lineamentet tolkes til å være Østlige Lofoten Grenseforkastning (ØLGF) (Bergh et al. 2007). Den seismiske linjen B – 28 – 73R14 i Vestfjorden (Fig. 25 b) krysser det observerte lineamentet vinkelrett og viser tilsvarende forsenkning av havbunnen i samme området. Den seismiske linjen viser også indikasjoner på ett mindre basseng NV for ØLGF. Batymetridata fra det samme området viser en nedsenkning av havbunnen og styrker med det teorien om tistedeværelsen av ett mindre mesozoisk basseng (Fig. 27 b).

Kun et fåtall NV-SØ strykende lineamenter er synlig SØ for Vestvågøya. Lineamentene ser ut til å være svakt kurvet og krysskutter NØ-SV orienterte lineamenter, noe som indikerer at lineamentene som tilhører populasjon 3 er yngre enn populasjon 2. Havbunnen ved Nappstraumen vises ett tydelig NNØ-SSV strykende lineament (Fig. 27 a-b), som mot nordøst inn mot Leknes blir videre avbøyd og endrer orientering til NØ-SV slik og sammenfaller med skrenter på land sørøst for Offersøykammen. Den NØ-SV orienterte delen av dette lineament tolkes til å være Offersøy forkastningen (Klein & Steltenpol 1999).

På den nordøstlige siden av Vestvågøya er havbunns morfologien mindre kupert i forhold til den sørøstlige siden av Vestvågøya. Området viser likevel ujevn havbunn som tolkes til å være ekshumert grunnfjell. NNØ-SSV og NØ-SV strykende lineamenter ser ut til å krysskutte lineamenter med NV-SØ trend og danner et komplekst lineært havbunns mønster (Fig. 27 b). Det er derimot ikke observert krysskuttende relasjoner mellom populasjon 2 og 3. Ca. 10 km NV for Vestvågøya går et lineament tilsvarende det som markerer ØLGF med NØ-SV trend. Lineamentet er ikke like markant som ØLGF, men tolkes til å representere Vestlige Lofoten Grenseforkastning (VLGF).



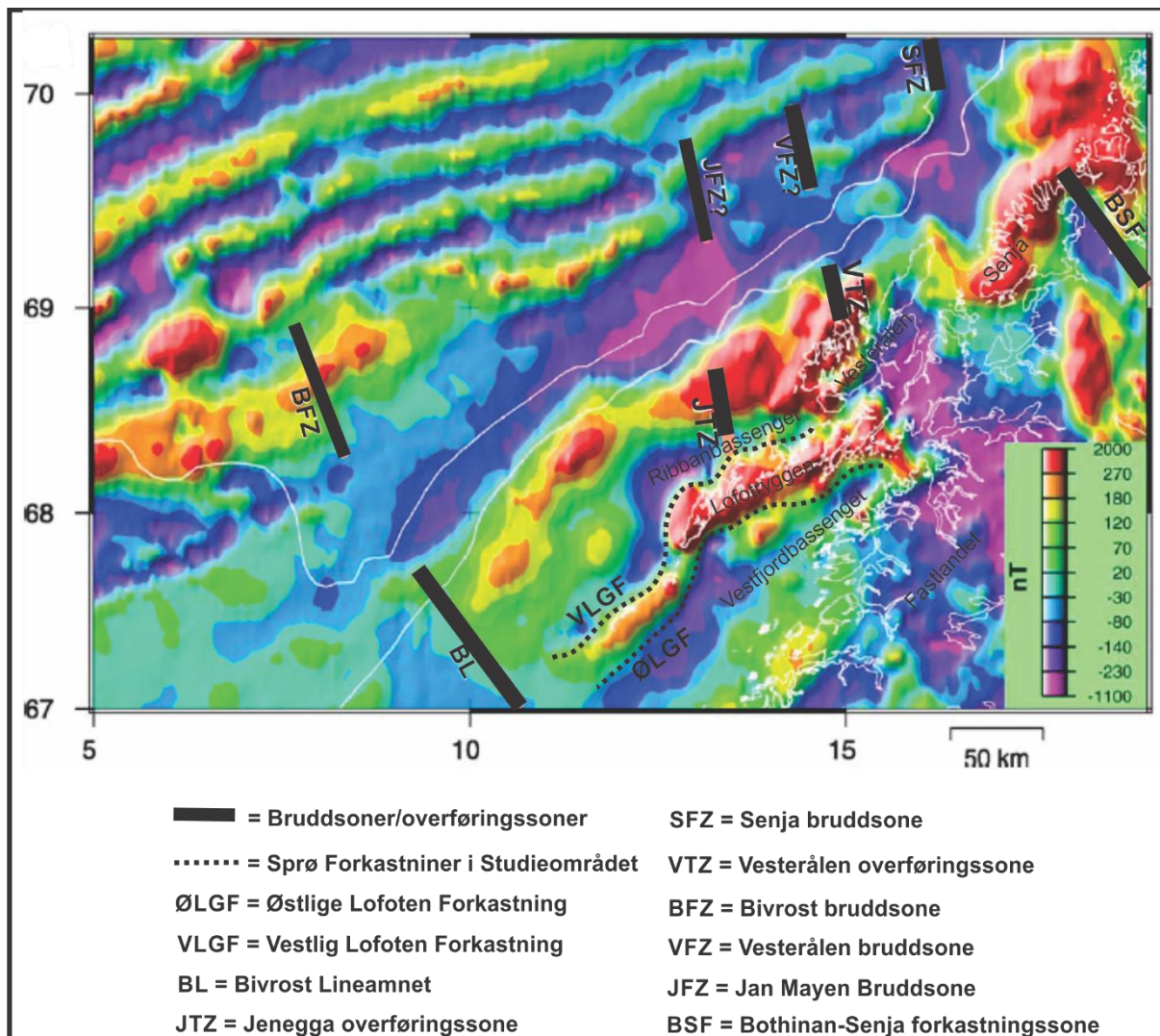
Figur 27 A) Utolket batymetrikart over strandflaten rundt Vestvågøya. B) Tolket batymetrikart som viser tre populasjoner med tolkede lineamentene. Lineamenter på Vestvågøya er også tegnet inn på kartet.



### 3.3 Magnetisk data

Den totale magnetfelt indeksen nT (Fig. 28) er delt inn i fargekoder og angir hvor høy den magnetiske følsomheten er i Lofoten og den omkringliggende regionen. Lofotryggen, Utrøstryggen og de vestlige områdene av Vestrålen og Senja viser høy magnetisk anomali med sine klare røde farger. Vestfjordbassenget og Ribbebassenget derimot, viser en motsatt negativ anomali med blå farger. Dette samsvarer godt med at Lofoteryggen består av krystalinske bergarter (Heier & Thoresen, 1970; Grfin et al. 1974 Tull, 1977; Klein og Steltenpool, 1999; Klein et al, 1999, Corfu 2004 a og b, Corfu, 2007) og som kan vise et bredt spekter av magnetisk følsomhet, mens Ribban- og Vestfjordbassenget er fylt med sedimentære bergarter (Blystad et al, 1995; Løseth & Tveten 1996; Brekke, 2000; Bergh et al, 2007) som viser liten eller ingen magnetisk følsomhet (Reeves, 2005) (Kap. 1.4.5).

Ribbebassenget viser høy negativ magnetisk anomali i sør, mens den minker mot Nord (Fig. 27). Det kan tenkes at den høye negative magnetiske anomalien i sør definerer Skomvær Sub-basseng, mens den mer nøytrale magnetiske anomalien i NØ definerer Havbåen sub-basseng, Forandringen i de magnetiske verdiene mot nord kan skyldes den økte tykkelsen av tidlig kritt sedimentære bergarter (Blystad et al, 1995). Vestfjordbassenget viser tilvarende høy negativ magnetisk anomali i sør, som går over til en mer nøytral negativ anomali mot NØ før den endres til høy negativ magnetisk anomali lengst NØ i bassenget.



Figur 28 Magnetisk anomalikart over Lofoten-Vesterålen og kontinentalmarginen. Markerer Lofotryggen og Utrøstryggen med røde farger. Figuren viser også et tydelig anomali-skillen mellom Lofoten og Vesterålen. Figuren viser også kjente lineamenter, bruddsoner og overføringssoner. Modifisert etter Tsikalas et al. (2008).

## 4 Diskusjon

### 4.1 Innledning

Hovedmålet med denne oppgaven har å studere sammenhengen mellom paleozoiske og mesozoiske forkastninger som befinner seg på land og til havs i Lofoten. Basert på tolkning av observasjoner gjort i felt og observasjoner gjort på seismikkdata, DEM-data og magnetisk anomali-data, er det utarbeidet en tektonisk modell for Leknes-grabenens dannelse (geometri og kinematikk) og utvikling i rom og tid sett i relasjon til bassengdannelser i Vestfjordbassenget og Ribbebassenget (Fig. 30), samt et profil som strekker seg fra Vestfjordbassenget, over Lofotryggen og Ribbebassenget (Fig. 32). Resultatene vil bli diskutert i det følgende kapittelet.

### 4.2 Diskusjon av landskap og storskala lineamenter

Alpint landskap defineres som et område bestående av mange skarpe fjellrygger, tinder, botner og U-daler (Osmundsen et al. 2010). Alpin topografi blir ikke bare formet som følge av erosjon, men ser ut til å ha en klar sammenheng med aktive fjellområder og tektonisk aktivitet (Cox et al. 1999). Mens alpine landskap generelt kjennetegnes ved høye relieff, er det vanlig at alpine landskap ved passive kontinentalmarginene viser et noe lavere relieff (Ben & Evans 2010). Landskapet i Lofoten-Vesterålen er et av de tre mest definerbare alpine landskapene i Norge (sammen med Lyngen og Møre og Romsdal region) (Osmundsen et al. 2010). Lofoten-Vesterålen ligger i tillegg på den passive Lofoten-Vesterålen marginen og det er derfor underlig at et slikt landskap nettopp befinner seg her. Regionen har i midlertid blitt utsatt for oppløfting og den prekambriske berggrunnen i Lofoten antatt eksponert som et metamorf kjernekompleks (Osmundsen et al. 2005; Steltenpohl et al. 2009) som følge av ekstrem skorpestrekking og fortynning av litosfæren (Faleide et al. 2008) i løpet av jura – tidlig kritt (f.eks. Færseth et al. 1997; Osmundsen et al. 2002; Osmundsen & Ebbing 2008). Apatitt fisjon-spor (AFS) og interferometrisk syntetisk apearatur radar (InSAR) data, viser at noen av forkastingene som ble dannet i løpet av jura-kritt (f.eks. Ramberg et al. 1977; Gabrielsen & Ramberg 1979; Olesen et al. 1997; Gabrielsen et al. 2002; Bergh et al. 2007) er reaktivert og er fremdeles aktiv den dag, i det Norske alpine landskapet (Osmundsen et al. 2009; Osmundsen et al. 2010).

Osmundsen et al. (2010) argumenterte for at det er en klar sammenheng mellom alpine landskap og sprø forkastninger av kritt til kenozoikum alder i Norge. Fjellene som omslutter Leknesgraben på Vestvågøya kan med sine skarpe fjellrygger, tinder, botner og U-daler defineres som et alpint landskap. En del av disse landskapstrekkene er åpenbart dannet som følge av glasial erosjon (Lidmar-Bergström et al. 2009), men en rekke andre observasjoner gjennom feltarbeid og studie av DEM bilder gir indikasjoner på at fjellenes utforming kan være sterkt påvirket av tektonisk aktivitet. Det mest iøynefallende observasjonen er fjellenes asymmetriske form, med en bratt side (skrent) og en slakt innoverhellende flate mot Leknesgraben. Brattssidene til fjellene i NV faller konsekvent mot NV og Ribbanbassenget, mens brattsidene til fjellene i SØ faller konsekvent mot SØ og Vestfjordbassenget (Fig. 7 a- c). Fjellenes brattsider danner også lineamenter med N-S trend, likt Leknesgraben og de mange normalforkastningene som befinner seg på sokkelen og i Vestfjordbassenget (Fig. 1 og 5) (Bergh et al. 2007). Brattssidene viser ett fall på > 60 grader og tolkes å falle sammen med mulige grenseforkastninger som avgrensner Leknesgraben, noe som også er dokumentert ved bruddanalyser bl.a. i Offersøykammen (Fig. 19 a, c, d, e). Sprekkesonen og brenningshulen som er vist i figur 19 representerer trolig en forkastningssone hvor det har foregått tilnærmet slip-bevegelse, selv om det ikke ble funnet slickensides som direkte beviser dette. Den kinematiske tolkningen er basert på observasjoner av det asymmetriske landskapet, og kinematiske observasjoner på andre lokaliteter på Vestvågøya (f.eks. kinematikk på Vian og vegskjæringen mellom Stamsund Steine. Se kap 4.3). Dette gjør at fjellene kan tolkes til å være roterte forkastningsblokker, hvor de bratte fjellssidene som har en vinkel større enn 60 grader representerer forkastningsblokkens grenseforkastning, mens de slake sidene som faller inn mot Leknesgraben er paleoflater som en gang har vært horisontale, før rotasjonen av forkastningsblokken tiltråtte (Fig. 5, 7 a- c og 17). (Osmundsen et al. 2010).

Fjellene på Vestvågøya viser også interne bruddmønstre som indikerer at de er dannet i et ekstensjonssystem hvor roterte forkastningsblokker ofte blir dannet (Gawthorpe et al. 2002). Forkastninger og bruddplan som faller motsatt vei av hovedskrentene tolkes å være antitetiske brudd til de store grenseforkastningene (Fig 14 a og 19 b). At brattskrentene til de asymmetriske fjellene overlapper med antatte regionale forkastninger (Hansen et al. 2011; 2012), underbygges av høy bruddtetthet nærme de antatte store forkastningene (Fig 14 a og 19 a - e). Aspektkart (Fig 6) viser også at de dominerende

storskala hellingsflatene i landskapet systematisk faller i samme retning som de regionale sprø strukturerne inklusiv Leknesgrabens NØ-SV strøkkretning.

Storskala linementene som hører til populasjon 1 og 2 (f.eks. ØLGF, VLGF, Offersøyforkastning og de N-S orienterte lineamentene som finnes i Busknesfjorden og Storfjorden (Fig. 5) danner romboedriske mønstre som er blitt gjenkjent i flere tidligere studier langs den norske kontinentalmarginen (f.eks. Roberts & Lippard, 2005; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012; Indrevær et al. 2014).

#### 4.3 Diskusjon av forkastninger og bruddsett på land

Basert på studier av ulike lokaliteter rundt om på Vestvågøya er det identifisert ulike sprø forkastninger og bruddsett som kan linkes landskapet på Vestvågøya og dannelsen av Leknesgraben og forkastningene som finnes i Vestfjorden og Ribbebasenget.

Vestvågøya består hovedsakelig av homogene massive mangerittiske granitt intrusjoner, mangerittisk ortogneis og paragneis (Fig. 3). Bergartene hører til den proterozoiske AMGC samlingen av intrusjoner i Lofoten-Vesterålen. Lengst SØ på Vestvågøya ligger Leknesgruppen som er av kaledonsk alder (Kap. 1.3.5) (Tull 1977, Corfu 2004b). Bergartene er alle penetrert av sprø brudd, men noen områder viser større bruddtetthet enn andre. Spesielt kysten av Vestvågøya eksponerer mange brudd. Det er ikke funnet forkastninger som direkte viser offset (foruten om i Leknesgruppen, Fig. 21 a), men den høye bruddtettheten langs kysten og de mange bruddene som sammenfaller med de bratte fjellskrentene der (Fig 14 a, og 19), indikerer at det har foregått stor forkastningsaktivitet her. De bratte fjellsidene som stuper ned i havet tolkes derfor til å representere grenseforkastninger til store roterte forkastningsblokker (kap 4.2) (Osmundsen et al. 2010). Tull (1977) tolket derimot mange av bruddsystemene på Vestvågøya til å være postglasiale brudd, dannet etter tilbaketrekkingen av isen i pliocene. Selv om dette kan stemme er det ikke til å unngå å tolke mange av bruddene til å være tektonisk styrt. Dette underbygges blant annet med at mange av de kartlagte strukturerne på den norske kontinentalmarginen (Blystad et al. 1995, Løseth & Tveten 1996; Bergh et al 2007; Hansen et al. 2009; 2012) viser klare likhetstrekk til de observerte bruddene på Vestvågøya. Dette gjenspeiles blant annet i de tre populasjonene med lineamenter, brudd og forkastninger som er kartlagt på Vestvågøya

i løpet av denne studien.

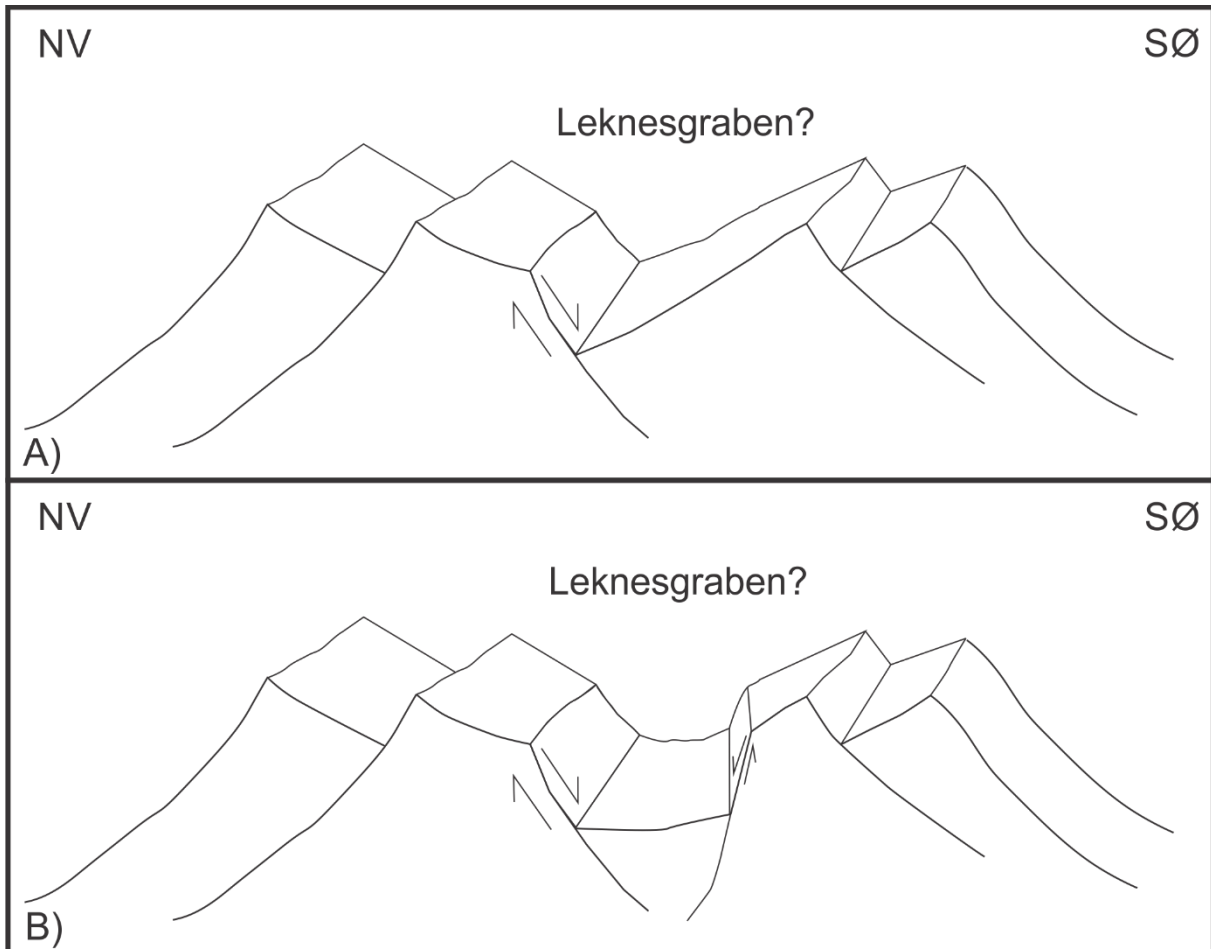
De kartlagte forkastningene og bruddsettene kan deles inn i tre populasjoner avhengig av deres strøk-orientering. Populasjon 1 har N - S til NNØ-SSV orientering og faller både mot Ø, V, NNV og SSØ. Populasjon 2 har NØ – ØV til Ø - V strøk orientering og faller mot NV, SØ N og S. Populasjon 3 har VNV - ØSØ til NV-SØ orientering og faller mot SSV, NNV, SV og NØ. Bruddene viser jevnt over lineær eller svakt kurvet geometri og det ser ut til at brudd og forkastninger med NØ-SV orientering er de mest dominerende. Bruddene med NNØ-SSV og NØ-SV trend går tilnærmet parallelt med de store strukturene i studieområdet (f.eks. Utrøstryggen, Ribbanbassenget, Lofotryggen Vestfjordbassenget VLGF og ØLGF). Mangen av bruddsonene inneholder kataklasitt og forkastningsmel (Fig. 14 a og 19 c,d,e). Disse bruddene tenkes derfor være forkastninger og å ha en klar link til dannelsen av de største strukturene i studieområdet, inklusiv Leknesgraben.

Alle bruddsettene viser bratt fall (> 60 grader) (Kap. 2.2) noe som samsvarer med de bratte fjellssidene langs den nordøstlige og sørvestlige kysten av Vestvågøya (Kap 2.1). Brudd tilhørende populasjon 1 og 2, med bratt fall mot Ø,V, NV, SØ, N, S og VNV viser bruddflater med slickensides som indikerer tilnærmet dip-slip med sinistral skrå sidebevegelse. Horsetailstrukturer ved Offersøy (Fig. 20 a) indikerer dextral bevegelse for brudd tilhørende populasjon 1 og 2. Relay strukturer på samme område indikerer NV-SØ ekstensjon og normalforkastninger (Fig. 20 b) Det kan derfor tenkes at de storskala normalforkastningene i området hovedsakelig har hatt dip-slip kinematikk med dextral og sinistral skrå sidebevegelse.

Sør-øst i Leknesgraben går den NØ-SV orienterte Offersøyforkastningen, som har nedforkastet Leknesgruppen (Klein & Steltenpohl, 1999) (Fig. 4 a) og er tenkt å danne den nordvestlige grenseforkastningen til Leknesgraben. Det er ikke funnet tilvarende forkastninger langs den østlige grensen til Leknesgraben, noe som gir grunnlag for å tolke Leknesgraben til å være en halvgraben som faller mot NV (Fig 29 a). Det har ikke lyktes i å finne tydelige spor etter store forkastningssoner NØ for Offersøyforkastningen, noe som tyder på at Offersøyforkastningen og Leknesgraben dør ut mot NØ.

Linje GMNR – 94 – 108L (Fig. 24) krysser den sørligste delen av Lofotryggen som viser en intern graben med grenseforkastninger både i NV og SØ. Både den og Leknesgraben viser en lengde på ca 1 km (Fig 8 c og 22 a). Det er grunn til å tro at denne grabenen kan være en analogi til Leknesgraben, noe som gjør det litt mer uklart om hvorvidt Leknesgraben er en

halv eller fullgraben, men de foreløpige observasjonene tilsier at Leknesgraben er en halvgraben.



Figur 29 Enkle skisser som illustrerer de to potensielle geometriene for Leknesgraben A) Leknesgraben illustrert som en halvgraben. B) Leknesgraben illustrert som en vanlig/full graben.

#### 4.4 Diskusjon av seismisk data og tolkning

Basert på tolkning av seismisk data og magnetisk anomalikart, kan det krystalline prekambriske grunnfjellet i studieområdet (Utrøstryggen, Ribbanbassenget, Lofotryggen og Vestfjordbassenget) defineres som en basseng-rygg provins som har en tilnærmet NØ-SV orientering (Fig. 1, 23 og 28).

Det prekambriske grunnfjellet er dekket av til sammen 5 ulike sedimentære sekvenser. (I) Sedimentære perm – jura bergarter viser en tilnærmet konstant tykkelse fra SØ til NV langs de tolkede profilene i Ribbanbassenget. I Vestfjorden ser det ut til at sekvensen øker i tykkelse fra SV mot NØ. Denne tolkningen er blant annet basert på magnetisk anomalikart (Fig. 28) pga dårlig kvalitet på seismikken NØ i Vestfjordbassenget. (II)

Sedimentære tidlig kritt bergarter utgjør de tykkeste sekvensene i Ribban- og Vestfjordbassenget og viser tilnærmet jevn tykkelse i de to respektive bassengene. (III) Sedimentære sen kritt bergarter viser noe varierende tykkelse fra SV til NØ i Ribbanbassenget og Vestfjordbassenget. Jurakrittbergartene i Ribbe- og Vestfjordbassenget har stor tykkelse pga de er rester etter en epoke med omfattende mengder sedimenter ble avsatt langs store deler av Norge. Bergartene ble nedforkastet og videre avsatt roterte halvgrabner i løpet av en tektonisk aktiv periode i tidlig til sen kritt. Nedforkastningen gjorde at sedimentene unslapp omfattende erosjon i tertiær og pliocen (Bøer et al. 2010). (IV) En paleogen sekvens viser tilnærmet konstant tykkelse fra SV til NØ i Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget. Sekvensen er ikke kontinuerlig i Ribbanbassenget. Fra SØ til NV og blir sekvensen i Havbåean sub basseng kuttet av Utrøstryggen. (V) Den neogene til kvartære sekvensen er den eneste sekvensen som dekker havbunnen uten å bli kuttet av grunnfjellet i Ribbanbassenget og Vestfjordbassenget. Tykkelsen fra SV til NØ er tilnærmet konstant.

De fleste sekvensene i Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget er på en eller annen måte kuttet av forkastninger som enten faller mot NV eller SØ. Alle sekvensene viser pålappstrukturer og /eller tykkelsesøkning mot de forkastingene de grenser til, noe som indikerer tidspunktet for når forkastningene og bassengene initierte og hvor lenge de har vært tektonisk aktive. Ribbanban- og Vestfjordbassengets perm-jura sedimenter som viser tykkelsesøkning/pålappstrukturer mot ØLGF og VLGF, indikerer at bassengene er av sen paleozoisk eller tidlig mesozoisk alder. Dette passer godt med tidligere undersøkelser (Olesen et al. 2002; Davids et al 2013). 40Ar/39Ar datering av K-feldspat prøver fra sprø ekstensjonsforkastninger i Vestfjorden-Vanna forkastningskompleks viser at Vestfjordbassenget åpnet seg som følge av to hovedperioder med Ø-V rettet postorogen kontinental rifting. Den første riftingen foregikk ved ca. 272 Ma i tidlig perm, mens den andre perioden foregikk ved ca. 236 i midtre trias (Steltenpohl et al, 2009). Blystad et al, (1995) antydte derimot at Vestfjordbassenget initierte som følge av skorpestrækking i sen/midtre-tidlig kritt og at det trolig utviklet seg i tett relasjon til Ribbanbassenget og Utrøstryggen. De nyeste dateringene av Vestfjordbassenget (Steltenpohl et al, 2009) og de tolkede sedimentære perm-jura bergartene i linjene GMNR-94-108L, LO87R08-08 og LO86R07-12 indikerer at også Ribbanbassenget er av perm-jura alder. Bergh et al. (2007) skriver også at de intrakrustale bassengene på Lofotenmarginen er overveiende fylt med tidlig til sen kritt bergarter, men trolig også sedimentære perm-jura bergarter. Men Linje



LO87R07 – 08 (Fig. 23) og Linje GMNR – 94 – 108L (Fig. 24) viser vesentlig tykkere perm-jura sekvenser i Vestfjordbassenget enn hva de viser i Ribbebassenget. En mulig forklaring kan være at Vestfjordbassenget er eldre enn Ribbebassenget.

Kun de største forkastningene i Studieområdet (ØLGF, VLGF og grenseforkastningene til Utrøstryggen) kutter det prekambriske krystallinske grunnfjellet til paleogen-neogen sekvensene. Dette indikerer at de var aktiv helt frem til neogen, eller at de fortsatt er aktiv den dag i dag. De interne forkastningene i Ribbebassenget kutter kun det prekambriske krystallinske grunnfjellet, perm-jura og tidlig kritt sekvenser, noe som indikerer at deres forkastningsaktivitet opphørte i tidlig kritt. Det er ikke observert noen krysskutting mellom de ulike forkastningene, noe som gjør det vanskelig å bestemme deres relative alder i forhold til hverandre, men Bergh et al. (2007) deler de ulike forkastningene inn i 3 ulike populasjoner, hvor VLGF blir antatt å tilhøre populasjon 2 og å ha tidlig til sen kritt alder, mens grenseforkastningene til Utrøstryggen er antatt å tilhøre populasjon 1 og ha perm-jura alder.

Alle de tolkede forkastningene viser generelt en listrisk geometri med bratt fall enten mot NV eller SØ. Forkastningenes er tilsvarende lik de observerte forkastningsplanene på land, f.eks. brattsiden til Offersøykammen som faller mot NV (Fig. 17, 19 a) og brattsiden til Kattberget som faller mot SØ (Fig. 14 a). Ved å korrelere de tolkede forkastningene mellom de ulike seismiske linjene blir det tydelig at de kan linkes til hverandre og at de danner sammenhengende forkastningskomplekser, med tilsvarende NØ-SV trend som dannes av Leknesgraben og de roterte forkastningsblokkene langs kyststripen av Vestvågøya.

#### 4.5 Onshore-offshore korrelasjon av forkastninger ved bruk av batymetri og magnetisk anomalidata

Vestfjordbassenget viser tydelige strømlinjede glasiale NØ-SV lineasjoner (Ottesen et al. 2005) og viser tydelig at regionen har vært utsatt for glasial erosjon som har påvirket havbunns morfologien i området (Fig 22 a). Den grunne strandflaten rundt Vestvågøya viser derimot ikke tilsvarende lineasjoner (Fig 27 a). Dette skyldes hovedsakelig at Vestfjorden har blitt fylt med sedimenter (Bergh et al. 2007), mens den grunne strandflaten rundt Vestvågøya trolig stort sett består av hard krystallinsk prekambrisk grunnfjell kun dekket av et tynt lag med sedimenter grunnet heving og isostatisk oppløft i sen kenozoikum (Tull,

1977; Løseth & Tveten 1996). Det tydeligste lineamentet som vises på batymetri dataene (Fig. 27 b) er den NØ-SV orienterte ØLGF som markerer skillet mellom Vestfjordbassenget og Lofotryggen. ØLGF er også gjenkjennelig på magnetiske anomalikart og vises på alle de tolkede seismiske linjene, foruten om linje LO86R07 – 12 (Kap 3.1.4). Resten av den grunne strandflaten rundt Vestvågøya viser tilsvarende lineamenter som er tolket på land og i Vestfjord- og Ribbebassenget. Lineamentene som er tolket på batymetrien representerer trolig forsenkninger, skrenter, traue og andre overflateformelementer, som er styrt av sprøbrudd og forkastninger (Indrevær & Bergh, 2014).

Lineamentene som er identifisert på havbunnen kan kategoriseres i tre ulike populasjoner slik som i de foregående kappitlene (Kap 2). Populasjon 1 og 2 ser ut til å danne et romboedrisk mønster både på land og på den grunne strandflaten rundt Vestvågøya (Fig. 28). Dette mønsteret er gjenkjent i flere tidligere studier langs den norske kontinentalmarginen (f.eks. Roberts & Lippard, 2005; Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012; Indrevær et al. 2014). Storskala lineamenter som ØLGF, VLGF, Offersøy forkastning og de N-S orienterte lineamentene som finnes i Busknesfjorden og Storfjorden (Fig. 5) danner også romboedriske mønstre på og rundt Vestvågøya.

Like SV for Vestvågøya ser det ut som om tre ulike lineamenter fra populasjon 1, 2 og 3 danner en fordypning i havbunnen (Fig. 27 a-b). Denne fordypningen tolkes til å muligens være ett mindre mesozoisk baseng som ble dannet som en intern asymmetrisk struktur/halvgraben på Lofotryggen. Tilsvarende interne asymmetriske bassenger på Lofotryggen er blant annet lokalisert i Sortlandssundet og Gavlfjorden (Davidson et al. 2001; Bøe et al. 2010). Bassenget er også tolket på den seismiske B – 28 – 73R14 linjen (Fig. 25 b) og viser med det lik geometri til Ribbebassenget, Vestfjordbassenget (Blystad et al. 1995) (Fig. 23 b) og muligens Leknesgraben dersom det stemmer at den er en halvgraben (Fig. 29 a).

Det magnetiske anomalidataene (Fig. 28) som markerer grunnfjellsryggene og bassengene på LVM ser ut til å sammenfalle med de tydeligste offshore forkastningene i Lofoten, blant annet ØLGF og VLGF. Det er vanskelig å tolke disse strukturene ved kun å bruke magnetisk anomalikart, men ved å sammenligne kartet med seismikk og batymetri er det likevel mulig å tolke tilstedeværelsen av de to NØ-SV orienterte forkastningene/forkastningssonene som viser lik trend til lineamenter, brudd og forkastninger som tilhører populasjon 1 og 2 og er kartlagt på Vestvågøya (Kap. 2)

#### 4.6 Tidfesting av forkastninger

Basert på krysskuttende relasjoner mellom brudd og forkastninger på land og tidligere studier av Lofoten – Vesterålen, er det mulig å anslå relativ og absolutt alder til de ulike bruddpopulasjonene som danner Leknesgraben på Vestvågøya og de sideliggende sedimentære bassengene Ribbe- og Vestfjordbassenget.

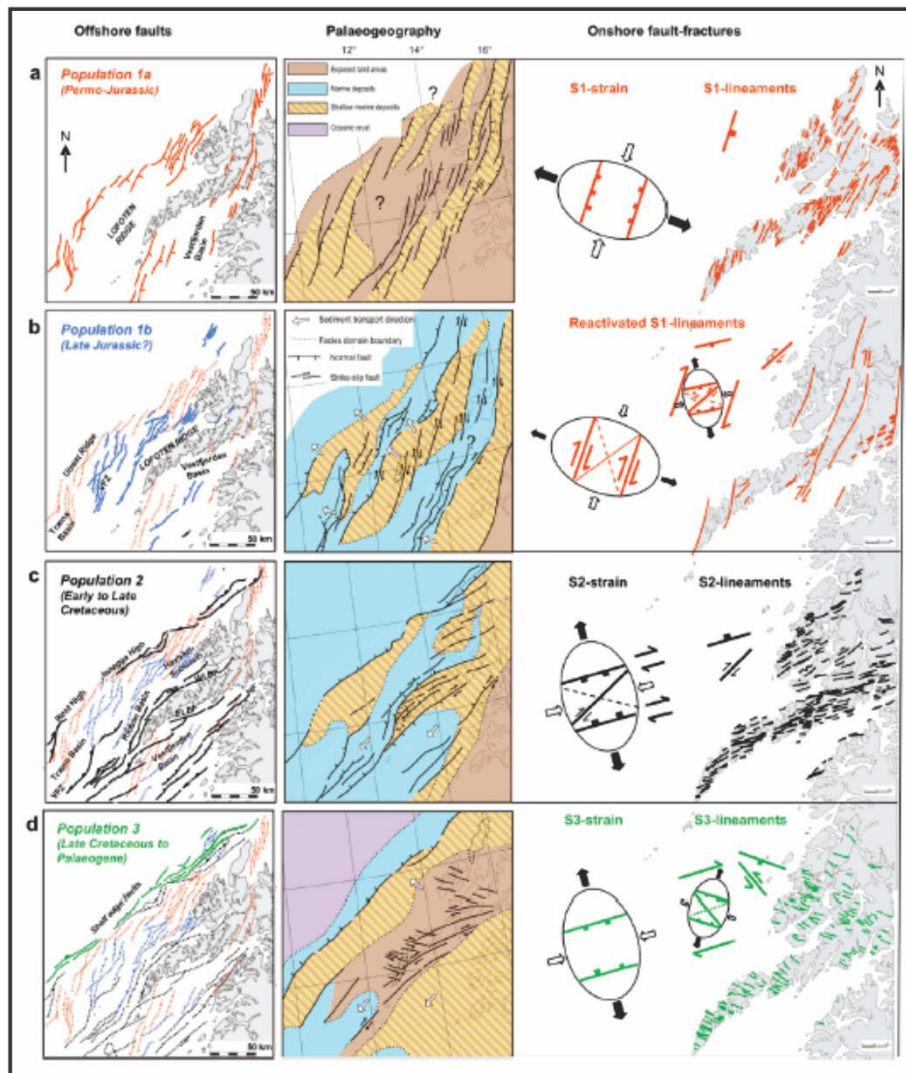
Det kan se ut som om brudd og forkastninger tilhørende populasjon 1 er den eldste av de tre populasjonene. Denne populasjonen blir krysskuttet av populasjon 2 (Fig. 10 a-b). Videre ser det ut til at populasjon 2 blir krysskuttet av populasjon 3 (Fig. 18 a-b). Det er ikke observert klare eksempler på det motsatte (dvs. at populasjon 3 kutter populasjon 2 og at populasjon 2 kutter populasjon 1).

Wilson et al. (2006) kartla lineamenter, brudd og forkastninger i Lofoten-Vesterålen og kategoriserte dem i 4 ulike systemer, S0 – S3: S0 N-S, S1 NNØ-SSV til NØ-SV, S2 ØNØ-VNV til Ø-V, S3 ØSØ-VNV til SØ-NV. S3 ble tolket til å være yngst, mens S1 og S2 ble tolket til å være dannet synkront da begge de to systemene krysskuttet hverandre.

Teorien som innledningsvis ble nevnt i dette kapitlet, om at de tre populasjonene har ulik alder hvor populasjon 1 er eldst og populasjon 3 er yngst, samsvarer med Bergh et al. (2007) sin modell (Fig. 30). Den tolker de tre ulike populasjonene til å være dannet i løpet av perm – jura (populasjon 1), tidlig til sen kritt (populasjon 2) og sen kritt til paleogen (populasjon 3). Dannelsen av de ulike populasjonene skyldes suksessiv endring av hovedstressaksene i løpet av riftingen av marginen i Lofoten-Vesterålen. Denne modellen blir støttet av platerkonstruksjoner av den norske og grønlandske passive marginen (Ziegler 1988, 1989; Lundin & Doré 1997; Doré et al. 1999; Roberts et al. 1999; Mosar et al. 2002) og studier av paleomagnetiske anomalier (Roest & Strivastava 1989; Torsvik et al. 2001 a, b, Mosar et al. 2002; Torsvik & Cocks 2005 Olesen et al. 2007, Torsvik & Cocks 2005) som foreslår progresiv Ø-V rettet rifting fra perm-jura (250-150 Ma) til tidlig kritt (100 -90 Ma) for så å bli endret til en VNV-ØSØ til NV-SØ divergerende tektonikk i tidlig/sen kritt og paleogen, før den siste uniforme NV-SØ rettede havbunns-spredningen foregikk i eocen (Bergh et al. 2007).

Brudd og forkastninger observert på land som tilhører populasjon 1 og 2 har tilsvarende orientering og bratt fall mot NV og SØ som forkastningene på Utrøsthøyden,

Ribban- og Vestfjordbassenget. Basert på disse observasjonene, og dateringer som viser at forkastninger på land i Lofoten-Vesterålen er av sen karbon jura-alder (Osmundsen et al. 2002; Steltenpohl et al. 2009; Davids et al. 2013) og forkastninger på LVM er av tilsvarende alder (Bergh et al. 2007; Hansen et al. 2012) gjør det mulig å si at det er en klar sammenheng mellom forkastningene på Vestvågøya, Ribban- og Vestfjordbassenget og tolke de sprø forkastningene i Leknesgraben til å ha initiert mellom sen devon og jura.



Figur 30 Viser kronologisk og kinematisk utvikling av populasjoner og lineamenter på Lofotryggen, Vesterålen, Vestfjordbassenget og marginen. Figur 30 samsvarer med observasjoner gjort i løpet av denne studien. Populasjon 1 a og 1 b er kun definert som populasjon 1 i denne oppgaven. Fra Bergh et al. (2007)

#### 4.7 Strukturell utvikling av Leknesgraben

Studiene av Lofotryggen, Ribban- og Vestfjordbassenget har gjort det mulig å foreslå en tentativ tektonisk modell for den strukturelle evolusjonen til Ribbe- og Vestfjordbassenget og Leknesgraben på Vestvågøya. Denne modellen er basert på egne observasjoner, samt tidligere foreslåtte modeller for dannelsen av det vi i dag kjenner som Lofoten - Vesterålen.

Ribbanbassenget, Vestfjordbassenget (Blystad et al. 1995), Leknesgraben og det lille bassenget på den grunne havbunnen SØ for Vestvågøya har parallell plassering og orientering og tolkes til å være halvgrabner. Det er derfor grunnlag for å anta at disse grabensystemene har hatt en tilnærmet lik utviklingshistorie. Både Vestfjordbassenget, Leknesgraben og det lille mesozoiske bassenget på den grunne marginen SØ for Vestvågøya (Fig 25 a-b og fig 27 a-b) faller mot NV, mens Ribbanbassenget faller mot SØ. VLGf skiller Loffotryggen fra Ribbanbassenget, mens ØLGF skiller Lofotryggen fra Vestfjordbassenget (Bergh et al. 2007). Offersøy forkastning (Klein & Steltenpohl 1999) er grenseforkastningen til Leknesgraben.

Halvgrabner er karakteristiske strukturer på passive kontinentalmarginer (Bally, 1981; Leeder, 1987) og inneholder ofte interne roterte forkastningsblokker og rolloverstrukturer (Gibbs, 1983; 1988; Sanchis & Seranne, 2000). Dette er tilfellet i Ribbanbassenget ved den nordvestlige marginen i bassenget hvor en rolloverstruktur markerer overgangen til Utrøstryggen (Fig 26 a-b). Vestfjordbassenget har også interne roterte forkastningsblokker på marginen som grenser mot fastlandet i øst (Blystad et al. 1995). Det er ikke observert tydelige relieff i landskapet som markerer interne roterte forkastningsblokker i Leknesgraben, men målinger og observasjoner fra masseuttaket på Vian (Fig. 11 a-f), fastslår at det også har foregått forkastningsaktivitet i sentrum av Leknesgraben.

Dersom de foreslåtte alderne til de sprø ekstensjonsforkastningene på Vestvågøya stemmer (kap 4.6), vil det være grunnlag for å anta at de roterte forkastningsblokkene har nedforkastet den kaledonske metasedimentære Leknesgruppen som ble skjøvet opp på Lofotryggen under dannelsen av kaledonske fjellkjeden i midtre ordovisium (Klein & Steltenpohl, 1999; Corfu, 2004 b). Nedforkastningen av Leknesgruppen i Leknesgraben har trolig bidreart til å bevare den fra senere eksumering på Lofotryggen (Steltenpohl et al 2009; Løseth & Tveten 1996).

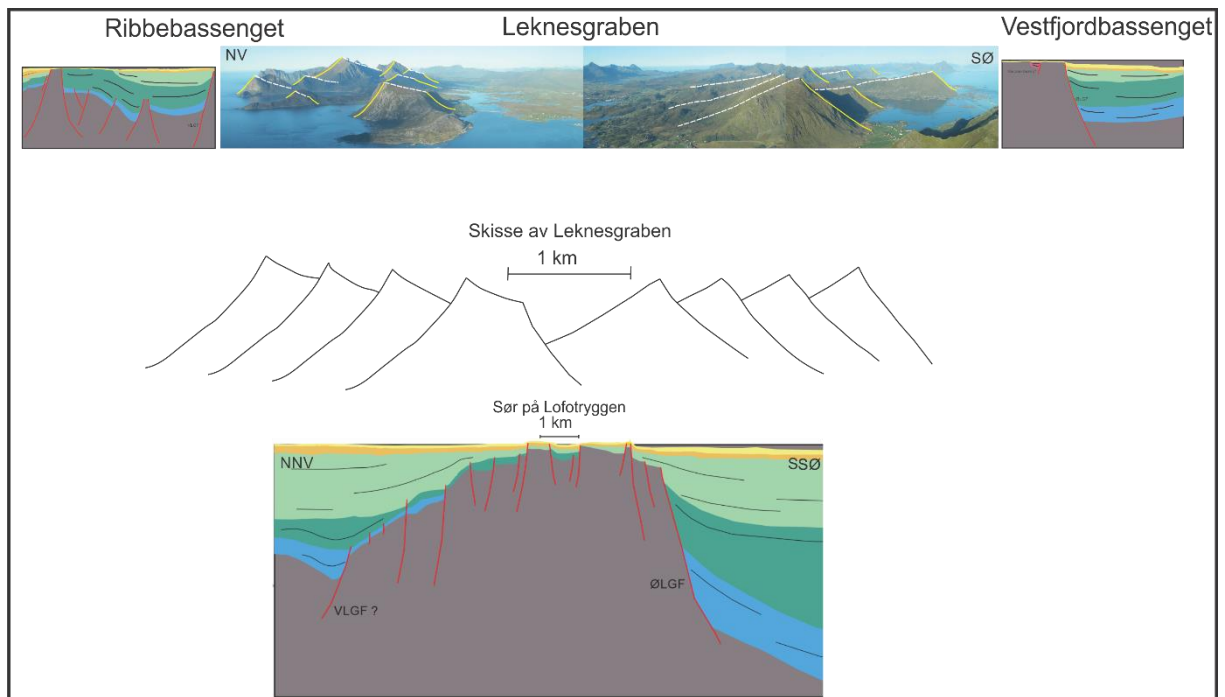
En oppsummering av den tektoniske utviklingen av Ribbanbassenget, Vestfjordbassenget og Vestvågøya kan i grove trekk oppsummeres slik:

1. Området som i dag utgjør grunnfjellet i Lofoten- Vesterålen ble intrudert av AMCG intrusiver i løpet av to perioder i paleoproterozoikum (1870 – 1860 Ma og 1800 - 1790 Ma) (Corfu, 2004 b; Griffin et al. 1978).
2. Lofoten – Vesterålen tilhørte Baltica og ble delvis subdusert under Laurentia i løpet av den Skandinaviske kaledonske fjellkjededannelsen (Van Roermund, 2009) (Fig 31 a). Under denne perioden ble de kaledonske skyvedekkene skyveforkastet opp på det som i dag er fastlandet (Griffin et al. 1978; Tveten, 1978; Olesen et al. 1997). Leknesgruppen ble også skyveforkastet opp på det som i dag er Vestvågøya (Corfu 2004 a; Klein & Steltenpohl 1999). Teorien om at Leknesgruppen er rester av de kaledonske skyvedekkene på fastlandet er usikker ettersom det ikke har latt seg gjøre å korrelere den med noen av de kaledonske skyvedekkene på fastlandet Corfu (2004 b).
3. Etter kollapsen av den kaledonske fjellkjeden og frem til kenozoikum ble regionen utsatt for en rekke perioder med ekstensjon, rifting og sprø deformasjon (Faleide et al. 2008; . Vestfjorden- Vanna forkastningskompleks initierte i tidlig kritt, noe som førte til dannelsen av Vestdjordbassenget (Steltenpohl et al, 2009). Vestfjordbassenget initierte trolig synkront med Ribbebassenget og Lofotryggen (Blystad et al 1995). Et metamorf kjernekompleks under Lofoten-Vesterålen utviklet seg i løpet av mesozoikum som følge av storskala ekstensjon (f.eks, Mjelde et al. 1993; Steltenpohl et al. 2004; Tsikalas et al. 2005; Faleide et al. 2008) (Fig. 31 B)
4. I løpet av jura-kritt forgikk det ekstra stor sedimentering i bassengene som utviklet seg for fullt (Bergh et al 2007). De tolkede forkastningene og sedimentære bergartene i Ribbe- og Vestfjordbassenget indikerer at det hovedsaklig var under denne perioden Leknesgraben ble utviklet (Fig 31 c-d).
5. I løpet av en sen kenozoikum ble hele Lofoten-Vesterålen hevet og erodert som følge av kompresjonskrefter fra spredningsryggen (ridge push). Dette førte igjen til inversjon, erosjon og videre heving videre inn i kvartær (Løseth & Tveten 1996). Leknesgraben ble da utsatt for glasial erosjon og geomorfologien i området ble utviklet tilnærmet slik den fremstår i dag (Fig. 31 d-e).

Periode	Tektonisk hendelse	Beskrivelse	Illustrasjon
Ordovisim-tidlig devon	Kollisjon mellom Baltica og Laurentia	Kollisjonen fører til dannelse av den kaledonske fjellkjede som legger grunnlag for de kaledonske skyvedekkene som befinner seg på det norske fastlandet.	A 
Sen devon-trias	VNV-ØSØ ekstensjon	Initiering av Ribbe og Vestfjordbassenget. Ekstensjon fører til dannelsen av forkastninger tilhørende populasjon 1 og oppløft og dannelse av metamorf kjernekompleks utvikles.	B 
Jura-Kritt	VNV-ØSØ til NNV-SSØ ekstensjon	Hoveddrift av Lofoten-Vesterål marginen (LVM). Enda mer heving av LVM som følge av ekstensjon. Populasjon 2 forkastninger dannes.	C 
Sen kitt til paleogen	NNV-SSØ ekstensjon	Nærbilde av Vestvågøya. Roterte forkastningsblokker er godt utviklet. Populasjon 3 forkastninger dannes.	D 
Sen kenozoikum	Kompressjon	Kompressjon, erosjon og isostatisk oppløft av LVM.	E 



Figur 31 A-E viser en tentativ modell for utviklingen av Ribbe- og Vestfjordbassenget og Leknesgraben på Vestvågøya



Figur 32 viser likheter mellom roterte forkastningsblokker og grabener på Vestvågøya, i Ribbebassenget, Vestfjordbassenget og den sørlige delen av Lofotryggen. Leknesgraben og den (hel) grabenen sør på lofotryggen viser tilnærmet lik størrelse.



## 5 5 Konklusjon

Denne studien har fokusert på å studere sammenhengen mellom forkastninger på land og forkastninger som befinner seg i på marginen i Ribbebasenget og i Vestfjordbasenget. Tolkninger gjort av strukturelle feltobservasjoner, DEM bilder, batymetri data, seismiske data og magnetisk anomalikart, har dannet grunnlag for denne oppgaven og for en tentativ modell som forklarer utviklingen av Leknesgraben på Vestvågøya (Fig. 32). Studien har ført til følgende konklusjoner:

1. De prekambriske bergartene på Vestvågøya viser sprø brudd og forkastninger som kan deles inn i tre populasjoner: (I) Populasjon 1 har N-S til NNØ-SSV trend, (II) populasjon 2 har NØ-SV til Ø-V trend, (III) populasjon 3 har VNV-ØSØ til NV-SØ trend.
2. De tre ulike populasjonene med lineamenter, brudd og forkastninger på Vestvågøya er en del av et større regionalt mønster langs den midt- nordnorske passive kontinentalmarginen.
3. Brudd og forkastninger på Vestvågøya har tilsvarende fall og geometri til lineamenter på den grunne strandflaten rundt Vestvågøya og forkastninger i Ribbe og Vestfjordbasenget.
4. De asymmetriske fjellene langs den nordøstlige og sørvestlige kyststripen på Vestvågøya representerer roterte forkastningsblokker.
5. De roterte forkastningsblokkene og det flate landskapet på Vestvågøya danner ett halvgrabensystem som har nedforkastet den kaledonske metasedimentære Leknesgruppen.
6. Brudd og forkastninger tilhørende populasjon 1 og 2 har lik trend med de roterte forkastningsblokkenes grenseforkastninger og viser i tillegg høy tetthet i disse områdene.
7. Kinematiske analyser viser at normal-forkastninger tilhørende populasjon 1 og 2 på Vestvågøya har både normal dip-slipp bevegelse, skrå sinistral og skrå dextral sidebevegelse.

## 6 Referanser

- Andresen, A. & Forslund, T. 1987: *Post-Caledonian brittle faults in Troms: geometry, age and tectonic significance. The Caledonian and Related Geology of Scandinavia.* Cardiff, 22–23 Sept., 1989 (Conf. Abstract).
- Bally, A. W. 1981: *Atlantic-type margins. In Geology of passive continental margins.* American Association of Petroleum Geologists Education Course Note Series, 19, 1-48.
- Ben, D., Evans, D. J. A. 2010: *Glaciers and Glaciation*, 2nd Edition, Department of Geography
- Bergh, S. G., Eig, K., Kløvjan, O. S., Henningsen, T., Olesen, O., & Hansen, J. A. 2007: *The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Paleogene 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., & Tørudnakken, B. 1995: *Structural elements of the Norwegian Continental Shelf, Part II: The Norwegian Sea region.* Norwegian Petroleum Directorate Bulletin, 8, 45 pp.
- Brekke, H. 2000: *The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre basins.* Geological Society, London, Special Publications.
- Brekke, H., Sjulstad, H.I., Magnus, C. & Williams, R.W. 2001: *Sedimentary environments offshore Norway – an overview.*
- Bucher, K., and R. H. Grapes. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Caine, J. S., J. P. Evans, and C. B. Forster. 1996: —*Fault Zone Architecture and Permeability Structure.* *Geology* 24 (11): 1025.
- 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, 108-128.
- Corfu, F. 2004 a: *U-Pb age, setting, and tectonic significance of the anorthosite-mangerite- charnockite-granite- suite, Lofoten-Vesterålen, Norway.* *Journal of Petrology*, 45, 1799-1819.

- Corfu, F. 2004 b: *U-Pb geochronology of the Leknes Group: an exotic Early-Caledonian metasedimentary assemblage stranded on Lofoten basement, N-Norway*. *Journal of the Geological Society of London*, 161, 619-627.
- Cox, S. Stirling, M. W., Frederic Herman, Matthew Gerstenberger, and John Ristau 1999: *Potentially active faults in the rapidly eroding landscape adjacent to the Alpine Fault, central Southern Alps, New Zealand*, *Tectonics*
- 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.
- Dalland, A. 1981: Mesozoic sedimentary succession at Andøy, Northern Norway, and relation to structural development of the North Atlantic area. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir(7)*, 563-584.
- Davids, C., Benowitz, J. A., & Layer, P. (2012a). Constraining the Caledonian tectonic overprint in a Precambrian gneiss terrane 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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 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. 2012 b: Post-Caledonian onshore exhumation history of Troms, northern Norway, as constrained by K-feldspar <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and apatite fission track thermochronology. *Abstract and proceedings of the Geological Society of Norway. Onshore-Offshore relationship on the North Atlantic margin, Trondheim, October 17-18, 2012. NGF. Number 2, 2012*.
- Davids, C., Wemmer, K., Zwingmann, H., Kohlman, F., Jacobs, J., & Bergh, S. G. 2013: *KAr illite and apatite fission track constraints on brittle faulting and the evolution of the northern Norwegian passive margin*. University of Tromsø.
- Davidsen, B., Somaruga, A. & Bøe, R. 2001: *Sedimentation, tectonics and uplift in Vesterålen; Phase-1: Localizing near-shore faults and Mesozoic sediment basins*. Geological Survey of Norway Report 2001.111, 10pp.
- Davis, G.H. and Reynolds, S.J., 1996: *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons, Inc., 776 pp.

- Doré, A. G. 1991. *The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87, 441-492.
- Doré, A. G., Lundin, E. R., Jensen, L. N., Birkeland, Ø., Eliassen, P. E., & Fichler, C. 1999. *Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin*. In: Fleet, A.J. & Boldy, S. A. R. (eds) Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference(41-61).
- Doré, J.A. Cartwright, M.S. Stoker, J.P. Turner, N. White, 2002, *Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Exploration*. Special Publications - Geological Society of London, 196, 45-65.
- Eig, K. 2008. *Onshore and offshore tectonic evolution of the Lofoten passive margin, north Norway*. (PhD), University of Tromsø, Unpublished.
- Eig, K., & Bergh, S. G. 2011. *Late Cretaceous-Cenozoic fracturing in Lofoten, North Norway: Tectonic significance, fracture mechanisms and controlling factors*. Tectonophysics, 499, 190-205.
- Eig, K. 2008. *Onshore and offshore tectonic evolution of the Lofoten passive margin, north Norway*. (PhD), University of Tromsø, Unpublished.
- Eldholm, O., Sundvor, E. & Myhre, A.M. 1979: *Continental margin off Lofoten-Vesterålen, Northern Norway*. Marine Geophysical Researches, 4, 3-35.
- Eldholm, Olav; Tsikalas, Filippos; Faleide, Jan Inge. 2002. En mangfoldig kontinentalmargin. Geo. 5: 12-16.
- Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wolson, J., Eldholm, O. 2008. Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31(1).
- Forslund, T. (1988). *Post-Kaledonske forkastninger i Vest-Troms, med vekt på Kvaløyslettaforkastningen, Kvaløya*. Unpublished master thesis, University of Tromsø.
- 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*. Master thesis, University of Tromsø.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology* (3 ed.): Cambridge University Press.

- Fossen, H. Gabrielsen, R. (2005). *Strukturgeologi*: Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS.
- Fürsich, F. T., & Thomsen, E. (2005). *Jurassic bioata and biofacies in erratics from the Sortland area, Vesterålen, northern Norway*. Norges geologiske undersøkelse Bulletin, 443, 37-53.
- Færseth, R. B., Knudsen, T., Liljedahl, T., Midbøe, P., & Söderstrøm, B. 1997. *Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea*. Journal of Structural Geology, 19(10), 1285-1302.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J., & Roberts, D. (2002). *Tectonic lineaments of Norway*. Norwegian Journal of Geology, 82, 153-174.
- Gabrielsen, R. H., & Ramberg, I. B. 1979. *Fracture patterns in Norway from Landsat imagery: Results and potential use. Proceedings, Norwegian Sea Symposium, Tromsø, 1979*. Norwegian Petroleum Society.
- Gawthorpe, 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 Hamman Faraun fault block, Suez rift, Egypt*. Journal of Structural Geology, 25, 883-895.
- Gernigon, L., & Brönnner, M. (2012). Late Palaeozoic architecture and evolution of the southwestern Barents Sea: Insights from a new generation of aeromagnetic data. *Journal of the Geological Society of London*, 169, 449-459.
- Gibbs, A. D. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, 141, 609-620.
- Griffin, W. L., Heier, K. S., Taylor, P. N., & Weigland, P. W. (1974). General geology, age and chemistry of the Raftsund mangerite intrusion, Lofoten-Vesterålen. . *Norges geologiske undersøkelse* 312, 1-30.
- Gustavson, M. (Cartographer). (1974). Geologisk kart over Norge 1:250000, Narvik.
- 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, 391-303.

- 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 Cenozoic structural evolution and morphological implications*. Unpublished PhD-article, University of Tromsø.
- 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.
- Heier, K.S., 1960. *Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, Northern Norway*. Nor. Geol. Unders. 207, 1–246.
- 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, 485, 154-163.
- Henkel, H., & Guzman, M. 1977. *Magnetic features of fracture zones*. Geoexploration, 15, 173-181.
- Henningsen, T., & Tveten, E. (Cartographer). 1998. *Geologisk kart over Norge. Bergrunnskart ANDØYA, M 1 : 250 000*.
- Hodges, K.V. Bartley, J. M. Burchfiel, B. C. 1982. *Structural evolution of an A-type subduction zone, Lofoten-Rombak area. Northern Scandinavian Caledonides*. Department of Earth and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts 02139
- Indrevær, K. & Bergh, S. G., 2014. *Linking onshore-offshore basement rock architecture and brittle faults on the submerged strandflat along the SW Barents Sea margin, using high-resolution (5 x 5 m) bathymetry data*. Norsk Geologisk Tidsskrift.
- Indrevær, Kjetil; Stunitz, Holger & Bergh, Steffen G 2014. *On Palaeozoic-Mesozoic brittle normal faults along the SW Barents Sea margin: fault processes and implications for basement permeability and margin evolution*. Journal of the Geological Society.

- Indrevær, Kjetil; Bergh, Steffen G; Koehl, Jean-Baptiste; Hansen, John-Are; Schermer, Elizabeth & Ingebrigtsen, Arild 2013. *Post-Caledonian brittle fault zones on the hyperextended SW Barents Sea margin: New insights into onshore and offshore margin architecture*. Norsk Geologisk Tidsskrift.
- Jackson, J. A. White, N. J. Garfunkel, Z. Anderson, H. 1988. *Relations between normal-fault geometry, tilting and vertical motions in extensional terrains: an example from southern Gulf of Suez*. *Journal of structural geology*, Vol 10, No 2, pp. 155 to 170.
- Kinck, J.J., Husebye, E.S., Larsson, F.R., 1993. *The Moho depth distribution in Fennoscandia and the regional tectonic evolution from Archean to Permian times*. *Precambrian Research* 64, 23–51
- 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*, 299, 69–89.
- Klein, A.C. 1997. *Geology of the Leknes Group and underlying basement in west–central Vestvågøy, north Norway*. MSc thesis, University of Alabama.
- Lauritzen, S-E. 2010. *Grotter, Norges ukjente underverden*. Tun forlag.
- Leeder, M. R. G. R. L. (1987). *Sedimentary models for tilt-block/half-graben basins*. Geological Society, London, Special Publications, 28, 139-152.
- Lundin, E.R. & Doré, A.G. 1997: *A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: Early Cretaceous to break-up*. *Journal of the Geological Society of London*.
- Løseth, H., & Tveten, E. 1996. *Post-Caledonian structural evolution of the Lofoten and Vesterålen offshore and onshore areas*. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 76, 215-230.
- Mjelde, R., Sellevoll, M.A., Shimamura, H., Iwasaki, T., and Kanazawa, T., 1993, *Crustal structure beneath Lofoten, N. Norway, from vertical incidence and wide-angle seismic data*: *Geophysical Journal International*, v. 114, pp. 116–126.
- Mokhtari, M., & Pegrum, R. M. 1992. *Structure and evolution of the Lofoten continental margin, offshore Norway*. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72, 339-355.

- 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, 281-298.
- Nielsen, S. B., Paulsen, G. E., Hansen, D. L., Gemmer, L., Clausen, O. R., Jacobsen, B. H., Gallagher, K. 2002. Paleocene initiation of Cenozoic uplift in Norway. In A.G.
- Mutter, J.C. Laron, R. L. 1989. *Extension of the Exmouth Plateau, offshore northwestern Australia: Deep seismic reflection/refraction evidence for simple and pure shear mechanisms*. Geology, v. 17, p. 15-18.
- 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, 15-30.
- Olesen, O., Lundin, E., Nordgulen, Ø., Osmundsen, P.T., Skilbrei, J.R., Smethurst, M.A., Solli, A., Bugge, T. & Fichler, C. 2002: *Bridging the gap between the onshore and offshore geology in Nordland, northern Norway*. Norwegian Journal of Geology
- Olesen, O., Ebbing, J., Lundin, E., Mairing, E., Skilbrei, J. R., Torsvik, T. H., 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(1), 53-66.
- Opheim, J. A., & Andresen, A. 1989. *Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway*. Norsk Geologisk Tidsskrift, 69, 67-81.
- Osmundsen, P. T., Ebbing, J. 2008. *Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins*. Tectonics.
- Osmundsen, P. T., & Redfield, T. F. 2011. *Crustal taper and topography at passive continental margins*. Terra Nova,
- Osmundsen, P. T., Redfield, T. F., Hendriks, B. W. H., Bergh, S. G., Hansen, J. A., Henderson, I. H. C., Davidsen, B. 2010. *Fault-controlled apline topography in Norway*. Journal of the Geological Society, 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, 205–224.



- Pascal, C., & Olesen, O. 2009. *Are the Norwegian mountains compensated by a mantle thermal anomaly at depth?* Tectonophysics, 475, 160-168.
- Pedersen, Rolf-Birger; Bruton, D. L.; Furnes, Harald. 1992. *Ordovician faunas, island arcs and ophiolites in the Scandinavian Caledonides*. Terra Nova. 4: 217-222.
- 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(1-2), 184-200
- Reeves, C. 2005. *Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice & Interpretation* (pp. 155).
- Ren, S., Faleide, J.I., Eldholm, O., Skogseid, J., Gradstein, F., 2003. *Late Cretaceous–Paleocene tectonic development of the NW Vøring Basin*. Marine and Petroleum Geology 20, 177– 206.
- Reynolds, J. M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*: John Wiley and Sons, Ltd. New York.
- Roberts, D. G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S. & Bjørnseth, H.-M. 1999: *Palaeozoic to Tertiary rift basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay - a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier*. In Fleet, A. J. & Boldy, S. A. R. (eds.) : Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference, 7-40. The Geological Society, London.
- Roest, W.R. & Strivastava, S.P. 1989: *Sea-floor spreading in the Labrador Sea: a new reconstruction*. Geology 17, 1000-1003.
- Rohrman, M., & van der Beek, P. 1996. *Cenozoic postrift domal uplift of North Atlantic Margins: an asthenospheric diapirism model*. Geology, 24(10), 901-904.
- Schott, B. and H. Schmeling, 1998: *Delamination and detachment of a lithospheric root*. Tectonophysics, 296, 225 - 247
- Sellevoll, M. A., Olafsson, I., Mokhtari, M. & Gidskehaug, A. 1988: *Lofoten Margin, N. Norway: crustal structure adjacent to the ocean continental transition*. Norges geologiske undersøkelser, Special Publication 3, 39-48.
- Sigmond, E. M. O., Gustavson, M. & Roberts, D. 1984: *Berggrunnskart over Norge, M. 1:1 million*. Norges geologiske undersøkelse

- Steltenpohl, M.G., Carter, B.T., Andresen, A., Zeltner, D.L., 2009. *40Ar/39Ar thermochronology of late- and postorogenic extension in the Caledonides of northcentral Norway*. *Journal of Geology* 117, 399e414.
- Steltenpohl, M.G., Hames, W.E., Key, T.B., Ball, J.B., Kassos, G., Andresen, A., Tveten, E., Bream, B.R., Braun, S.A., Rehnström, E.F., 2010b. *The western half of the Ofoten-Lofoten transect*. In: Norges Geologisk Forening (Geological Society of Norway), Nordic Geologic Winter Meeting, Abstracts and Proceedings, vol. 1, p. 186.
- Steltenpohl, M.G., Kassos, G., Andresen, A., Rehnström, E.F., Hames, W.E., 2011. *Eclogitization and exhumation of Caledonian continental basement in Lofoten, North Norway*. *Geosphere* 7.
- Sugisaki, R. Masahiko, I. Hiroshi, T. Yumiko, I. 1983. *Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity*. Department of Earth Sciences, Nagoya University, Nagoya 464, Japan.
- Thorsnes, T. Erikstad L. F.J. Dolan, F.J. Valérie K. B. 2009. *Submarine landscapes along the Lofoten-Vesterålen-Senja margin, northern Norway*. Norsk Institutt for Naturforskning, 7485 Trondheim, Norway
- Thorstensen, L. 2011. Land-sokkel korrelasjon av tektoniske elementer i ytre del av Senja og Kvaløya i Troms. *Unpublished master thesis, University of Tromsø*.
- Torsvik, T.H. & Cocks, R.M. 2005: *Norway in space and time: a Centennial cavalcade*. Norwegian Journal of Geology, 85, 73-86.
- Torsvik, T.H., Mosar, J. & Eide, E. 2001a: *Cretaceous-Tertiary geodynamics: a North Atlantic exercise*. *Geophysical Journal International*, 146, 850-866.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Meert, J.G., Mosar, J. & Walderhaug, H. 2001b: *Reconstructions of continents around the North Atlantic at about the 60th parallel*. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 55-69.
- 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, Filippos; Eldholm, Olav & Faleide, Jan Inge 2005. *Crustal structure of the Lofoten-Vesterålen continental margin, off Norway*. *Tectonophysics*

- Tsikalas, Filippos; Faleide, Jan Inge & Kusznir, Nick J. 2008. *Along-strike variations in rifted margin crustal architecture and lithosphere thinning between northern Voring and Lofoten margin segments off mid-Norway*. *Tectonophysics*
- Tull, J. F. 1977. *Geology and structure of Vestvågøy, Lofoten North Norway*. Bulletin Nr. 33. NGU. Universitetsforlaget 1977.
- Tveten, E. 1978: *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Svolvær 1:250 000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Twiss, R. J. Moores, E. M. 1992. *Structural Geology (7 ed)*: W. H. Freeman and Company New York.
- Veeken, P. C. H. 2007. *Seismic Stratigraphy, basin analysis and Reservoir Characteration*. Handbook of Geophysical Exploration Volume. 37: Elsevier Science.
- 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*.
- Ziegler, P.A. 1988: *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 43, 198pp.
- Ziegler, P.A. 1989: *Evolution of the North Atlantic – an overview*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 46, 111-129.
- Zwaan, K. B. 1995. *Geology of the West Troms Basement Complex, Northern Norway, with emphasis on the Senja Shear Belt: A preliminary account*. Norges geologiske undersøkelse Bulletin, 427, 33-36