



Høgskulen  
på Vestlandet

# BACHELOROPPGAVE

Geologisk landskapsanalyse av Nordfjord og  
Eikefjord dreneringssystem

Geological landscape analysis of the Nordfjord and  
Eikefjord drainage system

**Jacob Jackwitz Berger, Ida Grande og  
Yngvild Skjeldnes**

GE491 Bacheloroppgave i geologi

Fakultet for ingeniør- og naturvitenskap/Institutt for miljø- og  
naturvitenskap/Geologi og geofare

Veileder: Deta Gasser

3. juni 2020

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 12-1.



# Geologisk landskapsanalyse av Nordfjord og Eikefjord dreneringssystem

Bacheloroppgave i geologi og geofare ved Høgskulen på  
Vestlandet, campus Sogndal våren 2020

Veileder: Deta Gasser

Jacob Jackwitz Berger, Ida Grande og Yngvild Skjeldnes

# Sammendrag

Forskere er i dag uenige om hvordan fjellene i Norge har blitt dannet. Debatten har ført til to motstridende hypoteser som prøver å gi en forklaring på fjellenes dannelsesprosess. Den klassiske hypotesen mener at fjellene er erodert ned til et slettelandskap og deretter hevet. Den nyeste hypotesen kalt ICE-hypotesen mener at fjellene er rester av den kaledonske fjellkjeden.

Hensikten med denne oppgaven er å supplere PhD-prosjektet til Åse Hestnes med strukturell og geomorfologisk data fra dreneringssystemet til Nordfjord og Eikefjord. Denne dataen kan gi en indikasjon på hvilke geologiske prosesser som har skapt og formet landskapet, som Hestnes kan bruke i sitt PhD-prosjekt for å kunne delta i debatten om fjellenes dannelsesprosess.

Bergartstypene ble undersøkt for å se om det er en sammenheng mellom dem og topografien. Dette ble gjort ved å finne gjennomsnittshøydene for hvert litologisk polygon, for de tektoniske enhetene og for bergartenes forvittringsmotstand. Devonbassenget skiller seg ut som et topografisk høyt element i landskapet, men ellers er det lite systematisk sammenheng mellom litologi, tektonisk enhet og bergartenes forvittringsmotstand.

Lineamenter ble kartlagt både manuelt og automatisk for to områder: 1. Bremangerlandet og Sildegapet og 2. Sør for Sandane. I Bremangerlandet og Sildegapet dominerer øst-vest- og nordøst-sørvest-gående lineamenter. Lineamentene som er orientert i øst-vestlig retning kan tolkes både som duktile skjærsoner og sprø forkastninger. De nordøst-sørvest-gående lineamentene kan være forkastninger fra riftingen av Nordsjøen. Sør for Sandane dominerer øst-vest og nord-sørlige lineamenter. De øst-vest-gående tilsvarer den duktile foliasjonen og skjærsoner, mens de nord-sør-gående representerer sprø forkastninger.

Det ble også kartlagt paleoflater, der vi bruker deres plassering og høyde for å vurdere om det er ett eller flere nivåer med flater. I dreneringssystemet til Nordfjord ble det kartlagt 53 flater som ligger mellom ca. 200 til 1 800 meter over havet. Ut ifra resultatene fra kartleggingen av paleoflatene kom vi fram til to mulige tolkninger: (1) en felles flate, eller (2) opp til fire nivåer med flater. Vi konkluderte med at det tyder på flere nivåer med flater, men vi har ikke nok informasjon til å helt avkrefte tolkningen om en felles flate.

Resultatene fra bergartenes forvittringsmotstand og paleoflatene, samt oppsummeringen av offshore-geologien argumenterer for den klassiske hypotesen, som tilsier at fjellene i Norge har blitt erodert ned til et slettelandskap og deretter hevet.

# Abstract

Researchers today do not agree on the origin of the mountains in Norway. This debate has led to two conflicting hypotheses that try to explain the origin and evolution of the mountains. The classical hypothesis states that the mountains were eroded down to a plain landscape at sea level and then raised. The newer hypothesis called ICE-hypothesis states that the mountains are remains of the Caledonian orogeny.

The purpose of this assignment is to supply structural and geomorphological data from the Nordfjord and Eikefjord drainage system to the PhD project of Åse Hestnes. This data can give an indication about which geological processes that has created and formed the landscape, which Hestnes can use in her PhD project to contribute to the debate on the origin of the Norwegian mountains.

The rock types were examined to look for a correlation between them and the topography. This was done by finding the average height for each lithological polygon, for the tectonic units and for the weathering resistance of the rock. The Devonian Basin stands out as a topographically high element in the landscape, but otherwise there is little systematic correlation between litology, tectonic units and the weathering resistance of the rocks.

Lineaments were mapped both manually and automatic for two areas: 1. Bremangerlandet and Sildegapet and 2. South of Sandane. In Bremangerlandet and Sildegapet, east-west and northeast-southwest lineaments dominate. The east-west lineaments can be interpreted as both ductile shear zone and brittle faults. The northeast- southwest lineaments can be interpreted as faults from the rift of the North Sea. South of Sandane east-west and north-south lineaments dominate. The east-west lineaments correspond to the ductile deformation and shear zone, while the north-south lineaments represent brittle faults.

Paleo surfaces were also mapped, using their location and height to assess whether there are one or more levels of surfaces. In the Nordfjord drainage system, 53 surfaces were mapped between about 200 and 1800 meters above sea level. Based on the result of the mapping of the paleo surfaces we came up with two possible interpretations: (1) one common surface, or (2) up to four levels of surfaces. Our data suggest that we have multiple levels of surfaces, but we do not have enough information to disprove the interpretation of a common surface.

The results from the weathering resistance of the rocks and the paleo surfaces, together with a summary of the offshore geology argue for the classical hypothesis, which dictates that the mountains of Norway have been eroded down to a flat landscape and then raised.



# Forord

Denne bacheloroppgaven markerer avslutningen på bachelorstudiet Geologi og geofare ved Høgskulen på Vestlandet, campus Sogndal. Arbeidet med oppgaven har til tider vært utfordrende, men også veldig interessant og lærerikt!

Vi vil rette en stor takk til vår veileder, Deta Gasser. Du har alltid vært behjelpelig, og ditt store engasjement har smittet over på oss (forhåpentligvis noe av kunnskapen også). Tusen takk for en veldig hyggelig helg på felttur, og mange fine samtaler underveis i prosessen!

Videre vil vi også takke Åse Hestnes for mye hjelp underveis. Tusen takk for nyttige innspill og lykke til med videre arbeid!

Henriette Linge og Johannes Wiest, takk for interessante samtaler i felt!

Til slutt ønsker vi å takke familiene våre som har støttet og hjulpet oss med korrekturlesing av oppgaven. Tusen takk!

Jacob Jackwitz Berger

Ida Grande

Yngvild Skjeldnes

Sogndal, 3. juni 2020

# Innholdsfortegnelse

|   |           |
|---|-----------|
| <b>1. Innledning</b> .....                        | <b>7</b>  |
| <b>2. Problemstillinger</b> .....                 | <b>10</b> |
| <b>3. Geologisk bakgrunn</b> .....                | <b>11</b> |
| 3.1 Geografisk oversikt.....                      | 11        |
| 3.2 Tektoniske enheter.....                       | 13        |
| 3.2.1 Vestre gneisregion.....                     | 14        |
| 3.2.2 Midtre kaledonske dekkserie.....            | 15        |
| 3.2.3 Øvre kaledonske dekkserie.....              | 15        |
| 3.2.4 Devonbassenget .....                        | 17        |
| 3.3 Geologisk utvikling.....                      | 18        |
| 3.4 Stratigrafi .....                             | 20        |
| 3.5 Kvartergeologi.....                           | 22        |
| 3.6 Offshore-geologi.....                         | 25        |
| 3.6.1 Utvikling fra devon til kritt.....          | 25        |
| 3.6.2 Utvikling fra paleogen.....                 | 26        |
| <b>4. Teori</b> .....                             | <b>32</b> |
| 4.1 Dannelsen av den vestnorske topografien ..... | 32        |
| 4.2 Dannelsen av paleoflater .....                | 35        |
| <b>5. Metode</b> .....                            | <b>36</b> |
| 5.1 Analyse av berggrunn og topografi.....        | 36        |
| 5.2 Lineamentanalyse .....                        | 37        |
| 5.2.1 Manuell lineamentkartlegging .....          | 37        |
| 5.2.2 Automatisk lineamentkartlegging.....        | 40        |
| 5.2.3 Polplott og rosedigram .....                | 40        |
| 5.3 Kartlegging av paleoflater .....              | 43        |
| 5.3.1 Swath-profiler .....                        | 44        |
| <b>6. Resultater</b> .....                        | <b>46</b> |
| 6.1 Bergartstype og topografi.....                | 46        |
| 6.1.1 Hovedbergartstyper .....                    | 46        |
| 6.1.2 Tektoniske enheter .....                    | 50        |

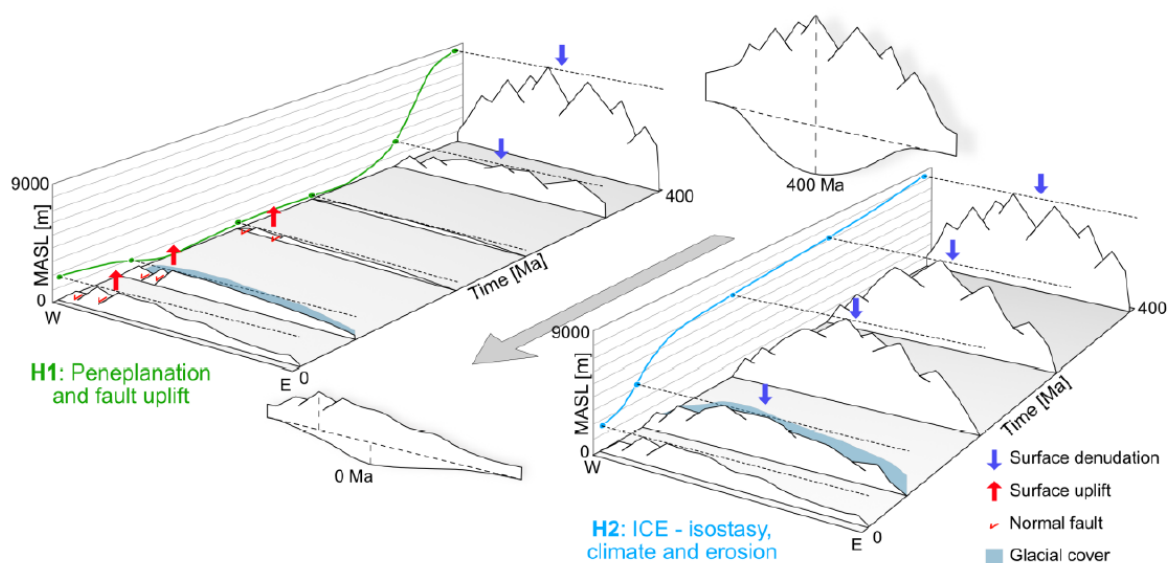
|   |            |
|---|------------|
| 6.1.3 Forvittringsmotstand .....                    | 51         |
| 6.2 Lineamentanalyse .....                          | 54         |
| 6.2.1 Bremangerlandet og Sildegapet .....           | 55         |
| 6.2.2 Sør for Sandane .....                         | 58         |
| 6.3 Kartlegging av paleoflater .....                | 62         |
| 6.3.1 Flatene i Bremangerlandet og Sildegapet ..... | 62         |
| 6.3.1.1 Swath-profil .....                          | 66         |
| 6.3.2 Flatene sør for Sandane .....                 | 67         |
| 6.3.2.1 Swath-profil 1 .....                        | 71         |
| 6.3.2.2 Swath-profil 2 .....                        | 72         |
| 6.3.2.3 Swath-profil 3 .....                        | 74         |
| 6.3.3 Indre Nordfjord .....                         | 78         |
| <b>7. Diskusjon .....</b>                           | <b>81</b>  |
| 7.1 Bergartstype og topografi .....                 | 81         |
| 7.2 Lineamentanalyse .....                          | 84         |
| 7.3 Kartlegging av paleoflater .....                | 85         |
| <b>8. Konklusjon .....</b>                          | <b>92</b>  |
| <b>Referanseliste .....</b>                         | <b>94</b>  |
| <b>Figurliste .....</b>                             | <b>99</b>  |
| <b>Tabelliste .....</b>                             | <b>104</b> |

# 1. Innledning

Vest-Norge er kjent for sitt spektakulære landskap med fjell og fjorder, med høyfjellsplatå i øst og fjorder i vest. Opp fra sidene av fjordene reiser det seg bratte fjell med omkringliggende daler og elver. Hvordan dette landskapet har blitt formet, hvor gammelt det er og i hvilken rekkefølge dannelsesprosessene har skjedd, er omdiskuterte temaer både for forskere fra Norge og fra utlandet (Helland-Hansen, 2019). Det finnes flere ulike hypoteser som prøver å gi en forklaring. Dette kan summeres opp i to hypoteser.

Den ene blir omtalt som den klassiske hypotesen (hypotese H1, figur 1). Denne hypotesen stammer fra Hans Reusch sin artikkel fra 1901 (Reusch, 1901). Her presenteres det en hypotese hvor det hevdes at Norge har blitt erodert helt ned til et lavt slettelandskap. Deretter har landet gradvis blitt hevet, og elver sammen med senere glasial erosjon har formet daler og fjorder (Japsen & Chalmers., 2019).

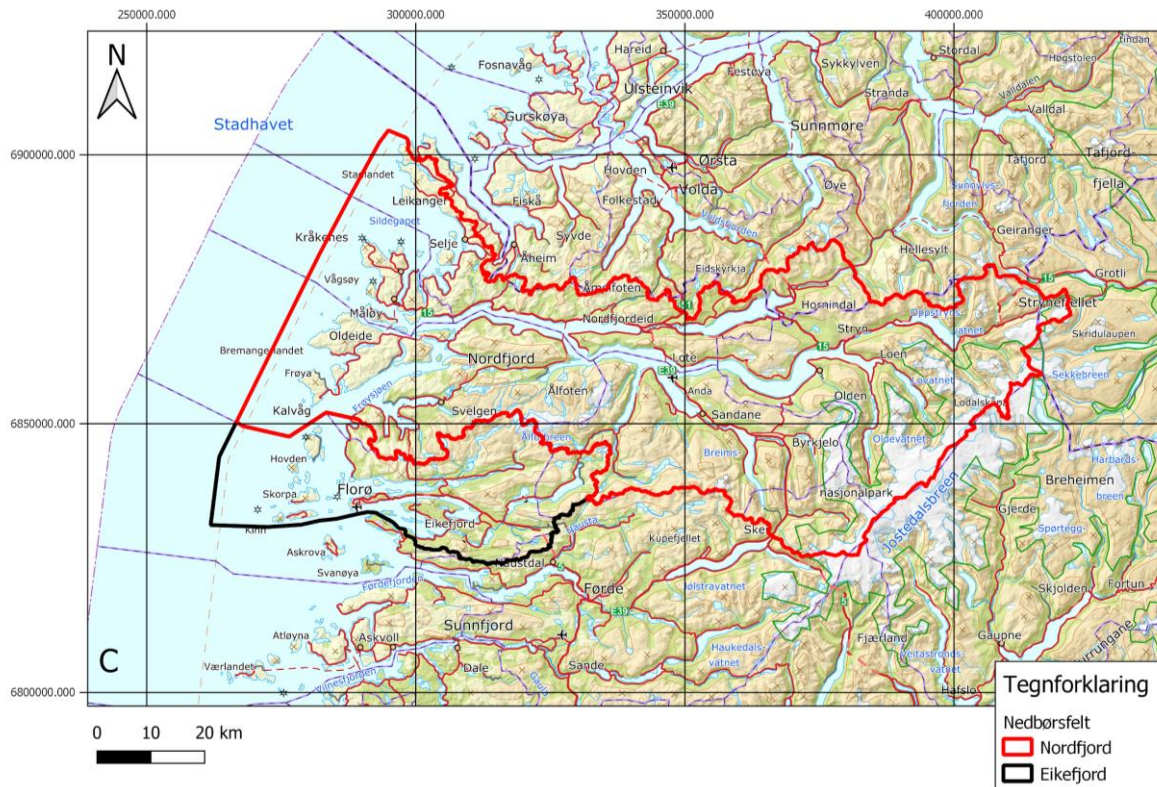
I 2009 ble det publisert en artikkel som presenterte en motstridende hypotese til den klassiske (hypotese H2, figur 1). Denne hypotesen går ut på at fjellene i Norge er mye eldre enn først antatt. I artikkelen ble det argumentert for at fjellene er rester av den kaledonske fjellkjeden som ble dannet under en kontinentkollisjon for 450 til 420 millioner år siden (Nielsen et al., 2009). Denne hypotesen blir omtalt som ICE-hypotesen, som vektlegger isostasi og erosjon. Prinsippet går ut på at det finnes en rot under fjellene i Norge. Når topografien over roten blir erodert vil det nedtrykte materialet under stige opp for å opprettholde jordskorpens likevektstilstand (Pedersen et al., 2019).



Figur 1: To forskjellige hypoteser som prøver å forklare opprinnelsen til fjellene i Vest-Norge. H1 viser den klassiske hypotesen og H2 viser ICE-hypotesen (Å. Hestnes, prosjektbeskrivelse, 2019).

Denne diskusjonen er grunnlaget til PhD-prosjektet til Åse Hestnes, “Topographic evolution and source-to-sink relationships in Western Norway: a multi-method approach”. Det finnes ikke nok data i dag til å bekrefte eller avkrefte de to hypotesene om fjelldannelsen. Hestnes prøver derfor å samle inn data og observasjoner angående den strukturelle, termokronologiske og geomorfologiske utviklingen i Vest-Norge.

Vår bacheloroppgave inngår i den strukturelle og geomorfologiske delen. Den baserer seg på dreneringssystemet til Nordfjord og Eikefjord (figur 2), der en analyse av topografien i dette området kan bidra til å forklare hvilke geologiske prosesser som har skapt og formet landskapet. Senere kan det vurderes om observasjonene kan bidra til å løse spørsmålet om opprinnelsen til fjellene i Vest-Norge.



Figur 2: Kart som viser Nordfjord og Eikefjord dreneringsystem. Nordfjord er markert i rødt og Eikefjord i svart.

## 2. Problemstillinger

Ved å observere og analysere topografien både ute i felt og ved hjelp av GIS, ønsker vi å kunne besvare følgende problemstillinger:

*1) Er det en sammenheng mellom bergartstype og topografi?*

Ved å analysere bergartstypenes gjennomsnittshøyde og plassering i forhold til topografien, ønsker vi å se om det er en sammenheng mellom disse.

*2) Hvilke bergartsstrukturer utgjør lineamentene i studieområdet?*

Lineamenter er lineære strukturer som kan observeres på kart. Eksempler på dette er forkastninger, foliasjon, bergartsgrenser og elveløp. Vi ønsker å finne ut hvilke bergartsstrukturer lineamentene i studieområdet utgjør ved hjelp av en lineamentanalyse.

*3) Er det ett eller flere nivåer med paleoflater i studieområdet?*

I en topografisk analyse av studieområdet vil vi se etter flate partier på fjellene, som kalles paleoflater. Disse flatene er sentrale i de to hypotesene om fjelldannelsen i Norge. Vi ønsker å kartlegge disse flatene, og se om det finnes sammenhenger mellom flatenes høyde og plassering.

## 3. Geologisk bakgrunn

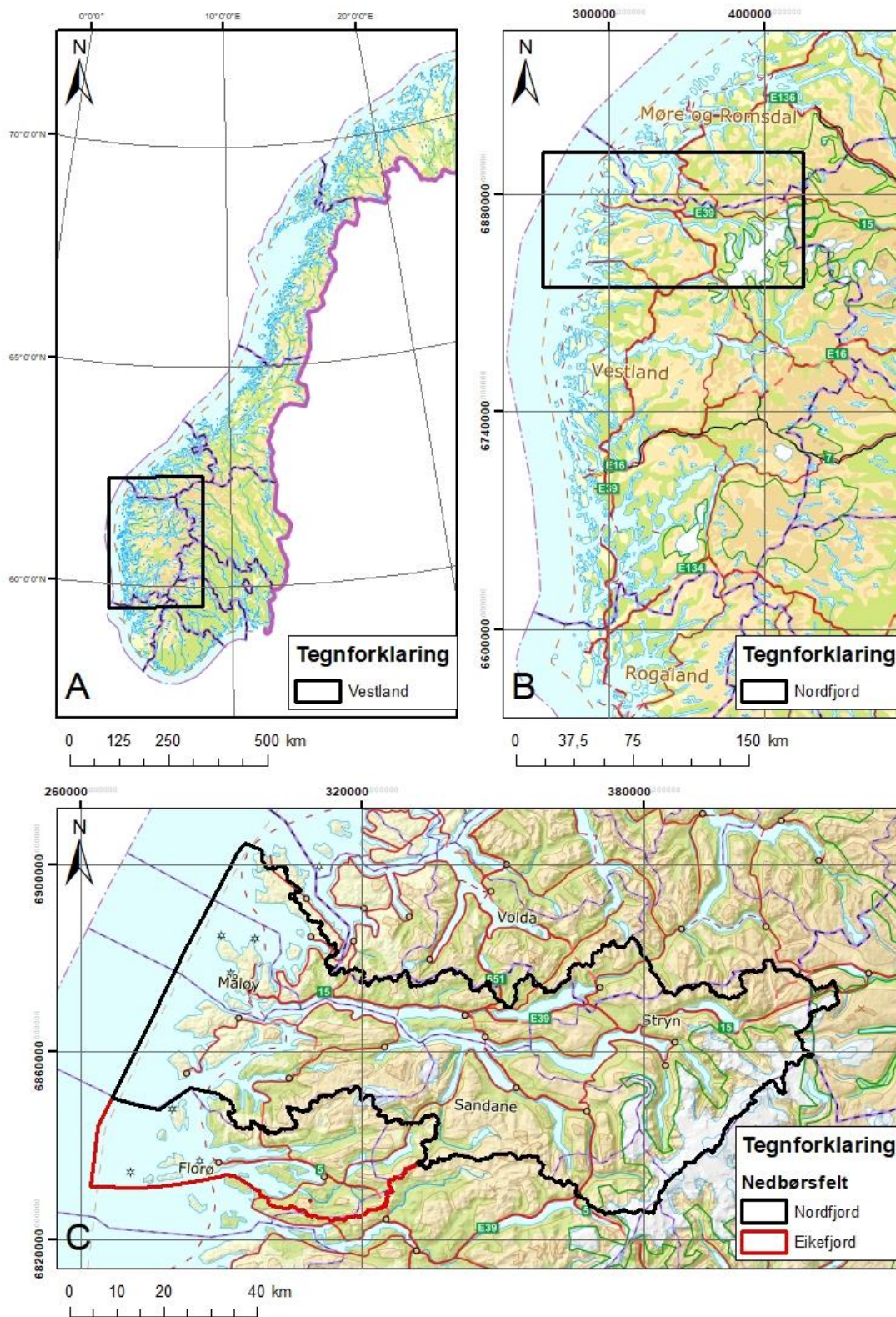
### 3.1 Geografisk oversikt

Nordfjord befinner seg lengst nord i Vestland fylke, i tidligere Sogn og Fjordane. Nordfjord dreneringssystem dekker et område som går fra Strynefjellet i øst, Jostedalsbreen i sørøst og helt ut mot deler av Stadlandet og Bremangerlandet i vest (figur 3B). Fjorden Nordfjord med sin lengde på 106 kilometer går helt inn til Olden i Indre Nordfjord. Studieområdet vårt inkluderer også Eikefjord dreneringssystem som befinner seg sørvest i figur 3.

I indre deler av Nordfjord preges landskapet av høye fjellplatå med fjelltopper med høyder opp mot 2 000 meter over havet (Jostedalsbreen nasjonalparksenter, 1995). Utover mot kysten ligger landskapet lavere og det kan observeres både strandflatelandskap og klippekyst helt i vest.

En fellesnevner for landskapet i Nordfjord og Eikefjord er at det kjennetegnes av glacial erosjon. Det finnes mange daler, der fjordarmene fungerer som en forlengelse av dalene. I hoveddalene finnes det vanligvis rolige elver som senere munner ut i fjorden. Opp fra disse dalene er det flere hengende daler, som befinner seg ved ulike høyder. Da de hengende sidedalene ligger høyere enn hoveddalen får man ofte bratte elver som faller ned mot dalen nedenfor (Jostedalsbreen nasjonalparksenter, 1995).

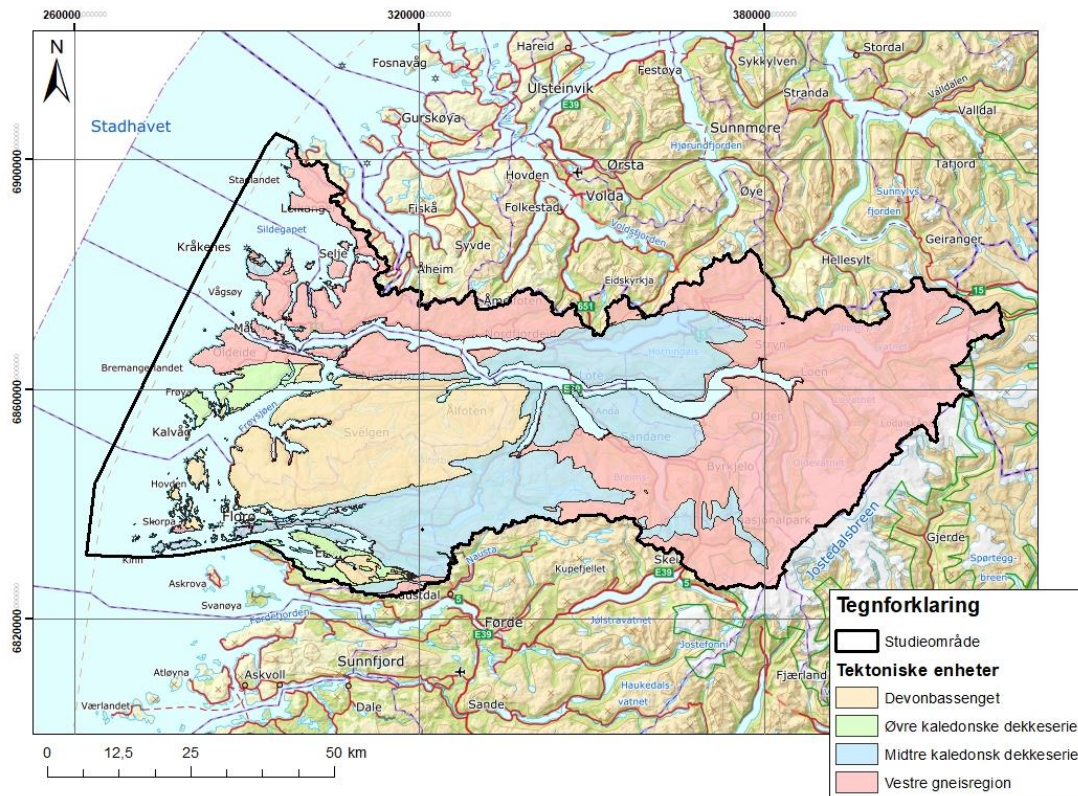




Figur 3: Kart over studieområdet. Kart A viser Sør-Norge, med Vestland markert som en svart firkant. Kart B viser Vestland, med Nordfjord markert i svart. Kart C viser Nordfjord, med nedbørsfeltet til Nordfjord omrisset i svart, og Eikefjord i rødt.

## 3.2 Tektoniske enheter

Berggrunnen i Nordfjord og Eikefjord dreneringssystem kan deles i fire tektoniske enheter: Vestre gneisregion, midtre kaledonske dekkeserie, øvre kaledonske dekkeserie og Devonbassenget (figur 4).



Figur 4: Kart over de fire tektoniske enhetene innenfor studieområdet. Devonbassenget er vist i gult, øvre kaledonske dekkeserie i grønt, midtre kaledonske dekkeserie i blått og vestre gneisregion i rosa.



### 3.2.1 Vestre gneisregion

Vestre gneisregion er markert med rosa farge i figur 4. Regionen representerer grunnfjellsvinduer som i større eller mindre grad har blitt påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen. Moderbergartene til gneisene er proterozoiske magmatiske bergarter som har sitt opphav mellom 1 650 til 950 millioner år siden. Disse bergartene, som eksempelvis granitt og gabbro, ble skjøvet ned under den laurentiske platen i løpet av den kaledonske fjellkjededannelsen. Bergartene ble utsatt for høyt trykk og temperatur, en prosess som kalles metamorfose. Graden av metamorfose økte mot vest, noe som førte til høymetamorfose lengst vest. Her har berggrunnen kommet opp i så høyt trykk og temperatur at eklogitt-facies har blitt nådd. Derfor er det mulig å finne bergarter som eklogitt flere steder (figur 5, Hacker et al., 2010). Granittisk gneis er den bergarten som opptrer mest i vestre gneisregion, men det finnes også monzonitt og øyegneis.



*Figur 5: Eklogitt fra Vemmelsvik. Foto: Ida Grande.*

### 3.2.2 Midtre kaledonske dekkeserie

Midtre kaledonske dekkeserie er markert med blå farge i figur 4. Denne dekkeserien stammer sannsynligvis fra randen til kontinentet Baltika som ble presset ned i dypet (Fossen et al., 2013a). Da dekkeserien ble presset ned ble berggrunnen utsatt for et høyt trykk, noe som har ført til at høytrykksbergarter som eklogitt også kan finnes i denne enheten. Et annet tegn på at berggrunnen har vært utsatt for høyt trykk er at skifer har blitt omdannet til granatglimmerskifer (Johnston et al., 2007). Det finnes også bergarter som ikke i så stor grad har blitt påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen, noe som kan skape lokale variasjoner enkelte steder. Dekket i Eikefjord er et eksempel på disse variasjonene. Her har bergartene i ulik grad blitt påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen. I dette området finnes det forskjellige typer gneiser, blant annet øyegneis og amfibolittisk gneis (Corfu & Andersen, 2016). Andre bergarter som finnes i midtre dekkeserie, er glimmergneis og kvartsitt.

### 3.2.3 Øvre kaledonske dekkeserie

Øvre kaledonske dekkeserie er markert med grønn farge i figur 4. Deler av denne dekkeserien er rester fra havbunnen og øybuer i det gamle Iapetushavet. Ved lukkingen av havet ble det dannet små havbassenger i nærheten av øybuene. Det er i disse havbassengene bergarter i den øvre dekkeserien har sitt opphav. Her ble det dannet ofiolitter med en alder på omtrent 443 millioner år. Ofiolitten heter i dag Solund-Stavfjordofiolitt, og man finner spor av den også i Bremanger (Furnes et al., 2012). Denne ofiolitten opptrer som grønnskifer og går etter hvert over i en melange der svart skifer er grunnmassen. Klastene i melangen består av blant annet chert og grønnskifer (figur 6). Under lukkingen av havet ble det også dannet store granitt- og granodioritt-komplekser som intruderte ovenfor den subduserende havplaten. Disse bergartene har en alder på omtrent 440 millioner år (figur 7). Den øvre dekkeserien er den som har blitt transportert lengst av skyvedekkene, noe som kan forklare den store variasjonen i bergartene som finnes der (Hansen et al. 2002).





*Figur 6: Melange fra øvre dekkserie som viser både grunnmasse og klaster. Bildet er tatt på Frøya i Bremanger. Foto: Jacob J. Berger.*



*Figur 7: Steinbrudd i granodioritt på Smørhamnsøya. Foto: Yngvild Skjeldnes.*



### 3.2.4 Devonbassenget

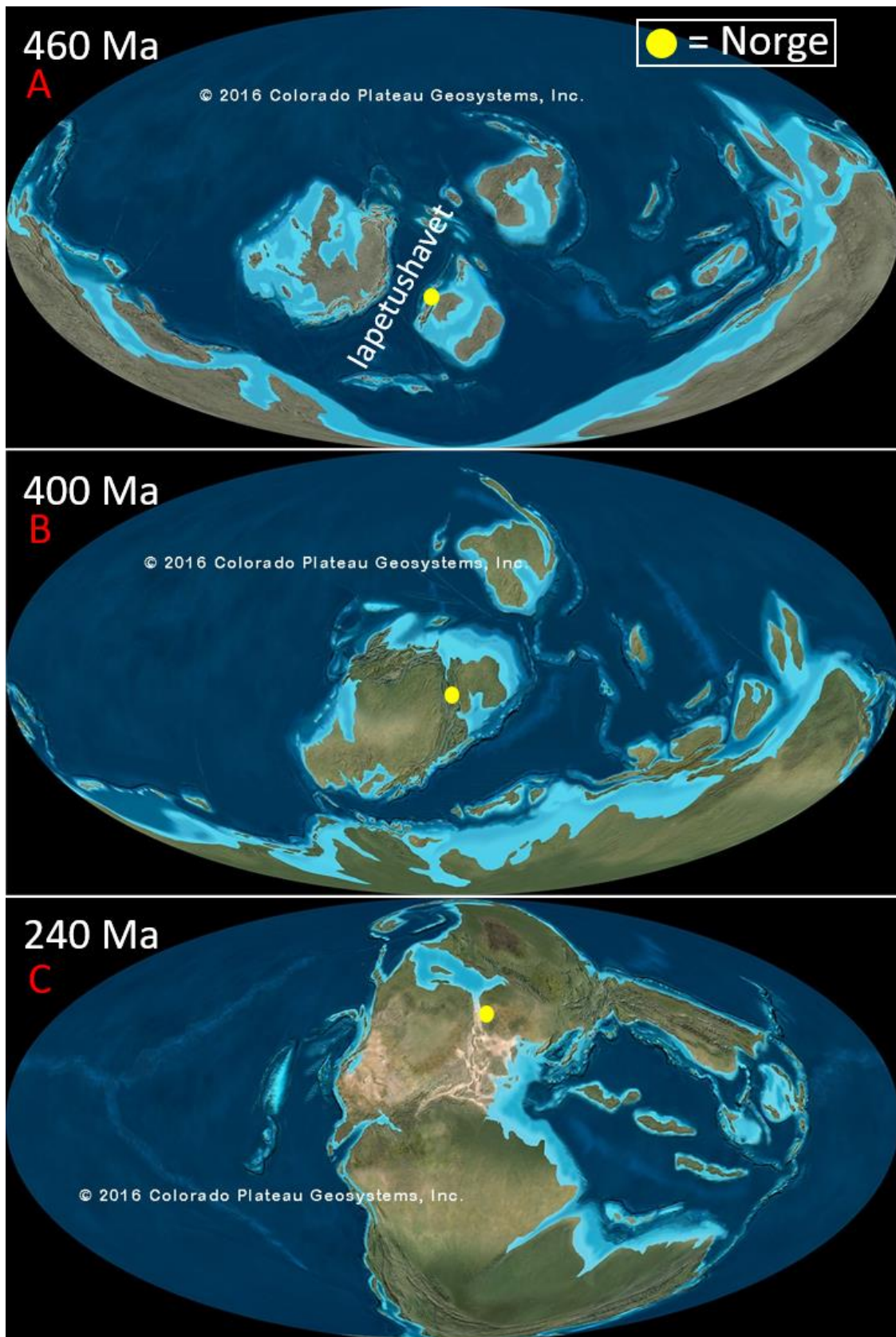
Devon-enheten er vist med gul farge i figur 4. I devontiden fra 416 til 360 millioner år siden begynte den kaledonske fjellkjeden å bli utsatt for erosjon, og nedbrytning startet langs store normalforkastninger. Som følge av erosjonen ble det avsatt store mengder sedimenter, der mange ble fraktet bort og avsatt utenfor fjellkjeden, men enkelte ble avsatt i bassenger like ved. Forkastninger sørget for at bassengene sank inn i forhold til omgivelsene, noe som førte til at deler av avsetningene ble bevart (Fossen et al., 2013b). Devonbassengene inneholder tykke avsetninger med alluvialt og lakustrint opphav (Pollard et al., 1982). Landskapet der bassengene er, preges av folder, og det viser seg at bassengene opptrer i synklinene til disse foldene (Osmundsen & Andersen, 2001). I devonbassengene finnes forskjellige typer sedimentære bergarter, som sandstein og konglomerat. Den karakteristiske lagdelingen som kjennetegner Devonbassenget er vist i figur 8.



*Figur 8: Sandsteinens lagdeling i Devonbassenget, nord for Svelgen. Foto: Yngvild Skjeldnes.*

### 3.3 Geologisk utvikling

Berggrunnen på Vestlandet er kompleks og varierende, der de eldste bergartene er av prekambrisk opprinnelse. Disse bergartene omtales som grunnfjellet og har en alder på over 900 millioner år (NGU, 2019). Bergartene av prekambrisk opprinnelse er en del av det fennoskandiske skjoldet som har formet seg under perioder med både fjellkjededannelse og vulkanisme. Mot slutten av prekambrium var skjoldet en del av urtidskontinentet Rodinia, før det ble en del av Baltika etter at Rodinia sprakk opp (Nordgulen & Andresen, 2013; Nystuen, 2013). I kambrium ble Iapetushavet dannet mellom de to kontinentene Baltika og Laurentia. I overgangen mellom kambrium og ordovicium begynte Laurentia i vest å bevege seg mot Baltika i øst, noe som førte til en gradvis lukking av havet mellom de to kontinentene (figur 9A). I silur, for omtrent 425 millioner år siden, var kollisjonen mellom kontinentene i gang, der kollisjonen resulterte i den kaledonske fjellkjeden (figur 9B). Helt i starten av kollisjonen ble det dannet skyvedekker, der to av disse dekkene er representert i Nordfjord-området. Kollisjonen påvirket grunnfjellet i en varierende grad. Enkelte steder ble det revet helt løst, mens andre steder ble det trykt ned under skyvedekkkene (Fossen et al., 2013a). I devon startet erosjon av fjellkjeden, og Norge startet sin gradvise bevegelse mot dagens nordlige posisjon (Fossen et al., 2013b). I trias, for 240 millioner år siden, hadde Norge beveget seg nord for ekvator (figur 9C), før dagens posisjon ble nådd i løpet av kenozoikum (Martinsen et al., 2013).

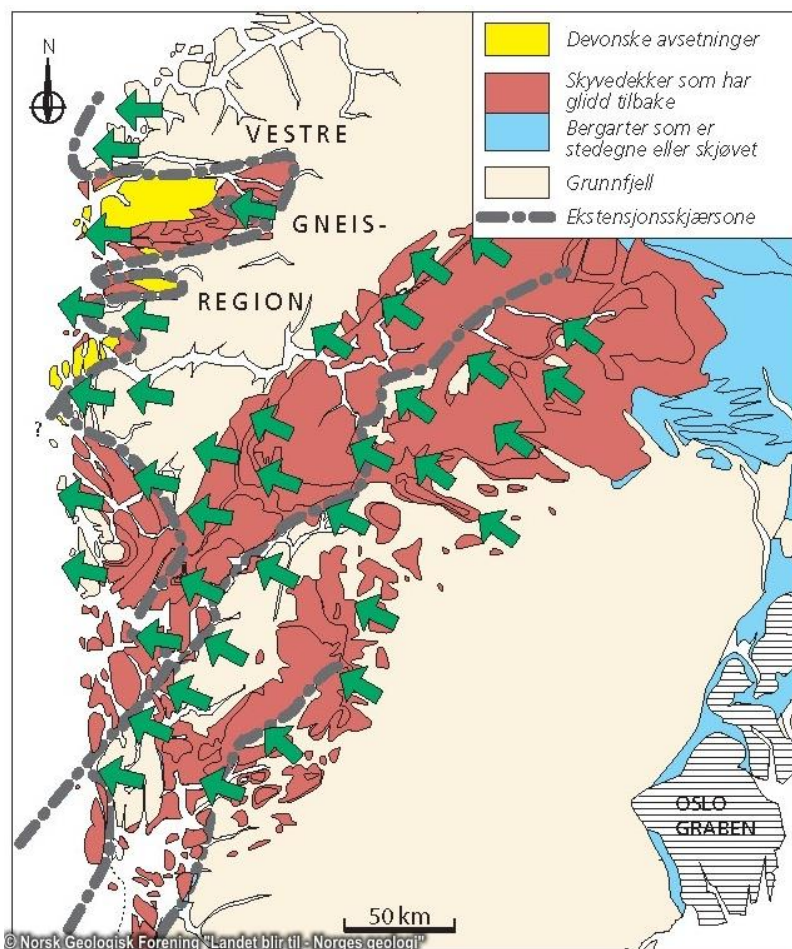


Figur 9: Kart over Norges plassering ved ulike tider. Kart A viser ordovicium, for 460 millioner år siden. Kart B viser devon, for 400 millioner år siden. Kart C viser Norges posisjon i trias, for 240 millioner år siden. Norge er markert som en gul prikk (Deep Time Maps, 2016).



### 3.4 Strukturgeologi

Kort tid etter dannelsen av den kaledonske fjellkjeden begynte lagene som var foldet sammen i kollisjonen å gli tilbake (figur 10). Som følge av tilbakeglidingen ble det en strekking i jordskorpen, og berggrunnen under skyvedekkene som gled tilbake ble sterkt deformert. Deformasjonen ga opphav til mylonittsoner, som er en sterkt skjærdeformert bergart. Bergarten kjennetegnes av tilstedeværelsen av asymmetriske strukturer (figur 11 og 12). Disse strukturene kan fungere som bevegelsesindikatorer, og dermed fortelle hvilken retning bevegelsen har skjedd i.



Figur 10: Kart over Vest-Norge, som illustrerer ekstensjonsskjærsone i området. Nordfjord-Sognskjærsone er lokalisert i nord-vest, rundt de devonske avsetningene. De grønne pilene viser i hvilken retning skyvedekkene har glidd tilbake (Fossen et al., 2013b).



*Figur 11: Mylonitt med en z-fold fra Leirgulen. Foto: Yngvild Skjeldnes.*



*Figur 12: Asymmetrisk sigma-klast fra Bortnen. Foto: Deta Gasser.*



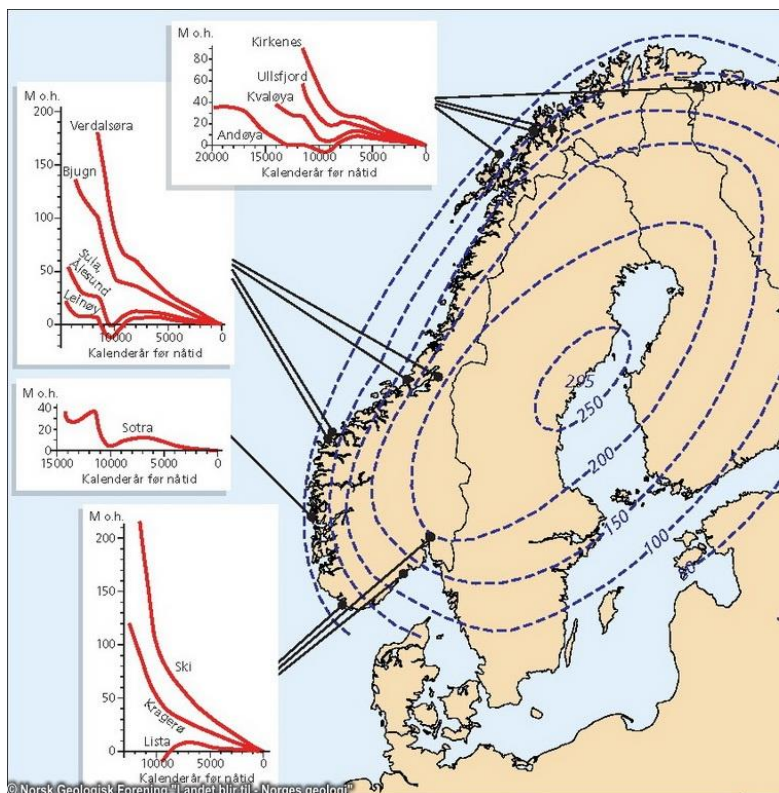
Strekkingen i jordskorpen førte til at store bevegelsessoner ble dannet. En slik bevegelsessone har hatt en signifikant rolle for utformingen av Nordfjord-området. Her finnes en stor duktil til sprø ekstensjonsskjærsone, kalt Nordfjord-Sognskjærsonen (figur 10). Skjærsonen preges av mektige mylonittsoner, noe som indikerer stor bevegelse (Fossen et al., 2013b). Det finnes også flere svakhetssoner i området som ligger i tilknytning til Nordfjord-Sognskjærsonen. Et eksempel på en slik sone er den mylonittiske skjærsonen i Nordfjord, som følger Nordfjorden på oversiden av Devonbassenget (Labrousse et al., 2004). Nordfjord-Sognskjærsonen har også hatt en påvirkning på dannelsen av duktil foliasjon (Labrousse et al., 2004) og sprø forkastninger (Johnston et al., 2007) orientert i øst-vestlig retning.

Det finnes også forkastninger som har en sammenheng med Mandal-Moldesonen helt øst i studieområdet vårt. Disse forkastningene har en orientering i en nord-sør-retning. Det er usikkerheter knyttet til forkastningenes alder, men det hevdes at de kan ha en prekambrisk opprinnelse (Gabrielsen et al., 2002).

### 3.5 Kwartærgeologi

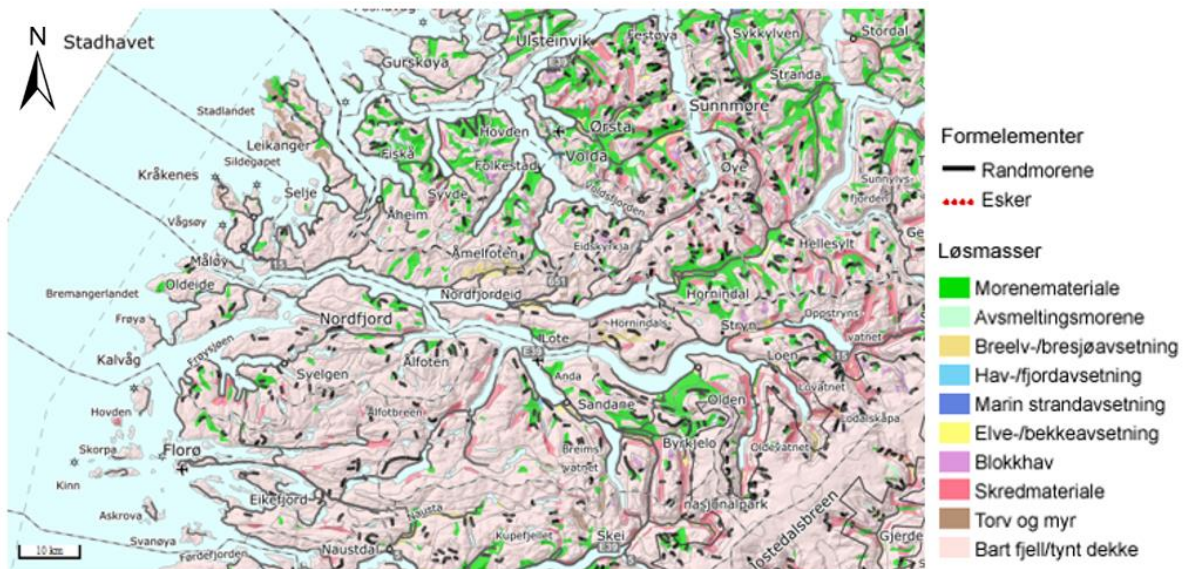
Kvartær er den yngste perioden i jordens historie og startet for omtrent 2,6 millioner år siden. I denne perioden har det vært store klimasvingninger, med både istider og mellomistider (NGU, 2015a). Det var i kvartærtiden mange av de kjente dominerende landskapsformene på Vestlandet, som fjorder og daler, ble dannet. Istidene ga også opphav til strandflatelandskapet, som ble dannet som en kombinasjon av frostforvitring, bølgeerosjon og breerosjon (Vorren & Mangerud, 2013). Strandflaten er et flatt område ute ved kysten, som finnes både over og under havnivå. Landskapet kjennetegnes av små øyer, holmer og skjær, som avgrenses i øst av en bratt skråning. I studieområdet vårt er strandflaten bredest i sør, før bredden gradvis avtar nordover mot Stadlandet (Holtedahl, 1998).

Den siste istiden, Weichsel, varte fra 117 000 til 11 700 år før nåtid. Mot slutten av denne tiden begynte avsmeltningen av iskappene og i tillegg en landheving, som ga opphav til store mengder av dagens løsmasser (NGU, 2015a). Ved å se på hvordan den marine grensen har utviklet seg finner man ut hvor mye landet har hevet seg siden istidene. Figur 13 viser at landhevingen i Nordfjord-området har vært minst ute ved kysten, med en heving på omtrent 50 meter. Hevingen stiger gradvis østover og i Indre Nordfjord har det vært en landheving på omtrent 150 meter siden siste istid (figur 13).



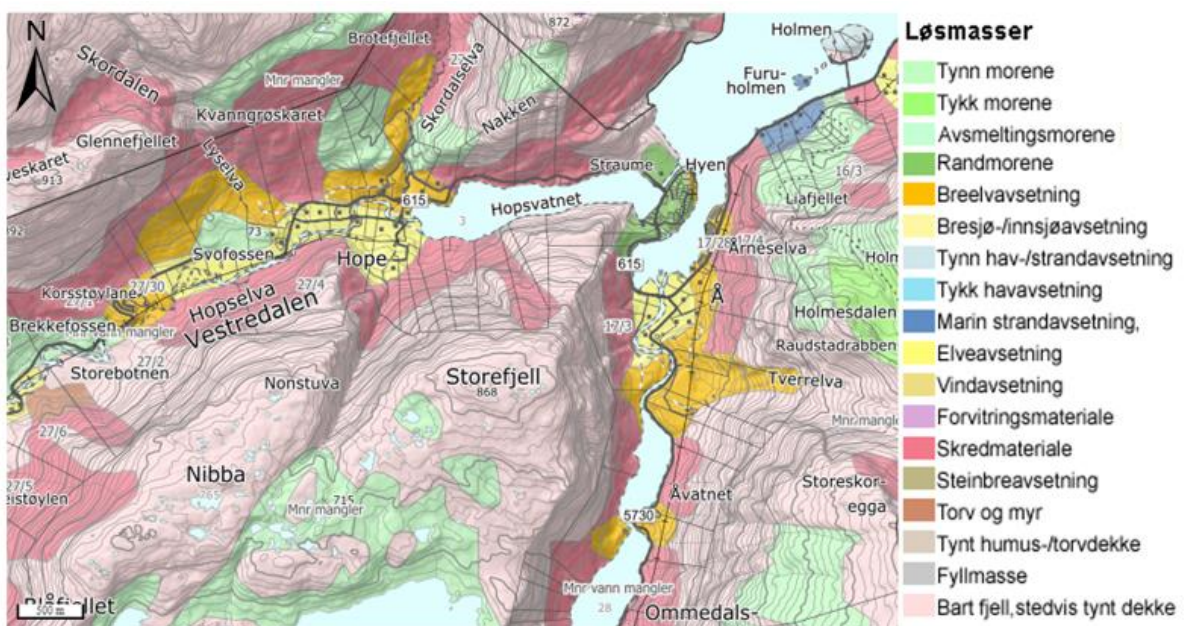
Figur 13: Kart over Fennoskandia der stiplede linjer viser marin grense. Figuren inkluderer også strandforskyvningskurver (Vorren et al., 2013).

Figur 14 viser et løsmassekart over Nordfjord. Kartet viser at store deler av området består av bart fjell eller tynt morenedekke. Stedvis finnes det også tykkere løsmassedekker. Mange områder i Nordfjord er skredutsatte, som har ført til at mange dalsider og dalbunner består av skredavsetninger med ulik mektighet. Området består også av avsetninger fra både elver og breelver. Et eksempel på slike avsetninger er breelvdelta som kan finnes flere steder. Området preges også av andre avsetninger knyttet til breer, blant annet randmorener og flyttblokker (figur 14).



Figur 14: Løsmassekart over Nordfjord (NGU, 2017).

Figur 15 viser et løsmassekart over to daler i Hyen i Nordfjord. Figuren representerer en typisk dal i Nordfjord. Her kan en se at glasiofluviale avsetninger ligger topografisk høyere enn yngre elveavsetninger. De glasiofluviale avsetningene opptrer i dag ofte som terrasser langs dalsidene, fordi dagens elver har erodert ned i landskapet. Der Hopsvatnet munner ut i Hyenfjorden observeres også en randmorene (figur 15). En slik morene er typisk i overgangen mellom innsjø og fjord, og kan skyldes at isfronten har stått stille i en periode (NGU, 2015b).



Figur 15: Løsmassekart over Hyen i Nordfjord (NGU, 2017).

## 3.6 Offshore-geologi

Utviklingen av topografien i Vest-Norge er et omdiskutert tema, der det er blitt presentert to ulike hypoteser. For å prøve å forstå utviklingen kan man se på avsetningene som befinner seg utenfor norskekysten. Ved å studere hva som befinner seg offshore, kan det være mulig å antyde hvordan topografien har utviklet seg og hvilket miljø utviklingen har skjedd i. Avsetningenes stratigrafi sitter på mye informasjon, som kan finnes ved å se på hvordan sedimentene har blitt avsatt, hvilke typer sedimenter som finnes og deres mektighet (Sømme et al., 2013a). Analyser av stratigrafien kan avdekke hendelser som tidligere har satt sitt preg på lagrekken. Dette kan være tektoniske hendelser slik som landheving eller klimatiske endringer (Sømme et al., 2019).

Den norske kontinentalmarginen består av forskjellige provinser, der den evolusjonære historien kan være forskjellig fra provins til provins. Selv om historien kan være forskjellig for provinsene, er det likevel mange likhetstrekk når det kommer til hovedmekanismene som har styrt sedimentasjonen og utviklingen. Ved kysten utenfor studieområdet vårt (figur 16) finnes det først en grunnere terrasse, før man kommer til de dypere bassengene lenger ute (Løseth et al., 2013). Det finnes også flere undersjøiske viftesystemer som skyldes flere faser med progradasjon, som vil si at et delta over tid har bygd seg ut i havet (Sømme et al., 2013a). Sedimenttilførselen har ikke alltid vært konstant, noe som har skapt variasjoner i stratigrafien (Martinsen et al., 1999).

### 3.6.1 Utvikling fra devon til kritt

I devon startet nedbrytningen av den kaledonske fjellkjeden. Da kompresjonskreftene som hadde skjøvet fjellkjeden sammen opphørte, førte dette til en tilbakeglidning som resultat av at den kaledonske såleforkastningen ble reaktivert som normalforkasting. Tilbakeglidingen representerte starten på en langvarig periode med ekstensjon, noe som førte til at eldre bergarter brakt ned i dypet under fjellkjededannelsen kom nærmere overflaten. Erosjonen av fjellkjeden fortsatte gjennom hele devontiden, der fjellene gradvis blir lavere. Erosjonsproduktene ble hovedsakelig avsatt nært kildeområdet, men noen av disse erosjonsproduktene ble transportert lenger og finnes derfor flere steder i Nordsjøen i dag (Fossen et al., 2013b). Karbon, perm og trias kjennetegnes ved dannelse av nye riftstrukturer med påfølgende riftbassenger (Nøttvedt & Worsley, 2013; Nystuen et al., 2013). Endring i

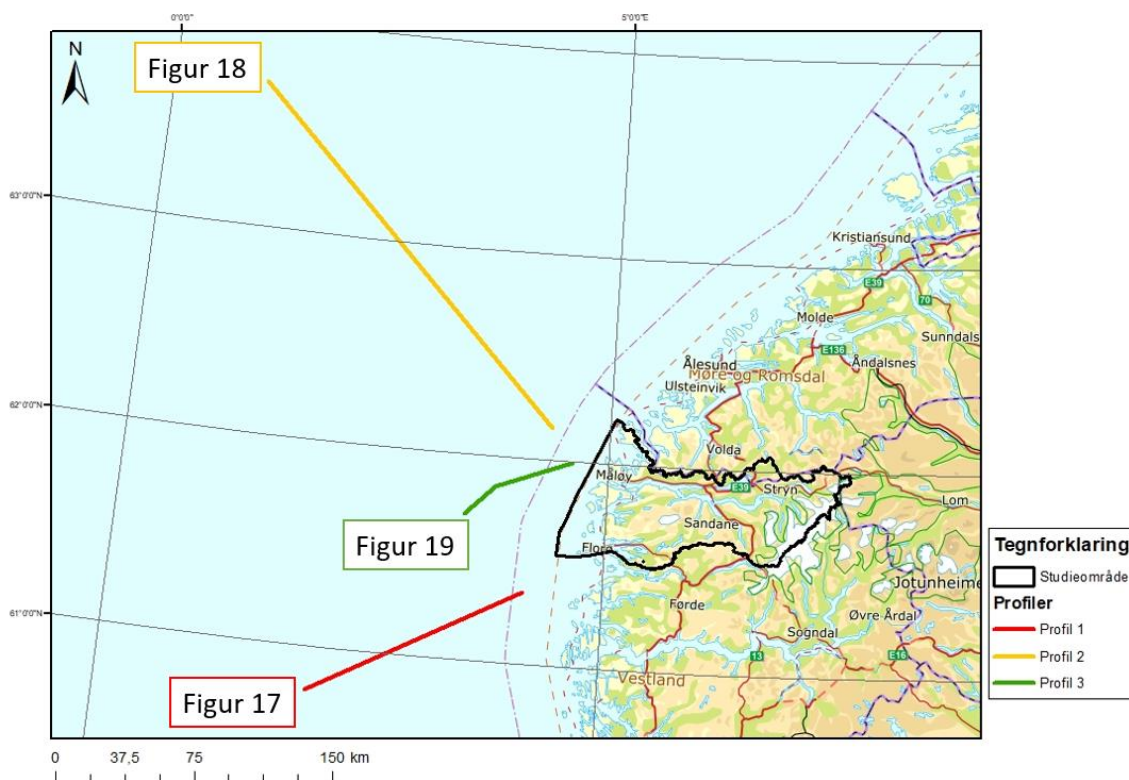
jordskorpebevegelser sent i trias førte til en landheving i Fastlands-Norge slik at det ble avsatt store mengder sedimenter i Nordsjøen (Nystuen et al., 2013). Tidlig i jura ble bassengområdene i Nordsjøen oversvømt, og det ble avsatt store mengder sand som førte til at kystlinjen bygget seg ut i havet (Johannesen & Nøttvedt, 2013). Sent i jura ble det igjen aktiv rifting, som førte til dannelsen av nye forkastninger langs de allerede etablerte forkastningssonene. I overgangen mellom jura og kritt skjedde det en endring i stratigrafien, der det var et skifte fra overfylte grunne bassenger til underfylte dypmarine bassenger. I løpet av kritt ble topografien gradvis lavere og ekstensjonen avtok (Sømme et al., 2013b).

### 3.6.2 Utvikling fra paleogen

I overgangen mellom kritt og paleogen ble det på nytt tektonisk aktivitet i Nordsjøen, som følge av at skorpen under Atlanterhavet begynte å sprekke opp. Det ble også en endring i avsetningsmiljø, der det ble endret tilbake til overfylte grunne bassenger. Det samme avsetningsmiljøet fortsetter til og med pleistocen, men det finnes både lokale og regionale forskjeller i avsetningsmønster og mektighet. I starten av paleogen begynte topografien å heve seg og det er foreslått at denne perioden, inkludert neogen, var utsatt for flere hevingerperioder (Martinsen et al., 2013; Sømme et al., 2013b).

Martinsen et al. 1999 og Eidvin et al., 2014 har undersøkt flere områder utenfor vestlandskysten for å se hvordan endringer på land gjenspeiles i lagrekkene offshore. Figur 16 viser beliggenheten til tre seismiske profiler som er presentert i figur 17, 18 og 19.

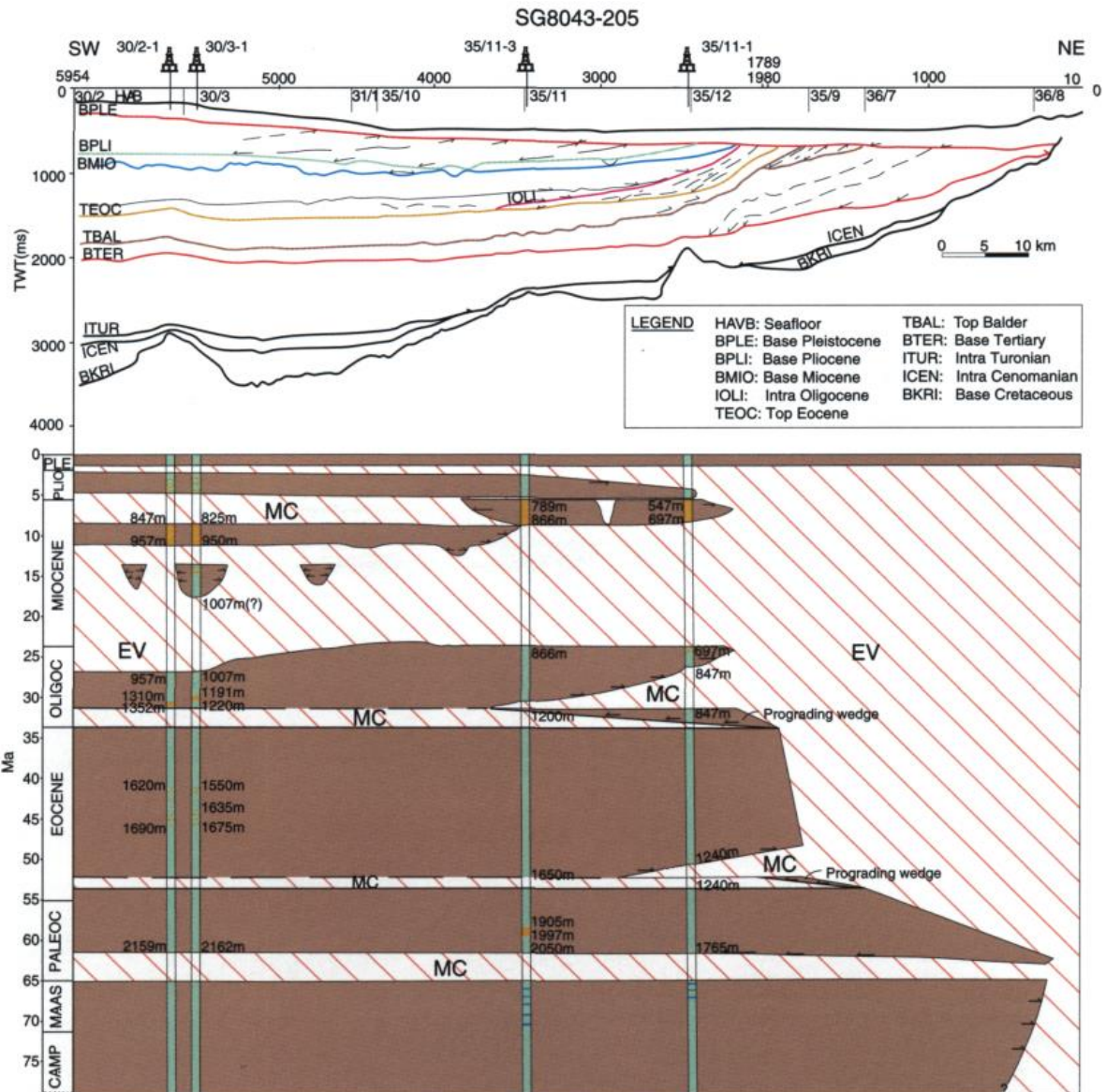




Figur 16: Kart som viser de seismiske profilene, profil 1 i rødt, profil 2 i gult og profil 3 i grønt, inkludert studieområdet vårt markert i svart.

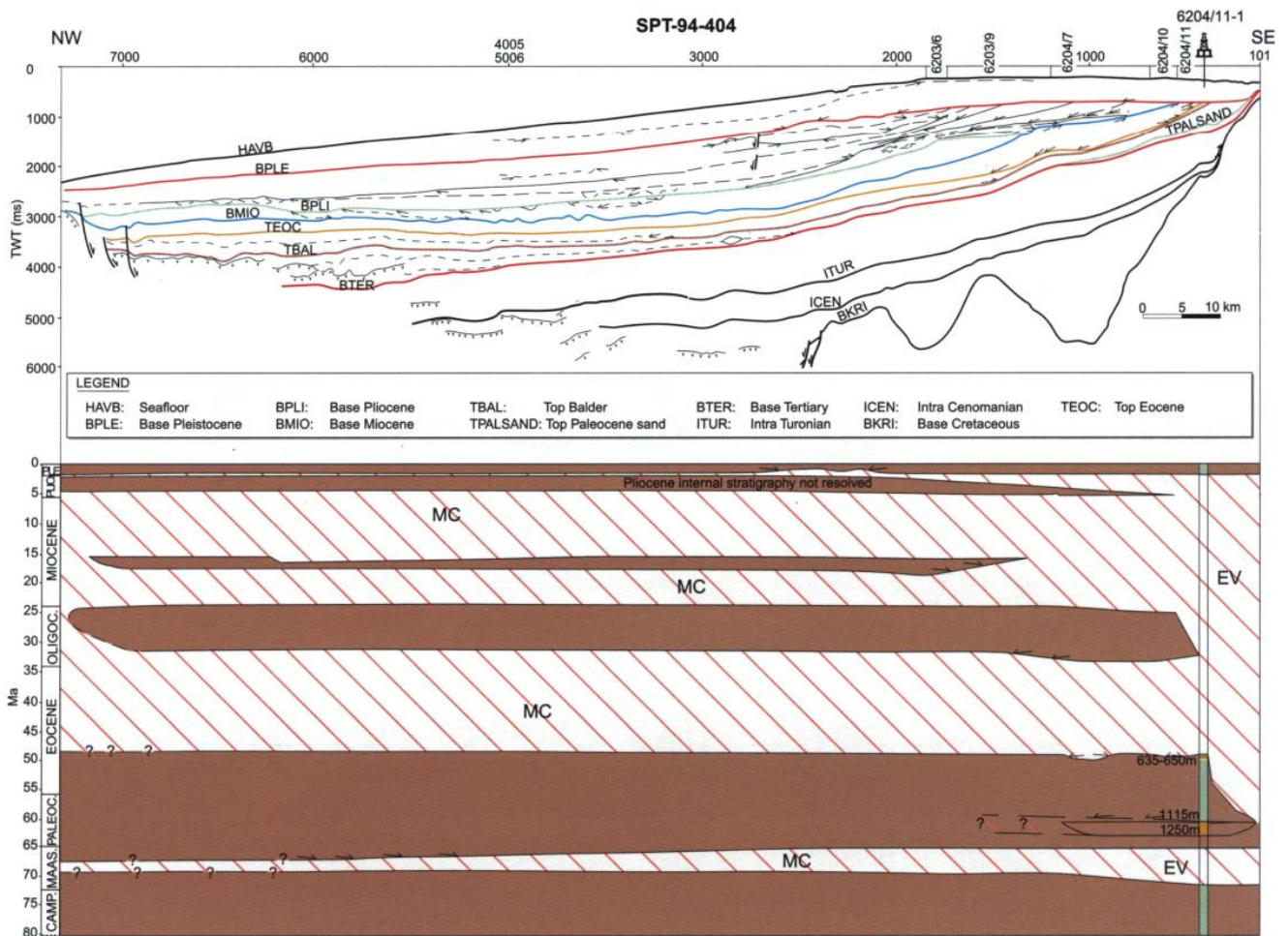
Figur 17 er representert med rød linje i figur 16. Dette profilet starter i sørvest og ender i en nordøstlig retning. Under havbunnen i den seismiske seksjonen finnes det avsetninger fra kritt til pleistocen (ca. 145,5 millioner år - 11 700 år siden). Det kronostratigrafiske diagrammet viser enheter fra campanium til pleistocen (83,6 millioner år - 11 700 år siden) (Martinsen et al., 1999). Det samme tidsspennet gjelder også for figur 18.





Figur 17: Profil 1. Seismisk seksjon med tilhørende kronostratigrafisk diagram (Martinsen et al., 1999).

Figur 18 er vist med en gul linje i figur 16. Dette profilet starter i en nordvestlig retning og ender i sørøst. Både i figur 17 og 18 går profilene gjennom brønner, der grønn farge i brønnen indikerer skifrig/siltig avsetninger og oransje farge er sand (Martinsen et al., 1999).



Figur 18: Profil 2. Seismisk seksjon med tilhørende kronostratigrafisk diagram (Martinsen et al., 1999).

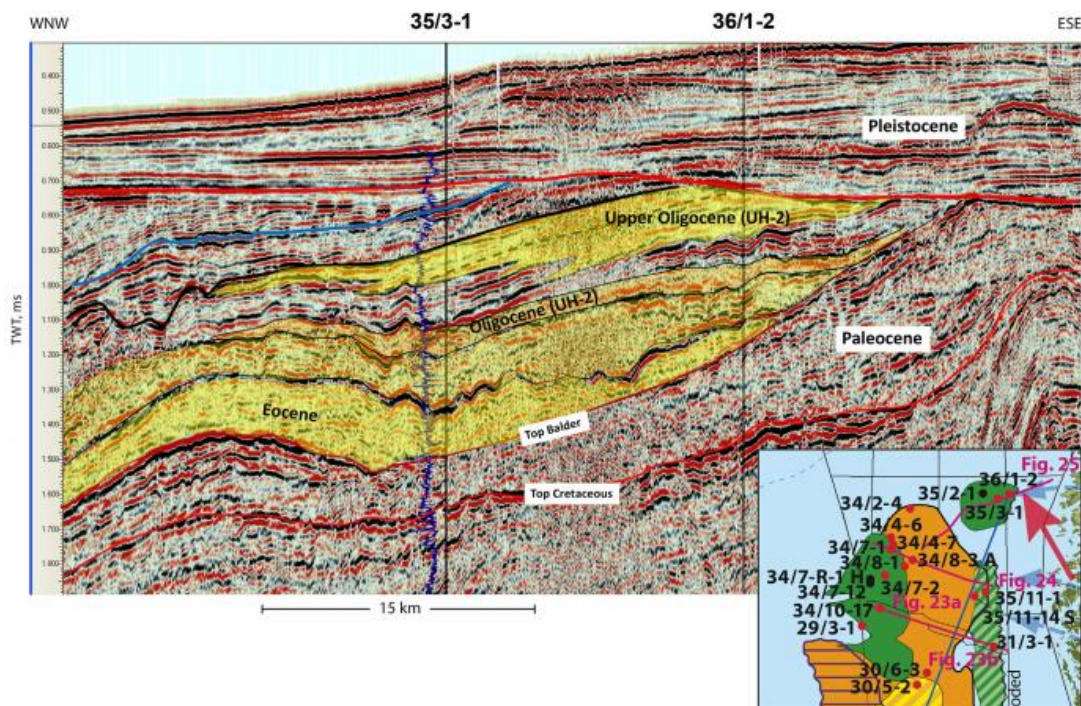
Felles for begge profilene er at det finnes brudd i lagrekken, med perioder der det ikke finnes noen avsatte sedimenter. Det er ulike prosesser som kan forårsake dette. En årsak kan være marin kondensasjon (MC på figur 17 og 18), som kan beskrive et miljø med svært lite sedimenttilførsel. Dette kan være fordi det er langt til neste sedimentkilde eller at det er lav topografi i baklandet. En annen mulig årsak til opphold i lagrekken, kan være at sedimenter som tidligere har blitt avsatt er blitt erodert bort (erosional vacuity, EV figur 17 og 18). Dette kan skje dersom avsetningene befinner seg over havnivået, der de vil bli utsatt for subaerisk erosjon (Martinsen et al., 1999).

Martinsen et al. (1999) har også i sin artikkel beskrevet fem større perioder der det har vært opphold i sedimentasjonen eller at avsetninger har blitt erodert bort. De fem periodene er base paleocen, intra-eocen, intra-obligocen, base miocen og base pleistocen. Flere av periodene



preges av å ha vært utsatt for både erosjon og marin kondensasjon. Dette gjelder eksempelvis i base paleocen, der avsetningene er fraværende fra omtrent 66 til 62 millioner år siden (figur 17 og 18). Oppholdet representerer også en inkonformitet. Rett etter denne perioden var det en økning i sedimenttilførselen, noe som førte til at sandkiler ble bygd ut mot vest (Sømme et al., 2019). Den økte tilførselen av sedimenter kan være et tegn på at topografien har blitt hevet.

En tydelig inkonformitet kan også sees i base pleistocen, som startet for omtrent 2,8 millioner år siden. I både figur 17 og 18 ser man at de eldre enhetene avsatt fra startet av paleocen til og med pliocen har en annen orientering enn det laget som ligger over. Dette skyldes at de eldre lagene som ligger under har blitt hevet og tiltet slik at overflaten har blitt erodert, før det så har lagt seg nyere avsetninger på toppen. Dermed har de yngste avsetningene fra pleistocen lagt seg like over de eldste avsetningene fra kritt, noe som kan sees som en vinkeldiskordans helt øst i figur 17 og 18. Denne vinkeldiskordansen er også til stede i figur 19, som er et kortere profil som ligger tettere på studieområdet vårt. Tilstedeværelsen av vinkeldiskordansen i alle tre profilene kan være med på å vise at de større endringene i stratigrafien er representert over store områder, og ikke bare opptrer lokalt (Martinsen et al., 1999).



Figur 19: Profil 3. Tolket geoseismisk linje gjennom brønn 35/3-1 og brønn 36/1-2 i terrassen utenfor Måløy (Eidvin et al., 2014).

I artiklene av Martinsen et al. (1999), Sømme et al. (2013a) og Sømme et al. (2019) har de funnet ut at mange inkonformiteter er relatert til tektonisk landheving av det norske fastlandet. Under dette kommer også isostatiske endringer etter istider. Det finnes regionale forskjeller i de forskjellige bassengene, både når det kommer til type sediment avsatt og deres mektighet. Med dette tatt i betraktning konkluderer de med at tektonisk landheving har hovedkontrollen for sedimentasjonen offshore. Bruddene i stratigrafien der det har blitt dannet inkonformiteter kan derfor sees i sammenheng med periodevis landheving.

## 4. Teori

### 4.1 Dannelsen av den vestnorske topografien

I denne delen ønsker vi å gå mer detaljert inn i de to hypotesene som er presentert i innledningen vår. Det har lenge vært en enighet blant forskerne om hvordan fjellene i Norge har blitt dannet. Dette var helt til en forskergruppe med representanter fra Norge og Danmark la fram en helt annen hypotese som strider mot den klassiske hypotesen først antatt. Denne debatten om fjellkjededannelsen pågår enda i dag. Det argumenteres på begge sider av hypotesene, der argumentene berører flere fagfelt og prosesser innenfor geologien. På grunn av dette har debatten skapt engasjement i mange forskningsmiljøer (Helland-Hansen, 2019). Nedenfor kommer vi til å forklare hver hypotese for seg inkludert de argumenter som forskergruppene mener taler i favør deres hypotese.

Den klassiske hypotesen baserer seg på Hans Reusch sin artikkel som allerede ble presentert i 1901. I nyere tid har forskere bygd videre på hans hypotese ved å prøve å finne flere argumenter, men grunnprinsippene er de samme som han presenterte. Denne hypotesen påstår at de norske fjellene er unge, sett i et geologisk perspektiv. Tilhengere av denne hypotesen mener at den kaledonske fjellkjeden ble erodert bort for omtrent 400 millioner år siden, ikke lenge etter deres dannelse (Helland-Hansen, 2019). Deres undersøkelser viser også at det gamle grunnfjellet var blottet i mellom-jura for 175 millioner år siden. På denne tiden var det et fuktig klima, og erosjon i et slikt klima førte til oppløsning av grunnfjellet slik at det ble dannet sprekker. I disse sprekkene ble grunnfjellet omdannet til leirmineraler, kalt saprolitt. Sent i jura ble landet dekket av hav, som førte til at et tykt dekke av sedimenter ble avsatt (Japsen & Chalmers, 2019). Landet var da et flatt slettelandskap som resultat av erosjon over lang tid (Helland-Hansen 2019). Senere inntraff en eller flere perioder med landheving, som etter hvert førte til at sedimentdekket ble erodert bort. Under landhevingene satte elveerosjon sitt preg på landskapet ved at v-formede elvedaler ble dannet. Det påstås at hevingen av det flate slettelandskapet har gitt opphav til flatene som finnes ved høyere topografi i Norge i dag (Japsen & Chalmers, 2019).

Et av de sentrale argumentene for deres hypotese er at de har funnet saprolitt under restene som er igjen av sedimentdekket. Disse leirmineralene har blitt funnet ved flere lokaliteter i både Sverige og Norge. De har også tatt i bruk fisjonsspormålinger som de bruker i favør

deres hypotese. Ved slike målinger kan de finne ut hvor langt nede under overflaten steinprøven befant seg ved et visst tidspunkt ved å se på hvilken temperatur den hadde. Disse målingene kan vise når bergarter har beveget seg mot overflaten, ved at lag på overflaten blir erodert bort slik at temperaturen blir mindre for de lagene som befinner seg under. Ved å bruke samme metode er det også mulig å estimere tykkelsen til lagene (Japsen & Chalmers, 2019).

Forskere har i tillegg til fisjonsspormålinger også sett på sedimenter som har blitt transportert vekk fra Norge. En stor del av erosjonsproduktene fra Norge endte opp i Danmark grunnet elvenes sørgående retning. Her fant de bevis for at det har skjedd en landheving, da de påstår at dannelsen av slike flettede elvesystemer er karakteristisk for en tektonisk landheving. I avsetningene ble det funnet kvartskorn som var rundet. De argumenterer for at en slik rund form ikke kan komme fra glasial erosjon (Japsen & Chalmers, 2019), noe som brukes som et motargument i retning den nyeste hypotesen.

Den nyeste hypotesen omtales som ICE-hypotesen, der ICE står for isostasi, klima og erosjon (Helland-Hansen, 2019). Forskergruppen som står bak denne hypotesen mener at den kaledonske fjellkjeden aldri har blitt erodert helt ned, slik at fjellene som finnes i Norge i dag er rester av den gamle fjellkjeden. Hypotesen deres vektlegger isostasi, da jordskorpen i en platekollisjon ikke bare vil foldes oppover, men også nedover. Skorpen som befinner seg under fjellene fungerer derfor som en rot, der fjellet kan tilsvare toppen av et isfjell. Dersom erosjon gradvis fjerner lag av fjellet som ligger øverst, vil roten under fjellet svare med å stige slik at likevekten blir opprettholdt. Norges høye platålandskap forklares med at isen fungerer som både høvel og sandpapir, slik at flatene er et resultat av at isen har slipt de til den formen de har i dag (Pedersen et al., 2019).

Et sentralt argument Pedersen et al. (2019) og Nilsen et al. (2009) legger fram i favør deres hypotese er tilstedeværelsen av en rot under fjellene i Norge. Denne roten mener de å ha lokalisert ved hjelp av flere målemetoder, deriblant seismologiske målinger. Med dette argumenteres det imot den klassiske hypotesen da en slik rot bare kan dannes ved en platekollisjon, og ikke kan oppstå senere ved andre prosesser. Dermed utelukker de hypotesen om at landskapet har blitt erodert helt flatt, fordi da hadde roten også vært erodert bort. De argumenterer også for at det er denne roten som holder fjellene oppe i dag (Pedersen et al., 2019). Derimot mener forskergrupper som holder med den klassiske hypotesen at dette ikke

stemmer. De har tatt mer omfattende målinger helt inn til Sverige og Finland der topografien er lavere. Resultatene fra disse målingene viser at skorpen ikke er tykkere under den høye topografien i Norge. Med dette resultatet argumenterer de sterkt i ICE-hypotesens retning. De mener at dersom hypotesen hadde vært reell, ville skorpen under Norge vært tykkere enn skorpen som befinner seg under Sverige og Finland, slik at høy topografi reflekterer tykk skorpe (Chalmers et al., 2010).

Forskergruppene som støtter ICE-hypotesen stiller seg spørsmålet om hvorfor det i det hele tatt finnes fjell i Norge, med bakgrunn i at den klassiske hypotesen har betydelige mangler når det kommer til å forklare selve mekanismene bak landhevingen. De mener at siden Norge med tiden har beveget seg vekk fra tektoniske aktive soner, er det lite sannsynlig at landhevingen har skyldtes tektoniske bevegelser (Pedersen et al. 2019). Derimot mener forskere som holder med den klassiske hypotesen at landhevingen kan forklares av tektoniske prosesser. I en artikkel av Redfield et al. (2005) forklarer de at landhevingen i Vest-Norge henger sammen med reaktivering av eldre post-rift forkastningssoner slik som Møre-Trøndelag. Forflytninger langs slike forkastningssoner hadde en betydning for hvilke områder som ble hevet, og dette gjenspeiler seg i dagens topografi (Redfield et al., 2005). En annen mulig forklaring kan være at det norske fastlandet har blitt påvirket av en hotspot under Island og Jan Mayen. Dette forklares med at materiale fra hotspots kunne spre seg inn til den kontinentale litosfæren, der det er lokalisert en strøm som har beveget seg mot Norge. Dette har dannet et lag under litosfæren, som forskere mener fungerer som en dynamisk bærebjelke når landet har blitt hevet i neogen (Rickers et al., 2013).

Andre argumenter som framgår av ICE-hypotesen i retning den klassiske er resultater fra sedimentundersøkelser utenfor Norges kyst. Tilhengere av den nyeste hypotesen mener at det antatte sedimentvolumet som befinner seg offshore ikke stemmer overens hvis det bare er dalene og fjordene som har blitt påvirket av breerosjon. Sedimentvolumet antas å være av en slik størrelse at det må være flere bidragsyttere i tillegg til dalene og fjordene. På grunn av dette kan de argumentere for at det også er breerosjon som har forårsaket utformingen til flatene i landskapet (Pedersen et al., 2019).

## 4.2 Dannelsen av paleoflater

Paleoflater er definert som flate områder med klare avgrensninger fra omkringliggende topografi. I Vest-Norge finnes høytliggende flater, der høyden på disse kan komme over 1000 meter over havet. Som forklart i kapittel 4.1 finnes det to hypoteser for dannelsen av fjellene i Norge, der hypotesene kommer med forskjellige forslag til hvordan paleoflatene ble dannet.

En hypotese går ut på at fjellene ble erodert ned til et slettelandskap ved havnivå, for så å bli hevet opp til den høyden de har i dag (Reusch, 1901). Det er kartlagt flere nivåer med flater både på østkysten av Grønland og i Norge. Disse artiklene mener at de norske fjellene er dannet ved forskjellige hevingsperioder (Bonow et al., 2014; Lidmar-Bergström et al., 2000).

Den andre hypotesen argumenterer for at paleoflatene ble dannet av isbreer som slipte ned de gamle restene av den kaledonske fjellkjeden (Pedersen et al. 2019). Tilhengere av hypotesen argumenterer for at elvedalene som eksisterte før glasiasjonen har blitt erodert ned til dagens fjorder. Den største delen av isen la seg i disse dalene, noe som førte til mindre erosjon andre steder. Der det var mindre erosjon ble landskapet jevnet ut i stedet for at daler ble dannet. Denne prosessen kalles “the glacial buzz-saw”. Prosessen fører til at erosjon starter ved likevektslinjen til breen, som er grensen mellom tilførsel og avsmeltning av snø og is (Barr & Spagnolo, 2014). Erosjon ved en slik prosess vil derfor kunne danne flate partier i høyden.



## 5. Metode

### 5.1 Analyse av berggrunn og topografi

For å finne ut om det er en sammenheng mellom bergartstype og topografi innenfor studieområdet brukte vi GIS-programvarene QGIS 3.12 og ArcMap 10.7.1. Det geologiske kartet vi brukte som utgangspunkt var 1:250 000 berggrunnskartet fra NGU. Dette kartet består av mange polygoner som blant annet inneholder informasjon om hvilke bergarter som er i området og hvilken tektonisk enhet de ligger i. Vi lagde tre kopier av dette kartet for å ha et kart med hovedbergartstyper, et med tektoniske enheter og et med bergartenes forvittringsmotstand.

Ved å slå sammen polygonene med lik informasjon kunne vi enklere finne gjennomsnittshøyden til de ulike hovedbergartene, de tektoniske enhetene og bergartenes forvittringsmotstand. Dette ble gjort i QGIS ved å markere polygonene vi ønsket å slå sammen, og deretter velge funksjonen “Merge selected features”. Vi gjorde dette for alle polygonene som besto av samme bergart eller tektonisk enhet, slik at det kun ble ett polygon for hver bergart/tektonisk enhet innenfor området.

Før vi kunne finne gjennomsnittshøyden til bergartenes forvittringsmotstand måtte vi kategorisere dem. Vi valgte å dele bergartene inn i tre kategorier: lav, middels og høy forvittringsmotstand, der grunnlaget til denne kategoriseringen er bergartenes Los Angeles-verdi (Erichsen et al., 2008). Etter at bergartene var kategorisert kunne vi slå sammen de aktuelle bergartspolygonene, slik at studieområdet kun besto av tre polygoner: bergarter med lav, middels og høy forvittringsmotstand.

Utrekningen av gjennomsnittshøyde for de ulike polygonene ble utført i ArcMap, som også er en GIS-programvare. Vi prøvde å gjennomføre SAGA-funksjonen “Raster statistics for polygons” i QGIS, men da manglet gjennomsnittshøyden for et par bergartspolygoner og vi gikk derfor over til ArcMap. For å regne gjennomsnittshøyden brukte vi to verktøy: “Interpolate shape” og “Add surface information”. “Interpolate shape” benyttes for å gi polygonene, som er todimensjonale figurer, en høydeverdi så de blir tredimensjonale. Høydeverdien er hentet fra en DEM-fil (Digital Elevation Model), som er en modell som inneholder informasjon om terrengets høyde. Denne filen er en 50 meters DEM-høydemodell,

noe som vil si at det er 50 meter mellom hvert målepunkt. Verktøyet “Add surface information” bruker resultatet fra “Interpolate shape” til blant annet å regne ut gjennomsnittshøydene til de ulike polygonene.

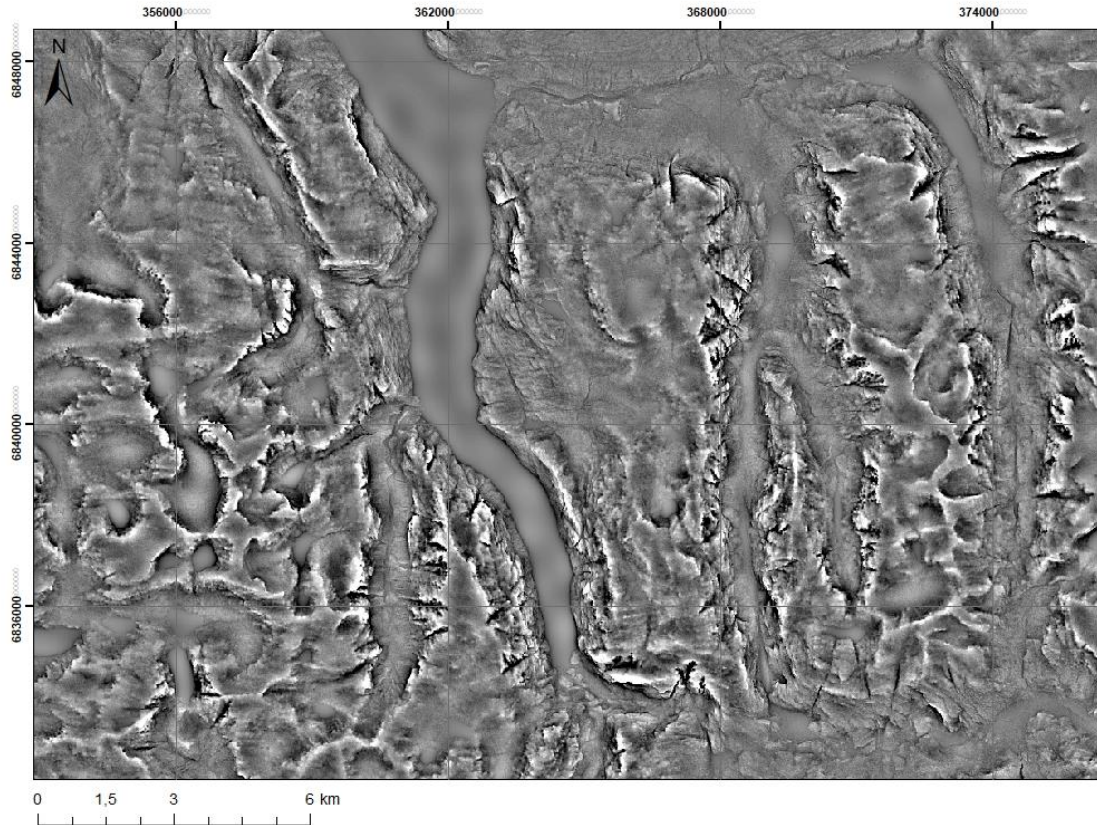
## 5.2 Lineamentanalyse

En lineamentanalyse blir utført ved å kartlegge lineamenter innenfor et område og deretter analysere dem. Lineamenter er rettlinjede strukturer som observeres i jordoverflaten, og de kan gi et bilde på underliggende geologiske strukturer (O’leary et al., 1976). For å kartlegge lineamentene har vi benyttet to metoder: manuell og automatisk kartlegging. Vi har også sett på foliasjonsmålinger fra de aktuelle områdene.

### 5.2.1 Manuell lineamentkartlegging

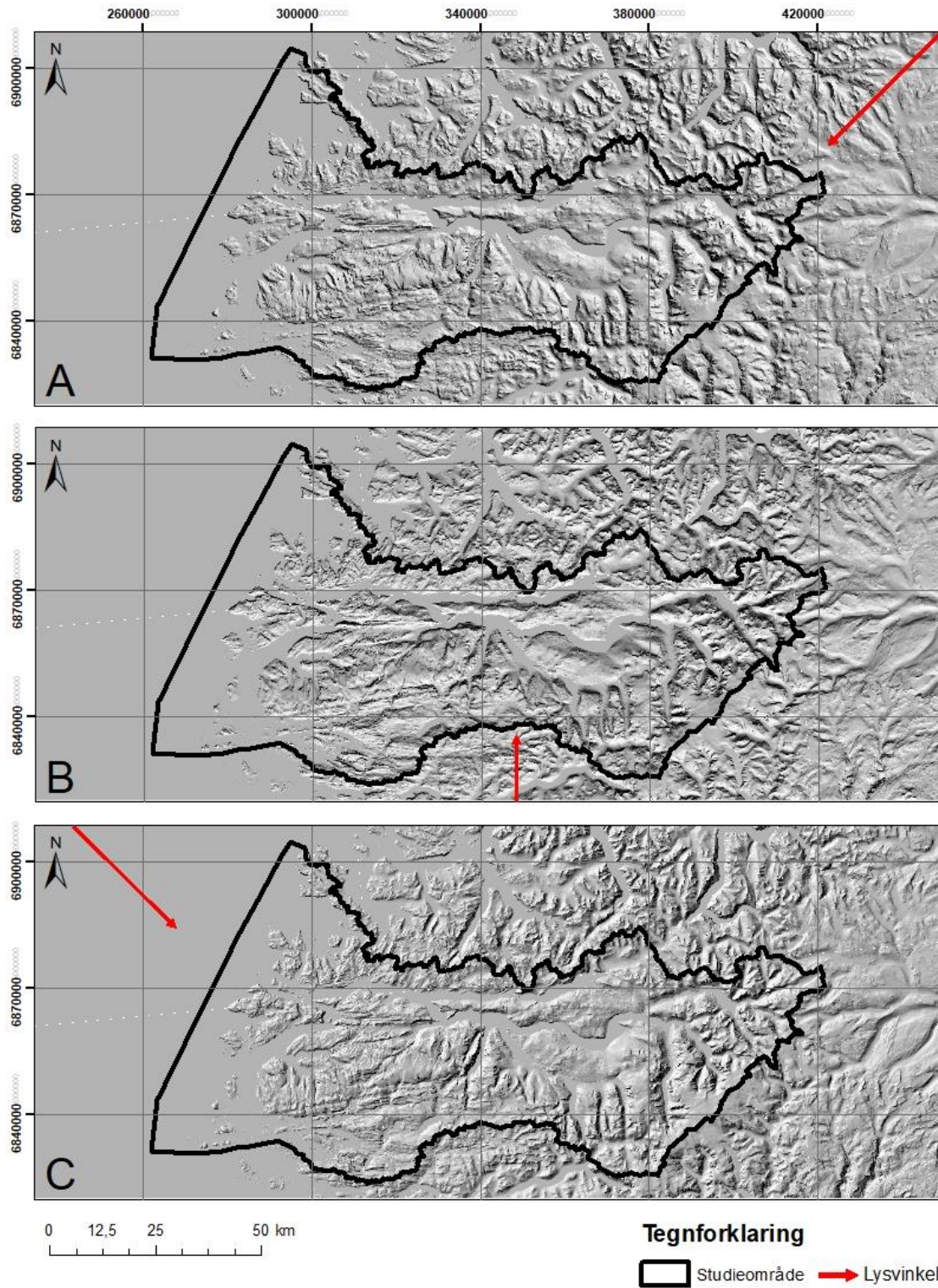
Den manuelle lineamentkartleggingen ble utført i ArcMap mellom målestokkene 1:200 000 og 1:50 000. Målestokken 1:200 000 ga et overblikk over de aktuelle områdene og målestokken 1:50 000 ble brukt for en mer detaljert kartlegging. For å få kartlagt så mange lineamenter som mulig varierte vi mellom to ulike bakgrunnskart: deriverte DEM-data (Digital Elevation Model) og hillshade.

DEM-data viser terrengets høyde innenfor området, og ved å derivere dette får man tydelig fram kontrastene i landskapet. Den høye kontrasten gjorde det lettere å identifisere lineamentene som mørke streker i landskapet (figur 20).



*Figur 20: Kart fra en derivert DEM-fil fra Byrkjelo-område sør-øst i Nordfjord. Mørke rette streker i landskapet kan identifiseres som lineamenter.*

Hillshade er også basert på DEM-data og viser landskapet ved å skyggelegge bak forhøyninger i topografien. For å identifisere så mange lineamenter som mulig brukte vi tre hillshade-kart med ulike innstillinger for “Azimuth”; 45, 180 og 315 grader. Azimuth bestemmer hvilken vinkel lyset kommer fra og dermed hvor skyggene legger seg i landskapet. Ved å sette Azimuth til 45 grader kommer lyset fra nordøst og skygger i sørvest (figur 21A), ved 180 grader kommer lyset fra sør og skygger i nord (figur 21B) og ved 315 grader kommer det fra nordvest og skygger i sørøst (figur 21C).



Figur 21: Tre kart over studieområdet med fjellskygge som bakgrunnskart. Kart A har en lysvinkel på 45 grader, kart B har en lysvinkel på 180 grader og kart C har en lysvinkel på 315 grader.



Manuell lineamentkartlegging blir utført av mennesker, som betyr at det følger med både fordeler og ulemper med denne metoden. Den største fordelen er menneskelig tolkning og muligheten til å se hvordan lineamentene kan henge sammen. Men manuell lineamentkartlegging er også tidskrevende, og kvaliteten på kartleggingen kan variere ut ifra hvem som utfører den og hvor konsentrert vedkommende er under kartleggingsprosessen. Kvalitet og variasjon i lysvinkler hos bakgrunnskartene er også vesentlig for å få kartlagt lineamentene så godt som mulig (Scheiber et al., 2015).

### 5.2.2 Automatisk lineamentkartlegging

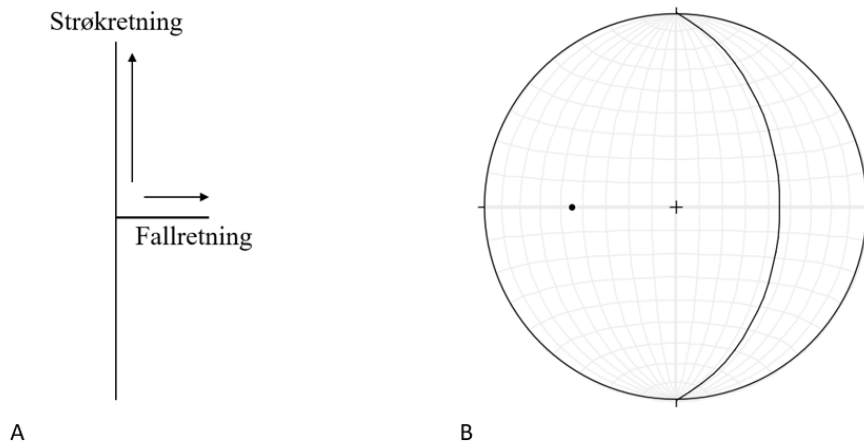
I den automatiske lineamentkartleggingen tok vi utgangspunkt i data fra beta-programvaren Ottomatic. Ottomatic identifiserer lineamenter i terrenget og dataene inneholder blant annet informasjon om lineamentenes bredde, dybde og volum (Torgersen et al., 2020). Ut ifra denne informasjonen har vi sortert dataene ved å fjerne alle lineamenter som har en lengde på under 500 meter og høyde-bredde-forhold under -0,05. Dette gjorde vi for å fjerne støy i datasettet, slik at lineamentenes orientering kom tydeligere fram.

Det er både fordeler og ulemper ved å kartlegge lineamentene automatisk. Det er store fordeler ved at det er en effektiv metode, og det gir et kvantitativt datasett med lineamenter fordelt jevnt utover studieområdet (Scheiber et al., 2015). Ulemper med en automatisk lineamentkartlegging er at datasettet kan inneholde feilkategoriserte lineamenter, altså strukturer som ikke er lineære (Torgersen et al., 2020). For å få rettet opp i disse feilene bør man manuelt fjerne de små, korte og smale lineamentene.

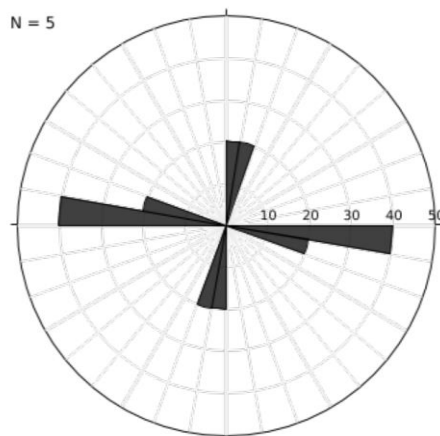
### 5.2.3 Polplott og rosedigram

For å visualisere hvilke retninger som dominerer i foliasjonsmålingene brukte vi programvaren Stereonet. Vi lagde polplott for å lage en oversikt over hvilke retninger og helninger foliasjonene har. Vi benyttet oss også av rosedigram for å illustrere hvilke retninger foliasjonsmålingene ligger. Polplottet ble laget ut ifra foliasjonsmålingenes strøkretning og fallvinkel. Strøkretning er himmelretningen som er vinkelrett på fallretningen (figur 22A), og fallvinkelen er vinkelen foliasjonen heller. Disse målingene ble plottet som plan i Stereonet. Deretter regnet programmet ut polene til disse planene, og retningen med

høyest konsentrasjonen av poler. Polplottet viser hvilke himmelretninger og vinkler som dominerer i datasettet. Som illustrert i figur 22, kan vi se at polen til et plan ligger på motsatt side av planets fallretning. Når planet heller mot øst, vil polen ligge i vest (figur 22B). Vi brukte også Stereonet for å lage rosediagram. Rosediagrammet illustrerer hvilken strøkretning som dominerer i foliasjonsmålingene (figur 23).

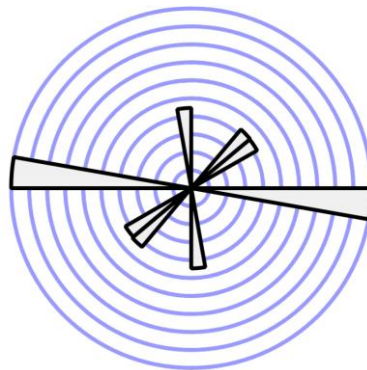


Figur 22: A er en illustrasjon som viser strøk- og fallretning ved en strukturmåling. B er et eksempel på et Stereonet med plan og pol. Den buede linjen viser et plan med strøkretning 0 grader og fallvinkel på 45 grader. Punktet viser polen til planet.



Figur 23: Eksempel på et rosediagram laget i Stereonet. De grå områdene viser hvilke retninger lineamentene er orientert. Tallene 10, 20 osv. viser hvor stor prosent av lineamentene i området som har denne orienteringen.

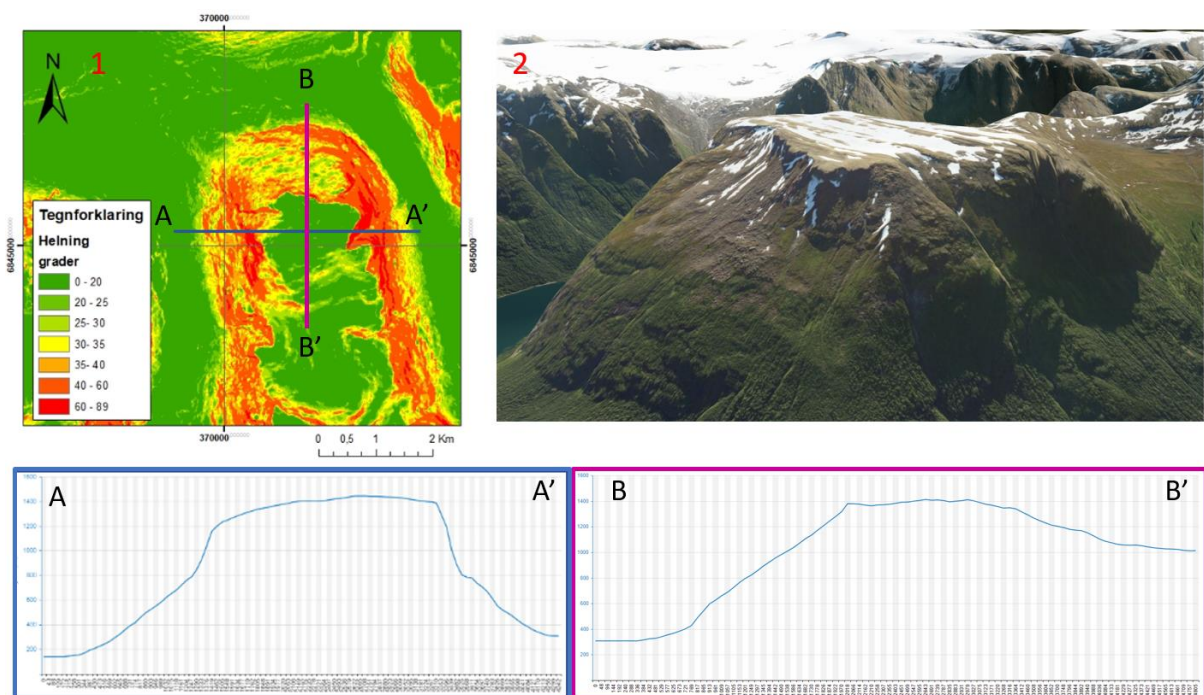
For å illustrere lineamentene som ble kartlagt brukte vi programmet Line Direction Histogram, som er en tilleggsprogramvare til QGIS (Tveite, 2015). Programmet brukte lineamentenes retning og lengde for å lage et lengdevektet rosedigram (figur 24). Dette vil si at de lengste lineamentene vil ha mest innflytelse på hvordan rosedigrammet vil se ut. Vi brukte 18 “bins”, eller barer, for å få et ryddig og forståelig rosedigram, samt benyttet oss av funksjonen “0-180 orientation neutral”. Formålet med denne funksjonen er å speile barene 180 grader, for å illustrere at lineamentene strekker seg i to himmelretninger (Tveite, 2015).



*Figur 24: Eksempel på et lengdevektet rosedigram laget i Line Direction Histogram i QGIS. Den dominerende lineamentretningen setter grensen for den ytterste sirkelen i rosedigrammet, og de andre lineamentretningene normaliserer seg etter dette.*

### 5.3 Kartlegging av paleoflater

For å kartlegge paleoflater brukte vi programvaren ArcMap sammen med nettverktøy. Kartleggingen ble utført manuelt. Vi valgte å definere paleoflater som områder med maks 20 grader helning, begrenset av tydeligere brattere fjellsider. For å finne flater som hadde mindre enn 20 graders helning brukte vi helningskart, som var kategorisert slik at alt under 20 grader var grønt. Ved å se på helningskartet, Norge i 3D og høydeprofiler kunne vi bestemme om flaten var en paleoflate eller ikke (figur 25). Deretter lagde vi polygoner i ArcMap av paleoflatene.



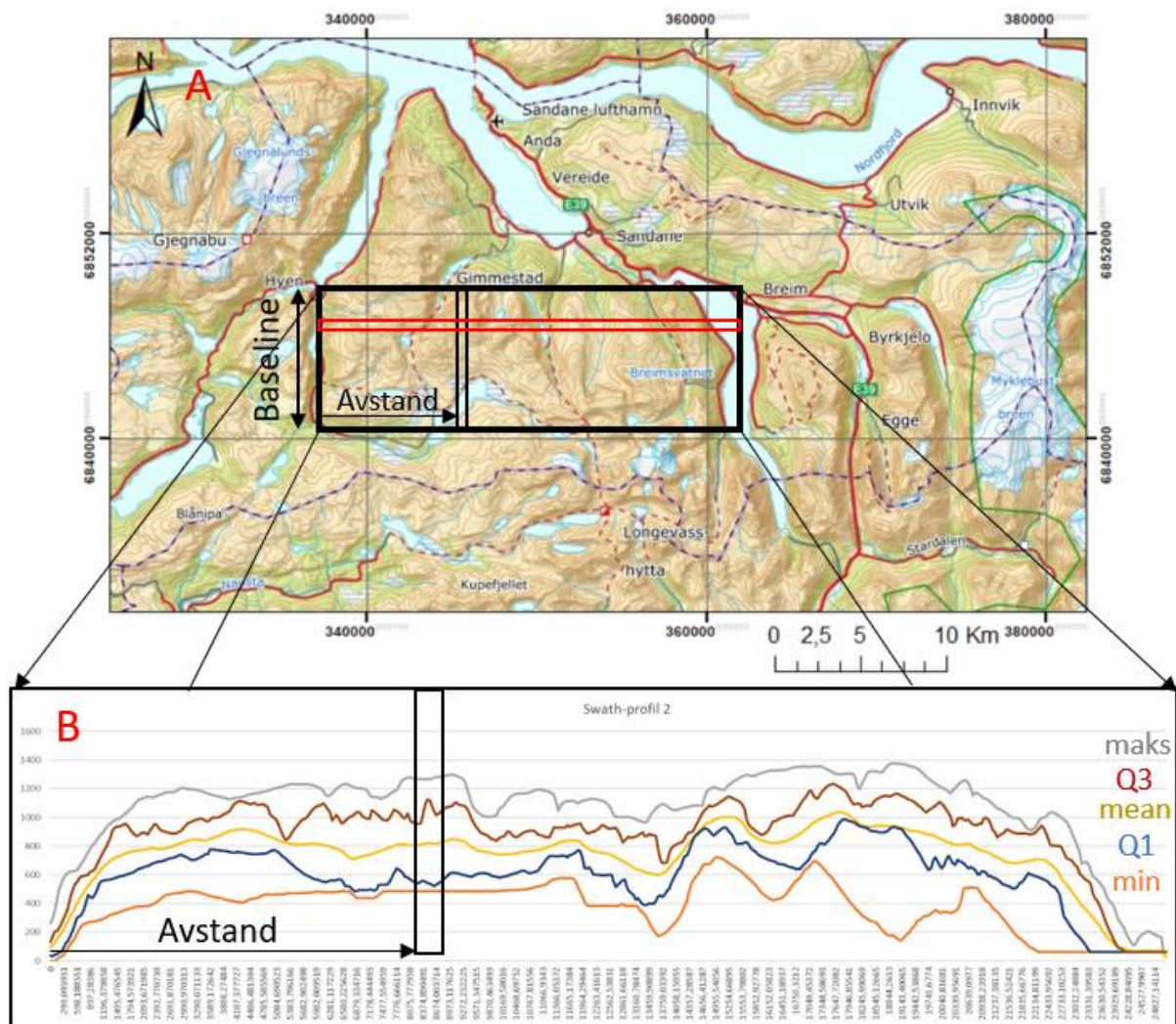
Figur 25: Kart 1 viser et helningskart over en flate ved Byrkjelo. Bildet 2 er et utklipp av flaten fra Norge i bilder 3D. De to profilene under er høydeprofiler over flatene markert på helningskartet. A går øst-vest og B går nord-sør.

Når flatene var identifisert kunne vi legge til informasjon som gjennomsnittshøyde, hvilke bergarter flaten består av og hvilke løsmasser som ligger på flaten. Verktøyene “Interpolate shape” og “Add surface information” i ArcMap gjorde jobben med å finne den maksimale og minimale høyden, samt gjennomsnittshøyden og arealet til polygonene. Bergartene og løsmassene finner man ved å se på berggrunnskart og løsmassekart. Gjennomsnittshøyden til paleoflatene ble brukt for å kategorisere flatene inn i fire grupper: Lave, middels lave, middels høye og høye paleoflater.



### 5.3.1 Swath-profiler

Et swath-profil er en samling av flere parallelle høydeprofiler som vi legger sammen, og ser på maksimum, minimum, gjennomsnitt, median, 1. kvartal og 3. kvartal til høyden langs profilene (figur 26, Telbisz et al., 2013). I kartleggingen vår av paleoflater blir den maksimale høyden langs profilet brukt til tolkning, fordi den kan vise flere paleoflater som ikke ligger i samme høydeprofil.



Figur 26: Oversikt over et rektangulært swath-profil. A viser et topografisk kart over området som swath-profilet blir utført i. Det svarte rektangelet viser avgrensningen til profilet. Det røde rektangelet markerer avstanden mellom profilene som inngår i swath-profilet. B viser utført swath-profil for området. Maksimal høyde er vist som grå linje, minimal høyde er vist som oransje linje og gjennomsnittshøyden er vist som gul linje. Første kvartal er vist som blå linje og tredje kvartal er vist som rød linje.

For noen områder valgte vi å benytte oss av swath-profiler i stedet for vanlige høydeprofiler. Dette gir et større bilde av topografien, som gjør det mulig å sammenligne flere paleoflater i et og samme profil. Ved å gjøre det på denne måten unngikk vi å lage mange enkelte høydeprofiler.

Swath-profiler kan lages på forskjellige måter. Avstanden mellom hvert høydeprofil kan variere for å få mer eller mindre nøyaktighet. I vårt tilfelle valgte vi å gå for en avstand på 500 meter mellom profilene. Denne avstanden valgte vi for å få en balanse mellom detaljer og overordnet karakterisering av store overflater. Et større mellomrom vil ikke kunne plukke opp daler og topper like detaljert, mens med en kortere avstand vil det bli vanskeligere å plukke opp store strukturer (Telbisz et al. 2013).

Bredden til swath-profilene varierer mellom de fire utførte profilene. I Telbisz et al. 2013 er det anbefalt å ha en bredde mellom 4 og 13 kilometer for å få best resultat. Swath-profil 1 har en bredde på 15 kilometer, og går da over anbefalingene til Telbisz. Dette valget er tatt for å kunne få med de høyeste flatene i sør, samt flatene som ligger lengst nord.

Når vi ser etter flater på swath-profiler bruker vi grafen for maksimal høyde. Dette fører til at flater som ikke ligger på den maksimale høyden ikke vil synes på profilet, og dette gjør det vanskeligere å se om vi har flere nivåer med flater. Derfor er det naturlig å supplere med vanlige høydeprofiler når vi leter etter flere nivåer med flater.

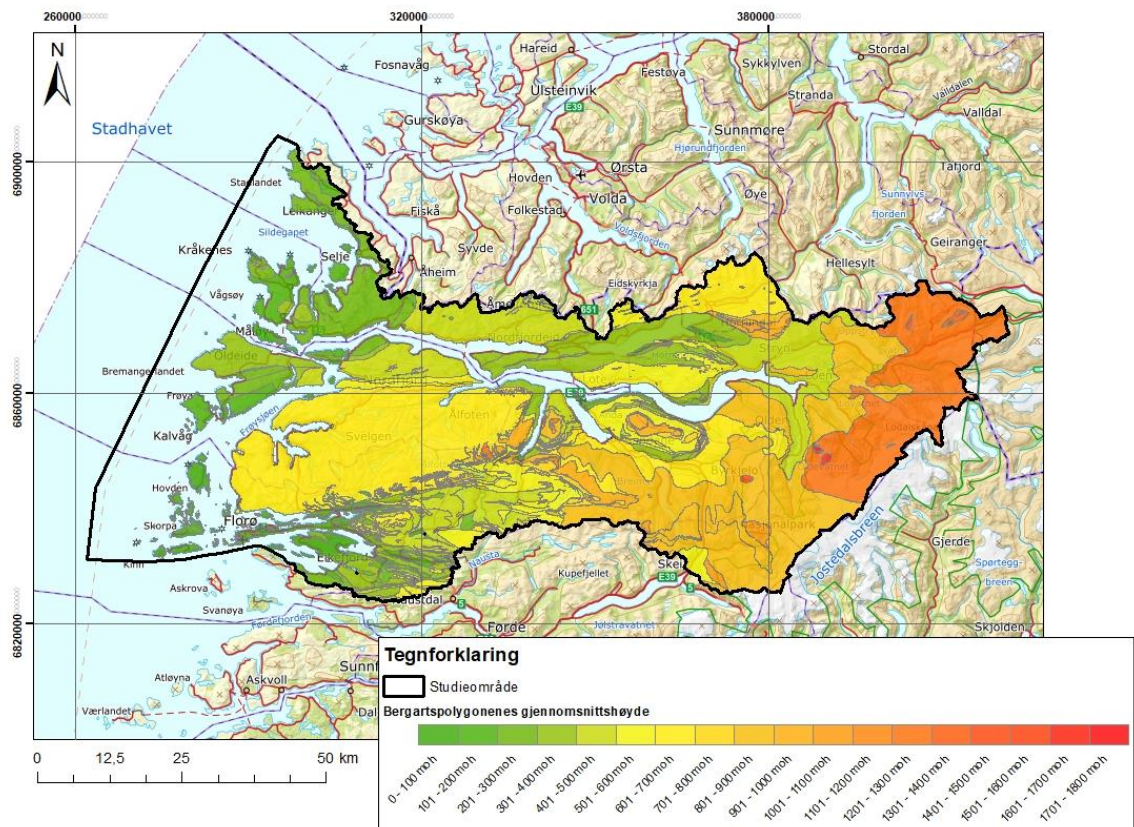
## 6. Resultater

### 6.1 Bergartstype og topografi

Som nevnt i første punkt i problemstillingene ønsker vi å finne ut om det er en sammenheng mellom bergartstype og topografi. Utgangspunktet i denne analysen er et 1:250 000 geologisk kart som blant annet inneholder informasjon om bergarter og tektoniske enheter som befinner seg i området. For å lete etter en sammenheng mellom bergartstype og topografi har vi gruppert bergartene. Vi valgte å gruppere bergartene inn i tre grupper: hovedbergartstype, tektonisk enhet og bergartenes forvittringsmotstand.

#### 6.1.1 Hovedbergartstyper

Gjennomsnittshøyden til hvert polygon kan gi oss en indikasjon på hvordan topografien i studieområdet er, og dette kan brukes for å sammenligne bergartstypene med topografien. Polygonene er kategorisert etter hovedbergartstyper, og bergartspolygonene er ikke slått sammen. For å gjenspeile gjennomsnittshøyden i kartet er polygonene rangert fra grønn som tilsvarer lav gjennomsnittshøyde, til rød som viser høy gjennomsnittshøyde. De laveste områdene er i vest, mens de høyeste er øst i studieområdet. Ved kysten kan vi se et område i gult som stikker opp i det ellers lave kystlandskapet, med en gjennomsnittshøyde på 601 til 700 meter over havet. Det er også en stor variasjon i gjennomsnittshøyde i øst, der området ved fjorden er lavere i grønt og gult, mens det stiger mot øst der områdene blir mer oransje og røde (figur 27).



Figur 27: Kart som viser gjennomsnittshøyden til hvert bergartspolygon innenfor studieområdet. Polygonene er rangert fra grønn (lavest) til rød (høyest).

For å se om det er en sammenheng mellom hovedbergartstyper og topografien har vi funnet gjennomsnittshøyden for hver bergartstype (tabell 1). Bergarten med høyest gjennomsnittshøyde er monzonitt, med en gjennomsnittlig høyde på 901 meter over havet. Den laveste er felsisk vulkansk bergart, som har en gjennomsnittshøyde på 17 meter over havet. Innenfor hver bergart er det store variasjoner, og for å vise dette har vi lagt inn gjennomsnittshøyden til både det laveste og det høyeste polygonet, samt antall polygoner hver bergart består av. Noen bergarter varierer lite i høyde, fra 10 til 100 meter, mens andre har over 1 000 meters høydeforskjell fra det laveste til det høyeste polygonet. Ved å inkludere informasjon om hovedbergartstypenes samlede areal får vi et overblikk over hvor stor del av området de ulike bergartene utgjør (tabell 1). Bergartenes areal er viktig for å tolke resultatet fra kapittel 6.1.3.

Tabell 1: Informasjon om bergartstype og bergartenes samlede gjennomsnittshøyde innenfor studieområdet. De neste to kolonnene viser gjennomsnittshøyden til bergartens laveste og høyeste polygon, etterfulgt av hvor mange polygoner bergarten er satt sammen av. Neste kolonne viser hvor stort areal hver bergart har i området vårt, før siste kolonne tar for seg hvor motstandsdyktig bergarten er mot forvitring (se kapittel 6.1.3). Tabellen er sortert etter bergartenes gjennomsnittshøyde, fra lavest til høyest.

| Bergartstype<br>(d_HOVEDB_1) | Samlet<br>gjennom-<br>snitts-<br>høyde<br>[moh.] | Gjennom-<br>snitts-<br>høyde<br>laveste<br>polygon<br>[moh.] | Gjennom-<br>snitts-<br>høyde<br>høyeste<br>polygon<br>[moh.] | Antall<br>poly-<br>goner | Samlet areal<br>[m <sup>2</sup> ] | Forvitnings-<br>motstand |
|------------------------------|--|--|--|--------------------------|-----------------------------------|--------------------------|
| Felsisk vulkansk bergart     | 17   | 4  | 18   | 2                        | 69 013                            | Høy                      |
| Metagabbro                   | 71   | 30   | 80   | 2                        | 1 654 853                         | Middels                  |
| Intermediær vulkansk bergart | 94   | 8  | 94   | 3                        | 10 232 771                        | Høy                      |
| Grønnskifer                  | 104  | 2  | 163  | 16                       | 96 725 170                        | Lav                      |
| Leirskifer                   | 164  | 100  | 259  | 2                        | 954 548                           | Lav                      |
| Båndgneis                    | 169  | 3  | 510  | 6                        | 13 812 909                        | Middels                  |
| Gabbro                       | 182  | 2  | 758  | 20                       | 11 451 642                        | Middels                  |
| Meta-arkose                  | 183  | 1  | 219  | 5                        | 4 251 885                         | Høy                      |
| Grønnstein                   | 219  | 6  | 222  | 3                        | 12 507 468                        | Lav                      |
| Sedimentær breksje           | 224  | 2  | 340  | 5                        | 52 436 364                        | Middels                  |
| Metagråvakke                 | 232  | 0  | 240  | 7                        | 41 879 321                        | Middels                  |
| Amfibolgneis                 | 236  | 0  | 357  | 38                       | 70 837 900                        | Middels                  |
| Peridotitt                   | 274  | 32   | 844  | 22                       | 1 227 805                         | Middels                  |

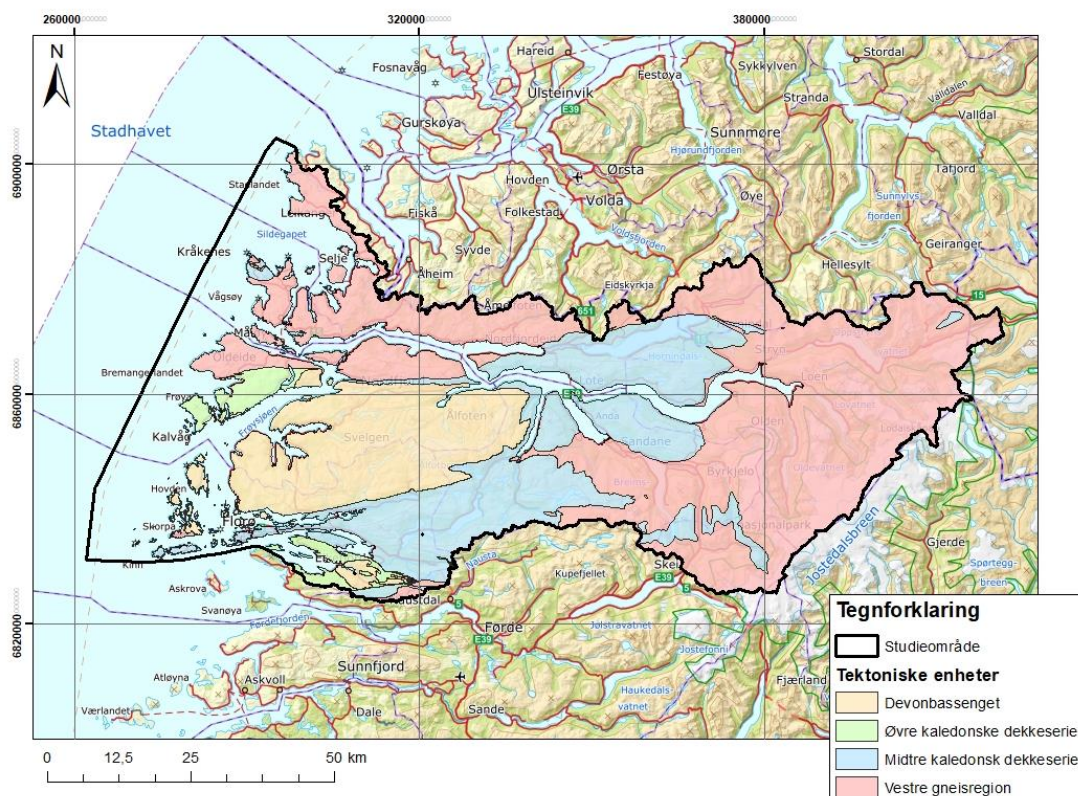
|                        |     |     |       |     |                  |         |
|------------------------|-----|-----|-------|-----|------------------|---------|
| Granodiorittisk gneis  | 295 | 1   | 371   | 5   | 5 692 219        | Høy     |
| Mangeritt              | 319 | 143 | 356   | 3   | 17 039 429       | Middels |
| Aluminium-silikatgneis | 328 | 328 | 328   | 1   | 99 713           | Middels |
| Kvartsskifer           | 346 | 59  | 540   | 5   | 10 673 683       | Høy     |
| Øyegneis               | 373 | 2   | 961   | 41  | 361 933 751      | Høy     |
| Glimmerskifer          | 405 | 11  | 881   | 46  | 96 725 170       | Lav     |
| Anortositt             | 423 | 0   | 1 357 | 140 | 76 707 456       | Høy     |
| Kvartsitt              | 460 | 14  | 1 238 | 80  | 249 900 007      | Høy     |
| Eklogitt               | 515 | 13  | 680   | 5   | 3 807 131        | Høy     |
| Migmatitt              | 564 | 521 | 1 049 | 9   | 38 949 778       | Høy     |
| Konglomerat            | 595 | 0   | 1 236 | 70  | 141 422 324      | Middels |
| Sandstein              | 597 | 0   | 1 199 | 83  | 864 825 385      | Høy     |
| Glimmer-gneis          | 636 | 0   | 1 166 | 60  | 532 384 834      | Middels |
| Kalkglimmer-skifer     | 646 | 107 | 1 069 | 4   | 717 268          | Lav     |
| Fyllitt                | 647 | 589 | 685   | 3   | 13 405 562       | Lav     |
| Dolomittmarmor         | 660 | 660 | 660   | 1   | 81 113           | Lav     |
| Granittisk gneis       | 699 | 0   | 1 475 | 85  | 1 943 828<br>392 | Høy     |
| Serpentinitt           | 699 | 12  | 1 543 | 76  | 4 284 293        | Middels |
| Granitt                | 718 | 1   | 1 732 | 25  | 70 106 077       | Høy     |



|            |     |     |       |    |             |         |
|------------|-----|-----|-------|----|-------------|---------|
| Amfibolitt | 766 | 15  | 1 455 | 23 | 33 275 569  | Lav     |
| Monzonitt  | 901 | 461 | 1 623 | 6  | 994 775 101 | Middels |

## 6.1.2 Tektoniske enheter

Innenfor studieområdet eksisterer det fire tektoniske enheter, rangert fra nederst til øverst: vestre gneisregion, midtre kaledonske dekke, øvre kaledonske dekke og Devonbassenget. Vestre gneisregion består av bergarter som ligger nord og øst i studieområdet. Midtre kaledonske dekkserie strekker seg fra nord til sør omtrent midt i studieområdet, og i sør vestover til kysten. Øvre kaledonske dekkserie og Devonbassenget ligger langs kysten helt i vest (figur 28).



Figur 28: Kart som viser de fire tektoniske enhetene innenfor studieområdet. Devonbassenget i gult, øvre kaledonske dekkserie i grønt, midtre kaledonske dekkserie i blått og vestre gneisregion i rosa.

Ved å finne gjennomsnittshøyden til de ulike tektoniske enhetene kan man vurdere om det er en sammenheng mellom enhetene og topografien. Resultatet er vist i tabell 2. Vestre gneisregion har den høyeste gjennomsnittshøyden, etterfulgt av Devonbassenget og midtre dekkserie. Øvre dekkserie har lavest gjennomsnittshøyde og skiller seg ut fra de andre i resultatlisten med en tydelig lavere gjennomsnittshøyde (tabell 2).

*Tabell 2: Gjennomsnittshøydene for de ulike tektoniske enhetene sortert fra høyest til lavest gjennomsnittshøyde.*

| <b>Tektoniske enheter</b>   | <b>Gjennomsnittshøyde [moh.]</b> |
|-----------------------------|----------------------------------|
| Vestre gneisregion          | 759                              |
| Devonbassenget              | 597                              |
| Midtre kaledonske dekkserie | 493                              |
| Øvre kaledonske dekkserie   | 191                              |

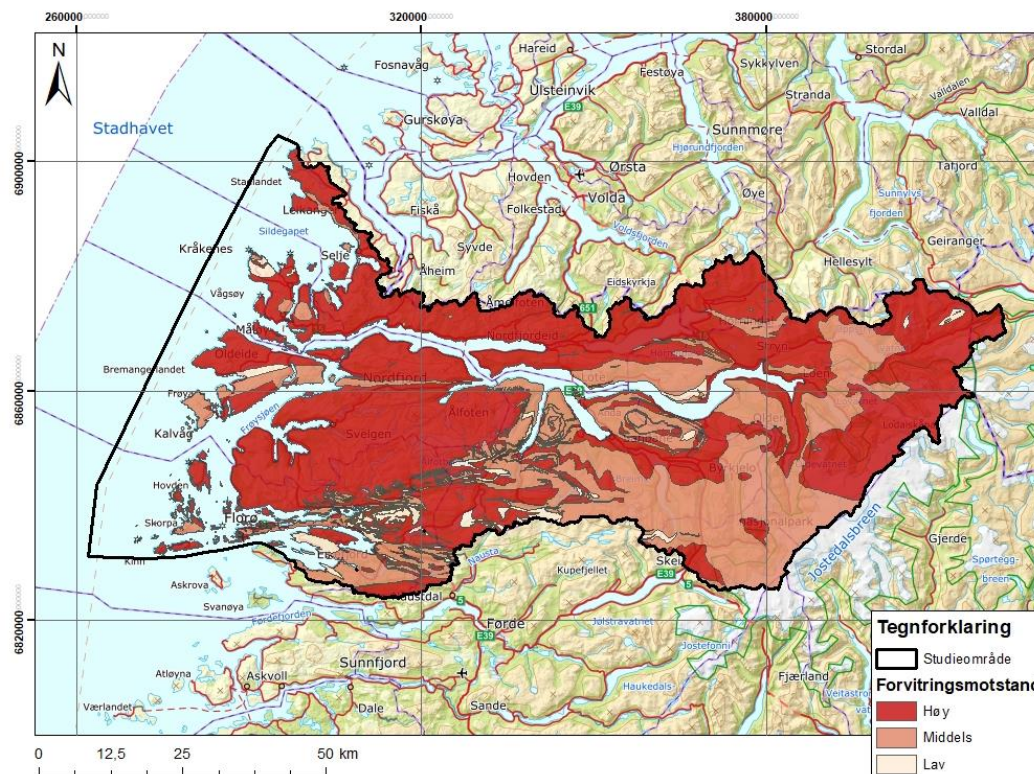
### 6.1.3 Forvittringsmotstand

En annen måte å klassifisere litologien på er etter bergartenes motstandsdyktighet mot forvitring. Vi har klassifisert bergartene i tre kategorier: høy, middels og lav forvittringsmotstand (tabell 3). Området som består av bergarter med høy forvittringsmotstand utgjør store deler av studieområdet, både i innlandet og ved kysten. Bergartene med middels forvittringsmotstand ligger i den sørlige delen av området, både i øst og vest, mens bergartene med lav forvittringsmotstand ligger spredt langs kysten og lenger inn i området (figur 29).



Tabell 3: Klassifisering av bergartene etter høy, middels og lav forvittringsmotstand.

| Høy forvittringsmotstand     | Middels forvittringsmotstand | Lav forvittringsmotstand |
|------------------------------|------------------------------|--------------------------|
| Anortositt                   | Aluminiumsilikatgneis        | Amfibolitt               |
| Eklogitt                     | Amfibolgneis                 | Dolomittmarmor           |
| Felsisk vulkansk bergart     | Båndgneis                    | Fyllitt                  |
| Granitt                      | Gabbro                       | Glimmerskifer            |
| Granittisk gneis             | Glimmergneis                 | Grønnskifer              |
| Granodiorittisk gneis        | Konglomerat                  | Grønnstein               |
| Intermediær vulkansk bergart | Mangeritt                    | Kalkglimmerskifer        |
| Kvartsitt                    | Metagabbro                   | Leirskifer               |
| Kvartsskifer                 | Metagråvakke                 |                          |
| Meta-arkose                  | Monzonitt                    |                          |
| Migmatitt                    | Peridotitt                   |                          |
| Sandstein                    | Sedimentær breksje           |                          |
| Øyegneis                     | Serpentinitt                 |                          |



Figur 29: Kart som viser bergartenes forvittringsmotstand i Nordfjord og Eikefjord. Den røde fargen viser områdene som inneholder bergarter med høy forvittringsmotstand. Bergarter med middels forvittringsmotstand er vist med en brunoransje farge, og bergartene med lav forvittringsmotstand er vist med en lys farge.

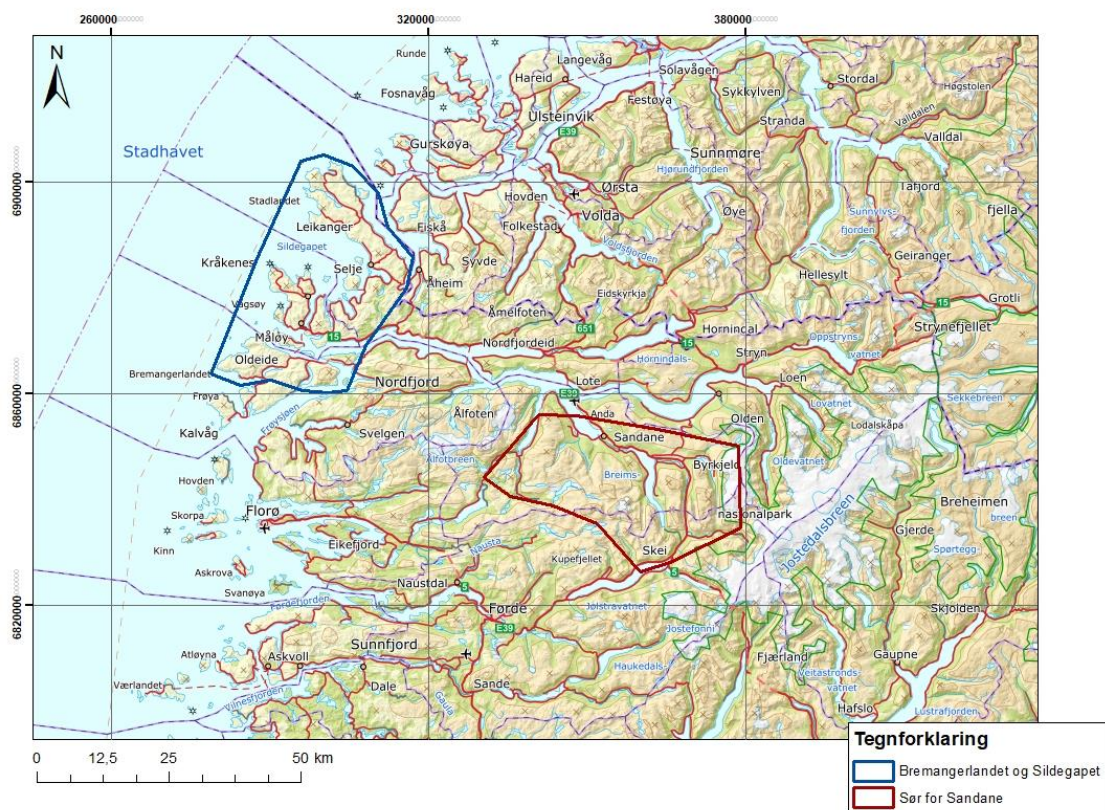
Gjennomsnittshøyden til hver kategori kan si om det er en sammenheng mellom landskapet og bergartenes forvittringsmotstand. Bergartene med lav forvittringsmotstand har lavest gjennomsnittshøyde, mens bergartene med middels forvittringsmotstand er bergartene med samlet høyest gjennomsnittshøyde (tabell 4).

Tabell 4: Gjennomsnittshøyden for de ulike forvittringsmotstandene. Tabellen er sortert fra høy til lav forvittringsmotstand.

| Forvittringsmotstand | Gjennomsnittshøyde [moh.] |
|----------------------|---------------------------|
| Høy                  | 615                       |
| Middels              | 728                       |
| Lav                  | 444                       |

## 6.2 Lineamentanalyse

Andre punkt i problemstillingene stiller spørsmålet: “Hvilke bergartsstrukturer utgjør lineamentene i studieområdet?”, og for å kunne svare på dette har vi utført en lineamentanalyse. Lineamentanalysen baserer seg på både manuell og automatisk lineamentkartlegging, samt publiserte strukturmålinger fra de aktuelle områdene. Lineamentanalysen er utført i to områder: 1. Bremangerlandet og Sildegapet og 2. Sandane (figur 30). Disse områdene er valgt ut på grunn av tilstedeværelse av paleoflater i disse områdene (se kapittel 6.3).

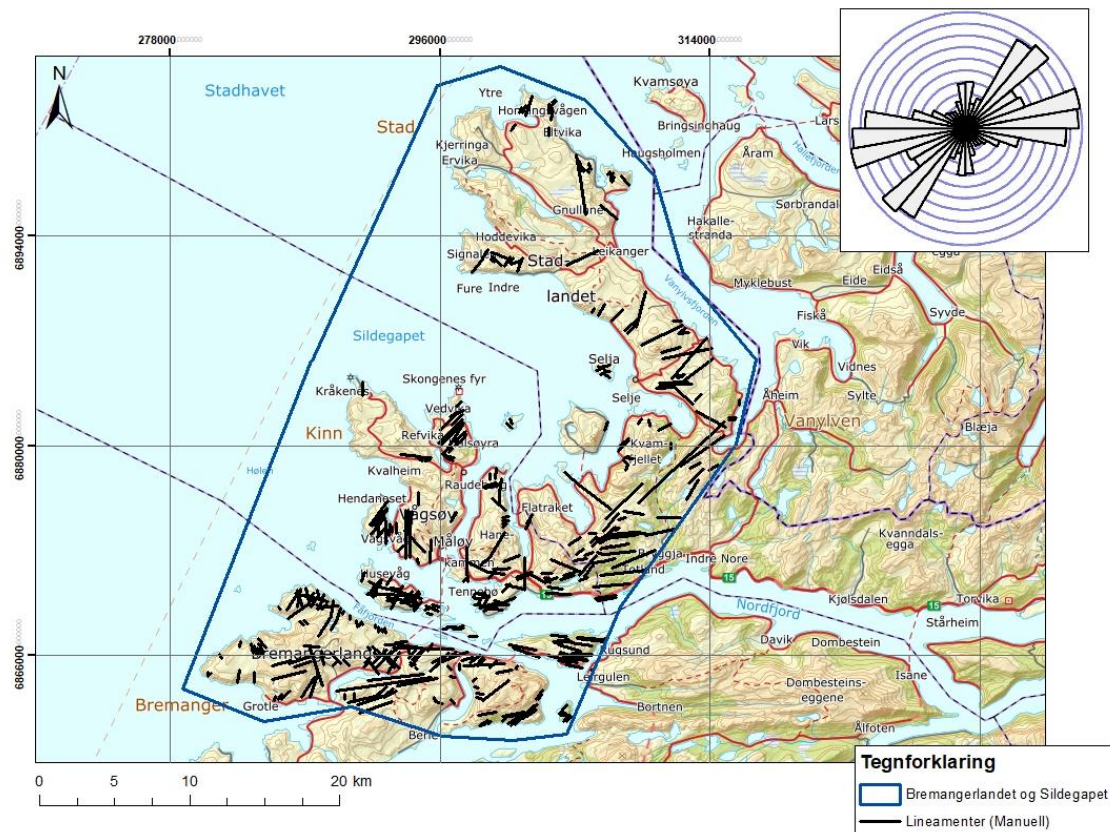


Figur 30: Kart over de to områdene der det ble utført lineamentanalyse. Markert i blått er analyseområdet Bremangerlandet og Sildegapet. Sør for Sandane er markert i rødt.



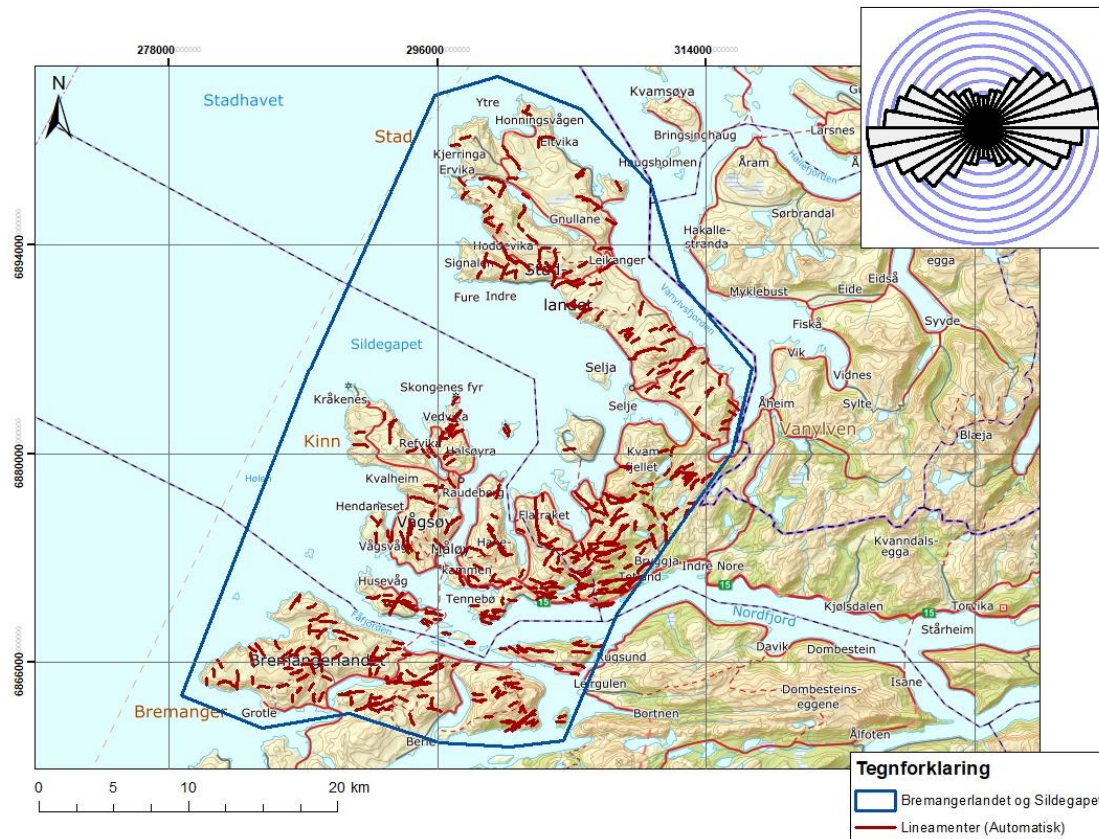
## 6.2.1 Bremangerlandet og Sildegapet

Lineamentene fra den manuelle kartleggingen rundt Bremangerlandet og Sildegapet viser en variasjon i orientering. De fleste lineamentene har en øst-vestlig retning eller er orientert nordøst-sørvest, men rosediagrammet viser også noen lineamenter som er orientert nord-sør (figur 31).



Figur 31: Kart over Bremangerlandet og Sildegapet som viser manuelt kartlagte lineamenter i svart.

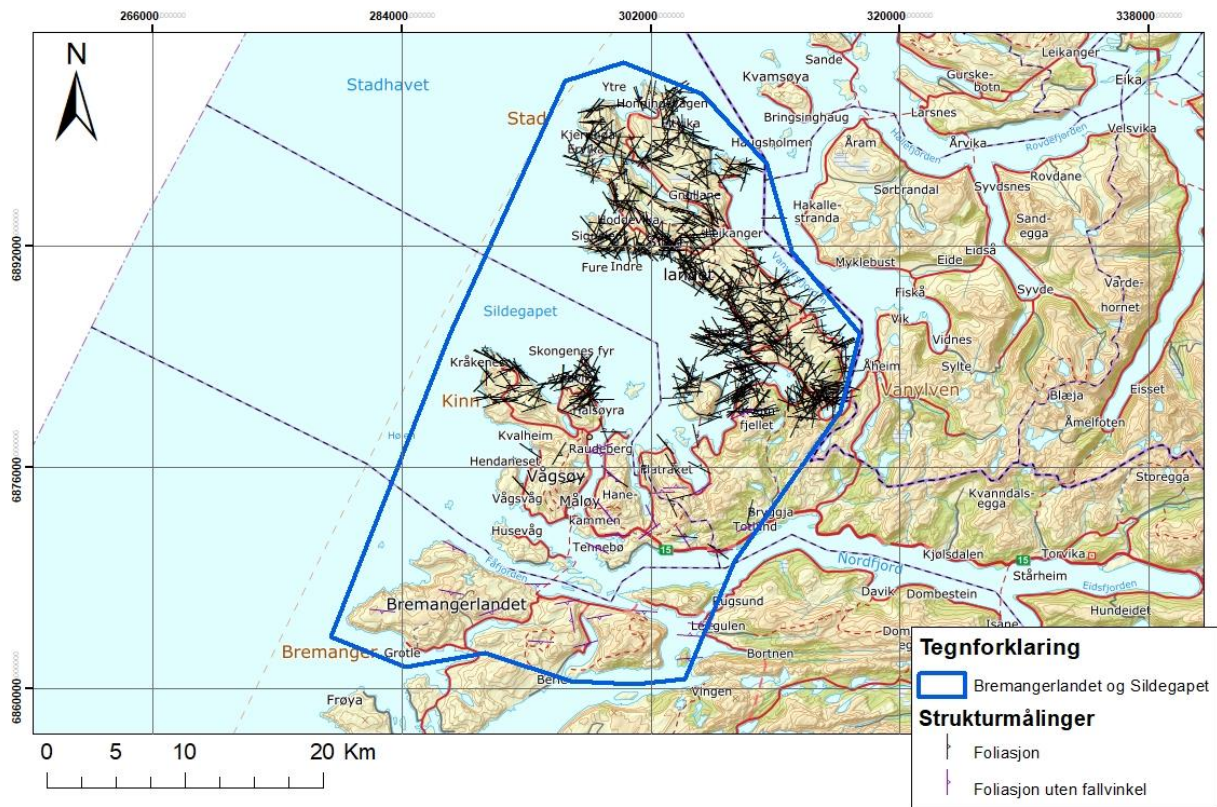
Resultatet fra den automatiske lineamentkartleggingen viser lineamenter som er jevnt fordelt utover området, og har en tydeligere konsentrasjon i lineamentenes orientering. Som illustrert i rosediagrammet har de fleste lineamentene en øst-vestlig retning, men med noen variasjoner i nordøst-sørvest og nordvest-sørøstlig retning. Et mindretall av lineamentene har en nord-sør orientering (figur 32).



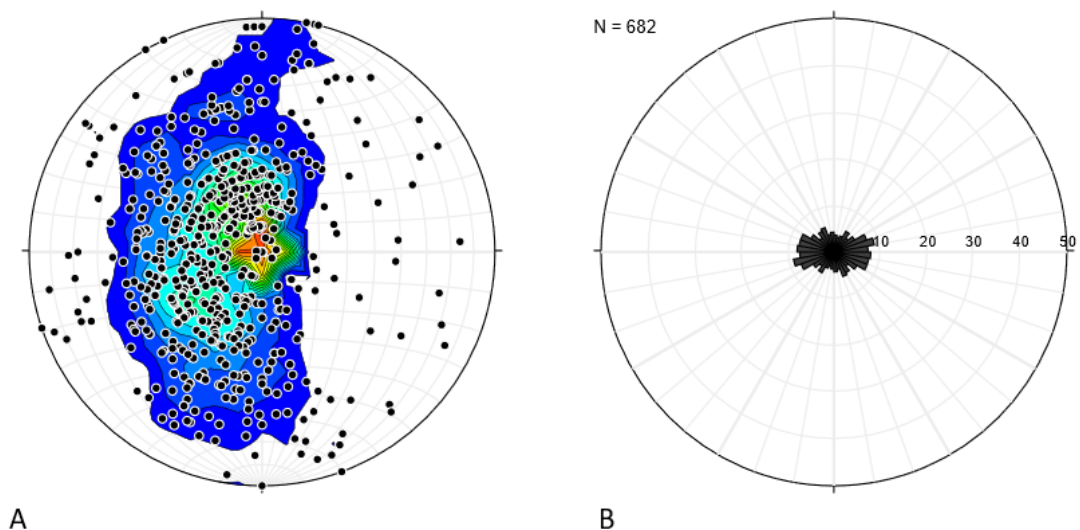
Figur 32: Kart over Bremangerlandet og Sildegapet som viser automatisk kartlagte lineamenter i rødt.

Ved å se på foliasjonsmålingene som har blitt gjort i området (digitalisert fra alle publiserte berggrunnskart, NGU, 2016), er det vanskelig å se en dominerende strøkretning. Målingene som dekker den nordlige delen av Sildegapet gir et kaotisk resultat, men vi kan tyde at flere lineamenter er orientert i nordvest-sørøst og nordøst-sørvestlig retning. Lenger sør ved Vågsøy og Bremangerlandet er det færre foliasjonsmålinger. Disse målingene viser foliasjon orientert i øst-vest og nordøst-sørvest (figur 33). Polplottet viser at målingenes fallvinkel konsentrerer seg mellom nord og sør, samt i østlig retning. Den største konsentrasjonen er i midten av rosedigrammet, og dette er fordi flere av foliasjonsmålingene mangler fallvinkel (figur 34A). Rosediagrammet viser at flertallet av foliasjonsmålingene har en strøkretning i øst-vestlig retning (figur 34B).





Figur 33: Kart over foliasjonsmålingene fra Bremangerlandet og Sildegapet. Foliasjonsmålingene med fallvinkel er vist som svarte planstruktur-tegn, mens foliasjonsmålingene uten fallvinkel er vist som blå planstruktur-tegn.



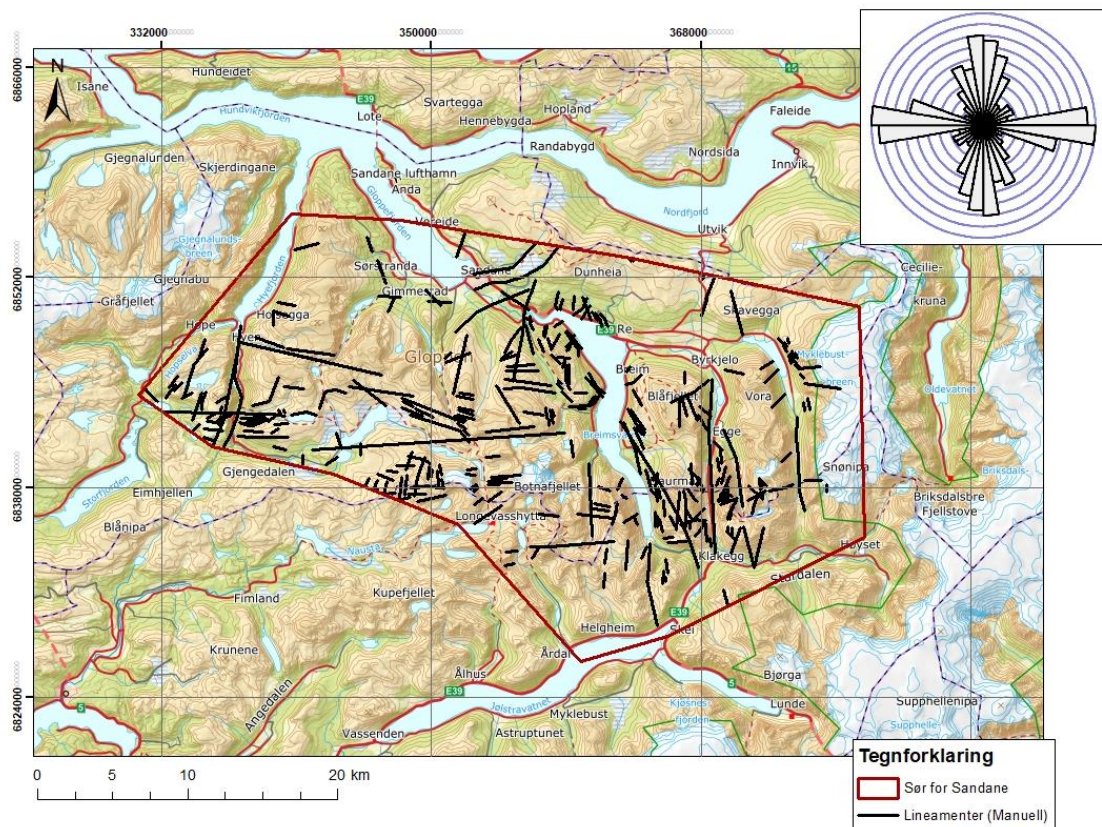
Figur 34: A viser et polplott over foliasjonsmålingene fra Bremangerlandet og Sildegapet. Fargene viser hvor polene er mest konsentrert, der rødt viser størst konsentrasjon. B viser et rosediagram over foliasjonens strøkretning. N=682 betyr at det er tatt utgangspunkt i 682 strukturmålinger.



Resultatet fra Bremangerlandet og Sildegapet viser at lineamentene dominerer i øst-vest og nordøst-sørvestlig retning. Dette kan vi se både fra den manuelle og automatiske lineamentkartleggingen. Foliasjonsmålingene viser at foliasjonen er størst i øst-vestlig retning.

### 6.2.2 Sør for Sandane

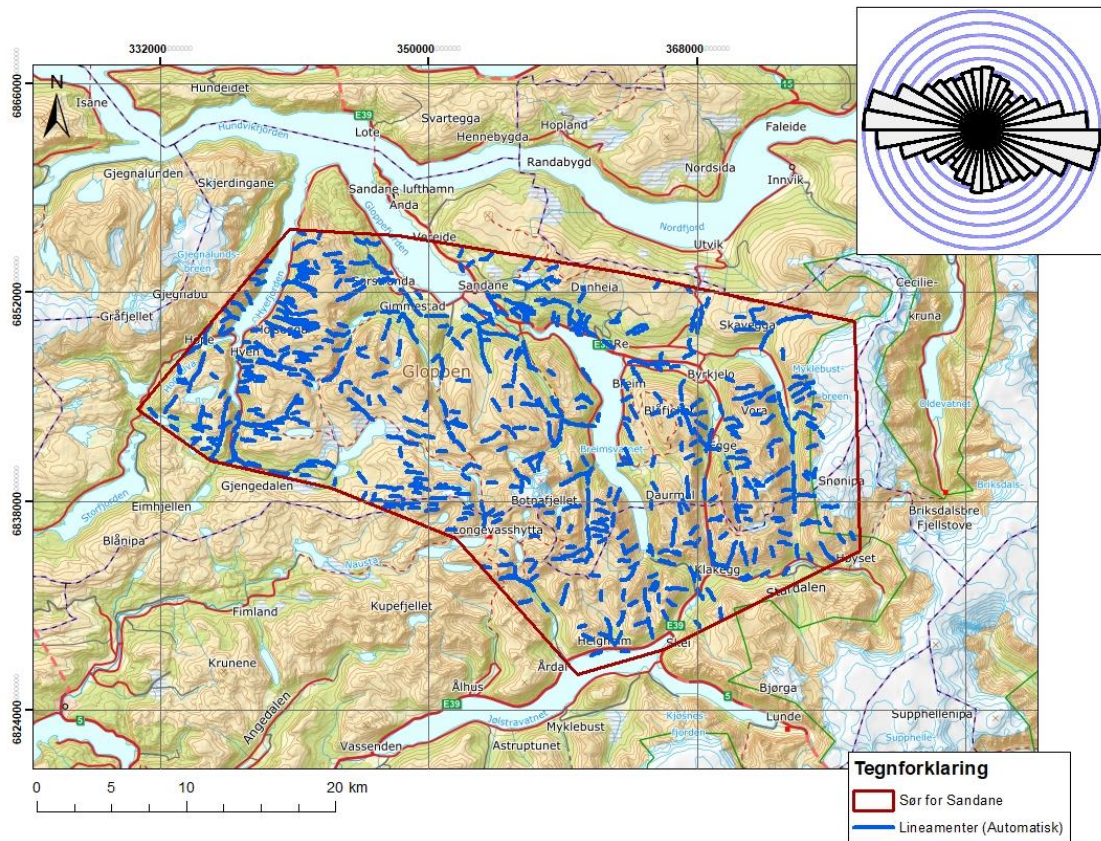
Resultatet fra den manuelle lineamentkartleggingen sør for Sandane viser at lineamentene har to tydelige retninger. Flertallet av lineamentene er orientert i øst-vest, men det er også mange lineamenter i nord-sørlig retning, som illustrert i rosedigrammet. Flere av lineamentene som er orientert i nord-sør ligger langs daler (figur 35).



Figur 35: Kart over sør for Sandane som viser manuelt kartlagte lineamenter i svart.

I resultatet fra den automatiske lineamentkartleggingen ser vi en større variasjon i lineamentenes orientering. De fleste lineamentene fra denne kartleggingen har nokså lik lengde og er spredt jevnt utover området, i motsetning til den manuelle metoden.

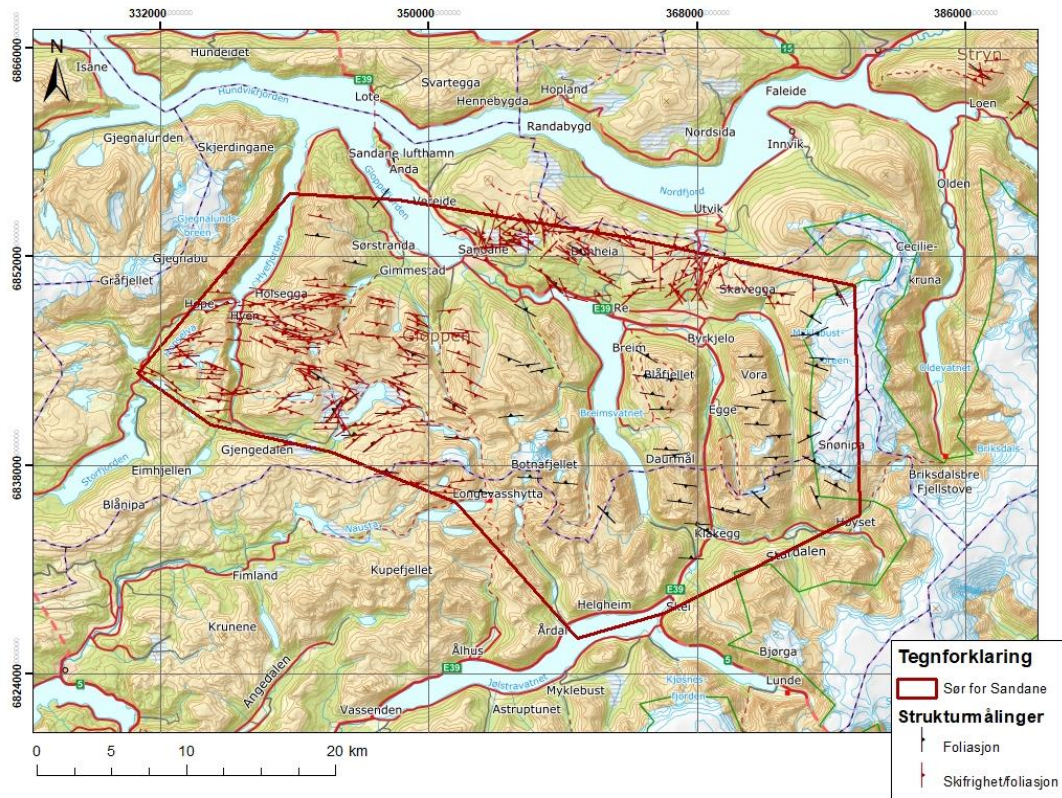
Rosediagrammet viser en tydelig dominerende øst-vest retning, men det finnes også lineamenter orientert i de andre retningene (figur 36).



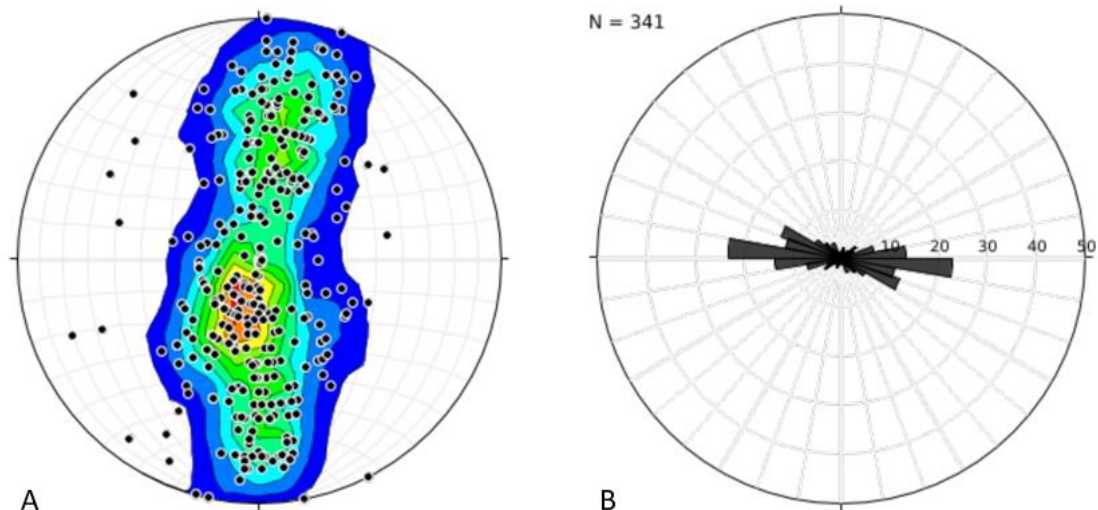
Figur 36: Kart over sør for Sandane som viser automatisk kartlagte lineamenter i blått.

Foliasjonsmålingene fra sør for Sandane viser at flertallet av disse har en strøkretning i øst eller vest (figur 37). Polplottet viser at de fleste foliasjonsplanene heller i nordlig eller sørlig retning, med en konsentrasjon svakt mot nord (figur 38A). Rosediagrammet viser en tydelig orientering i østlig og vestlig retning (figur 38B).





Figur 37: Kart over foliasjonsmålingene sør for Sandane. De svarte planstruktur-figurene viser foliasjon, mens de røde viser både skifrihets- og foliasjonsmålinger.



Figur 38: A viser et polplott som illustrerer hvilke retninger de fleste foliasjonsmålingene heller i. De fargede områdene viser konsentrasjonen av poler, der rødt er mest konsentrert. B viser et rosediagram som illustrerer de mest dominante strøkretningene for foliasjonsmålingene.  $N = 341$  betyr at det er tatt utgangspunkt i 341 foliasjonsmålinger.



Resultatet fra sør for Sandane viser tydelig at lineamentene er orientert i øst-vest og nord-sør. Med utgangspunkt i foliasjonsmålingene, som er dominert av strøkretninger i øst og vest, kan vi tolke lineamentene som ligger i øst-vest som duktil foliasjon og skjærsoner. Disse foliasjonene ligger på tvers av de store dalene i området. Flere av de nord-sør-gående lineamentene fra den manuelle lineamentkartleggingen ligger langs store daler og kan tolkes som sprø forkastningssoner. En av disse dalene er Votedalen, der vi selv har observert en sprø forkastning (figur 39).

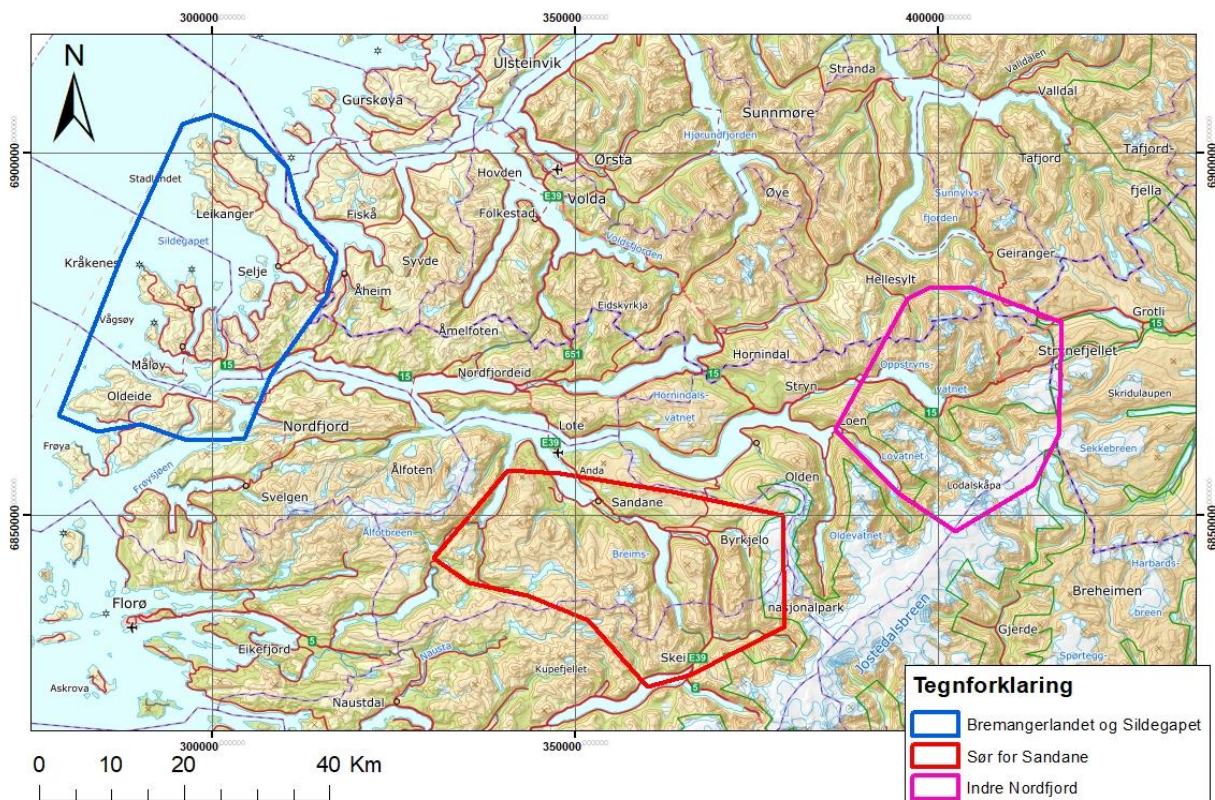


*Figur 39: Sprø forkastning i nord-sørlig retning i den sørlige enden av Votedalen. Foto: Yngvild Skjeldnes.*



## 6.3 Kartlegging av paleoflater

Den siste problemstillingen går ut på å kartlegge subhorisontale flater i landskapet i dreneringssystemet til Nordfjord og Eikefjord. Disse flatene forekommer i forskjellige bergarter og ved forskjellige høyder. Ved å sortere flatene etter høyde og plassering kan man komme med teorier om hvordan landskapet i Nordfjord ble til. Vi har lett etter flater innenfor hele dreneringssystemet til Nordfjord og Eikefjord, men det er tre områder som skiller seg ut med best utviklede flater. Derfor har vi valgt å se på disse områdene i mer detalj (figur 40).

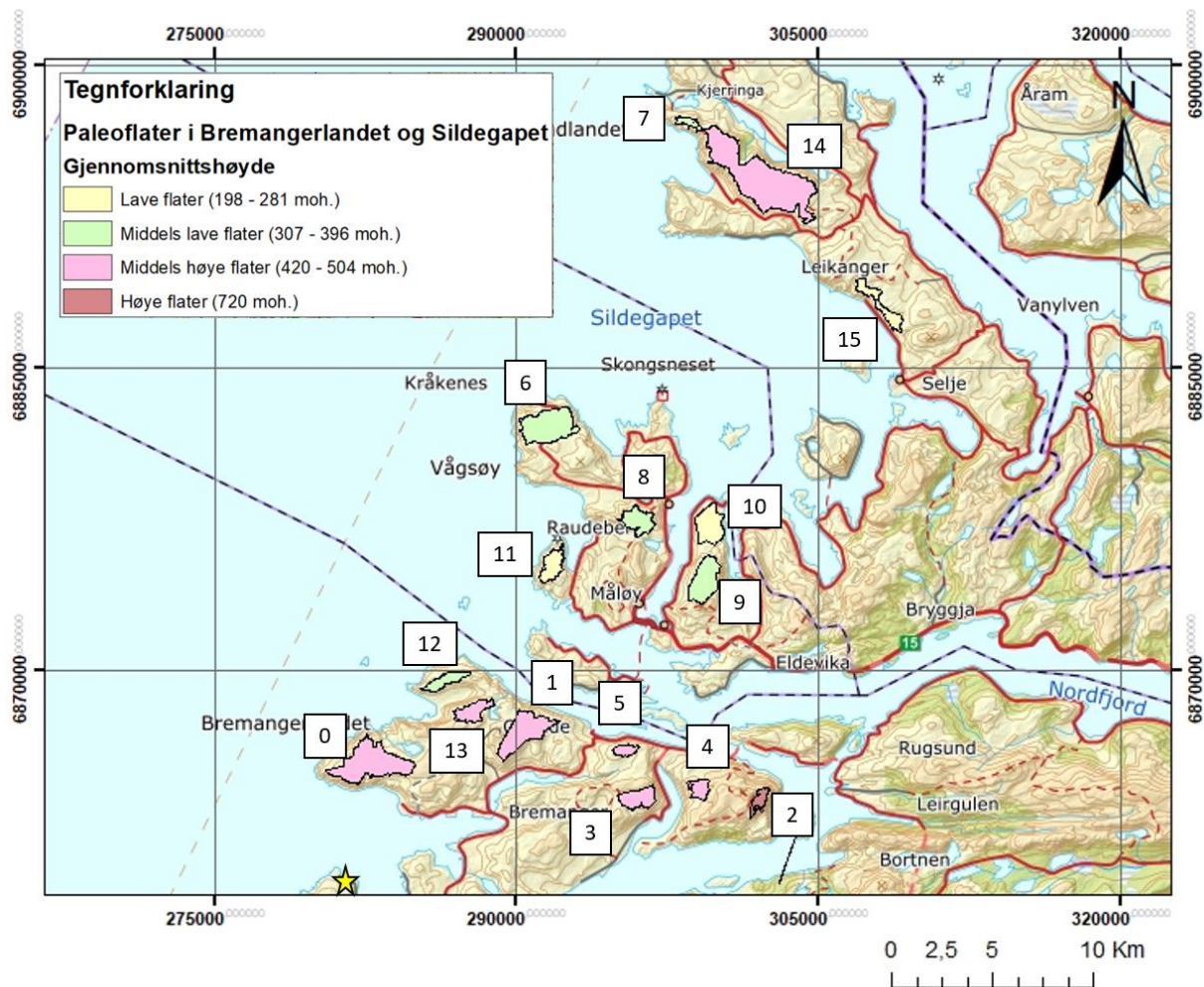


Figur 40: Kart over de tre områdene der det er funnet flest paleoflater. Markert i blått er Bremangerlandet og Sildegapet, rødt er sør for Sandane og rosa er Indre Nordfjord.

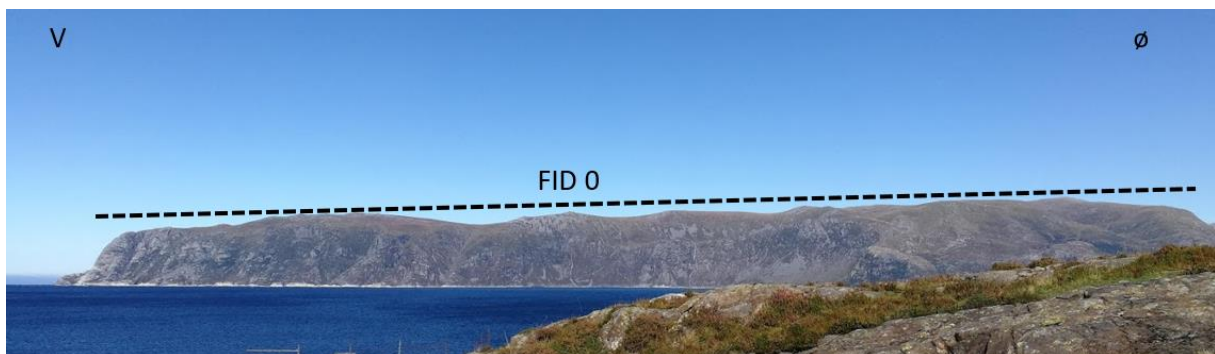
### 6.3.1 Flatene i Bremangerlandet og Sildegapet

Flatene som befinner seg i Bremanger og Sildegapet ligger ute ved kysten, og ligger lavere enn flatene i de andre områdene. Flatene er delt opp i fire nivåer, der hvert nivå har et spenn på omtrent 100 høydemeter. Høyden til flatene varierer ved forskjellige områder på kartet. Flatenes gjennomsnittshøyde er høyest ved Bremangerlandet og lavest i områdene rundt

Vågsøy. Ved Stad ligger den største kartlagte flaten innenfor området, i tillegg til noen lavere liggende flater (figur 41). En annen stor kartlagt flate finnes ved Bremangerlandet (figur 42).



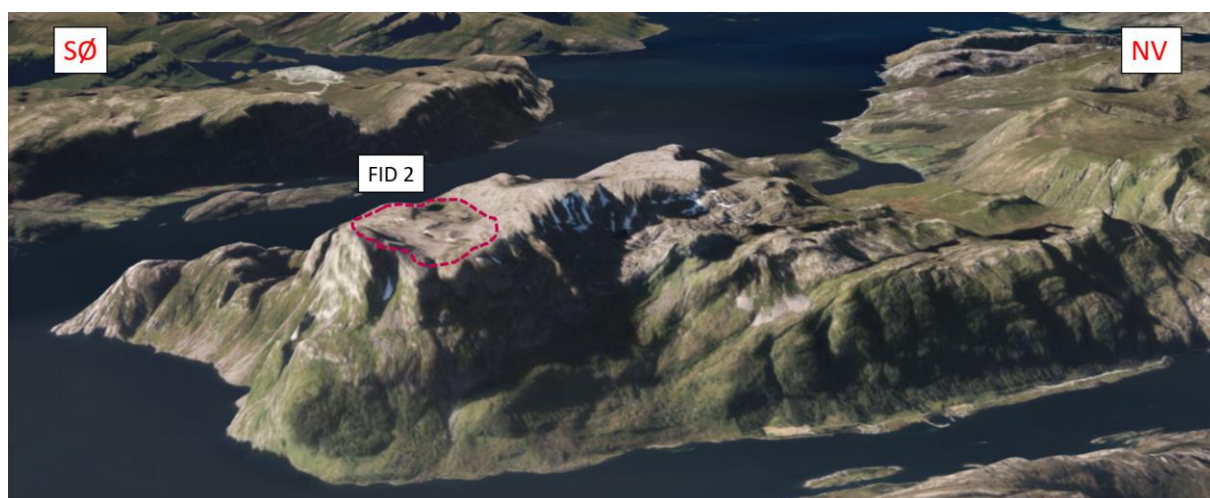
Figur 41: Kart over flatene i Bremangerlandet og Sildegapet. De lave flatene er markert med gul farge, de middels lave med grønn farge, de middels høye med rosa farge og de høye med brun farge. Numrene representerer FID til flatene. FID blir brukt til å finne igjen flatene i tabell 5. Den gule stjernen sør for Bremanger viser hvor bildet i figur 42 ble tatt.



Figur 42: Flaten FID 0 sett fra Frøya, Bremangerlandet. Fotografens posisjon er markert med en stjerne på figur 41. Foto: Yngvild Skjeldnes.



Flatene i området varierer med tanke på berggrunn, tektonisk enhet og løsmasser. De fleste flatene ligger i granittisk gneis, men det er også en del flater som består av sedimentære bergarter som breksje og konglomerat. Alle de fire tektoniske enhetene er representert i forskjellige paleoflater. Flertallet ligger innenfor vestre gneisregion, to av flatene ligger i øvre kaledonske dekkserie og kun en i hver av midtre kaledonske dekkserie og Devonbassenget. Løsmassene på flatene i området er preget av morenemateriale, forvitningsmateriale, torv og myr. Flere av flatene har også områder med bart fjell. Av alle flatene i området skiller FID 2 seg ut (figur 43). Denne flaten ligger 200 meter høyere enn den nest høyeste flaten og er i tillegg den eneste flaten som ligger innenfor Devonbassenget (tabell 5).



Figur 43: Flaten FID 2 på østsiden av Breangerlandet.

Tabell 5: Oversikt over talldata fra flatene i Breangerlandet og Sildegapet sortert etter gjennomsnittshøyde "Høyde". "OM" står for område og "B" står for Breangerlandet og Sildegapet.

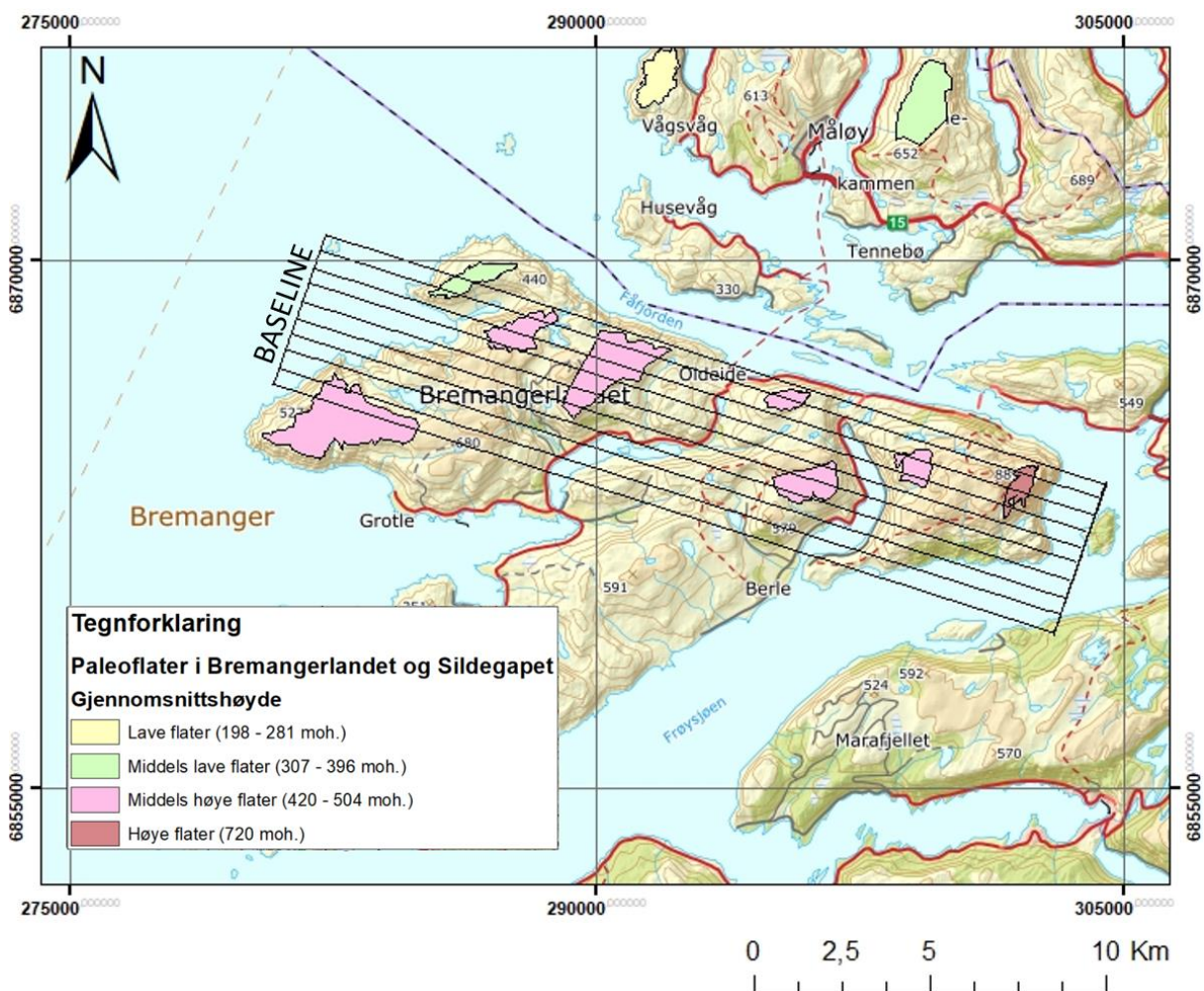
| FID | OM | Høyde (moh) | Min høyde (moh) | Maks høyde (moh) | Areal (m <sup>2</sup> ) | Berggrunn  | Tektonisk enhet    | Løsmasser                                |
|-----|----|-------------|-----------------|------------------|-------------------------|--|--------------------|--|
| 15  | B  | 198         | 20              | 282              | 2 196 508               | Granittisk gneis                                     | Vestre gneisregion | Bart fjell, torv og myr, morenemateriale |
| 10  | B  | 248         | 141             | 329              | 1 370 410               | Granittisk gneis                                     | Vestre gneisregion | Bart fjell                               |
| 11  | B  | 281         | 169             | 380              | 1 416 772               | Aluminiums-silikatgneis, granittisk gneis, båndgneis | Vestre gneisregion | Tynn morene, torv og myr                 |

|    |   |     |     |     |            |  |  |   |
|----|---|-----|-----|-----|------------|--|--|---|
| 14 | B | 307 | 193 | 430 | 3 754 554  | Øyegneis, glimmerskifer                                      | Midtre kaledonske dekkeserie, vestre gneisregion | Torv og myr, morenemateriale, bart fjell. Hint av forvittringsmateriale |
| 6  | B | 311 | 237 | 366 | 1 018 617  | Granittisk gneis   | Vestre gneisregion                               | Bart fjell  |
| 12 | B | 322 | 251 | 382 | 468 144    | Granittisk gneis   | Vestre gneisregion                               | Torv og myr, morenemateriale, bart fjell. Hint av forvittringsmateriale |
| 7  | B | 381 | 276 | 467 | 1 545 992  | Granittisk gneis   | Vestre gneisregion                               | Bart fjell  |
| 8  | B | 396 | 244 | 585 | 2 526 241  | Mangeritt, granittisk gneis                                  | Vestre gneisregion                               | Tykk morene, torv og myr, bart fjell                                    |
| 9  | B | 420 | 280 | 533 | 10 149 512 | Granittisk gneis, båndgneis, kvartsitt, øyegneis, peridotitt | Vestre gneisregion                               | Morenemateriale, torv og myr, forvittringsmateriale                     |
| 5  | B | 455 | 390 | 497 | 544 258    | Granittisk gneis   | Vestre gneisregion                               | Bart fjell  |
| 0  | B | 459 | 233 | 544 | 4 903 693  | Granittisk gneis   | Vestre gneisregion                               | Forvittringsmateriale, tynn og tykk morene, torv og myr, bart fjell     |
| 3  | B | 468 | 379 | 528 | 1 485 451  | Sedimentær breksje   | Øvre kaledonske dekkeserie                       | Tynn morene, forvittringsmateriale, torv og myr                         |
| 1  | B | 473 | 352 | 593 | 3 215 286  | Granittisk gneis   | Vestre gneisregion                               | Morenemateriale, forvittringsmateriale, torv og myr, noe bart fjell     |
| 13 | B | 491 | 392 | 602 | 1 333 675  | Granittisk gneis   | Vestre gneisregion                               | Bart fjell og morene materiale  |
| 4  | B | 505 | 465 | 553 | 797 823    | Sedimentær breksje   | Øvre kaledonske dekkeserie                       | Tynn og tykk morene, torv og myr  |
| 2  | B | 721 | 608 | 790 | 680 445    | Konglomerat  | Devon-bassenget                                  | Forvittringsmateriale, bart fjell                                       |



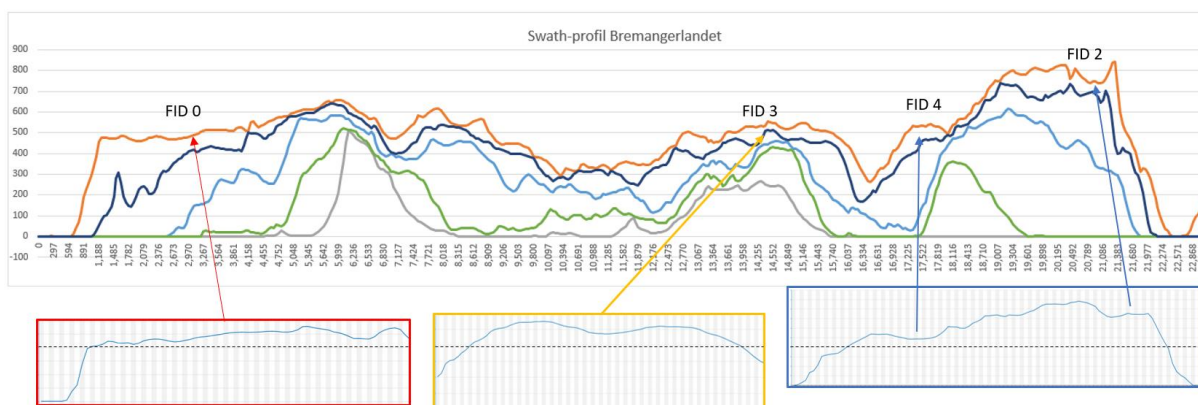
### 6.3.1.1 Swath-profil

Swath-profilet viser en oversikt over flatene på Bremangerlandet. Baseline er på 4,5 kilometer med 500 meter mellom hvert profil. Høydeprofilene er 23 kilometer lange og det er totalt 10 profiler som inngår i swath-profilet (figur 44).



Figur 44: Kart over profilene som inngår i swath-profilet på Bremangerlandet.

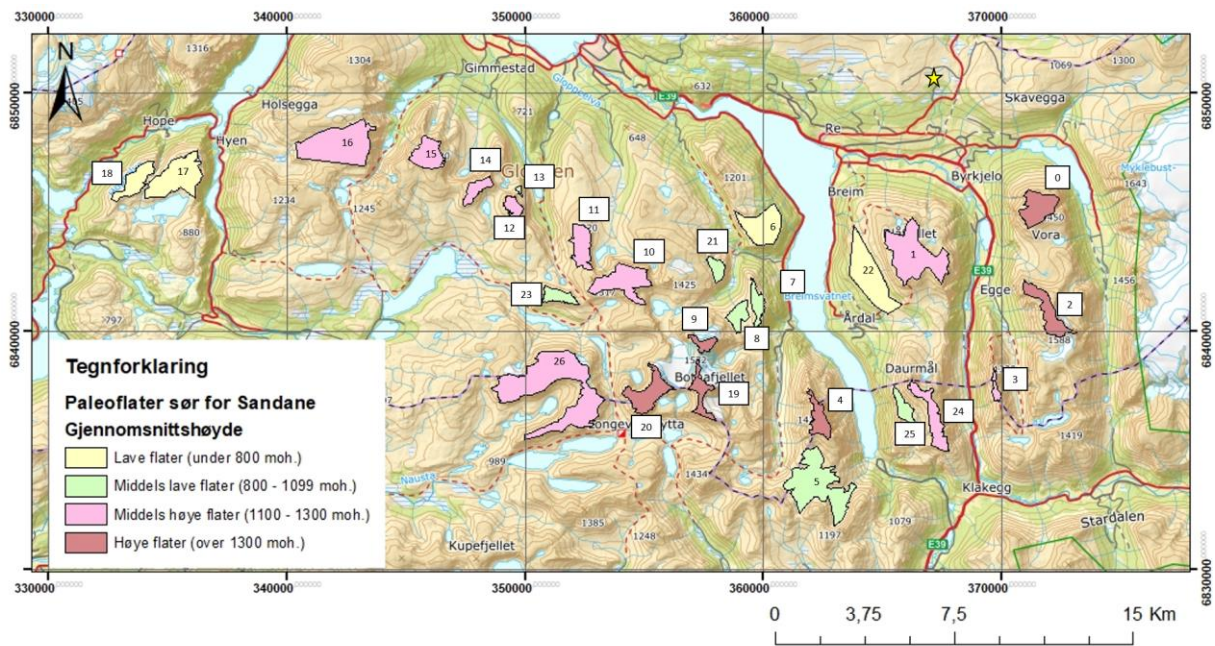
Swath-profilet viser et varierende landskap langs Bremangerlandet. Ved å se på den maksimale grafen til swath-profilet prøvde vi å finne igjen kartlagte flater, for å se hvordan disse ligger i forhold til hverandre. I vestre del av profilet ser man et tydelig stup, og deretter et flatt landskap på toppen (FID 0, figur 45). Etter dette er den maksimale topografien varierende, og viser ingen tydelige tegn på paleoflater. I østre del av profilet finner vi to flater på omtrent samme høyde som FID 0 (FID 3 og 4, figur 45), før topografien stiger opp til omtrent 800 meter over havet. Her finner vi en flate som ligger 200 meter høyere enn de andre flatene på Bremangerlandet (FID 2, figur 45).



Figur 45: Swath-profil over Bremangerlandet fra øst til vest. Maksimal høyde er vist som oransje linje, minimal høyde er vist som grå linje og gjennomsnittshøyden er vist som lyseblå linje. Første kvartal er vist som grønne linjen og tredje kvartal er vist som mørkeblå linje. De små profilene under swath-profilet er enkeltprofiler for flatene, der den stiplede linjen på disse markerer 400 meter over havet.

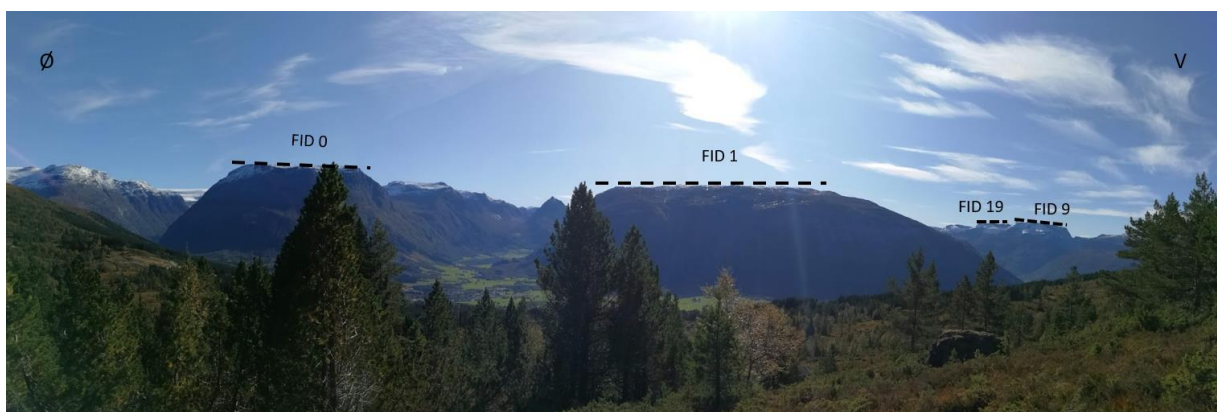
### 6.3.2 Flatene sør for Sandane

Av de tre områdene vi har valgt å se på i detalj, har vi kartlagt flest flater sør for Sandane. Disse flatene ligger i forskjellige høyder, der den laveste flaten har en gjennomsnittshøyde på 715 meter over havet, og den høyeste ligger på 1 529 meter over havet. For å sammenligne paleoflatenes høyde i kartutsnittet er de delt inn i fire forskjellige nivåer (figur 46). Valg av grenseverdier er basert på naturlige mellomrom i gjennomsnittshøyden til flatene (tabell 6).



Figur 46: Kart over flatene sør for Sandane sortert etter gjennomsnittshøyde. De lave flatene er markert med gul, de middels lave med grønn, de middels høye med rosa og de høye med brun farge. Numrene ved siden av hver flate representerer flatens FID. Denne blir brukt for å finne igjen flaten i tabell 6. Den gule stjernen nord for Byrkjelo markerer hvor bildet i figur 47 ble tatt fra.

Paleoflatene rundt Byrkjelo er lette å se med det blotte øye. Både FID 0 og 1 er veldig tydelige på hver sin side av Votedalen. Lenger mot vest kan man se FID 19 og 9 som ligger på andre siden av Breimsvatnet. Det er vanskelig å se ut ifra bildet, men disse ligger høyere enn FID 0 og 1 (figur 47).



Figur 47: Fire flater sør for Sandane. FID markerer nummeret til en flate og brukes for å finne igjen flaten i tabell 6. Fotografens posisjon er vist med en stjerne i figur 46. Foto: Yngvild Skjeldnes.



Ved å se nærmere på plasseringen av flatene i forhold til deres høyde kan man se at flatene som er kalt “høye flater” bare forekommer i østre del av kartutsnittet. I midtre del av kartutsnittet, kan man ved Breimsvatnet finne flater innenfor kategoriene “lave flater” og “middels lave flater” (figur 46). Det er også verdt å nevne forskjellen i høyde mellom flatene rett øst og vest for Votedalen, sør for Byrkjelo. De høyeste flatene på østsiden ligger høyere enn de høyeste flatene på vest siden.

Tabell 6 er sortert etter gjennomsnittshøyde for å lettere kunne sammenligne flatene med hverandre. Den maksimale og minimale høyden er tatt med for å se hvor mye hver flate varierer i høyde. Ved å se på bergartene ser man at to av de fire laveste flatene består av glimmerskifer. Denne bergarten er karakterisert som en bergart med lav forvittringsmotstand. De andre flatene som ligger i området består av monzonitt, glimmergneis og granittisk gneis. Alle flatene i dette området ligger i enten midtre kaledonske dekkserie eller i vestre gneisregion. Det er ingen tydelig sammenheng mellom gjennomsnittshøyde og tektonisk enhet. Løsmassene som forekommer på flatene varierer i forskjellige høyder. På de lavere flatene finner vi ofte morenemateriale og bart fjell, mens på de høyere flatene ligger det mer forvittringsmateriale (tabell 6).

Tabell 6: Oversikt over talldata fra flatene sør for Sandane sortert etter gjennomsnittshøyde “Høyde”. “OM” står for område og “S” står for sør for Sandane.

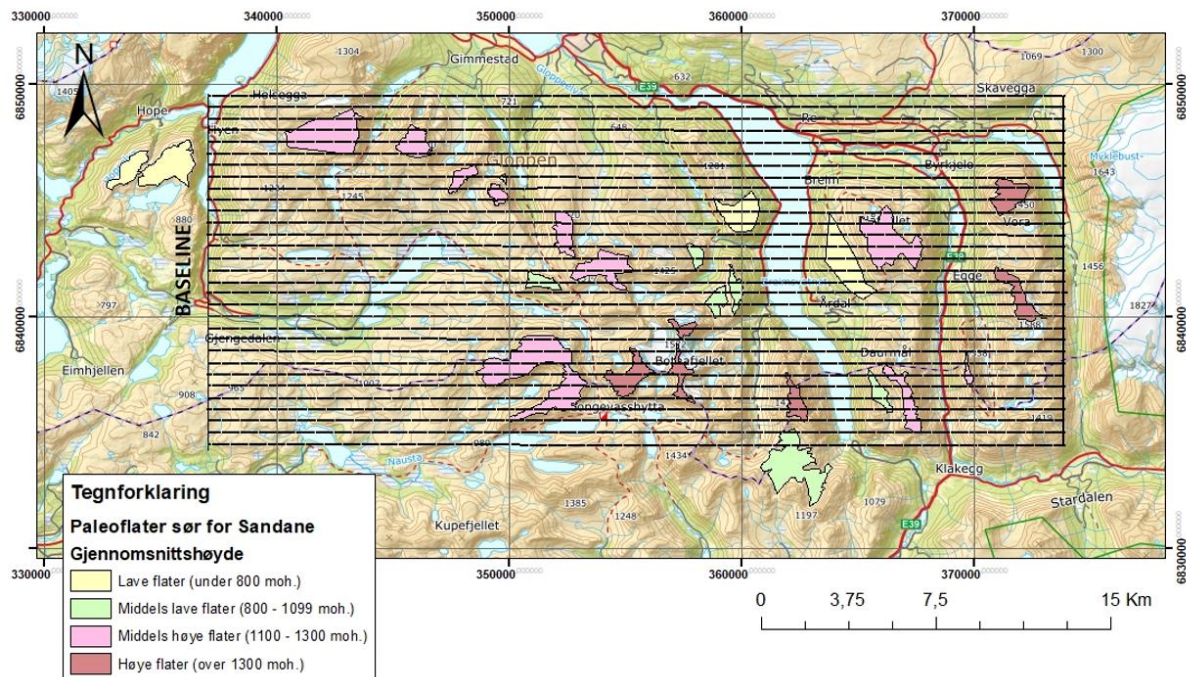
| FID | OM | Høyde (moh) | Min høyde (moh) | Maks høyde (moh) | Areal (m <sup>2</sup> ) | Bergart                          | Tektonisk enhet                                 | Løsmasser   |
|-----|----|-------------|-----------------|------------------|-------------------------|----------------------------------|---|---|
| 17  | S  | 715         | 572             | 863              | 2 776 807               | Glimmergneis, glimmerskifer      | Midtre kaledonske dekkserie                     | Bart fjell, små mengder tynn morene                   |
| 6   | S  | 715         | 513             | 856              | 2 055 732               | Monzonitt                        | Vestre gneisregion                              | Avsmeltningsmorene, bart fjell                        |
| 22  | S  | 734         | 593             | 840              | 3 239 221               | Monzonitt, granittisk gneis      | Vestre gneisregion                              | Tynn morene, bart fjell, elveavsetninger, torv og myr |
| 18  | S  | 762         | 699             | 804              | 1 212 970               | Glimmergneis, glimmerskifer      | Midtre kaledonske dekkserie                     | Bart fjell  |
| 5   | S  | 880         | 619             | 1097             | 4 288 610               | Amfibolitt, monzonitt, migmatitt | Midtre kaledonske dekkserie, vestre gneisregion | Avsmeltningsmorene, morenemateriale                   |
| 8   | S  | 904         | 873             | 978              | 709 004                 | Monzonitt                        | Vestre gneisregion                              | Tynn og tykk morene, bart fjell                       |
| 13  | S  | 907         | 867             | 945              | 67 998                  | Granittisk gneis                 | Vestre gneisregion                              | Bart fjell  |
| 21  | S  | 985         | 888             | 1 069            | 524 595                 | Monzonitt                        | Vestre gneisregion                              | Bart fjell, tynn morene, skredmateriale               |

|    |   |       |       |       |           |   |  |   |
|----|---|-------|-------|-------|-----------|---|--|---|
| 7  | S | 994   | 904   | 1 062 | 694 774   | Monzonitt,<br>glimmergneis                              | Midtre kaledonske<br>dekkeserie, vestre<br>gneisregion | Bart fjell,<br>forvittringsmateriale,<br>tynn morene              |
| 25 | S | 1 012 | 941   | 1 086 | 752 699   | Glimmergneis  | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Bart fjell, tynn<br>morene  |
| 23 | S | 1 060 | 921   | 1 096 | 675 189   | Glimmergneis  | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Bart fjell  |
| 12 | S | 1 108 | 1 028 | 1 133 | 491 912   | Glimmergneis  | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Bart fjell  |
| 18 | S | 1 119 | 928   | 1 288 | 4 173 683 | Glimmergneis,<br>kvartsitt                              | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Bart fjell, små<br>mengder tynn<br>morene                         |
| 11 | S | 1 133 | 1 005 | 1 223 | 1 260 810 | Granittisk gneis  | Vestre<br>gneisregion                                  | Bart fjell  |
| 14 | S | 1 155 | 1 065 | 1 203 | 669 916   | Glimmergneis  | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Bart fjell  |
| 3  | S | 1 233 | 1 173 | 1 301 | 260 180   | Glimmergneis  | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Forvittringsmateriale<br>, bart fjell                             |
| 1  | S | 1 257 | 1 119 | 1 314 | 3 776 539 | Monzonitt,<br>granittisk gneis                          | Vestre<br>gneisregion                                  | Forvittringsmateriale<br>, tynt<br>morenemateriale,<br>bart fjell |
| 15 | S | 1 261 | 1 167 | 1 318 | 1 362 315 | Glimmergneis  | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Bart fjell  |
| 26 | S | 1 278 | 1 087 | 1 387 | 6 922 326 | Monzonitt,<br>amfibolitt,<br>glimmergneis,<br>kvartsitt | Midtre kaledonske<br>dekkeserie, vestre<br>gneisregion | Bart fjell  |
| 24 | S | 1 293 | 1 084 | 1 432 | 1 506 444 | Glimmergneis  | Midtre kaledonske<br>dekkeserie                        | Bart fjell,<br>forvittringsmateriale                              |
| 10 | S | 1 299 | 1 196 | 1 368 | 2 217 679 | Glimmergneis,<br>kvartsitt                              | Midtre kaledonske<br>dekkeserie, vestre<br>gneisregion | Bart fjell, små<br>mengder tynn<br>morene                         |
| 20 | S | 1 360 | 1 223 | 1 483 | 1 730 433 | Monzonitt   | Vestre<br>gneisregion                                  | Bart fjell  |
| 0  | S | 1 387 | 1 267 | 1 447 | 1 617 552 | Granittisk gneis  | Vestre<br>gneisregion                                  | Forvittringsmateriale   |
| 4  | S | 1 430 | 1 317 | 1 470 | 973 004   | Glimmergneis,<br>monzonitt                              | Midtre kaledonske<br>dekkeserie, vestre<br>gneisregion | Forvittringsmateriale   |
| 2  | S | 1 434 | 1 235 | 1 585 | 1 500 615 | Monzonitt,<br>glimmergneis                              | Midtre kaledonske<br>dekkeserie, vestre<br>gneisregion | Forvittringsmateriale   |
| 19 | S | 1 467 | 1 326 | 1 532 | 881 343   | Monzonitt   | Vestre<br>gneisregion                                  | Forvittringsmateriale   |
| 9  | S | 1 529 | 1 427 | 1 566 | 441 478   | Monzonitt   | Vestre<br>gneisregion                                  | Bart fjell,<br>forvittringsmateriale                              |



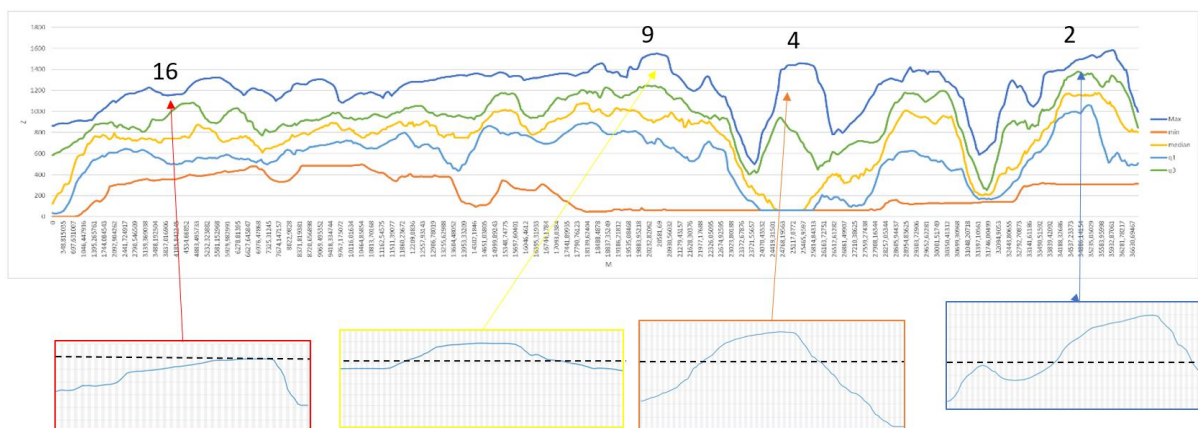
### 6.3.2.1 Swath-profil 1

Det er gjennomført tre forskjellige swath-profiler for flatene sør for Sandane. Det første profilet er det største swath-profilet i området og har en baseline på 15 kilometer. Det er totalt 31 høydeprofiler, der hvert profil er 36,8 kilometer langt og avstanden mellom dem er 500 meter. Formålet med swath-profil 1 er å få et godt overblikk over hele området (figur 48).



Figur 48: Profilene som swath-profil 1 består av. Profilene går rett vest-øst. Baseline går nord-sør mellom Hyen og Fimland.

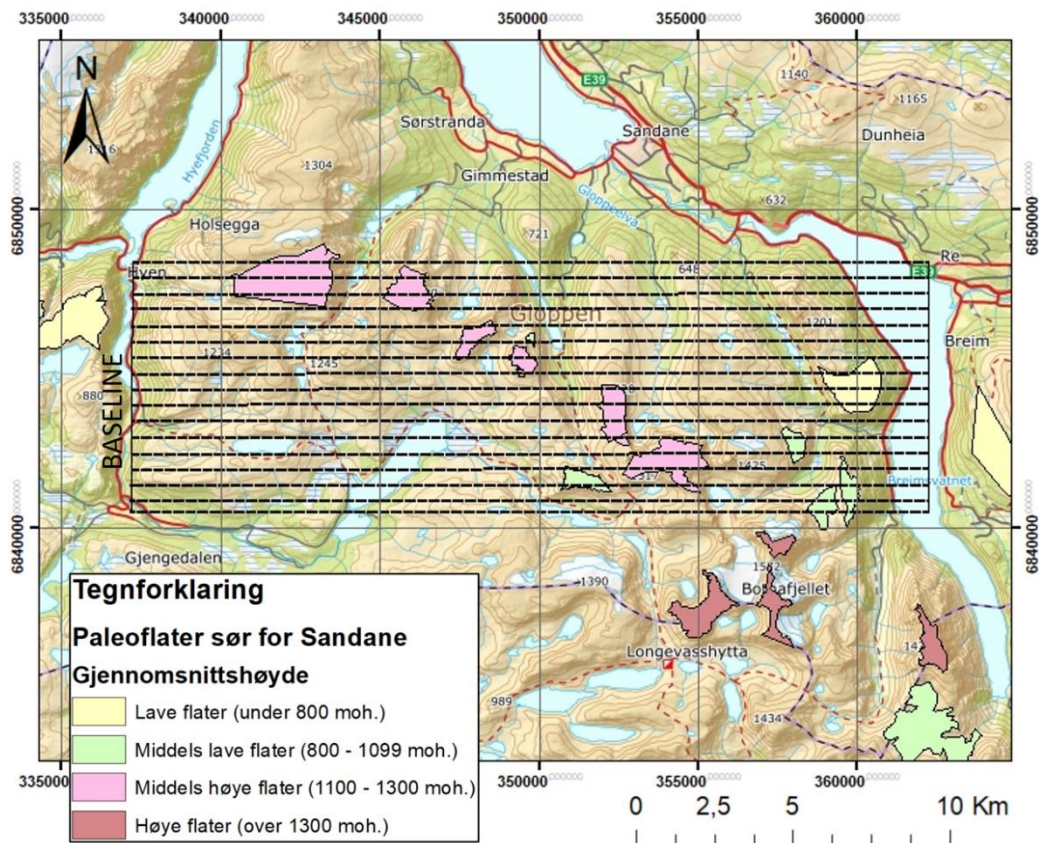
Resultatet av swath-profil 1 viser hvordan landskapet varierer i høyde, der den maksimale høyden benyttes for å lete etter flater på like nivåer. Slike flater kan gi en indikasjon på en tidligere sammenhengende paleoflate. Vest i profilet, ved Hyen, har topografien en stigning mot øst, noe som kan sees på høydeprofil 16 (FID 16, Figur 49). Midt i profilet ligger de gjennomsnittlig høyeste flatene (FID 9 og 4, figur 49). Botnafjellet (FID 9) skygger over de lavere flatene som ligger lenger nord (FID 22, figur 46). Flatene FID 4 vises godt i swath-profilet og har en svak helning mot vest (FID 4, figur 49). Øst for Breimsvatnet er det to fjellpartier som skilles av Votedalen. Flatene rett vest for dalen faller svakt mot øst, mens flatene rett øst for dalen faller mot vest (FID 1 og 2, figur 46).



Figur 49: Swath-profil 1. Maksimal høyde er vist som blå linje, minimal høyde er vist som oransje linje og gjennomsnittshøyde er vist som gul linje. Første kvartal er vist som lyseblå linje og tredje kvartal er vist som grønn. Nummeret representerer FID for de tydeligste flatene man kan se på profilet. Profilene under grafen er utsnitt fra de enkelte høydeprofilene som går gjennom de forskjellige flatene. Den stiplede linjen i enkeltprofilene markerer en høyde på 1 200 moh.

### 6.3.2.2 Swath-profil 2

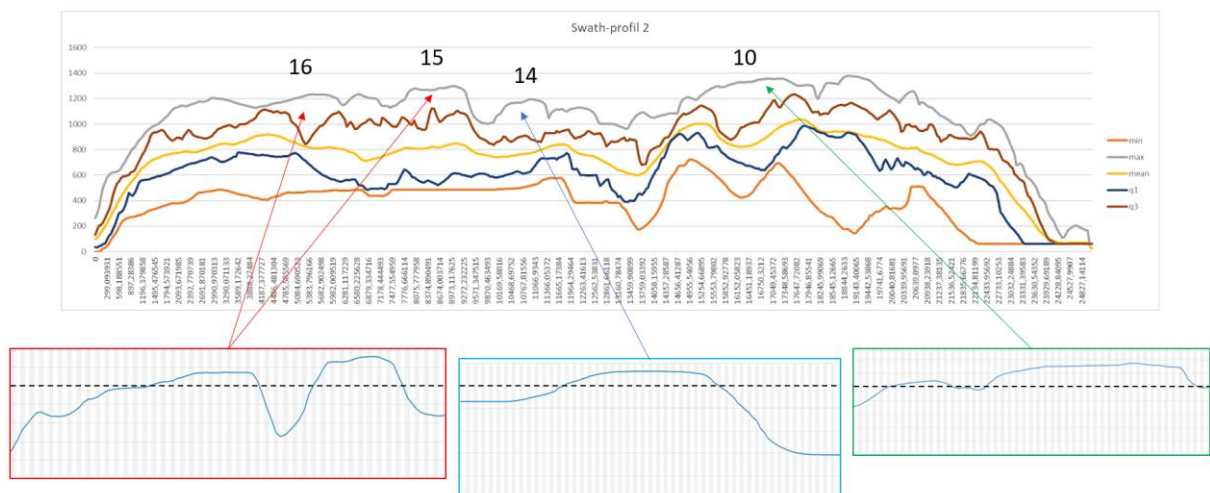
Dette swath-profil er plassert i samme område som swath-profil 1, men inneholder færre flater. Størrelsen på swath-profil 2 er mindre enn swath-profil 1, med en baseline på 8 kilometer og totalt 17 høydeprofiler med en lengde på 25 kilometer. Nøyaktigheten på swath-profilene er lik, da avstanden mellom høydeprofilene er 500 meter. Paleoflatene innenfor dette området ligger rundt samme høyde (figur 50).



Figur 50: Profilene som inngår i swath-profil 2.

Swath-profil 2 gir et litt annet bilde av landskapet enn swath-profil 1. Ved å ikke inkludere de høyeste flatene fra swath-profil 1 kommer de lavere flatene til syne. I vestre del av profilet ligger topografien lavt, men stiger raskt i østlig retning. Flatene i vest har en slak stigning i østlig retning (FID 15 og 16, figur 51). I midtre del av swath-profilet ligger det flater som ikke har noen helning, og som ligger litt lavere enn flatene lenger øst (FID 14, figur 51). Videre østover stiger flatene mot øst igjen (FID 10, figur 51). Etter dette faller topografien bratt ned i Breimsvatnet.



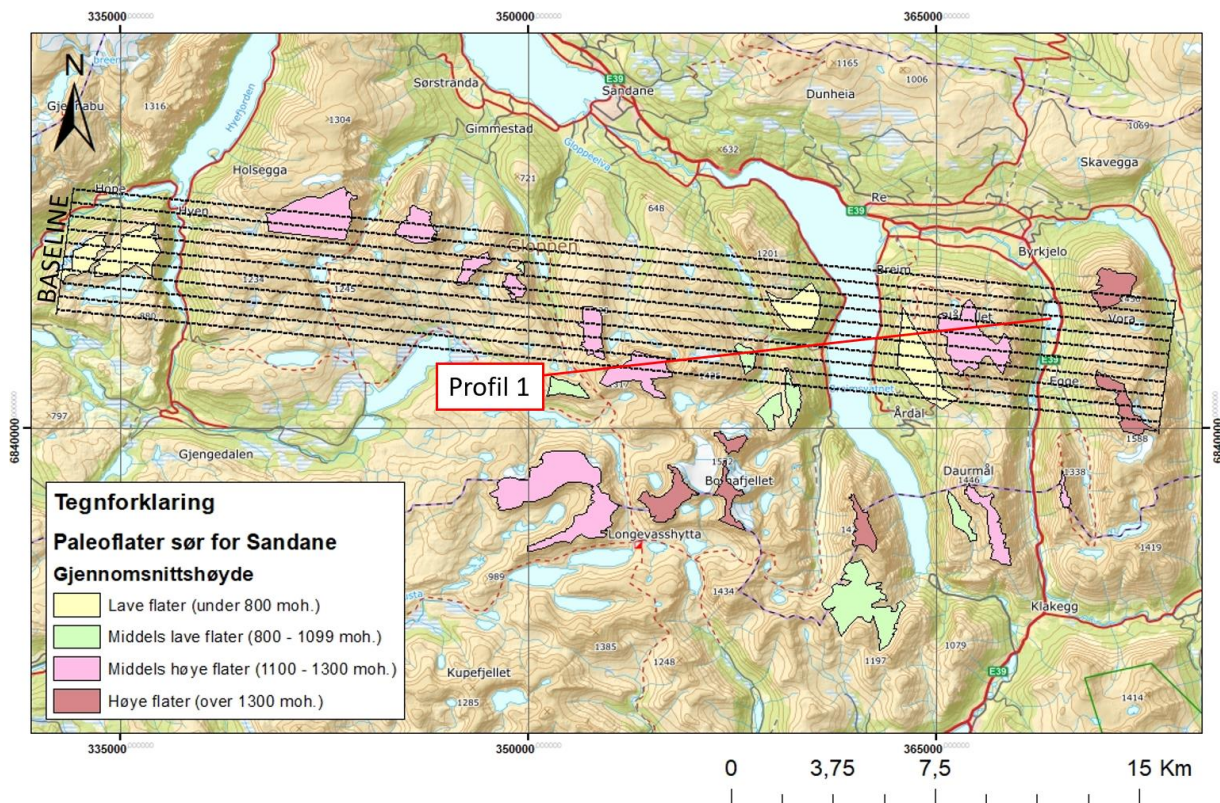


Figur 51: Swath-profil. Maksimal høyde er vist som grå linje, minimal høyde er vist som oransje linje og gjennomsnittshøyden er vist som gul linje. Første kvartal er vist som blå linje og tredje kvartal er vist som rød linje. Grafene under swath-profilet viser høydeprofilene for de enkelte flatene i swath-profilet. Den stiplede linjen på disse høydeprofilene markerer 1 000 moh.

### 6.3.2.3 Swath-profil 3

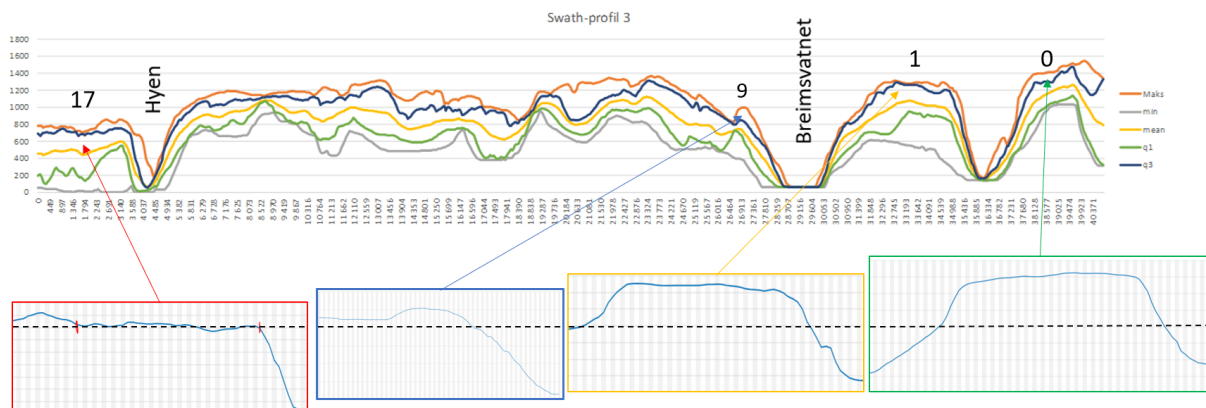
Dette profilet er ikke plassert rett øst-vest slik som de to andre swath-profilene, men vinklet med 96 grader fra nord. Ved en slik plassering får vi med flatene lengst vest og lengst øst uten å ha like mange høydeprofiler. Baseline er på 4,5 kilometer og det er 10 høydeprofiler. Høydeprofilene er 40,8 kilometer lange og det er 500 meter mellom dem (figur 52).





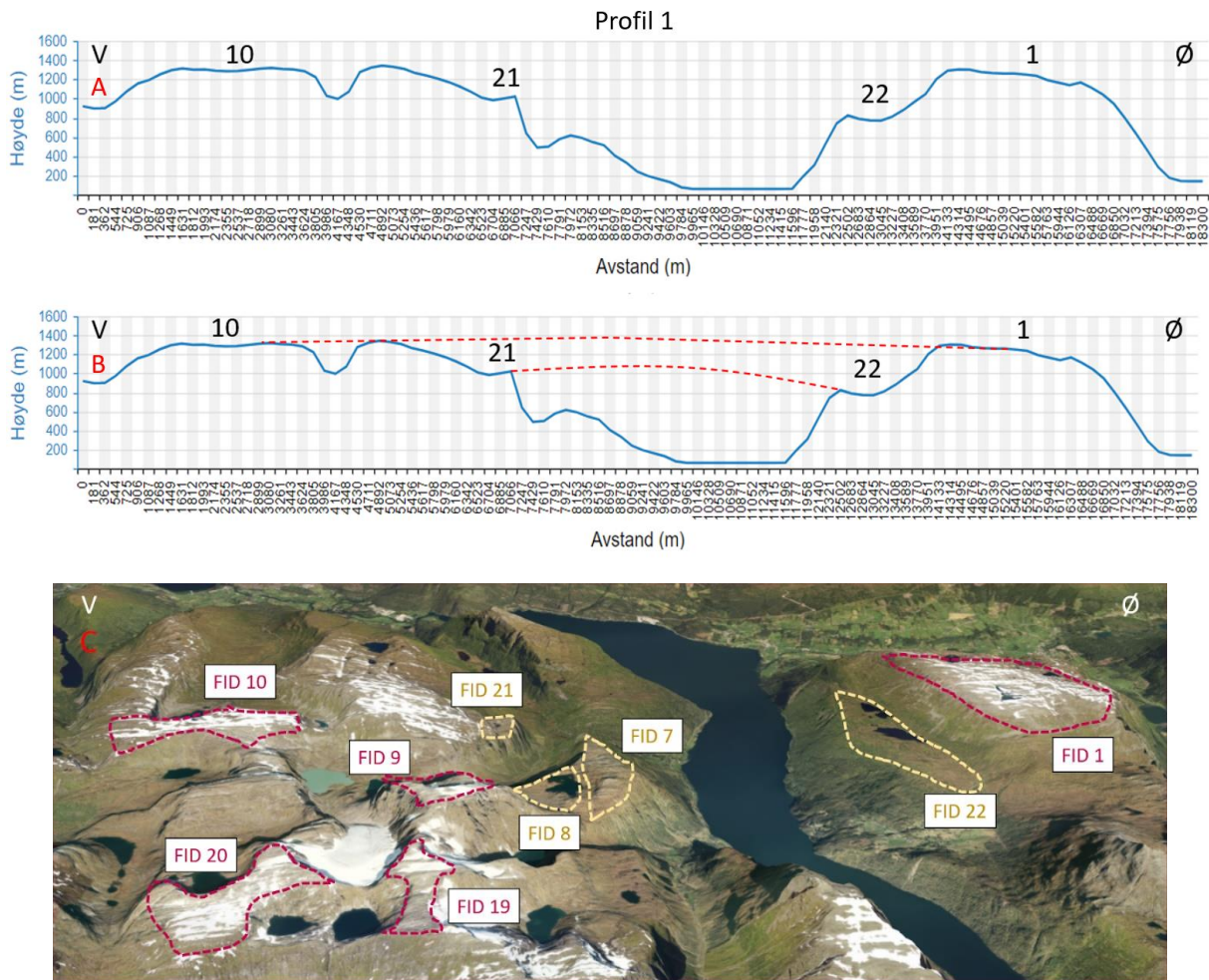
Figur 52: Profilene som inngår i swath-profil 3. Den røde linjen markerer profil 1 (figur 54) som ser nærmere på flatene rundt Breimsvatnet.

Swath-profil 3 lager det beste bildet av landskapet innenfor området. Her får vi med de lave flatene helt vest (FID 18, figur 53), og i tillegg ser man de store dalene tydeligere. Området mellom Hyen og Breimsvatnet er ganske likt som i swath-profil 2 (figur 50). Helningen på flatene øst for Breimsvatnet vises bedre her enn på de to andre swath-profilene. Det sees tydelig at FID 1 heller mot øst og at FID 0 heller mot vest (figur 53).



Figur 53: Swath-profil 3. Maksimal høyde er vist som oransje linje, minimal høyde er vist som grå linje og gjennomsnittshøyde er vist som gul linje. Første kvartal er vist som grønn linje og tredje kvartal er vist som blå linje. Grafene under swath-profilet er høydeprofiler for de enkelte flatene. Den stiplede linjen på disse høydeprofilene markerer 800 moh.

Profil 1 er et høydeprofil over landskapet rundt Breimsvatnet (figur 52) og viser flatene FID 10, 21, 22 og 1. Flatene som er kartlagt i dette området befinner seg i flere forskjellige høyder (figur 54).

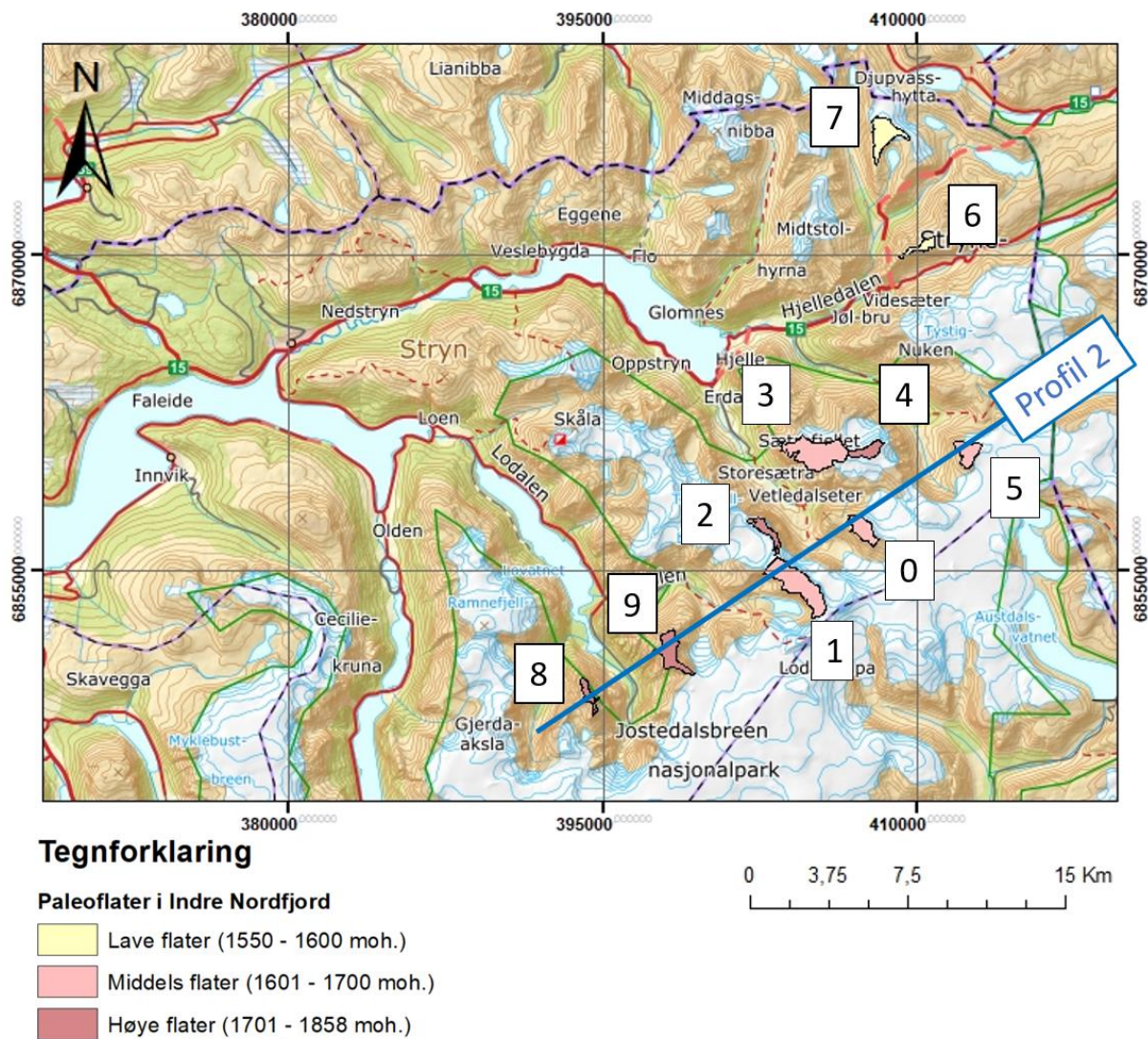


Figur 54: Profil 1A viser et profil over landskapet rundt Breimsvatnet uten tolkning. Profil 1B viser en mulig tolkning av to hevningsperioder. C viser de to nivåene med flater. De røde ligger høyest og de gule ligger lavere.



### 6.3.3 Indre Nordfjord

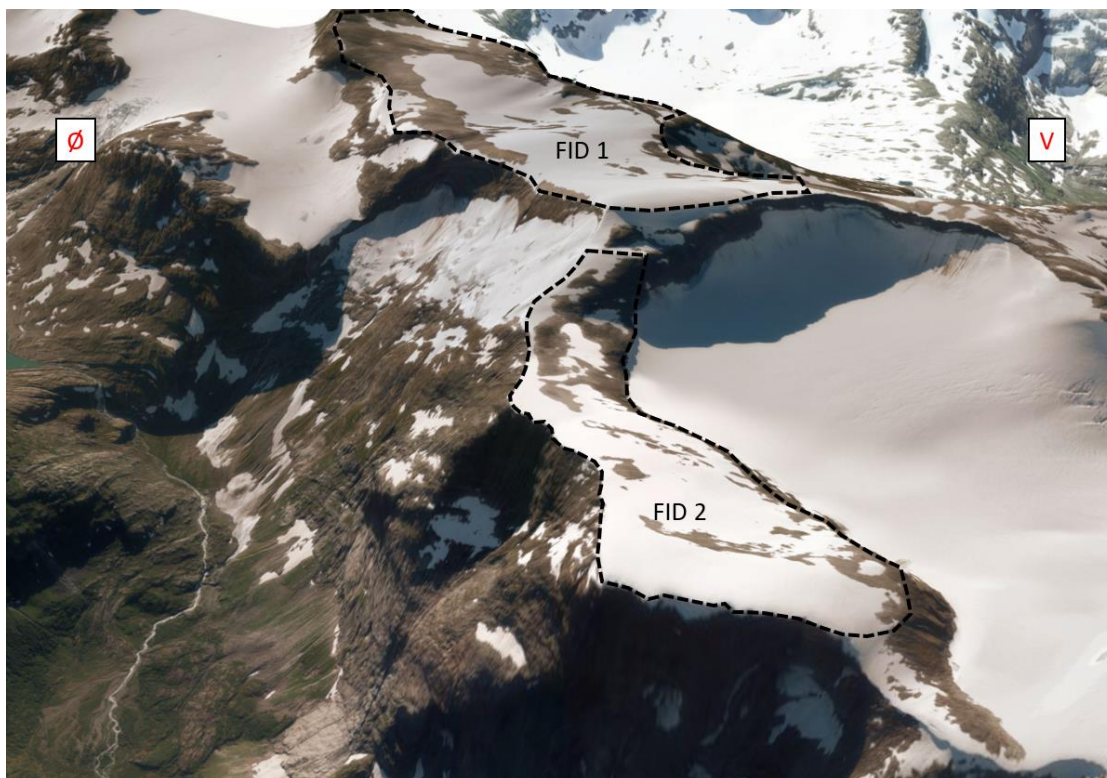
I dette området finnes det flere breer og den høye topografien er preget av breerosjon, som gjør at det ikke er like lett å identifisere paleoflater innenfor dette området. Flatene er delt inn i tre kategorier etter gjennomsnittshøyde og det er verdt å merke at flatene lenger nord har en lavere gjennomsnittshøyde enn flatene sør i området (figur 55).



Figur 55: Paleoflatene i Indre Nordfjord. Flatene er delt inn i tre kategorier etter gjennomsnittshøyde. Den blå linjen er profil 2 (figur 56). Tallene i hvite bokser representerer FID til hver flate og er den samme som i tabell 7.

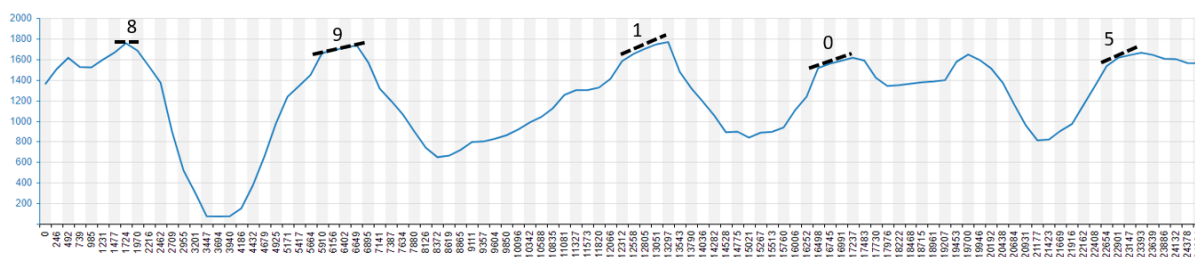
I indre del av Erdalen finner vi mange av de kartlagte flatene, der disse flatene er representative for flatene i Indre Nordfjord. Bildet er tatt fra Norge i bilder 3D, da vi ikke var i dette området på feltturen vår (figur 56).





Figur 56: Flatene FID 1 og 2 i Indre Nordfjord. Bildet er hentet fra Norge i bilder 3D (Kartverket, 2020).

Profil 2 viser hvordan flate 8, 9, 1, 0 og 5 ligger i forhold til hverandre. Alle flatene har en helning mot sørvest, med unntak av FID 8 som er flat. Flatene befinner seg innenfor samme høydeinndeling (figur 57).



Figur 57: Profil 2 markert i figur 55. Profilet går fra sørvest (venstre) til nordøst (høyre). De fem kartlagte flatene som profilet krysser er markert med svart stiplet strek.

Flatene i området deler mange likhetstrekk. Alle flatene ligger i vestre gneisregion og gjennomsnittshøyden er nokså lik, med en variasjon på 295 meter. Alle flatene består av granittisk gneis, med unntak av FID 3 som ligger i både granittisk gneis og monzonitt.

Flertallet av flatene består av forvittringsmateriale eller bart fjell, med unntak av FID 0 som har et tynt morenedekke på deler av flaten. I FID 1, 8 og 9 er det spesifisert at det er forvittringsmateriale med høyt blokkinnhold på flaten (tabell 7).

Tabell 7: Oversikt over dataen til de enkelte kartlagte flatene. Tabellen er sortert etter "Høyde" som representerer gjennomsnittshøyden til flaten. "OM" står for området og "IN" står for Indre Nordfjord.

| FID | OM | Høyde (moh) | Min høyde (moh) | Maks høyde (moh) | Areal (m <sup>2</sup> ) | Bergart                     | Tektonisk enhet    | Løsmasser   |
|-----|----|-------------|-----------------|------------------|-------------------------|-----------------------------|--------------------|---|
| 7   | IN | 1 563       | 1 440           | 1 652            | 1 680 449               | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Bart fjell  |
| 6   | IN | 1 568       | 1 446           | 1 617            | 521 845                 | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Forvittringsmateriale                                 |
| 0   | IN | 1 611       | 1 447           | 1 759            | 1 102 799               | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Bart fjell, tynn morene                               |
| 5   | IN | 1 632       | 1 557           | 1 686            | 1 013 377               | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Bart fjell  |
| 3   | IN | 1 684       | 1 544           | 1 819            | 3 188 952               | Monzonitt, granittisk gneis | Vestre gneisregion | Bart fjell, forvittringsmateriale                     |
| 1   | IN | 1 699       | 1 465           | 1 921            | 3 243 685               | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Bart fjell, forvittringsmateriale (høyt blokkinnhold) |
| 9   | IN | 1 712       | 1 557           | 1 845            | 1 472 083               | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Forvittringsmateriale (høyt blokkinnhold)             |
| 8   | IN | 1 742       | 1 617           | 1 799            | 530 373                 | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Forvittringsmateriale (høyt blokkinnhold)             |
| 2   | IN | 1 779       | 1 698           | 1 842            | 761 964                 | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Bart fjell, forvittringsmateriale                     |
| 4   | IN | 1 858       | 1 786           | 1 890            | 734 853                 | Granittisk gneis            | Vestre gneisregion | Bart fjell, forvittringsmateriale                     |

## 7. Diskusjon

### 7.1 Bergartstype og topografi

I den første problemstillingen stilles det spørsmål om det er en sammenheng mellom bergartstypene og topografien innenfor vårt studieområde. Dette skal vi diskutere ut ifra to av gruppene bergartstypene er delt inn i: tektoniske enheter og bergartenes forvittringsmotstand.

For å finne ut om de tektoniske enhetene innenfor området har en sammenheng med topografien i Nordfjord og Eikefjord, må vi først se på hvordan de ligger i forhold til hverandre. Landskapet i Indre Nordfjord er det høyeste i området, og topografien synker gradvis vestover mot kysten. Ved kysten ligger en forhøyning mellom den ellers lave topografien, og ved å sammenligne figur 27 og 28 ser vi at dette høye partiet tilsvarer Devonbassenget. Bremangerlandet og området sør for Devonbassenget er lavere og tilsvarer den øvre kaledonske dekkeserien. Dette er den tektoniske enheten med lavest gjennomsnittshøyde, og det gjenspeiles i figur 27 som et grønt område. Midtre kaledonske dekkeserie ligger sør og øst for Devonbassenget og har også en lav topografi. Dette området går fra grønt til gult, som passer godt med resultatet fra tabell 2. I denne tabellen ligger midtre kaledonske dekkeserie gjennomsnittlig høyere enn øvre kaledonske dekkeserie, men lavere enn Devonbassenget. Den tektoniske enheten med høyest gjennomsnittshøyde er vestre gneisregion, og dette er enheten som utgjør det største arealet innenfor studieområdet. Vestre gneisregion befinner seg i øst, og strekker seg vestover til kysten langs hele nordsiden av studieområdet vårt. Dette er den tektoniske enheten med størst variasjon i høyde, fra det lave grønne området i vest til det høye rød-oransje området i øst.

Ved å se nærmere på hva de tektoniske enhetene inneholder kan vi vurdere om det er en sammenheng mellom tektonisk enhet og topografi i studieområdet vårt. Devonbassenget skiller seg ut som et høyt parti ved kysten, og består hovedsakelig av hard kvartsrik sandstein. Sandstein har en høy forvittringsmotstand (tabell 1) og er dermed vanskelig å erodere, noe som taler for at tektonisk enhet har en påvirkning på topografien i området. På den andre siden har vi øvre kaledonske dekkeserie som ligger lavt i topografien, og inneholder flere bergarter med høy forvittringsmotstand, som granitt og granodiorittisk gneis. Det samme gjelder for midtre kaledonske dekkeserie. Her kan man finne områder med hard kvartsitt, som også er

klassifisert som en bergart med høy forvittringsmotstand. Vestre gneisregion består også av flere bergarter med høy forvittringsmotstand, som granittisk gneis og eklogitt (tabell 1). Disse bergartene ligger høyt i landskapet i øst, men lavt i vest (figur 29). Både øvre og midtre kaledonske dekkserie, samt den vestlige delen av vestre gneisregion, inneholder bergarter med høy forvittringsmotstand som ligger lavt i landskapet. Derimot inneholder også disse tektoniske enhetene bergarter med lav og middels forvittringsmotstand. Da bergarter med lav forvittringsmotstand også kan gjenspeile en lav topografi, er dette et argument for at det kan være en sammenheng mellom tektonisk enhet og topografi.

For å sammenligne bergartenes forvittringsmotstand med topografien må vi se på resultatet fra kapittel 6.1.3 sammen med tabell 1. Vi forventet at bergartene med høy forvittringsmotstand skulle ha den høyeste gjennomsnittshøyden, siden disse bergartene skal være mer motstandsdyktige mot forvitring enn bergartene med middels forvittringsmotstand. Tabell 4 viser et helt annet resultat. Bergartene med middels forvittringsmotstand har den høyeste gjennomsnittshøyden i området med en høyde på 728 meter over havet, og er over 100 meter høyere enn gjennomsnittet til bergartene med høy forvittringsmotstand (tabell 4). En grunn til dette kan være at monzonitt, som har middels forvittringsmotstand, er den bergarten med høyest gjennomsnittshøyde. Monzonitt ligger gjennomsnittlig 901 meter over havet og utgjør en stor del av området, med et areal på 994 775 101 kvadratmeter (tabell 1). Det store arealet gjør at monzonitten har en stor påvirkning på gjennomsnittshøyden til bergartene med middels forvittringsmotstand og vil da dra opp gjennomsnittet. En annen grunn kan være at flere av bergartene med høy forvittringsmotstand har en lav gjennomsnittshøyde. Dette gjelder blant annet felsisk vulkansk bergart, intermediaer vulkansk bergart, meta-arkose og granodiorittisk gneis, som alle er bergarter med gjennomsnittshøyde under 300 meter over havet (tabell 1).

Det finnes også andre mulige forklaringer for hvorfor middels forvittringsmotstand har en høyere gjennomsnittshøyde enn høy forvittringsmotstand. En forklaring går ut på at landskapet har blitt utsatt for heving, der hevingen er størst i øst og minst i vest. Øvre og midtre dekkserie, i tillegg til vestre gneisregion, har en lav topografi ved kysten og et landskap som stiger mot øst. Dette taler for at bergartenes forvittringsmotstand ikke har så mye å si for topografien, da vi forventer at harde bergarter vil ha en høyere topografi. For Devonbassenget passer ikke denne forklaringen, da det ligger høyt i kystområdet.



En annen forklaring på hvorfor middels forvittringsmotstand er gjennomsnittlig høyere enn høy forvittringsmotstand er feilkategorisering. Det er mulig at bergartene har blitt delt inn i feil kategori for forvittringsmotstand. Et eksempel på dette kan være at monzonitt med høyt kvartsinnhold er gruppert i middels forvittringsmotstand. På grunn av det høye kvartsinnholdet burde denne monzonitten bli kategorisert som en bergart med høy forvittringsmotstand, som kan føre til feil i resultatet. Det er også en mulighet for at kartleggingen av hovedbergartene ikke ble utført nøyaktig nok. Et polygon kan inneholde flere bergarter, og disse bergartene kan ha ulik forvittringsmotstand. For eksempel kan et polygon kartlagt som monzonitt også inneholde hardere bergarter som kvartsrik granittisk gneis. Dette kan føre til at hovedbergartens forvittringsmotstand blir høyere og dermed ikke representativ for polygonet.

Resultatet fra kapittel 6.1 kan brukes til å argumentere for og imot hypotesene om hvordan den vestnorske topografien er dannet. I den klassiske hypotesen har landskapet blitt erodert ned til et slettelandskap etter den kaledonske fjellkjededannelsen, for så og blitt hevet opp igjen. Dermed består dagens topografi av nye fjell, ikke restene av den kaledonske fjellkjeden. I dette tilfellet vil heving av landskapet ha større virkning på topografien enn bergartenes forvittringsmotstand. Dette passer godt med våre resultater, da monzonitt med middels forvittringsmotstand har den høyeste gjennomsnittshøyden. I ICE-hypotesen har ikke landskapet blitt erodert helt ned, og fjellene i Vest-Norge i dag er rester av den kaledonske fjellkjeden. I et slikt tilfelle ville vi forventet at bergartenes forvittringsmotstand ville komme tydeligere fram i topografien, siden bergartene har hatt mange hundre millioner år på å eroderes. Det er trolig at bergartene med høy forvittringsmotstand ville skilt seg ut i høyden, mens bergartene med lav forvittringsmotstand ville ligget lavt. Dette er ikke tilfellet for bergartene i dette området, da bergarten med den laveste gjennomsnittshøyden har høy forvittringsmotstand og flere av bergartene med lav forvittringsmotstand ligger høyt i landskapet (tabell 1).

## 7.2 Lineamentanalyse

Andre problemstilling stiller spørsmål om hvilke bergartsstrukturer som utgjør lineamentene i studieområdet. For å svare på dette har vi analysert lineamentene ved å utføre både manuell og automatisk lineamentkartlegging, samt sett på foliasjonsmålingene fra de aktuelle områdene: 1. Bremangerlandet og Sildegapet og 2. Sør for Sandane.

For Bremangerlandet og Sildegapet dominerte de fleste lineamentene i øst-vest og nordøst-sørvestlig retning, både for den manuelle (figur 31) og den automatiske lineamentkartleggingen (figur 32). Det samme ser vi i resultatet fra foliasjonsmålingene sine strøkretninger (figur 34B). Disse øst-vest lineamentene, samt de øst-vest orienterte foliasjonsmålingene, kan tolkes som en del av en skjærsoner med duktil foliasjon. Det er også mulig at flere av disse lineamentene består av sprø forkastninger, som er knyttet til en duktil-til sprø skjærsoner i Nordfjord-Sognskjærsonen. Lineamentene som er orientert i nordøst-sørvestlig retning kan være en del av en forkastningssone knyttet til riftingen i Nordsjøen.

Fra den manuelle kartleggingen i området rundt Sandane dominerer lineamentene i to retninger: nord-sør og øst-vest (figur 35), og foliasjonsmålingene viser en tydelig øst-vest dominerende strøkretning (figur 38B). Det tydelige resultatet fra foliasjonsmålingene gjør det mulig å tolke hva lineamentene sør for Sandane består av. De øst-vest-gående lineamentene har vi tolket som foliasjon og duktile skjærsoner, som ligger på tvers av nord-sør dalene i områdene. Nord-sør lineamentene er tolket som sprø forkastninger, og dette kan observeres langs flere av dalene (figur 39).

Området sør for Sandane skiller seg ut fra resten av studieområdet, fordi dalene er vendt mot nord-sør, i motsetning til resten av Nordfjord og Eikefjord der dalene og fjordene er dominerende i øst-vestlig retning. En mulig forklaring for dette er at bergartene sør for Sandane hadde en svekkelse i nord-sørlig retning før istidene. Denne svekkelsen kan ha vært utgangspunktet for breerosjon som videre har dannet nord-sør vendte daler. Svekkelsen i bergartene kan komme av gamle nord-sør forkastninger, men den kan også komme fra Nordfjord-Sognskjærsonen.

En annen forklaring går ut på at den kvartsrike sandsteinen i Devonbassenget blokkerte for breens vestlige strømningsretning. Den harde sandsteinen er vanskelig å erodere, noe som

førte til at breen valgte en enklere vei og dermed endret retning fra vest til nord. Denne forklaringen støttes ved at store deler av bergartene på østsiden av Devonbassenget har middels forvittringsmotstand, mens sandsteinen har høy forvittringsmotstand.

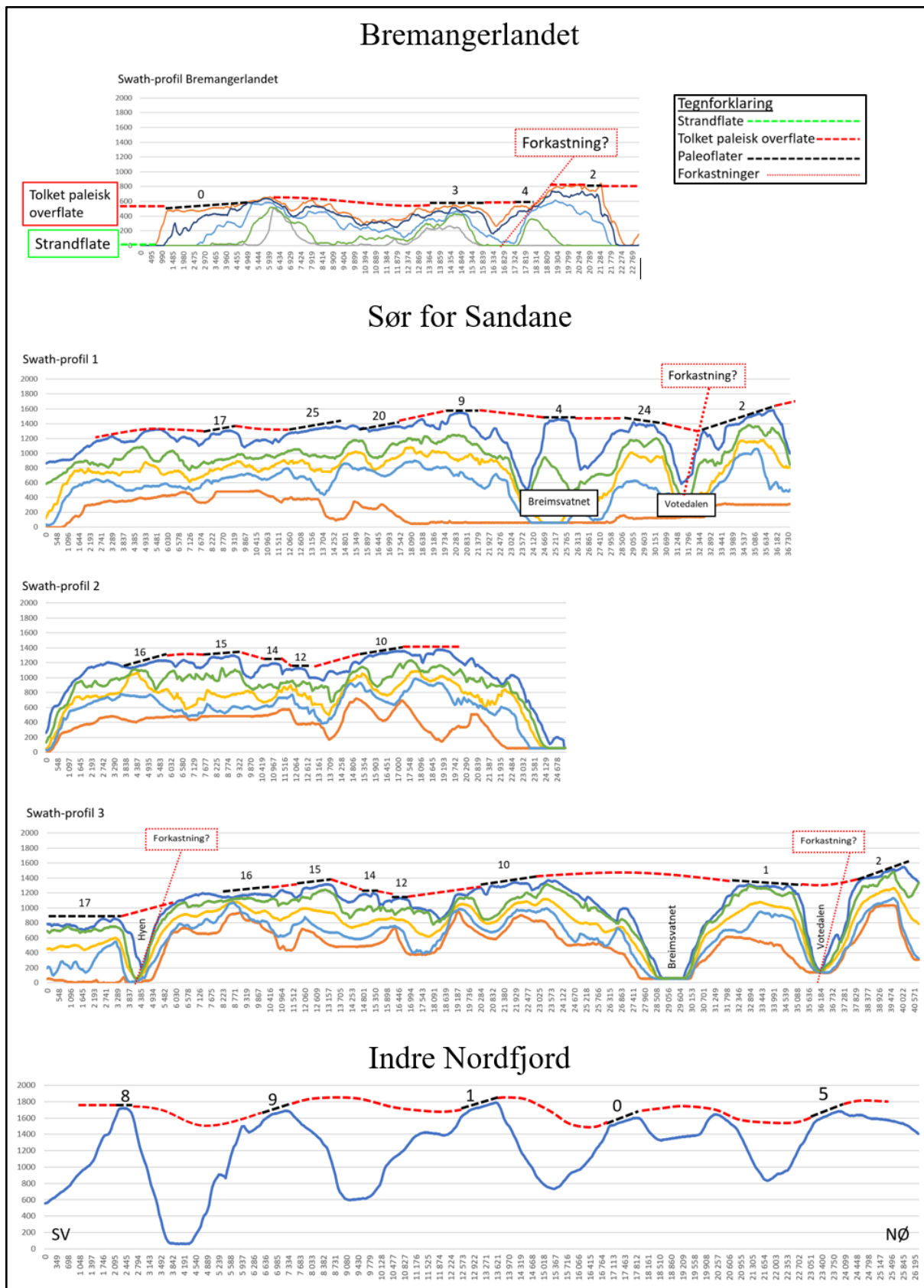
Når vi ser på hele studieområdet kan vi se at flere av de små lineamentene er en del av større geologiske strukturer. Sør i Sandane utgjør de nord-sør orienterte lineamentene en sprø forkastningssone, og lineamentene orientert i øst-vestlig retning utgjør et større område med duktil foliasjon. Utenfor de kartlagte områdene, finnes det også strukturer som er verdt å nevne. Nordfjorden strekker seg i øst-vestlig retning, og følger en svakhetssone på nordsiden av Devonbassenget. Denne svakhetssonen ligger parallelt med Nordfjord-Sognskjærsonen.

### 7.3 Kartlegging av paleoflater

Tredje problemstilling går ut på å vurdere om det er ett eller flere nivåer med paleoflater innenfor studieområdet. Ved å se på høyden og plasseringen til paleoflatene i dreneringssystemet til Nordfjord og Eikefjord har vi kommet fram til to ulike tolkninger.

Tolkning (1) går ut på at det er et felles nivå med flater som strekker seg fra Bremanger til Indre Nordfjord. Denne tolkede paleiske overflaten begynner på rundt 600 meter over havet og går gradvis opp til 1 800 meter over havet lengst inn i fjorden (figur 58 og figur 60).

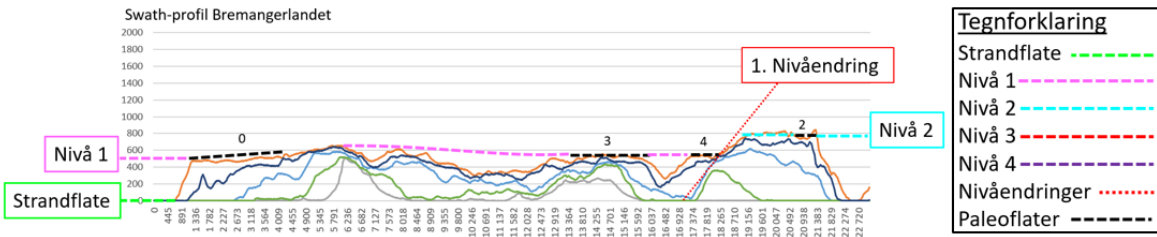
Tolkning (2) er at vi har opptil fire nivåer med flater. Det første nivået er ved Bremangerlandet og ligger omtrent 600 meter over havet. Så ligger det andre nivået på rundt 800 meter over havet ved østsiden av Bremangerlandet, ved Hyen og rundt Breimsvatnet. Det tredje nivået ligger rundt 1 200 meter over havet på de høyere flatene sør for Sandane. Flatene i Indre Nordfjord kan tolkes som et fjerde nivå på opp til 1 800 meter over havet (figur 59 og figur 61).



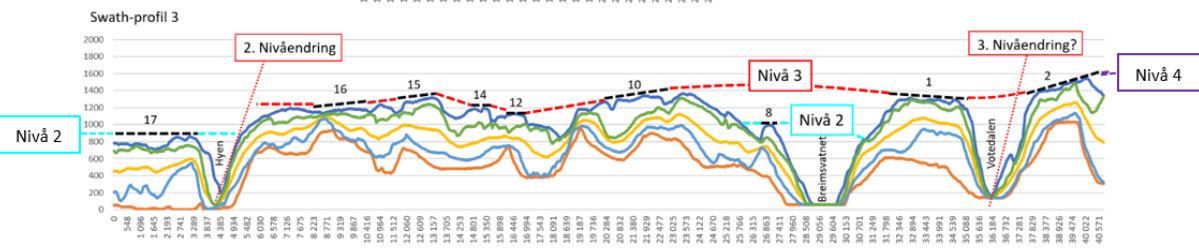
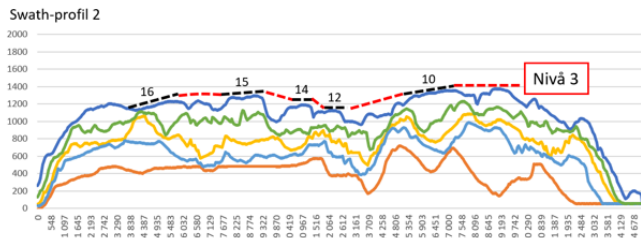
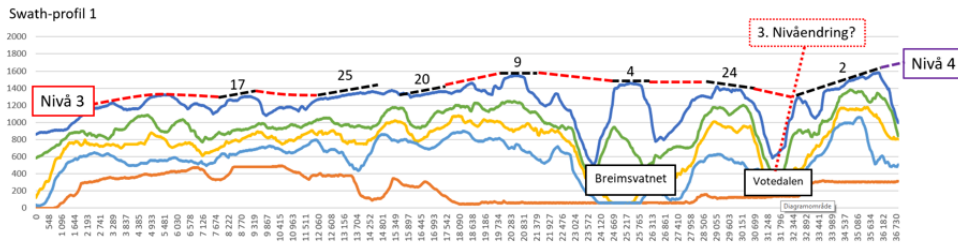
Figur 58: Tolkning (1), der profilene er tolket med en felles paleisk overflate.



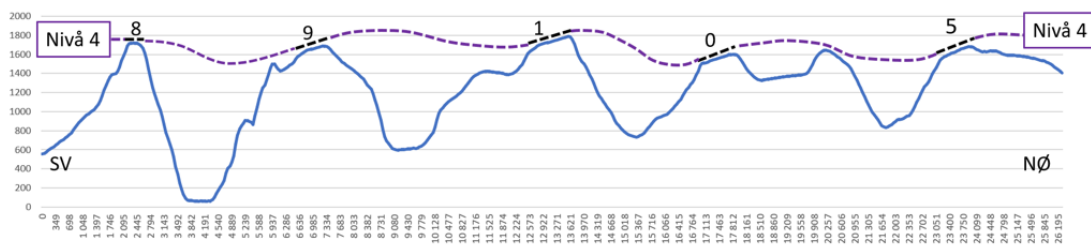
## Bremangerlandet



## Sør for Sandane

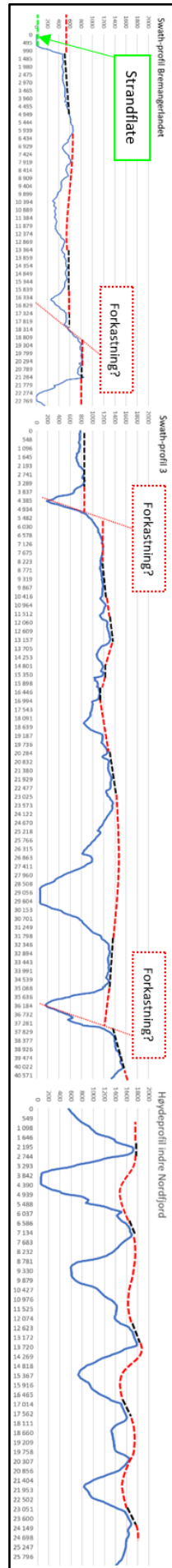


## Indre Nordfjord

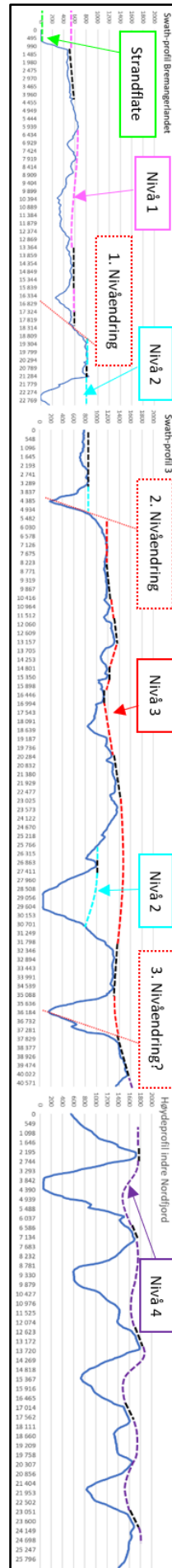


Figur 59: Tolkning (2) der profilene er tolket med flere nivåer av flater.

Figur 60: *Tolkning (1) vist på et samlet profil over de tre områdene.*



Figur 61: *Tolkning (2) vist på et samlet profil over de tre områdene.*



Tolkning (1) har flere argumenter for en felles paleisk overflate. Flatene har en tendens til å stige jevnt i gjennomsnittshøyde østover. Langs det tolkede profilet er det stedvis stor høydeforskjell mellom paleoflatene, noe vi har tolket som mulige normalforkastninger (figur 59). Vi har funnet lineamenter på disse stedene, som kan være med på å bekrefte at det er forkastninger til stede, da forkastninger etterlater seg lineære strukturer i landskapet. Derimot kan vi ikke si dette med full sikkerhet, og vi har heller ikke nok grunnlag til å antyde hvilke forkastningstyper som er til stede. For å kunne si om tolkningen vår er riktig er det derfor behov for grundigere undersøkelser av området. I tolkning (2) blir slike områder som viser en stor høydeforskjell mellom paleoflatene tolket til å være en grense mellom nivåene til flatene.

Det finnes også argumenter for tolkning (2), som ser muligheter for flere nivåer med flater i dreneringssystemet til Nordfjord. Det største argumentet for flere nivåer finnes i de lavere flatene rundt Breimsvatnet. Disse flatene passer derfor ikke inn dersom tolkning (1) skal stemme, siden flere nivåer med flater på samme sted strider mot denne tolkningen. Et mulig argument i retning tolkning (1) er at det ikke finnes flere slike lave flater i daler lenger inn i fjorden, og det er derfor mulig at flatene rundt Breimsvatnet ikke er reelle paleoflater. Det kan være andre prosesser som har ført til at flatene har slike nivåforskjeller i samme område, men for å bekrefte dette trengs det videre undersøkelser. Selv om det kan argumenteres mot denne tolkningen, velger vi likevel å ha den med da disse lave flatene opptrer så hyppig sør for Sandane.

Det har blitt foretatt lignende nivåkartlegging av forskere som har studert paleoflater både på østkysten av Grønland og i Norge (Bonow et al, 2014; Lidmar-Bergström et al, 2000). Begge artikler har funnet flere nivåer med flater og konkludert med at det er flere hevingsperioder som har dannet de ulike nivåene til flatene. Med det vi har samlet inn av data er det mulig at deres tolkninger også kan gjelde for vårt studieområde, derfor ser vi ingen grunn til å være uenige med tolkningene til Bonow et al. (2014) og Lidmar-Bergström et al. (2000).

Informasjon samlet inn fra lagrekkene offshore kan brukes for å argumentere for flere nivåer med paleoflater, noe som tilsvarer tolkning (2). Flere pauser i sedimentasjonen offshore som nevnt i kapittel 3.6, kan knyttes til flere perioder med landheving, men kan også være tilfeller av marin kondensasjon. I en pause som skyldes landheving vil man forvente å finne en vinkeldiskordans etterfulgt av grovere sandkiler. Det er observert fem større pauser, noe som

tyder på at det kan ha vært opp til fem forskjellige perioder med heving de siste 66 millioner årene. Dette støtter tolkning (2) om at det er flere nivåer med paleoflater i dreneringssystemet til Nordfjord og Eikefjord. I denne tolkningen har vi tolket fire nivåer som det maksimale antallet i tillegg til strandflaten, som er dannet omtrent på dagens havnivå. Grunner til at våre data ikke viser like mange nivåer som det er pauser kan ha flere årsaker. Det er mulig at det finnes et nivå med flater som ikke er representert i studieområdet, eller at det finnes flater ved et nivå som vi ikke har oppdaget under kartleggingen.

I tolkning (2) med flere nivåer av paleoflater har vi markert Votedalen som en mulig endring fra nivå 3 til nivå 4. Derimot kan det se ut som at flatene på hver sin side av Votedalen kan kobles sammen som en gammel dal i den paleiske overflaten. Derfor mener vi at det er grunn til å tro at nivåendringen i stedet skjer lenger øst fra Votedalen.

En annen tolkning er at nivå 3 og 4 er ett og samme nivå. Vi tolker ikke overflatene til å være helt flate, men heller et bølgete landskap med mange mindre daler (figur 59). Dette kan være mulig dersom vi tolker flaten FID 8 i Indre Nordfjord for en topp i et slikt landskap. Dermed kan FID 2 ha en sammenheng med dette landskapet, da den med sin lavere beliggenhet stiger kraftig mot øst. Stigningen mot øst kan representere sidene til en gammel paleodal. Vi har ikke nok informasjon til å si dette helt sikkert, derfor er dette noe som kan undersøkes nærmere i videre arbeid.

Det er flere usikkerheter knyttet til de tolkningene. En usikkerhet kan være at det er så store avstander mellom de tre områdene der vi har profiler. Eksempelvis er det en avstand på 35 kilometer mellom profilene i Bremanger og profilet sør for Sandane. En slik stor avstand kan føre til at det befinner seg flater mellom de kartlagte områdene. Grunnen til slike avstander er at det mangler gode flater i områdene, og vi ville derfor heller fokusere på områdene med stor konsentrasjon av flater. Mellom de kartlagte områdene sør for Sandane og i Indre Nordfjord er det to fjell som er dekket av breer, og området er ellers veldig preget av breerosjon. For å finne ut mer nøyaktig hvor mange nivåer med flater vi har i studieområdet vårt, vil det være nødvendig å gå grundigere over området i videre arbeid.

I de to hypotesene om dannelsen av de norske fjellene presenteres det to ulike dannelsesmekanismer for paleoflatene. Er det mulig å se en sammenheng mellom våre tolkninger og en av disse hypotesene? I den klassiske hypotesen beskrives det paleiske



landskapet som et slettelandskap dannet ved havnivå og som så ble hevet til dagens høyde (Reusch, 1901). Dette stemmer bra med vår første tolkning (1) om et felles nivå med flater, men hypotesen utelukker heller ikke tolkning (2), da denne også kan ha blitt skapt av flere hevingsperioder.

I ICE-hypotesen blir paleoflatene dannet av en prosess som kalles “the glacial buzz-saw”. Her er det likevektslinjen som bestemmer hvor erosjonen foregår, og derfor forventer vi å se flater på en høyde som tilsvarer likevektslinjen (Barr & Spagnolo, 2014). For å få dannet en flate ved en lav høyde, må likevektslinjen derfor ligge lavt. En lav likevektslinje reflekterer et kaldere klima, da det ikke vil være like mye avsmeltning fra breen. De laveste flatene ligger ved kysten og de høyeste ligger lengst inne i Nordfjord, som betyr at det må ha vært kaldere ved kysten enn innerst i Nordfjord under dannelsen av flatene ved denne prosessen. En mulig forklaring på dette er at flatene ved kysten ble dannet først i et kaldere klima, så ble de høye flatene innover i landet dannet i et senere varmere klima. Vi har ikke nok informasjon til å konkludere med at dette er måten flatene har blitt dannet.

## 8. Konklusjon

### *1) Er det en sammenheng mellom bergartstype og topografi?*

Gjennomsnittshøydene for de tektoniske enhetene og bergartenes forvittringsmotstand gir et resultat som taler både for og imot en sammenheng mellom bergartstypene og topografien. Resultatet fra Devonbassenget er et argument for, da den harde sandsteinen skiller seg ut i forhold til det ellers lave landskapet ved kysten. Fra øvre og midtre kaledonske dekkserie og vestre gneisregion taler resultatene både for og imot en sammenheng mellom de tektoniske enhetene og topografien. Dette er fordi disse tektoniske enhetene inneholder bergarter med varierende hardhet i kystområdet. Bergartenes forvittringsmotstand taler imot en sammenheng mellom bergartenes forvittringsmotstand og topografi. Resultatene viser at bergartene med middels forvittringsmotstand er de gjennomsnittlig høyeste i området. Ved å sammenligne enkelt-polygoner ser vi ikke en tydelig sammenheng mellom topografi og bergartstype. Men i et overordnet perspektiv skiller Devonbassenget seg ut, og derfor kan vi ikke utelukke at bergartstypene henger sammen med topografien.

### *2) Hvilke bergartsstrukturer utgjør lineamentene i studieområdet?*

Resultatet fra lineamentanalysen viser hvilke bergartsstrukturer de kartlagte lineamentene utgjør. I Bremangerlandet og Sildegapet tolkes de øst-vest-gående lineamentene som duktile foliasjoner, mens de nordøst-sørvest-gående lineamentene tolkes som sprø forkastninger som er rester av riftingen i Nordsjøen. I området sør for Sandane ligger det flere nord-sør lineamenter som utgjør store daler, samt duktile foliasjoner på tvers av disse. Nordfjord-Sognskjærsønen har hatt en stor påvirkning på studieområdet, der svakhetssoner knyttet til denne har vært utgangspunktet for plasseringen til Nordfjorden.

### *3) Finnes det ett eller flere nivåer med paleoflater i studieområdet?*

Mye av den innsamlede dataen peker mot flere nivåer med flater innenfor dreneringssystemet til Nordfjord og Eikefjord. Ut ifra resultatene har vi tolket at det kan være opp til fire nivåer med flater. Tolkning (2) stemmer derfor bra med andre utførte undersøkelser av flatene på Grønland og i andre deler av Norge, der det har blitt funnet flere nivåer med paleoflater. I tillegg viser også informasjon fra sedimentene utenfor kysten at det kan ha vært flere perioder med landheving. Vi har ikke nok informasjon til å fullstendig avkrefte tolkningen om en felles

paleisk overflate, men våre resultater sett sammen med tidligere undersøkelser tyder på at det finnes flere nivåer med paleoflater.

### *Implikasjoner for opprinnelsen av de norske fjellene*

Resultatene våre kan brukes som argument for og imot hypotesene om fjelldannelsen i Vest-Norge. Resultatet fra bergartenes forvittringsmotstand argumenterer mot ICE-hypotesen. Hvis de norske fjellene er rester av den kaledonske fjellkjeden, ville vi sannsynligvis sett en tydeligere sammenheng mellom bergartenes forvittringsmotstand og topografien. Resultatene fra kartleggingen av paleoflater tyder på at landskapet er hevet, noe som støtter den klassiske hypotesen. Det er lite sannsynlig at flatene er dannet av “the glacial buzz-saw”, da denne er påvirket av klima og forklarer ikke hvorfor flatene langs kysten ligger så mye lavere enn flatene i Indre Nordfjord. Pauser i sedimentasjonen utenfor kysten tyder også på at vi har hatt perioder med heving de siste 66 millioner årene, og dette støtter den klassiske hypotesen. Våre resultater argumenterer for den klassiske hypotesen, men vi kan ikke konkludere med dette, da det trengs mer informasjon på tvers av flere fagfelt.

# Referanseliste

- Bonow, J. M., Japsen, P. & Nielsen, T.D.F. (2014) High-level landscapes along the margin of southern East Greenland— A record of tectonic uplift and incision after breakup in the NE Atlantic. *Global and Planetary Change*, 116, 10–29.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.010>
- Barr, I.D. & Spagnolo, M. (2014) Testing the efficacy of the glacial buzzsaw: insights from the Sredinny Mountains, Kamchatka. *Geomorphology*, 206, 230-238.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.026>
- Chalmers J.A., Green P., Japsen P. & Rasmussen E.S. (2010). The Scandinavian mountains have not persisted since the Caledonian orogeny. A comment on Nielsen et al. (2009a). *Journal of Geodynamics*, 54, 94-101. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.02.001>
- Corfu, F. & Andersen, T.B. (2016). Proterozoic magmatism in the southern Scandinavian Caledonides, with special reference to the occurrences in the Eikefjord Nappe. *GFF*. 138(1), 102-114. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1077886>
- Deep Time Map. (2016). Global Paleogeography and Tectonics in Deep Time Series. Hentet 26. mai 2020 fra <https://deeptimemaps.com/global-paleogeography-and-tectonics-in-deep-time-series/>
- Eidvin, T., Riis, F. & Rasmussen, E.S. (2014). Oligocene to Lower Pliocene deposits of the Norwegian continental shelf, Norwegian Sea, Svalbard, Denmark and their relation to the uplift of Fennoscandia: A synthesis. *Marine and Petroleum Geology*, 56, 184-221.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.04.006>
- Erichsen, E., Ulvik, A., Wolden, K. & Neeb, P.-R. (2008). Aggregates in Norway - Properties defining the quality of sand, gravel and hard rock for use as aggregate for building purposes. *Geology for Society*, 11, 33-46.
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andersen, A. (2013a). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 6: En fjellkjede blir til*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Fossen, H., Dallman, W. & Andersen, T.B. (2013b). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 7: Fjellkjeden går til grunne*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.



- Furnes, H., Dilek, Y. & Pedersen, R.B. (2012). Structure, geochemistry, and tectonic evolution of trench-distal backarc oceanic crust in western Norwegian Caledonides, Solund-Stavfjord ophiolite (Norway). *Geological Society of America Bulletin*, 124(7-8), 1027-1047. <http://doi.org/10.1130/B30561.1>
- Gabrielsen, R.H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian journal of geology*, 82, 153-174.
- Hacker, B., Andersen, T.B., Johnston, S., Kylander-Clark, A.R.C., Peterman E.M., Walsh E.O. & Young D. (2010). High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway, *Tectonophysics*, 480(1-4), 149-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.012>
- Hansen, J., Skjerlie, K.P., Pedersen, R.B. & De La Rosa, J. (2002). Crustal melting in the lower parts of island arcs: an example from the Bremanger Granitoid Complex, west Norwegian Caledonides. *Contrib Mineral Petrol*, 143, 316–335. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0342-5>
- Helland-Hansen, W. (2019). Den store fjellkjededebatten. *Naturen*, (04), 142-147. <https://doi.org/10.18261/issn.1504-3118-2019-04-02>
- Holtedahl, H. (1998). The Norwegian strandflat – a geomorphological puzzle. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 78, 47-66.
- Japsen, P., & Chalmers, J. (2019). De norske fjelde: Eroderet, begravet og hævet mange gange. *Naturen*, (04), 148-158. <https://doi.org/10.18261/issn.1504-3118-2019-04-03>
- Johannesen, E.P. & Nøttvedt, A. (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 11: Norge omkranses av kystsletter og deltaer*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Johnstone, S., Hacker, B.R. & Ducea, M.N. (2007) Exhumation of ultrahigh-pressure rocks beneath the Hornelen segment of the Nordfjord-Sogn Detachment Zone, western Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (9-10), 1232–1248, <https://doi.org/10.1130/B26172.1>
- Jostedalsbreen nasjonalparksenter. (1995). Indre Nordfjord: Geologi og landskap. Hentet fra [https://www.nb.no/items/URN:NBN:no-nb\\_digibok\\_2013062438200?page=0](https://www.nb.no/items/URN:NBN:no-nb_digibok_2013062438200?page=0)
- Kartverket (2020). Norge i bilder 3D. Hentet 27.05.2020 fra <https://norgebilder.no/Map3D?config=3D&xmin=2786&ymin=6472254&xmax=4838&ymin=6473532&wkid=25833>

- Labrousse, L., Jolivet, L., Andersen, T.B., Agard, P., Hébert, R., Maluski, H., & Schärer, U. (2004). Pressure-temperature-time deformation history of the exhumation of ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *Geological Society of America*, 380, 55–183.
- Lindmar-Bergström, K., Ollier, C.D. & Sulebak, J.R. (2000) Landforms and uplift history of southern Norway, *Global and Planetary Change*, 24, 211–231.
- Løseth, H., Raulline, B. & Nygård, A. (2013). Late Cenozoic geological evolution of the northern North Sea: development of a Miocene unconformity reshaped by large-scale Pleistocene sand intrusion. *Journal of the Geological Society*, 170, 133 –145.
- Martinsen, O.J., Bøen, F., Charnock, M.A., Mangerud, G. & Nøttvedt, A. (1999). Cenozoic development of the Norwegian margin 60-64°N: sequences and sedimentary response to variable basin physiography and tectonic setting. *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference*, 293-304.
- Martinsen, O.J., Nøttvedt, A. & Pedersen, R.-B. (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 14: Av hav stiger landet*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Nielsen, S.B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B.H., . . . Lykke-Andersen, H. (2009). The evolution of western Scandinavian topography: A review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy–climate–erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 47, 72-95. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.09.001>
- Nordgulen, Ø. & Andresen, A. (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 3: De eldste bergartene dannes*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2015, 25. februar). Kvartærgeologi. Hentet fra <https://www.ngu.no/emne/kvart%C3%A6rgeologi> (NGU, 2015a)
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2015, 17. april). Geologisk ordliste. Hentet fra <https://www.ngu.no/side/geologisk-ordliste> (NGU, 2015b)
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2017, mars). Løsmassekart. Hentet fra <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (NGU, 2017)
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2019, 29.august). Berggrunnsgeologi. Hentet fra <https://www.ngu.no/emne/berggrunnsgeologi> (NGU, 2019)
- Nystuen, J.P (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 4: Urtidskontinentet brytes opp*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.

- Nystuen, J.P., Mørk, A., Müller, R. & Nøttvedt, A. (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 10: Fra ørken til elveslette – fra land til hav*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Nøttvedt, A. & Worsley, D. (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 8: Vidstrakte sletter, kull og salt*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- O’leary, D.W., Friedman, J.D. & Pohn, H.A. (1976). Lineaments, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-1469. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2)
- Osmundsen, P.T. & Andersen, T.B. (2001). The middle Devonian basins of western Norway: sedimentary response to large-scale transtensional tectonics? *Tectonophysics*, 332, 51-68.
- Pedersen, V.K., Nielsen, S.B. & Huismans, R.S. (2019). Et ungt landskab i et gammelt fjeld, *Naturen*, (04), 159-165, <https://doi.org/10.18261/issn.1504-3118-2019-04-04>
- Pollard, J.E., Steel, R.J. & Undersrud, E. (1982). Facies sequences and trace fossils in lacustrine/fan delta deposits, hornelen basin (M. Devonian), Western Norway. *Sedimentary Geology*, 32(1-2) 63-87. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(82\)90014-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(82)90014-8)
- Redfield, T.F., Osmundsen, P.T. & Hendriks, B.W.H. (2005). The role of fault reactivation and growth in the uplift of western Fennoscandia. *Journal of the Geological Society*, 162, 1013-1030.
- Reusch, H. (1901). Nogle bidrag till forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevene til. *Nor. Geol. Unders.* 32, 124-263.
- Rickers, F., Fichtner, A. & Trampert, J. (2013). The Iceland–Jan Mayen plume system and its impact on mantle dynamics in the North Atlantic region: Evidence from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 367, 39-51. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.022>
- Scheiber, T., Fredin, O., Viola, G., Jarna, A., Gasser, D. & Łapińska-Viola, R. (2015). Manual extraction of bedrock lineaments from high-resolution LiDAR data: methodological bias and human perception. *GFF*, 137(4), 362-372. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1085434>
- Sømme T.O., Helland-Hansen W. & Martinsen O.J. (2013a). Quantitative aspects of stratigraphic onshore-offshore relationships along the western margin of southern Norway: implications for Late Mesozoic and Cenozoic topographic evolution. *Norwegian Journal of Geology*, 93, 261–276.

- Sømme, T.O., Martinsen, O.J & Lunt, I. (2013b). Linking offshore stratigraphy to onshore paleotopography: The Late Jurassic–Paleocene evolution of the south Norwegian margin. *Geological Society of America Bulletin*, 125 (7-8), 1164–1186.  
<https://doi.org/10.1130/B30747.1>
- Sømme, T.O., Skogseid, J., Embry, P. & Løseth H. (2019). Manifestation of Tectonic and Climatic Perturbations in Deep-Time Stratigraphy – An Example From the Paleocene Succession Offshore Western Norway. *Frontiers in Earth Science*, 7, 303.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00303>
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B. & Szabó, J. (2013) Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57(4), 485-513. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110>
- Torgersen, E., Redfield, T. F., Svendby, K. & Fabian, K. (2020). What to do with a lineament map? Abstract at 34<sup>th</sup> Nordic Geological Winter Meeting, 8-10 January 2020, Oslo, Norway.
- Tveite, H. (2015). The QGIS Line Direction Histogram Plugin. Hentet fra <http://plugins.qgis.org/plugins/LineDirectionHistogram/>
- Vorren, T.O. & Mangerud, J. (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 15: Istider kommer og går*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Vorren, T.O., Mangerud, J., Blikra, L.H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). *Landet blir til – Norges Geologi, kapittel 16: Norge av i dag trer frem*. (I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, Red.) Trondheim: Norsk Geologisk Forening.



# Figurliste

|   |    |
|---|----|
| <b>Figur 1:</b> To forskjellige hypoteser som prøver å forklare opprinnelsen til fjellene i Vest-Norge. H1 viser den klassiske hypotesen og H2 viser ICE-hypotesen (Å. Hestnes, prosjektbeskrivelse, 2019).....   | 8  |
| <b>Figur 2:</b> Kart som viser Nordfjord og Eikefjord dreneringssystem. Nordfjord er markert i rødt og Eikefjord i svart.....   | 9  |
| <b>Figur 3:</b> Kart over studieområdet. Kart A viser Sør-Norge, med Vestland markert som en svart firkant. Kart B viser Vestland, med Nordfjord markert i svart. Kart C viser Nordfjord, med nedbørsfeltet til Nordfjord omrisset i svart, og Eikefjord i rødt.....                              | 12 |
| <b>Figur 4:</b> Kart over de fire tektoniske enhetene innenfor studieområdet. Devonbassenget er vist i gult, øvre kaledonske dekkserie i grønt, midtre kaledonske dekkserie i blått og vestre gneisregion i rosa.....   | 13 |
| <b>Figur 5:</b> Eklogitt fra Vemmelsvik. Foto: Ida Grande.....  | 14 |
| <b>Figur 6:</b> Melange fra øvre dekkserie som viser både grunnmasse og klaster. Bildet er tatt på Frøya i Bremanger. Foto: Jacob J. Berger.....  | 16 |
| <b>Figur 7:</b> Steinbrudd i granodioritt på Smørhamnsøya. Foto: Yngvild Skjeldnes.....   | 16 |
| <b>Figur 8:</b> Sandsteinens lagdeling i Devonbassenget, nord for Svelgen. Foto: Yngvild Skjeldnes.....   | 17 |
| <b>Figur 9:</b> Kart over Norges plassering ved ulike tider. Kart A viser ordovicium, for 460 millioner år siden. Kart B viser devon, for 400 millioner år siden. Kart C viser Norges posisjon i trias, for 240 millioner år siden. Norge er markert som en gul prikk (Deep Time Maps, 2016)..... | 19 |
| <b>Figur 10:</b> Kart over Vest-Norge, som illustrerer ekstensjonsskjærsonene i området. Nordfjord-Sognskjærsone er lokalisert i nord-vest, rundt de devonske avsetningene. De grønne pilene viser i hvilken retning skyvedekken har glidd tilbake (Fossen et al., 2013b)..                       | 20 |
| <b>Figur 11:</b> Mylonitt med en z-fold fra Leirgulen. Foto: Yngvild Skjeldnes.....   | 21 |
| <b>Figur 12:</b> Asymmetrisk sigma-klast fra Bortnen. Foto: Deta Gasser.....  | 21 |
| <b>Figur 13:</b> Kart over Fennoskandia der stiplede linjer viser marin grense. Figuren inkluderer også strandforskyvningskurver (Vorren et al., 2013).....   | 23 |
| <b>Figur 14:</b> Løsmassekart over Nordfjord (NGU, 2017).....   | 24 |
| <b>Figur 15:</b> Løsmassekart over Hyen i Nordfjord (NGU, 2017).....  | 24 |
| <b>Figur 16:</b> Kart som viser de seismiske profilene, profil 1 i rødt, profil 2 i gult og profil 3 i grønt, inkludert studieområdet vårt markert i svart.....   | 27 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Figur 17:</b> Profil 1. Seismisk seksjon med tilhørende kronostratigrafisk diagram (Martinsen et al., 1999).....   | 28 |
| <b>Figur 18:</b> Profil 2. Seismisk seksjon med tilhørende kronostratigrafisk diagram (Martinsen et al., 1999).....   | 29 |
| <b>Figur 19:</b> Profil 3. Tolket geoseismisk linje gjennom brønn 35/3-1 og brønn 36/1-2 i terrassen utenfor Måløy (Eidvin et al., 2014).....   | 30 |
| <b>Figur 20:</b> Kart fra en derivert DEM-fil fra Byrkjelo-område sør-øst i Nordfjord. Mørke rette streker i landskapet kan identifiseres som lineamenter.....  | 38 |
| <b>Figur 21:</b> Tre kart over studieområdet med fjellskygge som bakgrunnskart. Kart A har en lysvinkel på 45 grader, kart B har en lysvinkel på 180 grader og kart C har en lysvinkel på 315 grader.....   | 39 |
| <b>Figur 22:</b> A er en illustrasjon som viser strøk- og fallretning ved en strukturmåling. B er et eksempel på et Stereonet med plan og pol. Den buede linjen viser et plan med strøkretning 0 grader og fallvinkel på 45 grader. Punktet viser polen til planet.....   | 41 |
| <b>Figur 23:</b> Eksempel på et rosedigram laget i Stereonet. De grå områdene viser hvilke retninger lineamentene er orientert. Tallene 10, 20 osv. viser hvor stor prosent av lineamentene i området som har denne orienteringen.....  | 41 |
| <b>Figur 24:</b> Eksempel på et lengdevektet rosedigram laget i Line Direction Histogram i QGIS. Den dominerende lineamentretningen setter grensen for den ytterste sirkelen i rosedigrammet, og de andre lineamentretningene normaliserer seg etter dette.....   | 42 |
| <b>Figur 25:</b> Kart 1 viser et helningskart over en flate ved Byrkjelo. Bildet 2 er et utklipp av flaten fra Norge i bilder 3D. De to profilene under er høydeprofiler over flatene markert på helningskartet. A går øst-vest og B går nord-sør.....  | 43 |
| <b>Figur 26:</b> Oversikt over et rektangulært swath-profil. A viser et topografisk kart over området som swath-profilet blir utført i. Det svarte rektangelet viser avgrensningen til profilet. Det røde rektangelet markerer avstanden mellom profilene som inngår i swath-profilet. B viser utført swath-profil for området. Maksimal høyde er vist som grå linje, minimal høyde er vist som oransje linje og gjennomsnittshøyden er vist som gul linje. Første kvartal er vist som blå linje og tredje kvartal er vist som rød linje..... | 44 |
| <b>Figur 27:</b> Kart som viser gjennomsnittshøyden til hvert bergartspolygon innenfor studieområdet. Polygonene er rangert fra grønn (lavest) til rød (høyest).....  | 47 |
| <b>Figur 28:</b> Kart som viser de fire tektoniske enhetene innenfor studieområdet. Devonbassenget i gult, øvre kaledonske dekkserie i grønt, midtre kaledonske dekkserie i blått og vestre gneisregion i rosa.....   | 50 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Figur 29:</b> Kart som viser bergartenes forvittringsmotstand i Nordfjord og Eikefjord. Den røde fargen viser områdene som inneholder bergarter med høy forvittringsmotstand. Bergarter med middels forvittringsmotstand er vist med en brunoransje farge, og bergartene med lav forvittringsmotstand er vist med en lys farge.....  | 53 |
| <b>Figur 30:</b> Kart over de to områdene der det ble utført lineamentanalyse. Markert i blått er analyseområdet Bremangerlandet og Sildegapet. Sør for Sandane er markert i rødt.....  | 54 |
| <b>Figur 31:</b> Kart over Bremangerlandet og Sildegapet som viser manuelt kartlagte lineamenter i svart.....   | 55 |
| <b>Figur 32:</b> Kart over Bremangerlandet og Sildegapet som viser automatisk kartlagte lineamenter i rødt.....   | 56 |
| <b>Figur 33:</b> Kart over foliasjonsmålingene fra Bremangerlandet og Sildegapet. Foliasjonsmålingene med fallvinkel er vist som svarte planstruktur-tegn, mens foliasjonsmålingene uten fallvinkel er vist som blå planstruktur-tegn.....  | 57 |
| <b>Figur 34:</b> A viser et polplott over foliasjonsmålingene fra Bremangerlandet og Sildegapet. Fargene viser hvor polene er mest konsentrert, der rødt viser størst konsentrasjon. B viser et rosediagram over foliasjonenens strøkretning. N=682 betyr at det er tatt utgangspunkt i 682 strukturmålinger.....   | 57 |
| <b>Figur 35:</b> Kart over sør for Sandane som viser manuelt kartlagte lineamenter i svart.....   | 58 |
| <b>Figur 36:</b> Kart over sør for Sandane som viser automatisk kartlagte lineamenter i blått.....  | 59 |
| <b>Figur 37:</b> Kart over foliasjonsmålingene sør for Sandane. De svarte planstruktur-figurene viser foliasjon, mens de røde viser både skifrihets- og foliasjonsmålinger.....   | 60 |
| <b>Figur 38:</b> A viser et polplott som illustrerer hvilke retninger de fleste foliasjonsmålingene heller i. De fargede områdene viser konsentrasjonen av poler, der rødt er mest konsentrert. B viser et rosediagram som illustrerer de mest dominante strøkretningene for foliasjonsmålingene. N = 341 betyr at det er tatt utgangspunkt i 341 foliasjonsmålinger.....           | 60 |
| <b>Figur 39:</b> Sprø forkastning i nord-sørlig retning i den sørlige enden av Votedalen. Foto: Yngvild Skjeldnes.....  | 61 |
| <b>Figur 40:</b> Kart over de tre områdene der det er funnet flest paleoflater. Markert i blått er Bremangerlandet og Sildegapet, rødt er sør for Sandane og rosa er Indre Nordfjord.....   | 62 |
| <b>Figur 41:</b> Kart over flatene i Bremangerlandet og Sildegapet. De lave flatene er markert med gul farge, de middels lave med grønn farge, de middels høye med rosa farge og de høye med brun farge. Numrene representerer FID til flatene. FID blir brukt til å finne igjen flatene i tabell 5. Den gule stjernen sør for Bremanger viser hvor bildet i figur 42 ble tatt..... | 63 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Figur 42:</b> Flaten FID 0 sett fra Frøya, Bremangerlandet. Fotografens posisjon er markert med en stjerne på figur 41. Foto: Yngvild Skjeldnes.....   | 63 |
| <b>Figur 43:</b> Flaten FID 2 på østsiden av Bremangerlandet.....   | 64 |
| <b>Figur 44:</b> Kart over profilene som inngår i swath-profilet på Bremangerlandet.....  | 66 |
| <b>Figur 45:</b> Swath-profil over Bremangerlandet fra øst til vest. Maksimal høyde er vist som oransje linje, minimal høyde er vist som grå linje og gjennomsnittshøyden er vist som lyseblå linje. Første kvartal er vist som grønne linjen og tredje kvartal er vist som mørkeblå linje. De små profilene under swath-profilet er enkeltprofiler for flatene, der den stiplede linjen på disse markerer 400 meter over havet.....  | 67 |
| <b>Figur 46:</b> Kart over flatene sør for Sandane sortert etter gjennomsnittshøyde. De lave flatene er markert med gul, de middels lave med grønn, de middels høye med rosa og de høye med brun farge. Numrene ved siden av hver flate representerer flatens FID. Denne blir brukt for å finne igjen flaten i tabell 6. Den gule stjernen nord for Byrkjelo markerer hvor bildet i figur 47 ble tatt fra.....  | 68 |
| <b>Figur 47:</b> Fire flater sør for Sandane. FID markerer nummeret til en flate og brukes for å finne igjen flaten i tabell 6. Fotografens posisjon er vist med en stjerne i figur 46. Foto: Yngvild Skjeldnes.....  | 68 |
| <b>Figur 48:</b> Profilene som swath-profil 1 består av. Profilene går rett vest-øst. Baseline går nord-sør mellom Hyen og Fimland.....   | 71 |
| <b>Figur 49:</b> Swath-profil 1. Maksimal høyde er vist som blå linje, minimal høyde er vist som oransje linje og gjennomsnittshøyde er vist som gul linje. Første kvartal er vist som lyseblå linje og tredje kvartal er vist som grønn. Nummeret representerer FID for de tydeligste flatene man kan se på profilet. Profilene under grafen er utsnitt fra de enkelte høydeprofilene som går gjennom de forskjellige flatene. Den stiplede linjen i enkeltprofilene markerer en høyde på 1 200 moh..... | 72 |
| <b>Figur 50:</b> Profilene som inngår i swath-profil 2.....   | 73 |
| <b>Figur 51:</b> Swath-profil. Maksimal høyde er vist som grå linje, minimal høyde er vist som oransje linje og gjennomsnittshøyden er vist som gul linje. Første kvartal er vist som blå linje og tredje kvartal er vist som rød linje. Grafene under swath-profilet viser høydeprofilene for de enkelte flatene i swath-profilet. Den stiplede linjen på disse høydeprofilene markerer 1 000 moh.....   | 74 |
| <b>Figur 52:</b> Profilene som inngår i swath-profil 3. Den røde linjen markerer profil 1 (figur 54) som ser nærmere på flatene rundt Breimsvatnet.....   | 75 |



|   |    |
|---|----|
| <b>Figur 53:</b> Swath-profil 3. Maksimal høyde er vist som oransje linje, minimal høyde er vist som grå linje og gjennomsnittshøyde er vist som gul linje. Første kvartal er vist som grønn linje og tredje kvartal er vist som blå linje. Grafene under swath-profilet er høydeprofiler for de enkelte flatene. Den stiplede linjen på disse høydeprofilene markerer 800 moh..... | 76 |
| <b>Figur 54:</b> Profil 1A viser et profil over landskapet rundt Breimsvatnet uten tolkning. Profil 1B viser en mulig tolkning av to hevingperioder. C viser de to nivåene med flater. De røde ligger høyest og de gule ligger lavere.....  | 77 |
| <b>Figur 55:</b> Paleoflatene i Indre Nordfjord. Flatene er delt inn i tre kategorier etter gjennomsnittshøyde. Den blå linjen er profil 2 (figur 56). Tallene i hvite bokser representerer FID til hver flate og er den samme som i tabell 7.....  | 78 |
| <b>Figur 56:</b> Flatene FID 1 og 2 i Indre Nordfjord. Bildet er hentet fra Norge i bilder 3D (Kartverket, 2020).....   | 79 |
| <b>Figur 57:</b> Profil 2 markert i figur 55. Profilet går fra sørvest (venstre) til nordøst (høyre). De fem kartlagte flatene som profilet krysser er markert med svart stippet strek.....   | 79 |
| <b>Figur 58:</b> Tolkning (1), der profilene er tolket med en felles paleisk overflate.....   | 86 |
| <b>Figur 59:</b> Tolkning (2) der profilene er tolket med flere nivåer av flater.....   | 87 |
| <b>Figur 60:</b> Tolkning (1) vist på et samlet profil over de tre områdene.....  | 88 |
| <b>Figur 61:</b> Tolkning (2) vist på et samlet profil over de tre områdene.....  | 88 |

# Tabelliste

|   |           |
|---|-----------|
| <i><b>Tabell 1:</b> Informasjon om bergartstype og bergartenes samlede gjennomsnittshøyde innenfor studieområdet. De neste to kolonnene viser gjennomsnittshøyden til bergartens laveste og høyeste polygon, etterfulgt av hvor mange polygoner bergarten er satt sammen av. Neste kolonne viser hvor stort areal hver bergart har i området vårt, før siste kolonne tar for seg hvor motstandsdyktig bergarten er mot forvitring (se kapittel 6.1.3). Tabellen er sortert etter bergartenes gjennomsnittshøyde, fra lavest til høyest.....</i> | <b>48</b> |
| <i><b>Tabell 2:</b> Gjennomsnittshøydene for de ulike tektoniske enhetene sortert fra høyest til lavest gjennomsnittshøyde.....</i>   | <b>51</b> |
| <i><b>Tabell 3:</b> Klassifisering av bergartene etter høy, middels og lav forvitring/motstand.....</i>   | <b>52</b> |
| <i><b>Tabell 4:</b> Gjennomsnittshøydene for de ulike forvitring/motstandene. Tabellen er sortert fra høy til lav forvitring/motstand.....</i>  | <b>53</b> |
| <i><b>Tabell 5:</b> Oversikt over talldata fra flatene i Bremangerlandet og Sildegapet sortert etter gjennomsnittshøyde “Høyde”. “OM” står for område og “B” står for Bremangerlandet og Sildegapet.....</i>  | <b>64</b> |
| <i><b>Tabell 6:</b> Oversikt over talldata fra flatene sør for Sandane sortert etter gjennomsnittshøyde “Høyde”. “OM” står for område og “S” står for sør for Sandane.....</i>  | <b>69</b> |
| <i><b>Tabell 7:</b> Oversikt over dataen til de enkelte kartlagte flatene. Tabellen er sortert etter “Høyde” som representerer gjennomsnittshøyden til flaten. “OM” står for området og “IN” står for Indre Nordfjord.....</i>  | <b>80</b> |