



Kallskarskredet og påfølgjande tapping av Onilsavatnet
– Tafjord, Møre og Romsdal

Masteroppgåve i kvartærgeologi

Mari Sæbø

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Februar 2019

Samandrag

Tafjord er ei lita bygd inst i Tafjorden på Sunnmøre, som ligg i eit område med høg skredaktivitet og skredfare. Tre fjellparti i nærleiken av Tafjord vert i dag overvaka dagleg grunna fare for katastrofale fjellskred, og i 1934 vart Tafjord råka av ei massiv flodbølgje forårsaka av eit fjellskred i Tafjorden. Auka kunnskap om skred, og prosessar knyta til skred, er avgjerande for å førebyggje og sikre mot skredkatastrofar.

I Tafjord gjekk det eit gigantisk post-glasialt fjellskred, Kallskarskredet, som forårsaka ein demning av eit vatn som seinare brast. Føremålet med dette prosjektet har vore å gjere greie for korleis Kallskarskredet, og bresten av demningen, har påverka geomorfologien til Tafjord. For å belyse dette vart det formulert tre problemstillingar: Når skjedde Kallskarskredet og uttappinga? Kva var mekanismane bak? Og kva andre skredprosessar er, og har vore, aktive i Tafjord? For å undersøke dette vart det utført kvartærgeologisk kartlegging av området, og det vart gjort georadar-undersøkingar i samsvar med tidlegare undersøkingar frå området. Tidlegare arbeid frå Tafjord og nærliggjande områder er og blitt studert og diskutert.

På bakgrunn av dei nemnde metodane og tidlegare arbeid har følgande utviklingshistorie for området blitt presentert; Tafjord vart isfritt etter yngre dryas, og kort tid etter deglasiasjonen gjekk Kallskarskredet. Skredet demma opp Onilsavatnet, og var ein stabil demning i fleire tusen år. Vatn frå Onilsavatnet rann over et passpunkt i Byteskaret, gjennom Jimdalen og ut over dagens bygd. Fluviale prosessar danna Årjuvterrassen, og flaten tilsvarar havnivået for 6500 år sidan. Demningen brast og Onilsavatnet vart tappa over Årjuvterrassen, der ei stor flaumvifte vart avsett. Det er ikkje registrert signal frå uttappinga i ei sedimentkjerne frå Tafjorden som spenner 5000 år tilbake i tid. Uttappinga må derfor ha skjedd mellom 6500 år og 5000 år sidan. Etter uttappinga har materiala i dalfyllingen i Tafjord blitt modifisert av gjentekne flodbølgjer og skred frå dalsidene. Dei dominerande skredprosessane for Tafjord er steinsprang og snøskred, særlig sørpeskred utløyst under vårsmeltinga.

Forord

Først av alt vil eg takke min hovudrettleiar Henriette Linge, førsteamanuensis ved Institutt for geovitenskap, for all hjelp eg har fått og ikkje minst alt det gøye du har fått meg med på! Lite visste eg når eg begynte på masteren at eg skulle få delta på workshop i Geiranger eller feltkurs til Himalaya. Minner for livet! Og takk for at du introduserte meg for Sunnmøre og alt det flotte den regionen har å by på.

Takk og til mine medrettleiarar Atle Nesje, professor ved Institutt for geovitenskap, og Einar Anda, NVE, som var med på første turen i felt, og introduserte meg for Tafjord. Og ikkje minst helikopterturen til Åkneset! Og spesiell takk til medrettleiar Isabelle Lecomte, førsteamanuensis ved Institutt for geovitenskap, for all hjelp ein stakkars geolog treng når det gjeld georadar og prosessering av data. Og takk til Astor Furseth for hyggeleg kaffebesøk og for raske svar på mail med alt eg måtte lure på. Takk og til NGU for å ha gjort rådata frå georadarundersøkingane i Tafjord tilgjengeleg. Og takk til pappa for korrekturlesing på nynorsken.

Så må eg takke alle som har gjort 5 år og 8 månader (!) på geologistudie til eit heilt fantastisk eventyr som eg aldri i verda ville ha vore forutan! Eg har møtt så mange kjekke folk, sett så mykje fin natur og stein, og hatt det så gøy! Voksenlivet blir hardt.

Sist, men ikkje mist, må ein spesiell takk rettast til Johannes Hardeng, mitt orakel over alle orakel. Eg kjem til deg med alle mine dumme spørsmål, når eg trenger ein kaffepause, når eg treng å klage over livet, og når eg ikkje skjønner nokon ting. Denne masteren hadde ikkje vore rare greiene utan deg.

Bergen, 20.02.2019

Mari Sæbø

Innhald

1	Introduksjon	2
1.1	Problemstillingar og føremål	3
2	Områdeskildring.....	4
2.1	Geografi.....	4
2.2	Berggrunnsgeologi	6
2.3	Klima.....	8
2.4	Glasiasjonshistorie.....	9
3	Skred.....	12
3.1	Skråningsstabilitet	12
3.2	Skred frå fast fjell.....	13
3.2.1	Fjellskred.....	14
3.2.2	Steinskred	14
3.2.3	Steinsprang	15
3.3	Snøskred	16
3.3.1	Laussnøskred	17
3.3.2	Flakskred	17
3.3.3	Sørpeskred.....	18
4	Metodar	20
4.1	Skredkartlegging	20
4.2	Ground Penetrating Radar	21
4.2.1	Metode	21
4.2.2	Reflexw	24
5	Datapresentasjon	26
5.1	GPR-data	26
5.1.1	Profil P1	26
5.1.2	Profil P2	26
5.1.3	Profil P3 og P4.....	30
5.1.4	Profil P5	30
5.1.5	Profil P6	33
5.1.6	Profil P7, P8, P9, P10 og P11	33
5.1.7	Profil P12, P13, P14 og P15	36
5.2	Observerte bergartar i skredområdet	36
5.3	Skredkartlegging	37
5.3.1	Fjellskred.....	37
5.3.2	Flaumvifte.....	38
5.3.3	Steinsprang	39
5.3.4	Snøskred	40
6	Diskusjon.....	44
6.1	Samanlikning av GPR-data og refraksjonsseismiske data over Tafjord.....	44
6.2	Alder på Kallskarskredet og brest av demning	49
6.3	Utløysingsmekanismar for Kallskarskredet og brest av demning	55
6.4	Forslag til vidare arbeid.....	58
7	Konklusjon	60
	Kjelder	62
	Vedlegg A – Kvartærgeologisk kart	

1 Introduksjon

Tafjord er for mange kjent på grunn av Tafjord-ulykka. I 1934 rasa fjellpartiet Langhammaren ned i Tafjorden og skapa ei katastrofal flodbølgje som råka store deler av Storfjorden på Sunnmøre (Furseth, 2009). Det færre veit er at Tafjord også husar avsettinga til eit av dei største post-glasiale fjellskreda i Noreg, og kanskje Europa. Skredet har ikkje eit offisielt namn, og vert på lokale museum omtala som Tafjordraset. Dette namnet kan skape forveksling med Tafjord-ulykka, og har derfor blitt omtala som Kallskarskredet i dette masterprosjektet. Fjellskredet er blitt gjeve dette namnet etter Kallskaret som er skaret der skredet hadde sitt losneområde.



Figur 1.1: Oversiktsbilete tatt frå Flyane sør for Tafjord. Her ser ein Onilsavatnet i forgrunnen med Høgnausane på austsida. Haugen vest for Høgnausane er Vassbakkbruna og er avsettinga etter Kallskarskredet. I bakgrunn ser ein den samle fjordarmen Tafjorden. Foto: Liss Myrås (u. å.).

Kunnskap om skred og skredprosessar er viktig for å betre kunne føresjå skredhendingar, og for å betre kunne sikre og førebygge skadar og øydeleggingar forårsaka av skred. Skred og skredfare er noko som pregar Vestlandet og Sunnmøre kvar dag. Steinsprang skapar fare for innbyggjarar og infrastruktur, og snøskred kan isolere heile lokalsamfunn. Tre fjellparti i Møre og Romsdal vert dagleg overvaka. For fjellpartia Åknes og Hegguraksla er faren for katastrofale flodbølgjer stor. Fjellpartiet Mannen rasar ikkje ut i ein fjord eller vatn, men rasar Mannen kan det forårsaka andre naturkatastrofar. Mannen vil rase ned i Romsdalen, og eventuelt demme opp elva Rauma som renn gjennom dalen. Ei slik oppdemming kan føre til flaum både oppstrøms og nedstrøms. Det var dette som skjedde når Kallskarskredet rasa ut. Skredet demma opp eit vatn, og denne demningen hadde seinare ein brest og ein tapping.

Det var to klare føresetnadar for masterprosjektet frå starten av. Det første var at Kallskarskredet var eit massivt post-glasialt fjellskred, og for det andre var det at vatnet som vart demma opp av skredet hadde hatt ein tapping over det som i dag er Tafjordbygda. Det er tidlegare blitt publisert mykje litteratur som omhandlar Tafjord, Kallskarskredet og brasten av demningen. Fleire refleksjonsseismiske profil er blitt presentert frå Tafjorden som kan gje viktig informasjon, ikkje berre om Kallskarskredet, men og om skredaktiviteten til området gjennom heile holocene (Olsen, 1987; Blikra et al., 2002; Hermanns et al., 2009; Böhme et al., 2015). Andre geofysiske metodar er brukt i Tafjord, slik som refraksjonsseismikk (Mauring & Tønnesen, 1998; Mauring et al., 1998a) og georadar (Mauring et al., 1998b). Frå området finns det og eksponeringsaldre på tidspunkt for både skred, tapping og deglasiasjon, (Hermanns et al., 2017; Linge, upublisert.) og ei datert sedimentkjerne (Lepland et al., 2002). Mykje av desse tidlegare arbeida legg grunnlaget for dette masterprosjektet; både med tanke på problemstillingane som vert framlagt, metodar som er blitt brukt, og for resultata og konklusjonane som vil bli presentert. For å belyse problemstillingane har metodane kvartærgeologisk kartlegging og georadar blitt brukt. Tidlegare litteratur vil bli sett på i heilheit og diskutert.

1.1 Problemstillingar og føremål

Føremål med masterprosjektet:

- *Gjere greie for korleis Kallskarskredet og uttappinga av Onilsavatnet har påverka geomorfologien i Tafjord.*

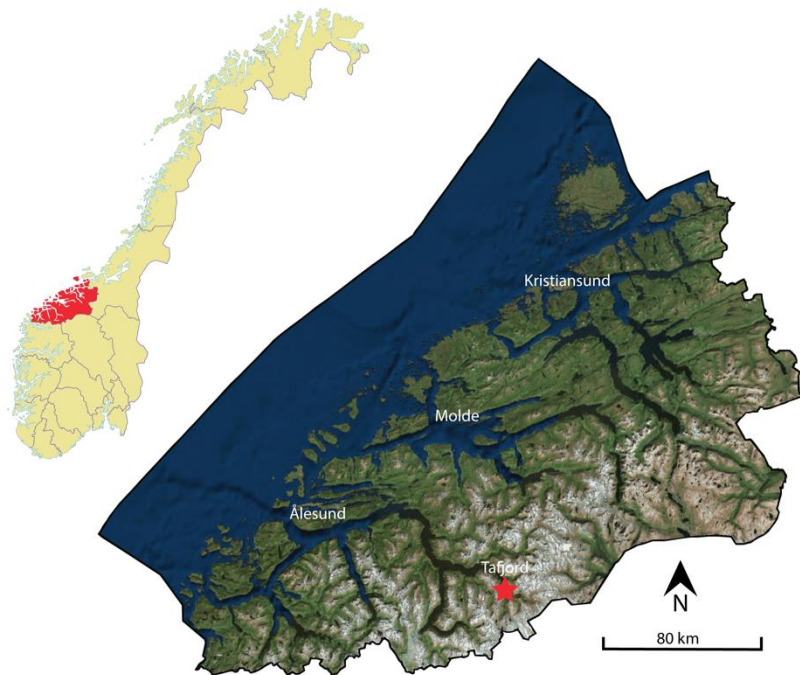
Problemstillingar som byggjer oppunder føremålet:

- *Når skjedde Kallskarskredet og tappinga av Onilsavatnet?*
- *Kva var mekanismane bak Kallskarskredet og bresten av demninga?*
- *Kva andre skredprosessar er, og har vore, aktive i Tafjord?*

2 Områdeskildring

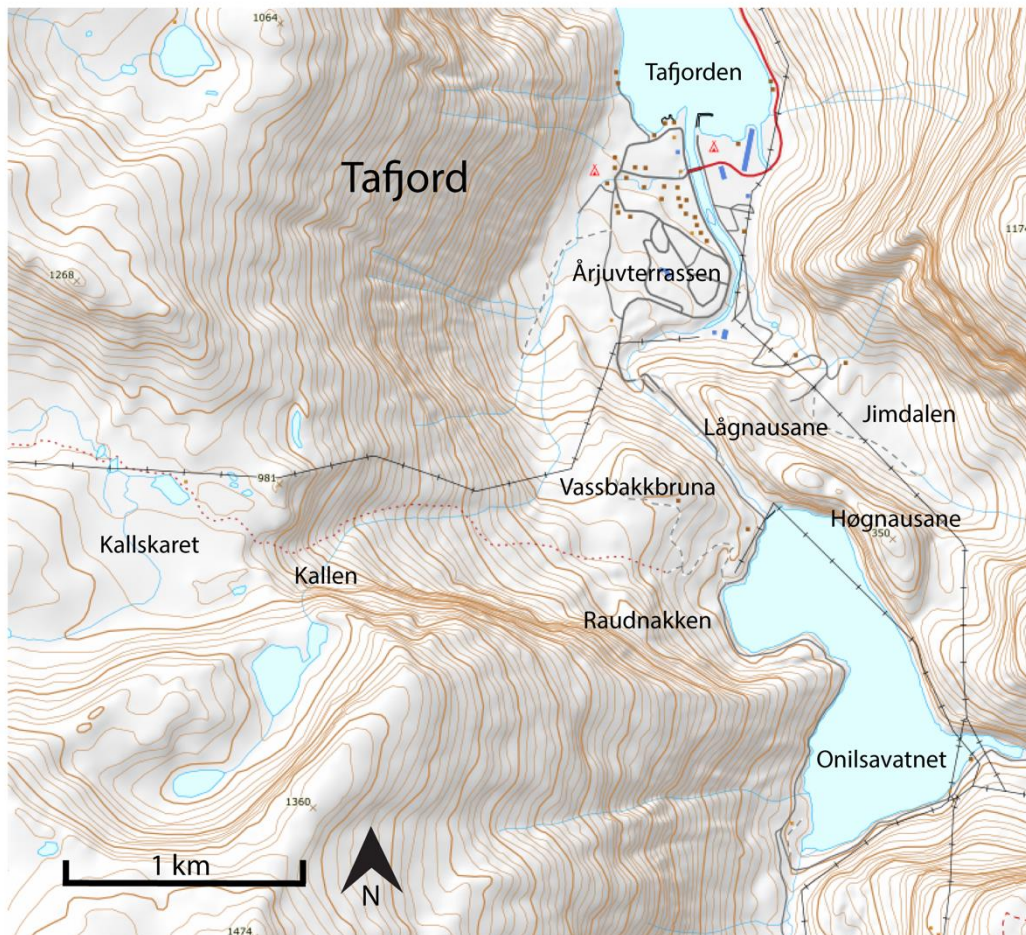
I dette kapitlet vil det bli gjeve ein presentasjon i området geografi, berggrunnsgeologi og klimatilhøve. Områdets gliasjonshistorie, med fokus på siste deglasiasjon, vil og bli presentert.

2.1 Geografi

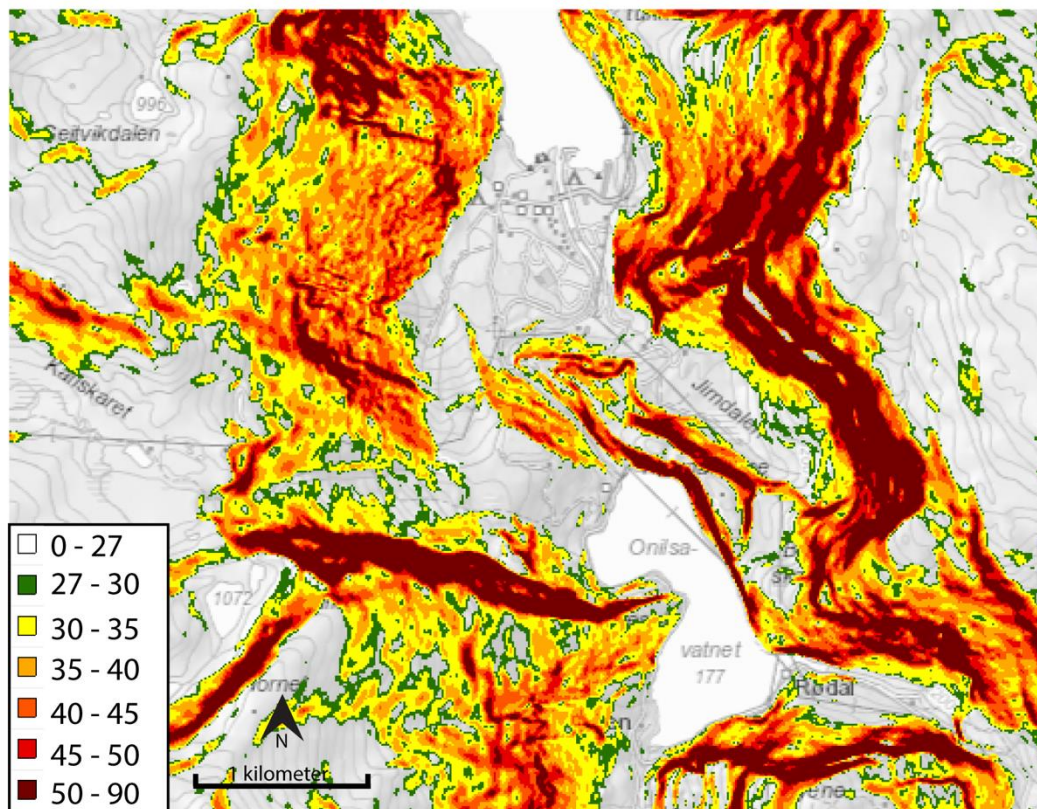


Figur 2.1: Kart som viser plassering av Tafjord. Noregskartet er henta frå Geonorge (2018), og fylkeskartet er WMS-basemap frå ArcMap.

Tafjord ligg i Norddal kommune på Sunnmøre i Møre og Romsdal (figur 2.1). Tafjord er namnet på bygda som fjordarmen, Tafjorden, munnar ut i. Tafjorden er innte del av Norddalsfjorden, som igjen er ein del av Storfjorden. Studieområdet omfattar bygda Tafjord med vestliggjande fjellskråning, sidedalen Jimdalen, Kallskaret og lia opp frå bygda til Kallskaret (figur 2.2). Delar av Kallskaret er eit naturreservat (900 dekar, oppretta i 1984) som har det føremålet å verne eklogitt og andre bergartar som har skapa eit særprega landskap (Nasjonalt parkstyre, 2013a). Kallskaret og andre fjellområde på vestleg side av Tafjord er og ein del av Geiranger-Herdalen landskapsvernområde (498 km², oppretta i 2004) (Nasjonalt parkstyre, 2013b). Desse fjellområda saman med Tafjorden er igjen ein del av Vestnorsk Fjordlandskap og er på UNESCO si verdsarvliste (innskriver i 2005) (Nasjonalt parkstyre, 2014).



Figur 2.2: Topografisk kart over Tafjord. Kart frå NGU (2018).

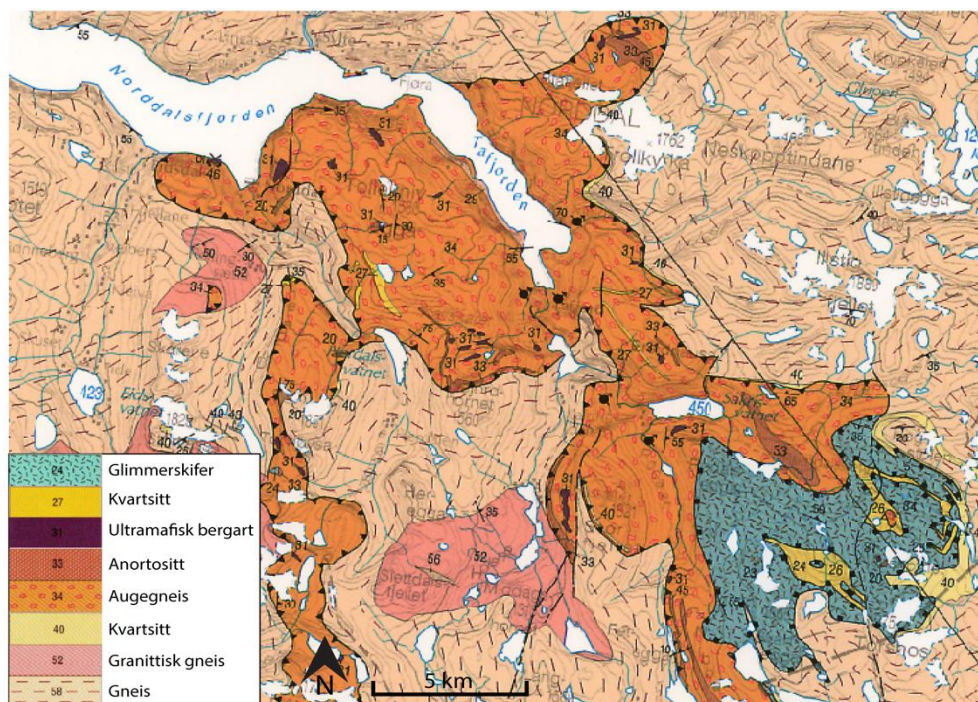


Figur 2.3: Brattleikskart over Tafjord. Her ser ein tydeleg dei bratte fjellsidane som omkransar bygda. Kartet er henta frå Skrednett (2018).

Både på vest- og austsida av Tafjord er det bratte fjellsider, med toppar på mellom 1000-1400 m o.h. Brattleikskartet frå NVE (figur 2.3) framhevar det bratte terrenget som pregar landskapet. Sør for Tafjord ligg Onilsavatnet som no er eit regulert vatn. Frå Onilsavatnet renn elva Storelva ned til Tafjorden. Elva er i dag delvis i røyr, men det gamle elveløpet er framleis tydeleg i landskapet. Sørøst for bygda ligg Jimdalen; eit flatt område på ca. 110 meters høgde med bratte og rasutsette fjellsider i aust. Mellom Jimdalen og Onilsavatnet ligg Høgnausane og Lågnausane; ein rygg i fastfjell med høgaste punkt på 350 m o.h. Vest for ryggen og ved foten av lia under Kallskaret ligg Vassbakkbruna, som er ein haug av lausmasser. Kallskaret er skaret mellom Herdalsvatnet og Tafjord. Skaret er eit relativt flatt område på mellom 900 til 1000 meters høgde.

2.2 Berggrunnsgeologi

Møre og Romsdal er ein del av den vestre gneisregionen. Ulike gneisar er å finne i området (figur 2.4), men rundt Tafjord er det augegneis og granittisk gneis som dominerer (Tveten et al., 1998). Den vestre gneisregionen består av prekambriske bergartar som er blitt omdanna og deformert under den kaledonske fjellkjedefoldinga for 400-500 millionar år sidan (Ramberg et al., 2013). Augegneisen rundt Tafjord er ein del av det midtre skyvedekket, som var ein del av Baltika (Tveten et al., 1998).



Figur 2.4: Berggrunnskart over indre Sunnmøre. Området er prega av gneis, men ved Kallskaret er det kroppar av anortositt og ultramafisk bergart. Kartet er modifisert etter Tveten et al. (1998).

Fleire djupbergartar kan observerast i området. Lyse parti over Kallen består av anortositt, mens den grønn-brune bergarten er dunitt/peridotitt (Tveten et al., 1998) (figur 2.5). Fleire kroppar av dunitt/peridotitt er å finne i området rundt Kallskaret. Dette er ein olivinrik bergart som forvitrar lett, og vert til brunaktig sand som er karakteristisk for området. Denne bergarten kan og observerst som ein oppstikkande formasjon nedanfor Kallskaret som har fått namnet Kallen. Det meste av lausmassane som Vassbakkbruna består av er av denne olivinrike bergarten, medan på den nordlege delen av haugen kan mykje gneis observerast på overflata.

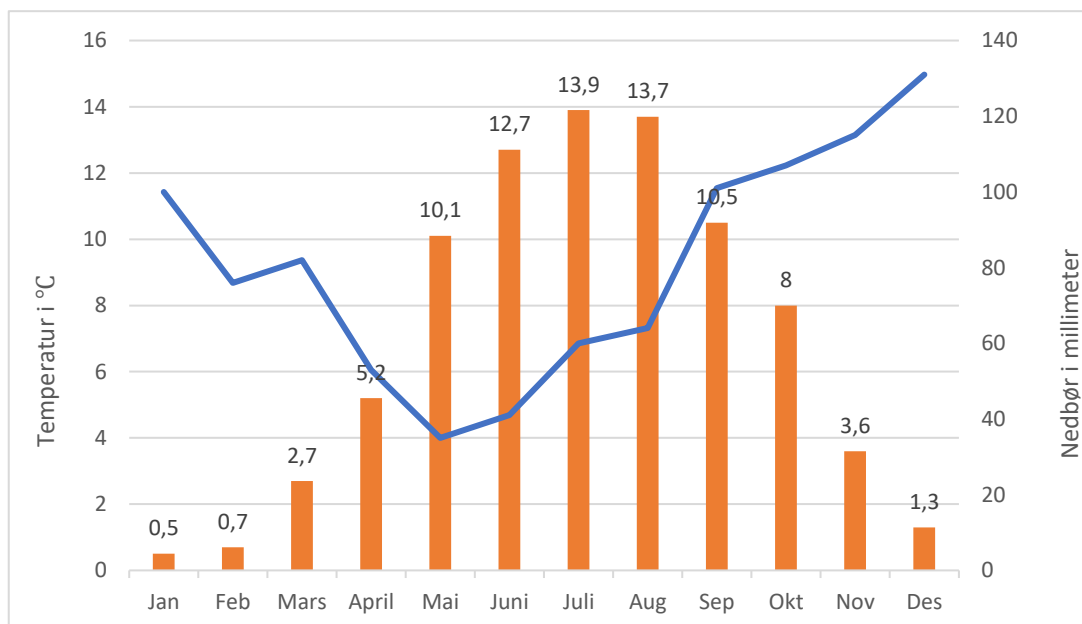


Figur 2.5: Utsikt mot deler av losneområdet til Kallskarskredet. Anortositt kan kjennast att i fjellveggen på den lyse fargen. I forgrunn står Kallen rakk i ryggen, ei søyle av olivinstein. Olivinsteinen ser ein mykje meir av innover Kallskaret. Foto: Mari Sæbø.

Olivin er eit av minerala som er blitt utvinna i kommunen. Frå 1920 til 1979 var det bergverksdrift ved Svarthammaren mellom Norddal og nabobygda til vest, Eidsdal (Furseth, 1987). Under Raudnakken var det og prøvedrift av olivin, men planane om gruve drift vart skrinlagt. Det var utvinning av titanjernmalm i Tafjord, og prøvedrift i Tafjordfjella, men etter få år stogga begge produksjonar opp (Furseth, 1987). Eklogitt kan og finnast ved Kallskaret (Brueckner, 1979; Cuthbert et al., 2000), og er ein av grunnane til at Kallskaret er blitt verna som naturreservat. Det blei og gjort observasjonar av serpentinit og talk i lia nedanfor Kallskaret, men dette vil bli vidare skildra og diskutert i kapittel 5.4 og 6.3.

2.3 Klima

Tafjord ligg inst i Storfjorden og er omringa av høge fjell med fleire toppar på over 1000 m o.h. Sjølv med sin nærleik til fjorden, ligg Tafjord ca. 80 km frå kysten, og vert derfor ikkje påverka av den orografisk forsterka nedbøren i like stor grad som kyststrøka. Dette skuldast at fjella som ligg mellom Tafjord og kysten presser fuktig luft opp og kjøler den ned, så fell lufta ned som nedbør før den når Tafjord. Figur 2.6 viser månadsnormalar for nedbør målt ved Tafjord målestasjon (stasjonsnummer 60500). Gjennomsnittleg årsnedbør er 965 mm (eKlima.no, 2018). Samanlikna med Ålesund som har 1435 mm viser dette at Tafjord har eit tørrare klima enn kyststrøka mot vest.



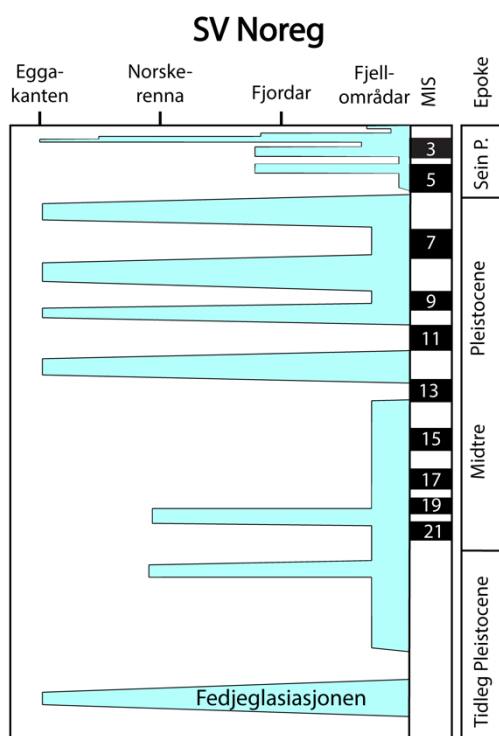
Figur 2.6: Månadsnormalar for Tafjord målestasjon i perioden 1961 til 1990. Raude søyler viser nedbør, mens den blå linja viser temperatur. Data er henta frå eKlima (2018).

Grunna fönvind kan temperaturane på vinteren bli relativt høge (Hisdal et al., 2017). Den høgaste januartemperaturen i Skandinavia er målt i Tafjord, og var på 17,9°C i 1998. Tafjord har også novemberrekorden for høgast temperatur, med 21,8°C i 2003 (yr.no, u. å.), og var nær ved å ta rekorden for oktober i 2018 då Tafjord var 0,1°C frå rekorden til Molde på 25,6°C. Så høge vintertemperaturar vil påverke snøakkumulasjonen i området. Sjølv om vintermånadene er månadane med mest nedbør (figur 2.6), vil mykje av nedbøren komme som regn grunna den høge middeltemperaturen.

Med sine høge temperaturar, relativt lite nedbør og nærleik til vasskiljet, ligg Tafjord i skiljet mellom typisk vestlandsvêr og innlandsklima. Men det er viktig å merke seg at det vil vere lokale variasjonar innanfor studieområdet. Temperatur minkar med høgda, mens nedbøren aukar. Dette vil bety at ved Kallskaret (ca. 960 m o. h.) vil det vere ein lågare gjennomsnittstemperatur og meir nedbør, enn nede i Tafjord.

2.4 Glasiasjonshistorie

Landskapet i Noreg er prega av glasiale landformer som er blitt danna gjennom den siste geologiske perioden, kvartær, som byrja for 2,6 Ma. Denne perioden vert kjenneteikna i Nord-Europa ved hyppige klimavariasjonar og store isdekke. Perioden kan delast inn i to epokar; pleistocen som vara fram til 11 700 år sidan, og holocen som er epoken me er i no. Lausmassane me finn i Noreg i dag er stort sett frå siste istid og holocen, mens topografien med karakteristiske u-dalar og alpine tinder har blitt danna gjennom fleire istider gjennom kvartær, og periodane før.



Figur 2.7: Diagram som viser framveksten av is frå fjellområda og ut på sokkelen siste 1,1 Ma. Modifisert etter Hjelstuen et al. (2005).

Gjennom heile kvartær har det vore interstadialar og stadialar, som er høvesvis tidsperiodar utan og med isdekke. Gjennom dei ulike stadialane og interstadialane har isdekket over Noreg fluktuert, frå å ha nådd ut til kontinenthylla til å forsvinne (nesten) heilt. Den første glasiasjonen ein har bevis for som dekkar heile kontinentalsokkelen skjedde for 1,1 Ma og vert kalla Fedjeglasiasjonen (Sejrup et al., 1995). Av figur 2.7 kan ein sjå at etter Fedjeglasiasjonen har isen nådd ut til kontinentalhylla fem gonger, og isen har vore heilt vekke fire gonger. Weichsel er namnet på den siste istida, og perioden varte frå 117 ka til 11 700 år sidan. Også under denne istida fluktuerte isranden, og hadde stadige framstøyt og tilbakesmeltingar.

Det er påvist at kysten utanfor Sunnmøre var isfri mellom 28-34 ka, etter funn av marine skjell rundt Ålesunds-området som er blitt datert (Mangerud et al., 1981). Denne isfrie perioden vert kalla ålesundinterstadialen, og skjedde før siste istidsmaksimum (LGM).

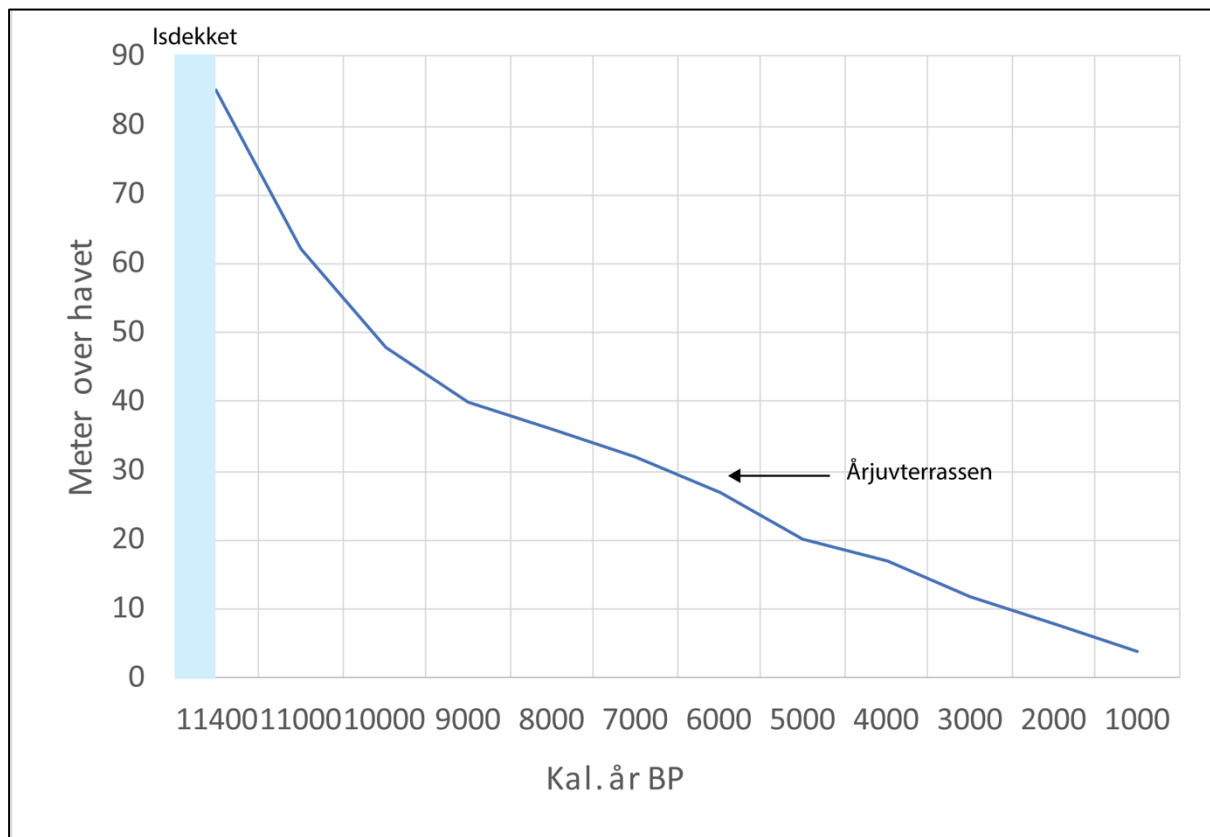
Siste istidsmaksimum hende for omtrent 20 ka i sein-weichsel, og på dette tidspunktet hang den skandinaviske innlandsisen (SIS), det britisk/irske isdekket (BIIS) og isdekket over Svalbard, Barentshavet og Karahavet (SBKIS) saman og danna eit stort isdekke kalla det eurasiske isdekket (figur 2.8) (Hughes et al., 2016). Den maksimale utbreiinga varierte i tid og stad. I sein-weichsel var det fleire stadialar og interstadialar. Den siste stadialen vert kalla yngre dryas (YD) og var ein periode med kaldare klima og breframrykk som varte frå 12 800 til 11 700 år sidan. I yngre dryas låg innlandsisen heilt ute ved kysten på sørvestlandet, mens på nordvestlandet var kysten isfri. Frå innlandsisen rakk det ein brearm ut Tafjorden, noko som gjorde at Tafjord var dekket av is i yngre dryas. Brearmen kulminerte utanfor Linge, ca. 12 km ut i fjorden frå Tafjord. Dette kan observerast ved ei submarin randmorene (Eilertsen et al., 2016).

Etter yngre dryas trakk isfronten seg raskt tilbake grunna kalving i fjorden. Når isen forsvann følgde havet etter. Fleire marine terrasser i Valldal er skildra i Stokke (1983). Desse terrassane markerar marin grense (MG) for området som ligg på omtrent 120-125 m o.h. Tafjord var dekket av is i yngre dryas i motsetnad til Valldal, noko som vil påverke marin grense. Den høgaste marine terrassen i Geiranger er 85 m o.h., noko som truleg indikerer marin grense. Tafjord har ingen terrassar med denne høgda, kunn Årjuvterrassen som er ca. 30 m o.h. Basert på strandlinjediagram presentert av Svendsen & Mangerud



Figur 2.8: Kart over Nord-Europa som viser maksimalutbreiing av isdekket under siste istid. Figuren er henta frå Hughes et al. (2016).

(1987) ligg Tafjord og Geiranger på same isobase, og begge stader var dekket av is i yngre dryas, noko som kan tyde på at havnivå og marin grense er relativt lik for begge stader (figur 2.9). Årjuvterrassen kan ha blitt danna under tapes-transgresjonen. Grunna den post-glasiale landhevinga har havnivået gått ned til dagens nivå.



Figur 2.9: Havnivåkurve for Taffjord basert på Svendsen & Mangerud (1987).

3 Skred

Korleis ein klassifiserer ulike skredprosesser og -avsetningar har endra seg over tid, og gjeldande klassifisering varierer både internasjonalt, og mellom ulike etatar inner i Noreg. Det finst mykje forskjellig litteratur som omhandlar klassifisering av skred. Men sidan dette prosjektet dreiar seg om eit skred i Noreg, vel eg å bruke dei norske standardiserte klassifikasjonane til høvesvis NGU, NVE og NGI.

I figur 3.1 legg inndelinga av dei tre hovudtypane for skred, basert på materiale, grunnlaget for første ledd av klassifiseringa; *skred frå fast fjell*, *lausmasseskred* og *snøskred*. Skred frå fast fjell vert vidare klassifisert på grunnlag av volum, lausmasseskred på grunnlag av vassinnhald og materiale, og snøskred på grunnlag av massetettleik. Lausmasseskred vil ikkje bli skildra i denne oppgåva, då dei har liten eroderande- og avsetjande effekt samanlikna med dei andre skredprosessane.

Fast fjell	Lausmasser		Snø
	Grove ←	→ Fine	
Steinsprang	Jordskred		Laussnøskred
Steinskred	Flomskred	Kvikkleire-skred	Flakskred
Fjellskred			Sørpeskred

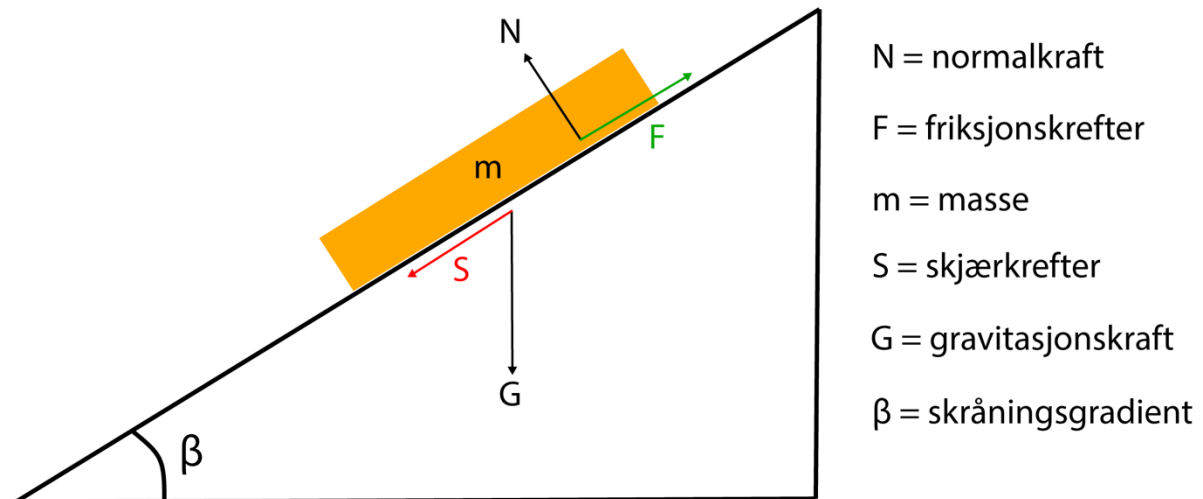
Figur 3.1: Hovudinndelinga for skred baserar seg på kva type materiale som rasar ut. Vidare vert skred frå fast fjell delt inn på grunnlag av volum, lausmasseskred på grunnlag av kornstorleik og vassinnhald, og snøskred vert delt inn etter massetettleik. Modifisert etter NVE (2011a).

I det følgjande kapitlet vil det teoretiske grunnlaget for oppgåva bli lagt, med utgangspunkt i klassifiseringa nemnd ovanfor. Det vil og bli gitt eit forenkla innføring i skråningsstabilitet.

3.1 Skråningsstabilitet

Alle skred sin viktigaste utløysande faktor er tyngdekrafta. For at ei masse skal rase ut må gravitasjonskreftene overstige friksjonskreftene mellom massane og underlaget. Når tyngdekrafta dreg på skredmassane ned ein skråning, vert det danna ei skjerspenning (De

Blasio, 2011). Gravitasjon og skjerspenning er dei drivande kreftene til eit skred, mens friksjon og kohesjon er dei motstående kreftene (figur 3.2). Dei drivande kreftene må overstige dei motstående kreftene for at eit skred skal løysast ut. Når skråningsgradienten stiger vert og dei drivande kreftane sterkare. For at eit skred skal utløyast må skråningsgradienten overstige den kritiske vinkelen, som er den største gradienten massar blir verande stabile i ein skråning.



Figur 3.2: Dei ulike kreftene som verker inn på ei masse i ein skråning. Modifisert etter Hardeng (2018).

3.2 Skred frå fast fjell

Skred frå fast fjell er som namnet tilseier skred som vert direkte løyst ut frå berggrunnen. Ved norske etatar er det vanleg å klassifisere skred frå fast fjell etter volum på skredavsetningar; høvesvis *fjellskred*, *steinskred* og *steinsprang*. NGI (2014) definerer steinsprang som massar under 100 m^3 , steinskred som massar mellom $100\text{-}10\,000 \text{ m}^3$, og fjellskred som alt over $10\,000 \text{ m}^3$. NVE (2011a) brukar delvis same klassifisering, men der vert utraste massar over $100\,000 \text{ m}^3$ definert som fjellskred. Det er denne siste klassifiseringsmetoden som vil bli brukt vidare i denne oppgåva.

Skred frå fast fjell er ofte forårsaka av små eller store deformasjonar langs svakheitssonar i berggrunnen. Deformasjon kan vere sprekker, glideplan danna langs foliasjon eller forkastingar (Braathen et al., 2004). Ein føresetning for utrasing er alltid at vinkelen til berggrunnen er større enn den kristiske vinkelen. Dei vanlegaste utløyingsmekanismen til skred frå fast fjell er erosjon og forvitring, slik som tine/fryse-prosessar og vasstrykk (Blikra et al., 1989). Utløyingsmekanismane er ofte dei same for dei ulike skredtypane.

3.2.1 Fjellskred

Eit fjellskred definerast av utraste bergmasser med eit volum på over 100 000 m³ (NVE, 2011b). Fjellskred inntreff sjeldan, men grunna storleiken kan konsekvensane vera katastrofale. Storleiken gjer og at fjellskred er vanskeleg å gjennomføre sikringstiltak mot; noko som gjer varsling av fjellskred desto viktigare (NGI, 2014). Sjølv om eit fjellskred består av fast fjell, er det ofte dekkja av vegetasjon og sedimenter, eller dreg dette med seg i skredløpet. Dei utraste bergmassane vil under rørsle bli delvis eller heilt fragmentert (NVE, 2011b).

Eit fjellskred har høg mobilitet og hastigheit, og kan ha ein utløpslengde på mange hundre meter til fleire kilometer. Skredmassane kan såleis gå oppover i motståande skråning/dalside (NGI, 2014). Fjellskred har ofte ein tungeforma avsetningsform med ei kaotisk overflate med store blokker. Gradienten på avsetninga kan vere svært låg. Grunna si store masse kan fjellskred endre topografien til eit område. I fjellsida der skredet vart utløyst kan det vere store og tydelege skår og arr etter utrasinga (Blikra et al., 1989).

Fjellskred kan forårsake sekundære verkingar som kan vere like katastrofale som sjølv skredet. Rasar massane ut i ein fjord eller innsjø kan det skape ei flodbølgje med ei høgde på fleire titals til hundre meter. Dette kan føre til at eit skred som ikkje ville ha råka menneske og infrastruktur likevel kan føre til øydeleggingar langt frå skredet. Det var dette som skjedde i Loen i 1905 og 1936, og Tafjord i 1934 (NGI, 2014), og som kan skje når Åkneset ovanfor Geirangerfjorden rasar ut.

Skred kan og danne demningar viss massane blokkerar eit elveløp. Det vert då danna ein naturleg oppdemt innsjø. Dette kan føre til at områder oppstrøms vert utsatt for flaum, eller at demningen brest og områder nedstrøms vert utsatt for flaum. 80% av demningane brest innan det første året, men demningane kan vare opptil fleire tusen år (NVE, 2011b). Skreddemt innsjø med påfølgande brest var ein konsekvens etter Kallskarskredet i Tafjord og vil bli diskutert i kapittel 6.

3.2.2 Steinskred

Steinskred vert definert som utraste massar på mellom 100 til 100 000 m³ (NVE, 2011b). I Noreg skjer steinskred sjeldnare enn steinsprang, men steinskred førekjem framleis fleire gonger om året. For steinskred vil materialet samle seg i ei kjegleforma ur eller talusvifte, der det grovaste materialet vil samle seg i foten av kjegla (figur 3.3). Grunna stort volumet på

skredet, og kolliderande fragment i skredbana, vil gjerne bergmassen bli splitta opp på veg ned skredløpet. Deformasjonen som forårsakar eit steinskred er ofte mindre, og ikkje så kompleks som deformasjonen som forårsakar eit fjellskred. Derfor kan steinskred vere vanskelegare å føresjå enn fjellskred; og varsling for tid og stad vert komplisert (NVE, 2011b). Eit steinskred har kortare utløpslengde enn fjellskred. Dette kjem av at steinskred har mindre mobilitet; noko som aukar med volum.



Figur 3.3: Talusvifte i Jimdalen, Taffjord. Fleire skred har gått i denne dalen oppgjennom tidene. I 1994 gjekk eit steinskred som ein enno kan sjå arret etter i fjellsida under skyene.

3.2.3 Steinsprang

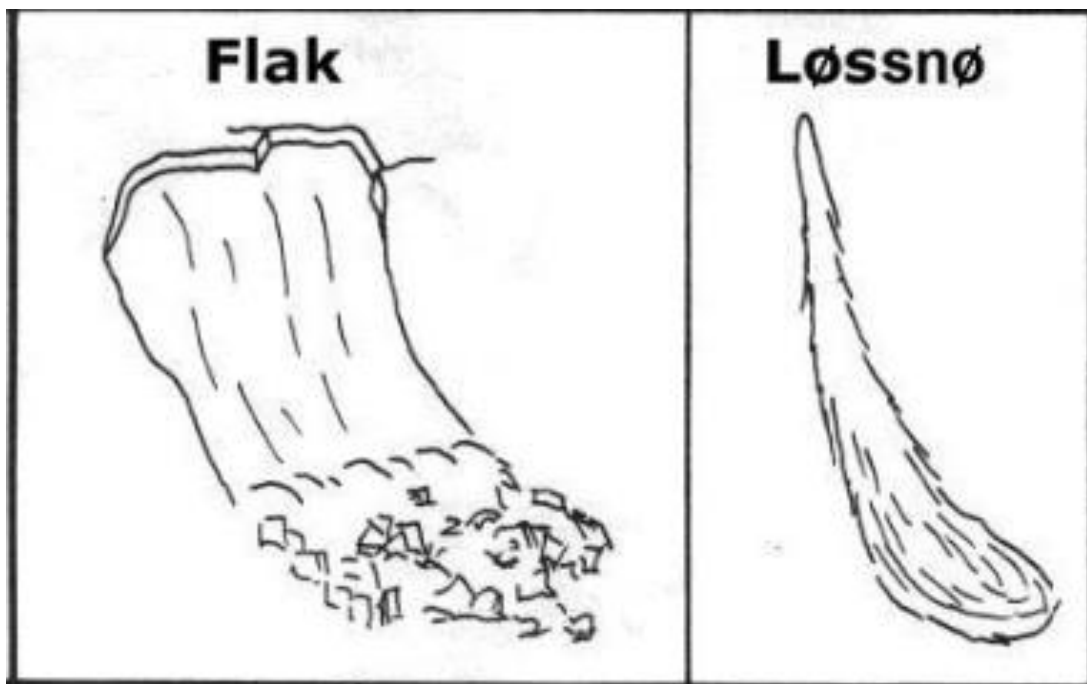
Utraste blokker/masser med volum under 100 m^3 vert definert som steinsprang (NVE, 2011b). Steinsprang er ofte einslege blokker som rasar ut, og desse vert som regel ikkje fragmentert langs skredbana. Ved gjentakande steinsprang kan ei vifte- eller kjegleforma ur bli danna. Normal skråningsvinkel på ura kan vere frå $25\text{-}45^\circ$ (Blikra et al., 1989). I ura vil det skje ein fallsortering, noko som betyr at det grovaste materialet vert avsett i foten av vifta. Ein kan skilje mellom nylege og eldre steinsprang i ei ur ved at nylege steinsprangblokker vil ha ei meir fersk overflate enn eldre blokker.

Steinsprang førekjem hyppig i Noreg, og skapar ofte trøbbel langs våre skredutsette vegar. Hendingar med steinsprang skjer som oftast som følgje av tine- og fryseprosessar om våren og hausten, eller grunna nedbør som trengjer inn i sprekker i berggrunnen. Rotsprenging kan og vera ein utløysande faktor om våren og sommaren. Steinsprang kan vere vanskeleg å føresjå, men overhengande skrentar med sprekker er ofte ein god indikator på at steinsprang kan skje (NGI, 2014).

3.3 Snøskred

Snøskred er den vanligaste skredtypen i Noreg, og tek menneskeliv årleg. Snøskred fører og til øydeleggingar på busetnad og infrastruktur, spesielt vegnettet (NGI, 2014). Fram til midten av 1900-talet skjedde dei fleste ulykker i område med busetnad, men dei siste åra har dei fleste snøskredulykker skjedd i samband med rekreasjon og friluftsliv (Kristensen, 1998). Det har skjedd ein generell nedgang i skredulykker det siste århundre. Mykje kan skuldast fråflytting frå skredutsette strøk, ein betre forståing for skredfarekartlegging, mindre hogst og beiting i fjellsida, men eit mildare klima kan og vere ein faktor for ein minkande skredaktivitet (NGI, 2014). Dette kan ein sjå eit eksempel på frå Tafjord, der snøskred som før gjekk årviss no ikkje går like ofte grunna endring i snøforhold (Furseth, u. å.).

NVE (2011c) definerer snøskred som ein utgliding av snø mot ei glideflate; enten bakken eller eit lag med snø. For at snøskred skal løysast ut bør terrenget ha ein helling på meir enn 30°. Skråningar som ligg på lesida av vind og nedbør er mest utsett for snøskred. For Vestlandet gjeld dette fjellsider mot nord og nordaust, då mest nedbør kjem frå sør/sørvest (NGI, 2014). Vind påverkar òg tettleiken til snø; snø avsett ved snøfall har omtrent alltid mindre tettleik enn vindavsett snø (Blikra & Nemeč, 1998). Større snøskred vert gjerne løyst ut ved 0,5-1 m akkumulasjon på inntil tre døgn, eller i samband med hurtige temperaturstigningar (NVE, 2011c).



Figur 3.4: Klassifisering av snøskred basert på utløysingsmekanisme. Figuren er henta frå Lied & Kristensen (2003).

Korleis ein klassifiserer snøskred kan variere utifrå utløysingsmekanikk, vass- og sedimentinnhald eller skredets eroderande effekt (Blikra et al., 1989). Både NVE (2011a) og NGI (2014) klassifiserer snøskred på bakgrunn av utløysingsmekanismar (figur 3.4), og skil mellom *laussnøskred* og *flakskred*. Vidare kan desse skredtypane delast inn etter vassinnhald; høvesvis *tørrsnøskred* og *våtsnøskred*. Viss vassinnhaldet vert så høgt at snøen omtrent vert flytande, vert det danna *sørpeskred*. Generelt for våtsnøskred og tørrsnøskred er at våtsnøskred har ein større eroderande effekt, mens tørrsnøskred har større hastigheit og kan danne skredgufts. Våtsnøskred dreg med seg meir sediment enn tørrsnøskred, og klastar vert gjerne avsett over større blokker og eldre avsetningar når snøen smeltar (Blikra et al., 1989).

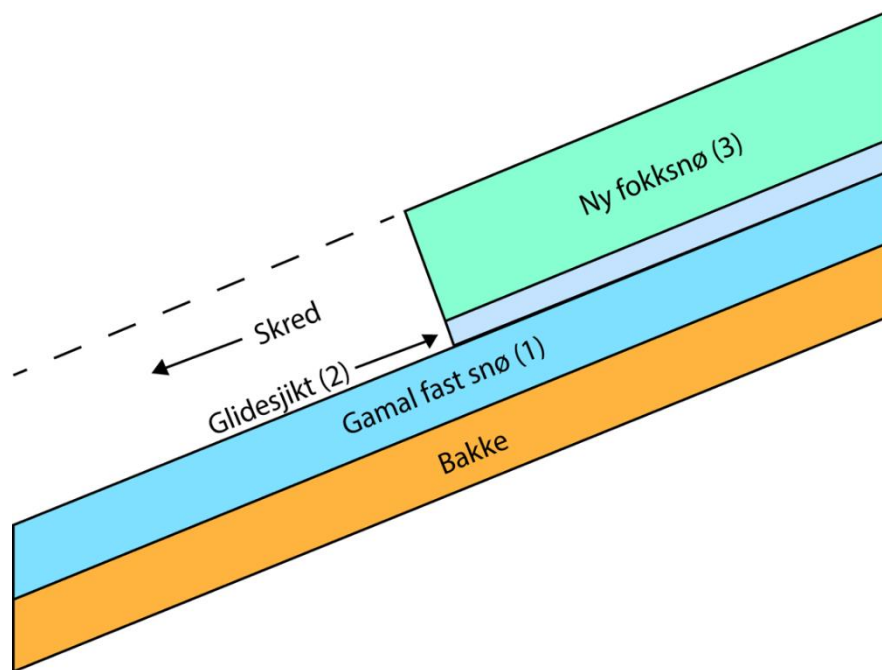
3.3.1 Laussnøskred

Laussnøskred går som namnet tilseier i laus snø, enten tørr nysnø eller våt snø. Dette er snø med låg fastheit og svake bindingar mellom snøkrystallane. Eit laussnøskred vil løysast ut når kohesjonen og friksjonen mellom krystallane vert overvunne. Ved kaldt vêr utan vind har snøkrystallar sterke bindingar mellom seg, og kan halde seg stabile i svært bratte hellingar opp mot 80°. For tørre laussnøskred må skråningsvinkelen vere meir enn 45° (Lied & Kristensen, 2003). Laussnøskred startar ved at litt snø glir ut i eit punkt. Ned skredløpet vil volumet auke og skredet vil breie seg utover som vist i figur 3.4. Skred i laussnø er forholdsvis små, men viss dei er tørre kan dei danne ei skredsky som kan gjere stor skade, slik som brette tre, stolpar og knuse vindauge. Skredskya eller -guftsken beveger seg ofte lengre og raskare enn det faste materialet (NVE, 2011c). Varme og vatn kan svekke bindingane mellom snøkrystallar, derfor er solskin og regn utløysande faktorar for våte laussnøskred. Laussnøskred kan og løysast ut etter kraftig snøfall, dette høvesvis i bratt terreng. Skreda vert løyst ut fordi snøkrystallbindingane i nedre snølag vert svekka av den overliggjande vekta av nysnøen (Lied & Kristensen, 2003).

3.3.2 Flakskred

Flakskred er dei største og mest øydeleggende snøskreda. Flakskred er når ei del av eit øvre snølag glir ut langs eit glideplan, enten eit anna snølag eller bakken. Dei største skreda i Noreg har hatt eit volum på ca. 1 million m³, og skreda kan bli fleire kilometer breie (NVE, 2011c). For at eit flakskred skal kunne rase ut vil snødekket gjerne bestå av tre ulike lag (figur 3.5): eldre, fast snø nedst som fungerer som eit glideplan (1), tynt laust lag som fungerer som

glidesjiktet (2), og øvst eit lag med ny fokksnø (3). Lag 2 og 3 rasar ut, og dannar ei ca. 90° brotkant frå 20 cm til 2-3 meter ved utløysingskanten. Tjukkleiken på glidesjiktet avgjer lengda på brotet; jo tjukkare sjikt, jo lengre brot. Glidesjiktet kan bestå enten av rim eller snø avsett i kalde vindstille periodar, eldre snø som har mista fastheita eller sprøhagl. Mykje nysnø over lag 2 fører ofte til skred (Lied & Kristensen, 2003). Dei fleste flakskred førekjem ved ein helling på mellom 35 og 45° (NGI, 2014).



Figur 3.5: Snøens samansetjing i eit flakskred. Modifisert etter Lied & Kristensen (2003).

3.3.3 Sørpeskred

Når vassmettinga til snø går over 25% vil snøen gå over til sørpe. Skred av våt snø/sørpe kan løysast ut i terreng med berre 10% helling (Blikra & Nemec, 1998). Høgt vassinnhald kan vere eit resultat av mykje regn og dårleg drenering, som for eksempel grunnforhold av tele, is eller bart fjell. Snødekket som sørpeskred blir utløyst i består av grove snøkrystallar, som gjerne blir danna under lange tørre og kalde periodar eller nysnø som inneheld mykje vatn. Det store vassinnhaldet fører til at skredet kanaliseras og følgjer bekker, elvefar og andre forseinkingar (Lied & Kristensen, 2003). Sørpeskred kan erodere på veg ned ein skråning, og kan ta form av eit flaumskred i skredløpet (Blikra et al., 1989). Hyppige sørpeskred inntreff om våren under snøsmeltinga, når det dannast meir vatn enn snøen klarar drenere ut, eller tidleg vinter, der snøfall vert etterfølgt av regn (NVE, 2011c). Områder med lågtrykkaktivitet og mildt vintervêr er særleg utsatt (Lied & Kristensen, 2003), noko som er eit typisk klimatisk trekk for Tafjord. Avsetninga til eit sørpeskred er ofte vifteforma haugar og vollar med grovt materiale (Blikra et al., 1989).

4 Metodar

Dette kapittelet vil ta for seg metodane som er blitt brukt i dette prosjektet for å samle inn ulike data. Metodane som er blitt brukt er kvartærgeologisk kartlegging med hovudvekt på skred, og den geofysiske metoden georadar (Ground Penetrating Radar). Det vert og ein kort presentasjon av programvarene brukt for å framstille data.

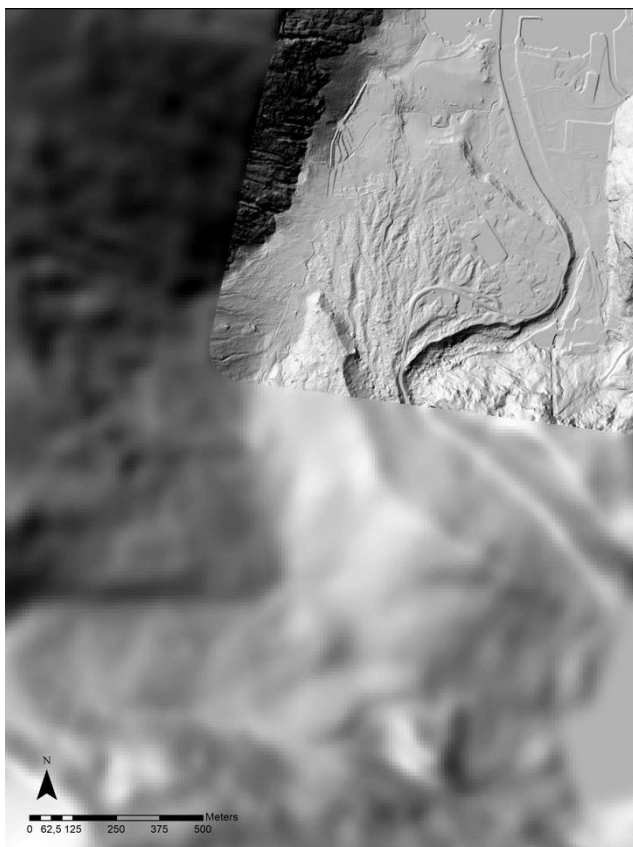
4.1 Skredkartlegging

For å kunne identifisere ulike skredprosessar og andre landskapsendrande prosessar i studieområdet er det blitt gjennomført kvartærgeologisk kartlegging ved hovudvekt på skred. Kartlegginga hjelper med å danne eit bilete av hendingsgangen til deglasiasjonen og skredhendingar, samt å rekonstruere havnivå bakover i tid. For å skilje mellom dei ulike jordartane krevjast det kunnskap om transportmekanismar og avsetjing- og erosjonsformer.

Kartleggingsarbeidet blei gjennomført i mai 2017, august 2017 og september 2018. Topografiske kart blei brukt for å markere lausmassar og landformar. Det blei brukt iPhone 5s for alle bilete tatt i felt, med meterstokk som skala. Eventuelle GPS-punkter vart registrert med

Garmin GPSMAP64. Det blei og gjort ein kartlegging av bergartar som var å finne i skredavsetningane, for å undersøke om dette kunne ha ein betydning for skredhendingane.

Mykje av kartlegginga vart gjort via flyfoto (norgebilder.no) og terrengmodellar (hoydedata.no) både før og i etterkant av feltarbeidet. Flyfoto vart brukt for å få eit betre oversiktsbilete over området, og flyfoto var og spesielt nyttig for å kartlegge skredrenner langs fjellsida. Delar av studieområdet er dekkja av LiDAR-data med 1 meters oppløysing. Digitale terrengmodellar (DTM) vert basert på LiDAR-data, som er laserskanning med svært høg oppløysing. Denne



Figur 4.1: Utklipp av skyggerelieffmodell henta frå Høydedata (2018). Her ser ein tydeleg forskjellane i området med 1 meters oppløysing, og området utan.

terrengmodellen var til stor hjelp for å kartlegge skred- og flaumvifte, då vegetasjon gjorde dette vanskeleg i felt. På figur 4.1 kan ein sjå dei store kontrastane mellom området dekkja av LiDAR-skanning og området utan. Hadde heile studieområdet vore ein del av terrengmodellen kunne mogleg fleire skredavsettingar og landskapsformer vore kartlagt. Fleire terreng- og høgdemodellar vart også utarbeida i ESRI ArcMap med data frå hoydedata.no.

Det finst ingen reglar for korleis ein skal presentere data samla inn gjennom kvartærgeologisk kartlegging, men det er vanleg å framstille innsamla data i form av ulike fargekodar og symbol på kart. Eit kvartærgeologisk kart gjev informasjon om kva lausmassar og landformer som finst på overflata til eit område. Lausmassane som er merka på kartet representerer den siste avsettande agens, og kan derfor brukast til å rekonstruere den geologiske historia til området. NGU har utvikla eit sett med fargekodar og symbol til bruk ved detaljert kartlegging i bratt terreng. Desse fargekodane og symbola blei brukt for å framstille kartet i ArcMap. Anna data slik som vegnett og elvenett vart henta frå geonorge.no, som er utarbeida av Kartverket. Kvartærgeologisk kartlegging vert som oftast gjort med målestokk 1:50 000 eller 1:200 000, alt etter ønska detaljnivå (Fredin et al., 2014). Eg har valt å presentere mi kartlegging i 1:10 000.

4.2 Ground Penetrating Radar

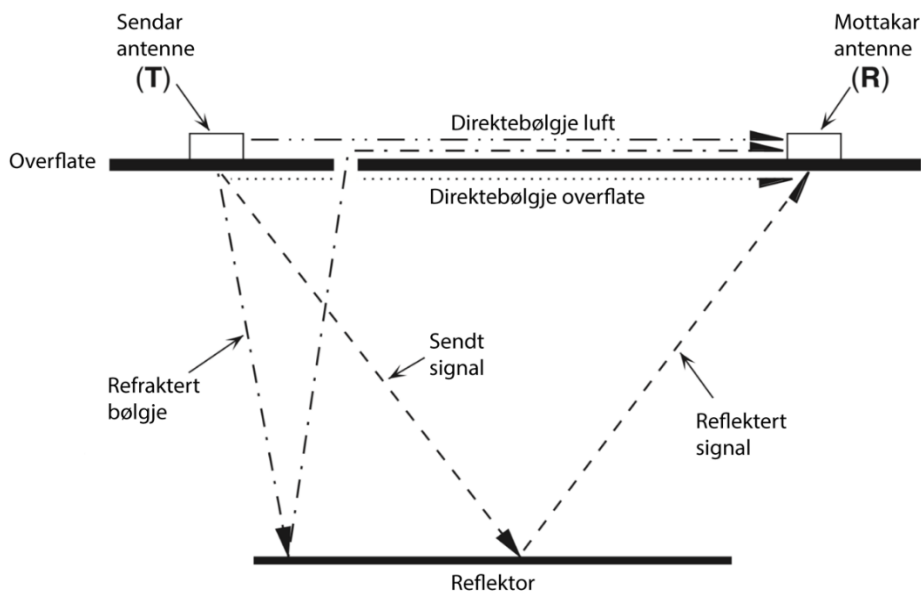
4.2.1 Metode

Georadar, eller GPR (Ground Penetrating Radar), er ein ikkje-øydeleggjande geofysisk metode for å undersøke lagdelingar og strukturar i grunnen. GPR vert i dag brukt innanfor fleire disiplinær innan geovitskapen, samt andre fagfelt slik som bygg og anlegg, og arkeologi. Innanfor geologien vert georadar mykje brukt i lausmasser for å gje informasjon om avsetjingsforhold, jordart og stratigrafi. Metoden nyttar seg av elektromagnetiske bølger (EM-bølger), og kan på mange måtar minne om sonar eller seismikk (Davis & Annan, 1989).

Ein georadar har ein forholdsvis enkel oppbygning, og består av to antenner, ein som fungerer som sendar og ein som fungerer som mottakar, og ein monitor via ein elektronisk styringseining (figur 4.2). Sendarantenna (T) sender elektromagnetiske bølger ned i jorda. Når bølgjene treffer for eksempel ei grense i lagdelinga vil delar av energien bli reflektert tilbake til mottakaren (R). Resten av energien vil fortsetje nedover, og vil bli i tur reflektert tilbake ved ulike laggrensar. Mottakarantenna som motteke dei reflekterte signala sender desse vidare til monitoren der ein

får ei visuell framstilling av dei mottekne EM-bølgjene (Mauring et al., 1995). Georadarar er også som oftast tilknytt ein GPS slik at nøyaktig posisjon kan bli plotta samtidig som ein utfører målingane.

EM-bølgjene har ulike hastigheitar gjennom ulike material, som er grunna materialets ulike elektriske permittivitet, også kalla dielektriitetskonstanten. Når ei EM-bølgje treffer eit lag med ei anna dielektriitetskonstant vil noko energi bli reflektert tilbake til mottakaren. Jo større forskjell det er i dei elektromagnetiske eigenskapane, jo sterkare vert signala. Det er nyttig å kjenne hastigheita gjennom eit lag for å kunne bestemme djupne i meter. Viss ikkje hastigheita er kjent kan ein finne hastigheita ved å bruke metoden CMP (‘common mid-point’) i felt, eller ved å bruke diffraksjonar seinare i prosesseringa.



Figur 4.2: Enkel skisse over korleis ein georadar er bygd opp. Modifisert etter Neal (2004).

Ein georadar har ein frekvensrekkevidde på mellom 10-1000 MHz, og kan derfor tilpassast etter kva ein ønskjer å undersøke. Ved høg frekvens får ein god oppløysing, men dårleg penetrering. Høg frekvens er derfor best eigna viss målet er berre å undersøke dei øvste laga eller ein grunn avsetning. Ved låg frekvens får ein dårlegare oppløysing, men betre penetrering. Låg frekvens er derfor best eigna til å nå djupare lag (Davis & Annan, 1989). Penetrasjonen kan også minske ved aukande elektrisk leiingsevne til materialet. Sediment med høg leiingsevne, slik som for eksempel marin leire, kan derfor dempe signala, og refleksjonane blir uklare. Det same gjeld for gjødsla jord, visse bergartar slik som fyllitt, eller straumleidningar og stolpar (Mauring et al., 1995).

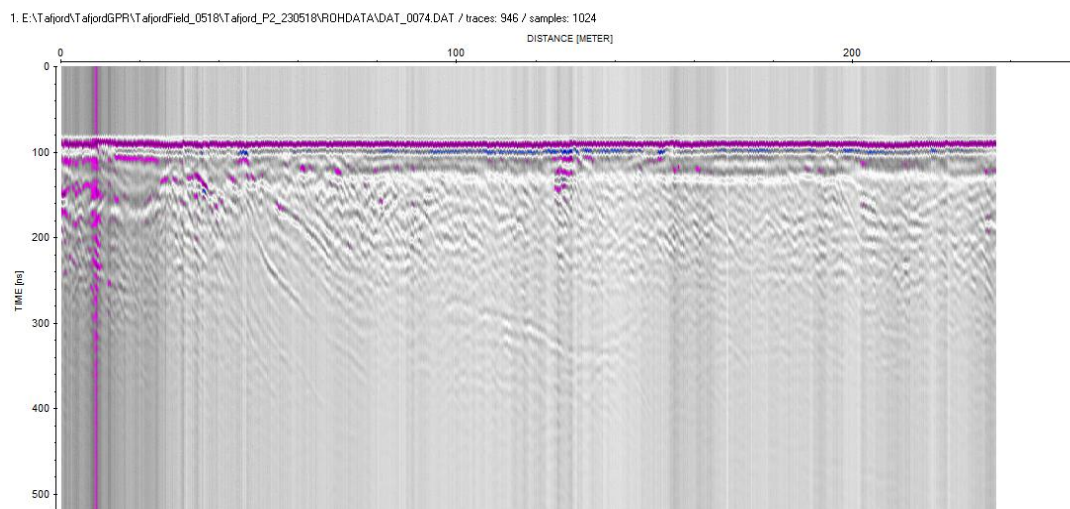


Figur 4.3: Øvste bilete viser innsamling av profil P1 over ein jordbæråker nær fjorden. Avsettinga til Kallskarskredet ruvar i bakgrunn. Nedste bilete viser innsamling av profil på Høystakkmyra med Malå «Rough Terrain Antenna». Begge foto: Henriette Linge.

Det vart brukt ein 50 MHz Malå «Rough Terrain Antenna» (RTA) for georadar-undersøkingane i Tafjord i mai 2018. RTA eignar seg godt for GPR-målingar i ulendt terreng slik som ei skredavsetjing. Det komplette systemet består av ein monitor, ein sekk med ein styringseining, ein GPS koplå mot monitor og ei tjukk tau-liknande antenne som ein dreg bak seg, dvs. med både sendar (bakerst) og mottakar (nærast operatør) antennene (figur 4.3). GPS-en fungerte ikkje under feltarbeidet, derfor vart GPS-spor og eventuelle punkt markert med handhalden GPS. For å kunne gjennomføre raskast og enklast mogleg innsamling av data for seinare prosessering vart det brukt «hip-chain» med sampling kvar 25 centimeter. «Hip-chain» sørgjer for at ein får ein regulær avstand mellom trasane, noko som er særst nyttig når beveg seg i ulendt terreng der det er vanskeleg å halde konstant fart. Enden av tråden til «hip-chain» vart enten halden eller festa i eit fast punkt medan personen med georadaren gjekk framover. Systemet registrerte då ein trase for kvar 25 cm av tråden som vart dregen ut av «hip-chain»-boksen. 15 ulike profil, med ei lengde på til saman 3,3 km, vart måla i Tafjordbygda, Jimdalen, på Høystakkmyra og over Vassbakkbruna.. Det skulle målast profil med ei 25 MHz antenne, for djupare penetrasjon, men denne var dessverre i ustand under feltarbeidet.

4.2.2 Reflexw

Prosessering av all rådata vart gjort i programmet Reflexw, som er eit software for prosessering og tolking av bølgedata (seismikk og georadar) utvikla av Sandmeier Geophysical Research. Dette programmet har ei rekkje ulike funksjonar og filter som kan gjere prosessering og tolking av dei innsamla datasetta enklare og tydelegare. Figur 4.4 er eit eksempel på eit rådata-profil. Dei ulike prosesseringsstega vil bli skildra nedanfor.



Figur 4.4: Utklipp av rådataprofil. Dette er profil P2 som går delvis over flomvifta.

- *Move starttime* er første steg i prosesseringa og går ut på å bestemme nulltid på datasettet si y-akse. Dette er blant anna nyttig for å få korrekt djup.
- *Dewow* er eit filter som minskar lågfrekventert støy. Lågfrekventert støy kan legge seg over og forstyrre dei høgfrekventerte signala.
- *Time cut* er og ein 'static correction', og kuttar profilet under den tida du fjernar. Dette gjerast fordi penetreringa til georadaren går ned til eit visst punkt, og under dette vert det ikkje fanga opp signal.
- *Background removal* er eit 2D-filter som fjernar luftbølgjene som er dei raskaste og sterkaste signala rundt null tid. Desse vert fjerna om ein meiner at det kan skjule andre interessante reflekterte ankomstar.
- *Gain function* gjer at eit signal vert forsterka og reflektoren vert tydeleggjort. Eit signal vert svakare nedover i grunnen, og *gain function* kan forsterke dette signalet ved at amplituden vert auka.
- *Stolt*-funksjonen er ein migrering som utførast for å fokusere diffraksjonar og flytte skrå reflektorar til rett posisjon. Funksjonen kan berre utførast om ein har hastigheits-informasjon, men kan og brukast for å sjekke det siste: feil hastigheit vil ikkje føre til korrekt fokusering av diffraksjonar.
- Til slutt vart topografien korrigert ved å lage ei tekstfil for topografien til kvar profil, for så å korrelere denne med profila via verktøyet *correct 3Dtopography*. Dette kan berre gjennomførast viss hastigheit har blitt estimert.

5 Datapresentasjon

I det følgende kapitlet vil resultatene av all innsamla data med georadar og kartlegging bli presentert.

5.1 GPR-data

Det vart samla inn 15 GPR-profil i Tafjord, med ei lengde på til saman 3,3 kilometer. Fem lengder var samla inn nede i bygda, ei lengde i Jimdalen, fem over Høystakkmyra og fire langs grusvegen over Vassbakkbruna. Figur 5.1 viser profilane sine plasseringar. Nokre profiler er forlengingar av kvarandre, og vart samla inn gjennom fleire opptak grunna praktiske årsaker i felt. Det hadde vore ønskjeleg med tilnærma rette profil, men grunna ulendt terreng og bustadar var ikkje dette alltid mogleg. For å finne djupn til profila er det valt å bruke hastigheit på 0,1 m/ns. Dette er same hastigheit som vart brukt av Mauring et al. (1998b), og er eit gjennomsnitt av hastigheita for vassmetta og tørre lausmassar.

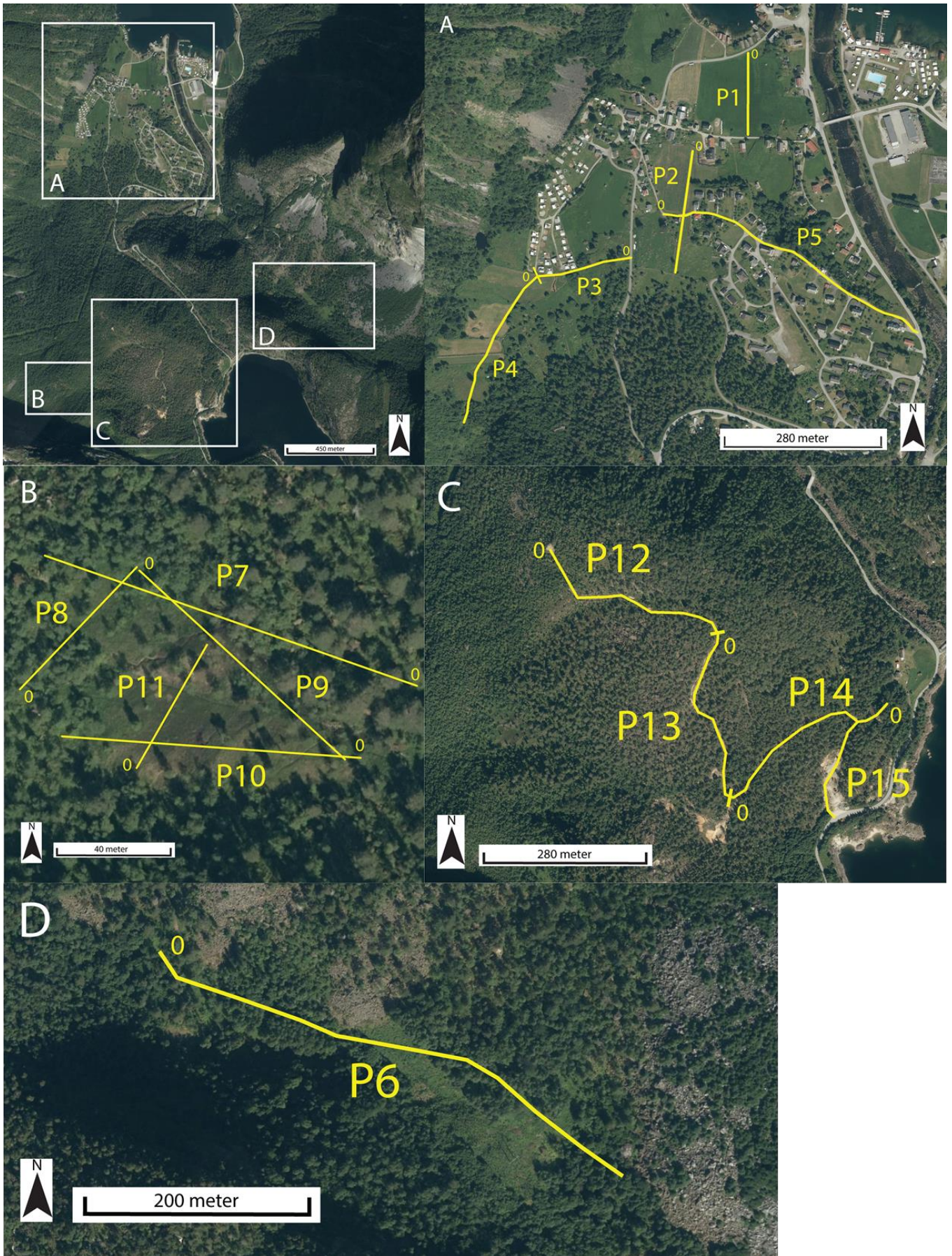
5.1.1 Profil P1

Profil P1 (figur 5.2) er målt i nord-sør retning over ein jordbæråker, og startar omtrent ved fjorden og går oppover åkeren 140 meter. Dette profilet går ca. 90 meter aust for den nedre delen av profil P1 til NGU (Mauring et al., 1998b). Åkeren har truleg vore pløgd og dyrka gjennom mange år noko som kan påverke dei øvste laga.

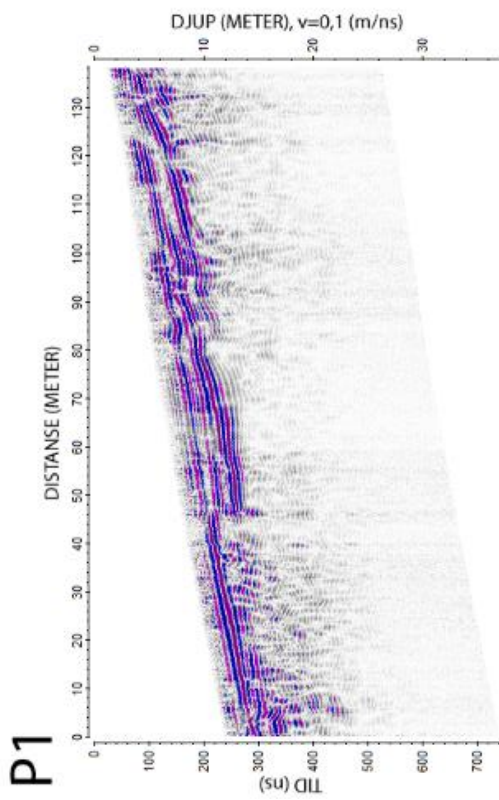
Frå overflata til ca. 2 meter djupn er det svake, men horisontale reflektorar. Frå 2 til 7 meters djupn vert dei horisontale reflektorane sterkare, men tildels uregelmessige i utstrekning. Under dette er det kaotiske reflektorar med svakare signal som vert svakare nedover, og forsvinn ved ca. 12 meters djupn.

5.1.2 Profil P2

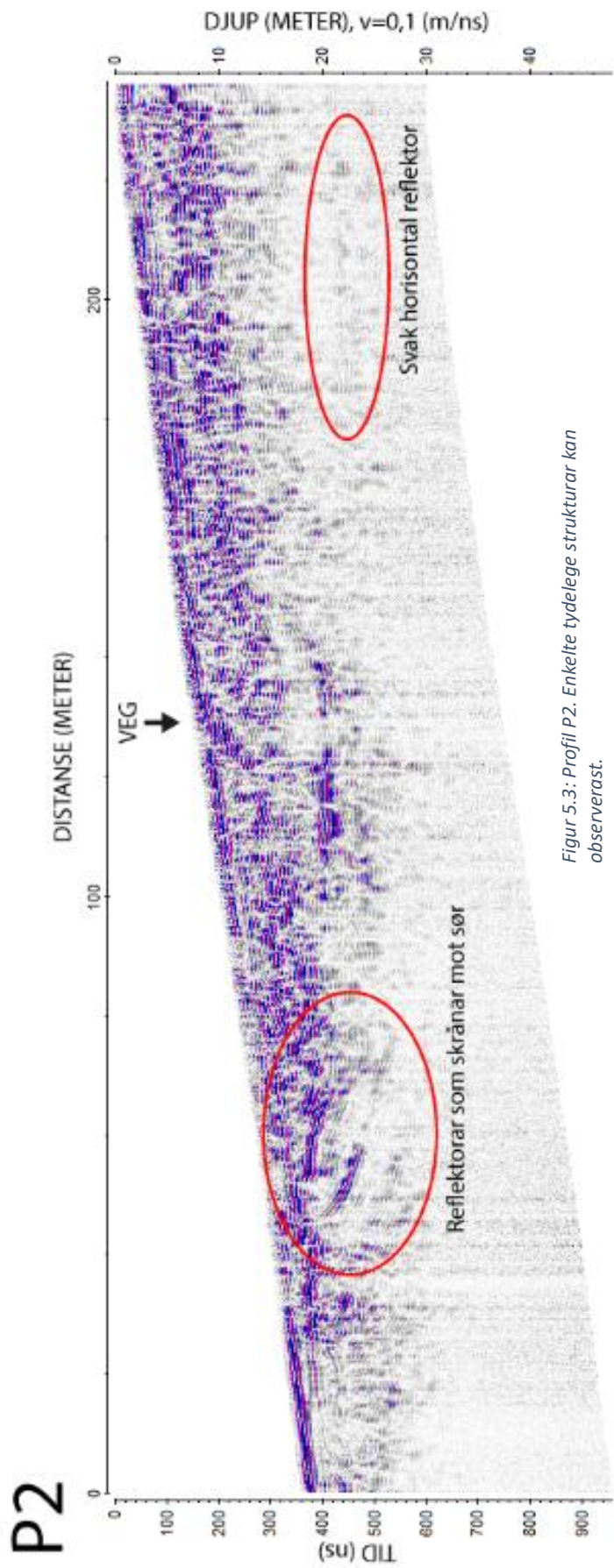
Profil P2 (figur 5.3) går i omtrent same spor som midtre og øvre del av Mauring et al. (1998b) sitt profil P1. Figur 6.4 viser samanstilling av NGU sitt profil P1 og dei nyleg innhenta profilane P1 og P2 til dette prosjektet. Profil P2 går over ei pløgd mark som skrånar opp mot Årjuvterrassen, der kryssar profilet ein veg før den fortsett på ei utmark med fleire større blokker. Profilet er 231 meter langt.



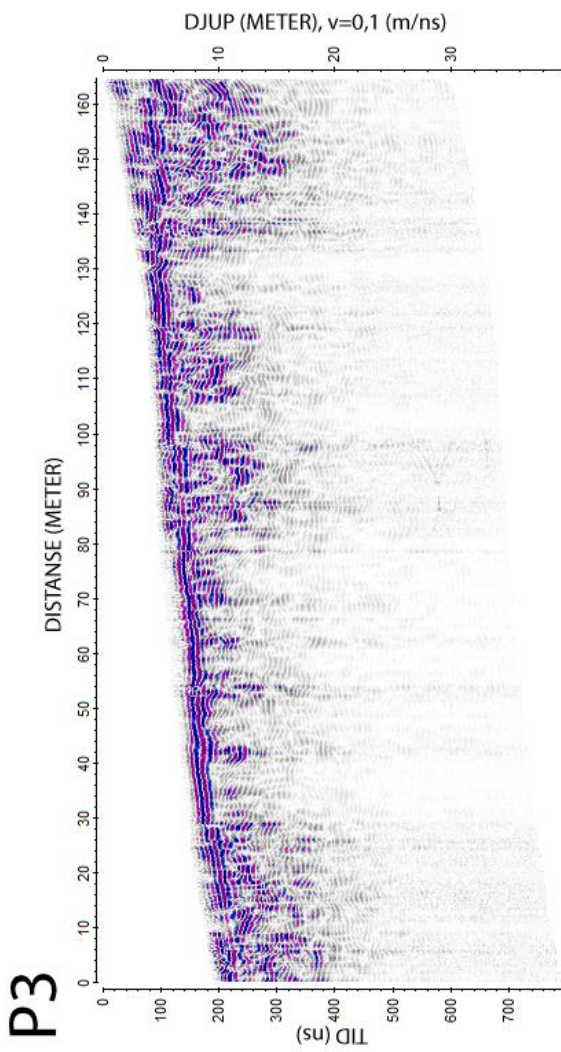
Figur 5.1: Oversikts over alle georadar-profil samla inn til dette masterprosjektet. Starten av kvart profil er markert med 0.



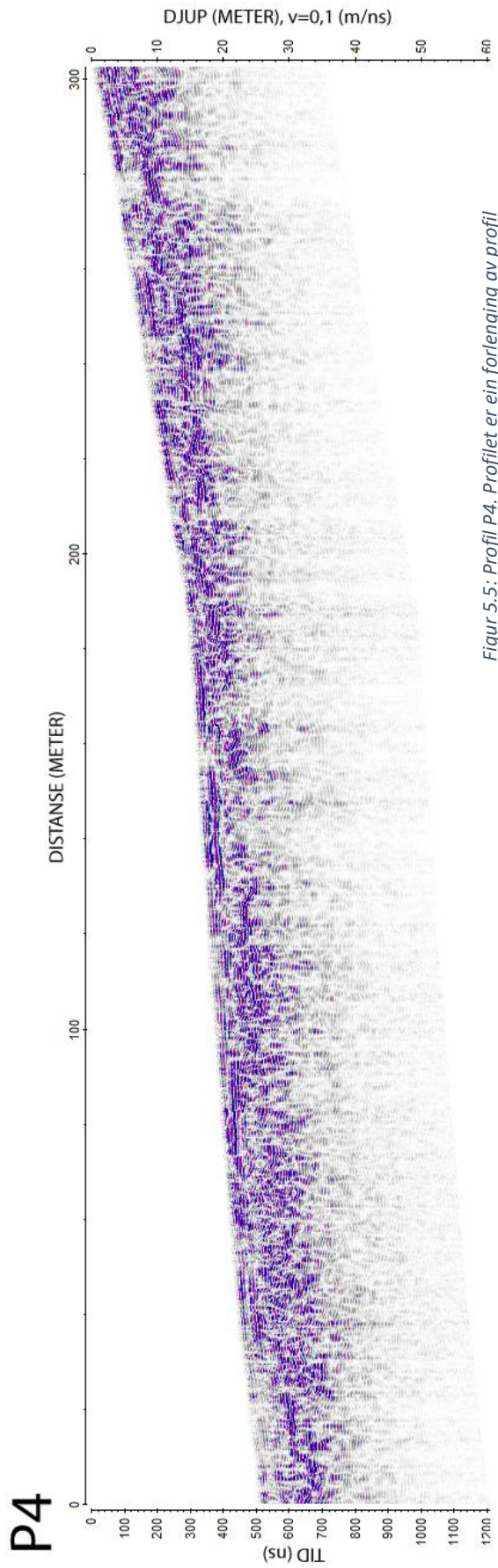
Figur 5.2: Profil P1. Profilet er samla inn på ein øker nærre fjorden.



Figur 5.3: Profil P2. Enkelte tydelege strukturar kan observerast.



Figur 5.4: Profil P3. Profilet er samla inn ved foten av avsettinga til Kallsjøskredet.



Figur 5.5: Profil P4. Profilet er ein forlenging av profil P3 og viser kaotiske mønster.

Dei øvste 2 meterane viser horisontale reflektorar som vert meir brotne opp utover på profilet. Under dei horisontale signala er refleksjonane kaotiske. Ved 40 meter dippar reflektorar på 5 meters djupn nedover i profilet mot nord til ca. 15 meters djup. Desse reflektorane dippar enten opp att ved 150 meter, og lagar ei skålform, eller så fortsett reflektorane til 20 meters djupn til enden av profilet. Over skålforma er signala kaotiske og fortsett til slutten av profilet. Desse kaotiske reflektorane vert svakare og forsvinn ved ca. 15 meters djupn. På ca. 20 meters djupn mellom 190 til 210 meter er eit svak horisontalt signal registert, som kan vere fortsetjing av dei dippande reflektorane ved 40 meter. I første del av profilet går ikkje signala så djupt, men forsvinn ved 15 meters djupn.

5.1.3 Profil P3 og P4

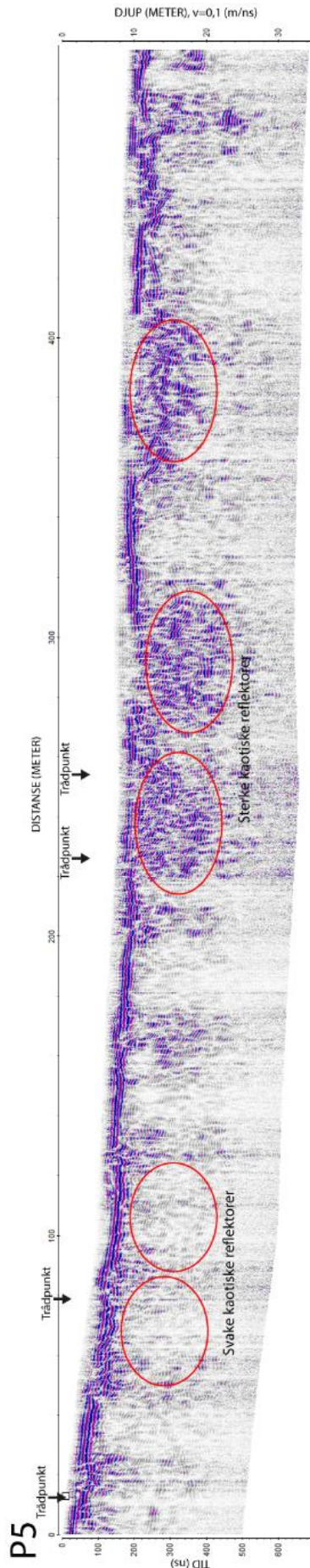
Profil P3 (figur 5.4) og P4 (figur 5.5) er forlengingar av kvarandre og er samla inn på marka ovanfor campingplassen og nedanfor Haugenden. Innsamlinga vart gjort over ein traktorveg, og markene rundt er rydda for stein og brukt som slåttemark. Profila målar til saman 468 meter, der profil P3 er 165 meter og P4 er 303 meter.

Begge profila viser horisontale signal dei øvste 4 meterane. Stadvis kan dei horisontale signala vera svakare, spesielt på profil P4. Under dei horisontale reflektorane er det kaotiske signal utan eit mønster. Stadvis kan og desse signala vera svakare, her spesielt på profil P3. Dei kaotiske signala minskar i styrke ved ca. 15 meters djup, og forsvinn heilt ved omtrent 20 meters djup.

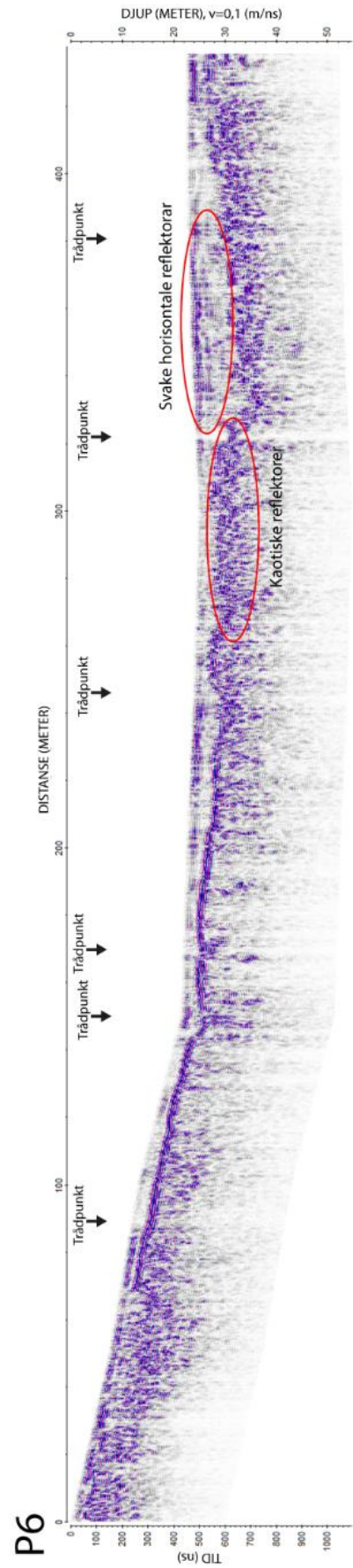
5.1.4 Profil P5

Profil P5 (figur 5.6) er samla inn langs kanten til Årjuvterrassen, og målingane vart gjort på asfaltveg. Grunna nærleik til hus og infrastruktur er det fleire element, slik som straumleidningar og røyr, som kan forstyrre signala frå sendar-antenna til mottakar-antenna til georadaren, men dette vart ikkje observert på profilet. Profilet er 513 meter langt.

Dei øvste 5 meterane for profilet til Årjuvterrassen har horisontale reflektorar. Desse reflektorane vert brotne opp enkelte stader med uregelmessige signal. Under dei horisontale signala frå starten av profilet til 220 meter er det svake kaotiske signal som forsvinn ved omtrent 20 meters djupn. Mellom 220 meter og 310 meter er det sterke kaotiske signal som går ned til 15 meters djupn. Same kaotiske signal er mellom 360 meter til 410 meter, men her går mønsteret ned til ca. 10 meters djupn. Frå 440 meter til slutten av profilet er det horisontale signal i ulike nivå, og same svake kaotiske mønster som dei første 220 meterane.

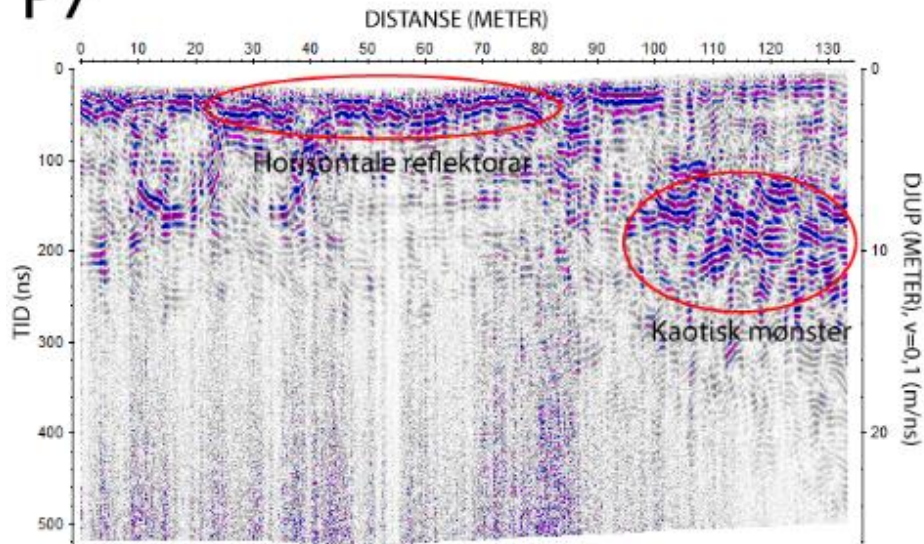


Figur 5.6: Profil P5 samla inn ved kanten av Årjuvterrassen. Stopp på grunn av hip chain-tråd som rauk er markert som trådpunkt. Både svake og sterke kaotiske reflektorar kan observerast.

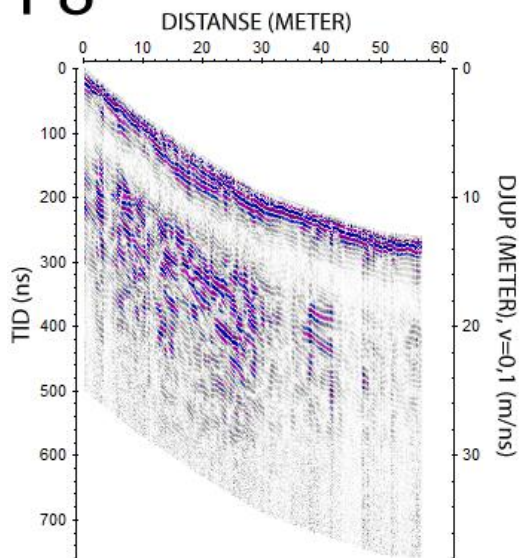


Figur 5.7: Profil P6 frå Jimdalen. Sterke og svake horisontale reflektorar kan observerast.

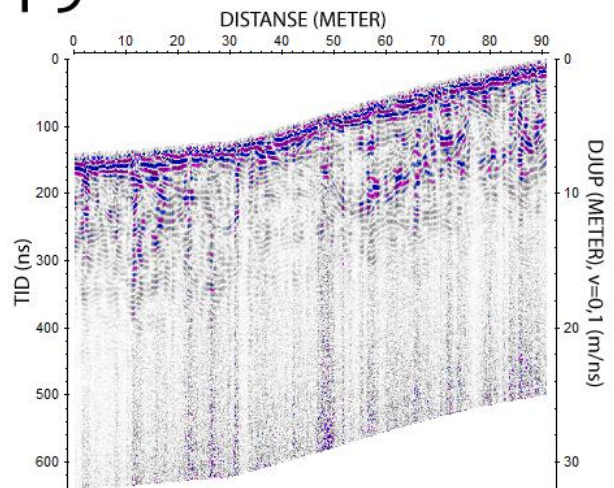
P7



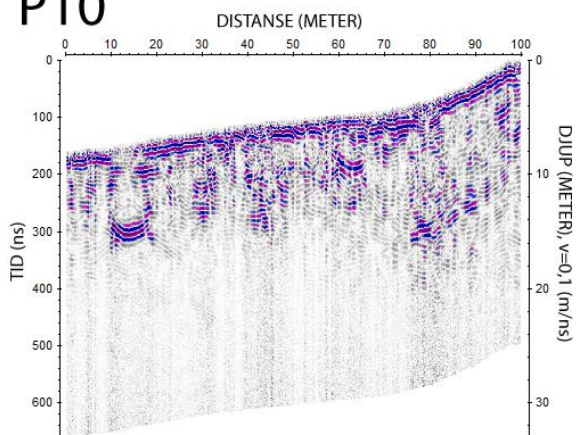
P8



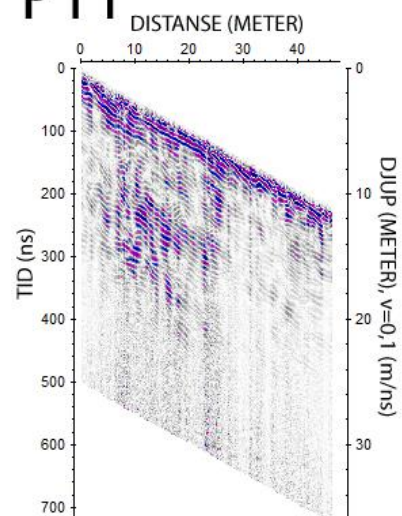
P9



P10



P11



Figur 5.8: Alle profil samla inn på Høystakkmyra. Horizontale reflektorar dominerar dei øvste meterane, medan det er kaotisk mønster under.

5.1.5 Profil P6

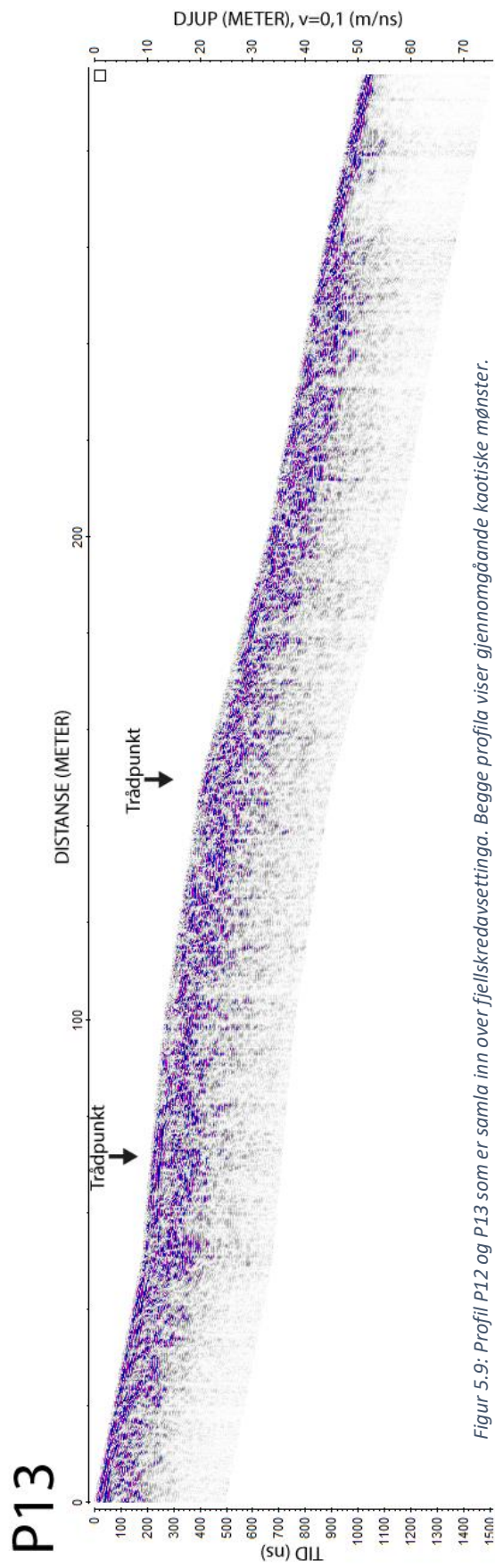
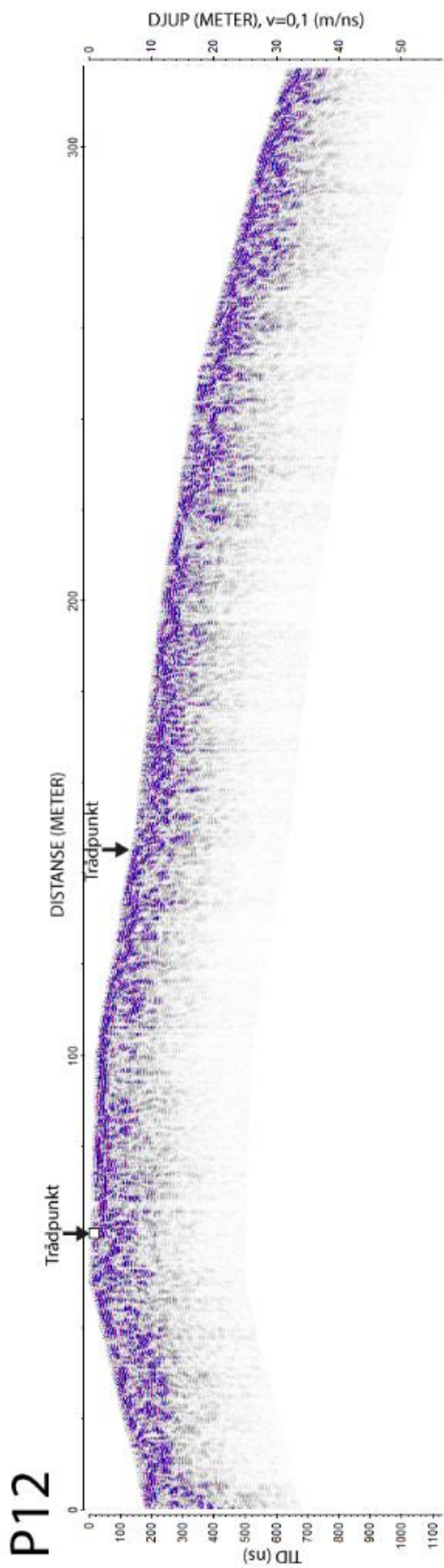
Profil P6 (figur 5.7) er samla inn langs skogsvegen i Jimdalen, og følgjer deler av Mauring et al. (1998b) sitt profil i Jimdalen, P1. Figur 6.5 viser samanstilling mellom det innhenta profilet til dette prosjektet og NGU sitt profil. Det går ei kraftlinje gjennom Jimdalen som kan forstyrre signala til georadaren, men dette vart ikkje observert i profilet. Profilet har ein lengde på 417 meter.

For profilet i Jimdalen er svake horisontale signal registrert dei øvste 2 meter. Enkelte stadar er desse signala sterkare, og dei første 40 meterane er signala litt meir bølgete enn på resten av profilet. Mellom 70 til 220 meter er sterke horisontale reflektorar på 4 til 6 meters djupn registrert. Under desse horisontale reflektorane er signala svake og viser inga bestemt mønster. Både før og etter dei horisontale reflektorane er signala kaotiske. For dei første 40 meterane går dei kaotiske signala heilt opp til dei øvste reflektorane, medan frå 250 meter til 320 meter er det svakare signal frå overflata ned til ca. 4 meter før dei kaotiske signala byrjar. Frå 320 meter til 420 meter er dei kaotiske signala endå djupare, og dei svake signala over kan minne om eit basseng. Dei kaotiske signala vert svakare og svakare med djupet, og forsvinn heilt ved ca. 25 meters djupn.

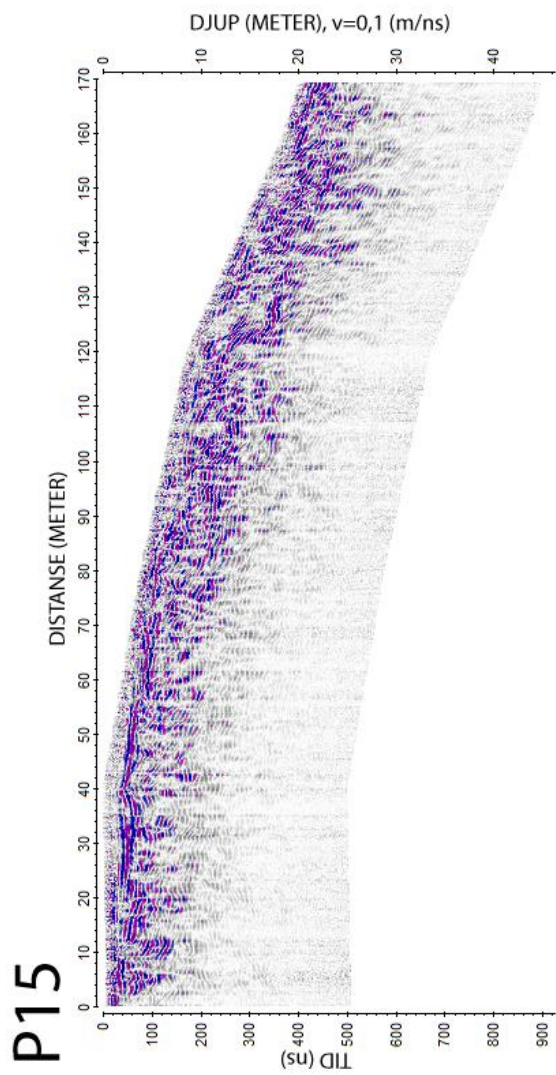
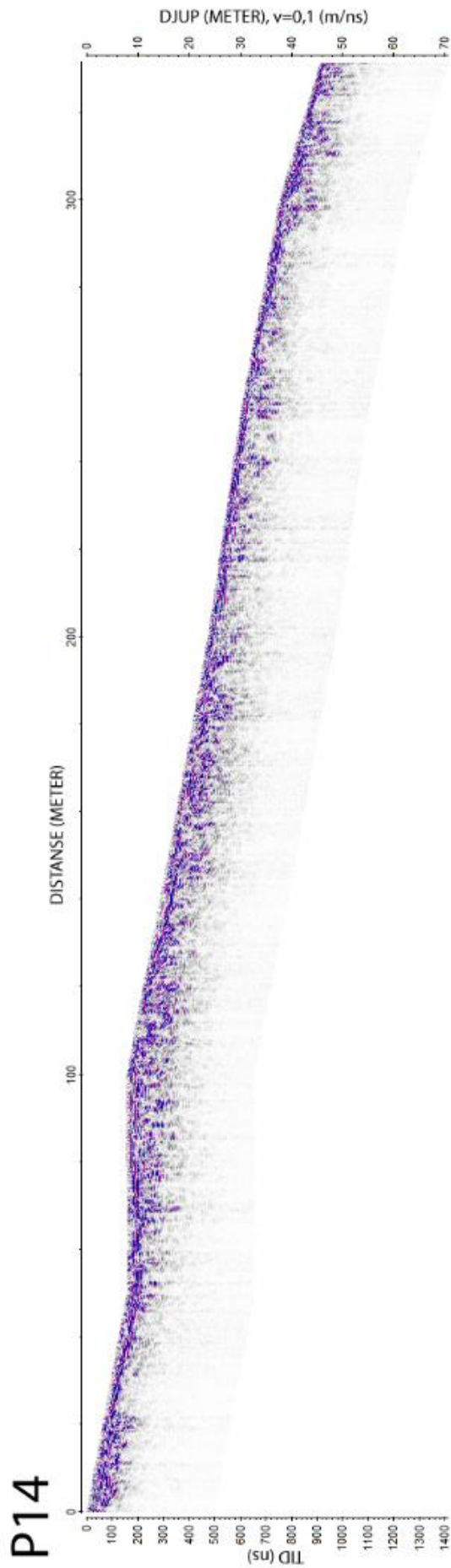
5.1.6 Profil P7, P8, P9, P10 og P11

Profil P7, P8, P9, P10 og P11 (figur 5.8) er alle samla inn over Høystakkmyra. Profil P7 er 128 meter, P8 er 55 meter, P9 er 90 meter, P10 er 97 meter og P11 er 46 meter. Profil P7, P9 og P10 har ein nordvest/søraustleg orientering, medan profil P8 og P11 har ein nordaust/sørvestleg orientering. Alle profila er samla inn over ei våt myr med nokre små bekker, noko som kan påverke resultatata ein får av målingane viss det er ionar i vatnet.

Alle profila viser horisontale reflektorar dei øvste par meterane. Under dei horisontale reflektorane er signala meir kaotiske, med nokre sterke reflektorar og nokre svake. Enkelte stadar får desse signala også opp i dei øvste horisontale laga. Dette kaotiske mønsteret går ned til ca. 10 til 12 meters djupn, enkelte stadar vert reflektorar registrert ned til 20 meters djup. Under det kaotiske mønsteret forsvinn signala frå georadaren.



Figur 5.9: Profil P12 og P13 som er samla inn over fjellskredavsettinga. Begge profila viser gjennomgåande kaotiske mønster.



Figur 5.10: Profil P14 og P15. Profila er forlengingar av P12 og P13. Også her observerast det kaotisk mønster.

5.1.7 Profil P12, P13, P14 og P15

Profil P12, P13 (figur 5.9), P14 og P15 (figur 5.10) er forlengingar av kvarandre, og er alle målt over Vassbakkbruna. Målingane følgjer grusvegen som delvis er grave ut og bygd opp over haugen. Profil P12 har ei lengde på 317 meter, P13 296 meter, P14 332 meter, og P15 har ei lengde på 177 meter.

Desse profila viser stort sett same mønster. Den øvste meteren har svake med kaotiske signal. Under dei øvste signala kan det vera ein meter eller to med horisontale reflektorar enkelte stadar, og desse horisontale signala er frå 10 til 20 meter lange. Stort sett har profila kaotiske signal utan mønster, med veksling mellom svake og sterke signal. Signala går ned til ca. 10 til 15 meters djup.

5. 2 Observerte bergartar i skredområdet

Under kartleggingsarbeidet i Tafjord vart det tidleg klart at dette er eit område med ein spennande og variert berggrunnsgeologi. Kallskaret er blitt eit naturreservat grunna eklogitt i veksling med andre bergartar. Augegneis dominerer området, men lommer av ultramafisk olivinstein og anortositt kan observerast i berggrunnen. Skredavsetninga nedanfor Kallskaret består stort sett av den raudbrune olivinstein, mens dei yngre steinsprangblokkene over fjellskredet består av gneis.

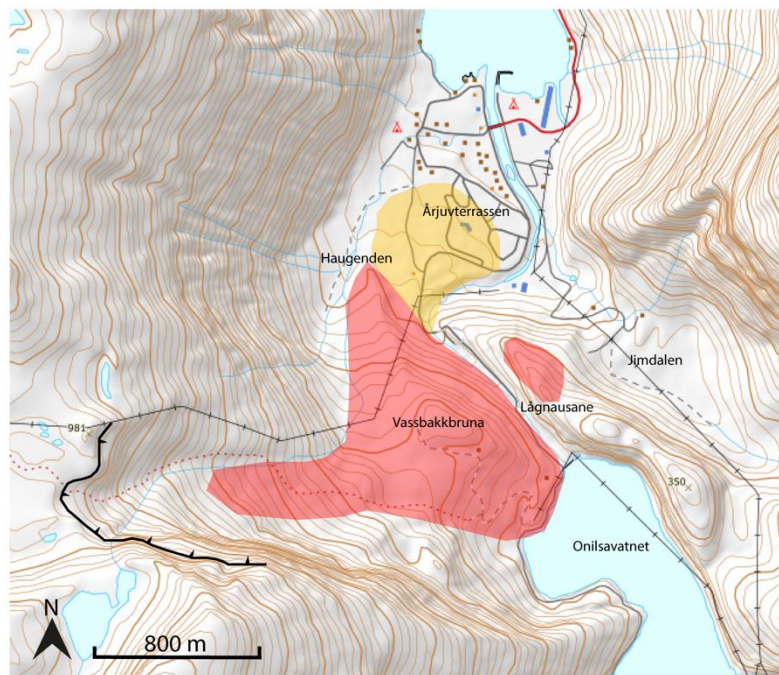
I ura over Høystakkmyra og opp mot Kallskaret kan det observerast fleire skredblokker/steinsprangblokker med ei flat side dekkja av eit såpeaktig og glatt mineral, som enten er kvit eller blå i fargen (figur 5.11). Det kvite mineralet vert tolka som talk og det blå som serpentin. Ved Vika nedanfor Raudnakken er det ei utsprengd vegskjering som visar overgangar mellom fleire av dei ulike bergartane i området. Også her kan serpentin og talk observerast i årer, og blant anna asbest.



Figur 5.11: Skredblokker med talk og serpentin. Foto: Mari Sæbø.

5.3 Skredkartlegging

Resultatet av skredkartlegginga vert vist i form av eit kvartærgeologisk kart på vedlegg A. Observasjonar gjort i felt, studiar av flyfoto og LiDAR-data er vorte brukt for å framstille kartet i ArcMap. Det kartlagde området dekkjer eit område på omtrent 6,7 km². Området er dominert av skredavsetningar i dalbotnen, skredrenner og flaumavsetningar etter bristen av den naturlege dammen som vart demma opp av Kallskarskredet. Desse avsetningane vil bli skildra i nærare detalj, med hovudsakleg fokus på fjellskred, flaumvifte, steinsprang og snøskred.

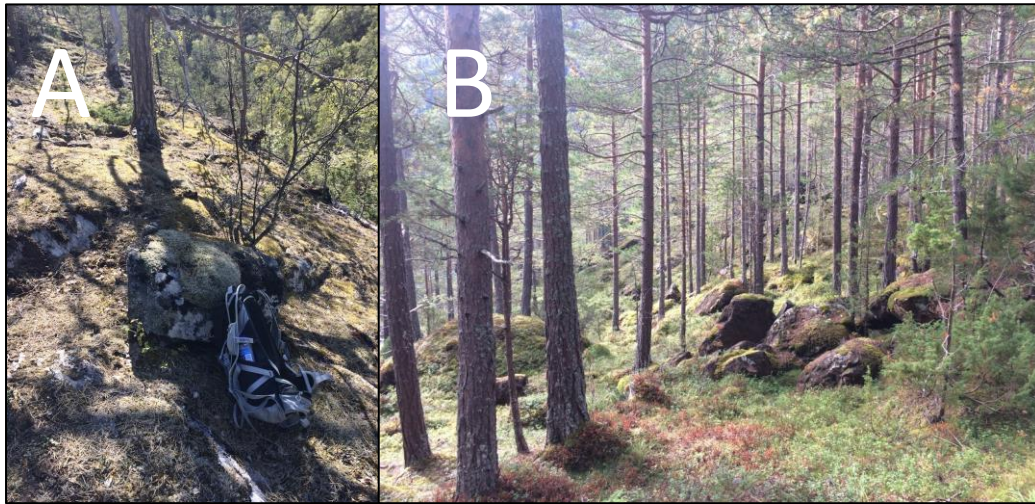


Figur 5.12: Kart som viser overflate utstrekning til Kallskarskredet (raudt) og flaumvifte (gult) etter tappinga av Onilsavatnet. Svart markering viser skredskaret etter Kallskarskredet. Topografisk kart frå NGU (2018).

5.3.1 Fjellskred

Kallskarskredet har sitt losneområde i austre del av Kallskaret, og sitt skredløp ned mot Onilsavatnet og framføre Lågnausane (figur 5.12). Losneområdet kan lett kjennast att både i felt og på kart ved eit tydeleg skar der massane har rasa ut. Sjølve skredavsetninga er så stor at haugen har fått sitt eige namn; Vassbakkbruna. Avsetninga går ut i Onilsavatnet i søraust, og har ein relativt prominent ende i nord som har fått det passende namnet Haugenden. Denne kan tydeleg observerast på kart og LiDAR-data. Skredet fekk ein naturleg stopp då den trefte Lågnausane som er av fast fjell. I dag når ikkje skredavsetninga heilt bort til Lågnausane, men skredblokker kan observerast på Lågnausane og i skråninga på austsida av ryggen mot Jimdalen (figur 5.13A). Dette tyder på at skredet gjekk delvis oppå og over ryggen. Det er i dag ein forseinking mellom ryggen og lausmassehaugen, og det tørre løpet til Storelva ligg der. I følge

Blikra et al. (2002) kan avsetninga til Kallskarskredet følgast 2 kilometer ut Tafjorden. Det er derfor rimeleg å anta at fjellskredavsetninga er å finne under overliggande lausmassar frå Haugenden og ned mot fjorden.

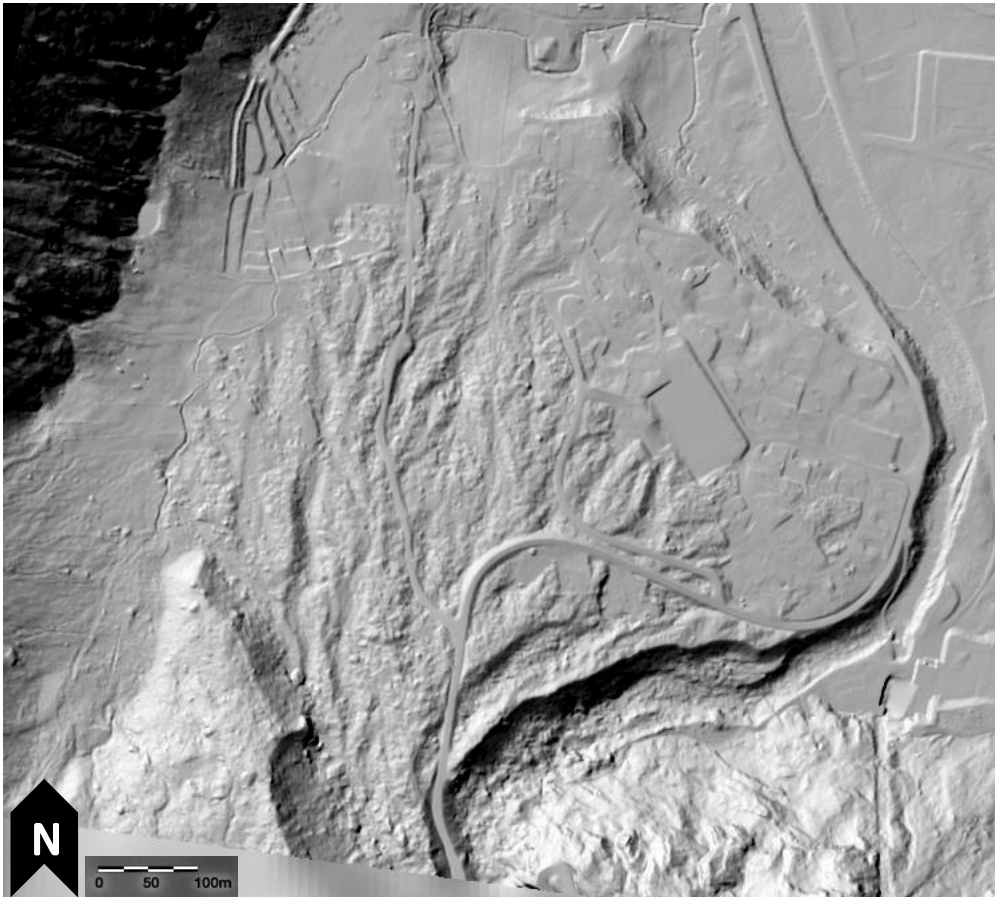


Figur 5.13A: Skredblokk på Lågnausane som indikerer at Kallskarskredet avsette skredblokker oppå ryggen. B: Forvitra raudbrune olivinsteinblokker i overflata på Vassbakkbruna. Heile avsettingen er dekkja av furuskog.

Lausmassane består stort sett av blokker av olivinstein som har ein raudbrun farge og forvitrar lett. Ein del av blokkene er så forvitra at dei er delvis blitt til sand (figur 5.13B). Blokkane kan ha ein storleik på opptil 4x4 meter og ned til 1x1 meter og er kanta i forma. Det går ein grusveg over Vassbakkbruna. Øvste del av vegen går gjennom ein forseinking på haugen, og på nordsida av denne forseinkinga er lausmassane meir dominert av gneisblokker i overflata. Heile haugen er dekkja av vegetasjon av mose og furuskog, nær skredsida er og ei myr blitt danna. Det kan sjå ut som det er litt mindre vegetasjon over områda der gneis dominerer overflata.

5.3.2 Flaumvifte

Utifrå terrenngmodellen over Tafjord kan ein tydeleg observere ei vifteform som har utløp frå mellom Lågnausane og Vassbakkbruna (figur 5.14). Vifta ligg over Årjuvterrassen, som truleg er danna av glasifluvialt- og fluvialtmateriale som bygde seg ut når det var høg sedimentasjonstilførsel grunna ismelting. I felt kan det observerast mange blokker i overflata med mykje vegetasjon over, der det ikkje er bustader eller rydda mark. Blokkene består av same materiale som fjellskredavsetninga. Det kan og utifrå terrenngmodellen observerast nord/sør-gåande levéer i vifta, og i felt kan overflata verke kaotisk. Storelva, som har sitt løp mellom Lågnausane og Vassbakkbruna, har erodert seg inn i vifta og terrassen sin søraustlege kant. I terrasseskråninga mot nord kan det observerast store blokker som truleg er avsett av same hending som vifta. Skråninga er ein erosjonskant, og er truleg blitt utsatt for både bølge- og elveerosjon gjennom åras løp.

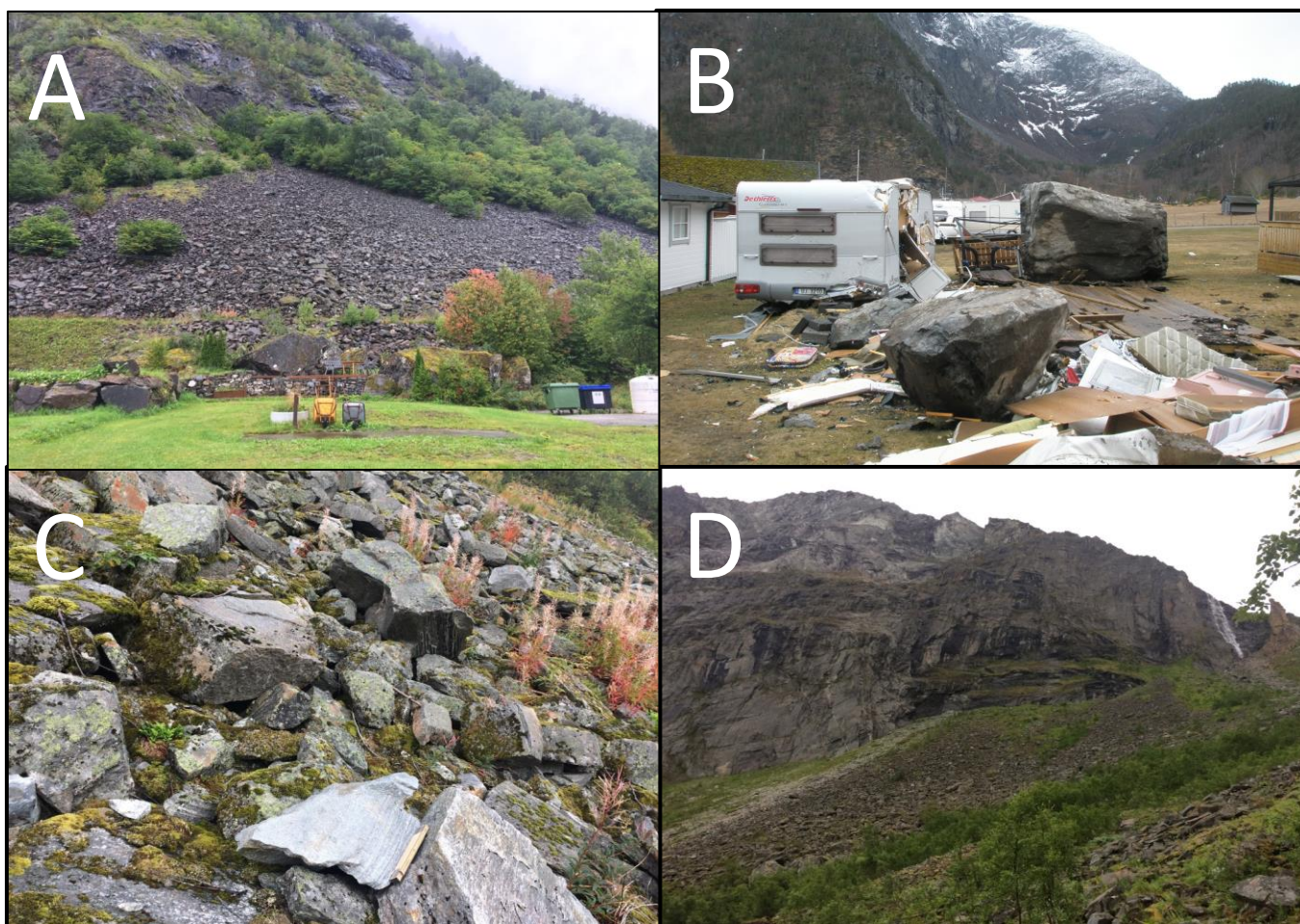


Figur 5.14: Skyggerelieffmodell der ein tydeleg kan sjå vifta som vart danna når den naturlege demningen til Onilsavatnet brast. Levèr skapar forgreiningar over heile vifta som har ei høgd på ca. 30 m o.h. Henta frå Høydedata (2018).

5.3.3 Steinsprang

På campingplassen i Tafjord er det bygd ein skredvoll mot vestre fjellside for å sikre området mot steinsprang (figur 5.15A). Vollen er bygd framføre ei talusvifte danna av steinsprang. Ura har fallsortering, og er utan vegetasjon noko som indikerer nyare skredaktivitet. I april 2013 gjekk det eit steinsprang på utsida av skredvollen. Steinspranget hadde blokker på opp mot 30 tonn (Beyer-Olsen, 2013), og knuste ei campingvogn og gjorde skadar på 10 andre (figur 5.15B).

I ura frå Høystakkmyra og opp mot Kallskaret er det fleire område med mindre vegetasjon og nyare skredblokker med ferske brotflater (figur 5.15C). Desse blokkene består stort sett enten av gneis eller anortositt, som er bergartane som pregar den sørlege fjellveggen mot Kallen. Fleire av desse blokkene stammar frå steinsprang frå sørlege fjellveggen (figur 5.15D), og er av nyare alder enn Kallskarskredet. Det kan vere vanskeleg å skilje gjentekne steinsprang og steinskred i ei ur, så det kan også ha gått steinskred nedanfor Kallen utan at det er mogleg å tolke dette i felt.

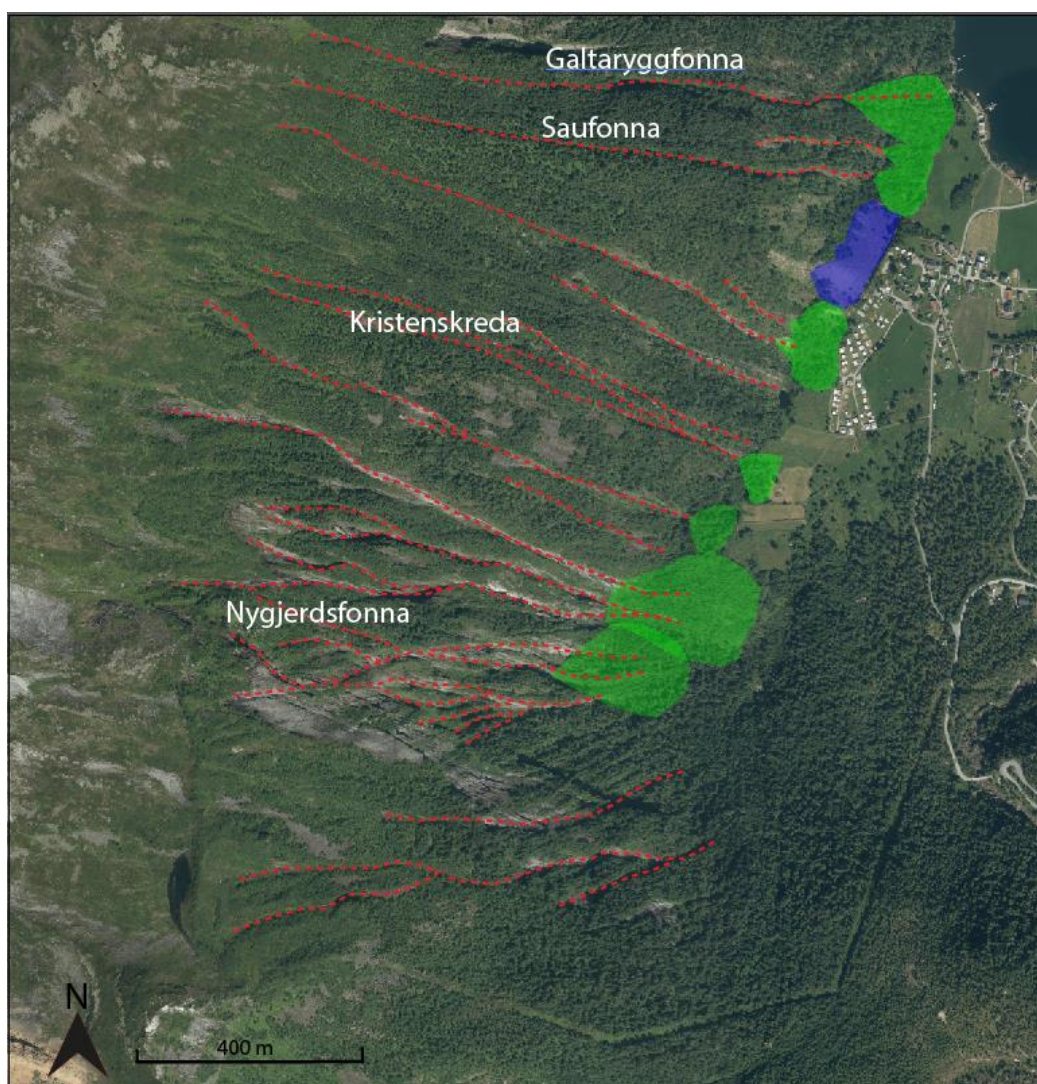


Figur 5.15A: Skredvoll og steinsprangvifte ved Tafjord Camping. Foto: Mari Sæbø. B: Steinsprang med svære blokker knuse flere campingvogner i 2013 i Tafjord. Bilde frå MyNewsDesk (u. å.). C: Nyare steinsprangblokk nedanfor Kallskaret Foto: Mari Sæbø. D: Talusvifte nedanfor den sørlege fjellveggen. Foto: Mari Sæbø.

5.3.4 Snøskred

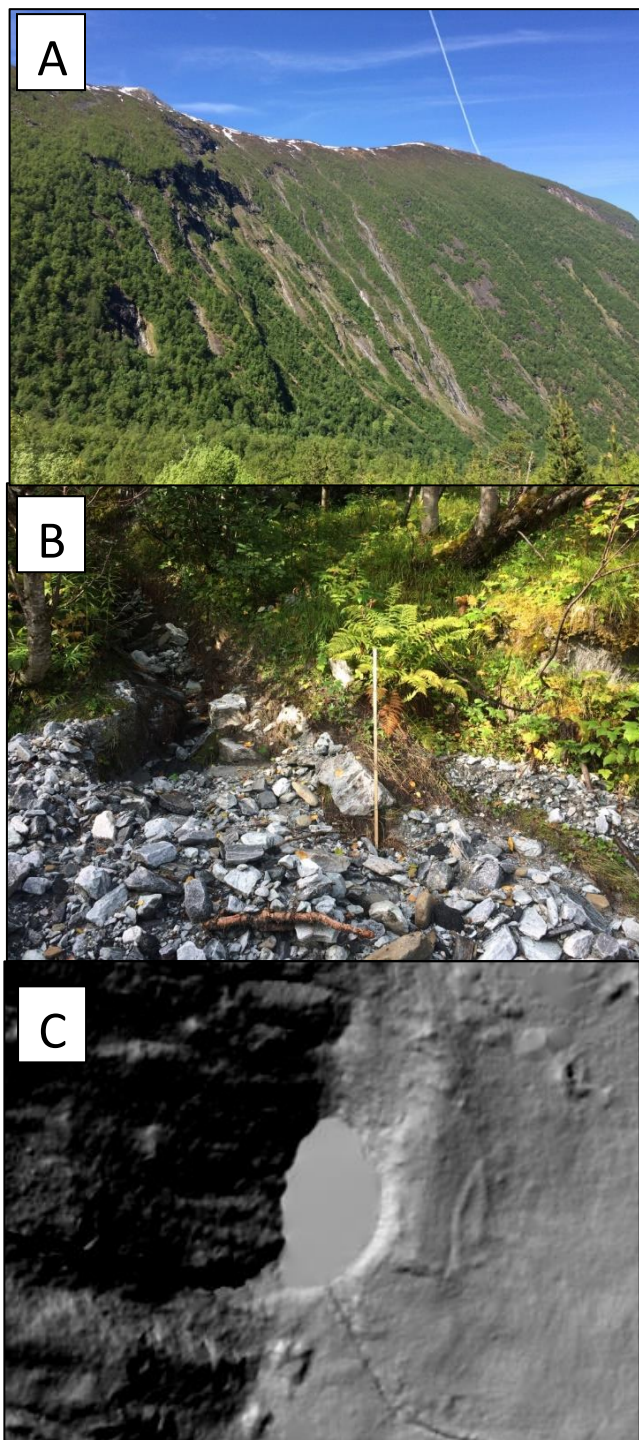
Vestre fjellsida av Tafjord er ein bratt stigning på ca. 1000 meter. Heile fjellsida har ein vinkel på over 30°, og stadvis også over 50°. Vinkel tilseier at snøskredfaren er stor, men grunna den bratte vinkelen vil ikkje så mykje snø bli akkumulert i dalsida. Omtrent ved 1000 meters høgde flatar fjellet ut, og meir snø akkumulerer i dette området. Ned langs dalsida kan fleire vegetasjonslause renner observerast (figur 5. 16 og 5.17A). Under feltarbeidet i mai 2017 gjekk det fleire sørpeskred frå toppen av fjellsida og ned rennene. Det buldra og braka i heile bygda, og svært våt og rennande snø rasa ned øvre del av dalsida. Det går truleg fleire sørpeskred ned dei ulike skredrennene kvar vår under snøsmeltinga. Under snøsmeltinga kan smeltevatn bli til bekker i rennene, og viss bekkene dreg med seg lausmassar kan det oppstå flaumskred som legg seg over snøskredviftene (figur 5.17B).

I botnen av dalsida kan fleire tydlege skredvifter observerast på den digitale terrengmodellen. Grunna mykje vegetasjon kan det vere vanskeleg å observere desse viftene i felt, forutan steinsprangurer som ikkje er dekkja av vegetasjon. Det er berre i botnen under Nygjerdsonna at ein kan observere parti med mindre vegetasjon og nokre brotne tre. Under Nygjerdsonna viser og terrengmodellen fleire levéer over skredvifta. Mindre prominente levéer finns og på vifta under Galtaryggsonna. I botnen av Kristenskreda er det blitt danna ei oval grop med diameter 30x20 meter (figur 5.17C). Gropa vert demma opp av ein voll. Denne gropa vert tolka som ei snøskredgrop (‘snow-avalanche impact pit’). Gropa og vollen vert danna av at fleire snøskred treff same stad, og sedimenta dannar ein voll som demmer opp den smelta snøen (Matthews et al., 2017).



Figur 2.16: Skredrenner på vestre fjellside i Tafjord. Grøne vifter er snøskredavsettingar, og blå vifte er steinsprang. Flyfoto frå Norgebilder (2018).

Ser ein på eldre bileter frå Tafjord kan ein sjå at dalsida hadde mykje mindre vegetasjon, og viftene var meir framtrédande. Gamle kjelder frå bygda fortel og om store snøskred som gjekk kvart år på same stad, og bygdefolket visste godt kor ein ikkje skulle ferdast på vinteren på grunn av faren for skred (Furseth, u. å.). Det går ikkje lengre store årvisse lausnøskred og flaksnøskred over Tafjord, men skredviftene er eit tydeleg teikn på at dei har gått i tidlegare tider.

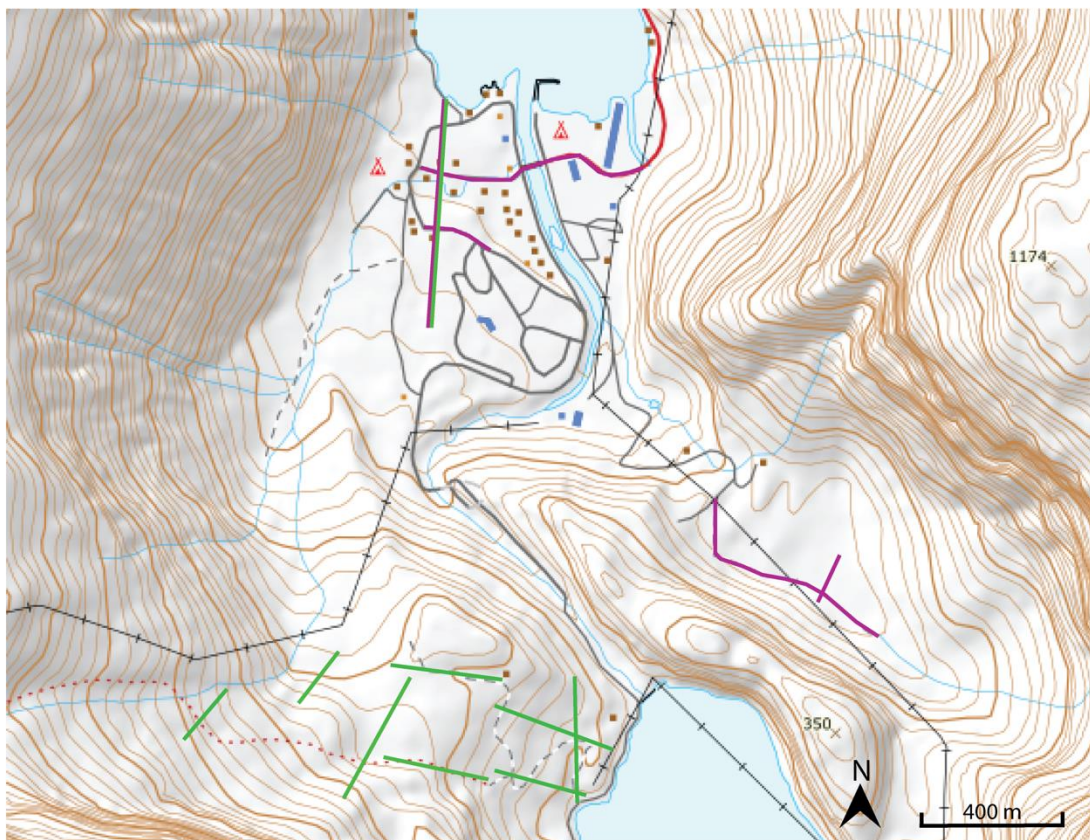


Figur 5.17A: Skredrenner på vestre fjellsida av Tafjord. Foto: Mari Sæbø. B: Erodert renne av sørpeskred nedanfor Kallskaret. Foto: Mari Sæbø. C: Snøskredgrop i botnen av Kristenskreda. Frå Høydedata (2018).

6 Diskusjon

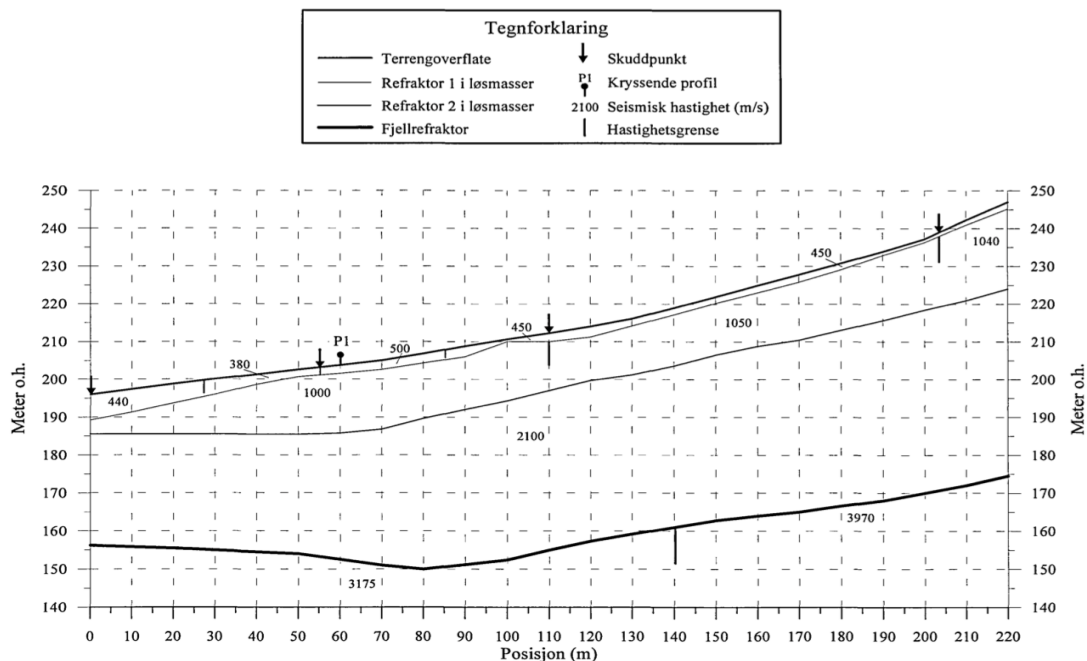
6.1 Samanlikning av GPR-data og refraksjonsseismiske data over Tafjord

Når det blei bestemt å gjennomføre georadarmålingar i Tafjord, var målet å komme djupt ned i sedimenta for betre å identifisere eventuelle overgangar mellom morene-, skred- og flomavsetningar, og glasifluviale avsetningar, og dermed betre forstå den geomorfologiske utviklingshistoria til området. I felt skulle det brukast to antenner, på høvesvis 50 og 25 MHz. Antenna med lågast frekvens og djupast penetrasjon fungerte ikkje i felt, noko som endra målet for georadaropptaka. Målet vart no å samle inn georadaropptak på tilsvarande profil som i Muring et al. (1998b) for å samanlikne resultatane, og for å sjå om nye tolkingar kunne bli gjort etter 20 år med teknologisk utvikling. Det vart også samla inn GPR-data innan same område som dei refraksjonsseismiske profila til Muring et al. (1998a) og Muring & Tønnesen (1998) (figur 6.1). Dette er to veldig ulike metodar for å undersøke lausmassar, både når det gjeld djupn og oppløysning, men dei ulike resultatane kan framleis samanliknast til ein viss grad.

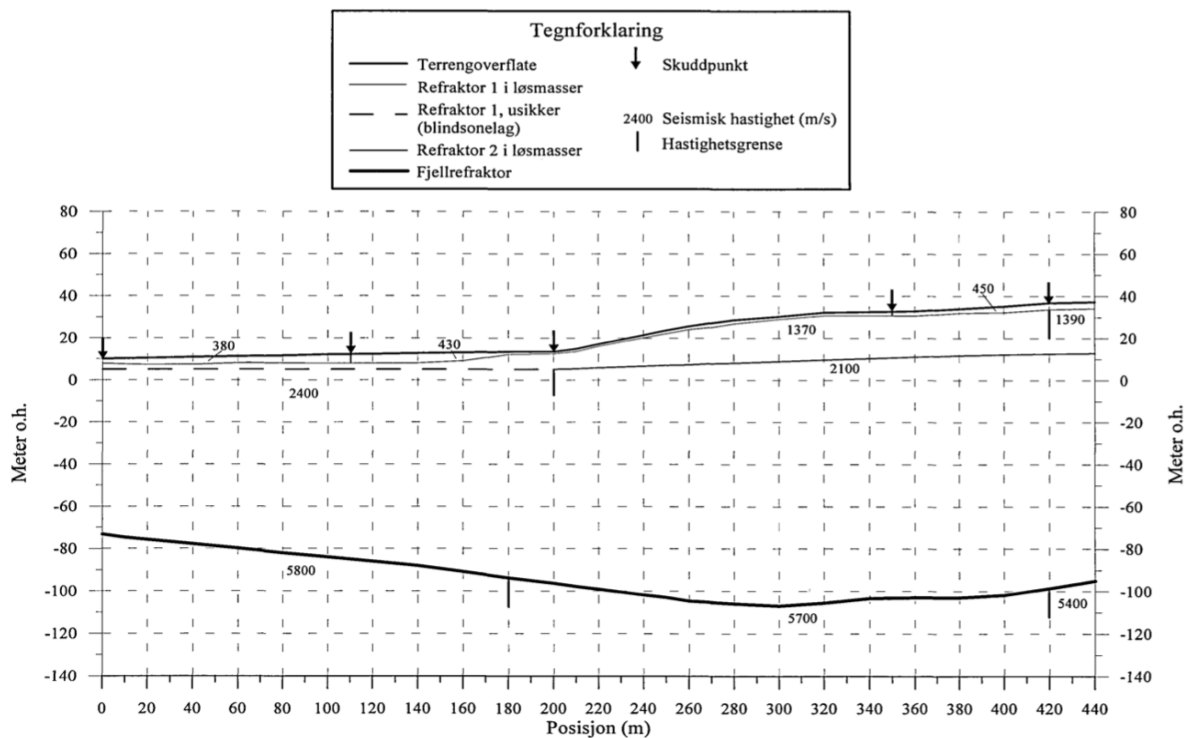


Figur 6.1: Kart over GPR-profil og seismiske profil henta inn av NGU. Grøn indikerer refraksjonsseismiske profil, rosa indikerer GPR-profil. Topografisk kart frå NGU (2018).

Det som er felles for alle GPR-profila, både dei samla inn til dette masterprosjektet og dei frå Mauring et al. (1998b), er at det er lite lagdeling og tjukke lag med kaotisk mønster. Kaotisk mønster er typisk for morene- og skredmateriale, men også for sand og grus i kryss-sjikt. Det kaotiske mønsteret er spesielt typisk for profila samla inn over Vassbakkbruna (figur 5.8). Dette er ikkje overraskande då heile haugen er tolka til å vere fjellskredavsetning etter Kallskarskredet. Materialet i overflata er forvitra skredblokker, og dette er truleg tilfellet i fleire titals meter nedover i avsetninga. Hole (1979) tolka avsetninga til Kallskarskredet tolka til å vere ei randmorene etter innlandsisen. Posisjonen i dalen og glasiasjonshistoria til området tilseier at det har vore mogleg med danning av ein randmorene på denne lokaliteten, derfor hadde det vore interessant å vite om det låg ein eldre randavsetning under Kallskarskredet. Georadar-målingane over Vassbakkbruna går ikkje djupare enn maks 20 meter, og på profila kan det ikkje identifiserast noko overgang til ein eventuell moreneavsetning. Også Mauring & Tønnesen (1998) og i Mauring et al. (1998a) stiller spørsmål om Vassbakkbruna er ein rein skredavsetning. Dei refraksjonsseismiske målingane over haugen indikerte fire hastighetslag (figur 6.2). Nedste lag representerer fjell, dei to øvste laga vert tolka til å vere laust og tørt skredmateriale, mens dei underliggende sedimenta kan bli tolka som enten vassmetta skredmateriale eller morenemateriale. For å avgjere om det ligger ei randmorene under Kallskarskredet trengst det derfor vidare undersøkingar av området.

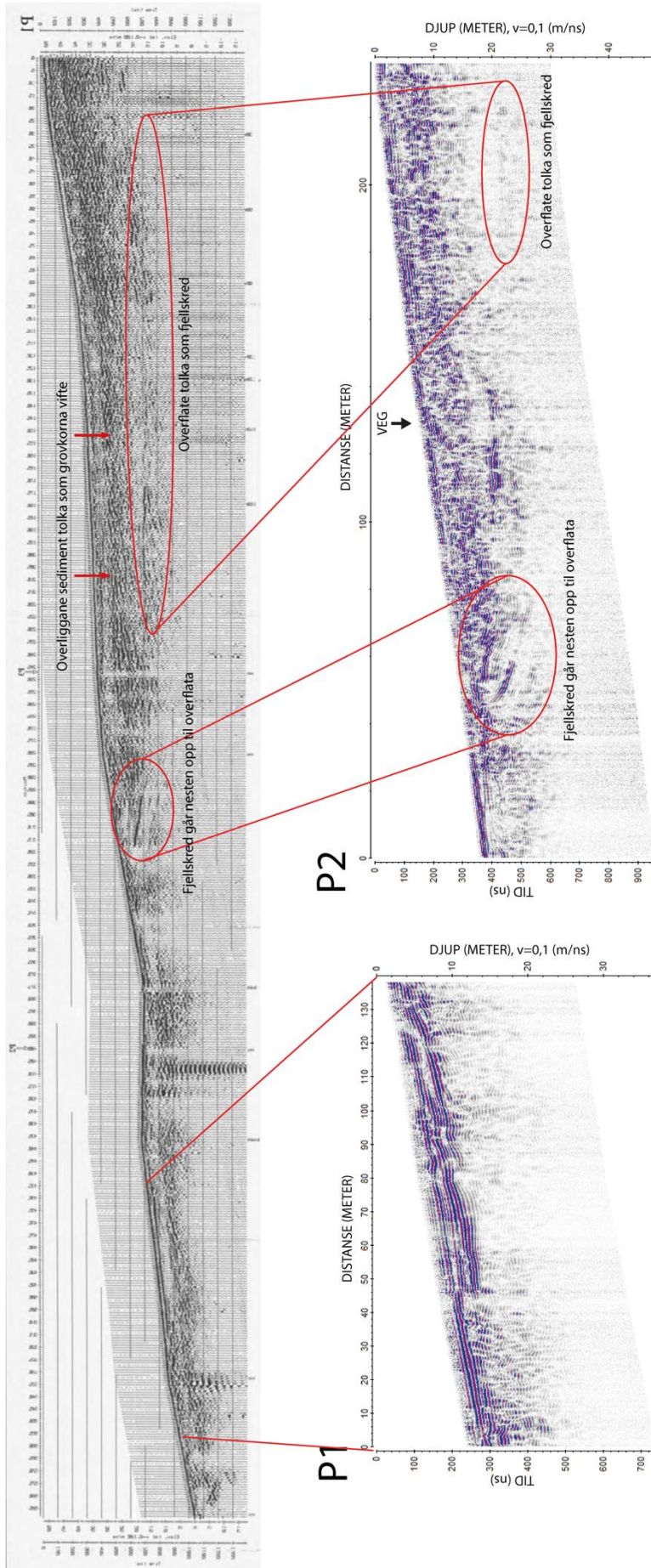


Figur 6.2: Refraksjonsseismisk profil frå Vassbakkbruna som viser fire hastigheitslag. Nedste reflektor er fjell, og den tjukke avsetninga over er tolka som vassmetta skredmateriale eller morene. Dei øvste laga er tolka som tørt og laust skredmateriale. Profil frå Mauring et al. (1998a)

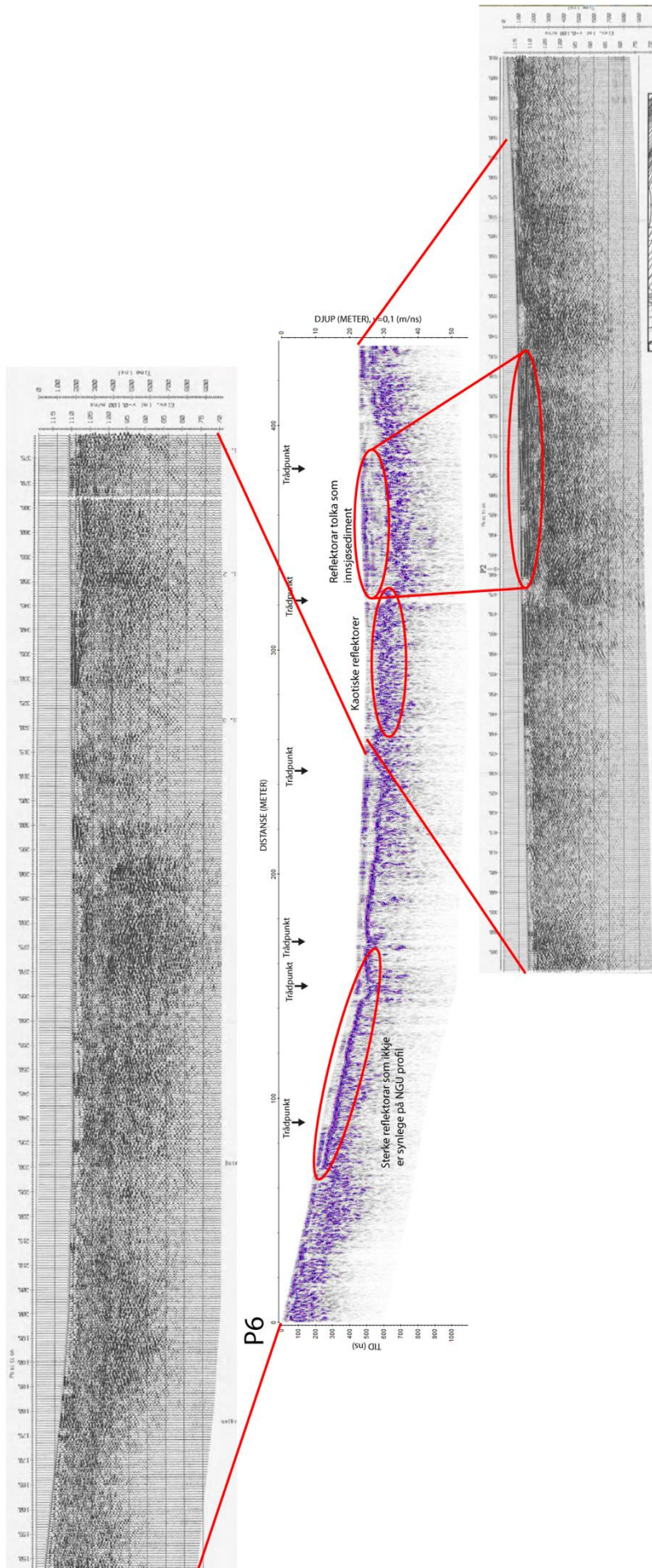


Figur 6.3: Refraksjonsseismisk profil frå Tafjordbygda samla inn frå fjorden og mot sør. Her er fire hastigheitslag registrert, men berre dei to nedste tolka. Nedst er fjell med overliggjande sediment tolka som enten skredmateriale eller botnmorene. Profil frå Mauring et al. (1998a).

Også GPR-profila som er samla inn i Tafjordbygda viser tidvis kaotiske mønstre, spesielt for dei djupare reflektorane. Sjølv om Kallskarskredet si mest framtrekande avsetning er Vassbakkbruna, har delar rasa ut og ned på det som i dag er Tafjordbygda. Det same gjeld og for flaumavsetningane som vart avsette då demninga brast. Det kan også ha gått andre skred utover dalen, både frå aust- og vestsida, som har avsett materiale under det ein kan sjå i dag. Det seismiske profilet samla inn i bygda viser også fire hastigheitslag (figur 6.3). Dei øvste to laga er ikkje tolka, men det tredje laget er tolka til å vere vassmetta lausmassar; truleg kompakte skredavsetningar eller botnmorene. Området ligger under marin grense, så det er rimeleg å tru at det er fjordsediment under skredlaget. Slike sediment vil gje ein lågare seismisk hastigheit, og vil derfor ikkje bli registreret av refraksjonsseismikk (Mauring et al., 1998a). Djupn til fjelloverflate kan og derfor vera overestimert, som er på sitt djupaste 140 meter under overflata i profilet. Dette viser store mektigheiter med sediment i dalfyllinga. Laget som vart tolka som skredavsetning frå refraksjonsprofilen, kan og kjennast att i GPR-profilen til Mauring et al. (1998b). Dette laget er vanskeleg å sjå i det nyleg innsamla profilen P2, men kan tolkast til å vere den svake reflektoren på 20 meters djupn ved 200 meter, og som går vidare nordover i profilen og når opp til 3 meters djupn ved 40 meter. Dette laget går også oppover mot overflata i NGU profilen P1 (figur 6.4). Dei øvre laga er tolka til å vere ei grovkorna vifte av Mauring et al. (1998b), noko som også stemmer godt overeins det innsamla profilet som viser kaotiske mønstre.



Figur 6.4: Øvste georadar-profil i svart/kvitt er frå Mauring et al (1998b), medan profila i fargar er profil P1 og P2 samla inn til dette masterprosjektet. Det gamle profilet er snudd. Profila er samla inn i Taiffordbygda, og går frå nære fjorden til oppå Årjuvterrassen. Enkelte av strukturane som er blitt tolka i Mauring et al (1998b) kan ein også observere i dei nye profila. Horizontal overflate som er tolka til å vere overflata til fjellskred kan observerast i både det gamle og det nye profilet.

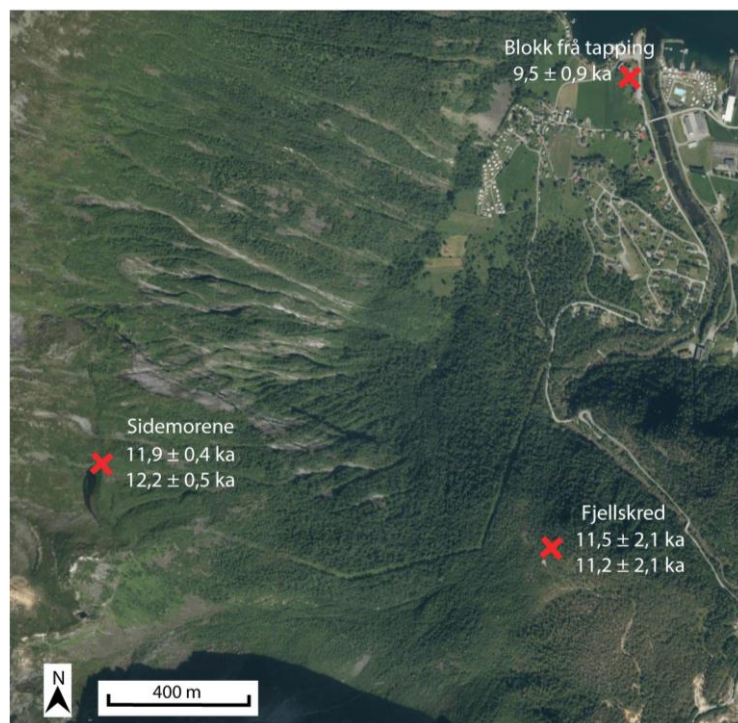


Figur 6.5: Profil i svart/kvitt er profil fra Mauring et al. (1998b), medan det farga profilen er profil samla inn til dette masterprosjektet. Profila er samla inn i Jimdalen. Det gamle profilet viser stort sett eit kaotisk mønster, medan fleire horisontale strukturar kan observerast i det nye profile.

Georadar-profila for Jimdalen viser større skilnader mellom det nyleg innsamla profilet og NGU sine profil, enn dei nemnde ovanfor. Profila til Muring et al. (1998b) viser eit gjennomgåande kaotisk mønster som vert tolka som skredavsetningar, med nokre myr- og bekkeavsetningar i overflata (figur 6.5). For det nyleg innhenta profilet i Jimdalen er det også eit gjennomgåande kaotisk mønster, men dei sterke reflektorane byrjar djupare i dette profilet. Over er det svakare reflektorar, men dei syner horisontale lag. Viss ein grev i sedimenta i Jimdalen vil ein finne berre homogen siltig jord ca. 75 cm ned, som er truleg dei horisontale svake reflektorane. Dette minner om bresjøsediment, som indikerer stillestående vatn i Jimdalen. I nordvestleg utløp av Jimdalen er det ein terskel av lausmassar (og fast fjell?) som kan ha demma opp eit vatn i Jimdalen over skredavsetningar.

6.2 Alder på Kallskarskredet og brest av demning

Som nemnt i kapittel 2.4 var Tafjord dekkja av is under yngre dryas. Terskelen som er blitt tolka som randmorena for yngre dryas-isen ligg utanfor Linge, omtrent 12 km ut i fjorden frå Tafjord. Brearmen frå innlandsisen dekkja då truleg både Tafjord og heile Tafjorden. Utifrå undersøkingane som er blitt gjort i Tafjorden er det er ikkje registrert nokre skredhendingar som er eldre enn holocen, dette er truleg fordi all eldre sediment vart erodert bort under framrykket til isen (Longva et al., 2009; Böhme et al., 2015).



Figur 6.6: Lokaltetskart for ulike eksponeringsaldrar frå Hermanns et al. (2017) og Linge (upublisert).

Det er antatt at den endelege deglasiasjonen av Tafjorden skjedde mellom 10 500 og 10 000 ^{14}C -år BP (Hughes et al., 2016). Det er blitt utført eksponeringsdateringar av blokker på ei sidemorene rett nord for Kallskaret (Linge, upublisert). To prøver vart datert frå sidemorena som ligg ca. 900 meter over havet (figur 6.6). Resultatet frå dateringane av blokkflatane viser høvesvis alder på $11,9 \pm 0,4$ ka og $12,2 \pm 0,5$ ka. Desse resultatane stemmer godt overeins med den antaking at sidemorena vart avsett av isen i yngre dryas, og at Tafjord var dekkja av is under denne perioden. Kallskarskredet må derfor ha ein alder *yngr*e enn dei gitte dateringane, for utrasing av Kallskarskredet krev at isen hadde trekt seg tilbake og forbi Kallskaret i søraust.

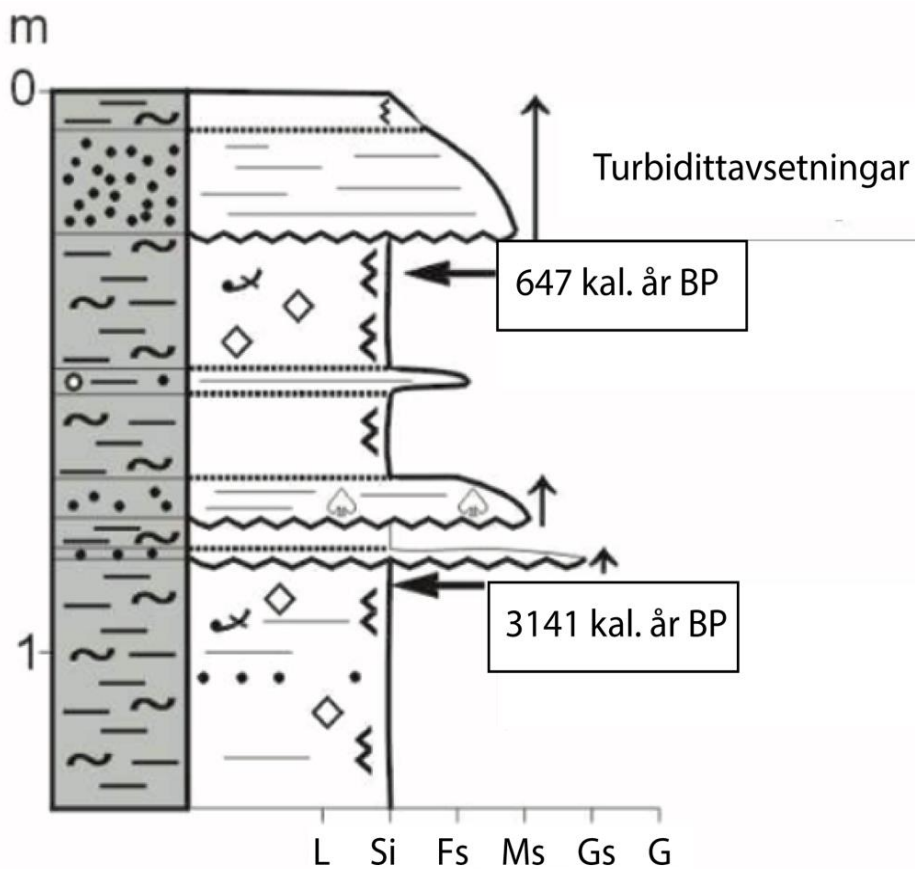
Det er antatt at tilbaketrekninga av isen etter yngre dryas gjekk rask grunna kalving i fjorden. Hermanns et al. (2017) presenterer to eksponeringsaldrar frå skredavsetninga til Kallskarskredet, frå det høgaste punktet på Vassbakkbruna (figur 6.6), på alderane $11,5 \pm 2,1$ ka og $11,2 \pm 2,1$ ka. Alderane har stor usikkerheit, men gjev framleis ein indikasjon på at skredet gjekk kort tid etter at området vart isfritt. Dette samsvarar og med resultatane frå andre daterte skred på nordvestlandet som viser at 50% av dei daterte skreda rasa ut innan 1000 år etter deglasiasjonen i dei respektive områda (Hermanns et al., 2017). Det er heller ikkje registert skred på over 5×10^6 km³ dei siste 10 000 åra i Noreg (Böhme et al., 2015), noko som tyder på at Kallskarskredet med ein storleik på 200×10^6 km³ truleg gjekk *like etter* deglasiasjonen i området.

Kallskarskredet var ei ekstrem skredhending, og sjølv om ein i dag kan observere skredavsetninga på land, rasa delar av fjellmassane ut i fjorden grunna det relative havnivået var høgare. Ifølge Blikra et al. (2002) og Bøe et al. (2004) kan ein følgje Kallskarskredet 2 kilometer ut dagens fjord, og mindre klastar og støv har truleg nådd endå lengre. Også bresten av demninga og tappinga av Onilsavatnet skjedde med ei slik kraft at det er sannsynleg å finne spor av flomsedimenta eit stykke ut fjorden. Ein tolkar at bresten har skjedd med stor kraft og rask erosjon grunna mektigheita og forma på flomvifta over Årjuvterrassen (Hermanns et al., 2009).

Det vart henta opp åtte kjernar frå Tafjorden (figur 6.7) i samband med prosjektet *Regional landslide occurrences and possible post-glacial earthquake activity in northwest Western Norway*, som var eit samarbeidsprosjekt mellom NGU, Norsk Hydro AS, UiB og Høgskulen i

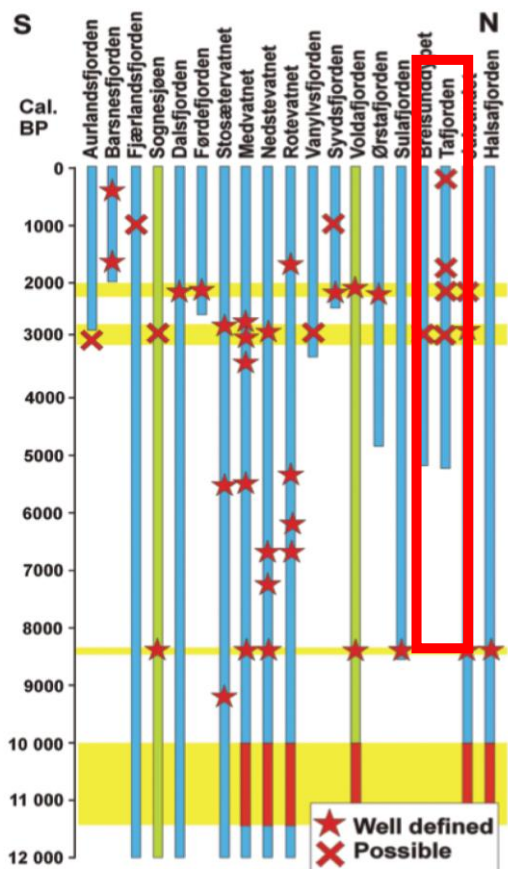


Figur 6.7: Lokaltetskart for sedimentkjernane henta opp frå Tafjorden. Tre av kjernane vart opna, og frå den markerte lokaliteten vart det tatt ut prøver for datering. Modifisert frå Longva et al. (2001a).



Figur 6.8: Skjematisk framstilling av den daterte sedimentkjerna frå Tafjorden. Modifisert etter Blikra et al. (2002).

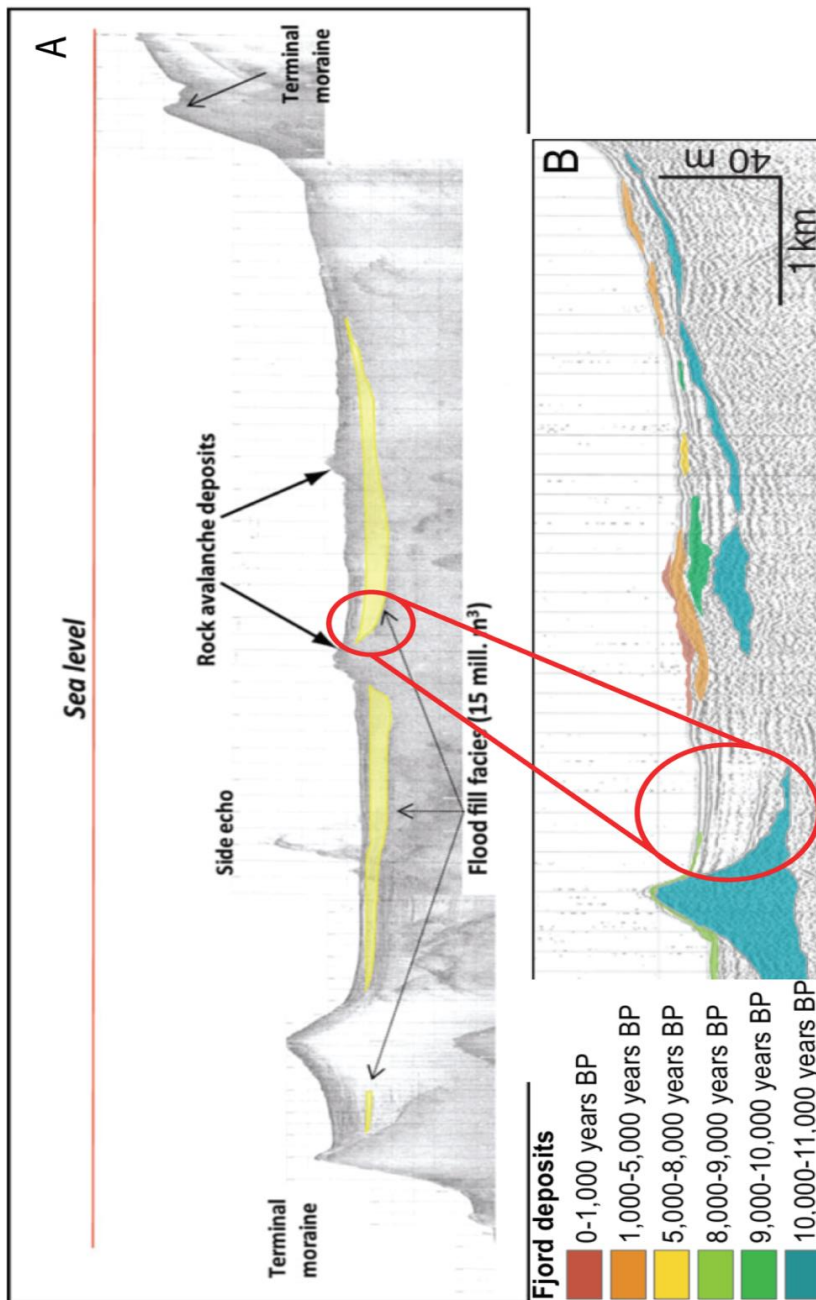
Sogn og Fjordane (no Høgskulen på Vestlandet) (Longva et al., 2001b). Berre tre av kjernane frå Tafjorden vart opna og sedimentologisk logga, og frå ei av kjernane vart det teke ut to prøvar for ^{14}C -datering (Lepland et al., 2002). Den daterte kjernen var omtrent 1,3 meter lang og viste fire sandlag med erosive grenser, som vart tolka til å vere fire turbidittlag (Blikra et al., 2002; Bøe et al., 2002). Det blei henta ut prøver for datering under det øvste og nedste turbidittlaga. Dateringane gjev maksimums alder for turbidittane, på høvesvis 647 kal. år BP og 3141 kal. år BP (figur 6.9). Alderane viser til hendingar som skjedde lenge etter Kallsarskredet. Det vart ikkje tolka flomlag frå tappinga i kjernen, noko som kan indikere at flomsediment er å finne djupare enn kjernen har nådd, og dermed er eldre enn djupaste lag i kjernen. Det vert antatt at mektigheita på dei holocene sedimenta i fjorden er 6 meter (Longva et al., 2009), og at kjernen frå Tafjorden går ca. 5000 år tilbake i tid med omsyn sedimentasjonsrater (figur 6.10) (Bøe et al., 2002). Ein kan derfor anslå at tappinga av Onilsavatnet skjedde for *seinare* enn 5000 år sidan.



Figur 6.9: Figur over alle daterte sedimentkjerner frå prosjektet *Regional landslide occurrences and possible post-glacial earthquake activity in northwest Western Norway*. Her ser ein at sedimentkjerna frå Tafjorden er tolka til å dekke siste 5000 år. Modifisert etter Blikra et al. (2002).

Det finst fleire seismiske profil av Tafjorden (Blikra et al., 2002; Hermanns et al., 2009; Böhme et al., 2015), og desse profila saman med batymetrisk kart vert brukt for å tolke avsetningar i fjorden. Figur 6.10A viser tolkinga av eit 16 km langt profil som strekkjer seg frå Tafjord og forbi randavsetninga ved Linge (Hermanns et al., 2013). Her vert fleire mektige lag med fine sediment tolka til å vere flaumavsetningar frå tappinga av Onilsavatnet. Profilet har ikkje vertikal skala, men samanliknar ein profilet med det tolka profilet til Böhme et al. (2015) kan ein tolke mektigheita på flaumlaga til å vere 10 meter på det mektigaste, med ca. 5 meter overliggende sediment (figur 6.10B). Sidan den holocene lagpakka er tolka til å vere 6 meter (Longva et al., 2009), vil dette gje ein tidleg holocen alder på bresten av demninga. Flaumlaga har ikkje blitt identifisert av korkje Blikra et al. (2002) eller Böhme et al. (2015).

Det er registrert høg skredfrekvens i Tafjorden frå dei seismiske profila, og det er truleg at dei ulike skreda har forårsaka deformasjon av dei underliggende sedimenta (Blikra et al., 2002). Sjølv om tappinga representerer ei ekstrem flaumhending, vil 10 meter sediment mektigheit fordelt på fjorden vera for mykje. Det trekkjast derfor tvil om tolkinga av flaumavsetningane er korrekt.



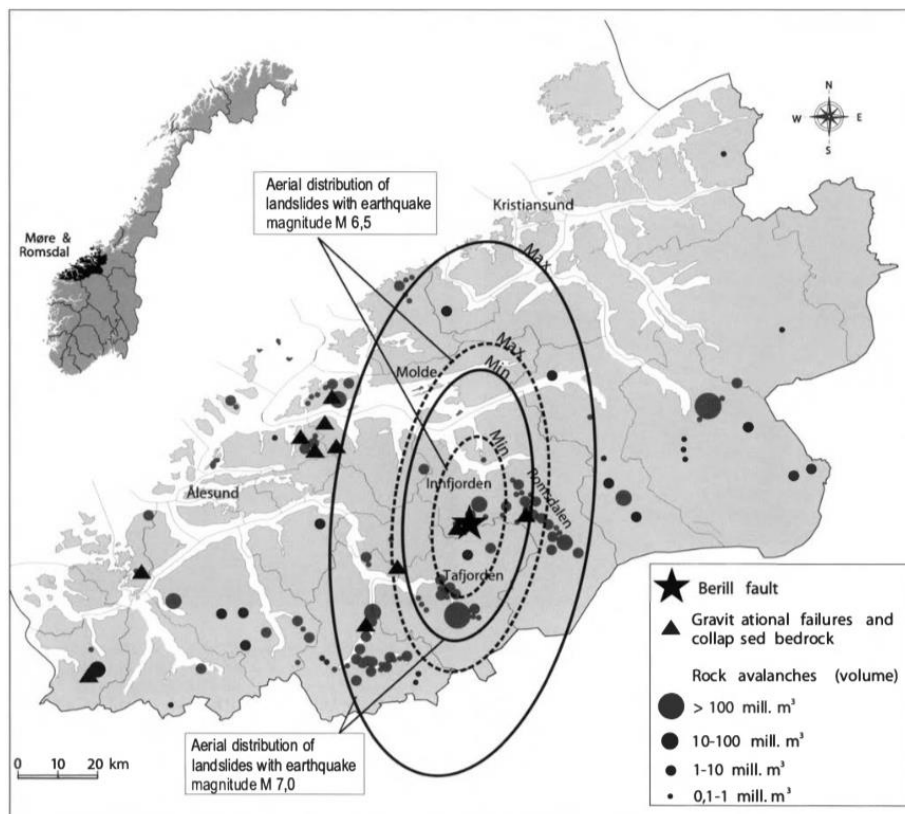
Figur 6.10A: Seismisk profil frå Tafjorden og Norddalsfjorden med tolka avsetningar frå tappingar av Onilsavatnet. B: Seismisk profil med tolka skredhendingar. Same refleksjonsmønster som er blitt tolka som flaumsediment i Hermanns et al. (2013) kan ein og observere i dette profilet. Laget har ein mektigheit på 10 meter. Modifisert etter Hermanns et al. (2013) og Böhme et al. (2015).

I tillegg til eksponeringsdatering av Kallskarskredet av Hermanns et al. (2017), vart det gjort ein datering av ei blokk nede ved fjorden i Tafjordbygda som var antatt å ha blitt avsett av tappinga av Onilsavatnet (figur 6.7). Blokka ligg saman med fleire store blokker på ei lita forhøging i terrenget vest for Storelva. Eksponeringsdateringa for brest av demninga gav ein alder på $9,5 \pm 0,9$ ka. Blokka som prøven er samla inn på ligg langt under dåtidens havnivå. Plasseringa til blokka tilseier at den kunn har vore over havnivå i eit par tusen år. Ein kan heller ikkje sei med sikkerheit at blokka vart avsett under demningsbresten. Flaumvifta kan ein tydeleg observere over Årjuvterrassen, med dei største blokkane nærast rotpunktet ved Vassbakkbruna og Lågnausane. Det er derfor tenkeleg at blokkane på høgda vart avsett av andre prosessar, mogleg som droppmateriale frå innlandsisen. Dette viser at alderen har store svakheiter, og gjev ikkje eit endeleg svar på når tappinga av Onilsavatnet skjedde.

Data frå skreddemte sjøar i det 20.-århundre viser at brest av demningar skjer vanlegvis innan 7 til 3435 dagar (9,4 år) (Evans, 2005), men demningar som overlev dei første åra etter avsetning kan bli stabile landformar. Demninga til Onilsavatnet kan ha vore stabil i fleire tusen år før den brast. I dag ligg flomvifta over Årjuvterrassen, som er ein terrasse ca. 30 meter over dagens havnivå. Det er og sannsynleg at terrassekanten er blitt modifisert av flodbølger forårsaka av fjellskred i Tafjorden. Flodbølge frå Tafjordulykka i 1934 nådde ikkje terrassen, men fleire fjellskred som er registrert i Tafjorden har truleg forårsaka flodbølger som har modifisert terrasseskråninga og dei fluvialesedimenta under terrassen ned mot fjorden. For å ha bygd ut ein så markant terrasse må havnivået ha vore relativt stabilt over ein lengre periode. Høgda på terrassen korresponderer med havnivået i området under tapestransgresjonen (7500-5000 år BP). Tapestransgresjonen førte ikkje til ei auke i havnivået i området, men heller ei bremsing og stabilitet i havnivået over ein periode. Frå havnivåkurva på figur 2.9 kan høgda på terrassen korresponderast med havnivået for 6500 år sidan. Utifrå vifta sin overflatemorfologi vert den tolka til å ha blitt avsett over vatn (subaerilt). Dette på grunn av den ujamne overflata og levéane. Det er derfor truleg at vifta vart avsett etter at terrasseflata var danna, noko som gjev ein alder på *ynge* enn ca. 6500 år. Og samanliknar ein denne alderen med sedimentkjerna frå Tafjorden som går 5000 år tilbake i tid, gjev det eit kort tidsintervall for når tappinga av Onilsavatnet kan ha skjedd. Bresten av demninga har derfor truleg skjedd *mellom 6500 og 5000 år sidan*.

6.3 Utløysingsmekanismar for Kallskarskredet og brest av demning

I siste istid var Noreg dekket av eit tjukt isdekk som pressa landet ned under si tyngde. Denne nedpressinga førte til indre spenningar i berggrunnen, og når isen forsvann og den postglasiale landhevinga byrja, vart denne indre spenninga frigitt. Dette førte til mykje rørsler i berggrunnen i form av sprekkedanning, forkastingar og jordskjelv, noko som igjen påverka skråningsstabiliteten (Braathen et al., 2004). For at jordskjelv skal kunne løyse ut store fjellskred, må styrken (magnitudo - M) til skjelvet vere større enn 6,0 (Blikra et al., 2002; Bøe et al., 2002). Ingen jordskjelv på over M 6,0 har vore registrert i Noreg, men undersøkingar viser at jordskjelv-utløyste fjellskred kan ha funne stad (Blikra et al., 2002). Det er ein stratigrafisk likskap mellom fleire skred som gjekk mellom 2000-2200 kal. år BP og 11 000-11 700 kal. år BP på Nord-Vestlandet, noko som kan tyde på ein felles utløysingsmekanisme for skreda. Utløysingsmekanismen kan vere eit jordskjelv i Sunnmøre/Sunnfjord-området (Bøe et al., 2002). Med kunnskapane ein har om jordskjelv-utløyste skred i Noreg, og spesielt på Vestlandet like etter deglasiasjonen, er det grunn til å tru at jordskjelv eller andre rørsler i berggrunnen kan ha vore ein utløysande faktor for Kallskarskredet.



Figur 6.11: Kart som viser lokalitet til Berill-forkastinga og grenser for områda som ville blitt påverka av eit jordskjelv danna av forkastinga. Henta frå Anda et al. (2002).

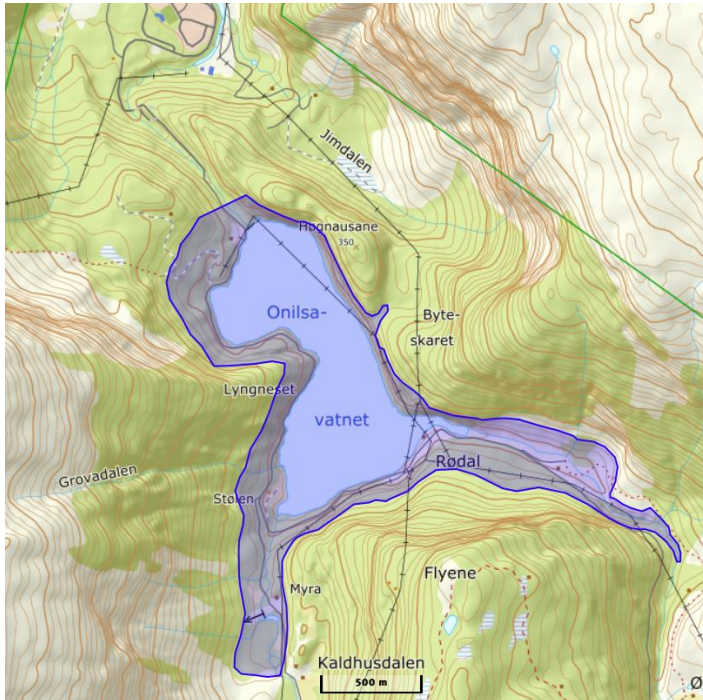
Den auka rørsleaktiviteten i berggrunnen knytta til landhevinga i første halvdel av holocen kan og ha hatt ein utløysande faktor på bresten av demninga til Onilsavatnet. Rørsler i området kan

ha påverka stabiliteten til demninga, og trykket frå vatnet kan derfor ha blitt for stort. Frå tidleg holocen til i dag har det vore ein gradvis nedgang i jordskjelvaktivitet (Bøe et al., 2002), men det finns og bevis for kraftige rørsler i andre halvdel av holocen. 25 kilometer nord for Tafjord ligg Berill-forkastinga, som er ein neotektonisk struktur som vart danna etter yngre dryas (Anda et al., 2002). Dette er ein 2,5 km lang nord/sørgåande reversforkasting, med ein forskyving på 2-4 meter som dippar mot vest. For danne eit slikt brot trengs det eit jordskjelv med styrke over 6,5, noko som vil påverke eit område på mellom 800 til 4000 km² (figur 6.11) (Bøe et al., 2002). Høg skredfrekvens i Tafjorden og Romsdal kan knytast til forkastinga, og spesielt fleire skred i Tafjorden rundt 3000 kal. år BP (Blikra et al., 2002). Det er sannsynleg at danninga av Berill-forkastinga, i tillegg til å forårsake fleire skred i Tafjorden, også kan ha gjort demninga til Onilsavatnet ustabil og ført til brest. Som tidlegare nemnt er det imidlertid ikkje funnet spor etter tappinga i sedimentkjerna frå Tafjorden, som hadde ein tolka botnalder på 5000 år. Demninga brast derfor truleg eit par tusen år før Berill-forkastinga.

Som nemnt i kapittel 5.2 vart det observert fleire skredblokker med lag av enten serpentin eller talk i området nedanfor Kallskaret. Serpentin vert danna av magnesiumrike silikat, gjerne olivin, gjennom hydrotermale prosessar (O'Hanley, 1996). Talk vert igjen danna gjennom metamorfose av serpentin. Kallskaret er eit olivinrikt område, så kjeldeminalet er godt utbreidd. Det er ikkje utenkeleg at olivinen og serpentinen har gjennomgått hydrotermale prosessar og metamorfose under den kaledonske fjellkjedefaldinga. Både serpentin og talk er relativt svake, flakete mineral, som kan danne glatte flater. Desse flatene kan ha fungert som glideflater for blokkene, og ført til utrasing. Det er kunn observert serpentin og talk på relativt nye steinsprangblokker. Ein kan derfor ikkje sei med sikkerheit at denne prosessen også har vore ein utløyssande faktor for Kallskarskredet. Skredblokkane i Vassbakkbruna er derimot svært forvitra og dekkja av vegetasjon, så eventuelle mineralflater kan vere forvitra bort. Det er og kjent at større volum av førekomstar av olivin kan bli serpentinisert (O'Hanley, 1996). Dette er derfor ein prosess som kan ha skjedd i Kallskaret, og har dermed vore med på å svekke stabiliteten til fjellsida.

I følge 'dimensionless blockage index' (DBI) til Ermini & Casagli (2003) som baserar stabiliteten til demningar etter nedslagsfelt, demningsvolum og -høgde, skulle Kallskarskredet ha vore ein stabil demning for Onilsavatnet. Ekstra høg vassføring grunna smelting av innlandsisen i Noreg kan ha ført til brest (Hermanns et al., 2013). Maksimal paleo-høgde for Onilsavatnet er ca. 75 meter høgare enn dagens nivå, som er på 175 m o.h. (figur 6.12). Då vil

passpunkt for vatnet ha vore over Byteskaret på nordaustsida av Onilsavatnet. Her finn ein store jettegryter, noko som indikerer vassføring over skaret (figur 6.13), men ein kan ikkje sei noko om når desse jettegrytene er blitt danna. Dersom ein antek at demninga brast i tidleg holocen, er det derimot sannsynleg å anta at tappinga skjedde som følgje av høg vassføring grunna smelting av innlandsisen.



Figur 6.12: Maksimal vasshøgde for Onilsavatnet før bresten av demninga. Passpunkt var over Byteskaret, og vatn strøymde ned til Jimdalen og vidare ut til fjorden. Kart frå Norgeskart (2018)



Figur 6.13: Attgrodd jettegryte i Byteskaret.
Foto: Mari Sæbbø.

6.4 Forslag til vidare arbeid

- Refraksjonsseismikk kan ikkje registrera finkorna avsetningar under grovkorna avsetningar, slik som fjordsediment under skredavsetningar. Refleksjonsseismikk over dalfyllinga i Tafjord kan derfor brukast for å finne eventuelle overgangar mellom skredmateriale og fjordsediment, og kanskje finne overgangar mellom skredmateriale og morenemateriale på Vassbakkbruna.
- Georadar-målingar med låg frekvens kan og brukast for å komme djupare i avsetningane, også her for å finne eventuelle overgangar mellom skred-, morene- og fjordsediment.
- Alderen på tappinga av Onilsavatnet frå eksponeringsdateringa viser fleire svakheiter, men eksponeringsdatering av blokker frå vifta på Årjuvterrassen kan gje betre svar på når bresten av demningen skjedde.
- Det finns fleire seismiske profil frå Tafjorden der tolkingar av ulike skredhendingar har blitt gjort, og eit profil der flomavsetningar frå tappinga av Onilsavatnet er blitt tolka, men ingen profil der tolkingar av Kallskarskredet er blitt gjort. Vidare tolkingar trengs for å få ei betre forståing av stratigrafien i fjorden, med hensyn til Kallskarskredet og tappinga av Onilsavatnet.
- Den logga og daterte kjernen frå Tafjorden går omtrent 5000 år tilbake i tid, og kan ikkje registrera signal frå bresten av demningen eller frå Kallskarskredet. Ei lengre kjerne frå fjorden er derfor ønskeleg for å kunne registrera signal frå tappinga eller skredet, og mogleg utføre dateringar.
- Onilsavatnet er i dag eit regulert vatn for vasskraft, men vatnet kan halde på interessant informasjon. Ei kjerne frå vatnet kan gje informasjon om korleis sedimentasjonen i vatnet reagerer på ei brå oppdemming og ei brå tapping.

7 Konklusjon

- Tafjord var dekket av innlandsisen under yngre dryas, og brefronten avsette ei randmorene i Norddalsfjorden utanfor Linge. Kanten av innlandsisen nådde opp til kanten Kallskaret og avsette ei sidemorene ca. 900 m o.h. rett nord for skaret.
- Brefronten byrja å trekkje seg tilbake etter yngre dryas, og Kallskarskredet gjekk kort tid etter at brefronten hadde trekt seg tilbake forbi Tafjord.
- Svake bergartar, slik som serpentin og talk, var med å gjere fjellsida ustabil, og i kombinasjon med tektoniske rørsler grunna landheving losnar Kallskaret og rasar ut.
- Kallskarskredet danna ein naturleg demning for Onilsavatnet mellom vestre fjellside og Lågnausane. Vatnets utløp låg da 75 meter høgare enn i dag, og drenerte over passpunktet i Byteskaret. Fluviale sediment vart avsatt i Tafjord og danna Årjuvterrassen, der bygda ligg i dag.
- Etter ei tid vart trykket på demningen for stor og demningen brest i ei hurtig og ekstrem hending. Bresten fører til at Onilsavatnet tappast ut over Årjuvterrassen, og avsett ei flaumvifte oppå terrassen.
- Høgda på terrassen er ca. 30 meter og tilsvarar dåtidens havnivå, terrassen vart dermed danna for ca. 6500 år sidan. Sedimentkjerne frå Tafjorden som går 5000 år tilbake i tid, registrerar ingen flaumavsettingar på tappinga av Onilsavatnet. Tapping skjedde derfor mellom 6500 år og 5000 år sidan.
- I 1934 vart Tafjord råka av ei flodbølgje forårsaka av eit fjellskred i fjorden. Fleire registrerte skred frå seismiske profil frå Tafjorden viser til fleire store skred som potensielt har danna flodbølgjer i tidlegare tider.
- Tafjord har aktive skredprosessar i dag. Dei mest aktive skredprosessane er, og har vore, steinspreng og snøskred. Det mest typiske snøskredet i Tafjord er i dag sørpeskred som ofte førekjem under vårmeltinga.

Kjelder

- Anda, E., Blikra, L. H. & Braathen, A.** (2002) The Berill Fault – first evidence of neotectonics faulting in southern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 82, 175-182.
- Beyer-Olsen, A.** (2013) Steinblokker knuste campingvogner i Tafjord. VG. Tilgjengelig frå: <https://www.vg.no/nyheter/innenriks/i/3yWM9/steinblokker-knuste-campingvogner-i-tafjord>
- Blikra, L. H. & Nemeč, W.** (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Blikra, L. H., Hole, P. H. & Rye, N.** (1989) Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter*, 92, 1-17.
- Blikra, L. H., Braathen, A., Anda, E., Stalsberg, K. & Longva, O.** (2002) *Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonics faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and trigger mechanisms*. Rapport 2002.016. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. & Stalsberg, K.** (2006) Rock slope failures in norwegian fjord areas: Examples, spatial distribution and temporal pattern. *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Nato Science Series, 49. Dordrecht: Springer.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F.** (2004) Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.
- Brueckner, H. K.** (1979) Precambrian ages from Geiranger-Tafjord-Grotli area of the Basal Gneiss Region, west Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 59, 141-153.
- Bøe, R., Lepland, A., Blikra, L. H., Longva, O. & Sønstegeard, E.** (2002) *Postglacial mass movements in western Norway with special emphasis on the 2000-2200 BP and 2800-3200 BP periods – final report*. Rapport 2002.020. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegeard, E., Haflidason, H., Bryn, P. & Lien, R.** (2004) Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 35-55.
- Böhme, M., Oppikofer, T., Longva, O., Jaboyedoff, M., Hermanns, R. L. & Derron, M.-H.** (2015) Analyses of past and present rock slope instabilities in a fjord valley: Implications for hazard estimations. *Geomorphology*, 248, 464-474.
- Cuthbert, S. J., Carswell, D. A., Krogh-Ravna, E.J. & Wain, A.** (2000) Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. *Lithos*, 52, 165-195.
- Davis, J. L. & Annan, A. P.** (1989) Ground-Penetrating Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.

- De Blasio, F.V.** (2011) Friction, Cohesion, and Slope Stability. I: *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture Notes on the Dynamics of Mass Wasting*. Springer Science+Business Media B.V., kapittel 2, 23-52.
- Eilertsen, R. S., Longva, O. & Corner, G. D.** (2016) A Younger Dryas moraine ridge and fjord delta in Valldal, Norddalsfjorden, Møre og Romsdal, Norway. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. London: Geological Society, 46, 95-96.
- eKlima.met.no** (2018) *Månedsnormaler*: Meteorologisk institutt. Tilgjengeleg frå: http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39080&_dad=portal&_schema=PORTAL (Lest: 05.12.18)
- Ermini, L. & Casagli, N.** (2003) Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphologic dimensionless index. *Earth Surf Process Land*, 28, 31-47.
- Evans, S. G.** (2005) The formation and failure of landslide dams: an approach to risk assessment. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 1, 15-20.
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R.** (2014) *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks*. Rapport 2014.002. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Furseth, A.** (u. å.) Snøskred i Tafjord.
- Furseth, A.** (1987) *Norddal i 150 år*. Norddal kommune, 128 s.
- Furseth, A.** (2009) *Dommedagsfjellet –Taffjordulykka 75 år etter*. Det Norske Samlaget, 175 s.
- Geonorge** (2018) Kartverket. Tilgjengeleg frå: <https://www.geonorge.no/>
- Hardeng, J.** (2018) *Skredkartlegging i Uskedalen, Kvinnherad kommune, Sunnhordland*. Masteroppgave, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Hermanns, R. L., Blikra, L. H. & Longva, O.** (2009) Relation between rockslide dam and valley morphology and its impact on rockslide dam longevity and control on potential breach development based on examples from Norway and the Andes. *Proceedings of the 2nd international conference, Graz, Austria*, 789-794.
- Hermanns, R. L., Dahle, H., Bjerke, P. L., Crosta, G. B., Anda, E., Blikra, L. H., Saintot, A. & Longva, O.** (2013) Rockslide Dams in Møre og Romsdal County, Norway. *Landslide Science and Practice*, 6.
- Hermanns, R. L., Schleier, M., Böhme, M., Blikra, L. H., Gosse, J., Ivy-Ochs, S. & Hilger, P.** (2017) Rock-Avalanche Activity in W and S Norway Peaks After the Retreat of the Scandinavian Ice Sheet. *Advancing Culture of Living with Landslides*. Springer International Publishing.
- Hisdal, H., Vikhamar-Schuler, D., Førland, E. J. & Nilsen, I. B.** (2017) *Klimaprofiler for fylker – et kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning*. NCCS rapport nr. 3/2017. Oslo: Norsk klimaservicesenter.

Hjelstuen, B., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Nygård, A., Ceramicola, S. & Bryn, P. (2005) Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 57-69.

Hole, J. (1979) *Kvartærgeologiske granskingar i Skjåk-området*. Hovudoppgåve i kvartærgeologi og geomorfologi ved geologisk institutt avd. B, Universitetet i Bergen.

Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2016) The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1-45.

Høydedata (2018) Kartverket. Tilgjengeleg frå: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>

Kristensen, K. (1998) A survey of snow avalanche accidents in Norway. *Norges Geotekniske Institutt*, Publikasjon nr 203.

Lepland, A., Bøe, R., Sønstegaard, E., Haflidason, H., Hovland, C., Olsen, H. & Sandnes, R. (2002) *Sedimentological descriptions and results of analytical tests of sediment cores from fjords and lakes in northwest Western Norway*. Rapport 2002.014. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Lied, K. & Kristensen, K. (2003) *Snøskred – Håndbok om snøskred*. Nesbru: Vett & Viten AS, 200 s.

Liss Myrås (u. å) Tilgjengeleg frå: <https://lissfit.com/2016/07/15/tafjordfjella-hikes/>

Longva, O., Bøe, R. & Howe, J. (2001a) *Cruise 0103 with R/V Seisma to fjords in Sogn og Fjordane and Møre og Romsdal - cruise report (Phase B1)*. Rapport 2001.100. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Longva, O., Blikra, L. H., Olsen, H. A. & Stalsberg, K. (2001b) *Regional landslide occurrences and possible post-glacial earthquake activity in northwest Western Norway: Phase A1; Interpretation of seismic data and proposal of core-locations in fjords and along the coast*. Rapport 2001.048. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Longva, O., Blikra, L. H. & Dehls, J. F. (2009) *Rock avalanches – distribution and frequencies in the inner part of Storfjorden, Møre og Romsdal County, Norway*. Rapport 2009.002. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H. P. & Sønstegaard, E. (1981) A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway – The Ålesund Interstadial. *Boreas*, 10, 447-462.

Matthews, J.A., Owen, G., McEwen, L.J., Shakesby, R.A., Hill, J.L., Vater, A.E. & Ratcliffe, A.C. (2017) Snow-avalanche impact craters in southern Norway: Their morphology and dynamics compared with small terrestrial meteorite craters. *Geomorphology*, 296, 11-30.

Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J. S. & Tønnesen, J. F. (1995) *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak*. Rapport 94.024. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Mauring, E. & Tønnesen, J. F. (1998) *Refraksjonsseismiske målinger ved kartlegging av*

olivinformkomst i Taffjord, Møre og Romsdal. Rapport 98.093. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Mauring, E., Blikra, L. H. & Tønnesen, J. F. (1998a) *Refraksjonsseismiske målinger i Taffjord, Møre og Romsdal*. Rapport 97.186. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Mauring, E., Lauritsen, T. & Tønnesen, J. F. (1998b) *Georadarmålinger i forbindelse med undersøkinger av fjellskred i Taffjord, Romsdalen, Hellesylt og Innfjorden, Møre og Romsdal*. Rapport 98.047. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

MyNewsDesk (u.å) Tilgjengeleg frå: <http://www.mynewsdesk.com/no/gjensidige/images/steinras-626966>

Nasjonalparkstyre (2013a) Verneområder. *Kallskaret naturreservat*. Tilgjengeleg frå: <http://www.nasjonalparkstyre.no/Geiranger-Herdalen/Verneomrade/Kallskaret-naturreservat/> (Lest: 05.12.18)

Nasjonalparkstyre (2013a) Verneområder. *Geiranger-Herdalen landskapsvernområde*. Tilgjengeleg frå: <http://www.nasjonalparkstyre.no/Geiranger-Herdalen/Verneomrade/Geiranger-Herdalen-landskapsvernomrade/> (Lest: 05.12.18)

Nasjonalparkstyre (2014) Verneområder. *Verdsarvområdet Vestnorsk fjordlandskap*. Tilgjengeleg frå: <http://www.nasjonalparkstyre.no/Geiranger-Herdalen/Verneomrade/Verdsarvomradet-Vestnorsk-fjordlandskap/> (Lest: 05.12.18)

Neal, A. (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.

NGI (2014) *Skred: Skredfare og sikringstiltak – praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI og Universitetsforlaget, 256 s.

NGU (2018) Tilgjengeleg frå: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/

Norgebilder (2018) Kartverket. Tilgjengeleg frå: <https://www.norgebilder.no/>

Norgeskart (2018) Kartverket. Tilgjengeleg frå: <https://www.norgeskart.no/#!?project=norgeskart&layers=1002&zoom=4&lat=7197864.00&lon=396722.00>

NVE (2011a) *Plan for skredfarekartlegging. Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi*. Rapport 14. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

NVE (2011b) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*. Rapport 15. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

NVE (2011c) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport snøskred og sørpeskred*. Rapport 18. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

O'Hanley, D. (1996) *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*. New York: Oxford University Press, 277 s.

Olsen, H. A. (1987) *Refleksjonsseismiske målinger i Taffjord og Norddalsfjord, Møre og*

Romsdal. Rapport 87.037. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red) (2013) Landet blir til – Norges geologi. 2. utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, 656 s.

Sejrup, H. P., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C. F. & Ellingsen, K. L. (1995) Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75, 65-87.

Stokke, J. A. (1983) *Kvartærgeologisk kartlegging med oppfølgende sand- og grusundersøkelser i Norddal kommune Møre og Romsdal 1983*. Rapport 1560/30. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1987) Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2, 113-132.

Tveten, E. Lutro, O. & Thorsnes, T. (1998) *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅLESUND, M 1:250.000*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

YR.no (u. å.) Norgesrekorder. Tilgjengelig frå: <https://www.yr.no/sted/Norge/rekorder.html> (Lest: 08.12.18)