



**Høgskulen
på Vestlandet**

BACHELOROPPGAVE

Geomorfologi og strukturer på det ustabile fjellpartiet
Tussen, Luster kommune, Sogn og Fjordane

Geomorphology and structures on the unstable
mountainside Tussen, Sogn og Fjordane, Western
Norway

Geologi og geofare

Avdeling for Ingeniør og Naturfag

Juni 2017

Andreas Grøvan Aspaas og Martin Galåsen

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, *jfr. Forskrift om studier og eksamen ved Høgskolen i Bergen, § 9-1.*

BACHELOROPPGAVE

Geomorfologi og strukturer på det ustabile fjellpartiet
Tussen, Luster kommune, Sogn og Fjordane



Andreas Aspaas og Martin Galåsen

Juni 2017

Forord

Denne oppgaven var gitt til oss fra NGU. Gjennom arbeidet med oppgaven har vi fått utforske spennende tema og klocket mange fine høydemeter. Turene i felt har vært i alt fra snøvær til shortsvær. Vi har fått undersøkt et område med mange spennende strukturer, og vi har fått brukt mye av kunnskapen vi har opparbeidet oss i løpet av de 3 årene i Sogndal.

Vi ønsker å takke Helge Henriksen for presis og utmerket veiledning under både forberedelser og skriving av oppgaven. Han har gitt oss gode svar på spørsmål vi har hatt underveis, og vist oss spennende lokaliteter i felt.

Vi ønsker også å takke vår andre veileder Thomas Scheiber og Ivanna Penna fra NGU for dyktig veiledning i felt.

I tillegg vil vi takke alle som har tatt seg tiden til å lese igjennom utkast og kommet med gode tips for å heve kvaliteten av teksten.

Obama out.

Sammendrag

Det potensielle fjellskredområdet Tussen befinner seg i en ØSØ vendt breerodert dalside i den indre delen av Sognefjorden. En kombinasjon av romlig analyse i GIS, feltobservasjoner av struktur og geomorfologi, og DIPS analyse er brukt i undersøkelsen av det ustabile fjellpartiet. De strukturegeologiske målingene ble utført med høyrehåndsregelen der strøkretning/fallvinkel ble målt med Brunton TRUARC™ 15 kompass.

To regionale lineamenter er tydelige i området og danner tilnærmet vertikale sprekkeseett. De NØ-SV gående sprekkeseettene kan være reaktivert etter den siste istiden og danner grabenlignende strukturer og skråningsparallelle sprekker. De NV-SØ gående sprekkeseettene er mindre utviklet og kan danne overføringssprekker. En kinematisk analyse av de strukturegeologiske målingene indikerer mulig utvelting, planær utglidning og kileutglidning. Det ble observert et sprekkeseett som kan danne et potensielt glideplan til et 16 000 000 m³ plan utglidningsscenario. Sør for det ustabile fjellpartiet ble det observert slickenlines på et plan. Planet har lignende orientering som det potensielle glideplanet. En analyse av foliasjonsmålingene antyder folding om en foldeakse med svakt sørvestlig fall. Dette kan tyde på at en foldesjenkel kan danne grunnlaget for et mulig lavvinklet glideplan. Kildeutspring i underkant av fjellpartiet kan være en kildehorisont og indikere utgående for dette glideplanet. Sammen med den bakre grabenstrukturen kan det lavvinklede glideplanet danne en avgrensing til et 180 000 000 m³ scenario.

Det ustabile fjellpartiet Tussen klassifiseres til et komplekst område med en kombinasjon av planær forkastningsteori og plan utglidning i front.

Abstract

The potential rock-slope failure area Tussen is situated along a glacially eroded valley in the inner parts of Sognefjorden. A combination of remote sensing in GIS, field observations of structural and geomorphological elements, and DIPS analyzes is used in the survey of the unstable mountainside. Strike direction and dip angle measurements were acquired using the right-hand rule with a Brunton TRUARC™ 15 compass.

Two distinct regional lineaments form roughly vertical fractures in the area. The NE-SW bounding fractures form large graben-like structures and slope face parallel joints that could be reactivated after the last glaciation. The less developed NW-SE bounding fractures could act as transfer faults. A kinematic analysis of the geological structure measurements indicates possible toppling, planar sliding and wedge sliding. One observed discontinuity set could form a potential sliding plane of a 16 000 000 m³ planar slide scenario. Slickenlines were observed on a plane south of the unstable area. The plane has similar orientation as the potential sliding plane. An analysis of the foliation measurements implies folding about a fold-axis with gentle southwesterly dip. This indicates that a limb could form the foundation for a low angled sliding plane. Groundwater springs below the mountain slope implies a groundwater horizon that could identify a possible low angled detachment plane. Together with the back-bounding graben structure the low angled sliding plane could delimit a 180 000 000 m³ scenario.

The unstable mountainside Tussen classifies as a complex field with a combination of planar fault geometry and planar sliding.

Innholdsliste

1	INNLEDNING	1
1.1	Målsetting	3
2	REGIONAL GEOLOGI OG TIDLIGERE ARBEID.....	4
2.1	Kvartærgeologi.....	5
2.2	Berggrunnsgeologi	6
2.3	Klima, hydrologi og hydrogeologi	8
2.4	Tidligere arbeid og skredhendelser	10
3	METODER OG DATAINNSAMLING	13
3.1	Datainnsamling	13
3.1.1	Feltarbeid	13
3.1.2	Kartdata og digital terreng modell	13
3.2	Strukturgeologisk kartlegging	13
3.3	Tektono- geomorfologisk kartlegging	16
3.4	Undersøkelser av kilder.....	20
4	RESULTATER	23
4.1	Strukturgeologiske element.....	23
4.1.1	Foliasjon og foldeakse	23
4.1.2	Slickenlines	26
4.1.3	Sprekker	27
4.1.4	Kinematisk analyse	29
4.2	Geomorfologiske element	31
4.2.1	Skrenter	31
4.2.2	Innsenkninger	33
4.2.3	Skredavsetninger og skredbaner	35
4.2.4	Lineament og oversikt	36
4.3	Hydrogeologi	36
4.4	Struktur og geomorfologisk kart	39
5	DISKUSJON	40
5.1	Oppbygging og struktur til det ustabile fjellpartiet.....	40
5.1.1	Ytre avgrensing av det ustabile fjellpartiet	41

5.1.2	Indre avgrensinger i det ustabile fjellpartiet	42
5.1.3	Potensielle glideplan	43
5.1.4	Indre strukturer som helhet	45
5.2	Kinematikk	47
5.3	Klassifikasjon	51
5.4	Utløsende faktorer	52
5.4.1	Glacial avlastning og relieff	52
5.4.2	Neotektonikk	53
5.4.3	Progressiv kollaps	53
5.4.4	Hydrogeologi, vanntrykk og smøring	53
5.5	Scenarier	55
5.5.1	Scenario 1	55
5.5.2	Scenario 2	56
5.5.3	Scenario 3	56
5.6	Fare og konsekvensvurdering	56
6	KONKLUSJON	58
7	REFERANSELISTE	59
8	VEDLEGG	64
8.1	Struktur og geomorfologisk kart	64
8.2	Strøk og fall målinger	68

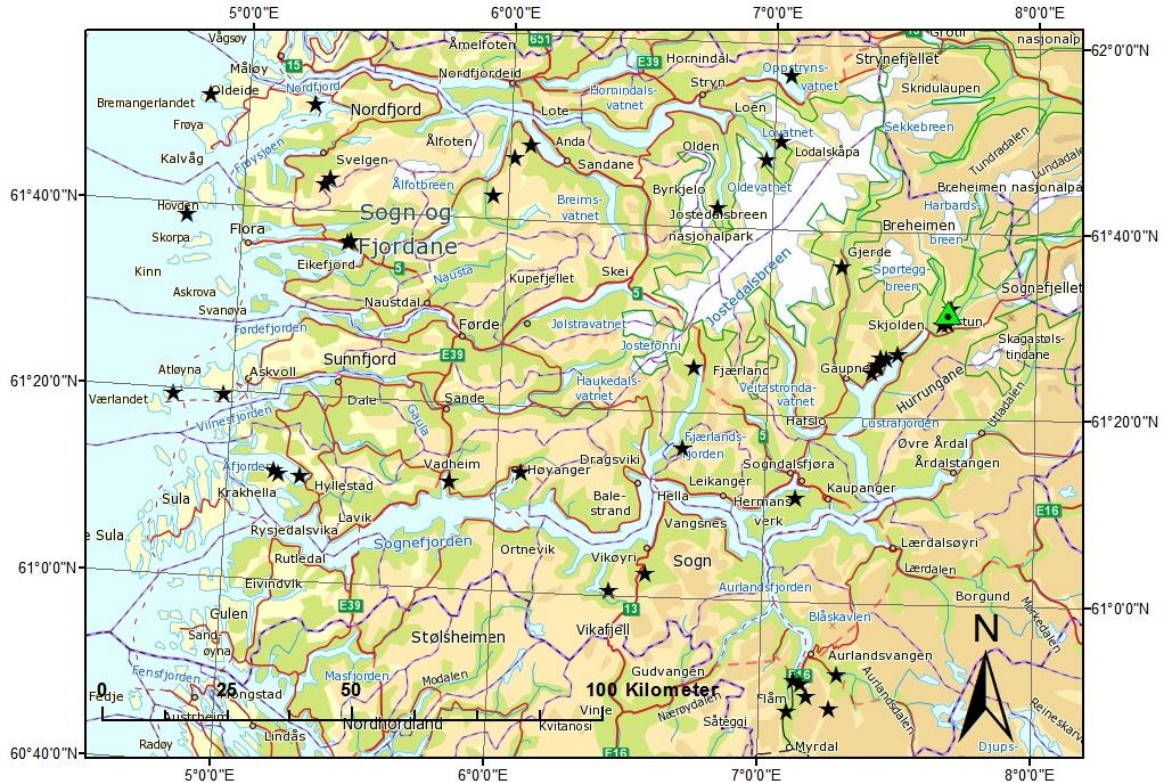
1 Innledning

Norges topografi med breeroderte bratte fjellsider legger forholdene godt til rette for fjellskred. Historisk er over 250 fjellskred registret i Sogn og Fjordane som er fylket med flest fjellskred og fjellskred relaterte dødsfall i Norge (Böhme et al., 2011). En kartlegging av potensielt ustabile fjellsider er nødvendig for å forutsi skredets omfang og klassifisere risikonivå slik at en eventuell overvåkning kan igangsettes.

En fjellside som har vist deformasjon eller bevegelse siden siste istid betegnes som et ustabil fjellparti. En kollaps eller utglidning av fjellsiden betegnes som et skred. Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) definerer skred fra fast fjell over 10.000 m³ som fjellskred, og større enn 100.000 m³ som store fjellskred (Blikra et al., 2006). Langs kysten på Vestlandet gikk de fleste skredene kort tid etter isavsmeltingen. I indre strøk har de fleste fjellskred gått i løpet av de siste 5000 år (Anda, 2001).

For at en fjellside skal kollapse må ulike forutsetninger ligge til rette. Basert på 52 lokaliteter har Henderson et al. (2011) definert ulike nødvendige strukturer. Strukturene består av en blokk avgrenset av baksprekk, overføringsprekker langs sidene og et glideplan, som regel foliasjonen, hellende mot dalen.

Det eksisterer 22 klassifiserte ustabile fjellpartier i Norge, der seks er klassifisert til høyrisikoobjekter og overvåkes kontinuerlig (Majala, 2017). De resterende objektene har kun sporadiske undersøkelser grunnet lavere risiko. Risiko defineres som et produkt av sannsynlighet og konsekvens. Sannsynligheten er sjansen for at et skred går, mens konsekvensen brukes om skadepotensialet (Majala et al., 2016).

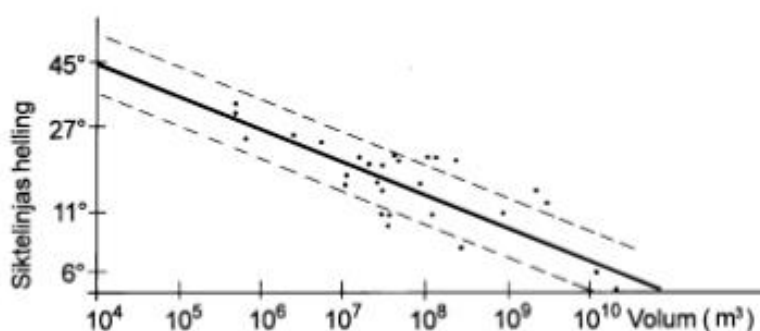


Figur 1: De 44 ustabile og potensielt ustabile fjellpartiene NGU har registrert i Sogn og Fjordane per dags dato. Tussen er markert med grønn trekant (NGU, 2017).

I Sogn og Fjordane har NGU (2017) kartlagt 44 ustabile og potensielt ustabile fjellpartier per dags dato. I perioden 2008 til 2011 kartla Hermanns et al. (2011) 25 ustabile og potensielt ustabile fjellpartier gjennom feltarbeid i Sogn og Fjordane. Ti lokaliteter ble kartlagt strukturgeologisk i felt og ni med bakkebasert radarskanning (TLS). Differensiell global positioning system (dGPS) ble brukt til å foreta periodiske målinger av 14 lokaliteter, og TLS ble brukt til fire lokaliteter. Hele fylket ble skannet med satellittbaserte radarmålinger (SAR), men kun Osmundneset i Gloppen kommune viste bevegelse.

Tre store ustabile fjellparti ble oppdaget eller lagt til i overvåkingsprogrammet i løpet av arbeidet. Disse fjellpartiene er Skrednipa i Sogndal kommune, Ovrisdalen i Vik kommune og Osmundneset i Gloppen kommune. I tillegg ble det levert en egen rapport på det ustabile fjellpartiet Joasetbergi ved Flåm i Aurland kommune. Det ble i samme periode brukt cosmogenic nuclide dating (CN) på glideplan ved Skjæringahaugane i Luster kommune. Bevegelsens opphav ble datert til starten av Holocen med en akselererende bevegelse som samsvarer med dGPS målinger (Hermanns et al., 2011).

Et av de registrerte fjellpartiene i kartleggingen er Tussen som ligger mellom Mørkridsdalen og Fortundalen, nord-øst for Skjolden i Luster kommune (Figur 1). De første beregningene anslo et mulig scenario på 100 millioner m³ som klassifiserer Tussen til et av de største ustabile fjellpartiene i Norge (Henderson et al., 2008). Seinere beregninger har redusert volumet til 10 millioner m³ (Hermanns et al., 2011). Det er en lineær sammenheng mellom volum og utløpslengden til fjellskred (Figur 2) (Byggforsk, 1998). Konsekvensene av en utrasing vil være alvorlig og medføre ødeleggelser av infrastruktur og kraftverket, samt oppdemming av Fortundalselva med påfølgende flomskred.



Figur 2: Utløpslengden til store fjellskred som funksjon av volum. Fra Byggforsk (1998).

1.1 Målsetting

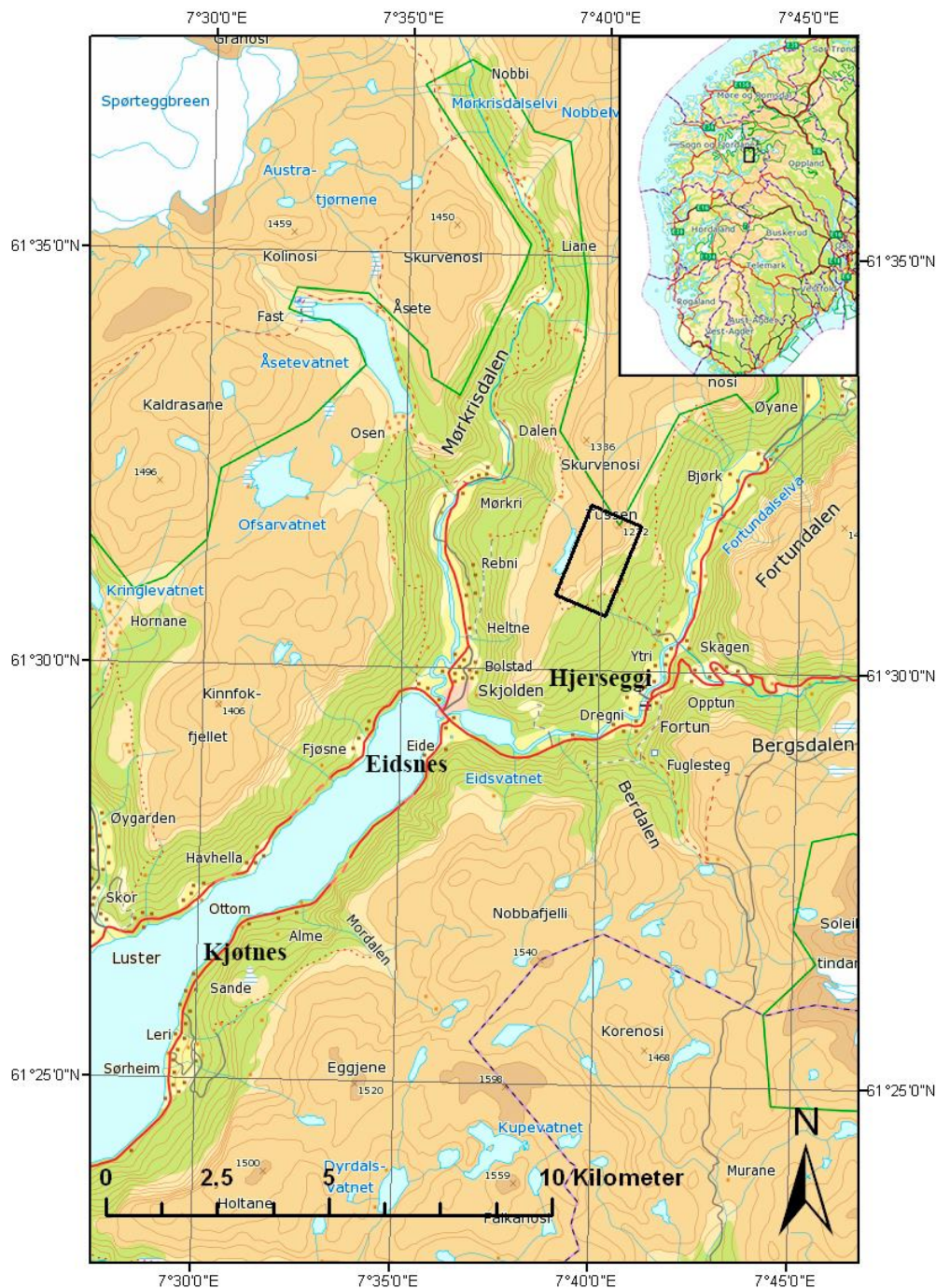
NGU ønsker en mer omfattende kartlegging av geologiske strukturer og geomorfologiske enheter på det ustabile fjellpartiet Tussen. Vi er i den forbindelse fått oppgaven med å detaljkartlegge strukturer og geomorfologi i fjellpartiet for NGU.

Vår målsetting er å kartlegge geologiske strukturer, tektono-geomorfologiske enheter og kilder gjennom romlig analyse og feltarbeid. Dataene skal fremstilles i et kart for NGUs videre arbeid. Kartet skal inneholde resultater fra feltarbeid og analyseringen i etterkant.

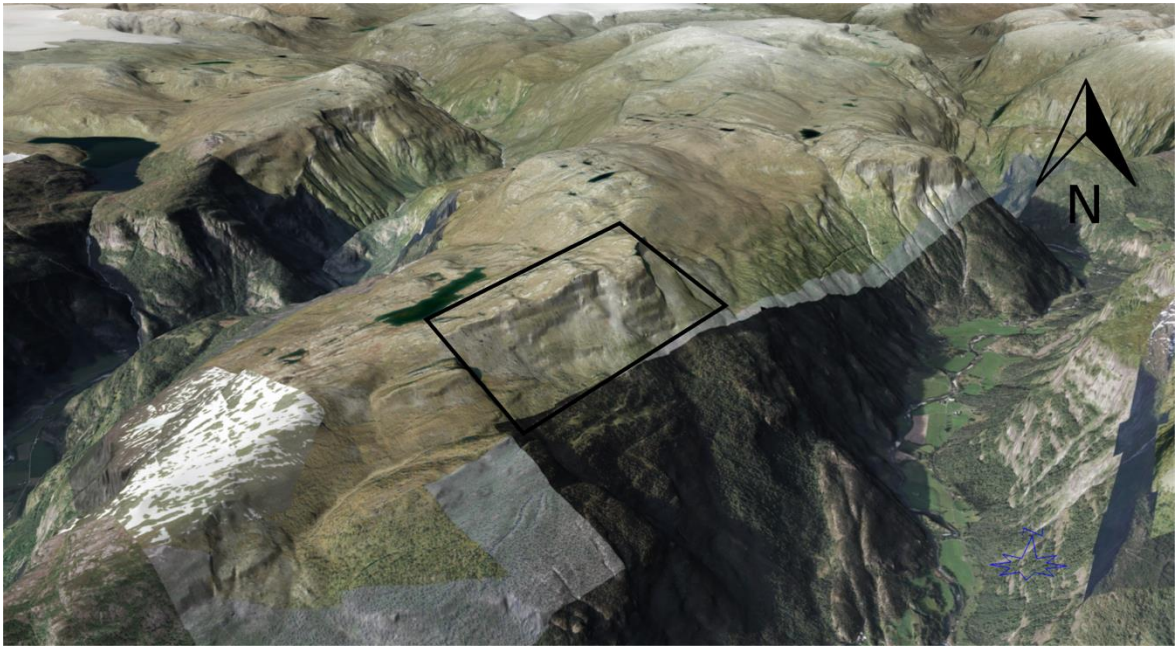
Problemstillinger i forbindelse med oppgaven vil være klassifisering av Tussen som kildeområde etter Braathen et al. (2004), om underliggende glideplan med lateral- og bakre avgrensning kan eksistere. Finnes det indikasjoner på bevegelse i det ustabile fjellpartiet og dreneres det vann igjennom fjellpartiets sprekker?

2 Regional geologi og tidligere arbeid

Fortunsdalen hvor det ustabile fjellpartiet ligger, har en nord-østlig retning med bratte fjellsider som viser tegn til tidligere skredaktivitet (Figur 3). Fortundalselva renner i bunn av Fortunsdalen, og det er spredt bosetning langs begge sider. Tusen ligger 1100 meter over dalbunnen med den ustabile østvendte klippen pekende ned mot Fortunsdalen (Figur 4).



Figur 3: Oversiktskart av det ustabile fjellpartiet Tusen (Kartverket, 2017). Undersøkt område innenfor svart ramme.



Figur 4: Oversiktsbilde i 3D av det ustabile fjellpartiet Tussen innenfor svart ramme (NGU, 2017).

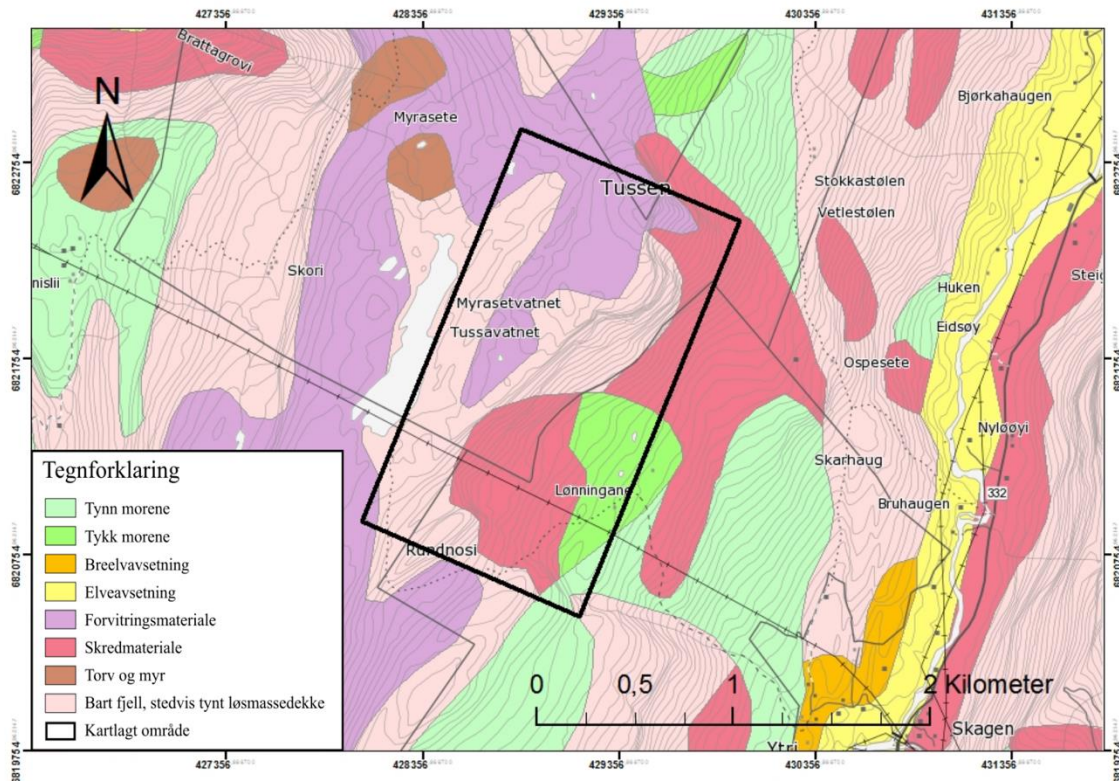
2.1 Kvartærgeologi

Under de siste 2.6 millioner årene har jorden gjennomgått store sykliske klimavariasjoner. På den nordlige halvkule har 30-40 is- og mellomistider satt spor i landskapet. Den siste istiden, Weichsel, varte fra 117.000 til 11.500 før nåtid, med siste maksimum mellom 25.000 til 18.000 før nåtid (Jørgensen et al., 1997; Ramberg et al., 2007).

Breen i Fortunsdalen har trukket seg tilbake i tre stadier. Ved det første stadiet lå brefronten et sted mellom Kjøltnes og Eidsnes i Lusterfjorden. Ved det mellomste stadiet lå brefronten ved Eide og ved det siste stadiet, 9100 C14 år, lå brefronten ved Fortun (Figur 3). I dette stadiet ble Bergsdalen isfri (Vorren, 1970; Aa et al., 2005). Ettersom klimaet ble varmere mener Aa et al. (2005) at breene i Breheimen smeltet vekk fra 8000 til 5000 før nåtid.

Avsetningen ved Fortun er en brefrontavsetning på ca. 300x300 meter dannet av breelven fremfor breen i Fortunsdalen under isavsmeltingen. Avsetningen består av sortert materiale med kornstørrelser fra sand til blokk med tydelige tegn på fluvial erosjon og skredmateriale akkumulert ovenpå. Det er hverken observert frontavsetninger eller marin

aktivitet lenger inn i Fortunsdalen. Den resterende delen av dalbunnen er dekt av glasilakustrine avsetninger, bunn- og ablasjonsmorene (Vorren, 1970).



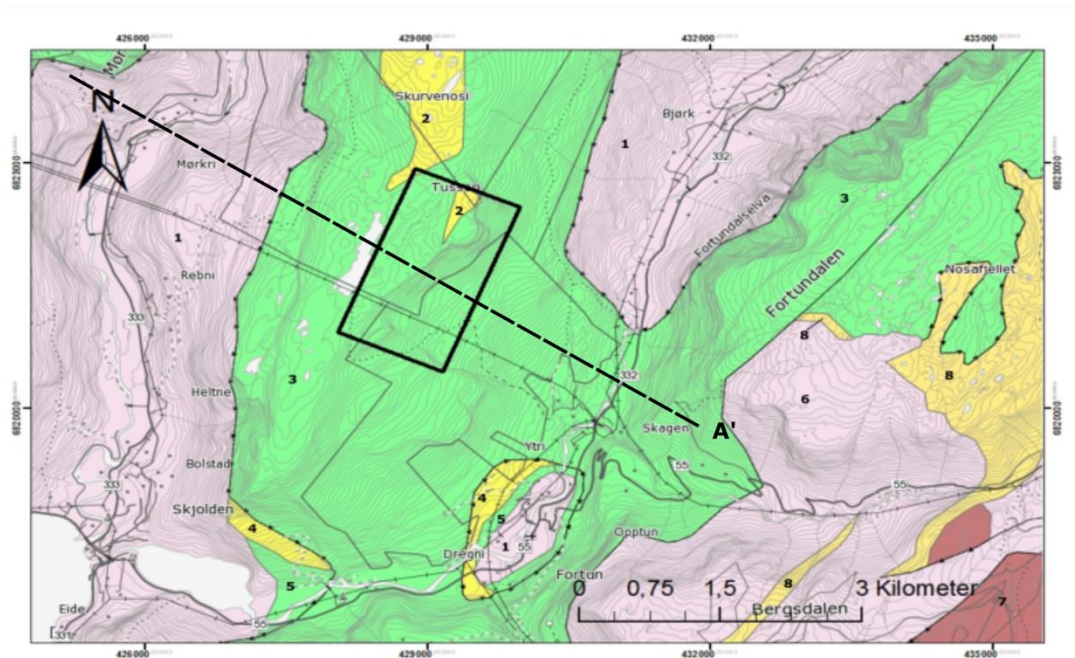
Figur 5: Løsmassekart over det ustabile fjellpartiet Tusser (Geonorge, 2017b).

Langs østsiden av dalen dominerer en bratt fjellvegg med dalbunn dekket av talusvifter. På vestsiden er terrenget slakere med stedvis tynt løsmassedekke. Løsmassene består av skred- og forvitningsmateriale og tynt- og tykt morenemateriale (Figur 5).

Det er flere sidemorener som stammer fra det mellomste stadiet i tilbaketrekkingen både nord og sør for Tusser. Sidemorenene nord for fjellpartiet ligger på 900 m.o.h. Sør for fjellpartiet ligger sidemorenene fra 630 m.o.h til 710 m.o.h. Nedenfor Tusser forsvinner morenene i talusen (Vorren, 1970).

2.2 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Fortunsdalen gir opphav til tre hovedenheter (Figur 6). Den nederste og eldste er grunnfjell av prekambrisk alder. Over grunnfjellet finnes en sone med kvartsitt av senprekambrisk alder. Den øverste enheten er skyvedekker. Innenfor kartutsnittet (Figur 6) finner vi Fortun/Vangsdekket og Jotun/Valdres komplekset. Skyvedekkerne ble innskjøvet under den kaledonske fjellkjededannelsen i slutten av Silur til tidlig Devon (Lutro et al., 1996).



Tegnforklaring

Fortun/Vangsdekket, omdannede bergarter fra senproterozoisk til kambrosilursk tid, innskjøvet i kambrosilursk tid

- 2** Kvartsitt og kvartsskifer
- 3** Fyllitt, noen steder grafittførende, granatglimmerskifer nær undergrensa

Kinnfokfjellformasjonen, stedegne avsetningsbergarter fra senproterozoisk eller Kambrosilursk tid

- 4** Kvartsitt og konglomerat

Jotun/Valdresdekkekomplekset, avsetningsbergarter fra senproterozoisk til kambrosilursk tid og dyppergerter fra tidligproterozoisk tid, innskjøvet i silurisk tid

- 6** Tonalittisk til granittisk gneis, noen steder mylonittisk, auggneis og amfibolittisk gneis
- 7** Metagabbro, noen steder med konglomeratsoner som har boller av kvartsitt
- 8** Meta-arkose, noen steder med konglomeratsoner som har boller av kvartsitt

Grunnfjellsunderlaget, omdannede bergarter fra mellom- til senproterozoisk tid

- 1** Diorittisk til granittisk gneis, migmatitt
- 5** Amfibolitt, Amfibolittisk gneis og grønskifer med kroppar av gabbro

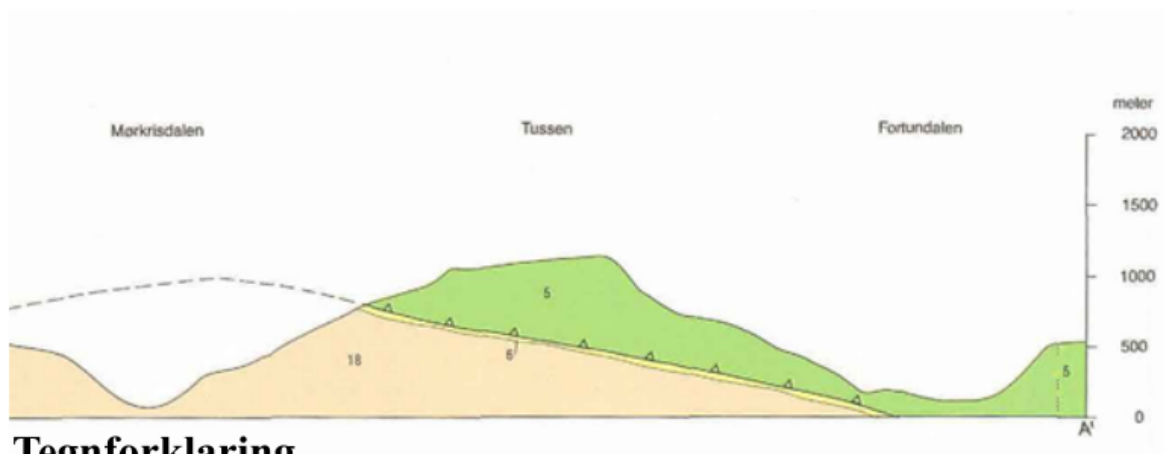
- Bergartsgrense
- Skyvegrense
- Kartlagt område
- Profillinje

Figur 6: Berggrunskart over det ustabile fjellpartiet Tussen (Geonorge, 2017a).

I det ustabile området finner vi bergarter fra Fortun/Vangsdekket, bestående av fyllitt og kvartsitt. I felt er det observert glimmerskifer i de fyllittiske områdene. Kvartsitten i området har ikke en stor utbredelse, men er sammen med glimmerskiferen tydelig foldet.

Grunnfjellet består av gneis tilhørende den vestre gneisregion. Vi finner også områder med intrusiv granitt. Disse danner underlaget til alle skyvedekkene i Sogn og Fjordane.

Øst for Tussen ligger skyvedekket Jotun/Valdres komplekset (Figur 6). Skyvedekket er litt yngre enn Fortun/Vangsdekket, og ligger som et belte gjennom Jotunheimen bestående av bergarten gabbro.



Tegnforklaring

Fortun/Vangsdekket, omdannede bergarter fra senproterozoisk til kambrosilurisk tid, innskjøvet i kambrosilurisk tid


5 Fyllitt, noen steder grafittførende, granatglimmerskifer nær undergrensa


Kinnfokfjellformasjonen, stedeagne avsetningsbergarter fra senproterozoisk eller kambrosilurisk tid

6 Kvartsitt og konglomerat

Grunnfjellsunderlaget, omdannede bergarter fra mellom- til senproterozoisk tid

18 Diorittisk til granittisk gneis, migmatitt

 Bergartsgrense

 Skyvegrense

Figur 7: Figuren viser et snitt av Tussen (Lutro, 1987). Den viser at bergartsgrensen ligger dypt under fjellpartiet.

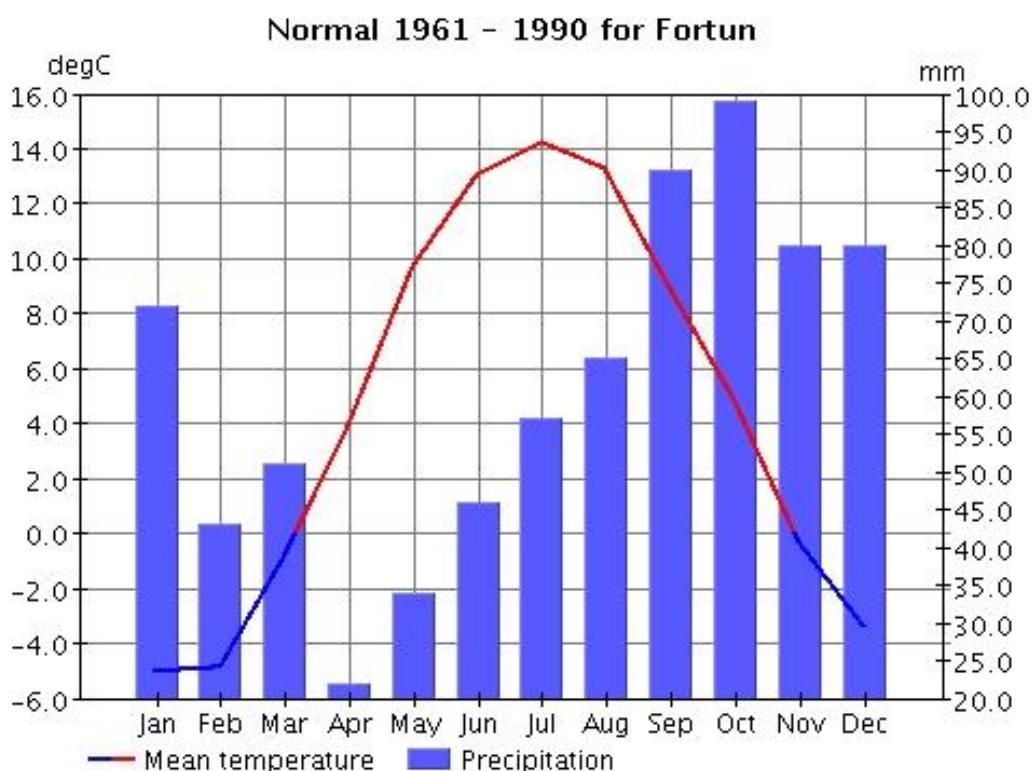
Bergartsgrensen mellom Fortun/Vangsdekket finner vi dypt under Tussen (Figur 7). I følge Böhme et al. (2011) ligger grensen på rundt 500 meters dyp under Tussen og heller slakt i sørlig retning.

2.3 Klima, hydrologi og hydrogeologi

På oppdrag for Miljødirektoratet utarbeidet Hanssen-Bauer et al. (2015) rapporten «Klima i Norge 2100» med hensikt å danne et oppdatert vitenskapelig grunnlag for klimatilpasning. I følge rapporten vil klimaet bli både våtere og varmere. Det er forventet en

temperaturstigning på 3,3-6,4 °C i Norge de neste 100 årene. Temperaturforandringen vil redusere vintersesongen og øke årlig nedbør i form av regn med 18%, i tillegg vil vi kunne forvente kraftigere styrtregn.

Fortun værstasjon ble opprettet i 1930 og nedlagt i 1997 (Eklima, 2017). I perioden 1961 til 1990 målte stasjonen i gjennomsnitt kuldegrader fra november og varmegrader fra mars (Figur 8). Fra november til mars vil nedbøren hovedsakelig komme som snø. I den målte perioden faller mest nedbør rundt september og oktober.



Figur 8: Månedlige normal verdier 1961-1990 for Fortun (Eklima, 2017).

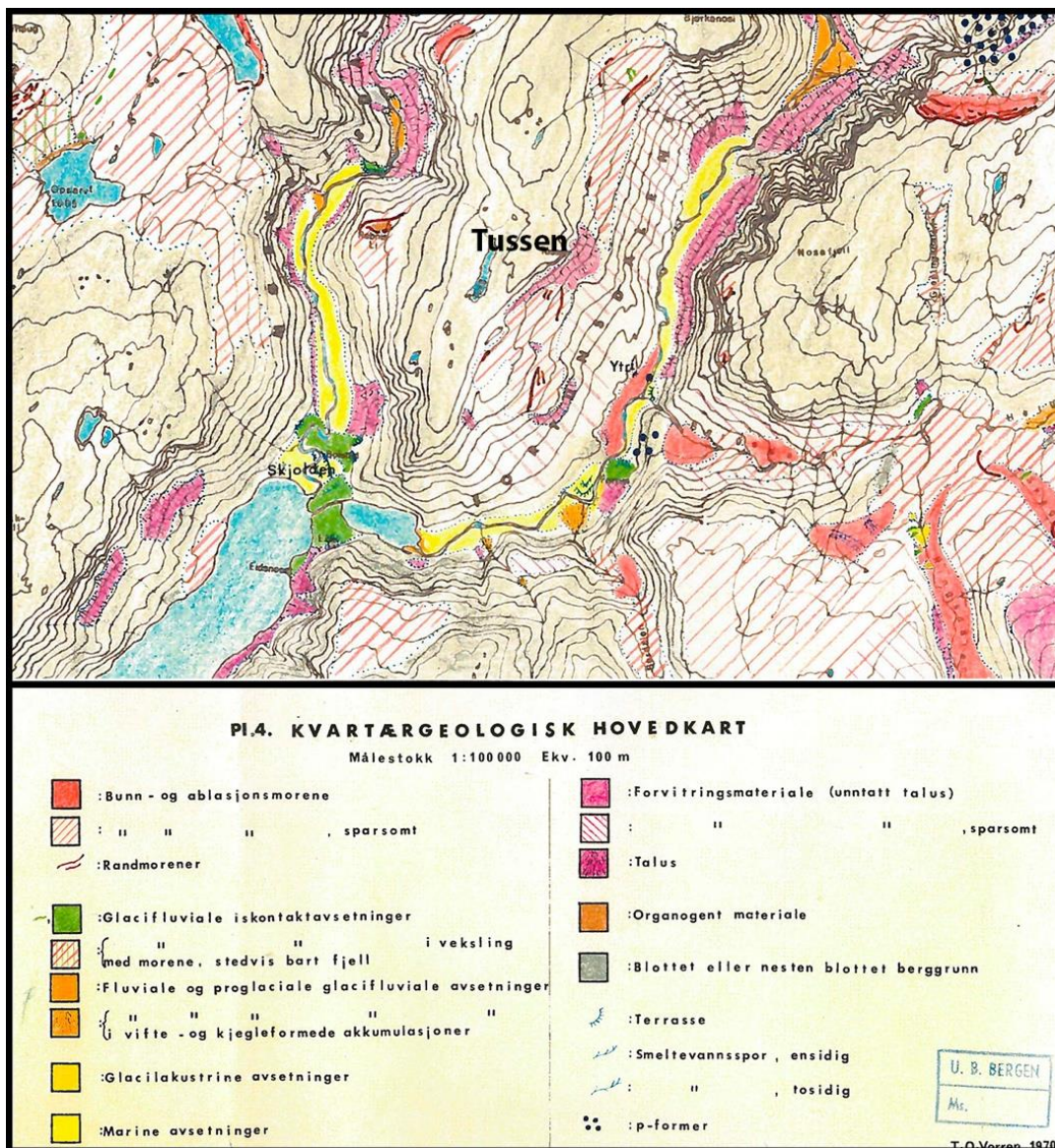
Under nedbørsperioder vil regnvannet infiltrere løsmassene i området. Løsmassene, bestående av forvittringsmateriale, skredmateriale og morenedekke, har kort transport og liten grad av sortering med kornstørrelser fra silt til blokk (Nichols, 2009, s. 87-113).

Grunnet løsmassenes oppbygning kan de ha en lav porøsitet, men dette vil variere (Englund, 1980). I fjellet vil regnvannet infiltrere sprekkesystemene i området. Regnvannet kan drenere gjennom svakhetssoner i fjellpartiet og kan komme ut i dagen som kilder.

Under overvåking av Veslemannen, som er et ustabil fjellparti i Møre og Romsdalen, ser Skrede et al. (2015) en sammenheng mellom kraftige nedbørsperioder og økte bevegelser i fjellpartiet. En økning i antall kraftige nedbørsperioder kan derfor kunne øke bevegelsene i de ustabile fjellpartiene vi har i Norge.

2.4 Tidligere arbeid og skredhendelser

Vorren (1970) kartla deglasiasjonsforløpet mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen i en hovedoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved universitetet i Bergen. I oppgaven blir både kvartærgeologien i Fortunsdalen og oppsprekkingen på fjellpartiet beskrevet (Figur 9). Vorren (1970) mente det unge preget til sprekkene, mangelen på skuringsstriper langs veggene i den store grabenstrukturen og morenemateriale i sprekkene på Tusssen kunne indikerte en postglacial bevegelse.



Figur 9: Kvartærgeologisk kart over Fortunsdalen (Vorren, 1970).

Henriksen (2001) omtaler også Tussen som et kraftig oppsprukket område. Under rekognoseringen ble løsmasser over åpne sprekker observert og relatert til indikasjon på aktive sprekker.

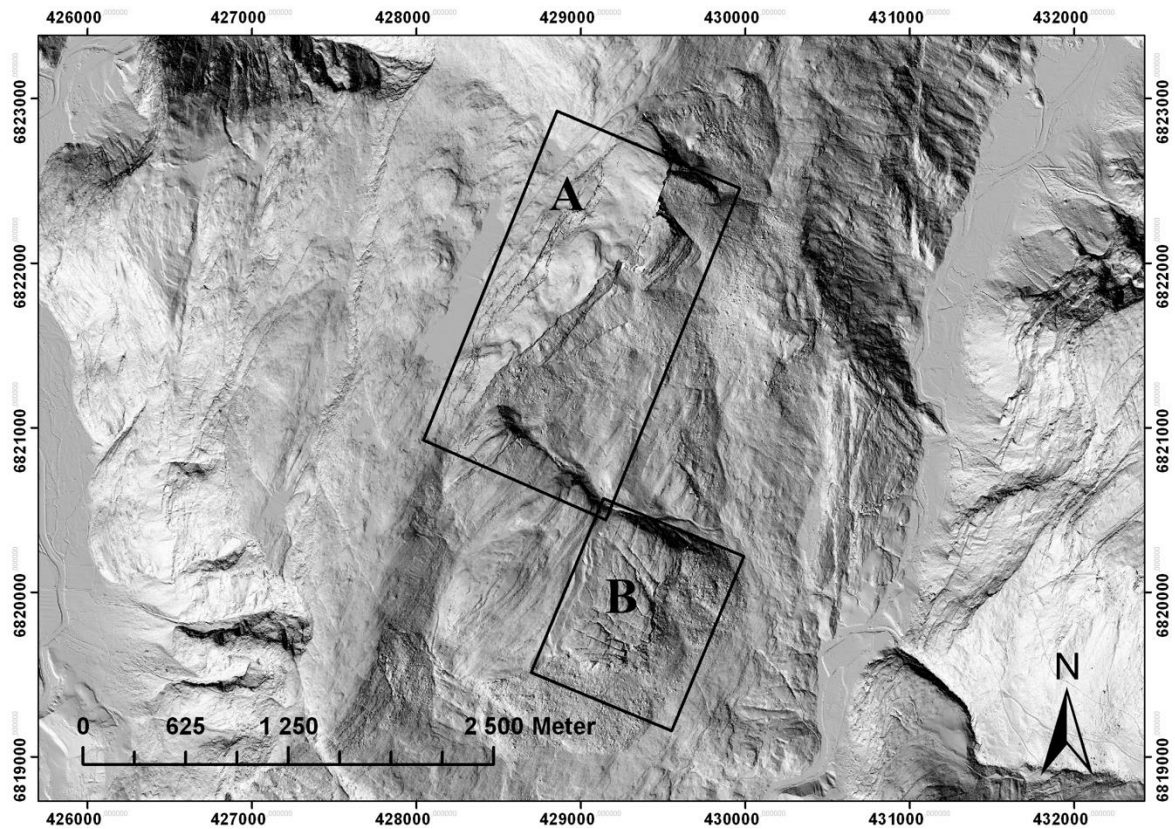
Aa et al. (2005) utførte en geologisk og kvartærgeologisk kartlegging i breheimen på oppdrag fra fylkesmannen i Sogn og Fjordane. I Fortunsdalen ble det observert stor tidligere skredaktivitet, spesielt i vestvendt dalside.

Tussen ble videre undersøkt av Henderson et al. (2008) gjennom en nasjonal satsing i kartlegging av potensielle ustabile fjellpartier på oppdrag fra Sogn og Fjordane fylkeskommune. Undersøkelsene resulterte i installasjon av GPS punkter der tre befinner seg i antatt ustabil parti og et i antatt fast parti. I tillegg ble et scenario på 100 000 000 m³ foreslått.

I 2011 ble det foretatt en kartlegging av ustabile fjellpartier med struktur- og geomorfologisk analyse i Sogn og Fjordane av Böhme et al. (2011). Tussen ble anslått til et scenario på 10 000 000 m³ med et foreslått glideplan. Glideplanet er ikke observert, men kan skjule seg under skredavsettingene.

Hermanns et al. (2011) fortsatte arbeidet med kartleggingen på oppdrag fra Norges vassdrags- og energidirektorat. GPS målinger av de 4 punktene viste i 2011 ikke konsistente data til å konkludere med en gravitasjonsdrevet bevegelse. Det ble også foretatt strukturgeologisk kartlegging og TLS måling som ved en kinematisk analyse viste mulig plan utgliding, kileutgliding og utvelting.

På høsten i 1968 løsnet en hammer ved Gjerseggnosi. Fjellskredet la seg utover halvparten av slåttemarka ved Gården på Hjerseggi (Figur 3). Skredet resulterte i fraflytting etter tilråding fra Naturskadefondet (Furseth, 2012).



Figur 10: Tussen er lokalisert innenfor svart ramme A og Liane befinner seg innenfor svart ramme B.

Den potensielt ustabile fjellsiden Liane (Figur 10), like sør for Tussen, ble strukturelt og geomorfologisk kartlagt av Mo et al. (2016) i en bacheloroppgave i Geologi og geofare ved Høgskulen i Sogn og Fjordane. I oppgaven ble Liane delt opp i 4 scenarier for utglidning. Et glideplan ble ikke funnet, men morenemateriale i innsynkninger ble tolket til en reaktivering av sprekker i Holocen.

3 Metoder og datainnsamling

3.1 Datainnsamling

3.1.1 Feltarbeid

Vi begynte feltarbeidet i august 2016 sammen med veileder og NGU. For å få et detaljert bilde av strukturene i området fokuserte vi på kartlegging av oppsprekkingen på fjellet. Vi registrerte posisjonen til sprekkene ved å lagre endene av sprekkene på en GPS. I tillegg ble det målt dybde og bredde til de større sprekkene.

Vi målte strøk og fall på 15 lokaliteter spredt utover interesseområdet. Bratt terreng og mye skredmateriale gjorde at vi ikke fikk målinger øst for fjellpartiet. Grunnet stor variasjon i både orientering og fall hos foliasjonen og sprekkesettene tok vi rundt 30 målinger per lokalitet. Alle lokaliteter ble loggført med GPS.

Vi observerte flere vannkilder under fjellpartiet. Den ene kilden og Tussavatnet ble instrumenterte over en periode på 2-3 måneder. Loggerne ble plassert for å måle vanntrykk og temperatur.

3.1.2 Kartdata og digital terreng modell

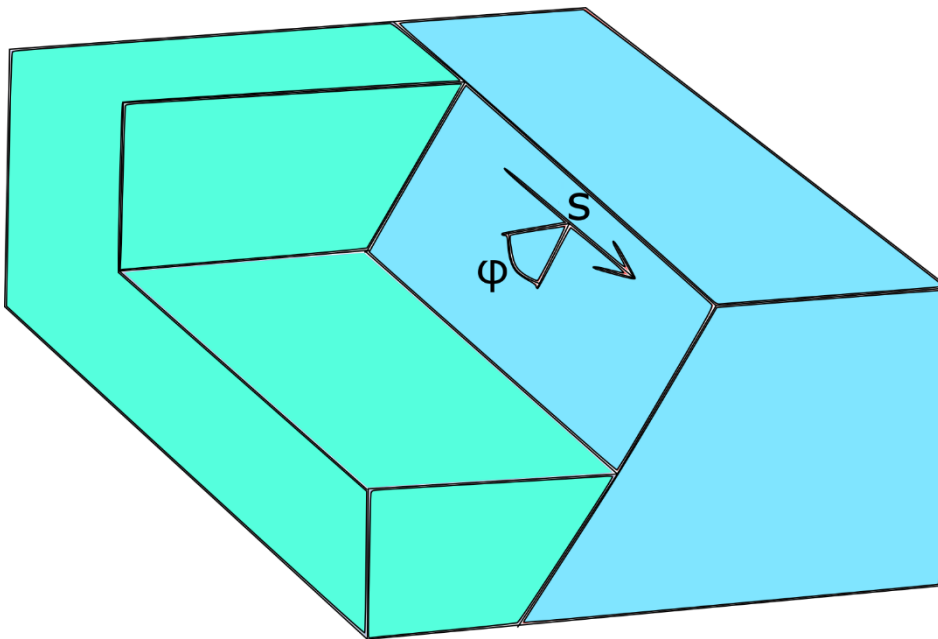
For å fremstille kart har vi brukt ArcGIS 10.5 og WMS-tjenester. Vi har hovedsakelig brukt «Topografisk norgeskart 2» fra geonorge.no til fremstillelse av kart. Til de geologiske kartene ble det brukt WMS servere fra NGU.no. Kart med Digital terreng modell (DTM) ble lastet ned fra hoydedata.no, og prosessert i ArcGIS der skyggelegging ble lagt til.

3.2 Strukturgeologisk kartlegging

Kartlegging av retning og utbredelse til oppsprekkingen og orientering til foliasjonen gir oss en bedre forståelse av berggrunnen i fjellpartiet. Denne forståelsen gir oss mulighet til å beregne volumet av ulike scenarioer. Den strukturgeologiske kartleggingen ble utført i felt med bruk av Brunton TRUARC™ 15 kompass og Garmin GPSMAP 64S GPS.

Strøk og fall er en av målemetodene som ble brukt under kartleggingen. Dette er to begrep som gir geologiske flater som foliasjon og sprekkesett en orientering i rommet. For å måle strøk og fall brukes et kompass med et klinometer. Strøk (S) er retningen til skjæringslinjen mellom flaten og horisontalplanet, fall (ϕ) er vinkelen mellom

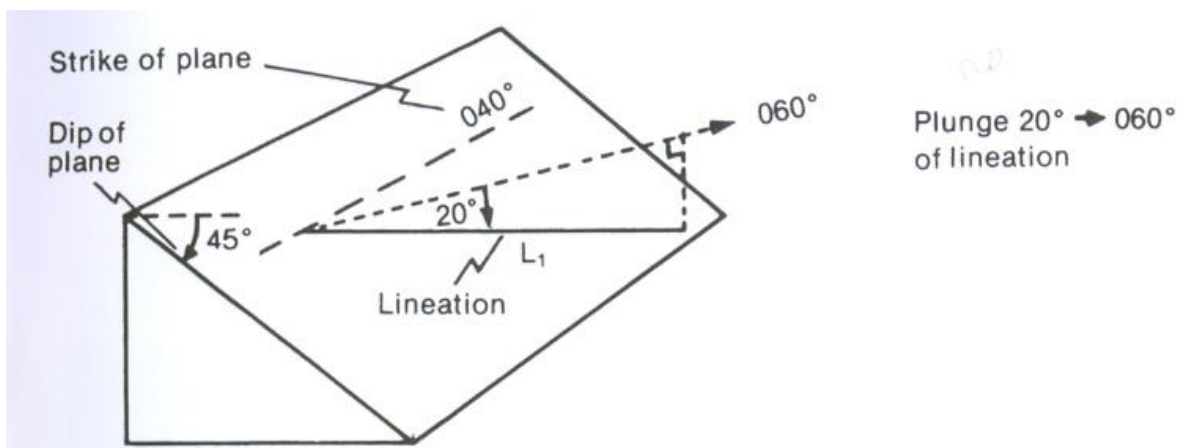
horisontalplanet og flaten (Figur 11).



Figur 11: Strøk og fall måles med kompass og helningsmåler.

Under feltarbeidet ble det registrert flere åpne sprekker som kan være tensjons- eller ekstensjonssprekker. Sprekkenes start og sluttposisjon ble lagret på GPS. Bredde og dybde ble også målt i flere av sprekkenes. Åpningen på sprekkenes kan gi oss en indikasjon på den totale bevegelsesmengden til det ustabile fjellpartiet (Henderson et al., 2006).

Etter feltarbeidet ble de strukturgeologiske målingene fremstilt som polplott i stereonett med DIPS 7.0. Vi gjennomførte en kinematisk analyse av polplottene i DIPS 7.0 for å se hvilken utrasningsmekanismer som var mest sannsynlig ut fra sprekkeorienteringene.

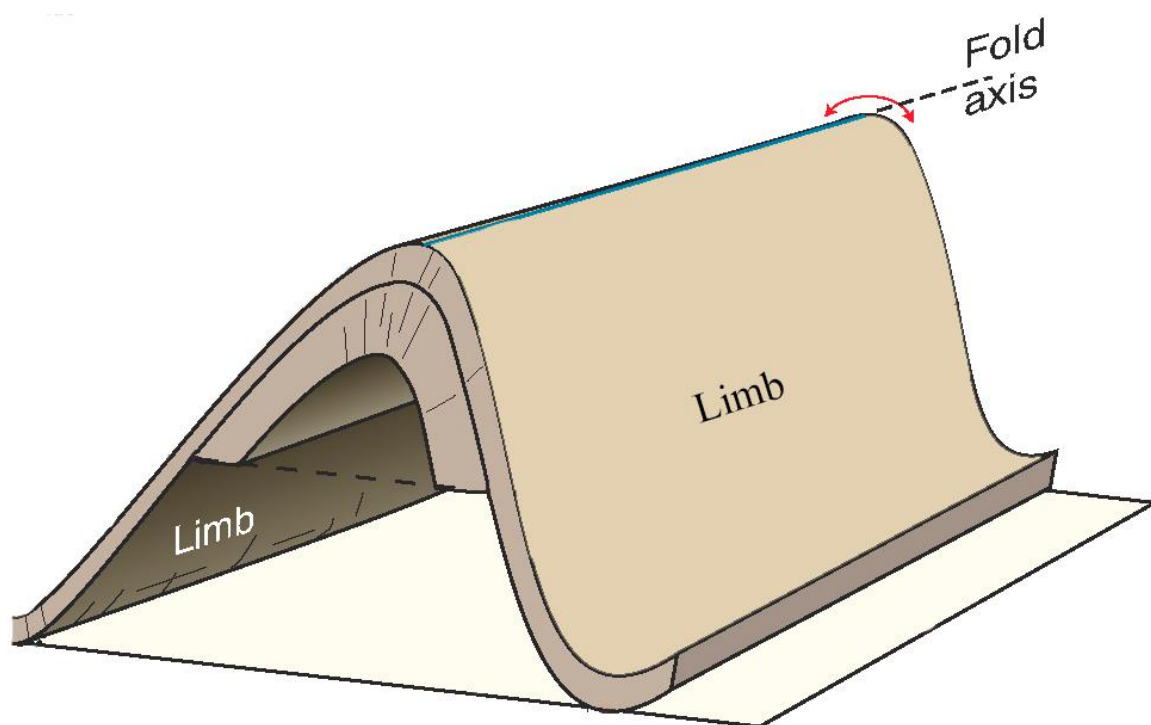


Figur 12: Aasimut og stup til en slickenline. Lineation er det vi definerer som slickenline. Plunge of lineation er stupet til en slickenline. Dip of plane er asimut til en slickenline. Strike of plane er strøket til planet i figuren. Fra McClay (1987).

Slickenlines er glidestriper dannet under friksjonsbevegelse mellom to plan og derfor en viktig bevegelsesindikator. Stripene som dannes viser bevegelsesretningen. Langs glideplan i ustabile fjellpartier kan vi finne slike strukturer. Slickenlines ble kartlagt med samme utstyr som for sprekker og foliasjon. Teknikken er som for strøk og fall målingen, forskjellen er at det måles asimut og stup (Figur 12). Asimut er stripens retning i grader fra nord og stupet er vinkelen mellom stripen og horisontalplanet (Marshak et al., 1988, s. 3-18).

Foliasjon er en struktur som er dannet ved gjennomsettende deformasjon av en bergart. Dannelsen av foliasjonen skjer gjennom en rotasjon av avlange mineraler, rekrystallisering av mineraler eller en formendring av korn til avlange roterte strukturer og kan gi lagdelte bånd i bergarten (Lutgens et al., 2014, s. 208).

Under en kartlegging i Storfjorden, Møre og Romsdal, ble det observert flere potensielt ustabile fjellpartier der foliasjonen fungerer som glideplan. Observasjoner fra en kartlegging viste at foliasjonen i glimerike bergarter lett kan danne et glideplan (Henderson et al., 2006). Typiske glimmerrike bergarter er fyllitt og glimmerskifer.



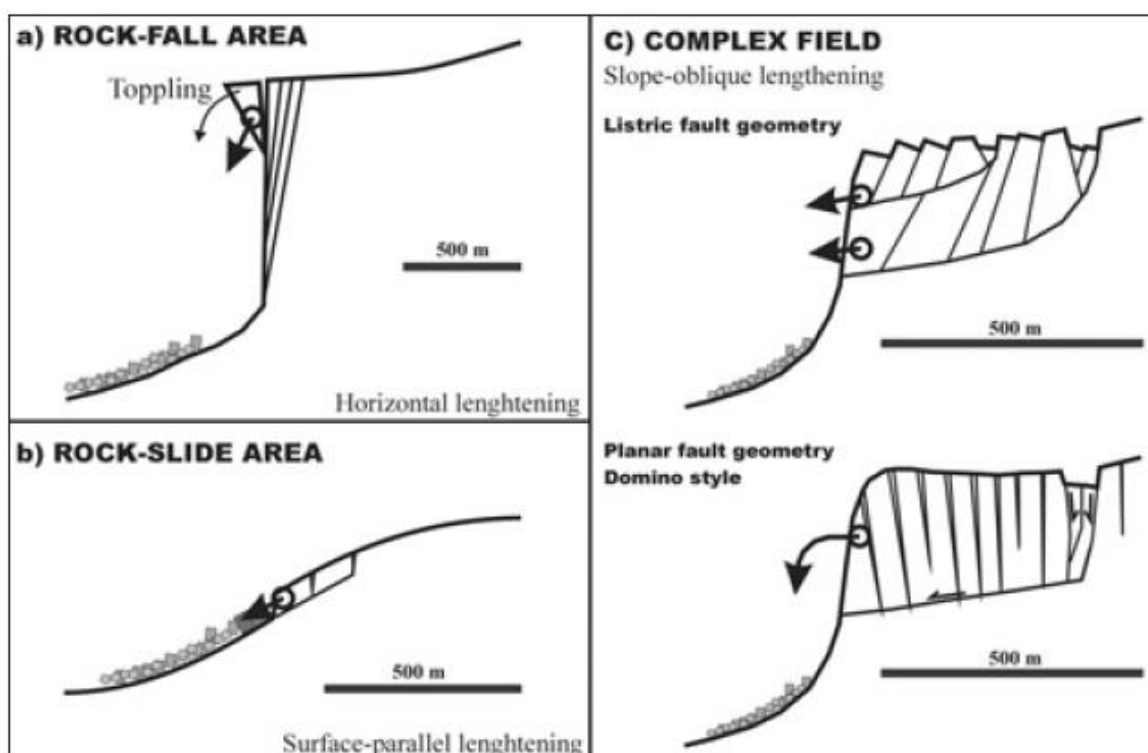
Figur 13: Figuren viser foldeaksen (Fold axis) og foldesjenkel (Limb) i en fold. Modifisert etter Fossen et al. (2005).

Ifølge Fossen et al. (2005, s. 194) består en fold av flere elementer. Vi har i denne oppgaven fokusert på foldeakse og foldesjenkel (Figur 13). Foldesjenkelen er flaten langs

folden. Foldeaksen er en linjestruktur og kan måles. I felt er det målt foldeakse ved å måle fallretning og stup til linjestrukturen.

3.3 Tektono- geomorfologisk kartlegging

Geomorfologisk kartlegging er et viktig verktøy i beskrivelsen av skråningsprosesser. Skråningstektonikk defineres av Jaboyedoff et al. (2011) som deformasjon drevet eller kontrollert av fjellsidens morfologi med tilhørende tektonisklignende strukturer. Typiske tektonisklignende strukturer som folder, skyvforkastninger, horst, graben og kataklastiske bånd assosieres med bevegelsen i skråningsprosesser.



Figur 14: Klassifikasjon av kildeområde etter utløsningsmekanisme til fjellskred. Fra Braathen et al. (2004). På norsk oversettes disse til: a) Utveltingsområde, b) Plan-utglidningsområde og c) Komplekse områder.

Kildeområdet til et skred fra et ustabilt fjellparti kan deles inn i tre typer med sin egen typiske form og bevegelse (Braathen et al., 2004). De tre typene er utvelting, plan-utglidning og komplekse områder, henholdsvis toppling, rock-slide area og complex field (Figur 14).

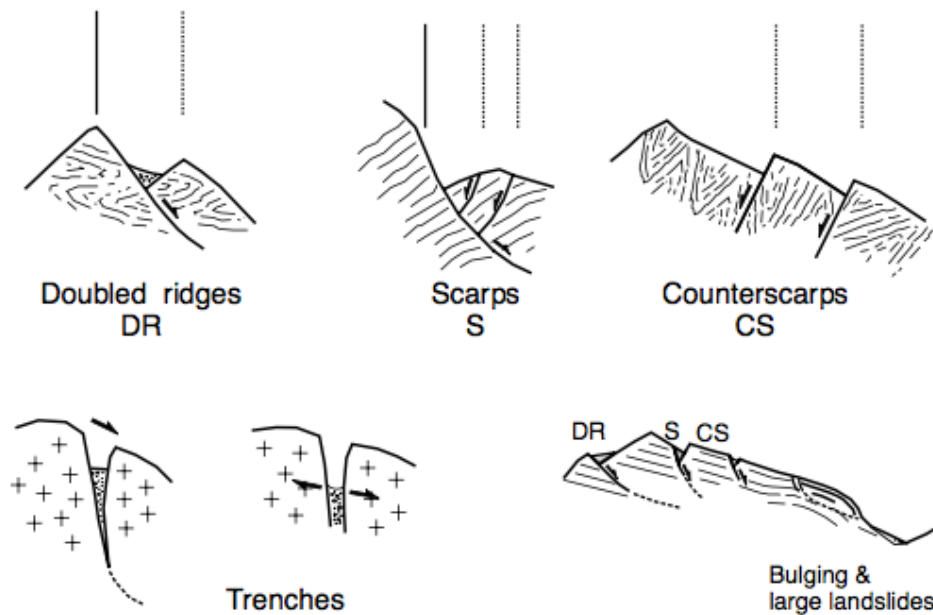
Et utveltingsområde finner vi i bratte fjellside (> 60-75°). Området består av blokker som er avgrenset av nesten vertikale sprekker. Sprekkene går som regel parallelt eller slakere

enn fjellsiden. Da vil sprekkene danne blokker som kun friksjonskreftene holder på plass (Figur 14 a). Blokkene løsner enten over et glideplan eller ved rotasjon der blokken beveger seg over et balansepunkt og tilslutt tipper over. Store skred kan dannes når blokker som løsner i fremre del av fjellsiden lager nye sprekker som gir nye blokker som settes i bevegelse av den første kollapsen (Braathen et al., 2004).

Plan utglidning forekommer i slake fjellsider ($< 45^\circ$). Bevegelsen har sitt opphav i en svakhetszone som enten er parallelt eller har slakere fall enn fjellsiden. Bevegelsen kan føre til åpning av sprekker i bakkant. Svakhetssonen er ofte i foliasjonen til bergarten, men den kan også oppstå av sprekkesystemer. En utglidning i nedre del fører til en gradvis utglidning oppover i fjellsiden og kan føre til store fjellskred gjennom en trappetrinns geometri (Braathen et al., 2004).

Komplekse områder har ofte en utbredelse over 1 km^2 og vertikal mektighet fra 20 til flere 100 meter. Gradienten i kildeområdet er generelt lav, mens den bratner i fremre del. Slike områder består ofte av flere blokker i bevegelse over ett eller flere lavvinklede glideplan. Ekstensjon og avlastings-sprekker oppstår i fremre del, mens den bakre delen avgrenses av grabenstrukturer. Utløsningsmekanismen består av en kombinasjon av utvelting og plan-utglidning (Braathen et al., 2004).

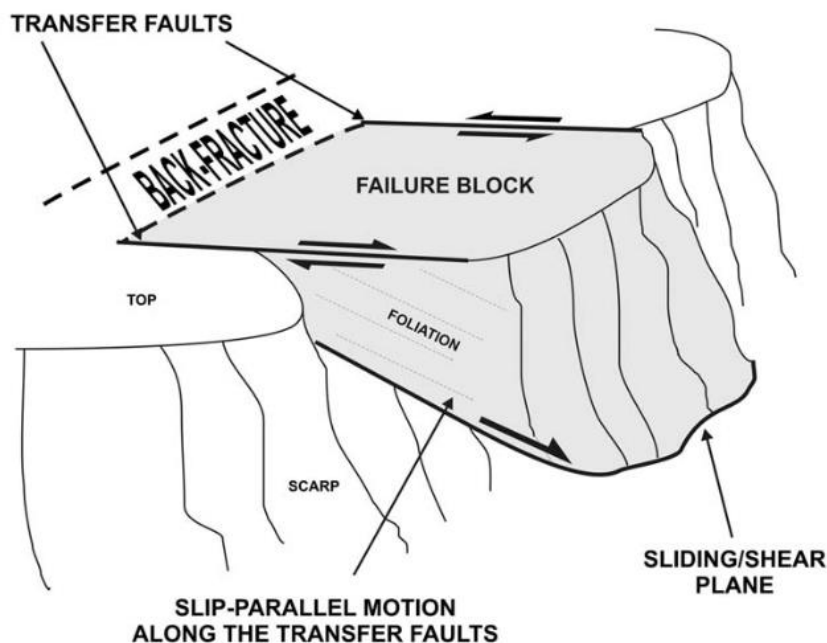
Det skilles mellom to typer komplekse områder, listrisk forkastningsgeometri og planær forkastningsgeometri (Figur 14 c). Listrisk forkastningsgeometri karakteriseres av blokker som roterer fra fjellsiden og sklir på et kurvet glideplan, dette skaper flere mindre grabenstrukturer på overflaten i det ustabile partiet. Planær forkastningsgeometri karakteriseres av et utveltingsområde bestående av løse blokker på et underliggende glideplan. Blokkene er oppdelt av store steile sprekker og roterer ut mot fjellsiden. I bakre del av det ustabile partiet finner vi ofte en grabenstruktur. Et fjellskred fra komplekse områder kan føre til store ødeleggelser grunnet det enorme volumet (Braathen et al., 2004).



Figur 15: Geomorfologiske former assosiert med DSGSD. Oversatt øverst fra venstre til doble rygger, skrenter, motstående skrenter, grøfter, bulende konvekse former og jordskred. Fra Agliardi et al. (2001)

Fenomenet *deep-seated gravitational slope deformation* (DSGSD) ble først beskrevet i detalj av Zischinsky (1966) og Mahr et al. (1977). Bovis (1982) beskrev motstående skrenter som en indikasjon på fleksurell utvelting. Lokale strukturer og tidligere erosjonshistorie ble sett på som en mulig styrende faktor. I nyere tid har Agliardi et al. (2001) og Ambrosi et al. (2006) sett en sammenheng mellom DSGSD og glasial avlasting, relieff, strukturelle egenskaper, topografi, og *progressive failure mechanisms*. I følge Agliardi et al. (2001) kan ustabile fjellpartier danne morfologiske strukturer som doble rygger, skrenter, motstående skrenter, grøfter, og bulende konvekse former og jordskred (Figur 15). Agliardi et al. (2001) har også sett en sammenheng mellom DSGSD og utviklingen av store og mulige katastrofale fjellskred.

Det finnes ulike teorier på utløsende faktor for DSGSD. Glasial avlasting baserer seg på fjellsidens bratte breeroderte topografi og opphøringen av trykket etter isavsmeltingen som en årsak til bevegelsen (Ballantyne, 2002). Neotektoniske forkastninger er opphav til jordskjelv som kan være en utløsende faktor til ustabile fjellpartier. Teorien forklarer flere ustabile fjellpartier over samme område i slake fjellsider der gravitasjonen ikke kan være den utløsende faktoren alene (Keefer, 1984; Olesen et al., 2004).



Figur 16: Modell av ulike strukturer som er nødvendig for å utløse et fjellskred. Fra Henderson et al. (2011).

Ved å kartlegge regionale strukturer har Henderson et al. (2011) sett sammenheng mellom orienteringen av ulike strukturer i forhold til fjellsider og potensialet for utvikling av fjellskred. Foliaasjon, basalt glideplan, baksprekk og overføringsdiskontinuiteter er ulike karakteristiske strukturer som går igjen for en fjellside med potensiale for utglidning (Figur 16). Ved bruk av regionale strukturer kan vi derfor ifølge Henderson et al. (2011) avdekke spesielt utsatte områder gjennom romlig analyse.

Ved hjelp av ortofoto lokaliserte vi interesseområder før vi startet kartleggingen i felt. Vi fikk tilgang på DTM-kart etter feltarbeidet og gjennomførte romlig analyse ved å kartlegge morfologiske former i målestokk 1:10.000 etter Otto et al. (2013). I den romlige analysen brukte vi 30 min per person for å korrigere for subjektivitet og overanalysering etter Marshak et al. (1988, s. 249-264). Deretter sammenlignet vi kartene og ble enig om resultatet.

Etter feltarbeid importerte vi GPS data inn i ArcGIS hvor vi fremstilte skrenter, sprekker, rygger og nedsenkninger. Strukturene ble rentegnet ved hjelp av DTM-kartene med skyggelegging i ulike vinkler for å fremheve terrengformasjoner. Bilder fra felt, detaljerte helningskart og ortofoto ble brukt som tillegg i tolkningen av strukturene. Vi brukte metodikken til Otto et al. (2011) i design og visualisering av det geomorfologiske kartet.

3.4 Undersøkelser av kilder

Vi fant 8 kildeutspring spredt fra 650 til 750 meters høyde under fjellpartiet Tussen. Kildene ble kartfestet med GPS og undersøkt med bruk av konduktivitetmåleren WTW340i. Denne måler temperatur og ledningsevne til vannet i microsiemens pr centimeter ($\mu\text{S}/\text{cm}$). I tillegg ble en kilde og Tussavatnet instrumentert med Van Essen TD-Divere.

En høy elektrisk ledningsevne, gjerne over 25-30 $\mu\text{S}/\text{cm}$ indikerer at vannet er grunnvann og ikke overflatevann (Henriksen, 2017). Den elektriske ledningsevnen øker grunnet tilføring av ioner. I fylltiske områder tilføres ionene generelt med oppløsningen av kloritt og karbonat (Walderhaug, 1998). Høy ledningsevne indikerer en lengre oppholdstid i grunnen.

En TD-Diver er et instrument som logger temperatur og trykk. TD-Diveren måler totaltrykket, som tilsvarer både vanntrykk og atmosfærisk trykk. Ved å trekke atmosfærisk trykk fra totaltrykket finner vi vanntrykket. Det atmosfæriske trykket måles av en egen barometrisk logger plassert i friluft.

Loggeren foretok daglige målinger kl 15.00 i perioden 28.08.2016 til 24.10.2016. Instrumentet ved kilden ble festet i en stålklemme og plassert i en vannkulp der vannet kom ut av bakken (Figur 17). TD-Diveren som ble plassert på Tussavatnet hang i et snøre sikret med en stein. Vi hadde ikke tilgang til flere loggere, men fikk barometriske data fra en annen logger plassert i friluft i 770 meters høyde 16 km unna på Skjæringahaugane, Luster. Dataene kan vi bruke til å se om endringen i vannstand korrelerer med nedbørsperioder.

$$P = \rho g z$$

Formel 1: Formelen for å regne ut hydrostatisk trykk.

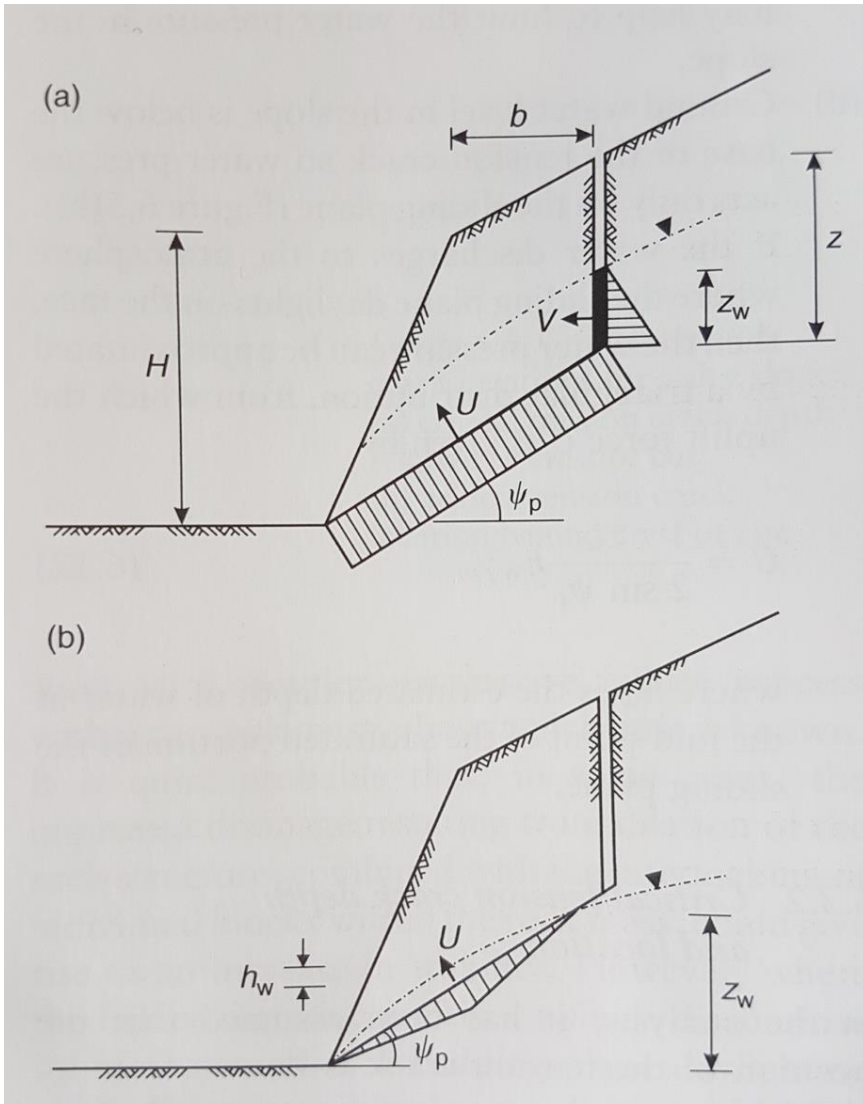
For å finne vannstanden må vi omgjøre det hydrostatiske trykket. Dette gjøres ved å bruke formelen for hydrostatisk trykk (formel 1). P er trykket målt i Pa. ρ er 1000 kg/m^3 , som er massetettheten til vann. g er 9.81 m/s^2 , som er tyngdeakselerasjonen på jorden. Z er vandybden i meter. Trykkmålingen fra loggerne måles i kPa og omgjøres til Pa. Nedbørsdata er hentet fra en værstasjon i skjolden via eklima.no.



Figur 17: TD-diver i kilde 1.

Figur 17 viser TD-Diveren i kilden plassering i kilde 1, den ble plassert 10 cm under vannoverflaten. Vannkulpen på bildet drenerte ut i et vann ved siden av.

Grunnvann er en viktig faktor for stabiliteten til ustabile fjellpartier. Det påvirker enten som en drivende kraft eller som smørende middel. Under snøsmeltingen og kraftige nedbørsperioder kan vannmengden i sprekkene øke betraktelig. En økning i vannmengde kan utøve et trykk som senker normalkreftene og øker faren for bevegelse langs et glideplan. Som et smørende middel vil vann senke friksjonskoeffesienten og svekke de stabiliserende kreftene (Braathen et al., 2004).



Figur 18: Mulig grunnvannstrykk i planutglidning. Fra Wyllie et al. (2004, s. 129-131)

Figur 18 viser uniformt trykk for en fjellside med blokkert drenering i bunn (a).

Triangulært trykk for en fjellside med grunnvannspeilet under tensjonssprekken (b).

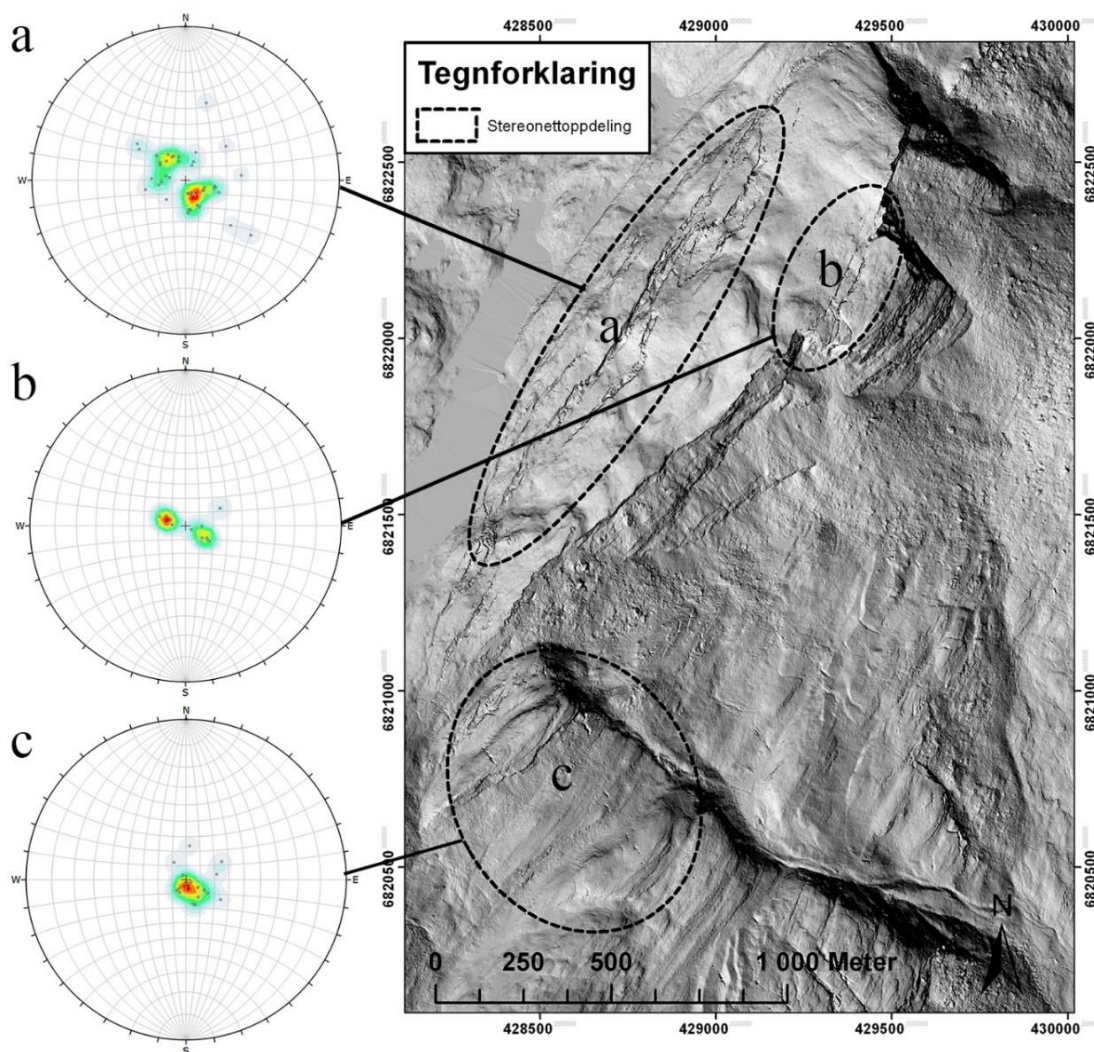
Drenering av grunnvann i en ustabil fjellside vil føre til oppbygging av sprekkevannstrykk i baksprekker og glideplan. Vanntrykket vil virke destabiliserende med vektorene U langs glideplanet og V i tensjonssprekk (Figur 18). Når grunnvannet ikke drenerer ut i dagen kan trykket bygge seg opp til ett uniformt trykk langs glideplanet (Figur 18 a). Hvis grunnvannspeilet ligger under tensjonssprekken og grunnvann drenerer ut i dagen langs glideplanet, vil kreftene tilsvare et triangulært vanntrykk (Figur 18 b).

4 Resultater

4.1 Strukturgeologiske element

4.1.1 Foliasjon og foldeakse

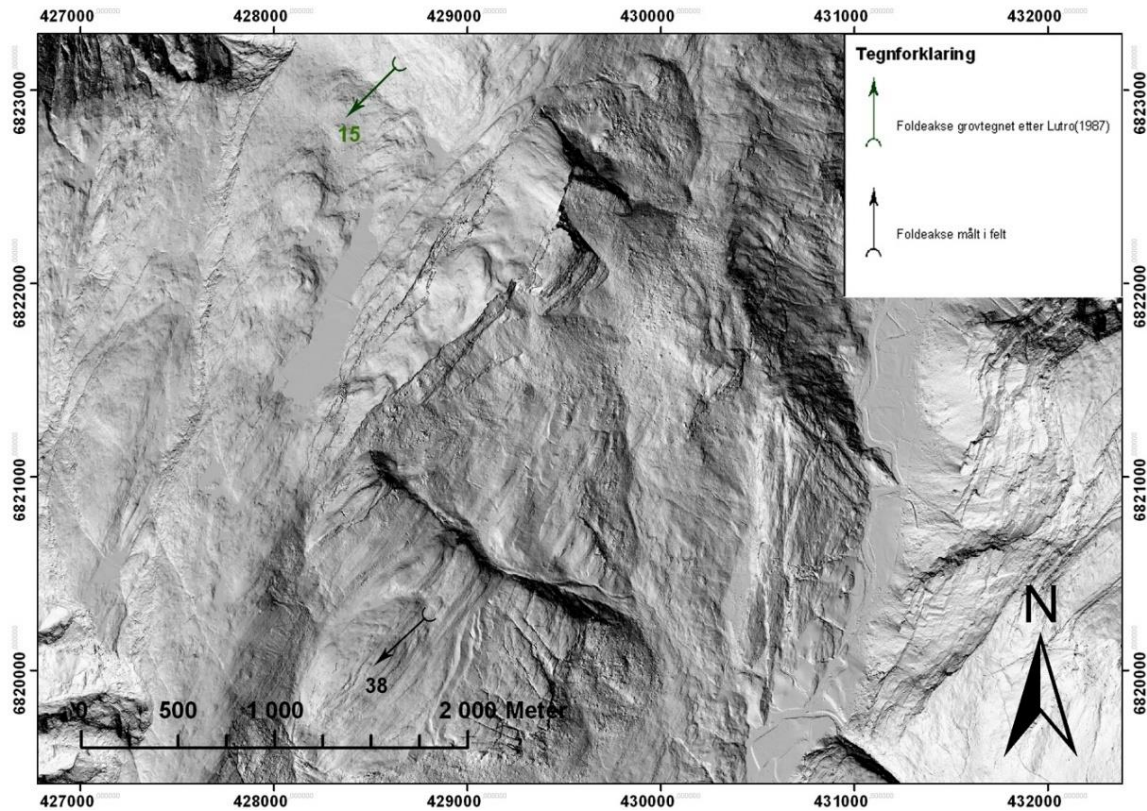
På grunn av folding har foliasjonen stor variasjon i både orientering og fall. Generelt sett har foliasjonen et lavvinklet fall mot vest. På mange lokaliteter varierer fallretningen 180 grader og derfor gir foliasjonens gjennomsnittlige orientering et feilaktig bilde. Vi har derfor fremstilt foliasjonen som konturerte polplott etter lokaliteter gruppert i delområder (Figur 19).



Figur 19: Foliasjonen med konturert polplott i stereonett etter delområde a, b og c.

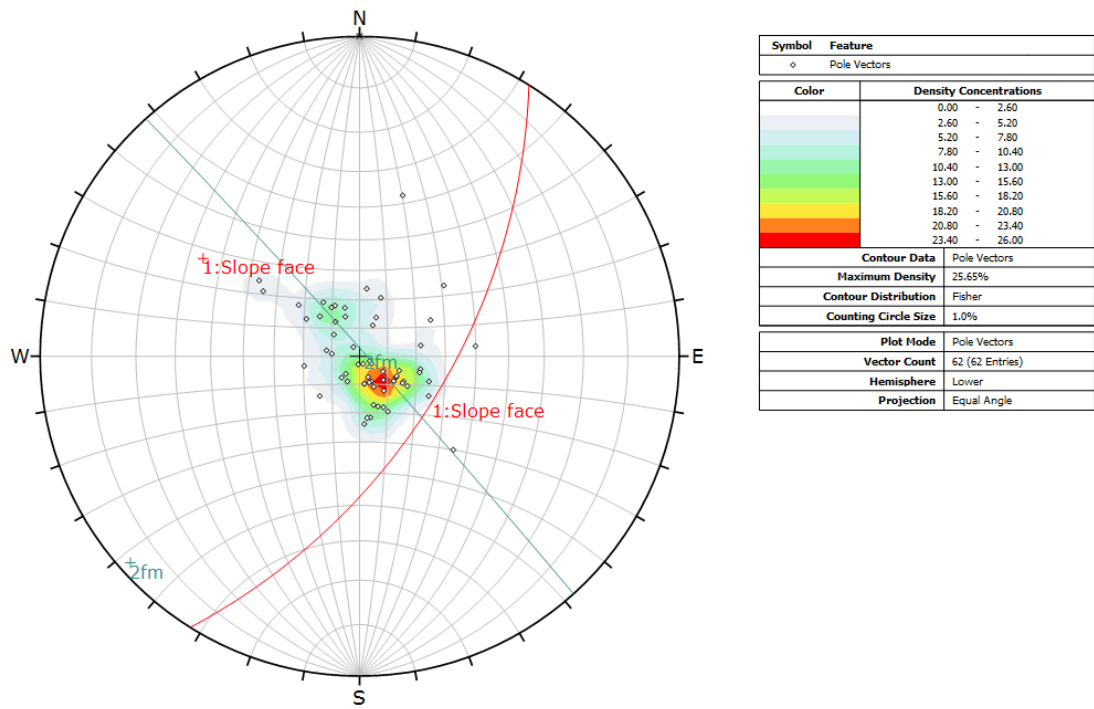
Delområde a består av lokalitet 1 til 11, delområde b består av lokalitet 12 og 13, og delområde c består av lokalitet 14 til 17. Totalt er det 72 foliasjonsmålinger (Tabell 3). På enkelte lokaliteter er antall målinger begrenset grunnet få blotninger.

Figur 19 viser at foliasjonen generelt har en fallvinkel rundt 20° , men enkelte målinger innenfor område a har en fallvinkel på over 30° . Fallretningen til foliasjonen varierer, men de fleste målingene viser at foliasjonen faller mot NV og SV.



Figur 20: Foldeakse målt i felt vist med svart pil. Grønn pil viser foldeakse målt av Lutro (1987).

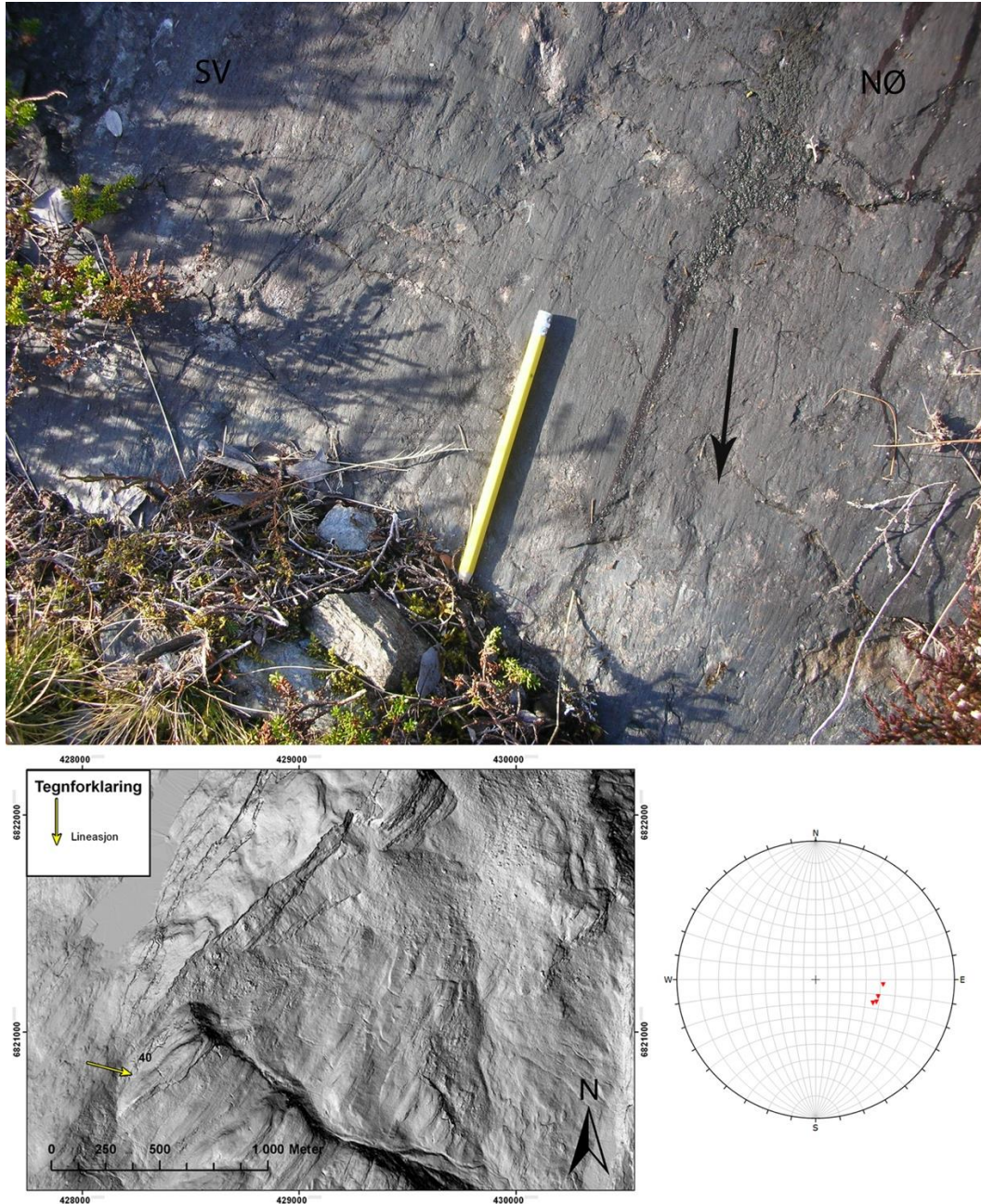
Det ble målt en foldeakse i felt (Figur 20). Foldeaksen faller med 38° mot SV. Nord for Tussen har Lutro (1987) observert flere foldeakser med lignede fallretning. Fallet på disse varierer fra nordlig fallretning i nord og sørlig fallretning i sør. Vi foretok en foldeanalyse på foliasjonsdataene i DIPS 7.0. Analysen viste en foldeakse med sørvestlig fallretning og tilnærmet horisontalt fall (Figur 21).



Figur 21: Stereoplottet viser polene til foliasjonsmålingene gjort i felt. 2fm viser retningen til foldeaksen kalkulert utfra foliasjonen.

4.1.2 Slickenlines

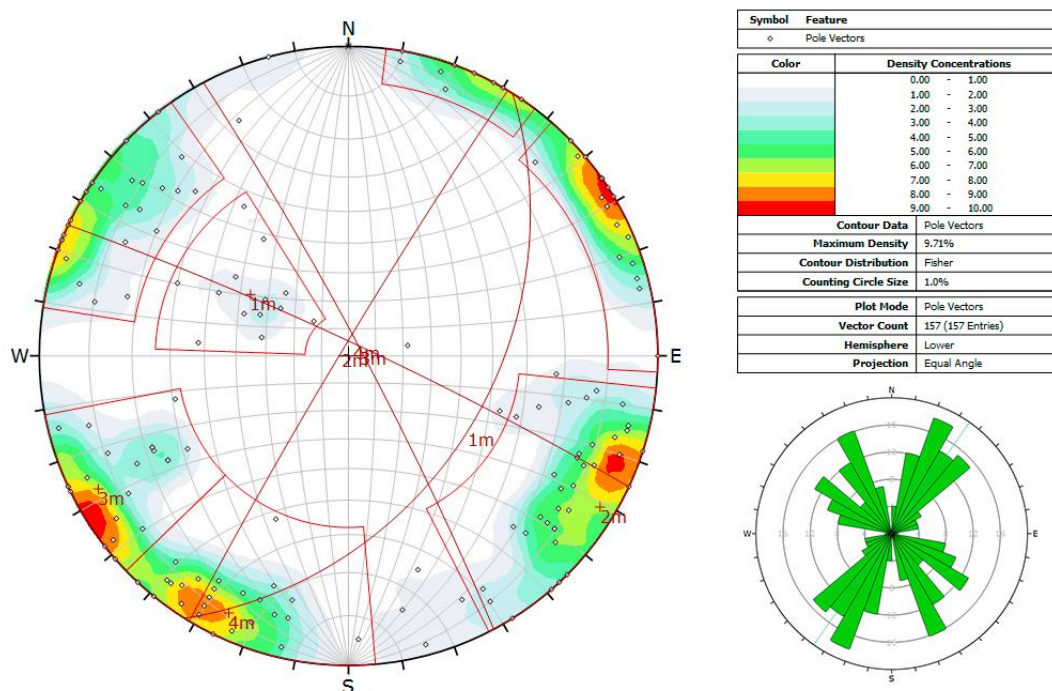
Vi observerte slickenlines på et plan SV for det ustabile fjellpartiet. Planet har en strøkkretning på 22° og et fall på 42° mot SØ. Målingen av Slickenlines viste en gjennomsnittlig asimut på 105° med et stup på 40° (Figur 22).



Figur 22: Slickenlines som tydelig kan sees på planet med svart pil som indikerer asimut øverst. Lokaliteten er markert i kartet med gul pil nederst til venstre. Slickenlines er vist i stereoplott nederst til høyre.

4.1.3 Sprekker

Tussen er et sterkt oppsprukket område som har små sprekker med liten åpning, til store grøfter med flere 10-talls meter bredde. Sprekkene har generelt en svakt V-lignende utforming som gjør de smalere med dypet. Sprekkenes orientering er vist i Figur 23.



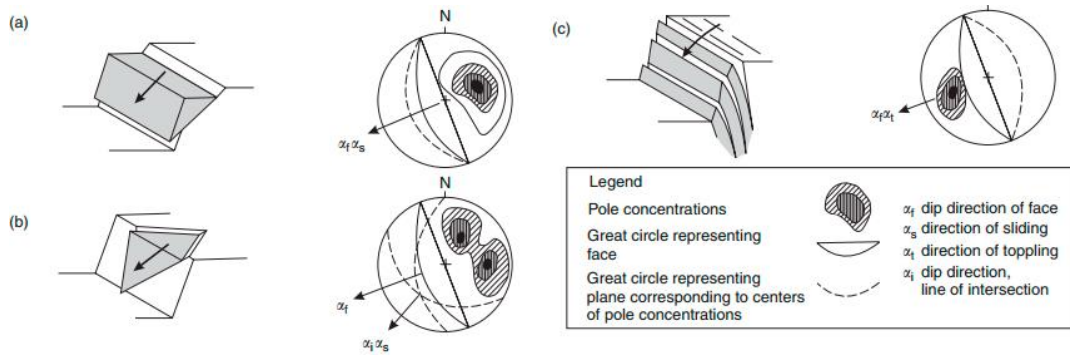
Figur 23: Konturert polplott av sprekkemålingene og gjennomsnittlig plan av sprekkesettene i stereonett til venstre. Til høyre fra øverst legende tilhørende polplottet og rosedigram av retningen til sprekkemålingene.

Tabell 1: Tabellen viser sprekkesettene fra Figur 23 med gjennomsnittlig strøkkretning og fall, samt antall poler per sprekkesett.

Sprekkesett	Strøk (Høyre)	Fall	Poler
1m	32	41	13
2m	211	87	61
3m	332	85	40
4m	295	85	34

Det er fire sprekkesett i fjellpartiet (Figur 23). Sprekkesett 1 har et strøk på 32° og et fall på 41° mot ØSØ (Tabell 1). Sprekkesett 2 har et strøk på 211° og et fall på 87° mot VNV. Sprekkesett 3 har et strøk på 332° og et fall på 85° mot NØ. Sprekkesett 4 har et strøk på 295° og et fall på 85° mot NNØ. Sprekkesett 1 skiller seg ut med et gjennomsnittlig fall på 41° i forhold til sprekkesett 1, 2 og 3 som har et tilnærmet vertikalt fall. Totalt ble det utført 157 målinger av sprekkplan (Tabell 4).

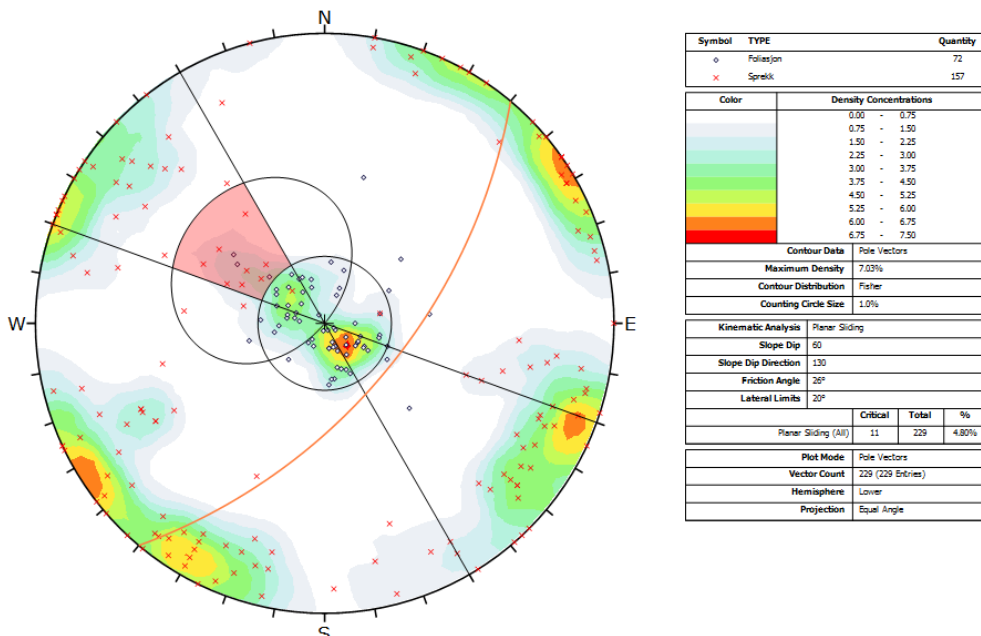
4.1.4 Kinematisk analyse



Figur 26: Figuren viser de ulike utrasningsmekanismene med sammenfallende pol-konsentrasjon i stereonetplott fra Wyllie et al. (2004, s. 36)

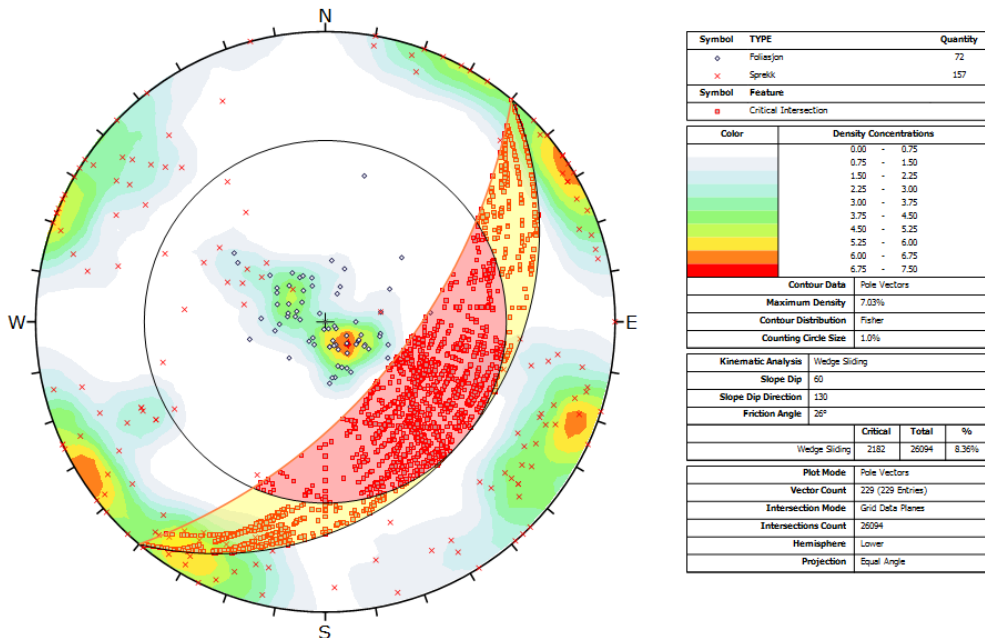
Figur 26 viser plan utglidning der bergmassen sklir på et underliggende glideplan (a). Kileutglidning der bergmassen sklir på kryssingslinjen mellom to plan (b). Utvelting der bergmassen velter ut på grunn av plan som heller inn mot fjellsiden (c).

Det ble gjennomført en kinematisk analyse i DIPS 7.0 for å utforske mulige utrasningsmekanismer (Figur 26). Analysen viser mulige plan som kan bidra til ustabilitet. Planene vises som poler i stereoplottet med kritiske plan innenfor det røde området. For å gjennomføre analysen brukte vi fjellsidens retning og gjennomsnittlige helning. Etter Barton (1973) har vi brukt en friksjonsvinkel på 26° i analysen.



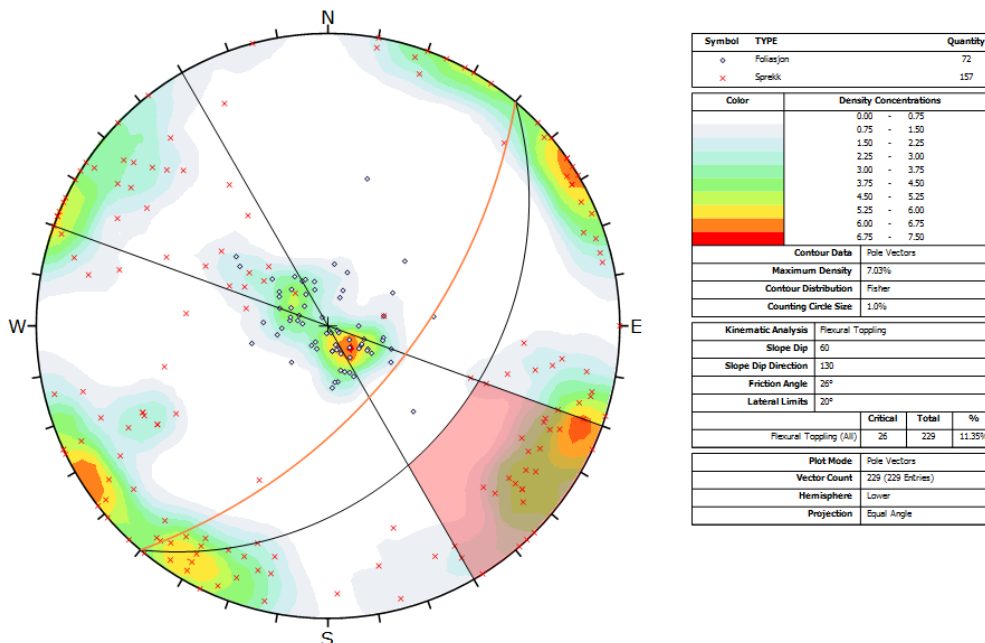
Figur 27: Kinematisk analyse for plan utglidning. Ca. 5 % av målte plan befinner seg i den kritiske sonen.

Den kinematiske analysen viser 3 forskjellige utrasningsmekanismer. For planutglidning befinner ca. 5 % av de målte planene innenfor den kritiske sonen. Planene tilhører sprekkeseett 1 (Figur 23).



Figur 28: Kinematisk analyse for kile utglidning, ca. 7 % av krysningpunktene mellom plan befinner seg i den kritiske sonen.

For kileutglidning befinner ca. 7 % av mulige kryssinger mellom plan i den kritiske sonen.



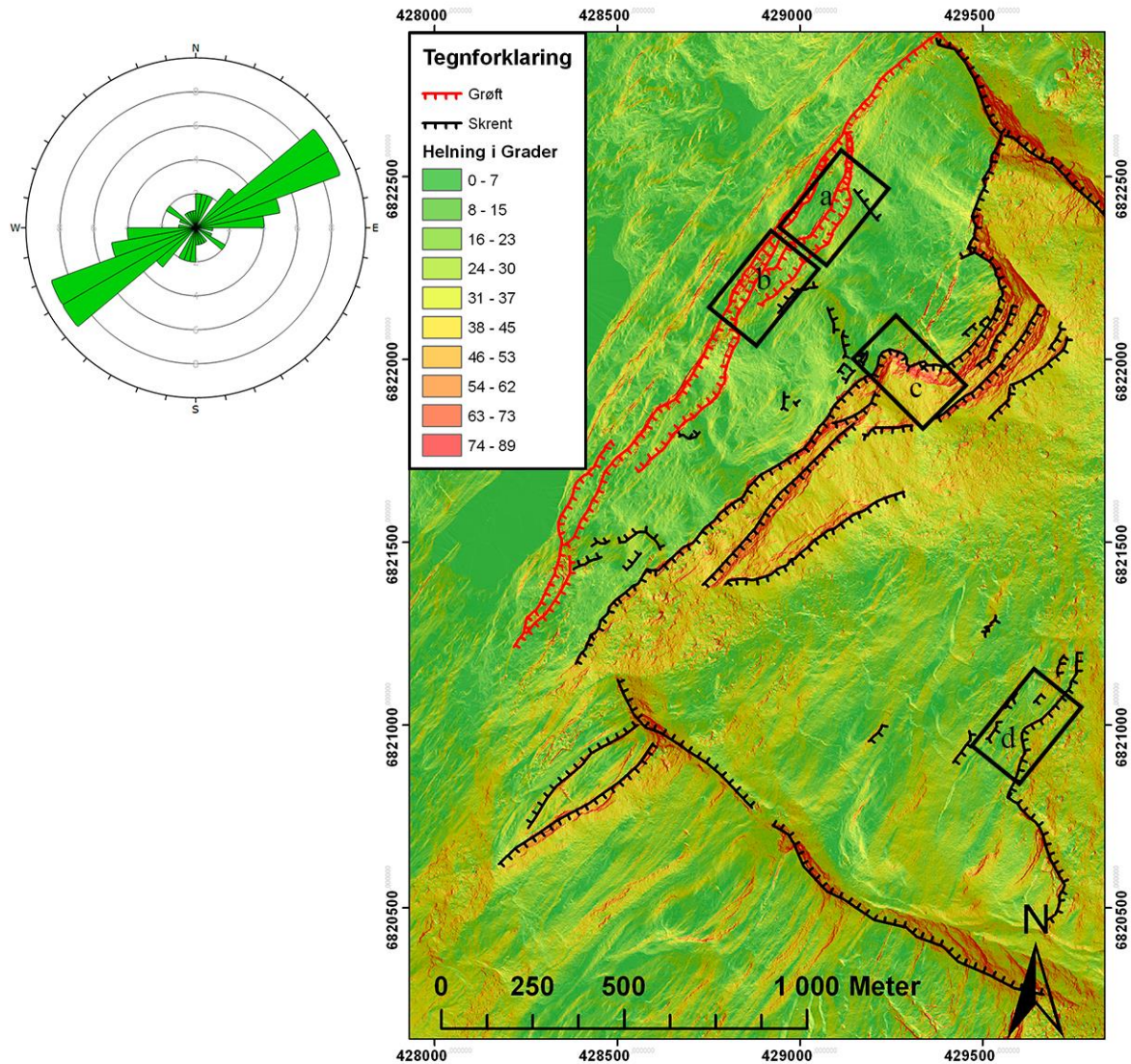
Figur 29: Kinematisk analyse for utvelting, ca 11 % av målte plan befinner seg i kritisk sone.

For utvelting befinner ca. 11% av de målte planene innenfor den kritiske sonen. Planene tilhører sprekkeseett 2.

4.2 Geomorfologiske element

4.2.1 Skrenter

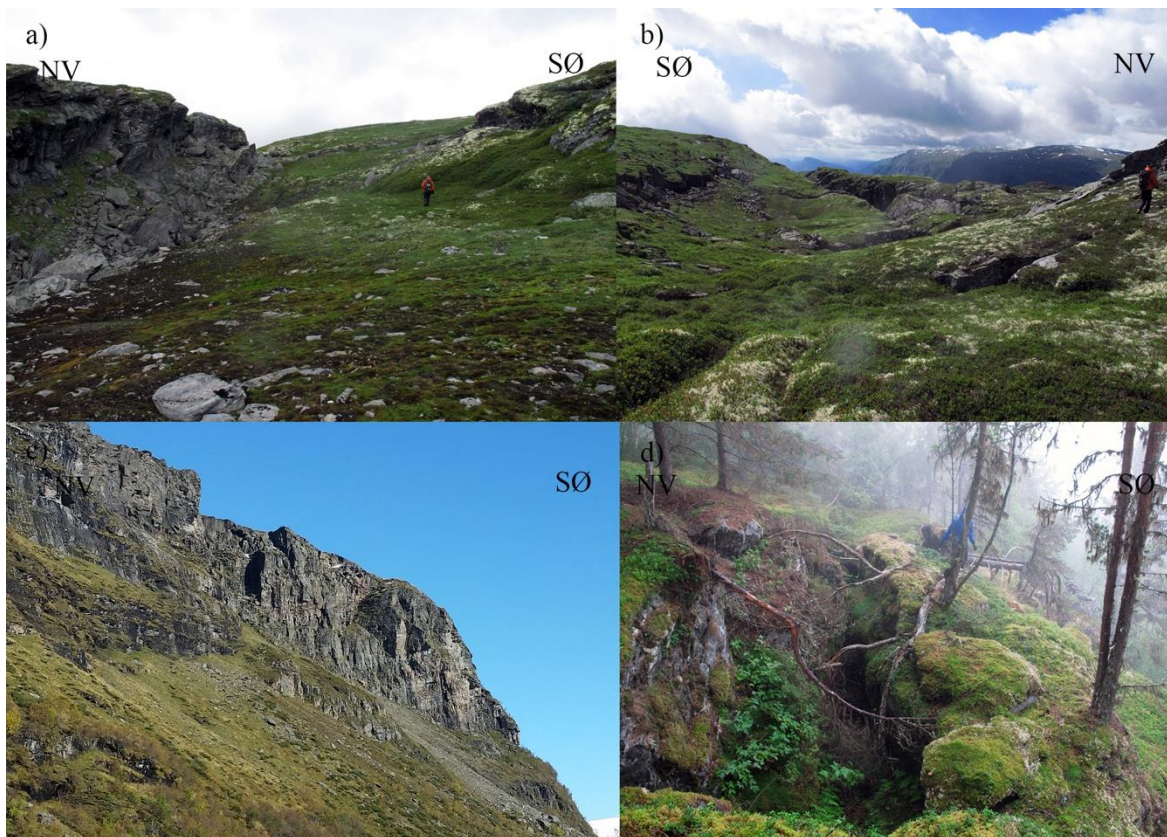
Det kartlagte området har flere små og store skrenter. Den utpregede retningen til skrentene er NØ-SV. En sammenhengende grøft med retning NNØ-SSV består av flere parallelle skrenter. Grøften er markert rødt, mens fjellpartiets resterende skrenter er markert i svart (Figur 30).



Figur 30: Skrentenes strøk i rosedigram til venstre og skrentenes omfang med lokalisering av Figur 31 a, b, c og d med tilhørende svarte rammer til høyre.

Grøften har en varierende dybde langs strøklinjen, men dybden til grøften avtar i den lavere liggende sørlige delen. I den høyere liggende nordlige til midtre delen er grøften omkring 30 meter på det dypeste og delt opp i to parallelle grøfter. I den midtre til sørlige delen er dybden til grøften nærmere 10 meter. Grøften består ofte av vertikalt til

overhengende fast fjell i øvre del med løsblokker i nedre del og nedsenkningslineamenter langs bunn (Figur 31 a og b).



Figur 31: Bildet viser skrenter ved Tussen. Bildeene kan orienteres ved hjelp av Figur 30.

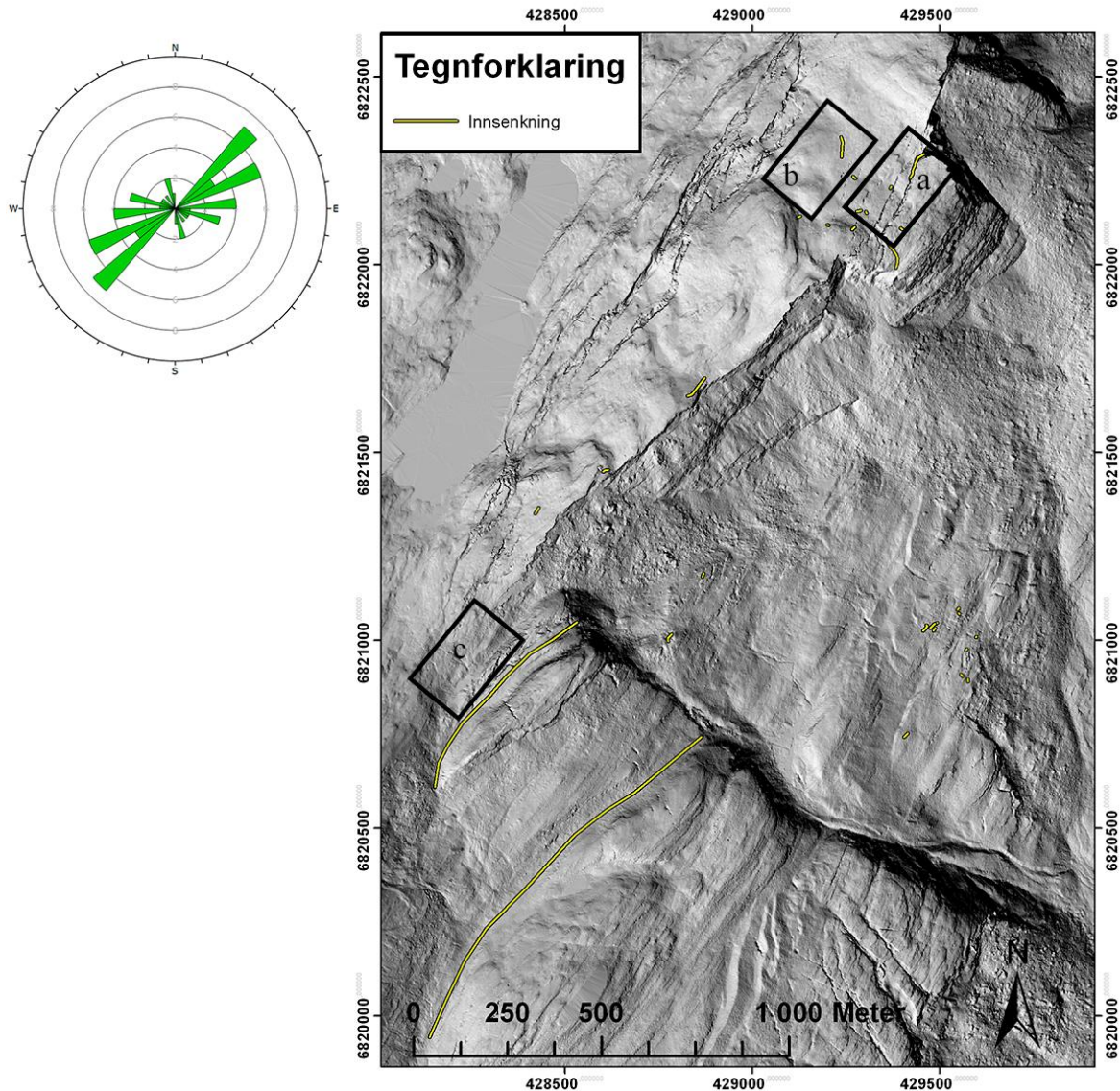
I Figur 31 viser bildene: a) Grøften i øvre del med overhengende topp, blokker og innsenkning i bunn. b) Grøften i fremre del mot fjorden med parallelle skrenter. c) Skrent i fremre del med Tussen stikkende ut i midten av bildet. d) Blokkparti i nedre del av det kartlagte området med bratt skrent til høyre i bildet

Fremsiden av fjellpartiet (Figur 31 c) domineres av en stor sammenhengende skrent på 200 meters høyde med et gjennomsnittlig fall på 60° ned til talus massene. På fremsiden av det ustabile fjellpartiet avgrenses skrenten i tre steg av korte terrasser. Langs skrenten i sør er det to lavereliggende parallelle skrenter som avskjæres av skredmateriale i nord. I nedre del av det kartlagte området observerte vi flere skrenter i forbindelse med et mindre oppsprukket område som danner flere blokkpartier som vist i Figur 31 d.

4.2.2 Innsenkninger

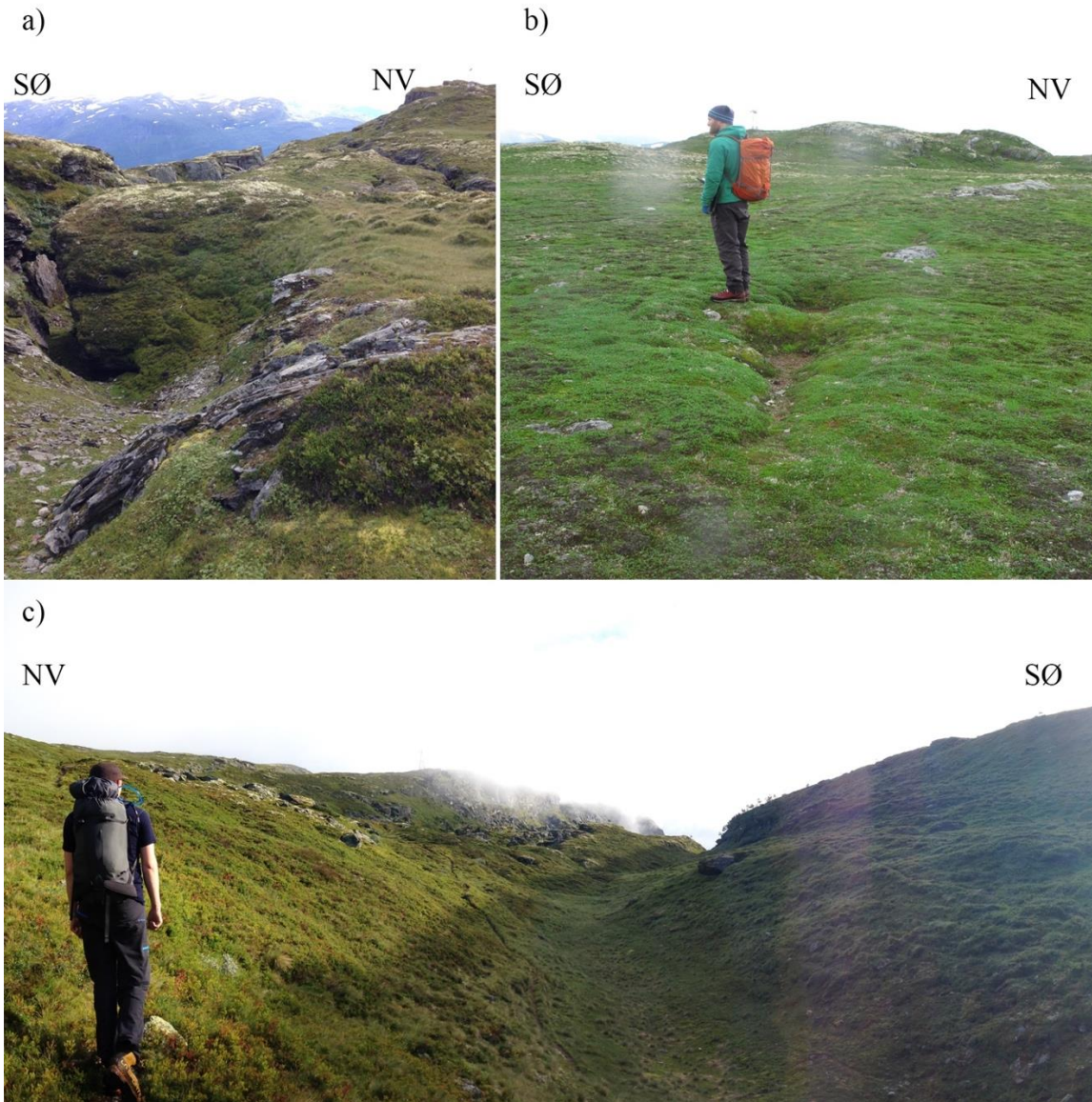
Det er flere innsenkninger i det kartlagte området (Figur 32). Innsenkningene varierer fra noen meter til flere 100 meters lengde og 10-talls centimeter til flere meters dybde.

Rosediagrammet i Figur 32 viser nedsenkningenes retning og antall registrerte nedsenkninger med NØ-SV som fremtredende orientering.



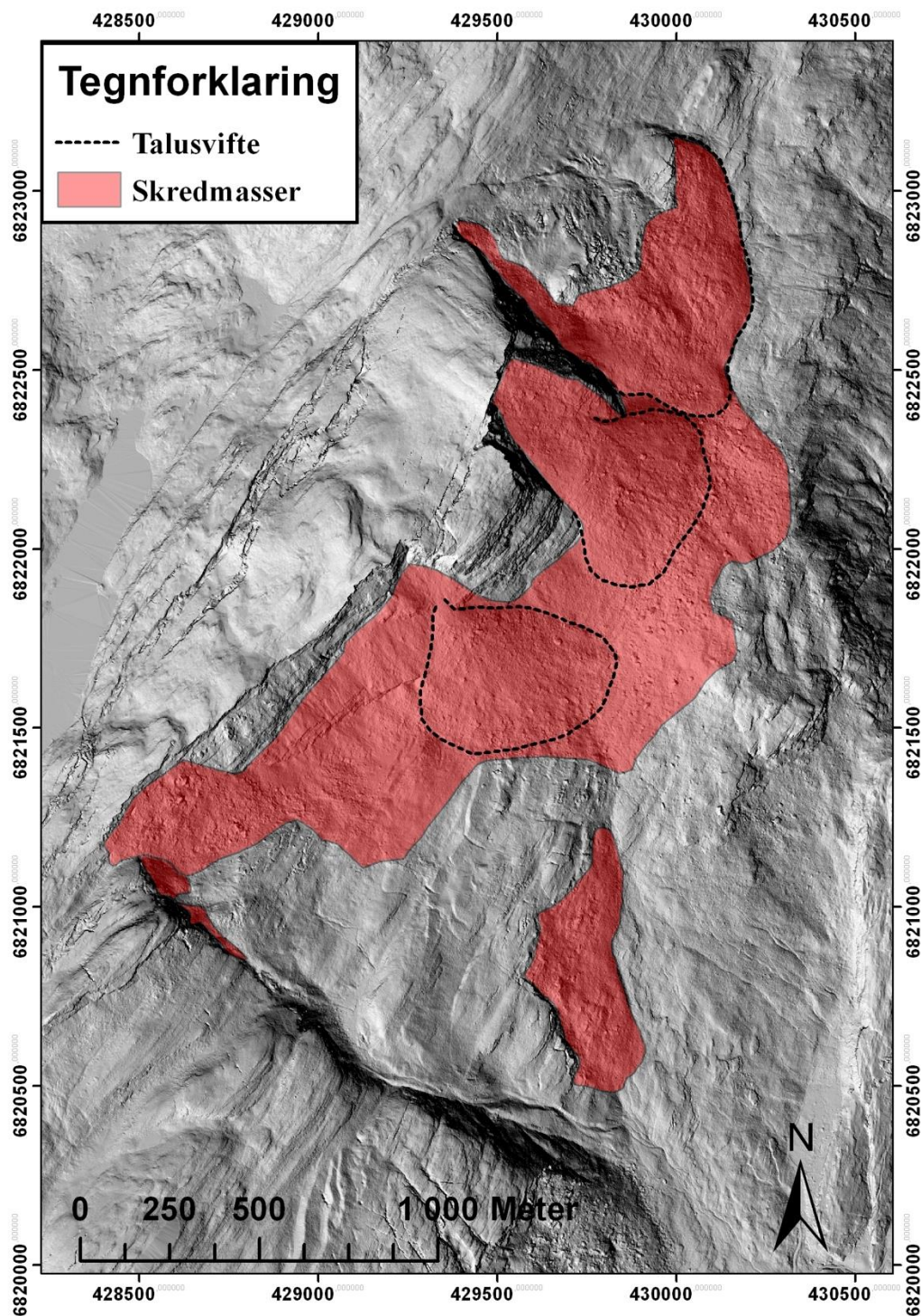
Figur 32: Rosediagram av innsenkings strøk til venstre og utbredelse til høyre. Bildene i Figur 33 kan lokaliseres med de omrissene i figuren.

Innsenkningene er observert i tilknytting til åpne sprekker (Figur 33 a) og som forlengelse av åpne sprekker. Vi har også observert innsenkninger uten åpne sprekker (Figur 33 b og c).



Figur 33: a) Innsenkning i en av de store sprekkene i fremre del av partiet. b) Innsenkning mellom sprekkene i fremre del av partiet og grøften. c) Større innsenkning på vei opp, med Tussen tåkelagt i bakgrunnen.

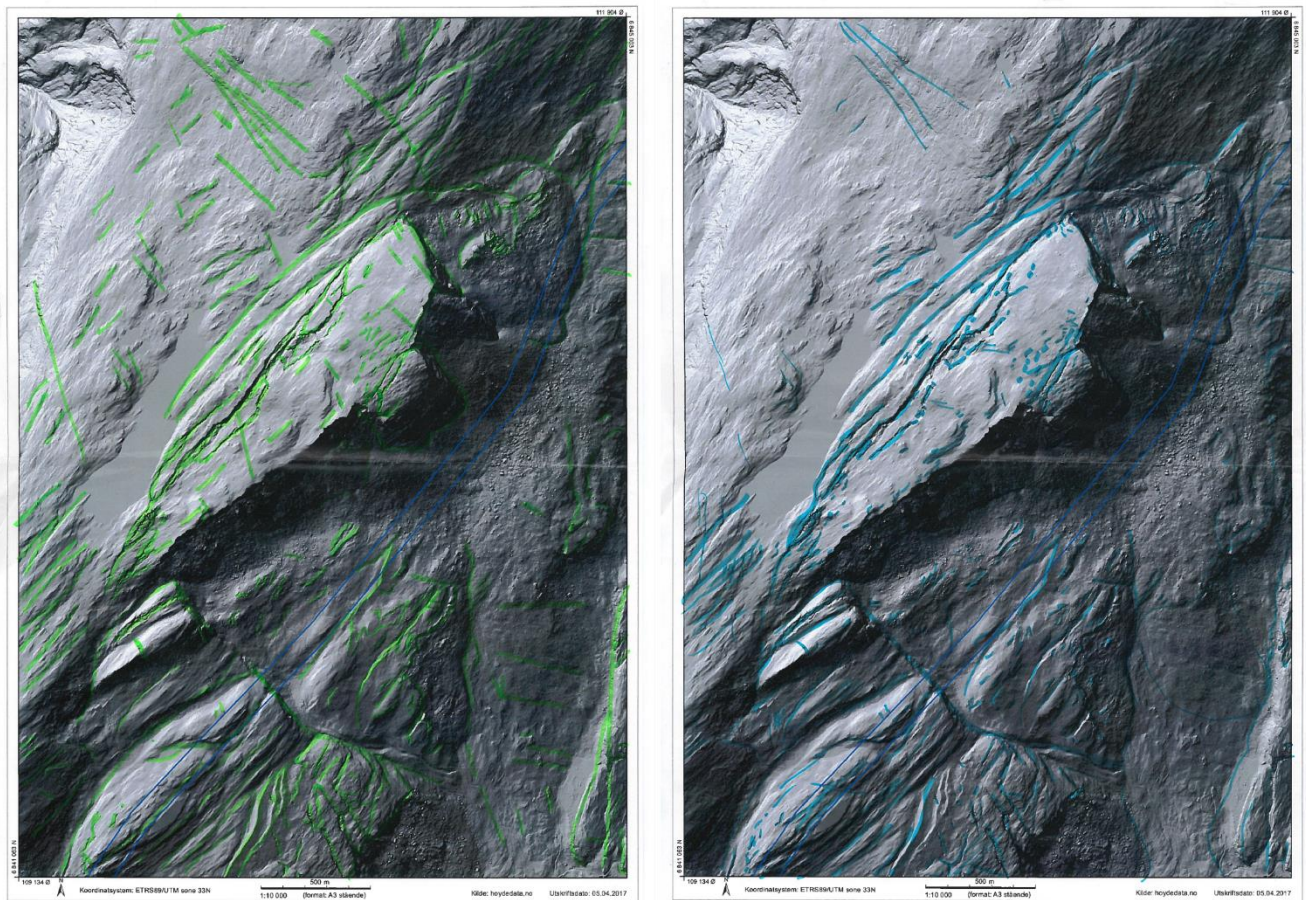
4.2.3 Skredavsetninger og skredbaner



Figur 34: Kartet viser skredavsetninger og talus ved Tussen.

Det er et større område med skredmateriale under den fremre skrenten på Tussen (Figur 34). Skredmaterialet inneholder til tider veldig store blokker (< 10 meter). Vi observerte tre større talusvifter som viser tegn til skredaktivitet i nyere tid. Et mindre området sør for Tussen har skredmasser fra en mindre skrent.

4.2.4 Lineament og oversikt



Figur 35: Bildene viser resultatet fra den romlige analysen.

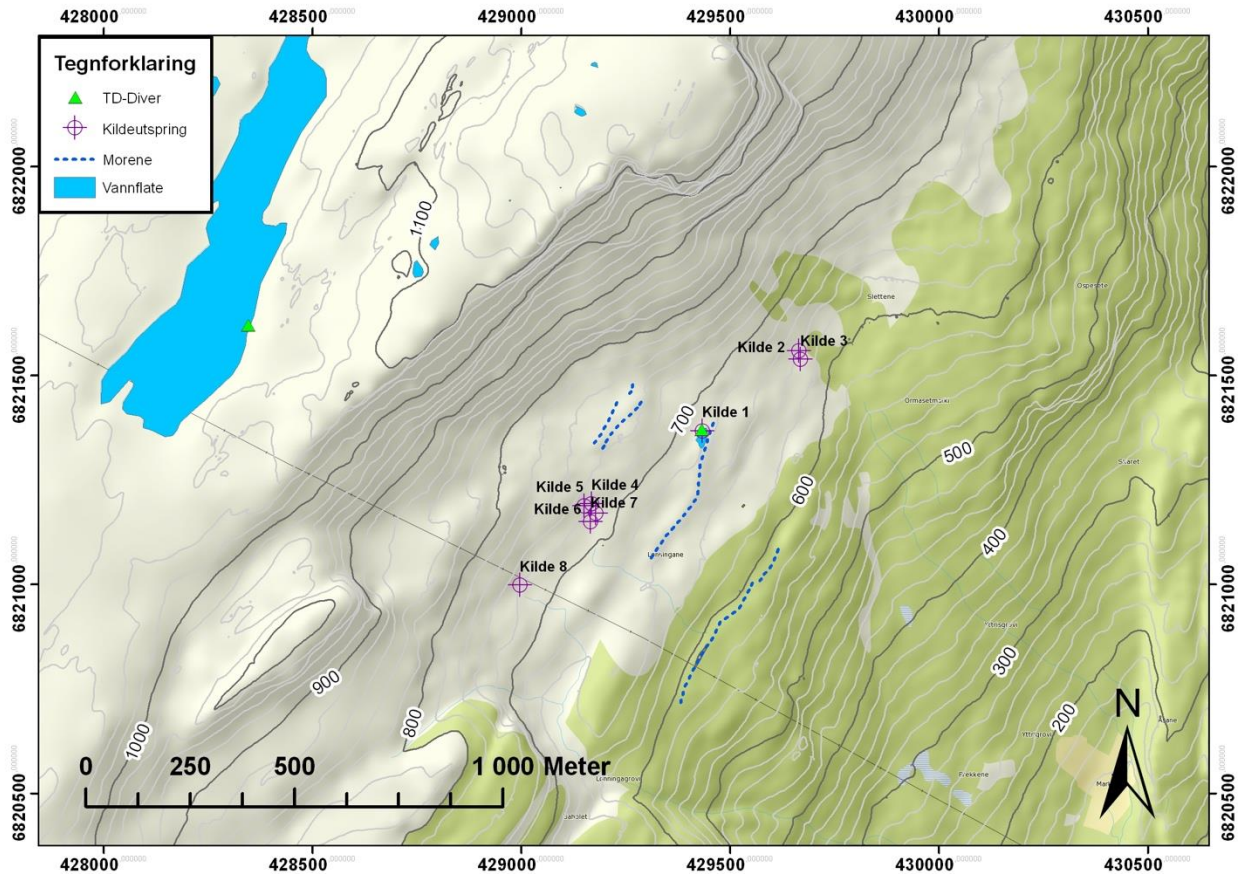
Den romlige analysen viser tydelige lineamenter fra området rundt det ustabile fjellpartiet (Figur 35). Lineamentene har retningen NØ-SV og NV-SØ. NØ-SV lineamentet har samme retning som dalen.

Særlig de NØ-SV orienterte lineamentene er tydelige nær det antatt ustabile fjellpartiet. Lengst SV i kartet opptrer lineamentene som dalformasjoner, disse er store og tydelige i terrenget.

4.3 Hydrogeologi

Under det ustabile området fant vi 8 kildeutspring på 4 forskjellige lokaliteter (Figur 36). Kilde 2 og 3 ligger i den store skredavsetningen under toppen, kilde 1 har utspring rett ovenfor en morene og danner et lite vann. Kilde 4, 5, 6 og 7 ligger alle i en klynge der vannet drenerer ut i en mindre bekk. Kilde 8 ligger lengst sørvest i området med utspring i et skogkledd område. Kilde 8 er opphavet til en bekk som tydelig har hatt større vannføring. Alle kildene ligger i en høyde på mellom 650 og 750 m.o.h.

Oppe på platået ligger Tussavatnet. Vannet drenerer ut i Mørkridsdalen nordvest for fjellpartiet. Øst for vannet ligger det flere små grunne vann som kan karakteriseres som tjern. Tjernene drenerer mot grøften i nord-vest.

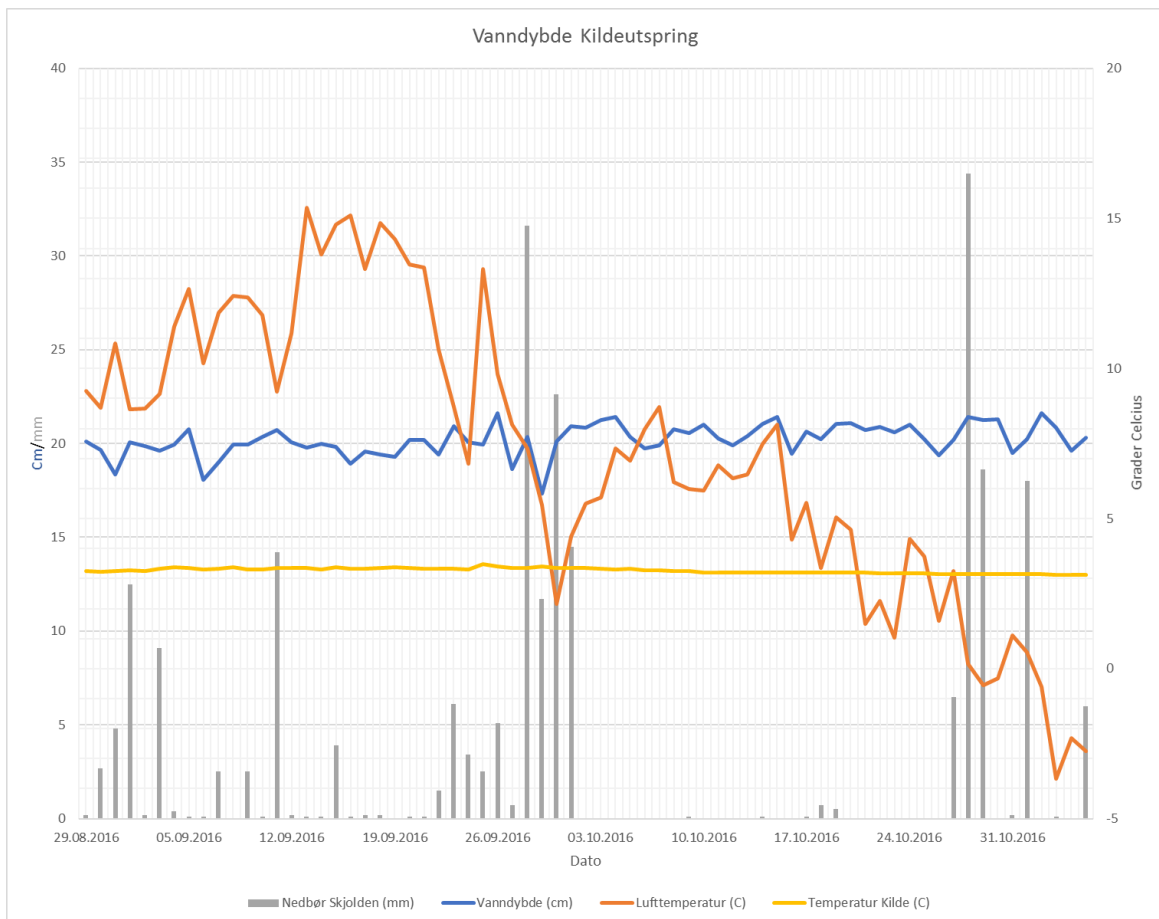


Figur 36: Kartet viser posisjon for kilder observert ved Tussen. Vannet oppe på platået er Tussavatnet. TD-Diver er markert med grønn trekant i kartet.

Tabell 2: Tabellen viser elektrisk ledningsevne og temperatur i kildeutspringene og Tussavatnet.

Kilde/vann	1	2	3	4	5	6	7	8	Tussa- vatnet
Elektrisk ledningsevne $\mu\text{S}/\text{cm}$	76,4	81,2	80,6	54	51,7	53,3	84,1	45,1	6,5
Grader Celsius $^{\circ}\text{C}$	3,1-3,2	3,8	3,6	3,6	3,5	2,8	3	3,5	12,7

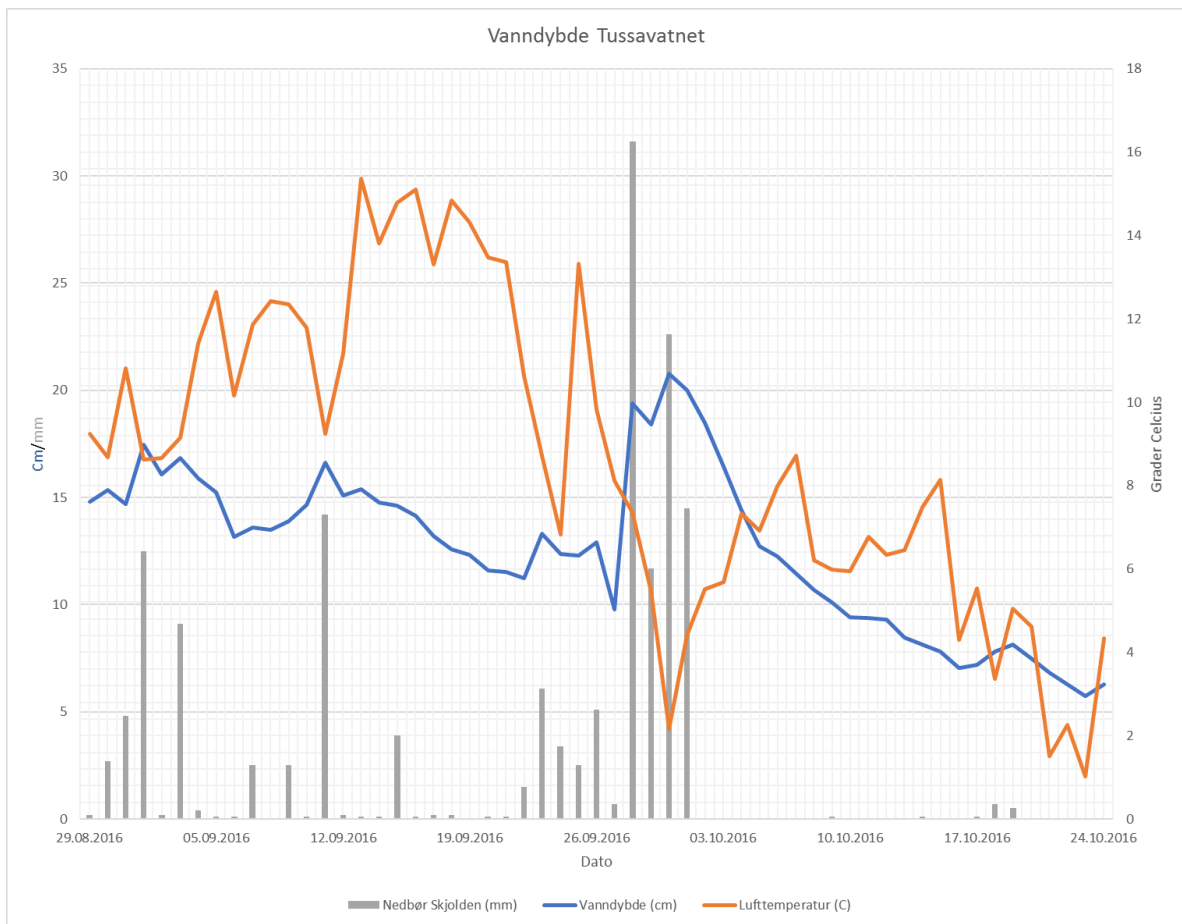
I kildene 2 til 8 har vi gjennomført kun en måling av elektrisk ledningsevne og temperatur. Resultatet er presentert i Tabell 2.



Figur 37: Grafen viser dataene fra loggeren plassert i Kilde 1 (Eklima, 2017).

I Figur 37 viser blå linje vannstand i kilden. Grå søyler er nedbør hentet fra målestasjon på Skjolden sør for fjellpartiet (Eklima, 2017). Oransje linje viser lufttemperatur hentet fra datalogger i Skjæringahaugane og gul linje viser temperatur i kilden.

Det har vært periodevis både kraftige nedbør og relativt tørt i løpet av den 2 måneder lange måleperioden. Vannstanden i kilde 1 viser en liten økning med en endring på et par cm (Figur 37). Lufttemperaturen sank kraftig i starten av oktober, men var ikke under 0°C før i månedsskiftet oktober-november. Vanntemperaturen i kilden holdt seg stabilt rundt 3 °C. Det er viktig å poengtere at kildeloggeren var plassert i en liten kulp, og overflødig vann kan derfor raskt drenere ut.



Figur 38: Grafen viser dataene fra loggeren i Tussavatnet (Eklima, 2017).

I Figur 38 viser blå linje vannstand. Grå søyler er nedbør hentet fra målestasjon på Skjolden sør for fjellpartiet (Eklima, 2017). Oransje linje viser lufttemperatur hentet fra datalogger i Skjæringahaugane.

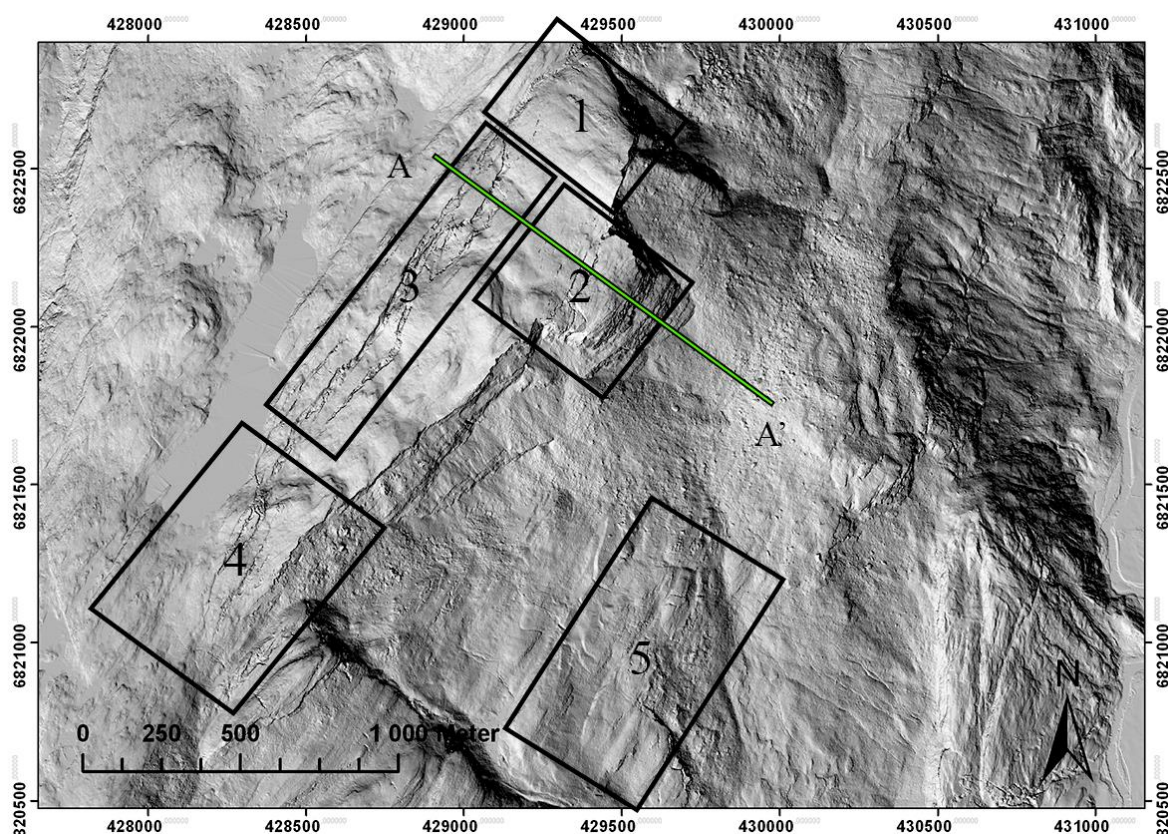
Vannivået over sensoren til loggeren i Tussavatnet har variert mellom 5 og 20 cm, med en synlig nedgang i slutten av oktober (Figur 38). TD-Diveren i Tussavatnet var festet i en snor, men manglet lodd i bunn og kan derfor ha større variasjoner i vannstand enn den skal ha. Temperatursensoren i TD-Diveren viste seg å være defekt. Temperaturmålingene er derfor ikke med i grafen.

4.4 Struktur og geomorfologisk kart

Det struktur og geomorfologiske kartet presenteres i vedlegg 8.1. Kartet er basert på arbeidet fra denne oppgaven. Foliasjon er ikke inkludert i dette kartet siden gjennomsnittet av målingene gjort på de forskjellige lokalitetene gir et feilaktig bilde av foliasjonen. Foliasjonen er derfor presentert i stereonett i Figur 19.

5 Diskusjon

I diskusjonsdelen tar vi for oss faktorer som omhandler fjellpartiets ustabile egenskaper, tegn på forflytning og bevegelse, samt utløsende årsaker og scenarioer. Deretter kan en fare og konsekvens vurderes. For å gjøre diskusjonen lettere for leseren bruker vi områder i Figur 39 som referanse.



Figur 39: Oversikt over det ustabile partiet med områder og profil A-A'.

5.1 Oppbygging og struktur til det ustabile fjellpartiet

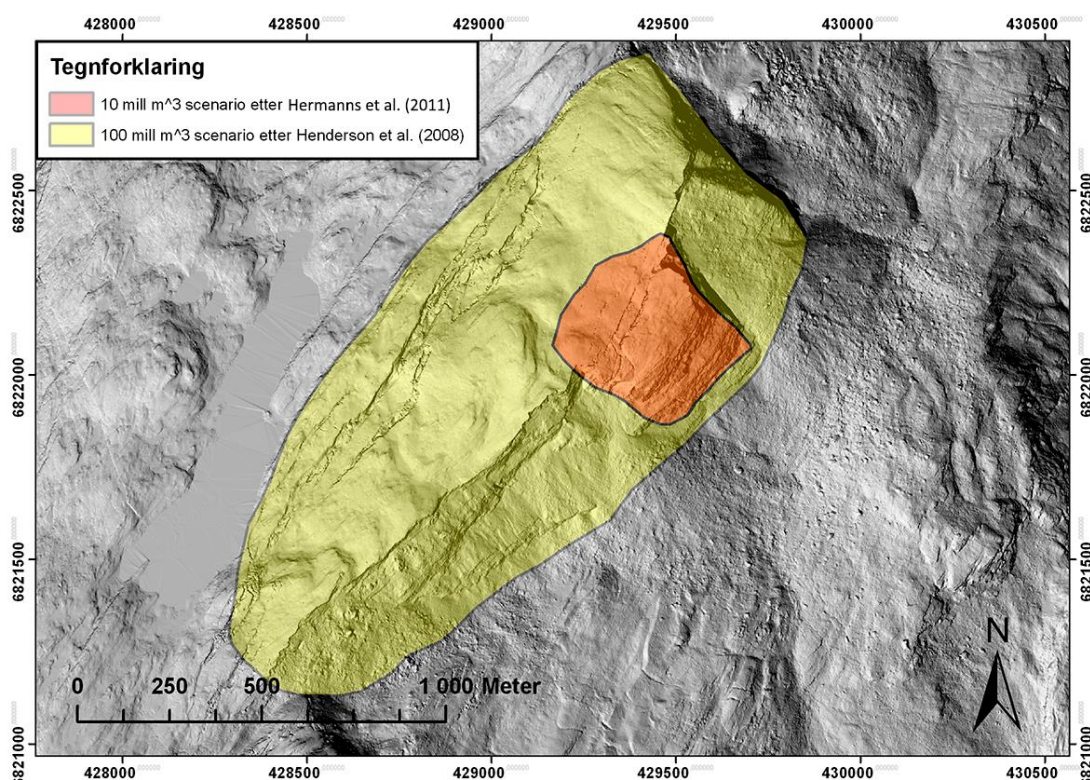
En fjellsides stabilitet avhenger av at kombinasjonen av faktorene baksprekk, lateral avgrensing og glideplan ligger til rette for bevegelse etter de ulike utløsningsmekanismene i Figur 14 (Braathen et al., 2004; Henderson et al., 2011). Ved å kartlegge strukturene i fjellpartiet kan vi avgjøre om faktorene ligger til rette.

Regionale og lokale strukturer på overflaten kan representere indre strukturer i fjellpartiet (Kinakin et al., 2005). I bergmassen til ustabile fjellparti vil sprekker og hulrom oppstå grunnet bevegelse. Overliggende materiale vil synke inn i sprekkene og kan da danne innsenkninger. Innsenkningene på Tussen er ofte observert som lineament i forlengelse av

de åpne sprekkene. Skrentene på det ustabile fjellpartiet har ofte en orientering parallelt med de observerte sprekkesettene. Generelt kan både skrentenes og sprekkenes flate indikere en vertikal forflytning. Grunnvann drenerer i berggrunnens sprekker og kan indikere hvor sprekkene terminerer i dypet og hvilket plan vannet har fulgt til kildeutspringet kan indikere en nedre avgrensning av fjellpartiet (Braathen et al., 2004). Ved å analysere overflaten kan dermed et bilde av strukturen og oppbygningen av det ustabile fjellpartiet dannes.

5.1.1 Ytre avgrensning av det ustabile fjellpartiet

I de to tidligere undersøkelsene har ulike avgrensninger av fjellpartiet blitt foreslått. Henderson et al. (2008) tar for seg en bakre avgrensning langs det tydelige NØ-SV orienterte lineamentet vest for område 3, mens Hermanns et al. (2011) avgrenser bakre del langs sprekkene inne på platået nordvest i område 2. Det undersøkte området har to tydelige sett med lineamenter orientert NØ-SV og NV-SØ, samsvarende med regionale lineamenter (Gabrielsen et al., 2002).



Figur 40: Kartet viser scenario etter Hermanns og Henderson.

En sammenhengende grøft på to kilometer består av to motstående skrenter på over 10 meter og skjærer gjennom området i retning NØ-SV. Fra NV endrer terrenget plutselig karakter fra rolig til kaotisk når det møter grøften. Den plutselige endringen i terrenget kan

indikere en bevegelse. Grøftformasjonen er tolket til en grabenstruktur (Figur 41) grunnet de steile veggene og den innsunkne flaten. Grabenstrukturen kan indikere en potensiell ekstensjon i bergmassene og kan derfor danne områdets bakre avgrensing og defineres som en bakskrent.



Figur 41: Bildet viser grabenstrukturen til venstre i bildet.

Oppsprekningen og skrentene i sørvestlig ende av område 3, og den store skrenten i nordøstlig del av område 2, er tolket til de laterale avgrensingene til det ustabile fjellpartiet. NØ i område 1 danner et NV-SØ lineament en skrent. Skrenten er 600 meter lang og 150 meter høy med skredmasser i bunn (Figur 39). Området nord for skrenten består av en generelt lite oppsprukken overflate som kan antyde mindre bevegelse. I den sørvestlige delen av område 3, ender bakskrenten i et området bestående av flere slake skrenter på rundt 40 meters lengde og 30 meters høyde med en orientering mot både NV-SØ og NØ-SV. Sør for skrentene er området oppsprukket. Oppsprekningen avtar med avstand fra skrentene. Dette kan tyde på mindre bevegelse.

5.1.2 Indre avgrensinger i det ustabile fjellpartiet

Det er fire sprekesett innenfor det ustabile området (Figur 23). De NØ-SV orienterte lineamentene gjentar seg som sprekker, skrenter og innsenkninger. De NV-SØ orienterte lineamentene danner også flere skrenter, innsenkninger og sprekker, men er mindre

fremtredende (Figur 35). Der sprekkesett 2 møter sprekkesett 3 og 4 avgrensene blokker. I møte med de tre sprekkesettene kan sprekkesett 1 avgrense blokkene i underkant.

Det er en bergartsgrense i midtre del av det ustabile fjellpartiet (Figur 6). Denne består av en kvartsitt/kvartsittskiferenhet over fylltitten som dominerer det resterende området. Vi antar at grensen ikke har en destabiliserende effekt grunnet foliasjonens svake fall inn i fjellet. Vi har ikke kartlagt bergartsgrensen i felt.

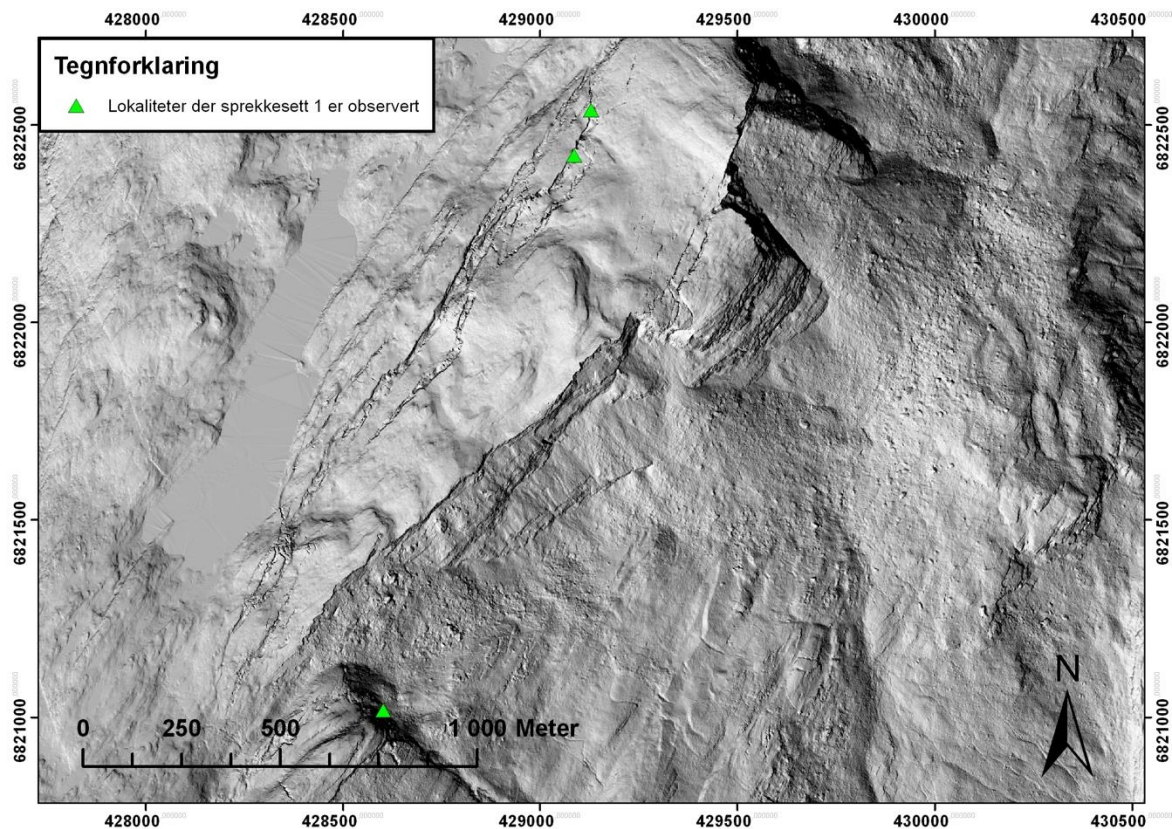
5.1.3 Potensielle glideplan

Foliasjonen er et typisk glideplan i mange tilfeller, men på Tussen har den varierende strøk og heller ofte svakt inn i fjellsiden. Vi kan ekskludere foliasjonen som et glideplan grunnet fallretningen.

En mulig foldesjenkel med sørøstlig fallretning kan danne et underliggende glideplan gjennom det ustabile fjellpartiet. I følge Saintot et al. (2011) er foldesjenkler typiske glideplan. Vi målte en foldeakse i felt med sørvestlig fallretning og fall på 38° (Figur 20). Foldeanalysen på foliasjonsdataene viste en foldeakse med sørvestlig fallretning og tilnærmet horisontalt fall (Figur 21). Analysen samsvarer med vår foldeakse måling og målinger utført av Lutro (1987) NV for Tussen.

Skyvegrensen mellom Fortun/Valdresdekket vil trolig ikke kunne fungere som et glideplan. Selv om skyvegrenser ofte er typiske glideplan (Saintot et al., 2011) vil mangelen på utgående og lav fallvinkel utelukke skyvgrensen under fjellpartiet. Skyvegrensen er over 500 meter dyp med et fall på rundt 10° i sørlig retning (Lutro, 1987). Böhme et al. (2011) mener også at skyvegrensen er for dyp og slak til å kunne ha en destabiliserende effekt.

Henderson et al. (2008) tenkte at et østfallende lavvinklet glideplan kan danne nedre avgrensing. Vi tenker også at et underliggende lavvinklet glideplan kan ta opp bevegelsen, men vi har ikke lokalisert et slikt plan i felt. Grabenstrukturen som danner bakscrenten og det slake plataet kan indikere lav vertikal bevegelse med et potensielt lavvinklet underliggende glideplan. I følge Braathen et al. (2004) vil en 5% strekning av bergmassen på det ustabile fjellpartiet Børa være nok til å skape et brudd langs et mulig glideplan. Det er usikkert om Tussen har hatt en bevegelse som vil ha utviklet et slikt glideplan.

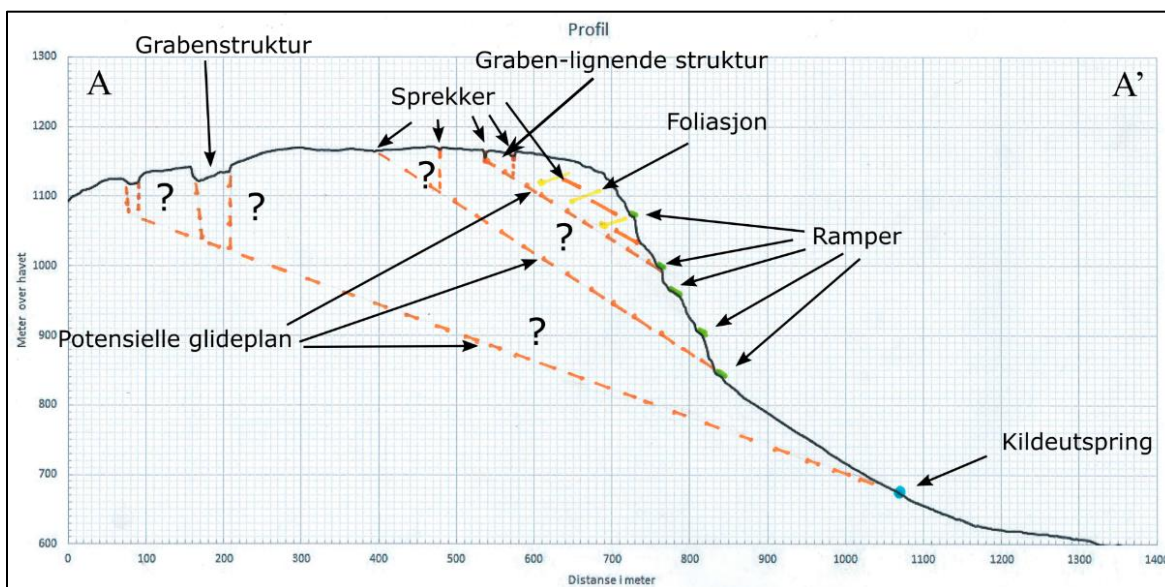


Figur 42: Grønn trekant markerer lokaliteter der sprekkeseett 1 er observert.

Sprekkesett 1 har lignende orientering som glideplanet tolket av Böhme et al. (2011). Hun observerte et sprekkeseett med strøkretning ØSØ og fall på ca. 30° i skrenten på sørvestlig og nordøstlig side (Figur 46). Sprekkesettet ble tolket til et potensielt nedre glideplan, men hadde et begrenset antall målinger. Dette sprekkesettet ble observert ved tre lokaliteter som vist i Figur 42. Hvis sprekkesettet eksisterer i fremre del kan planet skjære fra ekstensjonssprekkene i bakre del av område 2 med utgående i rampene i den fremre skrenten som vist i Figur 43. Vi tolker derfor sprekkesettet som et potensielt glideplan.

5.1.4 Indre strukturer som helhet

Fjellpartiets stabilitet avhenger av de ytre avgrensningenes interaksjon. En utrasing vil ikke forekomme før laterale avgrensinger, bakre avgrensinger og glideplanene er godt nok utviklet til at de drivende kreftene er større enn de stabiliserende.



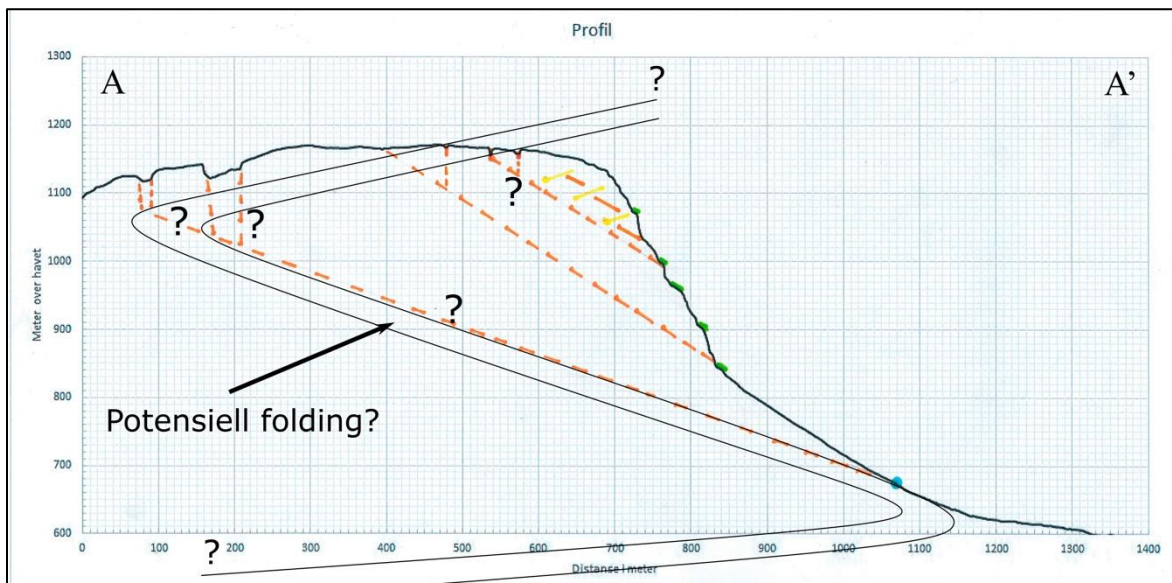
Figur 43: Viser Profil A-A' fra baksrenten i område 3 gjennom den fremre mindre grabenlignende strukturen i område 2 til kildeutspring nedenfor den fremre skrenten.

Vi har satt et profil som skjærer gjennom den fremre skrenten til fjellpartiet og bak til baksrenten (Figur 39). Fra A' til A har profilet ett brattere parti ved den fremre skrenten før det slaker ut på plataet og heller litt nedover før baksrenten (Figur 43). Den fremre skrenten har tydelige parallelle ramper på rundt 40° . Rampene har lik orientering og helning som sprekesettet på 40° som heller ut i dalen. Vi tolker rampene som utgående til potensielle glideplan. Topografien er også brattere her og knekker litt utover mot dalen, noe som kan indikere ett brattere underliggende glideplan (Braathen et al., 2004; Kinakin et al., 2005).

Det øverste potensielle glideplanet i den fremre skrenten avgrenses lateralt og i fremkant av skrenter, mens en mindre grabenlignende struktur avgrenser i bakkant (Figur 42). Denne blokken utgjør $3\,500\,000\text{ m}^3$ og er ifølge Henderson et al. (2008) et mulig scenario. I følge Böhme et al. (2011) kan denne blokken være avgrenset dypere langs glideplanet nedenfor i profilet og da utgjøre et volum på $7\,000\,000\text{ m}^3$.

I den sørlige enden av den mindre grabenlignende strukturen observerte vi en mindre avgrenset blokk på kanten av stupet (Figur 47). Det ble også observert lignende blokker i

den nordlige enden av strukturen. Blokken er grovt utregnet til 2000 m³ og dermed ikke stor nok til å karakteriseres som et fjellskred.



Figur 44: Profilen viser mulig foldesjenkel som glideplan for et stort scenario.

En foldesjenkel kan være en mulig forklaring på et potensielt lavvinklet glideplan. Vi har målinger av foldeakser med sørvestlig fallretning. En foldesjenkel står normalt på foldeaksen og kan ha en fallretning ut mot dalen. Figur 44 viser profil med en potensiell folding inntegnet.

Kildeutspring observert ved Tussen kan indikere utgående til det potensielle lavvinklede glideplanet på rundt 20 grader (Figur 44). Kildeutspringene befant seg i skredmasser fra 650 m.o.h til 750 m.o.h.

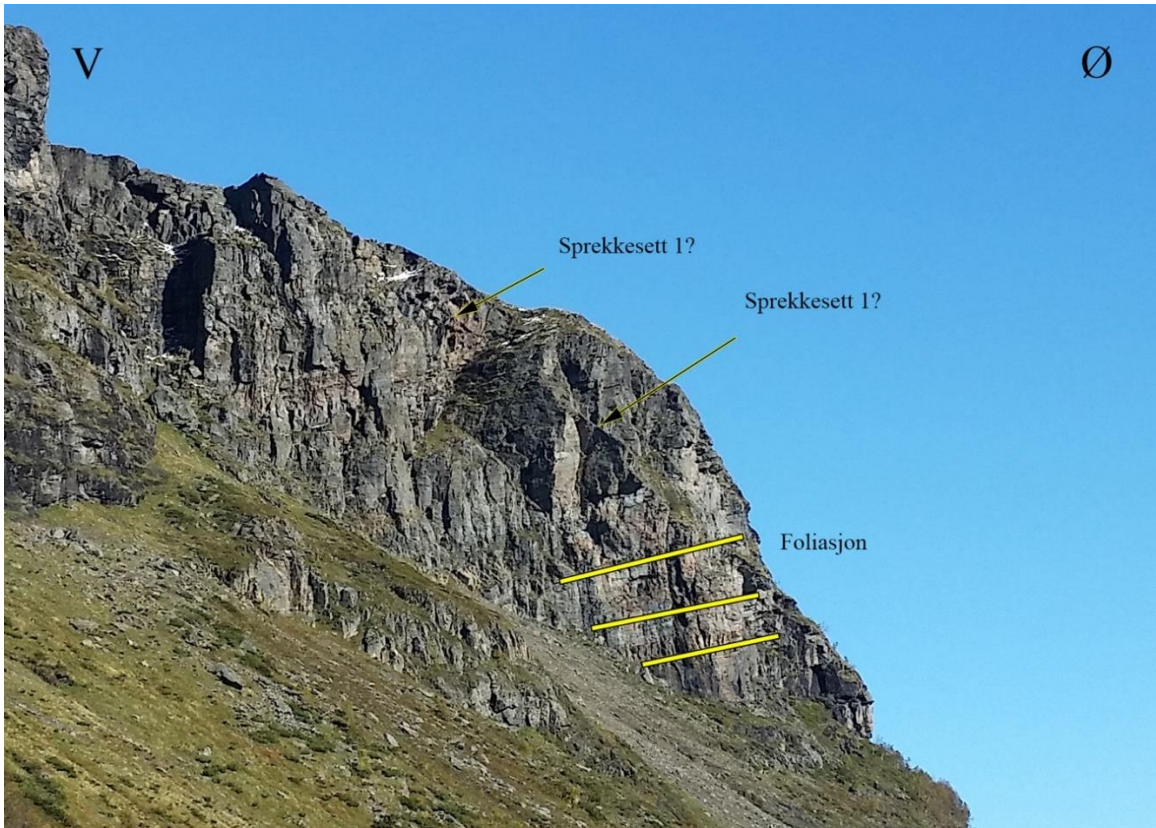
5.2 Kinematikk



Figur 45: Bildet viser slickenlines lokaliteten i forhold til ryggformasjonen. Bildet er tatt fra den fremre grabenlignende strukturen i område 2 mot sør.

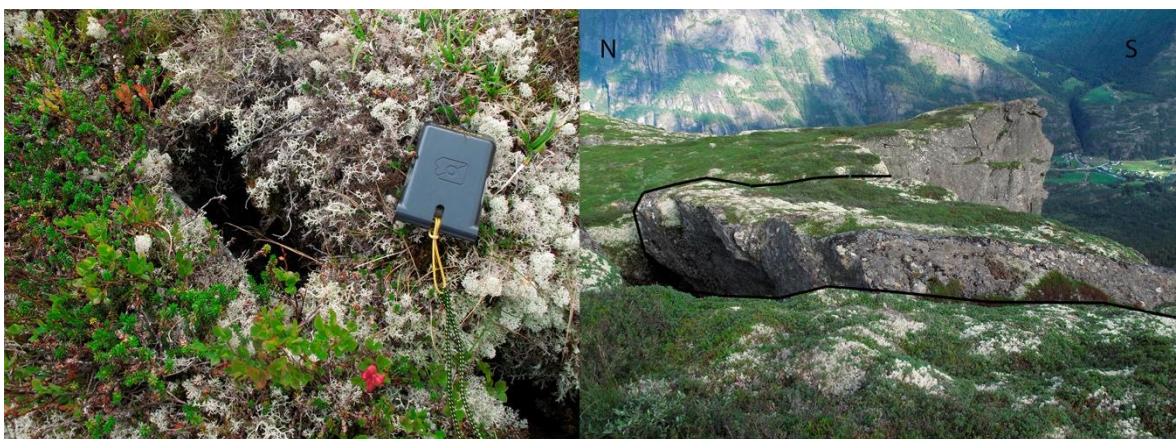
Observerte slickenlines langs et plan i område 5 kan tyde på at en ryggformasjon i området har beveget seg rundt 200 meter (Figur 45).

Planet der slickenlines-målingene ble foretatt har samme orientering som sprekkesett 1. Dette kan tyde på at det finnes en svakhet i berggrunnen med de riktige egenskapene for å danne et glideplan. Plan observert på begge sider av skrentene langs blokken i område 2 har en tilnærmet lik orientering, noe som kan tyde på at svakheten også finnes under dette området (Figur 46).



Figur 46: Bildet viser den SØ vendte skrenten av blokken i område 2. Pilene på bilde viser potensielle plan som kan samsvare til sprekkesett 1. Bildet viser også tydelig at foliasjonen heller inn mot fjellet.

Avgrensede små blokker og tydelige taluser viser at området har stor steinsprangaktivitet (Figur 46 og Figur 48). En av blokkene er helt avgrenset. Blokken har et volum på rundt 2000 m³. Strukket vegetasjon over sprekkene tyder på bevegelse i blokken (Figur 47). Men konsekvensen av en utvelting av denne blokken vil ikke være stor.



Figur 47: Bildet til venstre viser vegetasjon påvirket av bevegelse. Kompasset ligger på den avgrensede blokken. Bilde til høyre viser at blokken er på kanten av et stup.



Figur 48: Større blokk funnet i nedre del av skredmassene fremfor Tussen. Området der bildet ble tatt besto av flere slike blokker.

Manglende oppsprekking i den fremre blokken kan tyde på en enhetlig bevegelse (Figur 49). En grabenlignende struktur danner bakre avgrensning og har en innsenkning på mellom 5 og 10 meter. Skifrig gneis har en friksjonsvinkel et sted mellom 26° til 29° og kan tilsvare friksjonsvinkelen til fyllitt. Hvis glideplanet er tilstede kan manglende utgliding av blokken forklares med et mindre utviklet glideplan der planet er usammenhengende. I følge Barton (1973) er jevne plan typisk for skjærsprekker der en deformasjon reduserer styrken til bergarten langs planet.



Figur 49: Den avgrensende blokken ved område 2 til venstre i bildet.



Figur 50: Oppsprekking i område 5.

Vi fant et blokkparti med lite tegn til nylig bevegelse nedenfor Tussen i område 5 (Figur 50). En re-vegetering langs planene til sprekke og skrentene viser at området ikke har vært i bevegelse nylig. Utrasingen kan ha forekommet når breen trakk seg tilbake og understøtten forsvant.

I følge Mo et al. (2016) tyder innsenkninger med morenemateriale på en reaktivering av det NV-SØ gående lineamentet etter breens tilbaketrekning. Grabenstrukturen i område 3 følger de regionale lineamentene NØ-SV og kan være forenlig med en ekstensjon i retningen dalsiden. I så fall indikerer den potensielle ekstensjonen en reaktivering mest sannsynlig i Holocen (Böhme et al., 2011). Observasjonene til Vorren (1970) kan også støtte opp om en potensiell reaktivering av grabenstrukturen i Holocen. Nordøst i område 3 danner baksrenten en horst-grabenstruktur i forhold til den resterende bakre avgrensingen av det ustabile fjellpartiet. Formasjonen kan indikere en større potensiell forflytning i dette området enn det resterende området langs den bakre avgrensingen.

Sprekkesett 3 og 4 kan fungere som overføringsprekker langs en potensiell bevegelse av bergmassen mot sørøst. Flere steder i område 2 observerte vi innsenkninger liggende langs

linjer i retning NØ-SV (Figur 32). Grunnet det tynne løsmassedekket i området tolker vi innsenkningene som mindre utviklede sprekker. I det samme området observerte vi sprekesett 2 med ulik bredde og dybde (Figur 24). En korrelasjon mellom sprekebredde og sprekkedybde ble ikke funnet (Figur 25). Langs den sørøstlige delen av område 2 observerte vi lange tydelige sprekker fra sprekesett 3 og 4.

Det er tydelig at sprekesett 1 (Figur 23) bidrar til en mulig plan utglidning (Figur 27). Dette sprekesettet er ikke observert på alle lokaliteter og antall målinger er derfor mindre enn de andre settene. Likevel ender nesten alle målingene av dette sprekesettet innenfor den kritiske sonen.

Det er tydelig fra overflaten at det ikke foregår en kileutglidning i det ustabile fjellpartiet. Men den kinematiske analysen viser at det finnes flere mulige krysninger mellom plan i den kritiske sonen som kan bidra til kileutglidning (Figur 28). Siden målingene er gjort over store områder trenger ikke krysningene eksistere.

Sprekesett 2 kan fungere som en bakre avgrensning til plan utglidning eller som steile sprekker i en utveltingsmekanisme. Den kinematiske analysen viser at flere målinger av sprekesett 2 befinner seg i den kritiske sonen for utvelting (Figur 29).

I følge Hermanns et al. (2011) kan ikke målt bevegelse på Tussen tolkes som gravitasjonsdrevet deformasjon. Målt bevegelse var ikke konsistent og visste forflytning på mm skala.

Dalsiden bærer preg av mye skredaktivitet og det er tydelig at faktorer ligger til rette for å danne ustabiliteter. Både nord og sør for den fremre blokken i område 2 finner vi eldre skredkanter med store taluser nedenfor (Figur 34). Skredkantene kan indikere at blokken i område 2 kan være en gjenværende del av en utrast side (Hermanns et al., 2011). I område 5 ned mot dalen fra Tussen finner vi enda en raskant, kanten er 500 meter lang og er tydelig oppsprukket i bakkant (Figur 30). Rett sør for denne raskanten finner vi det ustabile fjellpartiet Liane (Figur 10) (Mo et al., 2016).

5.3 Klassifikasjon

Fjellpartiets strukturelle geometri og deformasjon kan klassifiseres som planær forkastningsgeometri med mulig plan utglidning i fremre del etter klassifikasjonssystemet til Braathen et al. (2004). Området er delt opp i flere deler med tegn på ulike potensielle utrasningsmekanismer. De steile veggene i grabenstrukturen ved område 3 kan indikere et

dyptgående lavvinklet glideplan. Den fremre grabenlignende strukturen ved område 2 består av to steile innovergående plan. Planene representerer sprekkesett 3 og 4 som passer en utveltingsklassifisering, men sprekkesett 1 kan også danne en plan utglidning.

5.4 Utløsende faktorer

5.4.1 *Glacial avlastning og relieff*

Flere fjellskred tidlig i Holocen kan forklares med breerosjon. I følge Ballantyne (2002) kan breerosjon gjør fjellsiden brattere ved å erodere vekk understøtten. Det hevede relieffet øker de gravitasjonsdrevne kreftene på fjellsiden.

Trykkavlastningen kan ha dannet sprekkesett 1 som vi tenker kan danne et glideplan. Etter breavsmeltingen forsvinner trykket mot berggrunnen. Den glasiiale avlastingen kan løse ut spenninger som kan danne nye sprekker (Agliardi et al., 2001; Ballantyne, 2002).

Sprekkene i sprekkesett 1 er ikke overflateparallele, men dagens overflate trenger ikke representere overflaten under nedisingen.

I Nord-Norge er flere fjellskredavsetninger datert til kort tid etter isavsmeltingen og kan dermed indikere glacial avlastning som utløsingsmekanisme. På Vestlandet derimot er de registrerte fjellskredavsetningene av relativ ung alder og indikerer en annen utløsende faktor (Braathen et al., 2004). Ved hjelp av fysisk modellering simulerte Bachmann (2006) relieffet som en mulig utløsende årsak til DSGSD der glacial erosjon øker relieffet og svekker bergartens styrke. Vestlandets yngre fjellskredavsetninger kan skyldes den gjenværende styrken til bergmassen etter deglasiasjonen.

De potensielle tensjonssprekkene på Tussen kan tyde på bevegelse initiert av DSGSD. Et skjærbrudd kan ha utviklet seg i svakheter i fjellpartiet gjennom degradering etter den siste istiden. Guglielmi et al. (2010) viser til en svekking grunt i skorpen fra deglasiasjonen som senker residualstyrken til bergmassen og leder til DSGSD. Ghirotti et al. (2011) simulerte deglasiasjonen sammen med degradering av bergmassene. Simuleringen ga en mulig forklaring på utviklingen av DSGSD med tensjonssprekker nær toppen av fjellsiden og ett dyptgående skjærbrud. Skjærbruddet oppstår grunnet degradering sammen med anisotropi (foliasjon, skifrihet, lagdeling) i bergmassen. Ambrosi et al. (2011) modellerte fjellsider med en gjennomsnittsgradient fra 21° til 35°, med ulike lengder, orienteringer og anisotropi. Resultatene viste plastisk deformasjon nær toppen av fjellsiden like etter deglasiasjonen. Deretter utvikles en skjærone kontrollert av fjellsidens geometri og

anisotropi med propagering mot bunn av fjellsiden. Fjellsiden på Tussen har en gjennomsnittsgradient på 35. DSGSD kan være en utløsende faktor for fjellskred ved en saktegående bevegelse av hele fjellsiden.

5.4.2 *Neotektonikk*

Tussen er et stort ustabil fjellparti som ikke viser tegn på bevegelse (Böhme et al., 2011). Et kraftig jordskjelv kan være en faktor som setter bevegelse i de ustabile massene. I følge Olesen et al. (2004) viser post-glasiale forkastninger at Vestlandet har hatt store jordskjelvhendelser i Holocen. Flere av fjellskredene i Møre og Romsdal er tolket som bevegelse startet på grunn av jordskjelv fra Berill-forkastningen (Anda et al., 2002). Det største kjente jordskjelvet i historisk tid hadde en magnitudo på 5.8 (Bungum et al., 2005). Ifølge Keefer (1984) trengs det et jordskjelv med en magnitudo over 6.0 for å utløse fjellskred. I følge Olesen et al. (2004) kan vi i Norge forvente store jordskjelv med en magnitudo på 7 hvert 1000 år. Jordskjelv kan derfor være en utløsende faktor for fjellskred i Norge

5.4.3 *Progressiv kollaps*

En progressiv kollaps utvikles over tid der bergartsbruer og asperiter brytes ned ved mekanisk og kjemisk forvitring langs et glideplan (Braathen et al., 2004; Eberhardt et al., 2001). De potensielle glideplanene i fjellpartiet kan være dannet av denne prosessen. Flere ustabile fjellpartier viser ikke tegn på glideplan før etter kollaps (Agliardi et al., 2001). Det ustabile fjellpartiet kan derfor ha et glideplan selv om vi ikke har observert dette i felt.

5.4.4 *Hydrogeologi, vanntrykk og smøring*

Data hentet fra kilde 1 viser tydelig at vannet mest sannsynlig er grunnvann. Grunnvann har en høyere elektrisk ledningsevne enn overflatevann, og en stabil temperatur relativt upåvirket av lufttemperaturen. Målinger fra kilde 1 viser at kildevannet har en høy elektrisk ledningsevne sammenlignet med Tussavatnet. Data fra TD-Diveren viser at nedbør har liten effekt på vannstanden i kilden, mens i Tussavatnet øker vannstanden som følge av nedbør. Det er viktig å huske at dataene kan være påvirket av plasseringen til loggeren og derfor ikke korrekte.

Kildeutspringene under Liane ble tolket som grunnvann der nedbør drenerer ned i sprekke observert i det ustabile fjellpartiet. Dataene viser en elektrisk ledningsevne på mellom 85 $\mu\text{S}/\text{cm}$ og 111 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i kildeutspringene under fjellpartiet og en temperatur som

var stabil over lengre tid. (Mo et al., 2016). Målingene på Liane tilsvarende det vi målte på Tussen og samsvarer med våres tolkning.

Tilførsel av overflatevann og nedbør kan ha senket den målte elektriske ledningsevnen i Kilde 4 til 8. Ledningsevnen er lavere enn målinger gjort i kildene 1 til 3. Målingene i kilde 4 til 8 ble gjort under kraftig nedbør, dette har påvirket resultatene.



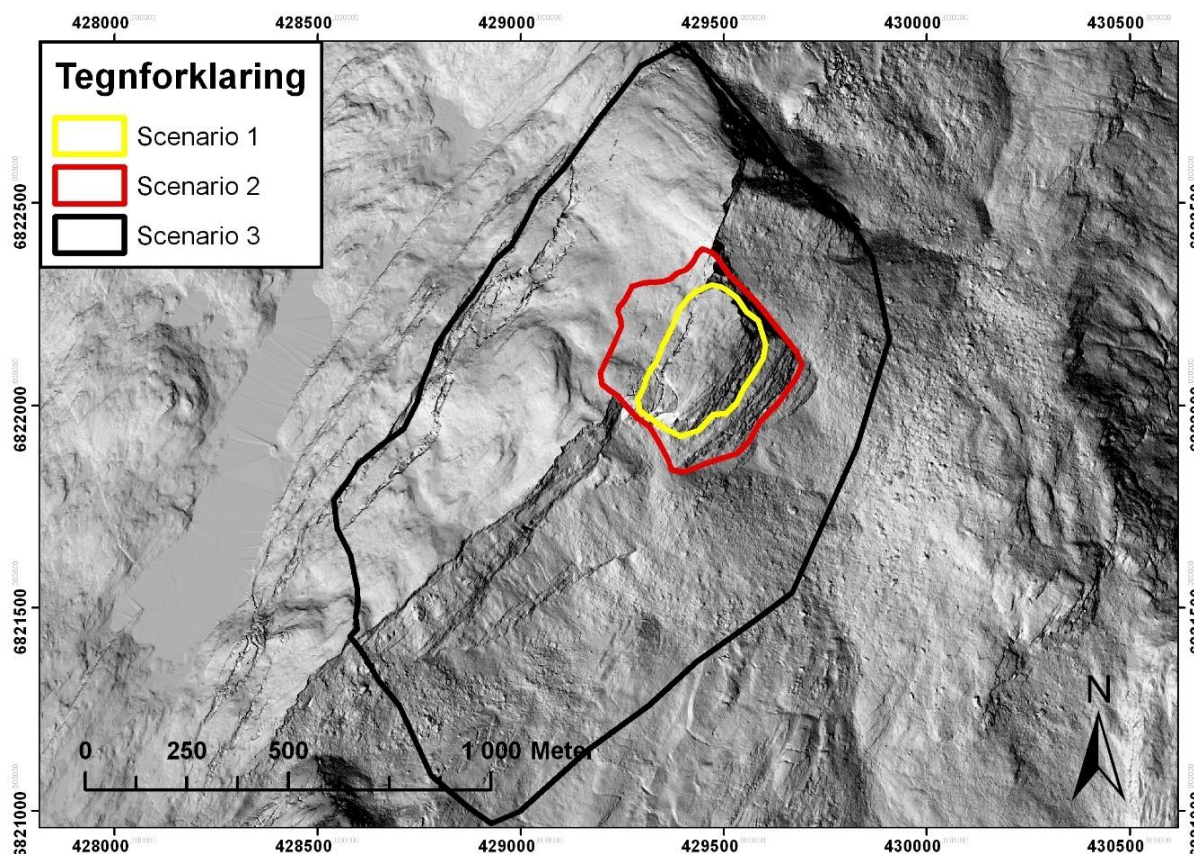
Figur 51: Bildet viser vann som drenerer ned i baksikanten til høyre i bilde.

Langs den bakre grabenstrukturen i område 3 finner vi flere små vann som drenerer ned i den bakre grabenstrukturen (Figur 51). Infiltrasjon av vann vil påvirke stabiliteten til det ustabile fjellpartiet, vann vil senke friksjonen langs glideplan og øke trykket langs sprekkeflatene (Braathen et al., 2004). Det er ingen tydelige tegn på at baksikanten drenerer ut vannet langs sidene. Dette vannet vil mest sannsynlig drenere langs sprekker og mulige glideplan i Tussen.

Kildeutspring nedenfor det ustabile fjellpartiet kan vise utgående for et glideplan under fjellpartiet (Braathen et al., 2004). I skredmassene nedenfor Tussen finner vi kildeutspringene i høyden 650 til 750 m.o.h. Dette kan tolkes som en kildehorisont der grunnvannet drenerer langs samme plan. Kildehorisonten kan derfor indikere et potensielt glideplan. Kildene oppstår i klynge fordi grunnvannet kan følge kanaler langs et sprekkeplan (Neretnieks, 1990). Kildehorisonten kan også befinne seg høyere i terrenget, grunnvannet vil da drenere gjennom løsmassene og vises der løsmassedekket er tynt.

5.5 Scenarioer

Ved å analysere fjellpartiets ustabile egenskaper og mulige utløsende årsaker kan vi avgrense områder for potensiell utrasing. Områdene kan deles inn i scenarioer og bidra i arbeidet med videre vurdering av fare og konsekvens.



Figur 52: Kartet viser de foreslåtte scenarioene.

5.5.1 Scenario 1

Scenario 1 er en plan utglidning på 3 500 000 m³. Scenarioet avgrenses i bakkant av en liten grabenlignende struktur parallelt med fjellsiden og et mulig glideplan med fall på 40° mot sør-øst. Fremre og laterale avgrensingene bestemmes av den fremre skrenten til fjellpartiet. Glideplanet skjærer fra grabenstrukturen og ut langs en av rampene i den fremre skrenten. Det potensielle glideplanet har en helning godt over friksjonsvinkelen til bergarten på 26° til 29° og er derfor mest sannsynlig mindre utviklet. Blokken har kun kontakt med fjell i bakkant ved grabenstrukturen og det underliggende glideplanet. Grunnet den manglende støtten til blokken ser vi på dette scenarioet som mest sannsynlig, men en bevegelse i partiet er ikke målt.

5.5.2 Scenario 2

Scenario 2 er en plan utglidning på 16 000 000 m³. Avgrensingen av dette scenarioet er ganske likt scenario 1, men her er bakre avgrensing ekstensjonssprekker 170 meter bakenfor scenario 1. Lateral avgrensing defineres av tydelig overføringsprekker som følger samme retning som de nord-vest vendte skrentene ved område 2. Scenarioet avgrenses i underkant langs sprekkesettet som danner det mulige glideplanet i scenario 1, men glideplanet ligger dypere og skjærer ut ved den laveste rampen på fremsiden av område 2. Vi ser på dette scenarioet som en mulig utglidning grunnet det målte sprekkesettet som kan danne glideplanet. Rampen i fremsiden av område 2 og de mulige avlastingssprekkene øker muligheten for en utrasing, men det er som tidligere nevnt ikke målt bevegelse i partiet.

5.5.3 Scenario 3

Scenario 3 er tolket som et komplekst felt med et volum på inntil 180 000 000 m³. Grabenstrukturen og de steile sprekkene i fremkant av det komplekse området er karakteristisk for endeleddet domino-style. Den store NØ-SV vendte grabenstrukturen danner den bakre avgrensingen. Skrenter og sprekker i SV, og nordvendte skrent i NØ danner den laterale avgrensingen. Nedre avgrensing kan gå langs et tenkt lavvinklet glideplan som har et fall på 20° ut mot dalen. Dette glideplanet kan ha oppstått langs en foldesjenkel. Utgående for glideplan tolkes i høyde med kildeutspringene, som sagt tidligere kan kildeutspringene befinne seg høyere og da vil scenarioet bli mindre. Vi ser på dette scenarioet som mindre sannsynlig grunnet få indikasjoner på underliggende glideplan.

5.6 Fare og konsekvensvurdering

Typisk tegn før et fjellskred er en akselerering i bevegelsen av de ustabile massene. Ved å overvåke det ustabile fjellpartiet kan vi varsle og evakuere før skredet inntreffer. En fastsatt terskelverdi for bevegelse utregnes for hvert enkelt ustabil fjellparti og indikerer farenivået basert på en firedelt skala fra lav til ekstrem fare. Lav fare indikerer jevn bevegelse over flere år i skalaen mm til cm. Ekstrem fare indikerer stor bevegelse i fjellpartiet og en sannsynlig utrasing innen 72 timer (Eikenæs, 2015).

Fra 2008 til 2009 viste GPS målinger på det ustabile fjellpartiet ujevn bevegelse enkelte plasser i mm skala. Sammenligning av TLS data fra 2008 til 2009 viste ingen bevegelse. Årsaken kan skyldes en manglende forflytning eller mangelen på stabile punkter i det

skannede området (Hermanns et al., 2011). Eldre ultrasoningskreanter på begge sider av den fremre blokken med utbredt talus materiale indikerer den fremre blokken som en gjenværende del av den utraste fjellsiden.

Etter Byggforsk (1998) vil utløpslengden til et skred på 11 000 000 m³ tilsvare en fullstendig tildekking av dalbunnen under Tussen. Konsekvensene av en slik utrasing er stor. Skredet kan demme opp Fortundalselva. Dette kan utløse en flodbølge mot Skjolden. Ifølge Grov (2017) har Fortun 130 fastboende. På sommerstid ferdes rundt 300.000 turister over sognefjellet og 20 til 30 cruiseskip legger til kai i Skjolden. En utrasing i denne perioden vil være katastrofal med store tap av menneskeliv. Fortun kraftverk ligger også i dalen og er en viktig strømleverandør i regionen, spesielt til aluminiumsindustrien i Årdal (Norsk-Hydro, 2017).

6 Konklusjon

Fjellskred er et komplekst fenomen inkluderende store bergartsvolum med potensielt fatale konsekvenser. Forståelsen av fjellskreds oppbygging er essensielt for å bestemme graden av ustabilitet. Det ustabile fjellpartiet Tussen domineres av to sett regionale strukturer. Det NØ-SV orienterte lineamentet er mest sannsynlig reaktivert og danner en større grabenstruktur i bakkant av det ustabile området. De mindre utviklede NV-SØ orienterte lineamentene kan fungere som overføringssprekker.

Karakteristikken til fjellpartiet indikerer et komplekst område med planær forkastningsgeometri der både utvelting og plan utglidning kan forekomme i fremre del. Den mulig reaktiverte grabenstrukturen danner den bakre avgrensningen til et scenario på 180 000 000 m³ langs et potensielt lavvinklet glideplan. Glideplanet kan være dannet av en progressiv utvikling langs svakheter i en foldesjenkel.

Overflatevann og nedbør drenerer ned i sprekkesystemene på Tussen. 8 kildeutspring fremfor det ustabile fjellpartiet langs en mulig kildehorisont, kan indikere posisjonen til et utgående lavvinklet glideplan.

Under feltarbeid ble et sprekkesett gunstig for plan utglidning lokalisert flere steder. På en lokalitet ble det observert slickenlines langs et plan med samme orientering som sprekkesettet. Observasjonene støtter et plant utglidningsscenario på 16 000 000 m³.

I tidligere undersøkelser er ujevn bevegelse på mm skala målt med dGPS og ingen bevegelse målt med TLS, men dataene kunne ikke bekrefte eller avkrefte en gravitasjonsdrevet bevegelse.

Videre arbeid bør fokuser på å danne et bedre bilde av de indre strukturene gjennom geofysiske målinger. En forståelse av foldestrukturene i området og en grundigere kartlegging av kildeutspringene kan være viktig for identifisering av mulige underliggende glideplan. Kontinuerlige GPS målinger vil avklare en eventuell gravitasjonsdrevet bevegelse av det ustabile fjellpartiet.

7 Referanseliste

- Aa, Asbjørn Rune, & Sønstegaard, Eivind. (2005). Breheimen - Geologi og landformer. *Rapport NR 6/05. HSF Avdeling for Ingeniør- og Naturfag*, 74.
- Agliardi, F., Crosta, G., & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1–2), 83-102.
- Ambrosi, Christian, & Crosta, Giovanni B. (2011). Valley shape influence on deformation mechanisms of rock slopes. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), 215-233.
- Ambrosi, Christian, & Crosta, Giovanni Battista. (2006). Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83(1), 183-200.
- Anda, Einar, Blikra, Lars Harald, & Braathen, Alvar. (2002). The Berill Fault-first evidence of neotectonic faulting in southern Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 82(3).
- Bachmann, Damien. (2006). *Modélisation physique tridimensionnelle des mouvements gravitaires de grande ampleur en milieu rocheux*. Université Nice Sophia Antipolis.
- Ballantyne, Colin K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18–19), 1935-2017.
- Barton, Nicholas. (1973). Review of a new shear-strength criterion for rock joints. *Engineering geology*, 7(4), 287-332.
- Blikra, Lars Harald, Anda, Einar, Høst, J, & Longva, O. (2006). Åknes/Tafjord-prosjektet: Sannsynlighet og risiko knyttet til fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Bovis, Michael J. (1982). Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 804-812.
- Braathen, Alvar, Blikra, Lars Harald, Berg, Silje S, & Karlsen, Frode. (2004). Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1).
- Bungum, Hilmar, & Olesen, Odleiv. (2005). The 31st of August 1819 Lurøy earthquake revisited. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 245-252.
- Byggforsk. (1998). Area- og bebyggelsesplaner. Steinskred og løsmasseskred i bratt terreng - Farevurdering. *Byggforskserien. Planløsning 311.135*.

Böhme, Martina, Saintot, Aline, Henderson, Iain H. C., Henriksen, Helge, & Hermanns, Reginald L. (2011). Rock slope instabilities in Sogn and Fjordane County, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), 97-111.

Eberhardt, E, Willenberg, H, Loew, S, & Maurer, H. (2001). *Active rockslides in Switzerland—Understanding mechanisms and processes*. Paper presentert ved International Conference on Landslides-Causes, Impacts and Countermeasures, Davos.

Eikenæs, Olianne. (2015). Nasjonal beredskapsplan for fjellskred (Vol. 44): NVE.

Eklima. (2017). Monthly Normal Values 1961-1990. Fortun, Luster. Lastet ned fra <http://www.eklima.met.no>

Englund, Jens-Olaf. (1980). *Generell hydrogeologi*. Ås: Landbruksbokhandelen.

Fossen, H, & Gabrielsen, RH. (2005). Strukturgeologi. *Fagbokforlaget, Staranger*.

Furseth, Astor (2012). NVE Atlas. Lastet ned fra <https://atlas.nve.no/html5Viewer/?viewer=nveatlas>

Gabrielsen, Roy H, Braathen, Alvar, Dehls, John, & Roberts, David. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82(3), 153-174.

Geonorge. (2017a). Berggrunn N250. Lastet ned fra <http://geo.ngu.no/mapserver/BerggrunnWMS>

Geonorge. (2017b). Løsmasser. Lastet ned fra <http://geo.ngu.no/mapserver/LosmasserWMS>

Ghirotti, M, Martin, S, & Genevois, R. (2011). The Celentino deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD): structural and geomechanical analyses (Peio Valley, NE Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), 235-251.

Grov, Olav (2017, 22.05). [Pers.meddelelse].

Guglielmi, Yves, & Cappa, Frédéric. (2010). Regional-scale relief evolution and large landslides: Insights from geomechanical analyses in the Tinée Valley (southern French Alps). *Geomorphology*, 117(1-2), 121-129.

Hanssen-Bauer, I, Førland, EJ, Haddeland, I, Hisdal, H, Mayer, S, Nesje, A, Nilsen, JEØ, Sandven, S, Sandø, AB, & Sorteberg, A. (2015). Klima i Norge 2100 Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015. *NCCS report, Oslo, Norway*, 203.

- Henderson, I, Saintot, A, Böhme, M, & Henriksen, H. (2008). Kartlegging av mulig ustabile fjellpartier, Sogn og Fjordane. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Henderson, I. H. C. , & Saintot, A. (2011). Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway. *In: M. Jaboyedoff (ed.), Slope tectonics*. Geological Society London. Special publication utg., Vol. no. 351, s. 79-95
- Henderson, IHC, Saintot, A, & Derron, MH. (2006). Structural mapping of potential rockslide sites in the Storfjorden area, western Norway: the influence of bedrock geology on hazard analysis. *Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway, NGU report, 86*.
- Henriksen, H. (2001). Fjellsprekker i Luster- risikoområde. *HSF Notat 1/02*.
- Henriksen, H (2017, 02.04). [Pers.meddelelse].
- Hermanns, R. L., Fischer, L., Oppikofer, T., Böhme, M., Dehls, J. F., Henriksen, H., Booth, A., Eilertsen, R., Longva, O., & Eiken, T. (2011). Mapping of unstable and potentially unstable rock slopes in Sogn og Fjordane (work report 2008-20 10). *Norges geologiske undersøkelse report*.
- Jaboyedoff, M., Crosta, G., & Stead, D. (2011). Slope tectonics: a short introduction. *In: M. Jaboyedoff (ed.), Slope Tectonics*. Geological Society London. Special publication utg., Vol. 351, s. 1-10
- Kartverket. (2017). Norgeskart Topo 2. Lastet ned fra <http://openwms.statkart.no/skwms1/wms.topo2?>
- Keefer, David K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406-421.
- Kinakin, D, & Stead, D. (2005). Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sacking. *Geomorphology*, 65(1), 85-100.
- Lutgens, Frederick K., Tarbuck, Edward J., & Tasa, Dennis. (2014). *Essentials of geology*: Pearson new international edition, Side: 208.
- Lutro, O. (1987). MØRKKRISDALEN, berggrunnsgeologisk kart 1418 II, M. 1:50 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Lutro, O, & Tveten, E. (1996). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅRDAL 1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.

Mahr, T, & Nemçok, A. (1977). Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatry Mts. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 16(1), 104-106.

Majala, Gudrun. (2017). Fjellskredovervåkingen - Ukesrapport 10. NVE.

Majala, Gudrun, Anda, Einar, Berg, Hallvard, Eikenæs, Ollianne, Helgås, Grethe, Oppikofer, Thierry, Hermanns, Reginald, & Böhme, Martina. (2016). Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti - Faresoner, arealhåndtering og tiltak. *NVE Rapport nr77*.

Marshak, Stephen, & Mitra, Gautam. (1988). *Basic methods of structural geology*: Prentice Hall.

McClay, KR. (1987). The mapping of geological structures. Geological Society of London Handbook Series: Open University Press.

Mo, Katrine, & Soldal, Berit. (2016). *Strukturell og geomorfologisk kartlegging av den mulig ustabile fjellsiden Liane i Fortunsdalen, Sogn og Fjordane*. (Bachelor i geologi og geofare), Høgskulen i Sogn og Fjordane.

Neretnieks, Ivars. (1990). Solute transport in fractured rock-Applications to radionuclide waste repositories: Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.

NGU. (2017). Nasjonal database for ustabile fjellparti. Lastet ned fra <http://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti/>

Nichols, Gary. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed. utg.). Chichester: Wiley-Blackwell, Side: 87-113.

Norsk-Hydro. (2017). Fortun Kraftverk. Lastet ned fra <http://www.hydro.com/no/hydro-i-norge/var-virksomhet/Vannkraft/kraftverkene-vare/sogn/skagen/>

Olesen, Odleiv, Blikra, Lars Harald, Braathen, Alvar, Dehls, John F, Olsen, Lars, Rise, Leif, Roberts, David, Riis, Fridtjof, Faleide, Jan Inge, & Anda, Einar. (2004). Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review. *NORSK GEOLOGISK TIDSSKRIFT*, 84(1), 3-34.

Otto, Jan-Christoph, Gustavsson, Marcus, & Geilhausen, Martin. (2011). Cartography: design, symbolisation and visualisation of geomorphological maps. In: Smith MJ, Paron P & Griffiths J (ed.), *Geomorphological Mapping: methods and applications*. Elsevier London. s. 253-296

Otto, Jan-Christoph, & Smith, Mike J. (2013). Geomorphological mapping. *Geomorphological techniques (online edition)*. British Society for Geomorphology, London, ISSN, 2047-0371.

Saintot, A, Henderson, IHC, & Derron, M-H. (2011). Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), 27-78.

Skrede, Ingrid , Kristensen, Lene, & Hole, Jarle. (2015). Geologisk evaluering av Veslemannen - eit mindre fjellskred i utvikling. *Norges vassdrags- og energidirektorat*.

Vorren, T. O. (1970). Deglaciasjonsforløpet i strøket mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen. *UiB Geologisk inst. Avd. B*.

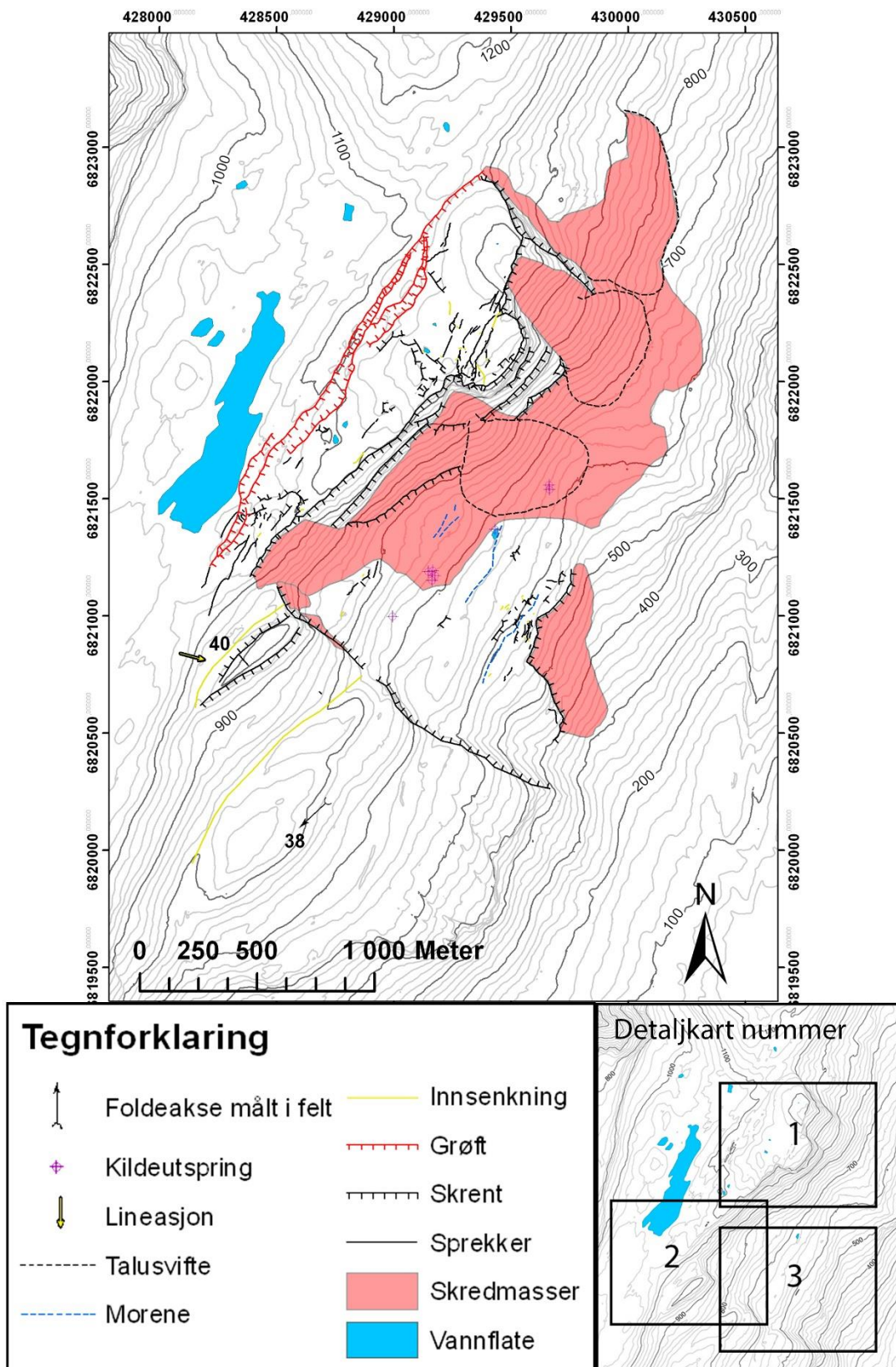
Walderhaug, Olav. (1998). Chemical weathering at rock art sites in western Norway: which mechanisms are active and how can they be retarded? *Journal of Archaeological Science*, 25(8), 789-800.

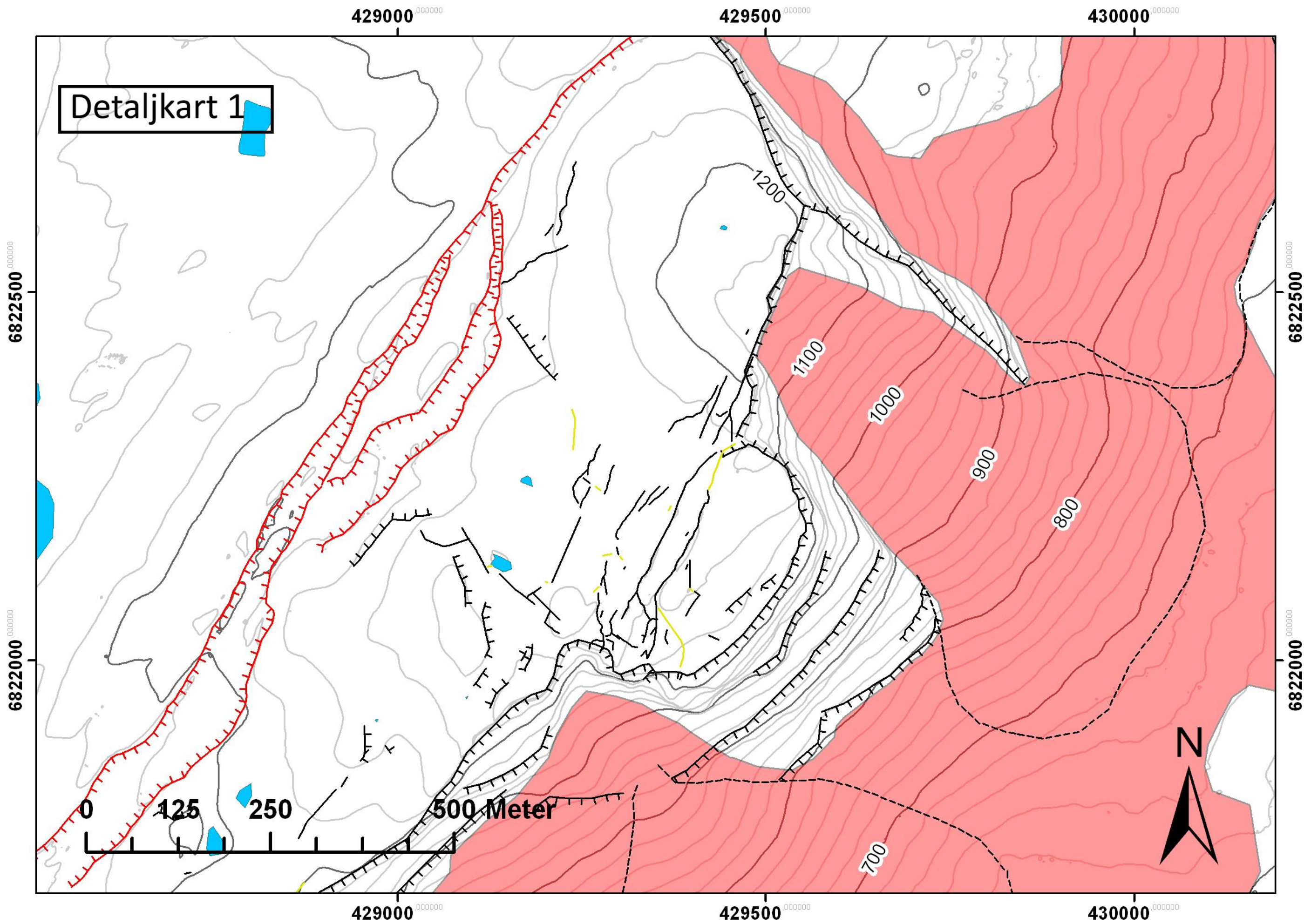
Wyllie, Duncan C, & Mah, Chris. (2004). *Rock slope engineering*: CRC Press.

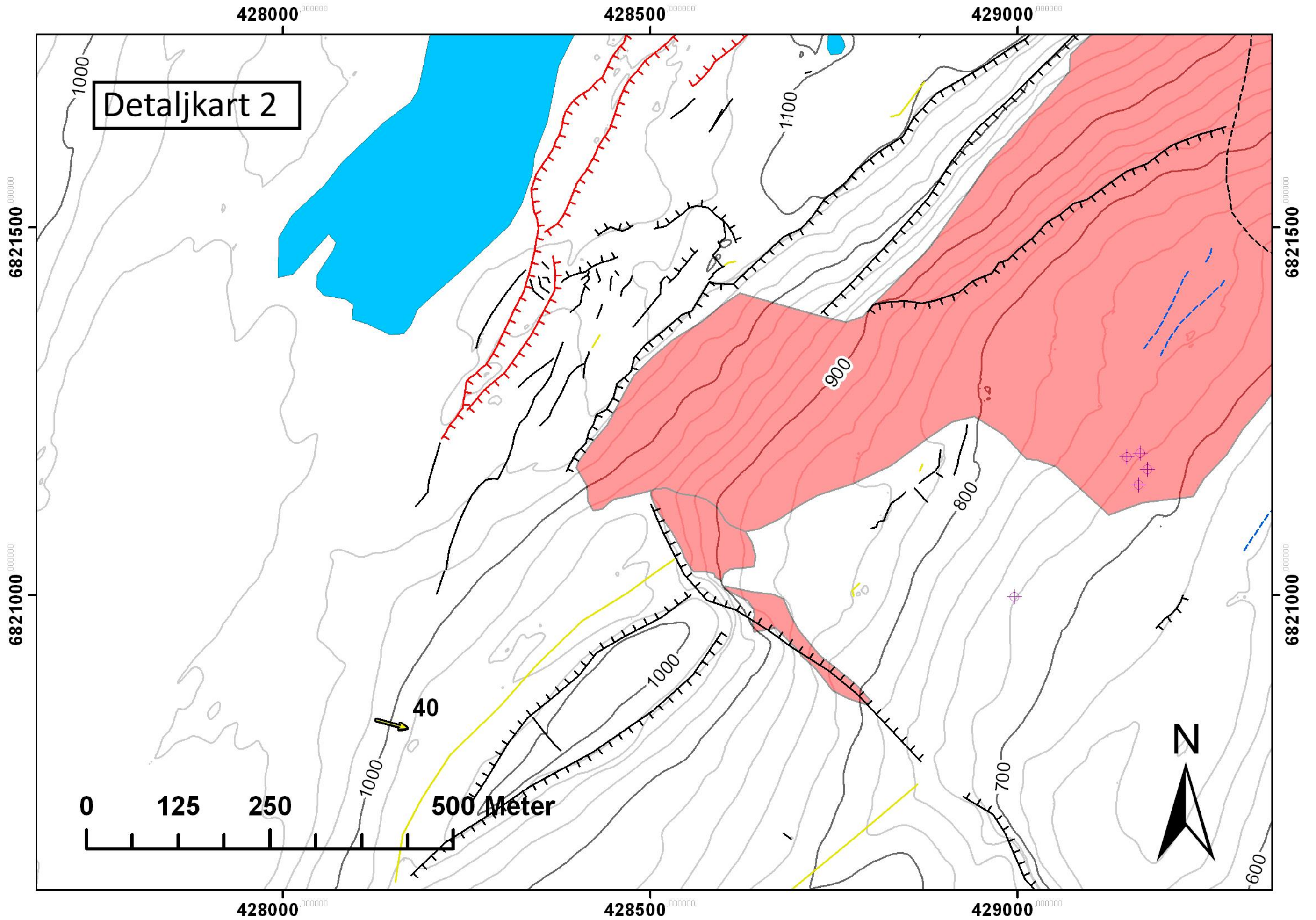
Zischinsky, Ulf. (1966). *On the deformation of high slopes*. Paper presentert ved 1st ISRM Congress.

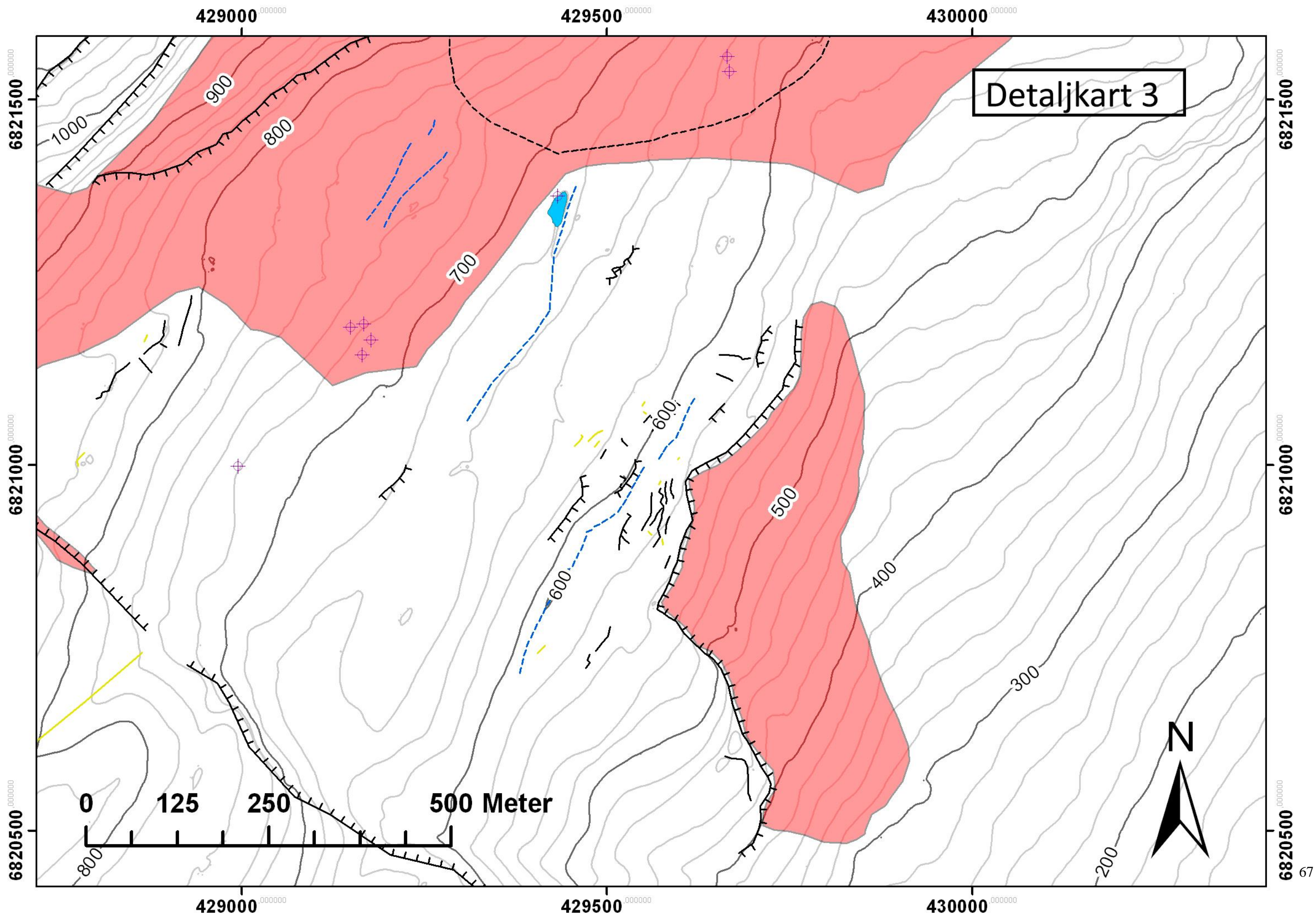
8 Vedlegg

8.1 Struktur og geomorfologisk kart









8.2 Strøk og fall målinger

Tabell 3: Foliasjonsmålinger etter høyrehåndsregelen for strøk og fall.

Lokalitet	Strøk	Fall	Lokalitet	Strøk	Fall
1	10	12	11	31	22
1	315	20	11	3	25
1	350	20	11	347	30
2	200	15	11	13	15
2	210	15	11	357	18
2	208	15	12	20	12
3	140	38	12	20	20
3	225	45	12	26	16
3	175	40	12	8	15
4	192	22	12	180	12
4	200	26	12	153	28
4	195	22	13	5	10
5	60	20	13	212	5
5	70	15	13	210	18
5	105	55	13	212	20
6	113	12	13	216	15
6	113	15	14	308	8
6	110	22	14	310	10
7	260	10	14	296	10
7	225	12	14	280	3
7	245	10	14	205	4
7	260	10	15	235	15
7	245	12	15	245	3
8	266	24	15	212	18
8	243	22	15	248	8
8	260	22	15	210	15
8	263	22	16	56	4
8	245	20	16	55	15
9	64	20	16	250	19
9	45	20	16	254	18
9	73	18	16	213	10
9	250	10	17	210	28
9	40	12	17	96	24
10	34	40	17	170	22
10	40	28			
10	37	43			
10	56	23			
10	35	23			

Tabell 4: Sprekkemålinger etter høyrehåndsregelen for strøk og fall.

Lokalitet	Strøk	Fall	Lokalitet	Strøk	Fall
1	45	18	11	190	84
1	180	90	11	210	75
1	45	32	11	114	90
1	35	48	11	148	88
1	294	80	11	160	86
1	200	55	11	150	88
1	110	90	11	313	90
1	26	90	11	320	82
1	194	86	11	328	80
2	215	82	11	346	88
2	300	84	12	205	80
2	44	75	12	204	78
2	308	86	12	203	78
2	120	90	12	212	78
2	34	88	12	47	72
2	322	90	12	40	82
2	319	90	12	33	73
2	310	82	12	34	82
3	333	75	12	286	82
3	110	85	13	293	88
3	222	84	13	300	86
3	145	90	13	309	86
3	204	82	13	309	90
3	300	88	13	306	85
4	165	88	13	300	80
4	150	88	13	220	82
4	210	80	13	220	80
4	283	88	13	216	80
4	226	75	13	240	85
4	26	50	13	118	90
5	75	90	13	124	90
5	240	82	13	108	88
5	39	84	13	304	88
5	185	68	13	34	36
5	330	68	14	23	62
5	54	50	14	12	32
6	15	73	14	35	30
6	12	80	14	27	78
6	294	60	14	30	90
6	100	90	14	20	90
6	188	78	14	19	88
6	192	72	14	335	90

7	22	40	14	335	86
7	25	35	14	335	90
7	334	70	15	345	82
7	335	70	15	252	72
7	335	70	15	245	82
7	325	85	15	258	80
7	5	52	15	35	79
7	330	62	15	225	90
7	100	88	15	227	90
7	283	82	15	229	90
8	304	82	15	322	88
8	290	80	15	255	88
8	198	90	16	238	90
8	15	84	16	50	80
8	195	65	16	65	80
8	200	60	16	139	89
8	145	90	16	140	90
8	145	90	16	134	82
8	147	90	16	136	90
8	149	90	16	32	90
9	190	76	16	34	90
9	205	90	16	220	82
9	25	90	17	44	90
9	23	90	17	52	90
9	22	90	17	55	61
9	22	90	17	42	78
9	283	78	17	346	60
9	296	90	17	268	85
9	288	76	17	330	68
9	290	85	17	170	22
10	200	86	17	338	80
10	197	84	17	300	82
10	200	80	17	334	90
10	195	86			
10	154	88			
10	162	88			
10	157	89			
10	167	88			
10	225	78			
10	220	78			