

Infralyddeteksjon av snøskred og vurdering av konsept for automatisk integrasjon med database for snøobservasjoner

Sondre Lunde

Tekniske geofag

Innlevert: juni 2017

Hovedveileder: Reginald Hermanns, IGP

Medveileder: Tore Humstad, Statens vegvesen

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geovitenskap og petroleum

Problembeskrivelse

Undertegnede gjennomførte høsten 2016 en sammenstilling av eksisterende forskning og utvikling der infralydmålinger har blitt brukt til å detektere og tolke snøskred. Denne masteroppgaven bygger videre på dette arbeidet og går nærmere inn på måleresultatene fra tre infralydanlegg i Norge. Målinger i Grasdalen i Stryn og Indreeidsdalen i Norddal startet opp sesongen 2014/2015 mens målinger på Kattfjordeidet i Tromsø startet sesongen 2016/2017. Disse hadde til hensikt å gi automatiske varsel om snøskredaktivitet til driftspersonell langs tre skredutsatte vegstrekninger og ellers bidra til å forbedre regionale snøskredvarsel i de aktuelle regionene.

Masteroppgaven vil inneholde en vurdering av påliteligheten og anvendbarheten av måleresultater så langt. Parameterne som systemene leverer, sier noe om hvordan lyd-kilden som skredene generer endrer karakter nedover i skredbanen. Algoritmen som tolker lyd-kilden, gir en automatisk tolkning av hvordan skredene har beveget seg i forhold til et nettverk av sensorer. Denne tolkningen forholder seg ikke direkte til terrenget der skredene går og gir dermed ikke konkrete svar på posisjon, skredstørrelse, hastighet og type. Slike opplysninger vil være direkte nyttig for dem som daglig opererer i aktuelle skredterreng. Tidsseriene som målingene representerer vil også gi viktige bidrag til analyser av skredfare over tid, slik som lokale og regionale varslingstjenester.

Oppgaven tar derfor sikte på å omsette infralyddata til stedfesting av skredene og beskrivelse av egenskaper som størrelse og type så langt det lar seg gjøre. For eksempel vil vinkelendringer mellom lyd-kilden og sensorene kunne brukes til å relatere enkelthendelser til konkrete skredbaner. Dette krever en GIS-analyse av hver skredbane og det omliggende terrenget. Egenskaper som varighet og amplitudeverdier på infralydkilden vil kunne brukes til å tolke størrelsen på skredet.

For at opplysninger skal komme til nytte for de nevnte målgruppene, er det viktig at dataene tilrettelegges og gjøres tilgjengelig raskest mulig etter en hendelse. RegObs er en database som brukes av både driftspersonell for vegnettet og for varslingstjenestene i Norge. Oppgaven vil inneholde vurderinger av hvilke data som kan inngå i en automatisk dataflyt fra infralydanleggene til RegObs.

Sammendrag

Infralydsystemene som er installert for overvåking av skredaktivitet i Norge har det kommersielle navnet «Infrasound detection of avalanches», forkortet IDA. I Norge har det tradisjonelt sett vært liten bruk av tekniske løsninger for automatisk deteksjon av skredaktivitet, og før IDA-systemene ble installert i Norge hadde ikke systemet blitt testet i alpine områder der terrenget generelt har lite vegetasjon. Det var derfor både strategiske og tekniske grunner for å teste IDA-systemet i Norge (Humstad, et al., 2016).

Statens vegvesen [SVV] har installert IDA-systemet ved tre lokaliteter; Grasdalen, Indreeidsdalen og Kattfjordeidet. Denne oppgaven fokuserer fortrinnsvis på IDA-systemet på Kattfjordeidet, der det i oppgaven er definert skredsoner og beregnet teoretiske IDA-parametere. Teoretiske IDA-parametere brukes til å knytte IDA-deteksjoner til omkringliggende terreng, siden IDA-systemet kun angir retningen mot skredet og ikke eksakt i hvilken skredbane skredet forekom (Humstad, et al., 2016).

RegObs er Norges vassdrag- og energidirektorats [NVE] database for snøobservasjoner. Observasjonene, i tillegg til meteorologiske data, danner grunnlaget for det regionale snøskredvarselet i Norge. Bruk av deteksjonssystemer i skredvarslingen øker skredvarselets validitet og har tillatt å redusere stengyetiden av veier (Steinkogler, et al., 2016). For å gjøre IDA-deteksjoner mer tilgjengelig og brukervennlig for skredvarslerne bør IDA-deteksjonene registreres i regObs.

I denne oppgaven presenteres det et forslag til en automatisk dataflyt fra IDA-systemene til regObs. Forslaget bygger på nøyaktige data IDA-systemet leverer, antagelser og forenklinger, samt tilleggsopplysninger fra andre datakilder. I sammenheng med dette forslaget ble det for hver skredsoner bestemt potensielle eksposisjoner og løsnehøyder basert på kartstudier. I tillegg ble skredtype og skredutløser anslått basert på IDA-systemets egenskaper. Det ble også foreslått en modell for å estimere skredets størrelse basert på en sammenligning av skredets lengde og varighet som indikerte at skredets lengde [m] = 20 * skredets varighet [s].

Høyt støynivå på grunn av liten snødybde frem til staren av mars var sannsynligvis en av grunnene til at IDA-systemet på Kattfjordeidet detekterte færre skred enn IDA-systemene i Grasdalen og Indreeidsdalen. Få deteksjoner har gjort det vanskelig å evaluere de definert skredsonene, og bør derfor inngå som videre arbeid. Annet arbeid som bør videreføres er utviklingen av modellen for å estimere skredets størrelse.

Abstract

The infrasound system installed in Norway is commercialized with the name “Infrasound detection of avalanches”, abbreviated IDA. Traditionally, there has been little use of technical measures to detect avalanches, and the IDA-system had not been tested in high alpine areas with sparsely vegetated terrain. Therefore, there were both strategic and technical reasons to test the IDA-system in Norway (Humstad, et al., 2016).

The Norwegian Public Roads Administration [NPRA] has installed the IDA-system at Grasdalen, Indreidsdalen and Kattfjordeidet. This thesis focuses mainly on the IDA-system at Kattfjordeidet. The thesis presents avalanche zones and appurtenant expected IDA-parameters. The parameters are used to link IDA-detections to surrounding terrain, since the IDA-system can only provide the avalanche back azimuth, and not the exact avalanche path (Humstad, et al., 2016).

RegObs is the Norwegian Water and Resources and Energy Directorate’s [NVE] database for snow observations. The regional avalanche forecast is based on the snow observations, in addition to metrological data. The application of detection systems for avalanche forecasting increases the validity of the forecast and allows a reduction of road closure time without increasing the risk (Steinkogler, et al., 2016). Aiming at making the IDA-detections more accessible and user-friendly, they should be registered in regObs.

This thesis presents a suggestion for automatic integration of IDA-detections to regObs. The suggestion is mainly based on accurate IDA-data, assumptions and simplifications, and information from other measurements. Related to this suggestion, the aspect and the height of the avalanche release area was classified for each avalanche zone. In addition, assumptions were made regarding avalanche release and avalanche type based on the properties of the IDA-system. Furthermore, there is proposed a model to estimate avalanche size. The model is based on a comparison between avalanche length and duration, which indicated that avalanche length [m] equals $20 * \text{avalanche duration [s]}$.

High noise level due to low snow cover is probably one of the reasons why the IDA-system at Kattfjordeidet detected fewer avalanches than the IDA-systems at Grasdalen og Indreidsdalen. Due to a low number of detections, it has been challenging to evaluate the defined avalanche zones. Hence, such evaluations should be included in further work. Further work should also focus on developing the model for avalanche size estimation.

Forord

Denne masteroppgaven er forfatterens avsluttende del av studieprogrammet Tekniske geofag, og er skrevet ved Institutt for geovitenskap og petroleum ved Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet [NTNU]. Oppgaven er utført i samarbeid med Statens vegvesen [SVV]. Oppgaven bygger videre på forfatterens prosjektoppgave skrevet høsten 2016, som også ble skrevet i samarbeid med SVV.

En spesielt stor takk rettes til min eksterne veileder i Statens vegvesen, Tore Humstad, som har vært med å definere oppgaven, kommet med gode innspill, satt meg i kontakt med dyktige fagpersoner og lagt til rette for at jeg kunne delta på koordineringsmøter og installasjon av IDA-systemet. Hans kollegaer i Statens vegvesen, spesielt Martin Venås, skal også nevnes for deres bidrag med nyttige data og bilder. Min hovedveileder Reginald Hermanns ved NTNU/Norges geologiske undersøkelser [NGU] fortjener også en stor takk for hans veiledning. I tillegg vil jeg takke Giacomo Ulivieri ved iTem Geophysics/Laboratorio di Geofisica Sperimentale of University of Florence for å ta seg tid til å besvare spørsmål angående IDA-systemet, samt å gi meg tilgang til preliminare undersøkelser.

Mine kollegaer på Kontoret i 2.etasje på Bergbygget skal også få oppmerksomhet. Dere har gjort arbeidsdagene artige, lunsjpausene lange og curvefeever til en prestisjetung idrett. Min familie og Anne-Line skal også nevnes. Takk for god støtte og korrekturlesing!

Innhold

Problembeskrivelse	III
Sammendrag	V
Abstract	VII
Forord	IX
1 Innledning	1
1.1 Begrunnelser for oppgaven.....	1
1.2 Skredvarslingen i Norge	2
1.3 Risikohåndtering.....	3
2 Teoretisk grunnlag	5
2.1 Snøskredklassifisering	5
2.1.1 Skredtyper	5
2.1.2 Størrelse.....	7
2.1.3 Snøskreddynamikk	9
2.2 Infralyd	11
2.2.1 Hva er infralyd?.....	11
2.2.2 Infralyd generert av snøskred	12
2.2.3 Støy.....	12
2.2.4 Anvendbarhet	13
3 Infralydmålinger	15
3.1 Studieområder.....	15
3.1.1 Indreeidsdalen	15
3.1.2 Grasdalen.....	15
3.1.3 Kattfjordeidet	16
3.2 Infrasonic detection of avalanches [IDA].....	18
3.2.1 Korrelasjonstid	19
3.2.2 Asimut	20

3.2.3	Asimut rotasjon	22
3.2.4	Tilsynelatende hastighet	22
3.2.5	Varighet	23
3.2.6	Maksimal amplitude	23
3.2.7	Terskelverdier	24
3.2.8	Pålitelighet	24
3.3	IDA-systemets bruksområde og egenskaper	25
4	Metode for å relatere IDA-deteksjoner til terreng og skredstørrelse	29
4.1	Skredsoneklassifisering	29
4.2	Klassifisering av skredstørrelse	32
4.2.1	Sammenhengen mellom skredets lengde og lydkildens varighet	32
4.2.2	Skredets størrelse ved bruk av sammenhengen mellom skredets lengde og lydkildens varighet	35
5	Grunnlaget for integrasjon mellom IDA og regObs	37
5.1	Hvilke data kan sendes til regObs?	37
5.2	Hvilke data kan leveres av IDA?	40
5.2.1	Direkte integrasjon	40
5.2.2	Forenklinger og antagelser	40
5.3	Tilleggsopplysninger fra andre datakilder	43
6	Resultat	45
6.1	Inndeling i skredsoner	45
6.2	IDA-deteksjoner på Kattfjordeidet vinteren 2016/2017	50
6.3	Observerte skred som ikke er detektert av IDA-systemet	53
6.4	Sammenhengen mellom lydkildens varighet og skredets lengde	57
6.5	Klassifisering av skredstørrelse for aktuelle skredsoner på Kattfjordeidet	60
6.6	Forslag til oppsett for integrasjon mellom IDA og regObs	61
6.6.1	Faretegn	63

6.6.2	Skredaktivitet	63
6.6.3	Skredhendelse.....	67
7	Diskusjon	71
7.1	Skredsoner	71
7.1.1	Tetthet mellom skredbaner.....	71
7.1.2	Topografiske hindringer	71
7.1.3	Detaljert skredsonerinndeling.....	72
7.1.4	Evaluering av skredsonene	73
7.2	IDA-deteksjoner	73
7.3	Feltobserverte skred som ikke er detektert av IDA-systemet.....	76
7.4	IDA-systemet på Kattfjordeidet.....	77
7.5	Skredstørrelse	82
7.5.1	Faktorer som påvirker IDA-deteksjonens varighet	82
7.5.2	Faktorer som påvirker beregning av skredets lengde.....	83
7.5.3	Regresjonsmodellene	84
7.6	Integrasjon i regObs.....	87
7.6.1	Direkte integrasjon	87
7.6.2	Unøyaktighet og usikkerhet i forenklinger og antagelser	88
7.6.3	Tilleggsopplysninger fra andre datakilder.....	90
7.7	Forslag til forbedring av metoder og videre arbeid	91
7.7.1	Evaluering av skredsonene og bruk av tilsynelatende hastighet	91
7.7.2	Støyreducerende tiltak	92
7.7.3	Størrelsesklassifisering.....	92
7.7.4	Effektivisering for bruk av webkamerabilder	93
8	Konklusjon.....	95
9	Referanser	97

Vedlegg a – Skredfareskalaen

Vedlegg b – Skredsonene i Grasdalen

Vedlegg c – Skredsonene i Indreeidsdalen

Vedlegg d – Rapportskjema for skred og skredfare

1 Innledning

1.1 Begrunnelser for oppgaven

Snøskred er en direkte fare for mennesker og infrastruktur (Steinkogler et al., 2016). Flere ganger gjennom vinteren blir norske veier stengt på grunn av snøskred eller rasfare (xGeo, 2016). Det blir brukt store ressurser på å forhindre ulykker og redusere risikoen ved snøskred. Der permanente forebyggende tiltak som tunneler, overbygninger eller rasvoller enten er for dyrt eller ikke mulig å bygge, er skredvarsling, stengning og forebyggende utløsning av skred mulige alternativer (Steinkogler et al., 2016).

Grunnlaget for det regionale skredvarselet i Norge baseres på meteorologiske data og snøobservasjoner. Snøobservasjonene gir informasjon om det nåværende snødekke, mens meteorologiske data gir grunnlaget for vurderingen av utviklingen av snødekket (varsom.no, 2017b). Snøobservasjoner består for eksempel av faretegn, skredaktivitet, værobservasjoner og snødekkets oppbygning. Faretegn, som ferske skred, drønn og skytende sprekker, er nåtidsinformasjon om et ustabil snødekke (regObs, 2017). Drønn og skytende sprekker er faretegn som observeres på kort avstand, og disse kan lett kan registreres av observatøren i nåtid via smarttelefon. Visuelle observasjoner på lang avstand er ofte begrenset på grunn av dårlig sikt og vanskelige feltforhold for observatørene (Marchetti, et al., 2015). Ferske skred og skredaktivitet blir ofte observert og rapportert for sent til at det blir tatt i betraktning i skredfarevarselet. Automatisk deteksjon av skred i tilnærmet sanntid er derfor svært viktig informasjon for å øke skredvarselet validitet (Schweizer og Van Herwijnen, 2013).

Infralyddeteksjon av snøskred har blitt utviklet kraftig de siste tiår, både med tanke på design, støyreduksjon og dataprosesering (Ulivieri et al., 2012). I Norge er det installert tre infralyd-systemer for overvåking av skredaktivitet; I Grasdalen i Stryn, Indreeidsdalen i Norddal og på Kattfjordeidet i Tromsø (Humstad et al., 2016). Infralydsystemene som er installert for Statens vegvesen i Norge er levert av Wyssen Avalanche Control AG og er kommersialisert under navnet «Infrasound detection of avalanches», forkortet IDA.

IDA-systemet har vist å være velegnet til å overvåke skredaktiviteten i et større område (Steinkogler et al., 2016). Systemet gir informasjon om retningen fra sensorene mot skredet, men det gir ikke direkte stedsfestning av skredet. For å anslå skredets plassering må det foretas en skredsoneinndeling og beregning av skredsonenes forventede IDA-parametere (Humstad, et

al., 2016). I denne oppgaven inngår skredsoneinndelingen for IDA-systemet på Kattfjordeidet, og skredsonenes forventede IDA-parametere.

regObs er Norges vassdrag- og energidirektorats [NVE] database for snø-, vann-, is- og jordobservasjoner. Feltobservasjonene som observatører legger inn i regObs, danner sammen med meteorologiske data regionale varsler for snøskred, jordskred, flom og istykkelse. For å gjøre automatiserte observasjoner mer tilgjengelig og brukervennlig for skredvarslerne bør også data fra skredovervåkning, som IDA-deteksjoner, registreres i regObs. I denne oppgaven vurderes det derfor hvilke observasjoner som kan inngå i en automatisk integrasjon fra IDA-systemene til regObs. I denne oppgaven ble det utarbeidet skredsoner for IDA-systemet på Kattfjordeidet. Siden skredsonene danner grunnlaget for mye av dataene som kan inngå i den automatiske integrasjonen, fokuseres det i her fortrinnsvis på IDA-systemet på Kattfjordeidet. Den automatiske integrasjonen vil dog bygge på de samme prinsippene for alle IDA-systemene i Norge, og det trengs da kun å bli foretatt kartstudier for å implementere den samme automatiske integrasjonen for de to øvrige IDA-systemene.

Dataserier fra IDA-systemene i Grasdalen og Indreeidsdalen er analysert med tanke på sammenhengen mellom infralydssignaler og skredstørrelse. Disse deteksjonene er brukt til å foreslå en modell for å estimere skredets størrelse basert på varigheten av lydkilden. Målet med denne modellen er at den kan brukes til å estimere skredstørrelser også for andre lokaliteter og som dermed kan inngå i den automatiske integrasjonen. I tillegg er deteksjonene brukt til å studere infralydssystemets muligheter og begrensninger, og følgelig hva som kan forventes av infralydssystemet på Kattfjordeidet.

1.2 Skredvarslingen i Norge

Varsom.no distribuerer regionale varsler av naturfarer i Norge, og er en tjeneste levert av NVE i samarbeid med Meteorologisk institutt, Statens vegvesen og Bane NOR. Den regionale snøskredvarslingen i Norge startet i 2012, med en visjon om et samfunn med aktivt friluftsliv og god trafikkavvikling uten snøskredulykker. Snøskredvarselet utarbeides daglig i perioden 1.desember - 31.mai for 21 ulike regioner. Avgrensningene av regionene er bestemt ut fra ferdsel, ulykker, skredomfang, snøklimate og trafikkavvikling, og dekker områdene av landet med størst snøskredproblematikk. For de områdene av landet som ikke inngår i de faste regionene, varsles det kun ved skredfaregrad 4 og 5. Grunnlaget for varselet baseres på meteorologiske data og snøobservasjoner. Observasjoner blir registrert i NVEs database

regObs, og gjøres av både frivillige og ansatte i de nevnte samarbeidende aktørene (varsom.no, 2017b). I 2015 ble det registrert over 42 000 observasjoner i regObs (Ekker, 2016).

I tillegg til de regionale skredvarslene, utføres lokal skredvarsling for mindre areal og bestemte sårbare objekt. Forskjellen på regional og lokal skredvarsling er størrelsen på området det varsles for. I Norge er det regionale varselet gjeldende for et område på 1000-5000 kvadratkilometer, mens lokale varsler vanligvis dekker et vesentlig mindre område. I tillegg fokuserer regionale varsel på faregrader basert på sannsynlighet og utbredelse av skredproblem, mens lokale varsler fokuserer på å anslå muligheten for at det går skred i konkrete skredbaner, eller sannsynligheten for at sårbare objekt (som hus, vegstrekning eller anleggsvirksomhet) blir truffet av skred (varsom.no, 2017b). Lokale skredvarsler utarbeides ofte av private bedrifter på kontrakt fra eierne av objektet det varsles for (Statens vegvesen, 2017). For eksempel utarbeider Norges geotekniske institutt [NGI] skredvarselet for Riksvei 15 (Strynefjellsveien) på kontrakt fra Mesta (NGI, 2017).

Skredfareskalaen som benyttes i Norge består av faregrader fra 1-5 og er standardisert av European Avalanche Warning Services [EAWS]. Faregraden bestemmes bl.a. ut fra den bayerske matrisen (vedlegg a), der faregraden er en funksjon av utbredelse, skredstørrelse og nødvendig tilleggsbelastning. Ved regionale skredvarsler tas det høyde for ferdsel i, og nært, utløpsområder, og det tas da høyde for tilleggsbelastning på snødekket. Ved lokale skredvarsler er det ofte naturlig utløste skred som er problemstillingen, og da utelukkes tilleggsbelastning, slik at kun den delen av matrisen som anslår sannsynligheten for naturlige utløste skred benyttes.

1.3 Risikohåndtering

Det blir stadig høyere krav til mobilitet i dagens samfunn. Det skal være lett og raskt å reise fra A til B. Langvarige perioder med stengte veier er derfor mindre akseptert. Forebyggende utløsning av skred og lokal skredvarsling er alternative løsninger på steder der permanente forebyggende tiltak som overbygninger, tunneler eller voller enten er for dyrt eller ikke mulig å bygge (Steinkogler, et al., 2016). Den lokale skredvarslingen legges til grunn for restriksjoner på ferdsel og drift for objektet det varsles for (Yount, et al., 2008). Stengning eller styrt trafikkavvikling av vei- og jernbanenettet, driftsstopp og begrenset ferdsel er eksempel på restriksjoner som innføres ved snøskredfare (Kristensen, et al., 2013).



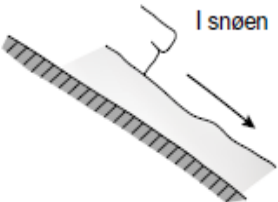
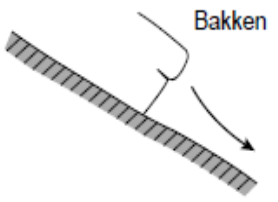
Ved lokal skredvarsling anslås sannsynligheten for at skred i en konkret skredbane når et bestemt objekt (varsom.no, 2017b). Sannsynligheten for at skred når et punkt i skredbanen er en funksjon av sannsynligheten for at snøskred utløses og utløpslengden. Sannsynligheten for at snøskred løsner kan estimeres på grunnlag av statistiske data, som for eksempel nedbørsmengde per time (Perla, 1970). Utløpslengden kan estimeres bl.a. på grunnlag av historiske data, og det er derfor viktig å kvantifisere skredaktiviteten (Kristensen, et al., 2013). Deteksjonssystemers evne til å kvantifisere skredaktivitet reduserer den epistemiske usikkerheten og øker samtidig skredvarselets validitet. Med epistemisk usikkerhet menes usikkerhet som skyldes mangel på kunnskap og manglende informasjon. Det betyr at usikkerheten kan reduseres ved å hente inn mer informasjon (Paté-Cornell, 1996). For eksempel gir IDA-data informasjon om skredaktivitet man vanligvis ikke ville hatt tilgang til. Bruk av deteksjonssystemer (som for eksempel IDA eller radar) i skredvarslingen, i tillegg til vær- og feltobservasjoner, har derfor tillatt å redusere stengetiden av veier uten å øke risikoen (Steinkogler, et al., 2016).

2 Teoretisk grunnlag

2.1 Snøskredklassifisering

2.1.1 Skredtyper

Snøskred klassifiseres vanligvis i to hovedgrupper; Flakskred og løssnøskred. Ifølge Norem (2014) kan videre klassifisering gjøres på grunnlag av vanninnhold, bevegelse og glideplan (Figur 2-1). Sørpeskred er en spesiell type snøskred som ikke er tatt med i denne klassifiseringen. Dette på grunn av at sørpeskredene skilles vesentlig fra andre snøskred ved at de kan forekomme i helninger under 25-30 grader og at de har en mer flomskredlignende dynamikk (Norem, 2014).

Utløsingstype	Flakskred		Løs - skred	
				
Vann - innhold	Tørt	Fuktig	Vått	
Bevegelse	Luft	Bakke	Blandet	
Glideplan				

Figur 2-1: Snøskredklassifisering. Hentet fra Norem (2014)

Løssnøskred

Løssnøskred oppstår når kohesjonen (kreftene som binder snøkrystallene sammen) er lav og utløsningsområdet er brattere enn den statiske friksjonsvinkelen (Norem, 2014). Statisk friksjon er definert som friksjonen mellom to flater som ikke er i bevegelse i forhold til hverandre. Den statiske friksjonsvinkelen er dermed den bratteste helningen utløsningsområdet kan ha uten at snøen settes i bevegelse (Ormestad, 2009). Løssnøskred starter som en punktutgliding. Deretter vil snø under, og på siden, av denne punktutglidningen bli revet med nedover i skredbanen. Løssnøskred danner derfor en pæreformet skredbane. Løssnøskred forekommer i både våt og tørr snø. Smeltemetamorfofen i våt snø fører til at snøkrystaller smelter og at vanninnholdet i snøen øker. Ved økende vanninnhold avtar kohesjonen (Kristensen, et al., 2013). Våte løssnøskred forekommer derfor under perioder med høy solinnstråling, temperaturstigning over 0°C eller regn. Våte løssnøskred forekommer gjennom hele vinteren, men har ofte høyest frekvens når midtvinters regnstormer treffer fjellområder med mye snø som fra før ikke er smelteomvandlet. Dette er vanlig i et maritimt klima (McClung og Schaerer, 2006) som vi har i deler av Norge. Tørre løssnøskred forekommer oftest under vindstille og kalde værforhold med mye nysnø. Kulden fører til en nedbrytende metamorfose der snøkrystallene avrundes og bindingene mellom snøkrystallene svekkes. I tillegg bremser kulden sintringsprosessen, som er prosessen som fører til sammenbinding av snøkrystallene på grunn av ulikt vandamptrykk rundt snøkrystallene. Fravær av vind hindrer også snøkrystallene i å bindes sammen (Lied og Kristensen, 2003). Under disse værforholdene er derfor kohesjonen lav, og tørre løssnøskred kan forekomme (McClung og Schaerer, 2006).

Flakskred

Flakskred oppstår ved at det skjer et brudd i et svakt lag i snødekket, og en stor del av snødekket glir ut samtidig. Bruddet omtales som et progressivt skjærbrudd, på grunn av bruddets laterale forplantningsevne og den raske bruddhastigheten. Siden bruddet spres raskt ut til siden (lateralt) med hastigheter opp mot 100 m/s, kan snøflak som ligger over bruddflaten brått gli ut som flakskred (Norem, 2014). Når snøflaket glir ut dannes det en bruddkant i toppen av utløsningsområdet. Bruddkanten er lokalisert der strekkspenningene i snødekket er størst, ofte i sammenheng med konvekse partier i terrenget. Lengden på bruddkanten varierer fra 1 m til 1 km (Høeg, et al., 2014). Siden bruddet skjer langs en kant, og ikke i et punkt som for løssnøskred, får flakskredene en rektangulær form i motsetning til de pæreformede løssnøskredene (McClung og Schaerer, 2006).

Den vanligste årsaken til at det oppstår brudd i det svake laget er at skjærspenningen overgår skjærstyrken. Ifølge McClung og Schaerer (2006) skjer dette fortrinnsvis som følge av to prosesser:

1. Snødekkets tilleggsbelastning øker og fører til økt skjærspenning
2. Skjærstyrken reduseres

Flakskred forekommer i både våt og tørr snø. Tørre flakskred blir primært utløst som følge av økt tilleggsbelastning, altså økt skjærspenning, mens våte flakskred primært utløses når skjærstyrken reduseres. Eksempel på tilleggsbelastning er nedbør, snøfokk, vekten av skiløpere eller snøscootere. Skjærstyrken reduseres når det svake laget infiltreres av smeltevann nedbør, eller når vannet i snøen dreneres langs et impermeabelt lag (Norem, 2014).

En mindre vanlig utløsende faktor for våte flakskred er glidning. Glidning er snødekkebevegelse parallelt med underlaget, og forekommer oftest på svaberg eller gressbakker der friksjonen mot underlaget er lav. Denne typen våte flakskred kalles gjerne glideskred (McClung og Schaerer, 2006).

Sørpeskred

Sørpeskred skilles fra løssnøskred og flakskred ved at snøen er vannmettet og at de kan forekomme ved helning langt under 25-30 grader. Sørpeskred utløses generelt der tilførselen av vann til snøen er større enn det som dreneres ut. Dette skjer oftest ved kraftig regn og stor snøsmelting, men kan også forekomme som en sekundær effekt av snøskred. Når et snøskred demmer opp en elv vannmettes skredmassene, og kan raser ut som et sørpeskred. Sørpeskred forekommer dermed også under andre værforhold enn regn og høye temperaturer (Hillestad og Colleuille, u.å).

2.1.2 Størrelse

I Norge klassifiseres snøskredstørrelse i henhold til klassifikasjonsmetoden utarbeidet av European Avalanche Warning Services [EAWS]. Tabell 2-1 er hentet fra varsom.no og utvidet med kvantitative mål av lengde og trykkvirkning beskrevet i McClung og Schaerer (2006). Som tabellen viser, benyttes det fem størrelsesklasser, der objektet som beskriver ødeleggende kraft øker for økende størrelsesklasse. Ifølge McClung og Schaerer (1980) gjør dette det lett for observatører og andre å kommunisere og dele data om skredstørrelse. I tillegg nevner de at observatører med rimelig erfaring vanligvis rapporterer lik størrelsesklasse fra samme hendelse. Svakheten ved metoden er subjektiviteten metoden tillater. Observerbare variabler som

behandles av enkeltpersoner danner grunnlaget for størrelsesklassifiseringen, og gir dermed mulighet for tolking og subjektivitet. Tidligere klassifikasjonsmetoder, brukt blant annet i Sveits og Japan, klassifiserte skredstørrelse på grunnlag av to eller tre størrelsesklasser. Ved bruk av så få størrelsesklasser reduseres subjektiviteten, men det er vanskelig å klassifisere skredene tilstrekkelig nok til at disse klassifikasjonsmetodene er nyttige i skredobservasjoner og varslingstjenester. På grunn av subjektivitet og nytteverdi benyttes det i dag derfor en klassifikasjonsmetode med fem størrelsesklasser. Subjektiviteten minimeres, samtidig som at det er nok størrelsesklasser til at metoden er nyttig i en varslingstjeneste (McClung og Schaerer, 1980).

Tabell 2-1: Definisjon av skredstørrelser. Hentet fra varsom.no (2017a) og utvidet med kvantitative størrelser oppgitt i McClung og Schaerer (2006)

Størrelse	Ødeleggende kraft	Utløpslengde	Volum	Lengde	Påvirknings-trykk
1 – Harmløse (sluff)	Liten fare for å bli begravet (fare for å falle/bli revet med)	Utgilning	< 100 m ³	10 m	1 kPa
2 – Små	Kan begrave, skade, eller drepe et menneske	Stopper i selve henget	< 1000 m ³	100 m	10 kPa
3 – Middels store	Kan begrave og ødelegge biler, ødelegge hus eller knekke trær	Krysser flate partier (<<30 grader) over avstander kortere enn 50 m.	< 10 000 m ³	1000 m	100 kPa
4 – Store	Kan ødelegge tog, flere hus eller skog	Krysser flate partier (<<30 grader) over avstander lengre enn 50 m; kan nå dalbunnen	< 100 000 m ³	2000 m	500 kPa
5 – Svært store	Kan ødelegge bebyggelse og skog	Når dalbunnen. Lengste utløpsdistanse som er kjent.	> 100 000 m ³	3000 m	1000 kPa

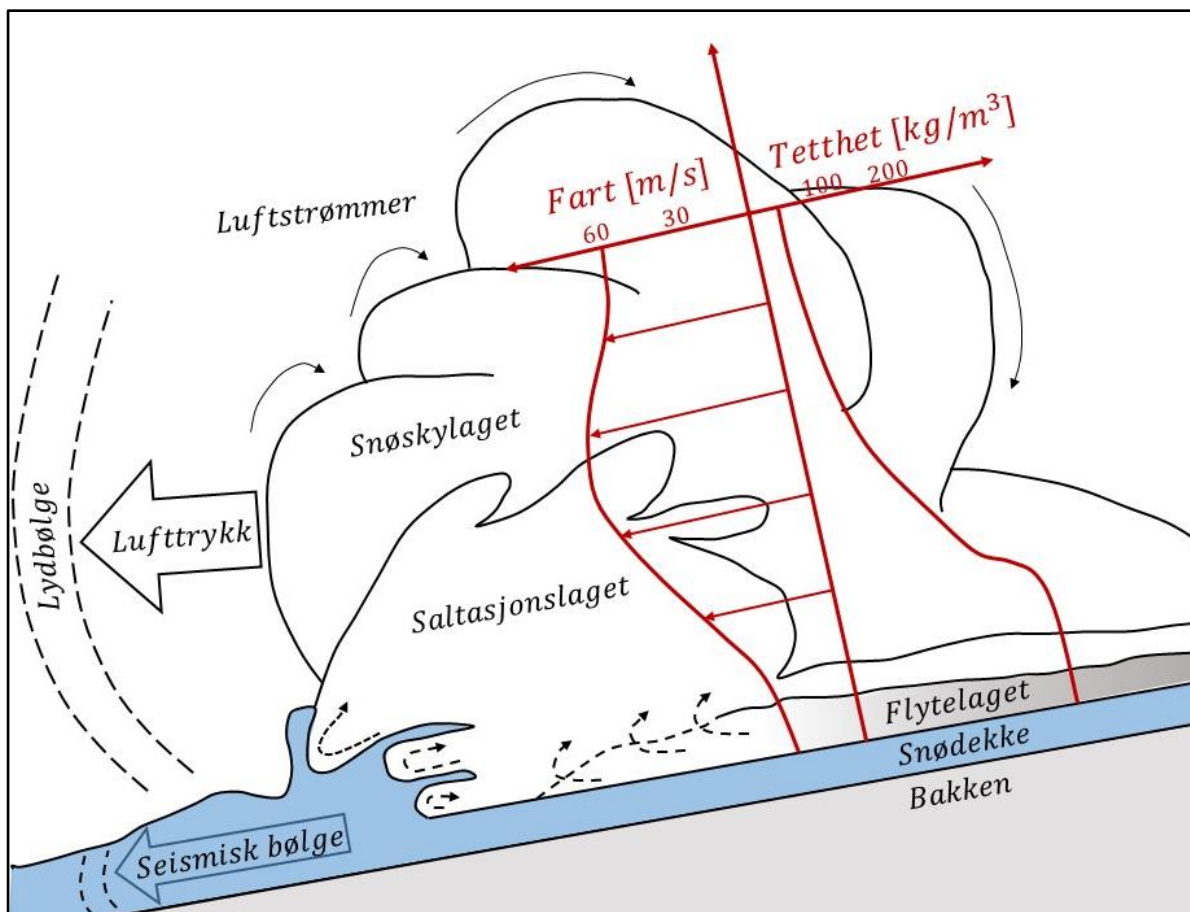
2.1.3 Snøskreddynamikk

Snøskreddynamikk er læren om snøskredets bevegelse og de krefter som virker (Grøn, 2015). Snøskreddynamikk er en sammensatt prosess (Lied og Kristensen, 2003), og nyere studier viser at snøskreddynamikken er mer kompleks enn tidligere antatt (Köhler, et al., 2016). Likevel har man gjennom feltobservasjoner og feltmålinger utviklet modeller som beskriver snøskredbevegelsen (Lied og Kristensen, 2003). Snøskredets bevegelse er enten som tunge masser langs bakken, som snøpartikler i luften eller som en kombinasjon av disse (Figur 2-2). Bevegelsesmåten er avhengig av vanninnholdet i snøen (Norem, 2014).

Tørre skred

Tørre flakskred starter som blokker som glir på et glideplan. Underveis i skredbevegelsen knuses blokkene som følge av kollisjon med underlaget og med andre blokker. Bevegelsen går da over fra å være glidende til å bli hoppende, rullende og flyvende. På grunnlag av ulik bevegelsesmåte og tetthet kan skredet deles inn i tre lag. Nærmest bakken er flytelaget, der tettheten er høy og snømassene glir eller ruller. Over flytelaget er saltasjonslaget (Lied og Kristensen, 2003). Saltasjon er benevnelsen på materialtransport der partiklenes bevegelse er hoppende. Som følge av dette er andelen porer større i saltasjonslaget enn i flytelaget, og tettheten er derfor lavere. Når skredet når en hastighet på 10 m/s dannes det en snøsky. En snøsky består av snøpartikler som blir blåst opp i luften av turbulente luftstrømmer. Disse luftstrømmene er generert av friksjonen i snømassene og dens påvirkning av nærliggende luft (McClung og Schaerer, 2006).

Figur 2-2 viser tverrsnittet til et blandet skred der både flytelaget, saltasjonslaget og snøskyen er representert. Grafen viser hvordan farten og tettheten i snømassene varierer med høyden fra glideplanet. Det har ikke blitt målt høyere hastigheter enn 70 m/s for tørre skred. Vanligvis varierer hastigheten mellom 40-70 m/s, og det er vanlig selv i slake skredløp at hastigheten overstiger 40 m/s (Norem, 2014). Tettheten avtar med høyden over glideplanet. Dette som følge av avtagende snøpartikkelstørrelse og økende andel porerom (Gauer, et al., 2008). Tettheten varierer mellom 200-400 kg/m³ i flytelaget og 2-10 kg/m³ i snøskyen (Lied og Kristensen, 2003).



Figur 2-2: Skredets dynamikk. Modifisert etter Marchetti, et al. (2015).

Våte skred

I våte skred er snøskynen og saltasjonslaget fraværende, og skredet består kun av et flytelag der snømassene glir eller ruller på glideplanet. Tettheten varierer fra 500-700 kg/m³ og er dermed betydelig høyere enn for tørre skred (Lied og Kristensen, 2003). Av denne grunn er friksjonen langs glideplanet betydelig større for våte skred, og dette forklarer hvorfor våte skred har lavere hastighet enn tørre skred. Den høye friksjonen og den lave farten fører til at våte skred følger terrengformasjoner i større grad enn tørre skred (McClung og Schaerer, 2006).

Kombinasjon av tørre og våte skred

Selv om det forenklet skilles mellom våte og tørre skred kan et snøskred endre strømningsregime nedover i skredbanen, og gjøre klassifiseringen mer komplisert. Siden løsneområdet ligger høyere enn utløpsområdet, endres temperatur- og snøforhold gjennom skredbanen. Dette fører til at snøskred kan strømme som et tørt skred i starten, men at det på grunn av høyere temperatur ved lavere høyde strømmer som er vått skred i utløpssonen (Sovilla, et al., 2010).

2.2 Infralyd

2.2.1 Hva er infralyd?

Lyd oppstår i luft ved hurtige virveldannelser eller plutselige trykkforandringer. Det dannes da trykkvariasjoner i luften som propagerer som trykkbølger. Disse trykkbølgene kalles også lydbølger (Gjestland, 2015). På grunn av kapasiteten til menneskers ører er ikke all lyd hørbar. Kapasiteten til menneskers ører er vanligvis begrenset til et frekvensintervall på 20-20 000 Hz (Bedard og Georges, 2000). Grensen mellom hørbar- og ikke-hørbar lyd er dog personavhengig og dermed vanskelig å tallfeste eksakt (Leventhall, 2007). Lyd utenfor det hørbare frekvensintervallet klassifiseres som enten ultralyd eller infralyd. Benevnelsene «ultra» og «infra» stammer fra latin og betyr henholdsvis «bortenfor» og «under». Ultralyd er derfor benevnelsen på lyd med høyere frekvens enn menneskets kapasitet, mens infralyd er lyd med lavere frekvens enn det mennesket kan oppfattes (Bedard og Georges, 2000).

Frekvensen er definert som et mål på et periodisk fenomen som gjentas per tidsenhet, og uttrykkes som en funksjon av bølgelengde [λ] og fart [v] (Grøn, 2009):

$$f = \frac{v}{\lambda} \quad (1)$$

Hastigheten til infralyd er lik hastigheten til lydbølger i andre frekvensområder. I luft er lyd hastigheten avhengig av lufttrykket og temperaturen. Ved 1 atmosfærisk trykk og 20°C er lyd hastigheten ca. 344 m/s. Frekvensen og bølgelengden er avhengig av lydkilden (Bedard og Georges, 2000). Amplitude er et mål på det maksimale lydtrykket en lydbølge har, og er også avhengig av lydkilden (Le Pichon, et al., 2010).

Siden frekvens og amplitude er avhengig av lydkilden, benyttes disse egenskapene til å skille lydkilder. Tabell 2-2 er modifisert etter Le Pichon, et al. (2010) og viser frekvensintervall, maksimal observert amplitude og estimert deteksjonsrekkevidde for utvalgte naturlige og menneskeskapt kilder til infralyd.

Tabell 2-2: Frekvens, amplitude og estimert deteksjonsrekkevidde for ulike infralydkilder. Utdrag av tabell publisert i Le Pichon, et al. (2010).

Infralydkilde	Frekvensintervall (Hz)	Maks. observert amplitude (Pa)	Estimert maks. deteksjons rekkevidde (km)
Havet	0,12-0,35	~5	~10 000
Nordlys	0,008-20	~2	~4 000
Vulkanutbrudd	0,002-20	>20	>20 000
Jordskjelv	0,005-10	~4	>10 000
Skredaktivitet	0,1-20	~1	~1 000
Snøskred	1-5	~1	~20
Passasjerfly	0,3-20	~10	~5 000
Sprenginger	0,05-20	~5	>5 000

2.2.2 Infralyd generert av snøskred

Som Figur 2-2 viser genereres lydbølger normalt ved snøskredets front. Infralyden genereres hovedsakelig på grunn av den turbulente bevegelsen i snøskylaget (Firstov, et al., 1992; Naugolnykh og Bedard, 2002) når skredet hastighet øker, eller avtar, og volum endres (Ulivieri, et al., 2011). Det dannes da trykkvariasjoner i luften som propagerer som lydbølger (Gjestland, 2015). Større skredhendelser genererer normalt større lydtrykk og høye amplituder, men på grunn av at lydtrykket også er avhengig av akselerasjonen er ikke dette alltid tilfelle (Ulivieri, 2016). Våte skred, der snøskylaget er fraværende, genererer normalt infralyd med lavere amplitude sammenlignet med infralyd fra tørre skredhendelser (Schimmel, et al., 2017). Snøskred genererer infralyd i frekvensintervallet mellom 1-5 Hz, der 3 Hz er den oftest detekterte frekvensen (Bedard Jr, 1989; Kogelnig, et al., 2011; Ulivieri, et al., 2011). Snøskredets maksimale amplitude er vanligvis 0,2 Pa (Marchetti, et al., 2015)

2.2.3 Støy

For anvendelse av infralyd defineres støy som uønsket lyd som er forstyrrende for infralydmålinger (Marchetti, et al., 2015). Støy er derfor alle kilder til infralyd bortsett fra signalet fra kilden som studeres. For infralyddeteksjon av snøskred er det mange kilder til støy. Vind er oftest den største kilden til støy, men også infralyd fra havet, nordlys, trafikk og fly påvirker infralydsignalet. Støy reduserer signalet fra kilden man ønsker å detektere og det er derfor viktig å ha kjennskap til relevante støykilder og egenskapene ved støykildene (Ulivieri, et al., 2012).

2.2.4 Anvendbarhet

Når lyd forplantes gjennom luft går lydenergi tapt som følge av terrenghindringer, samt viskositet og varmeledningsevne i luften. Dette kalles absorpsjon. Ultralyd har høy frekvens og kort bølgelengde, og absorberes lett. For infralyd derimot, der frekvensen er lav og bølgelengden er lang, er absorpsjonen lav. Dette gjør at infralyd har lengre rekkevidde enn hørbar lyd og ultralyd (Bedard og Georges, 2000). I følge Bedard og Georges (2000) vil 90 % av energien til en 1000 Hz tone være tapt etter 3 km, mens en infralydstone på 1 Hz propagerer 3000 km før samme prosentandel energi er tapt.

Siden infralyd absorberes minimalt over lengre avstander, er anvendbarheten stor. Anvendelsen av infralyd startet for alvor under den kalde krigen på slutten av 1940-tallet, med mål om å oppdage, lokalisere og klassifisere kjernefysiske eksplosjoner på globale avstander. Siden den tid har forskning på infralyd fokusert på å forstå strukturer av naturlig infralyd, hvilke infralydkilder som finnes og hvordan lyden påvirkes gjennom atmosfæren. Som et resultat av denne forskningen har infralyd blitt anvendt til ulike formål i forskjellige fagkretser (Bedard og Georges, 2000). Vulkaner, tornadoer, jordskjelv og skredaktivitet er naturfenomen som genererer infralyd, og som det er mulig å detektere, lokalisere og varsle med ulik grad av sikkerhet (Le Pichon, et al., 2010; Johnson og Ripepe, 2011; Ulivieri, et al., 2012; Steinkogler, et al., 2016).

Utviklingen av infralyddeteksjon av snøskred har vært betydelig i løpet av de to siste tiår, både med tanke på sensordesign, støyreduksjon og prosesserings-prosedyrer (Ulivieri, et al., 2011). Det har derfor blitt tatt i bruk infralyd for å overvåke skredaktivitet i flere områder, blant annet i alpelandene og i USA (Chritin, et al., 1996; Comey og Mendenhall, 2004; Kogelnig, et al., 2011; Ulivieri, et al., 2011). I Norge er det installert tre infralyd-systemer for overvåking av skredaktivitet (kapittel 3.1). Infralydsystemene er installert for Statens vegvesen og er levert av Wyssen Avalanche Control AG. Systemet er kommersialisert under navnet «Infrasound detection of avalanches», forkortet IDA, og er beskrevet i kapittel 3.2.

3 Infralydmålinger

3.1 Studieområder

I Norge er det installert IDA-system i Indreeidsdalen ved Geiranger, i Grasdalen på Strynefjellet, og på Kattfjordeidet i Troms (Figur 3-1). IDA-systemene i Indreeidsdalen og Grasdalen ble installert før vinteren 2014/2015, mens IDA-systemet på Kattfjordeidet ble installert høsten 2016 (Humstad, et al., 2016). Før IDA-systemene ble installert i Norge hadde ikke systemet blitt testet på høyere breddegrader i høye alpine områder der terrenget generelt har lite vegetasjon (Steinkogler, et al., 2016). I Norge har det tradisjonelt sett vært liten bruk av tekniske løsninger for å automatisk detektere skredaktivitet. Det var derfor både tekniske og strategiske grunner for å teste IDA-systemet i Norge (Humstad, et al., 2016).

3.1.1 Indreeidsdalen

Indreeidsdalen ligger ved Geiranger i Møre og Romsdal, og tilhører region Sunnmøre i den regionale snøskredvarslingen (Figur 3-1). Dalen er orientert i sør-nord retning. Dalbunnen ligger på 500 m.o.h med omkringliggende fjelltopper opp mot 1600 m.o.h. Gjennom dalen går fylkesvei 63 Geiranger – Eidsdal, og deler av denne veistrekningen er særs skredutsatt. Veien er eksponert for 14 skredløp på en strekning over 4 km, og veien stenges gjennomsnittlig 4-5 dager hver vinter på grunn av snøskred eller skredfare (Humstad, et al., 2016).

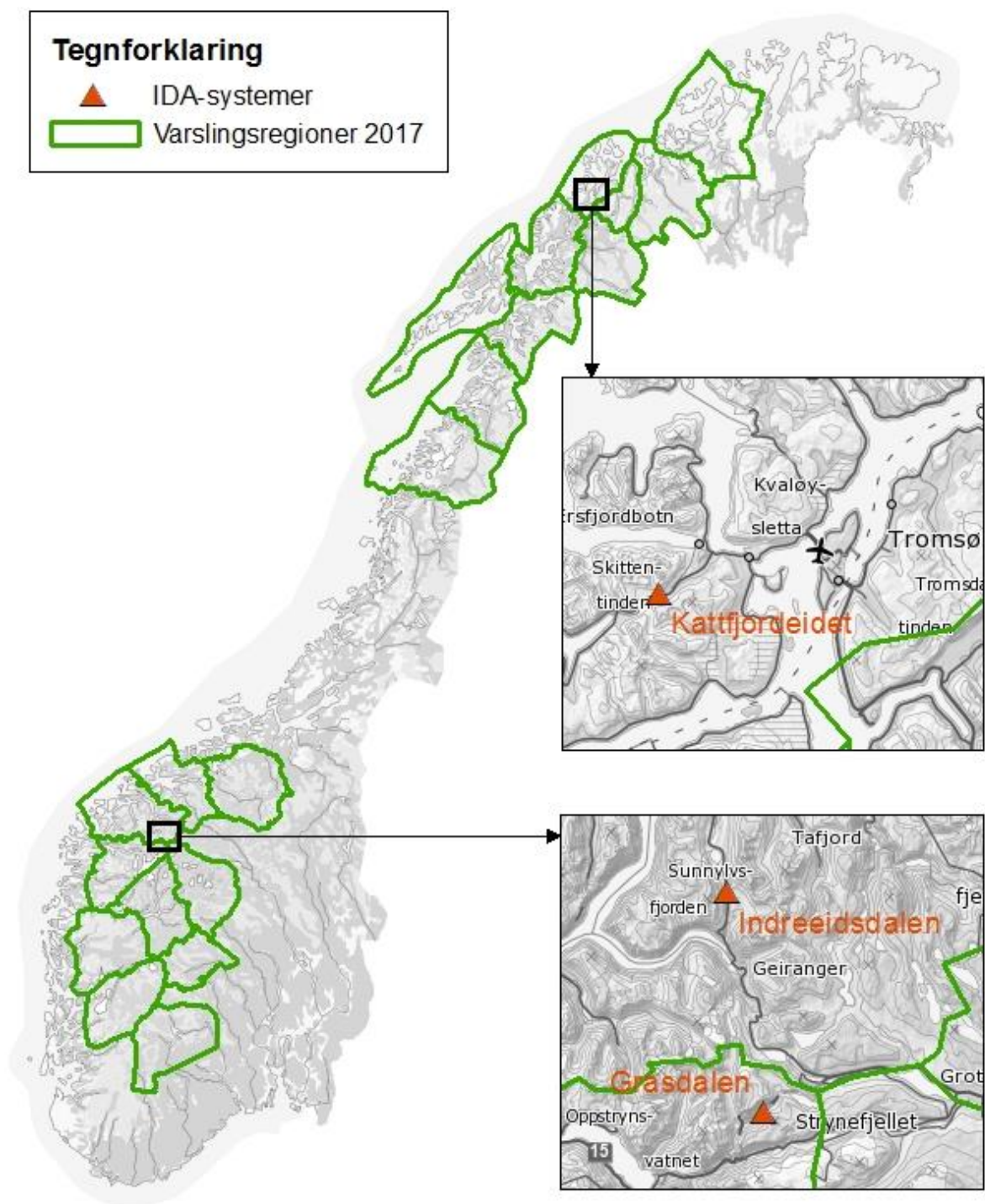
3.1.2 Grasdalen

Grasdalen ligger på Strynefjellet i Sogn og Fjordane. Grasdalen tilhører varslingsregionen Indre Fjordane, men ligger ikke langt fra varslingsregionene Jotunheimen i øst, Sogn i sør og Sunnmøre i nord (Figur 3-1). Dalen er orientert i nordøst-sørvest retning, og dalbunnen ligger på 800 m.o.h. Fjelltoppene i området er opp mot 1600 meter høye. Riksvei 15 Strynefjellsveien går gjennom dalen, og er på en strekning over 2,5 km eksponert for syv skredløp. På grunn av snøskred og skredfare er også denne vegstrekningen stengt noen dager hver vinter (Humstad, et al., 2016).

I Grasdalen ligger ett av verdens to fullskala forskningsfelt for snøskred, Ryggfonn. Der er det installert detonasjonsutstyr for kunstig utløsning av skred, kraft- og hastighetsmålere i skredbanen og en fangvoll nederst i skredbanen. Ved feltforsøk utføres også laser- og doppler radar målinger. Snøskredforskningen drives av NGI og er finansiert via Statsbudsjettet ved Olje- og energidepartementet (NGI, 2017).

3.1.3 Kattfjordeidet

Kattfjordeidet ligger på Kvaløya i Troms, og tilhører varslingsregionen Tromsø (Figur 3-1). Kattfjordeidet ligger på 150 m.o.h med omkringliggende fjelltopper på rundt 1000 m.o.h. Det er et svært populært og tilgjengelig turområde for friluftsjinteresser i Tromsø-området. Både de nordlige- og sørlige områdene av Kattfjordeidet byr på turmål med ulik vanskelighetsgrad. Kattfjordeidet er en del av Kattfjorddalen, som er orientert nordøst-sørvest retning. Fylkesvei [Fv.] 862 går gjennom Kattfjorddalen, og er eksponert for snøskred fra den sørlige dalsiden. Veien er stengt flere dager gjennom vinteren på grunn av snøskred eller skredfare (xGeo, 2017), og det har vært tilfeller der kjøretøy har blitt tatt av snøskred (Livsdatter, et al., 2013).

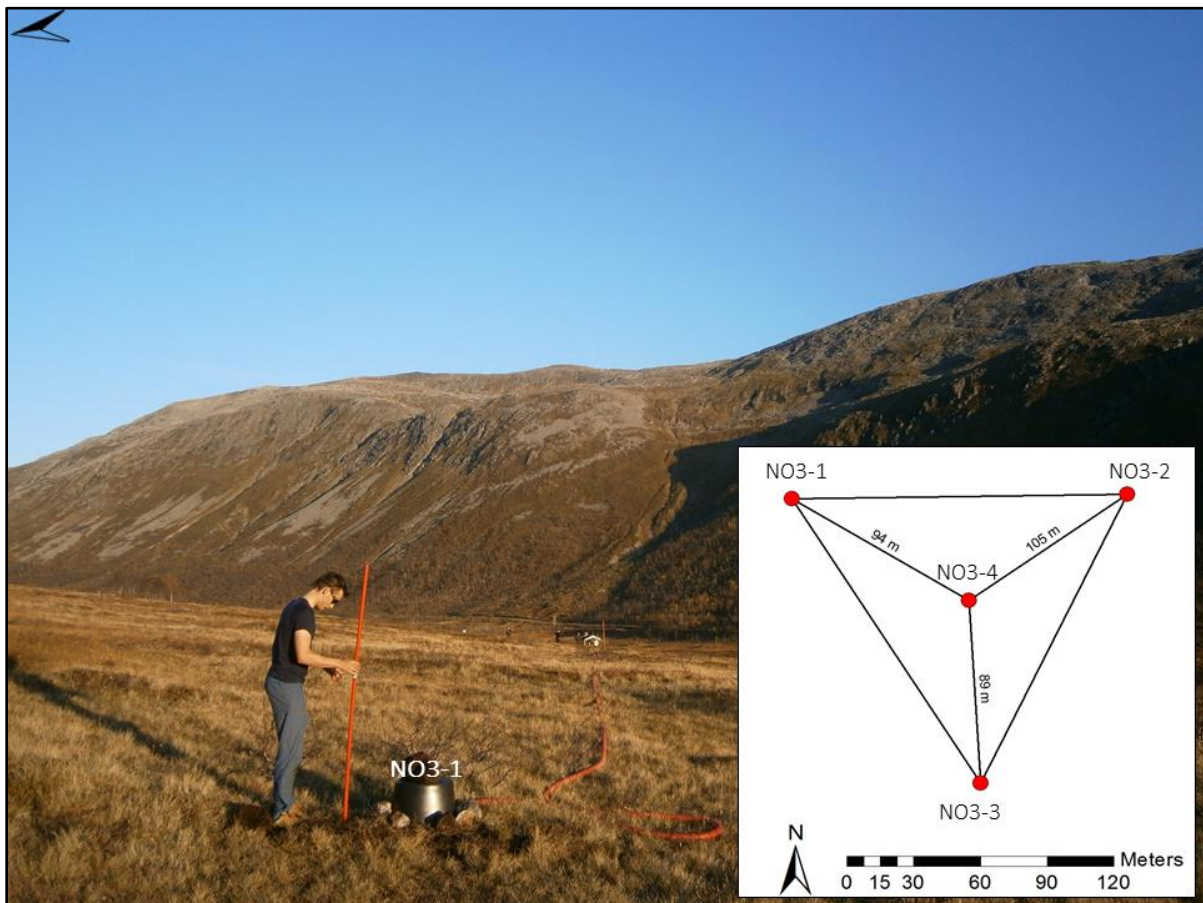


Figur 3-1: IDA-systemenes plassering i Norge med varslingsregionene for 2017 i grønt. Bakgrunnskart hentet fra Kartverket (2017)

3.2 Infrasound detection of avalanches [IDA]

IDA-systemet er basert på teknologi utviklet av iTem (Italia) og Laboratorio di Geofisica Sperimentale of University of Florence (Italia). I Norge er IDA-systemet kommersialisert av Wyssen Avalanche Control AG (Sveits), og det er Statens vegvesen sammen med Wyssen Avalanches Control AG og iTem som administrerer systemene (Humstad, et al., 2016).

IDA-systemet består av fire trykksensorer i en triangulær geometri, der tre av sensorene danner triangelet og en siste sensor er plassert i sentrum. Avstanden mellom trykksensoren i sentrum og de andre trykksensorene bør ikke overstige 150 meter (Ulivieri, et al., 2011). På Kattfjordeidet er avstanden mellom trykksensorene henholdsvis 94 m, 105 m, og 89 m (Figur 3-2). For å minimere støy er trykksensorene plassert i plastbøtter og delvis nedgravd i jorden (Figur 3-2). Om vinteren dekkes trykksensorene av snø, og støykildene reduseres dermed ytterligere (Adam, et al., 1997).



Figur 3-2: Sensorene er plassert i plastbøtter for å redusere støy. Bildet viser også mye av den sørlige dalsiden der snøskred potensielt passerer Fv. 863. Innfelt er oppsettet av IDA-systemet på Kattfjordeidet. Bilde tatt av Sondre Lunde under installasjon av IDA-systemet høsten 2016.

Trykksensorene måler og omformer differensialtrykk (Humstad, et al., 2016). En differensial trykkomformer måler differansen mellom to målte trykk, og er dermed ikke avhengig av et referansetrykk som for eksempel atmosfærisk trykk eller vakuum. Ifølge produktblad på iTems Geophysics sine hjemmesider har sensorene høy sensitivitet (200 mV/Pa), lavt støynivå (<0,01 Pa) og dekker et frekvensintervall fra 0.01 til 50 Hz. Trykk, temperatur og batterispenning konverteres fra analoge til digitale data ved hver trykksensor, og overføres gjennom fiberoptiske kabler til kontrollhuset. Kontrollhuset er plassert i sentrum av sensorgeometrien, og det er der tekniske installasjoner som for eksempel modem, brenselcelle og solcellepanel er installert (Humstad, et al., 2016). Fiberoptiske kabler er brukt i istedenfor kobberledninger på grunn av at lyn kan føre til brudd i kobberledninger (Ulivieri, 2016). I kontrollhuset logges data med en sampling rate på 50 Hz og en oppløsning på 24 bit. Videre sender et modem rådata til iTem-Geophysics for prosessering. En GPS-sender er installert i kontrollhuset for å sikre synkronisering av tid. IDA-systemet drives av en kombinasjon av solcellepanel og brenselcelle (Humstad, et al., 2016).

Fire trykksensorer er brukt for å forbedre rekkevidden fra signal til IDA-systemet og for å sammenligne signalet ved de ulike sensorene (Scott, et al., 2007; Ulivieri, et al., 2011; Marchetti, et al., 2015). Automatisk deteksjon av snøskred er basert på antagelsen om at det er en korrelasjon i hvordan signalet fra snøskred når fram til de fire trykksensorene, mens det for støy ikke er den samme korrelasjonen. For å skille signal fra støy brukes en korrelasjonsmetode som beregner ulike parametere ved infralydsignalet. For IDA-systemet er det følgende parametere som beregnes for å skille signal fra skred fra signal fra støy: Korrelasjonstid (ΔT), tilsynelatende hastighet (c), asimut (α), asimut rotasjon, varighet og maksimal amplitude (Ulivieri, et al., 2011; Marchetti, et al., 2015).

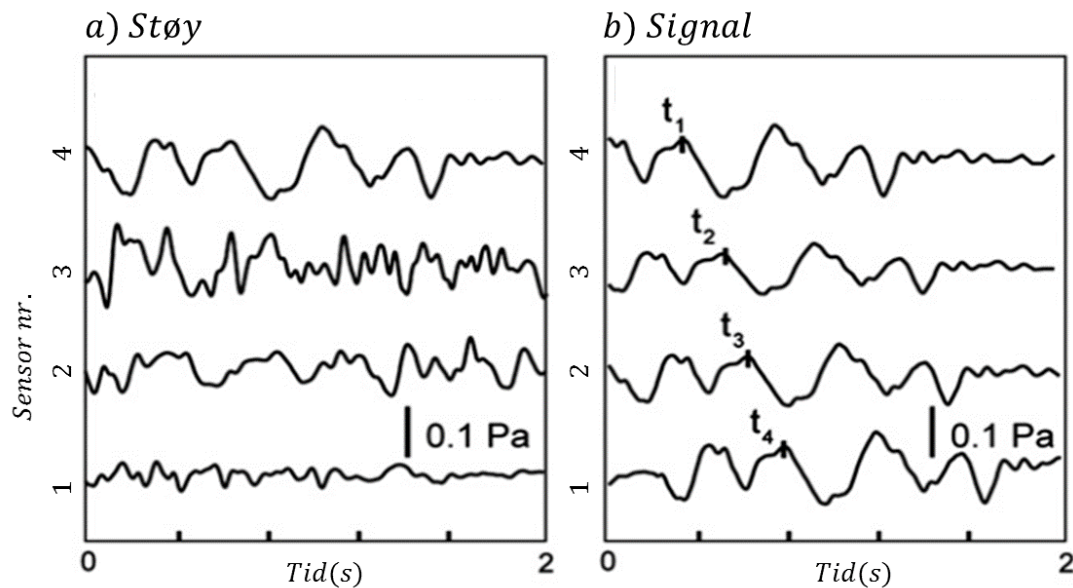
3.2.1 Korrelasjonstid

Korrelasjonstiden (eng. time residual) er et mål på korrelasjon i signalet ved de ulike sensorene. Som Figur 3-3 viser er korrelasjonen lav for støy (a) og høy for signal (b). Figuren viser også at signalet når sensor 4 først, deretter sensor 3, 2 og 1. Forsinkelsen mellom tidspunktet for når signalet når fram til de ulike sensorene brukes til å beregne korrelasjonstiden, og dermed skille signal fra støy (Ulivieri, et al., 2011; Marchetti, et al., 2015)

IDA-systemet består av fire sensorer i en triangulær geometri. Sensorene danner dermed totalt fire ulike triangler. For hvert triangel beregnes korrelasjonstiden (ΔT) ved bruk av likning 2:

$$\Delta T_n = |\Delta t_{ij} + \Delta t_{jk} + \Delta t_{ki}| \quad (2)$$

der Δt_{ij} er forsinkelsestiden mellom infralydsignalet registrert i sensor i og j . Gjennomsnittlig korrelasjonstid ($\overline{\Delta T}$) regnes ut på grunnlag av korrelasjonstidene for hvert triangel. Den gjennomsnittlige korrelasjonstiden går mot 0 for korrelerte signal og øker for støy (Ulivieri, et al., 2011).



Figur 3-3: Amplitude ved sensor 1, 2, 3 og 4 for støy (a) og signal (b). Det er korrelasjon i amplituden ved signal fra snøskred, mens det ikke er korrelasjon ved støy. Forsinkelsestiden mellom t_i og t_j brukes til å beregne korrelasjonstiden, ΔT . Modifisert etter Ulivieri, et al. (2011).

3.2.2 Asimut

Asimut (α) (eng. back azimuth) er retningen fra IDA-systemet til lydkilden. På hjemmesiden (www.ida-wyssen.com) der IDA-deteksjoner registreres vises asimut som den gjennomsnittlige retningen til signalet. Asimut indikerer da midten av det detekterte signalet, og dermed midten av skredløpet.

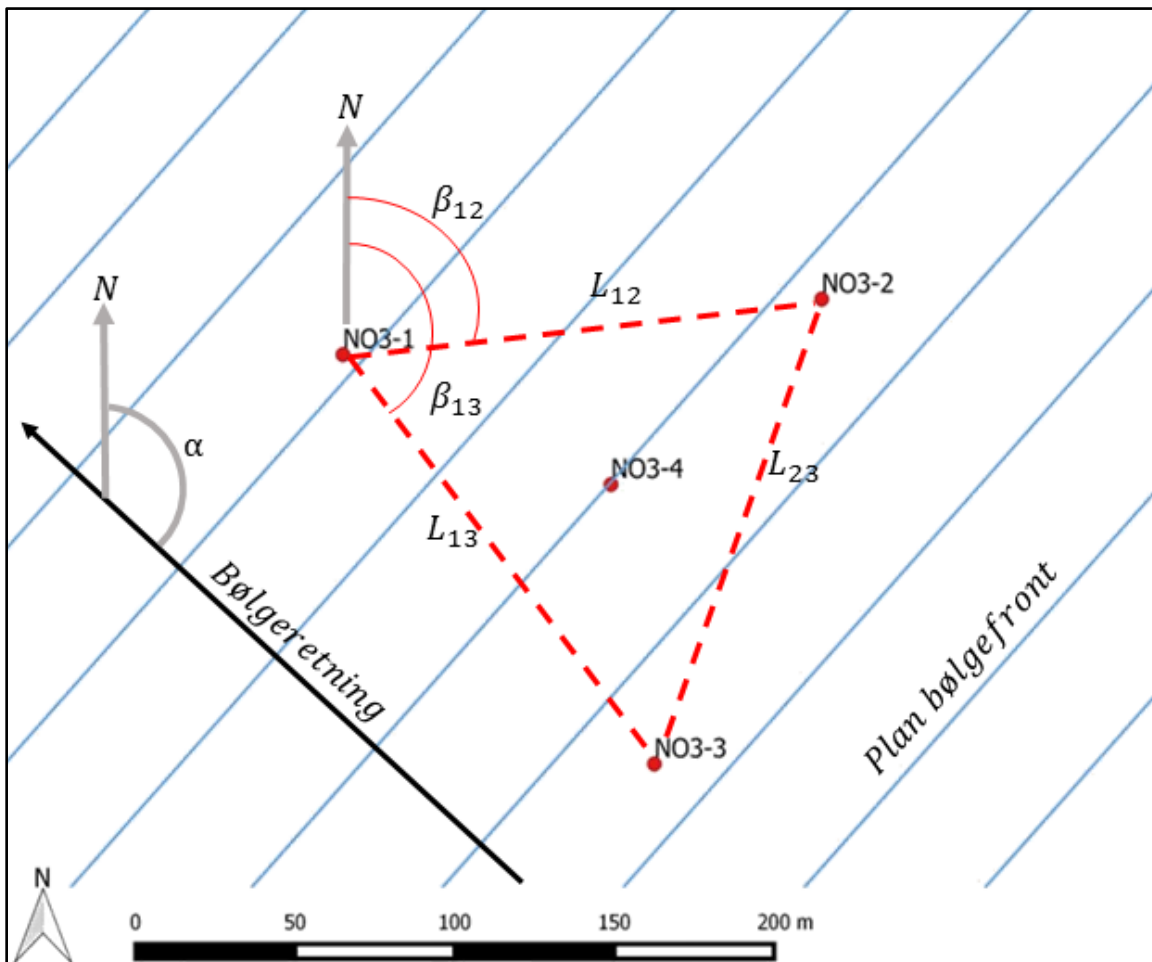
Ved beregning av asimut antas det at bølgefronten er plan og at lyd hastigheten er konstant gjennom IDA-systemet. Ifølge Ulivieri, et al. (2011) er det vanlig å anta at bølgefronten er plan for lydkilder 700 meter fra IDA-systemet, dog avhengig av frekvensintervallet. 700 meter tilsvarer omtrent to bølgelengder av en lydkilde på 1 Hz, som er det laveste frekvensområdet for snøskred (Tabell 2-2). Lydkilder som er nærmere IDA-systemet enn 700 meter kan fortsatt detekteres, men antagelsen om plan bølgefront stemmer ikke og beregningene av asimut er da upresise (Ulivieri, et al., 2011; Marchetti, et al., 2015).

Asimut beregnes ved følgende ligningssystem (ligning 3 og 4)

$$\frac{L_{ij} * \cos(\beta_{ij} - \alpha)}{\Delta t_{ij}} = c_{ij} \quad (3)$$

$$\frac{L_{ik} * \cos(\beta_{ik} - \alpha)}{\Delta t_{ik}} = c_{ik} \quad (4)$$

der i er en referanse sensor i hvert triangel, og j og k er to andre sensorer i samme triangel. L_{ik} og Δt_{ik} er henholdsvis distansen og tidsforsinkelsen mellom sensor i og k . β er vinkelen mellom to sensorer målt fra nord. α er den ukjente asimut og c_{ij} er tilsynelatende hastighet (Figur 3-4). Om man antar at lyd hastigheten er konstant gjennom IDA-systemet er $c_{ij} = c_{ik}$ og ligningssystemet kan løses med hensyn på asimut (α) (Ulivieri, et al., 2011).

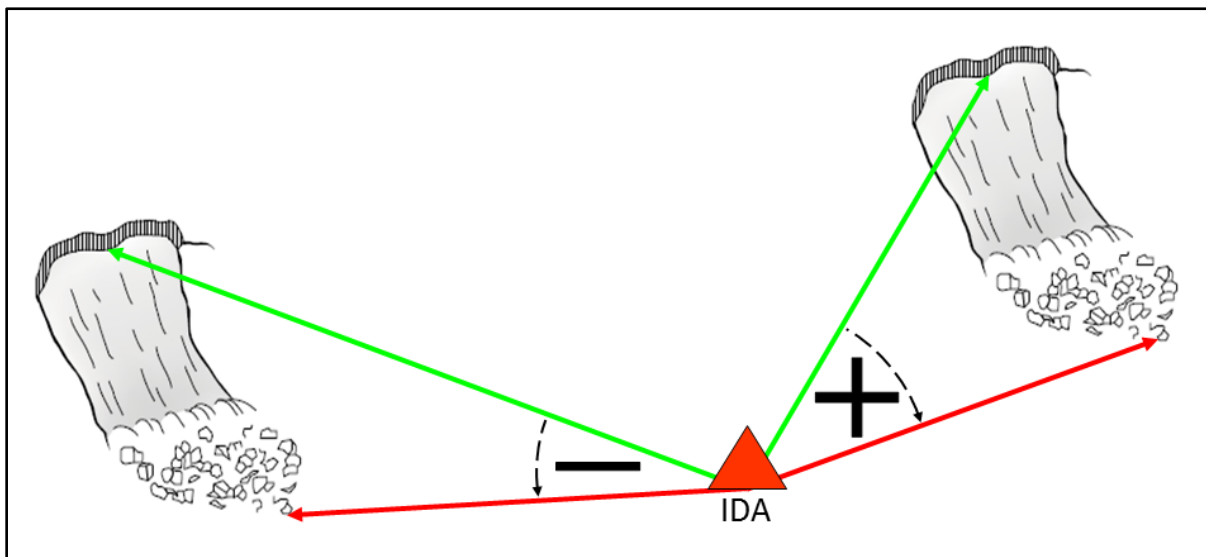


Figur 3-4: Lengder og vinkler som benyttes ved beregning av asimut (α). L er avstanden mellom to sensorer. β er asimut fra en sensor til en annen. Lydhastigheten er c_{air} , og det blir antatt plan bølgefront og konstant hastighet gjennom IDA-systemet. Modifisert etter Ulivieri, et al. (2011).

For å evaluere nøyaktigheten av asimut og vindens påvirkning av lydsignalet, utnyttet Marchetti, et al. (2015) at eksplosjoner fra kunstig utløste skred detekteres av IDA-systemet. Differansen mellom asimut beregnet av IDA-systemet og reell asimut fra IDA-systemet til eksplosjonen var mindre enn 1°. Det ble derfor konkludert med at asimut beregnet av IDA-systemet var særs nøyaktig, og at vindpåvirkning av lydsignalet var begrenset.

3.2.3 Asimut rotasjon

Asimut rotasjon (eng. back azimuth migration) er antall grader lydsignalet forflyttes fra start til slutt med IDA-systemet som referansepunkt (Marchetti, et al., 2015). Når lydsignalet forflyttes med klokken er asimut rotasjonen positiv, mens den er negativ når lydsignalet forflyttes mot klokken (Figur 3-5). Asimut rotasjon er tilnærmet lik 0° når snøskred går i retning mot IDA-systemet.



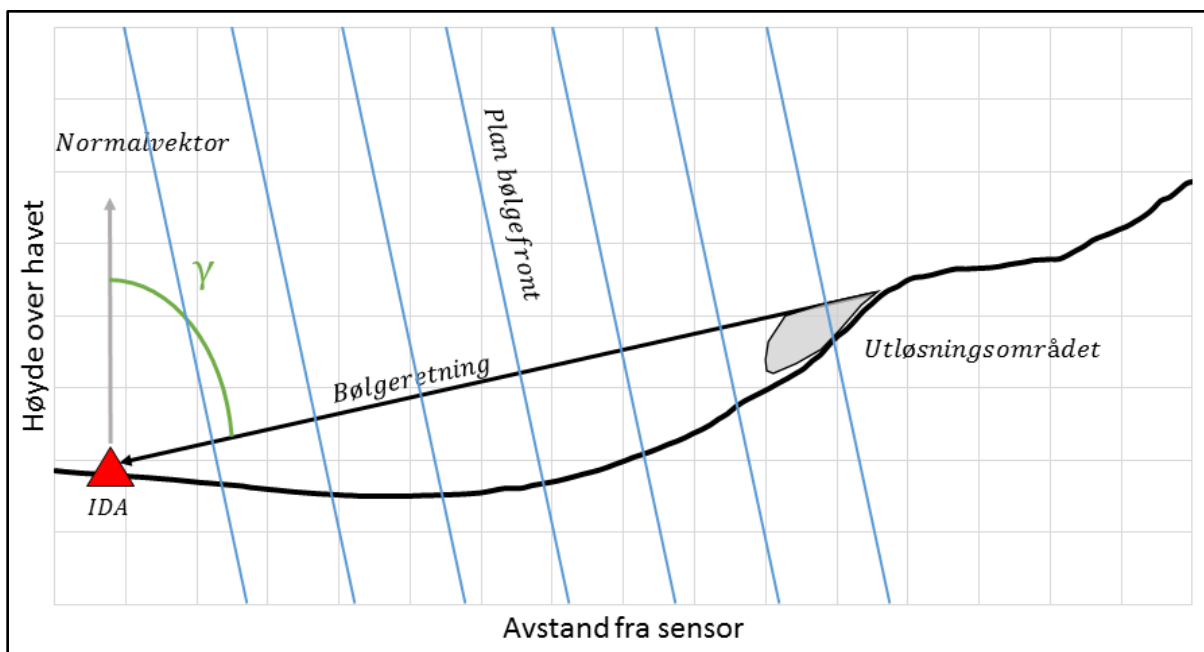
Figur 3-5: Asimut rotasjon (markert med stiptet pil) er benevnt som positiv når signalet forflyttes med klokken og er benevnt som negativ når signalet forflyttes mot klokken.

3.2.4 Tilsynelatende hastighet

Tilsynelatende hastighet (c) (eng. apparent velocity) er hastigheten til lydbølgen når man antar at lydbølgen propagerer gjennom sensornettverket med konstant lydhastighet (c_{air}) og plan bølgefront (Figur 3-6). Den tilsynelatende hastigheten er en funksjon av innfallsvinkelen (γ) (ligning 6), og kan dermed relateres til lydkildens høyde i forhold til sensorene.

$$c = \frac{c_{air}}{\sin \gamma} \quad (5)$$

Innfallsvinkelen er definert som vinkelen mellom normalvektoren til sensorgeometrien og siktelinjen fra IDA-systemet til lydkilden. Om lydkilden er på samme høyde som IDA-systemet er innfallsvinkelen 90° . Den tilsynelatende hastigheten blir da lik lyd hastigheten ($c = c_{air}$). Derimot om lydkilden står tilnærmet vertikalt på IDA-systemet er innfallsvinkelen tilnærmet 0° og den tilsynelatende hastigheten går mot uendelig ($c \rightarrow \infty$) (Marchetti, et al., 2015). Utløsningsområdet i et skred er alltid høyere enn utløpsområdet. Derfor øker innfallsvinkelen når snøskred raser nedover fjellsiden. Siden tilsynelatende hastighet er en funksjon av den inverse til sinus av innfallsvinkelen reduseres den tilsynelatende hastigheten når snøskred raser nedover fjellsiden. Den minimale innfallsvinkelen for infralyd generert av snøskred er begrenset av topografiske forhold rundt IDA-systemet (Ulivieri, et al., 2011).



Figur 3-6: Sammenhengen mellom innfallsvinkel (γ) og bølgeretning. Merk at innfallsvinkelen er 0° når lydkilden er rett over IDA-systemet. Ved beregning av tilsynelatende hastighet antas det plan bølgefront og konstant lyd hastighet gjennom IDA-systemet. Modifisert etter Marchetti, et al. (2015)

3.2.5 Varighet

Varigheten (eng. duration) til lydkilden måles i sekunder.

3.2.6 Maksimal amplitude

Maksimal amplitude (eng. peak pressure) er den maksimale amplituden IDA-systemet registrerer i løpet av en skredhendelse. Snøskred genererer vanligvis en maksimal amplitude på 0,2 Pa (Marchetti, et al., 2015)

3.2.7 Terskelverdier

Snøskred detekteres automatisk når infralydparameterne oppfyller bestemte terskelverdier. Terskelverdiene er bestemt ved å studere infralydparameterne til kunstige og naturlig utløste skred, og kan justeres når datagrunnlaget øker. Ulivieri, et al. (2011) bestemte terskelverdiene for et IDA-system i Monte Rosa i Italia på grunnlag av infralyddata fra kunstig utløste skred. På grunnlag av omkringliggende topografi, ble minste innfallsvinkel bestemt til 60° , mens det ble brukt en maksimal korrelasjonstid på 0,015 s. I tillegg til omkringliggende topografi er terskelverdien avhengig av forventet signalfrekvens og sensorgeometri (Garces og Hetzer, 2002), og disse bør derfor tilpasses hvert enkelt IDA-system (Ulivieri, 2016).

3.2.8 Pålitelighet

Hver skredhendelse som registreres av IDA-systemet klassifiseres i to pålitelighetsklasser: Høy pålitelighet eller lav pålitelighet. Pålitelighetsklassene beskriver sannsynligheten for at det virkelig har forekommet et naturlig utløst skred. IDA-systemet varsler skredhendelser av høy pålitelighet via SMS og e-mail innen 2 minutter etter skredet har gått. Skredhendelser av lav pålitelighet varsles ikke, men vises på IDA-systemets hjemmeside (www.ida-wyssen.com) (Humstad, et al., 2016). Påliteligheten til IDA-deteksjoner er avhengig av avstanden fra signalet til IDA-systemet og topografiske forhold (Ulivieri, 2016).

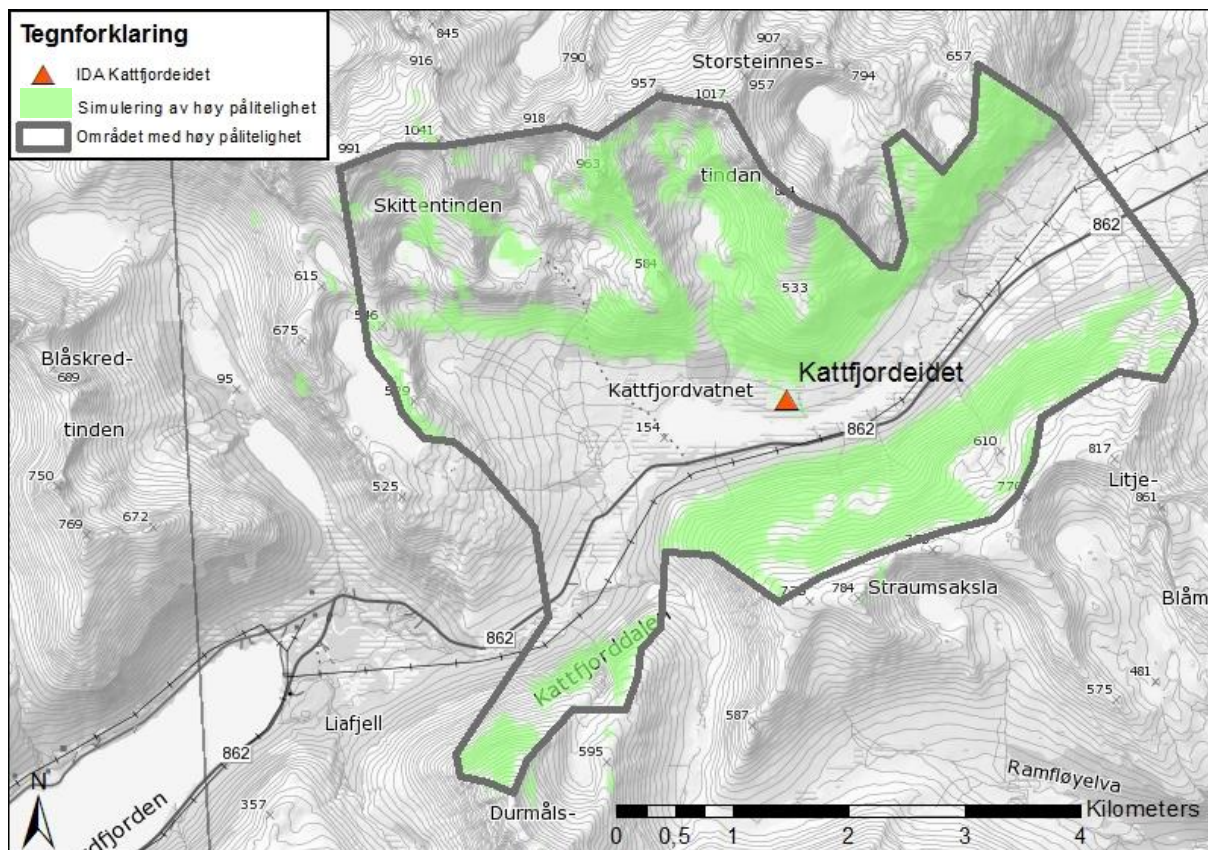
Når snøskred går i umiddelbar nærhet til IDA-systemet, har infralydparametrene klare trender. Disse trendene blir mindre distinkte med økende avstand mellom signalet og IDA-systemet. Snøskred som raser nedover en fjellside kjennetegnes ved at signalet får økende innfallsvinkel, og dermed avtagende tilsynelatende hastighet. Ved skredhendelser nærme IDA-systemet øker innfallsvinkelen i større grad sammenlignet med skredhendelser på lengre avstand. Ved skredhendelser på lengre avstand er innfallsvinkelen tilnærmet konstant, og signalet er dermed mindre karakteristisk for snøskred og følgelig vanskeligere å tolke (Ulivieri, 2016).

Som for innfallsvinkelen, er asimut rotasjon større ved skredhendelser nærme IDA-systemet. Dette er dog avhengig av skredets bevegelse i forhold til IDA-systemet. Asimut rotasjon er tilnærmet lik 0° for skred som raser i rett linje mot IDA-systemet, uavhengig av skredets avstand fra IDA-systemet (Ulivieri, 2016).

Avstanden fra lydkilden til IDA-systemet påvirker også styrken på signalet. Når avstanden øker, svekkes signalet på grunn av geometrisk spredning. Når lyd propagerer fra kilden spres lyden sfærisk og lydbølgene fordeles på et større område. Svekkelsen av lydsignalet er proporsjonalt med $1/r^2$, der r er avstanden fra kilden (Meier, 2017).

Topografiske forhold som for eksempel terrengformasjoner og infrastruktur påvirker infralydsignalet i den grad at signalet bøyes. Når signalet bøyes avviker dermed beregning av asimut og asimut rotasjon fra den opprinnelige asimut og asimut rotasjon. Signalet kan da bli mindre karakteristisk for snøskred enn det ville vært uten avbøyning. Signal som er generert fra områder uten direkte siktelinje til IDA-systemet er ofte påvirket av topografiske forhold og blir derfor ofte klassifisert med lav pålitelighet (Ulivieri, 2016).

På grunnlag av topografiske forhold og hvordan lydbølger propagerer gjennom luft, har Ulivieri (2016) modellert hvor IDA-deteksjoner av høy pålitelighet forventes. Modelleringen er foretatt for alle de tre IDA-systemene i Norge. Figur 3-7 viser modelleringen fra Kattfjordeidet. Det forventes IDA-deteksjoner av høy pålitelighet fra et område på 27,2 km², der den maksimale avstanden mellom skred og IDA-systemet er beregnet til en avstand på 3,9 km.



Figur 3-7: Modellert området der det forventes IDA-deteksjoner av høy pålitelighet. Det grå polygonet viser omrisset av dette området. Modelleringen er foretatt av Ulivieri (2016). Bakgrunnskart hentet fra Kartverket (2017)

3.3 IDA-systemets bruksområde og egenskaper

Målet med IDA-systemet er å samle informasjon om skredaktivitet i alle skredløp innenfor et målområde. IDA-systemet overvåker vanligvis skredaktivitet i en radius på 3-5 kilometer og

360° rundt IDA-systemet, men ved gunstig vindretning og store skred detekterer systemet snøskred på større avstand. Den maksimale avstand mellom detektert snøskred og IDA-systemet er målt til 14 kilometer. Til sammenligning er andre deteksjonssystemer, som radar og videogrammetri, begrenset til horisontal og vertikal vinkel på henholdsvis 90° og 10° (Steinkogler, et al., 2016), noe som vanligvis begrenser bruken av radar til ett skredløp om gangen, noe som resulterer i høye driftskostnader (Marchetti, et al., 2015).

Siden IDA-systemet gir informasjon om skredaktivitet som vanligvis ikke er tilgjengelig, kan den epistemiske usikkerheten reduseres (kapittel 1.3). Bruk av deteksjonssystemer (som for eksempel IDA) i skredvarslingen øker derfor skredvarselets validitet (Steinkogler, et al., 2016).

IDA-systemet detekterer lyden av eksplosjonen etter sprengstoff for kunstig utløste skred (Marchetti, et al., 2015). Detekterte skred i etterkant av en eksplosjon blir klassifisert av IDA-systemet med 0 % pålitelighet, siden denne parameteren viser til sannsynligheten for naturlig utløste skred. Tidligere resultater har vist at IDA-systemet detekterer skred som følge av forebyggende skredkontroll med god nøyaktighet (Ulivieri, et al., 2011; Humstad, et al., 2016). IDA-systemet kan derfor løse det økende behovet for verifisering av kunstig utløste skred (Schimmel, et al., 2017)

I følge Steinkogler, et al. (2016) detekterer IDA-systemet snøskred av størrelsesklasse større eller lik 3 (- middel store) med god nøyaktighet, men systemet har svakheter knyttet til små skredstørrelser (1 - harmløse og 2 - små). Små snøskred genererer kortere signal med svakere tendenser i signalet. For å automatisk detektere snøskred er det bestemt terskelverdier ved infralydsignalet for å skille mellom støy og signal. Ved små skred oppfylles ikke disse terskelverdiene, og små skred blir da ikke automatisk detektert. Det er dog mulig å detektere skredene ved etterprosessering av infralyddataene, men det tar da lengre tid enn 2 minutter fra skredet går til skredet er registrert.

Ved våte snøskred er ikke snøskylaget, som genererer det meste av infralyd, til stede. Våte snøskred genererer derfor infralyd med svakere amplitude enn tørre snøskred (Schimmel, et al., 2017). Ved noen tilfeller er selv store, våte snøskred ikke detektert av IDA-systemet. Dette har sammenheng med at algoritmen og terskelverdiene for automatisk deteksjon av snøskred er basert på tørre skredhendelser. Som for små skred er det mulig å detektere våte snøskred ved etterprosessering av infralyddataene. Dette indikerer at selv om snøskylaget er fraværende, genererer våte skred tilstrekkelig infralyd til å bli detektert med tilpassede terskelverdier (Steinkogler, et al., 2016).

Siden infralyd genereres ved skredfronten, er det posisjonen til skredfronten som detekteres (Kogelnig, et al., 2011). Når skredet raser nedover fjellsiden, forflyttes lyd-kilden. Dette er utnyttet til å estimere skredets fronthastighet og studere ulike faser av snøskredbevegelsen. Marchetti, et al. (2015) konverterte infralydparametere til lengdesegmenter i skredløpet. Ved bruk av tiden snøskredet brukte på å passere lengdesegmentene, estimerte de skredets fronthastighet. Tilgjengelige radardata viste at estimatet fulgte trendene til radarmålingene, men at estimatet generelt hadde for høye hastigheter. Disse var likevel ikke høyere enn at differansen mellom beregnet og målt fronthastighet stort sett var mindre enn 3 m/s. Det ble derfor konkludert med at infralyddata kan brukes til å estimere skredets fronthastighet med god nøyaktighet (Marchetti, et al., 2015). Det er også gjort vellykkede forsøk på å estimere fronthastighet med infralydparametere ved bruk av andre metoder (Delle Donne, et al., 2014; Havens, et al., 2014). Skredfaser studeres på grunnlag av endring i infralydparametrene nedover skredløpet. En endring i skredets volum og hastighet påvirker amplituden i signalet. Amplitudeendring, i tillegg til endring i asimut, asimut rotasjon og tilsynelatende hastighet, kan gi grunnlag for å dele skredet inn i ulike faser (Marchetti, et al., 2015). Ved ett tilfelle ble også bruddet i det svake laget påvist av IDA-systemet. En liten økning i amplitude 14 sekunder før snøskredet ble detektert, ble av Havens, et al. (2014) tolket til å være et drønn («whumpf»). Drønn oppstår når svake lag i snøen kollapser, og sender ut trykkbølger (McClung og Schaerer, 1980) som det er mulig å detektere med IDA-systemet (Havens, et al., 2014).

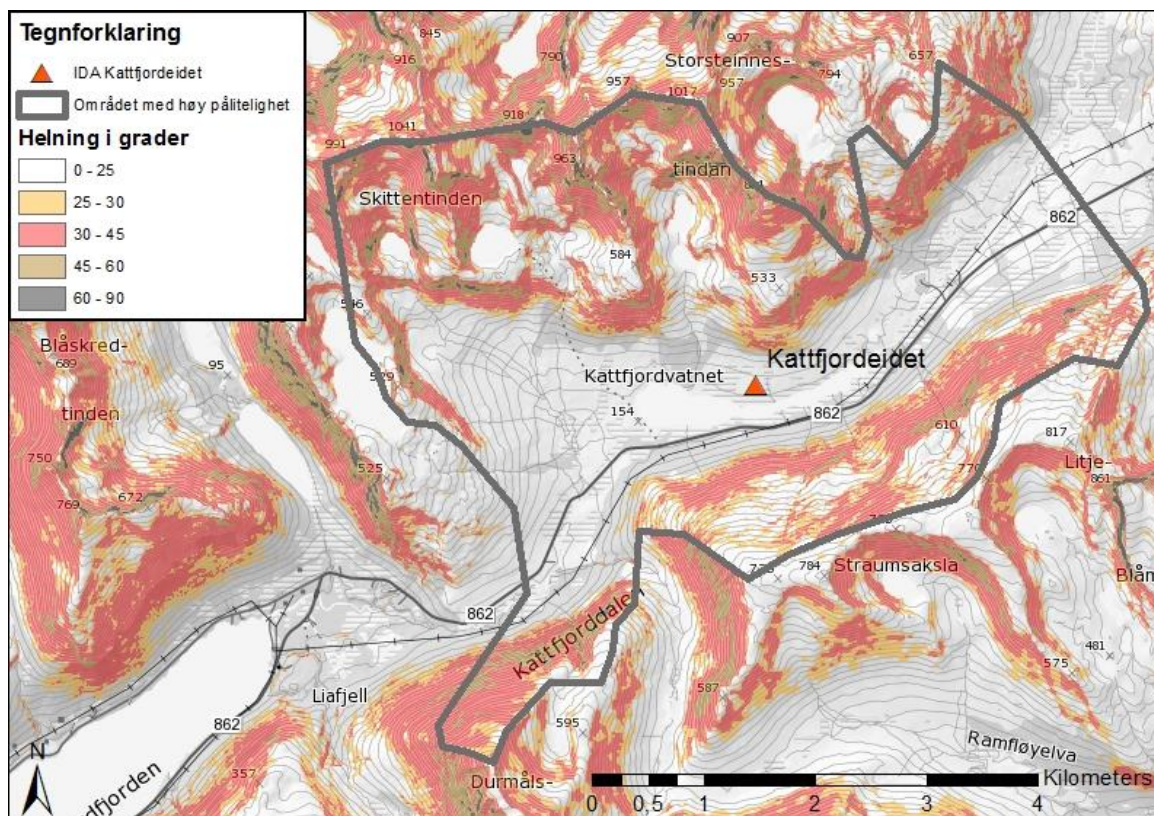
Det er viktig å presisere at IDA-systemet ennå er ikke er i stand til å automatisk stenge veier, i motsetning til deteksjonssystemer som radar, videogrammetri og seismikk. Til det er prosesseringstiden for lang (Steinkogler, et al., 2016). Det tar det ca. 2 minutter fra skredet går til IDA-systemet gjenkjenner lydsignalet som et snøskred (Humstad, et al., 2016).

4 Metode for å relatere IDA-deteksjoner til terreng og skredstørrelse

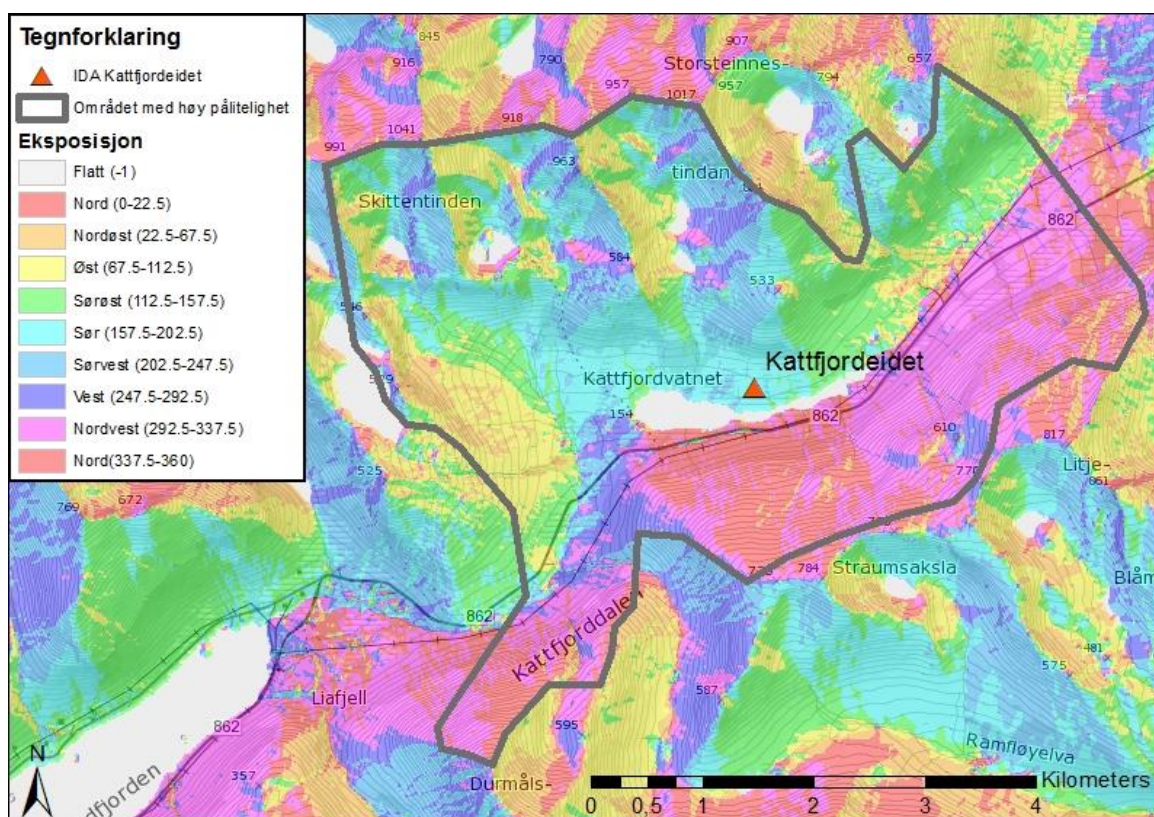
4.1 Skredsoneklassifisering

IDA-systemet gir informasjon om retningen fra sensornettverket til lydkilden i skredet ved bruk av asimut, men ikke eksakt hvilken skredbane. Dette kan løses ved å sammenligne infralydparametere med forventede infralydparametere for enkelte skredløp i måleområdet. Det er fra tidligere arbeid foretatt skredsoneklassifisering og tilhørende beregning av forventede infralydparametere for IDA-systemene i Grasdalen og Indreidsdalen (vedlegg b og c) (Humstad, et al., 2016). I denne oppgaven følges samme metode for IDA-systemet på Kattfjordeidet. Skredsonene er delt inn på grunnlag av helningsretning, helningsvinkel, høyde over havet, skredløpets topografi, numerisk simulering vha. programvaren RAMMS og tidligere snøskredhendelser. Det modellerte området der det er forventet IDA-deteksjoner med høy pålitelighet (Figur 3-7) er brukt som ytre avgrensning av sonene.

Topografiske forhold ble studert ved bruk av programvaren ArcMap 10.4. Siden det ikke var tilgjengelige laserdata fra Kattfjordeidet og kartverkets digital terrengmodeller [DTM] kun utgis med grov oppløsning (10*10 meter og 50*50 meter), ble en 5*5 meter DTM laget av Antje Meschke i Statens vegvesen basert på data fra N5 (kartgrunnlag fra Kartverket med 5 m ekvidistanse (Kartverket, 2017)). DTMen ble konvertert til helningskart (Figur 4-1), eksposisjonskart (Figur 4-2) og skyggekart ved bruk av ArcMap 10.4 (ESRI, 2016). Skyggekartene ble laget med sollys fra 045°N, 135°N, 225°N og 315°N, og med en lysvinkel på 45° over horisonten. Dette for å studere topografiske detaljer i skredsonene uavhengig av helningsretning. Helningskartet og himmelretningskartet la grunnlaget for å skille skredsonene på større skala. For det aktuelle området på Kattfjordeidet var det tilgjengelige flyfoto fra 2006 og 2011. Disse ble brukt til å studere terrengformer, skredaktivitetens påvirkning av vegetasjon og erosjon som følge av elver og skred. Bredden på bekkedar, raviner og andre forsenkninger avgrensner de antatte skredløpene (Høeg, et al., 2014), og dette kan også studeres på flyfoto.



Figur 4-1: Helningskart over Kattfjordeidet. Det grå polygonet viser omrisset av område der det forventes IDA-deteksjoner med høy pålitelighet (Figur 3-7). Bakgrunnskart fra Kartverket (2017)



Figur 4-2: Eksposisjonskart over Kattfjordeidet. Det grå polygonet viser omrisset av område der det forventes IDA-deteksjoner med høy pålitelighet (Figur 3-7). Bakgrunnskart fra Kartverket (2017)

I NVE Atlas registreres alle typer skred: Snø-, løsmasse-, og steinskred (NVE, 2017). Tidligere skredhendelser gir en indikasjon på hvor skred går, og om skredene forekommer hyppig eller sjeldent (Greene, et al., 2010). På Kattfjordeidet er mesteparten av registrerte snøskredhendelsene fra etter 2012 da den regionale snøskredvarslingen i Norge begynte. Datasettet viser at det forekom store (størrelse 4) snøskredhendelser i 2013 og 2016. Skredaktivitet og skredhendelser som registreres via regObs vises geografisk på nettside xgeo.no, som er et ekspertverktøy utviklet av SSV, NVE, Bane-NOR, meteorologisk institutt og Kartverket og som brukes til beredskap, overvåkning og varsling av flom, jordskred og snøskred (xGeo, 2017). Den geografiske plasseringen av skredene kan være unøyaktig, og tilhørende beskrivende tekst er derfor brukt til å avgjøre skredenes relevans for det aktuelle skredløpet. På xgeo.no vises også skisserte skredløp og meldinger om stengte veier grunnet snøskred eller skredfare (alle type skred, ikke bare snøskred). På Kattfjordeidet er det skissert fire skredløp. Disse er ifølge Humstad (2017) grovt skissert, og de er derfor reklassifisert i denne skredsoneklassifiseringen.

Etter naturlig og kunstig utløste skred i månedskiftet januar/februar 2016, skisserte Statens vegvesen snøskredene med bruddkant, utløpslengde og bredde. Disse skredhendelsene er brukt til å definere bredden på skredløpene der skredløpet ikke er definert av bekker, raviner eller andre forsenkninger (Høeg, et al., 2014). Skredene ble også brukt til å kalibrere en RAMMS-simulering for den sørlige dalsiden av Kattfjordeidet. Simuleringen ble foretatt av Øyvind Hellum i SVV. RAMMS er en programvare for simulering av snøskred, flomskred og steinsprang. Simuleringen gir informasjon om blant annet skredenes høyde, hastighet og påvirkningskrefter i utløpet (RAMMS, 2017). For skredsoneklassifiseringen i denne oppgaven er simuleringen brukt til å studere skredenes bevegelse i skredløpet basert på et gitt utløsningsområdet.

Skredsonenes laterale yttergrenser begrenser forventet asimut for hver skredzone, mens skredsonenes topp- og bunnpunkt begrenser forventet asimut rotasjon. Skredsonenes topp- og bunnpunkt er også begrensende for innfallsvinkelen mellom lydskilden og IDA-systemet, og er dermed bestemmende for tilsynelatende hastighet. Forventet asimut, asimut rotasjon og tilsynelatende hastighet ble beregnet med programvaren ArcMap 10.4 og verktøyet Near 3D. Near 3D beregner tredimensjonale lengder og vinkler fra et, eller flere, punkt til et annet punkt. Near 3D beregner horisontale vinkler som aritmetiske vinkler, der øst er definert som 0°, rotasjon med klokken gir negative vinkler og rotasjon mot klokken gir positive verdier. Horisontale vinkler angis dermed i intervallet -180° til 180°. Vertikale vinkler angis i intervallet

-90° til 90°, der 90° er rett opp og -90° er rett ned (ESRI, 2016). Siden vinklene ble beregnet fra punkter i skredsonene til IDA-systemets sentrum og horisontale vinkler ble uttrykket som aritmetiske vinkler, var det nødvendig å konvertere vinklene til å gjelde for IDA-systemets sentrum som referansepunkt.

Koordinatene til IDA-systemets sentrum ble målt med håndholdt GPS under installasjonen av IDA-systemet høsten 2016. En håndholdt GPS har en nøyaktighet på få meter, og er antatt å være tilstrekkelig for beregning av forventede infralydparametere.

4.2 Klassifisering av skredstørrelse

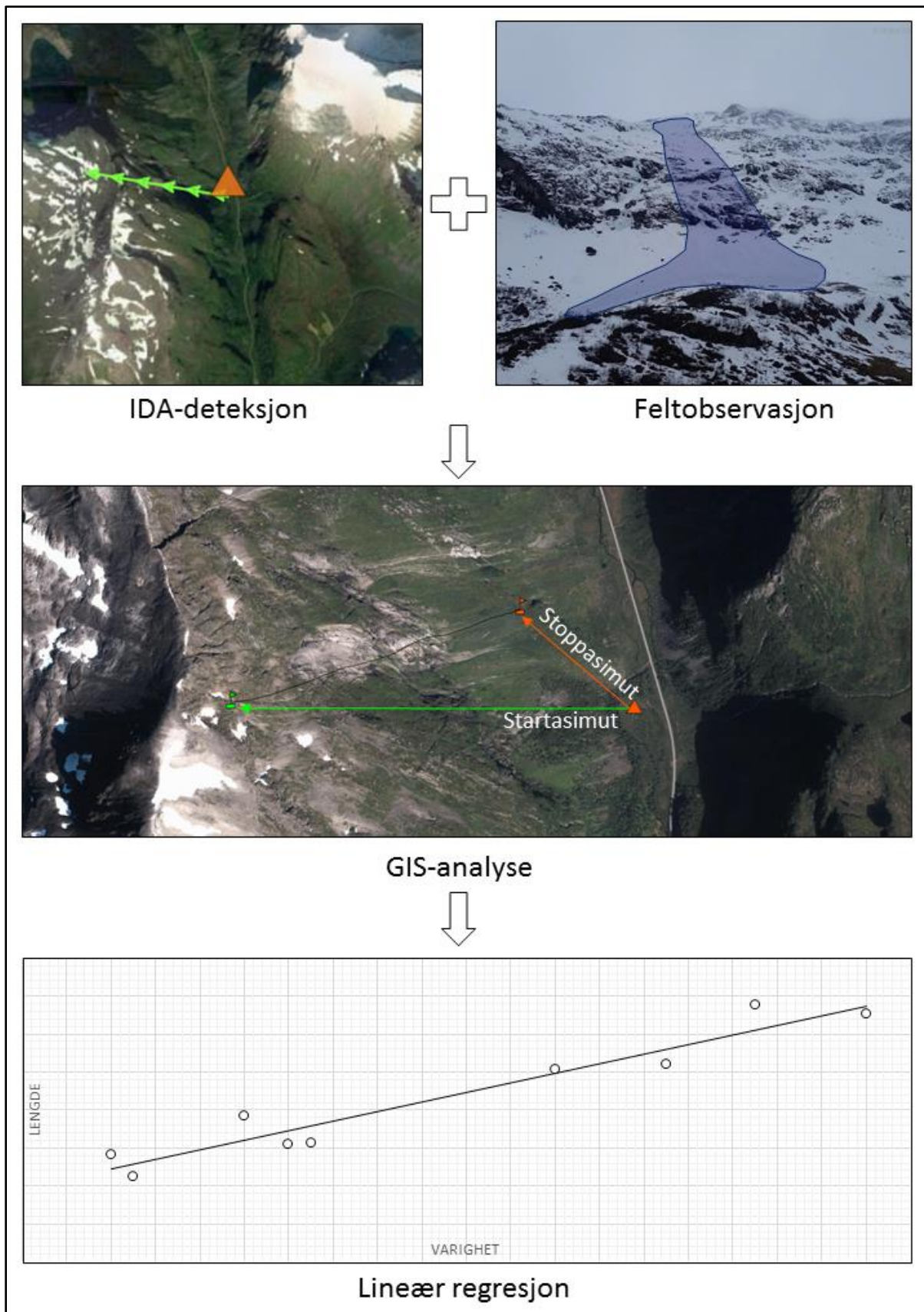
4.2.1 Sammenhengen mellom skredets lengde og lydkildens varighet

Klassifisering av snøskredstørrelse i henhold til EAWS baseres på enten trykkvirkningen i skredet eller utløpslengde (Tabell 2-1). Disse klassifiseres uavhengig av hverandre siden snøskred kan forekomme med lang utløpslengde og liten ødeleggende kraft, eller med kort utløpslengde og stor ødeleggende kraft. Selv om disse klassifiseres uavhengig av hverandre kan det nevnes at skred med stor utløpslengde vanligvis har større ødeleggende kraft enn skred med små utløpslengde dersom forholdene ellers er like.

Asimut, asimut rotasjon, tilsynelatende hastighet, varighet og amplitude er infralydparametere som er en funksjon av snøskredets størrelse. Asimut, asimut rotasjon, tilsynelatende hastighet og varighet er en funksjon av snøskredets lengde. Amplitude er derimot en funksjon av snøskredets evne til å danne trykkvariasjoner i luften, og er avhengig av snøskredets volum og hastighetsendringer (Ulivieri, 2016). Når lyd propagerer fra kilden spres lyden sfærisk og lydbølgene fordeles på et større område. Dette kalles geometrisk spredning, og fører til at lyden avtar med avstand fra lydkilden. Amplituden svekkes proporsjonalt med $1/r^2$, der r er avstanden fra kilden. Om amplituden skal brukes til å estimere snøskredstørrelse må den derfor normaliseres med avstanden fra lydkilden til IDA-systemet (Meier, 2017).

For å estimere skredstørrelse er korrelasjonen mellom lydkildens varighet og skredets lengde studert (Figur 4-3). Data fra alle tre IDA-systemene der IDA-deteksjoner er observert i felt er brukt. Basert på start- og stoppasimut og bilder fra feltobservasjonene ble skredbanen tegnet i ArcMap 10.4. Beregningene av utløpslengde ble foretatt i ArcMap 10.4 av verktøyet 3D Analyst basert på digitale terrengmodeller (ESRI, 2016). Skredets lengde ble deretter plottet mot varigheten av IDA-deteksjonen. Sammenhengen mellom varighet og skredets lengde ble bestemt ved lineær regresjon.

For å evaluere variansen i regresjonen ble R^2 -verdien brukt. R^2 -verdien er et statistisk mål på hvor nært datapunktene er til en tilpasset regresjonslinje. R^2 -verdien er alltid mellom 0 og 1 (eller 0-100%), og når verdien er nært 1 beskriver regresjonen mye av variasjonen som er i datasettet. Generelt betyr en R^2 -verdi nærme 1 en godt tilpasset regresjonslinje (Walpole, et al., 1993).

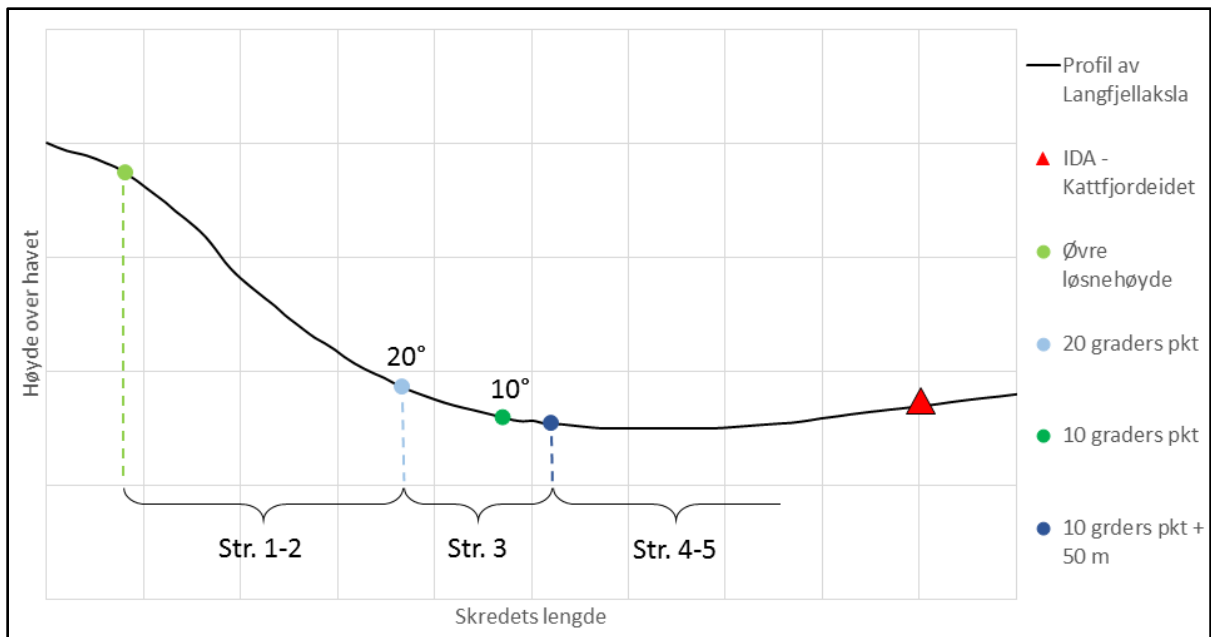


Figur 4-3: Flytskjema for å studere sammenhengen mellom skredets lengde og lydkildens varighet.

4.2.2 Skredets størrelse ved bruk av sammenhengen mellom skredets lengde og lydkildens varighet

Skredets størrelse kan bestemmes på grunnlag av skredets utløpslengde sammenlignet med topografien i skredbanen (Tabell 2-1). Sammenhengen mellom varighet og skredlengde kan derfor kun anvendes til klassifisering av skredstørrelse der skredbanen er kjent. I skredsonene på Kattfjordeidet der man antar at skredbanene er kjent (kapittel 6.6.3), ble det definert skredlengder som tilsvarer skredstørrelse 2 (eller mindre), 3 og 4 (eller større). Skredstørrelse 1 (-harmløse) er neglisjert på grunn av at skred av størrelse 1 sjelden blir detektert av IDA-systemet (Steinkogler, et al., 2016), mens skredstørrelse 5 (- svært store) er neglisjert på grunn av at skred av denne størrelsen forekommer sjelden og at definisjonen av størrelse 4 og 5 gir rom for å diskutere spørsmålet: Hvor stort er stort? (Moner, et al., 2013; Jamieson, et al., 2014). I tillegg inngår det foreløpig ingen skred av størrelse 5 i datasettet som danner grunnlaget for estimeringen av skredstørrelse (kapittel 6.4).

Skredstørrelse 2, 3 og 4 tilsvarer ifølge EAWS (kapittel 2.1.2) skred som stopper i henget, skred som krysser flate partier ($\ll 30$ grader) over avstander kortere enn 50 m og skred som krysser flate partier ($\ll 30$ grader) over avstander lengre enn 50 m (Tabell 2-1). Ifølge Lied og Kristensen (2003) starter oppbremsingen av tørre skred der helningen blir slakere enn 10° . Siden EAWS ikke klart definerer hva som menes med «flate partier» (annet enn at det er mye slakere enn 30°), er det derfor naturlig å definere flate partier ($\ll 30$ grader) til det punktet i skredbanen der helningen blir slakere enn 10° . Siden skredstørrelse 4 krysser flate partier ($\ll 30$ grader) over avstander lengre enn 50 m er grensen mellom størrelse 3 og 4 satt til 50 meter lengre nede i skredbanen fra der skredbanens helning er slakere enn 10° . Grensen mellom skredstørrelse 2 og 3 defineres for praktiske formål i denne oppgaven som det punktet i skredbanen der helningen er slakere enn 20° (Figur 4-4). Basert på disse grensene ble det beregnet skredlengder for skredstørrelse 2 (eller mindre), 3 og 4 (eller større) i hver av de aktuelle skredsonene. Skredlengdene ble deretter konvertert til varighet ved bruk av sammenhengen som blir nærmere presentert i kapittel 6.4. Dette ga da tidsintervaller som kan brukes til å estimere skredstørrelse gitt at skredet forekommer i den antatte skredbane.



Figur 4-4: Tverrsnitt av dalsiden sør for IDA-systemet på Kattfjordeidet og hvordan skredstørrelsesområdene er klassifisert.

5 Grunnlaget for integrasjon mellom IDA og regObs

Dette kapittelet gir en innføring i hvilke data som kan utveksles mellom IDA-deteksjonene og databasen i regObs. I kapittel 6.6 gis det forslag til hvordan denne integrasjonen kan settes opp.

5.1 Hvilke data kan sendes til regObs?

For at IDA skal kunne sende data til regObs, må resultatene fra infralyddeteksjonene skrives iht. til et programmeringsgrensesnitt (API, application programming interface) som samsvarer med måten regObs er bygget opp. Dette API'et definerer hva som er gyldige og ugyldige verdier innenfor de ulike datafeltene som beskriver skredene (regObs, 2017).

Ved registreringer av snøobservasjoner i regObs (introdusert i kapittel 1.1) er det kun tid og lokalitet som er gitt som obligatorisk datafelt, i tillegg til minst en opplysning om snø- eller stabilitetsforhold. Grunnen til at det er få obligatoriske felt er at det skal være en lav terskel for å registrere store og små observasjoner, og for å sikre et nødvendig antall observasjoner i stedet for få observasjoner med mange detaljer (Ekker, 2016). Snøobservasjoner kan bestå av observasjonstypene *faretegn*, *skredaktivitet*, *skredhendelser*, *værobservasjoner*, *snødekkeegenskaper*, *snøprofil*, *skredproblem* eller *skredfarevurdering*. Et snøskred kan registreres enten som et uspesifisert *faretegn*, som en opplysning om generelle trekk i *skredaktiviteten* i et område eller som en konkret *skredhendelse* (regObs, 2017). Det er dermed tre aktuelle observasjonstyper som IDA-systemet kan levere til regObs når et skred blir detektert (Tabell 5-1):

- *Faretegn*
- *Skredaktivitet*
- *Skredhendelse*

Observasjonstypen *faretegn* i regObs utgjør blant annet datafeltet ferske skred (Tabell 5-1). Ved registrering av snøskred som et *faretegn* kreves det lite spesifisering av selve snøskredet. Innrapporteringen brukes for å dokumentere at det har gått ett eller flere ferske skred i et gitt område som et faretegn på ustabil snø. Det er ingen faste datafelter verken for å beskrive terreng eller skredtype. Dette kan imidlertid legges inn som en kommentar i fritekst som beskriver hendelsen, men disse kommentarene er ikke klassifisert og dermed lite søkbare i ettertid (regObs, 2017).

Skredaktivitet brukes for observasjoner om ett eller flere skred i et område. Disse beskriver generelle trekk i skredaktiviteten, og på denne måten dokumentere et skredproblem og i neste

omgang bestemmelse av faregrad i nåsituasjonen. Informasjonen som registreres under skredaktivitet baseres på mange av de samme begrepene som ved definering av et skredproblem. Eksempler på datafelter som inngår i *skredaktivitet* er antall skred i et gitt tidsrom, skredtype, utløsningsmekanisme, størrelse, skredutbredelse, eksposisjon, utsatt høyde og høyde på løsneområdet (Tabell 5-1) (regObs, 2017).

Skredhendelse benyttes når det finnes detaljerte opplysninger om hvert enkelt skred og innmelder ønsker å formidle dette. Eksempler på når dette er aktuelt, kan være når innmelder selv har sett skredet og dermed kjenner detaljene, eller når et skred har forårsaket en ulykke/nestenulykke eller har betydning for vei, sti eller bebyggelse. Å dokumentere skredhendelser har nytte i det forebyggende arbeidet med å unngå ulykker. Et snøskred som registreres som en *skredhendelse* blir dokumentert med flere egenskaper sammenlignet med *skredaktivitet*. *Skredhendelser* kan dokumenteres både med skredbanenavn, egenskaper og koordinater i utløsningsområdet og utløpsområdet, og detaljer om skredtype, størrelse og eksposisjon. I tillegg kan egenskaper ved snødekket som type svakt lag samt høyde og bredde på bruddkant registreres (Tabell 5-1) (regObs, 2017).

Tabell 2-1 viser sammenhengen mellom hvilke data som kan gis fra infralydmålinger og hvordan disse direkte eller indirekte kan integreres med datafelter i regObs.

Tabell 5-1: Datafelter i observasjonstypene faretegn, skredaktivitet og skredhendelse i regObs. Kryssene viser hvilke datafelter som inngår i hver observasjonstype. Fargekodene indikerer om IDA-data må behandles før informasjonen kan integreres i regObs. Grønn: IDA-data kan integreres direkte med regObs. Oransje: IDA-data må forenkles eller fortolkes før integrasjon med regObs. Gul: Det trengs tilleggsinformasjon fra andre datakilder for å gi meningsfull integrasjon. Rød: Det er ikke grunnlag for integrasjon mellom IDA og regObs.

Datafelter i observasjoner	Observasjonstyper		
	Faretegn	Skredaktivitet	Skredhendelse
Tidspunkt observert	X	X	X
Stedsnavn observasjon	X	X	X
Kildeangivelse	X	X	X
Usikkerhet posisjon	X	X	X
Koordinater observasjonspunkt	X	X	X
Ferske skred	X		
Drønn i snøen	X		
Ferske sprekker	X		
Stort snøfall	X		
Rimkrystaller	X		
Rask temperaturstigning	X		
Mye vann i snøen	X		
Fersk vindtransportert snø	X		
Annet faretegn	X		
Antall skred		X	
Dato skredaktivitet		X	
Tidsrom skredaktivitet		X	
Tidspunkt skred			X
Skredtype		X	X
Skredutløser		X	X
Skredstørrelse		X	X
Eksposisjon		X	X
Skredutbredelse		X	
Nedre høyde løснеområder		X	
Øvre høyde løснеområder		X	
Terrengtype i løснеområdet			X
Koordinater (x,y,z) i løснеområdet			X
Koordinater (x,y,z) i utløpsområdet			X
Svakt lag			X
Bruddhøyde			X
Bruddbredde			X
Skredbanenavn			X
Kommentar	X	X	X

5.2 Hvilke data kan leveres av IDA?

5.2.1 Direkte integrasjon

For å starte en observasjon i regObs må observasjonstid og posisjonen til observasjonsstedet alltid registreres. I tillegg kan det oppgis stedsnavn, kildeangivelse og usikkerhet i posisjon. Ved integrasjon av IDA-deteksjoner til regObs, er det naturlig at observasjonstidspunkt blir bestemt av deteksjonstidspunktet, mens posisjonen settes lik koordinaten midt i sensornetteverket. De integrerte dataene beskriver da når skredet ble automatisk observert og hvor det ble observert fra (sensorplasseringen). Dette er dermed nøyaktig informasjon som kan integreres direkte med regObs. Informasjon om snøskred er også informasjon IDA-systemet kan sende direkte til regObs. Ved alle observasjoner i regObs kan det også legges til en spesifiserende kommentar (Tabell 5-1).

5.2.2 Forenklinger og antagelser

Selv om noen egenskaper fra IDA kan integreres direkte med regObs (som nevnt i avsnitt 5.2.1), er det ellers nødvendig å gjøre noen forenklinger og antagelser eller innhente tilleggsinformasjon fra andre kilder, før ytterligere informasjon fra IDA-deteksjoner kan leveres til regObs. Forhåndsdefinerte skredsoner basert på terreng (kapittel 6.1) kan sammen med egenskaper til infralydsignalet (kapittel 3.3) danne grunnlaget for forenklingene og antagelsene som er gjort ved integrasjon av IDA-deteksjoner i regObs.

Topografiske forhold i skredløpet

Som beskrevet i kapittel 4.1 gir ikke IDA-systemet direkte informasjon om hvilken terrengsone skredet går i, og det er derfor nødvendig å forhåndsdefinerte hvilke parametere som er teoretisk mulige for hver enkelt sone, gitt den faktiske topografien som ligger i måleområdet. Når IDA-parametere sammenfaller med beregnede, teoretiske infralydparametere som er mulig for en gitt skredzone, kan systemet automatisk tolke hvilken sone skredet gikk i. Ved registrering av *skredaktivitet* finnes det datafelt for topografiske forhold som eksposisjon og antatt høyde i løsnedområdet, mens det for *skredhendelse* finnes datafelt for eksposisjon, terrengtype i løsnedområdet og plassering av skredets topp- og bunnpunkt (Tabell 5-1). Antatt høyde i løsnedområdet blir anslått i meter over havet, mens skredets topp- og bunnpunkt blir plassert som punkter på et kart som dermed har x, y og z koordinater. I denne oppgaven har det derfor blitt definert hvilke eksposisjoner og løsnehøyder som er mulige for potensielle skred i hver skredzone. I tillegg har det blitt definert terrengtype i løsnedområdet og sannsynlige topp- og bunnpunkt for skredsonene det er aktuelt å integrere som *skredhendelse* (kapittel 6.6.3). Dette

er bestemt basert på en GIS-analyse med helningskart, eksposisjonskart og ortofoto. I tillegg ble tidligere skredhendelser brukt som en indikasjon på sannsynlig løshøyde og plassering av skredets topp- og bunnpunkt.

Skredstørrelse

IDA-systemet detekterer snøskred av størrelsesklasse større eller lik 3 med god nøyaktighet, men har svakheter knyttet til små skredstørrelser. (Steinkogler, et al., 2016) (kapittel 3.3). Det er derfor grunn til å anta at de fleste skred som detekteres er større eller lik 3, men det utelukkes likevel ikke at også mindre skred blir detektert. For å klassifisere skredets størrelse, og ikke kun anta at skredet sannsynligvis er større eller lik 3, er det i denne oppgaven studert sammenhengen mellom lengden og varigheten til tidligere skred (kapittel 4.2.1 og 6.4). Denne sammenhengen er brukt til å beregne sannsynlige varighetsintervaller for skredstørrelse ≤ 2 , 3 og ≥ 4 (eller større) (kapittel 4.2.2 og 6.5). Siden skredets størrelse bestemmes på grunnlag av skredets utløpslengde relativt til den aktuelle topografien i skredbanen (Tabell 2-1), er estimering av skredstørrelse kun mulig der IDA-deteksjoner automatisk knyttes til en forhåndsdefinert skredbane. Det er derfor kun beregnet varighetsintervaller for de definert skredsonene som sammenfaller med kjente skredbaner. Dette tilsvarer skredsonene som er aktuelle å integrere som *skredhendelse* (kapittel 6.6.3).

Skredtype

Infralyd genereres normalt ved skredets front på grunn av den turbulente bevegelsen i snøskylaget (Firstov, et al., 1992; Naugolnykh og Bedard, 2002) (kapittel 2.2.2). Siden hovedkilden til infralyd genereres av snøskylaget og deteksjonskriteriet for IDA-systemet er basert på data fra tørre flakskred, har det vært utfordringer knyttet til deteksjon av våte flakskred (Steinkogler, et al., 2016). Det er likevel detektert flere våte flakskred av IDA-systemene i Norge i løpet av de siste tre vintrene (Humstad, et al., 2016). Noen av disse er dog klassifisert som glideskred da terrengetypen i løsnområdet var svaberg, og hele snødekket ned til svaberget løsnet (regObs, 2017).

Løssnøskred, både våte og tørre, er smalere og har mindre i volum enn flakskred (Høeg, et al., 2014). De når sjeldent lengre enn til enden av hengt (størrelse 3). Løssnøskred oppfyller derfor sjelden kriteriene for automatisk deteksjon, men mange kan likevel detekteres ved etterprosessering (Steinkogler, et al., 2016).

Sørpeskred er vannmettede snømasser med flomskredlignende dynamikk der snøskylaget er fullstendig fraværende. Siden skredmassene er vannmettet er friksjonen mellom snøpartiklene

lav (Hillestad og Colleuille, u.å). Dette gjør at sørpeskred genererer svak, eller ingen, infralyd, og det er så langt ikke påvist IDA-detekterte sørpeskred.

Basert på disse erfaringene, er tørre og våte flakskred inklusive glideskred de skredtypene det er aktuelt å overføre fra IDA til regObs.

Skredutløser

IDA-systemet detekterer også lydbølgene fra sprengningen som brukes for kunstig utløsning av skred (Marchetti, et al., 2015). Siden påliteligheten ved IDA-deteksjoner er relatert til naturlig utløste skred, klassifiseres skred som kommer i etterkant av en eksplosjon med 0% pålitelighet. Lydsignaler fra kunstig utløste skred er lik signalene fra naturlig utløste skred, men siden de kommer umiddelbart etter en sprengning kan de automatisk tolkes som kunstig utløst. Dette er dokumentert også i testsesongene i Norge (Humstad, et al., 2016), der Statens vegvesen har loggført tidspunkt for de fleste sprengninger. I regObs skal kunstig utløste skred fortrinnsvis registreres som *skredhendelse*, siden omfanget er begrenset og detaljene stort sett er kjente (kapittel 5.1).

Ved integrasjon av IDA-deteksjoner som *skredaktivitet* kan det være aktuelt å anta at alle skred er naturlig utløst. Denne antagelsen fører til at skred som er utløst ved tilleggsbelastning (turgåere, scootere, etc.) registreres som naturlig utløst, selv om dette ikke er tilfelle. Argumentet for å gjøre en slik antagelsen, er at IDA-systemene er plassert i terreng der det normalt er liten menneskelig aktivitet og som kan løse skred som treffer vei.

Skredutbredelse

Skredutbredelse er i regObs et anslag på hvor stor del av terrenget det er sannsynlig å finne et gitt skredproblem (varsom.no, 2017a). Det kan derfor vært aktuelt å koble antall deteksjoner innenfor et tidsrom til andelen av terrenget der skredproblemet er sannsynlig å finne. På den andre siden er skredutbredelsen først og fremst gjeldende for en varslingsregion som kan være på mange hundre eller flere tusen kvadratkilometer. Siden IDA-målinger gjøres i et begrenset geografisk område er det dermed lite relevant å snakke om utbredelse for IDA-målinger.

Skredbanenavn

Ved registrering av skredhendelse, kan skredbanen hvor skredet gikk gis navn. Statens vegvesen har tidligere kartlagt og navngitt skredsoner på Kattfjordeidet (hvor IDA-systemet gjør målinger). Disse er synlige bl.a. på nettstedet xgeo.no. Skredsonene er navngitt Kattfjordeidet I-IV. Siden skredsonene på xgeo.no er grovt skissert (Humstad, 2017) og disse

ikke sammenfaller med de mer detaljerte skredsonene definert i denne oppgaven, er navnene endret i denne oppgaven. Skredsonene er her gitt navn basert på fjelltopper på Kattfjordeidet.

5.3 Tilleggsopplysninger fra andre datakilder

Type svakt lag, bruddhøyde og bruddbredde

Type svake lag, bruddhøyde og bruddbredde er viktige datafelter ved snøskred som registreres som *skredhendelse* (Tabell 5-1). Dette er egenskaper som ikke er mulig å fastsette ved bruk av IDA-systemet. Siden disse feltene uansett ikke er obligatoriske, kan disse utelates ved integrasjon av IDA-deteksjoner til regObs. Det kan derimot være aktuelt å anslå bruddbredde og bruddhøyde manuelt ved bruk av tilleggsopplysninger fra webkamerabilder av detekterte skred. Webkamerabilder av detekterte skred kan også gi bedre grunnlag for å anslå eksponisjon, skredstørrelse og skredets løsne- og utløpsområdet, siden et bilde av skredet på mange måter gir mer nøyaktig informasjon enn tolkningen av infralydsignalet forutsatt at sikten og lysforholdene er gode. Statens vegvesen har installert webkameraer ved alle IDA-systemene i Norge.

Skredtype

Som beskrevet i kapittel 5.2.2 er det antatt at IDA-systemet i stor grad detekterer tørre flakskred, og i noen grad også våte flakskred og glideskred. For å avgjøre om det detekterte skredet er tørt eller vått er det nødvendig med tilleggsopplysninger fra for eksempel værstasjoner. Det gjeldende skredvarselet kan også brukes som en indikasjon ut fra om det varslede skredproblemet antyder våte eller tørre forhold. Dette er riktignok en mer usikker analyse. Aktuelle værstasjoner kan finnes på nettsteder som eklima.no og xgeo.no, der værstasjonene til NVE, Jernbaneverket/Bane NOR, Statens vegvesen og Meteorologisk institutt er lagt inn.

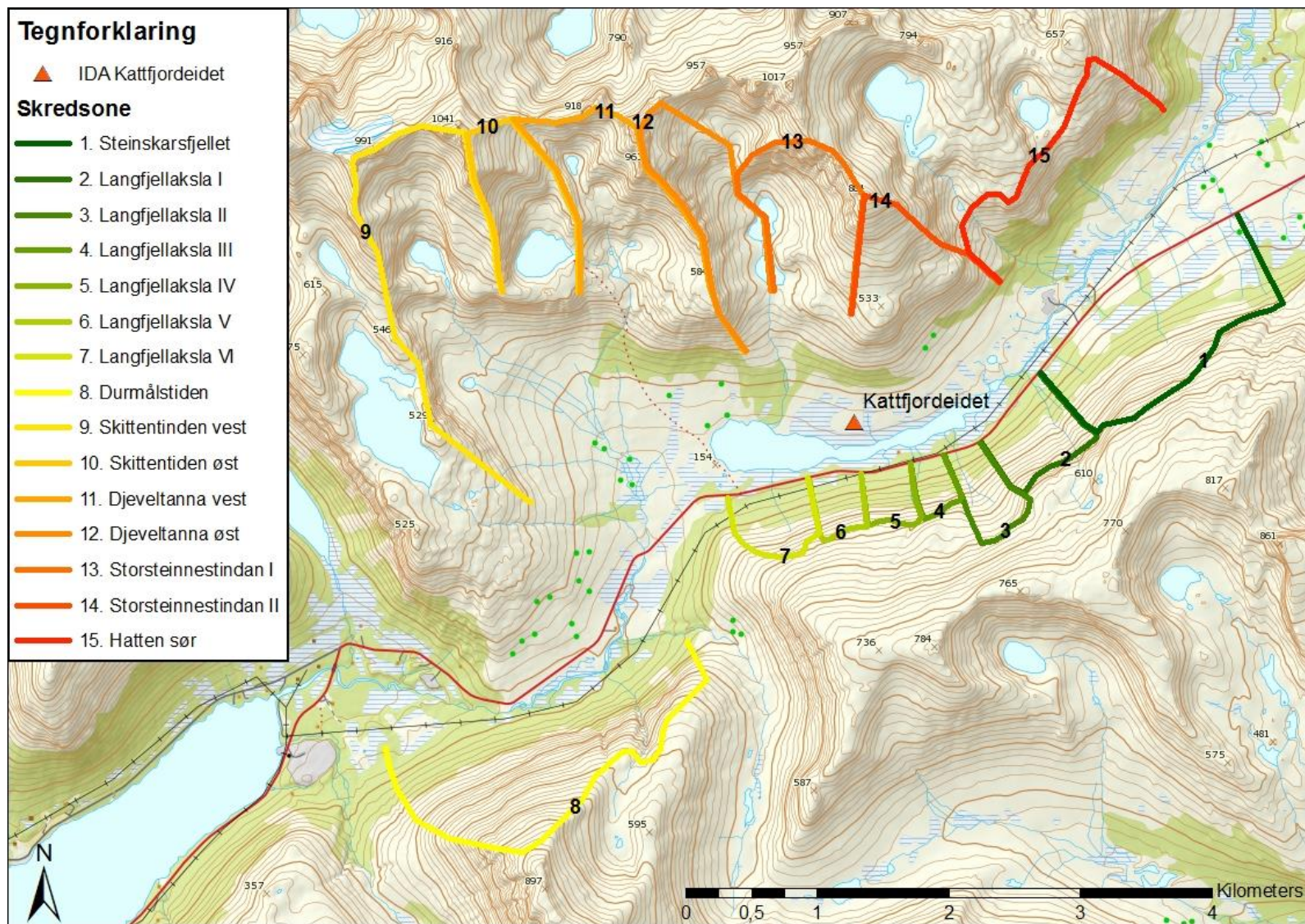
6 Resultat

6.1 Inndeling i skredsoner

Det aktuelle området på Kattfjordeidet ble delt inn i totalt 15 skredsoner (Figur 6-1) basert på helningsretning, helningsvinkel, høyde over havet, skredløpets topografi, Ramms simulering, tidligere snøskredhendelser og IDA-systemets forventede rekkevidde (kapittel 4.1). Skredsonenes tilhørende teoretiske infralydparametere er listet i Tabell 6-1. I de følgende avsnitt gis en kort beskrivelse av de valgte sonene. Mye av denne informasjonen benyttes ved integrasjon av IDA-deteksjoner i regObs (kapittel 6.6) og er oppsummert i Tabell 6-4.

Tabell 6-1: Forventet IDA-parametere fra hver skredsoner

Skredsoner	Asimut (°)		Gjennomsnittlig asimut (°)	Maks. Asimut rotasjon (°)	Innfallsvinkel (°)		Tilsynelatende hastighet (m/s)	
	Fra	Til			Fra	Til	Maks.	Min.
<i>Steinskarsfjellet</i>	67.1	97.8	82.5	-15.0	83.4	90.2	346.3	344.0
<i>Langfjellaksla I</i>	80.9	118.3	99.6	-26.2	78.3	91.0	351.3	344.1
<i>Langfjellaksla II</i>	104.9	139.2	122.1	-27.5	76.7	91.5	353.5	344.1
<i>Langfjellaksla III</i>	115.8	149.3	132.6	-14.6	79.8	89.7	349.5	344.0
<i>Langfjellaksla IV</i>	132.3	178.5	155.4	-13.4	79.9	91.1	349.5	344.1
<i>Langfjellaksla V</i>	178.9	224.8	201.9	16.3	77.4	91.7	352.5	344.1
<i>Langfjellaksla VI</i>	203.5	245.1	224.3	39.9	79.3	91.4	350.1	344.1
<i>Durmålstinden</i>	215.5	240.8	228.2	6.7	87.5	91.4	344.3	344.1
<i>Skittentinden vest</i>	261.7	312.2	286.9	+ , -				
<i>Skittentinden øst</i>	296.1	316.9	306.5	1.9	79.1	82.6	350.3	346.9
<i>Djeveltanna vest</i>	297.4	329.1	322.1	-9.0	77.6	81.6	352.3	347.7
<i>Djeveltanna øst</i>	314.9	340.5	327.7	13.1	75.3	81.3	355.6	348.0
<i>Storsteinnestindan I</i>	328.8	7.7	353.3	-18.3	72.4	82.8	360.9	346.7
<i>Storsteinnestindan II</i>	6.7	51.5	29.1	26.3	76.0	88.4	354.5	344.1
<i>Hatten sør</i>	34.1	50.3	42.2	13.2	82.0	90.7	347.4	344.0



Figur 6-1: Definerte skredsoner med tilhørende skredsonenavn. Bakgrunnskart hentet fra Kartverket (2017)

Steinskarfjellet er en nordvestvendt dalside. I sonens ytterkanter ligger utløsningsområdet under et bratt parti (45-60°) ca. 350 m.o.h. Midt i sonen er ligger utløsningsområdet opp mot 650 m.o.h.

Langfjellaksla I består av to skredbaner, og er konsentrert rundt to ulike bekkeløp. På grunn av at skred fra de to skredbanene genererer tilnærmet like infralydparametere er disse skredbanene slått sammen til en skredsone. Skredbanenes utløsningsområder er nordvestvendt, ligger under et bratt parti (45-60°) ca. 450 m.o.h. Det er registrert naturlig utløste skred i både 2013 og 2016 der skredene passerte Fv. 862.

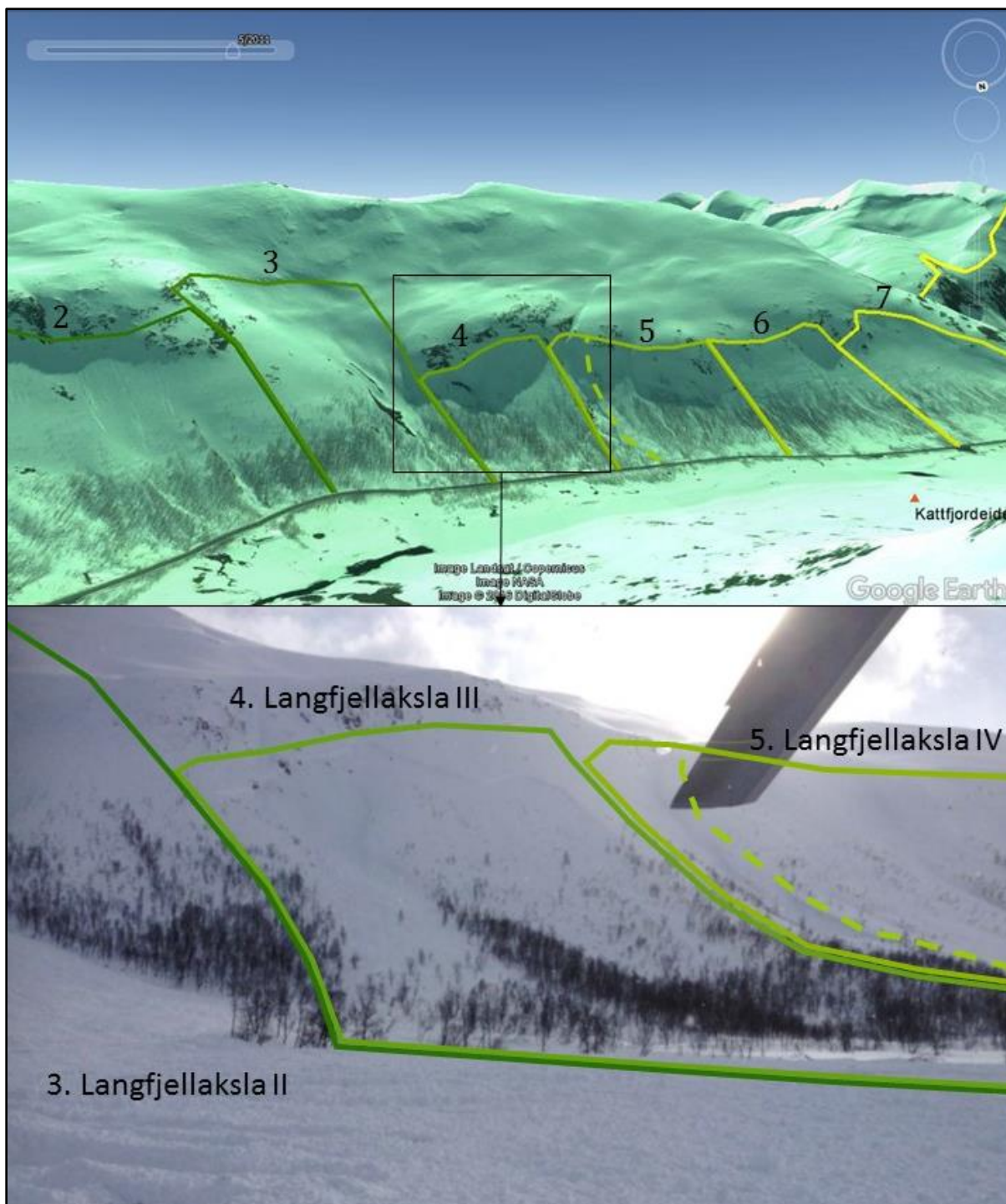
Langfjellaksla II er definert av flere bekkeløp som kanaliseres til ett der helningen avtar (<30°). Skredmassene konsentreres derfor mot enden av skredløpet. Utløsningsområdet er nordvestvendt og ligger på ca. 550 m.o.h. Det er registrert naturlige snøskred som passerte Fv 862 i 2004, 2006 og 2013. I 2016 utløste Statens vegvesen et skred med DaisyBell som passerte Fv. 862. DaisyBell er et system for skredkontroll som fraktes med helikopter, og som kunstig utløser skred ved å påføre snødekket en eksplosiv trykkbølge skapt ved antennelse av en blanding av oksygen og hydrogen (Berthet-Rambaud, et al., 2008). I januar 2017 førte et sørpeskred til at veien ble stengt (vedlegg d).

Langfjellaksla III er nordvendt og utløsningsområdet ligger under et bratt parti (45-60°) ca. 325 m.o.h. Skredløpet er avgrensa av to mindre ryggformasjoner mot Langfjellaksla II og IV i henholdsvis øst og vest (Figur 6-2).

Langfjellaksla IV består av to skredbaner. Skredbanenes utløsningsområde er nordvendt og ligger på ca. 350 m.o.h. Den østlige skredbanen er definert av en forsenkning (Figur 6-2 venstre for stiplet linje) og er derfor smalere enn den vestlige skredbanen. På grunn av at den østlige skredbanen er smal er det mest hensiktsmessig at de slås sammen til en skredsone.

Langfjellaksla V er nordvendt og har et øvre utløsningsområde på ca. 350 m.o.h. Skredløpet er ikke avgrenset av topografiske forhold, og skredets bredde varierer derfor under ulike snøforhold.

Langfjellaksla VI er nordvestvendt og har et utløsningsområde mellom ca. 300-400 m.o.h., der det øvre utløsningsområdet er midt i skredbanen. Det er registrert skredhendelser som passerte Fv. 862 i 2013 og 2016, henholdsvis naturlig og kunstig utløst.

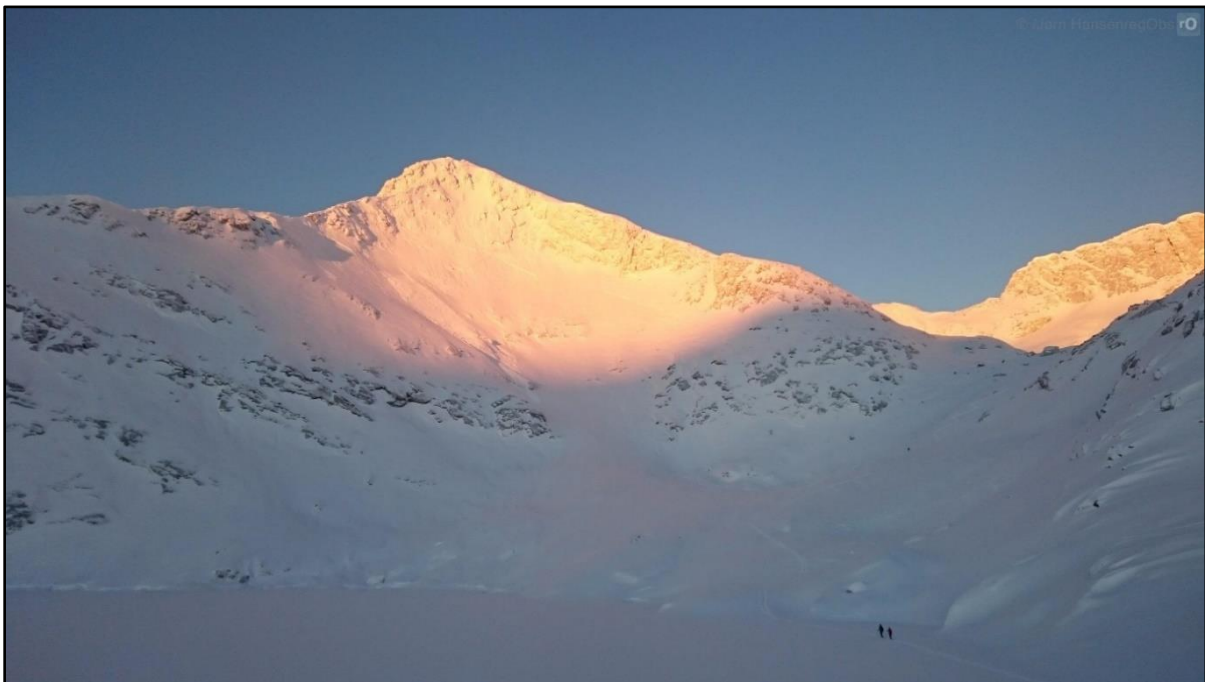


Figur 6-2: Google Earth bilde over skredsonene sør for Fv. 862. Stiplet linje indikerer en svak ryggformasjon som deler de to skredbanene i skredsonen Langfjellaksla IV. Bilde under viser skred i skredsonene Langfjellaksla II-IV. Foto: Kjetil Brattlien.

Durmålstinden er en nord-nordvestvendt dalside. Utløsningsområdet ligger over et bratt parti fra 450 m.o.h og opp mot 700 m.o.h. Det forventes IDA-deteksjoner av høy pålitelighet i den østligste delen av sonen, mens den vestlige delen av sonen ligger utenfor dette området. Det er registrert et par skredhendelser som passerte Fv. 862.

Skittentind vest består av skredterreng der alle eksposisjoner er representert. Utløsningsområdet ligger opp mot ca. 900 m.o.h. vest for Skittentind og ca. 500 m.o.h. øst for Tverrfjellvatnet. Dekningen til IDA-systemet er varierende, og mye av sonen ligger utenfor området der det forventes IDA-data av høy pålitelighet.

Skittentind øst er øst-sørøstvendt. Utløsningsområdet i nord er østvendt og opp mot 1000 m.o.h. Den sørlige delen av sonen er sørøstvendt og potensielle løsneområder er lavere enn 800 m.o.h (Figur 6-3). Som for Skittentind vest er dekningsgraden til IDA-systemet varierende.



Figur 6-3: Skittentind med svakt synlig bruddkant under toppryggen. Bilde er tatt mot nordvest av Jørn Hansen, og er hentet fra regObs.

Djeveltanna vest er sør og sørøstvendt, med to østvendte flanker ved toppen av Djeveltanna (963 m.o.h.). Potensielle utløsningsområder er mellom 600-800 m.o.h. Det forventes IDA-hendelser av høy pålitelighet for den sørlige delen av sonen.

Djeveltanna øst er østvendt med flere renneformasjoner ned fra Djeveltanna. Disse har en høyde på opp mot 900 m.o.h. Sør i sonen er potensielle løsneområder rundt 500 m.o.h. Store deler av sonen inngår ikke i området der det forventes høyt pålitelige IDA-deteksjoner.

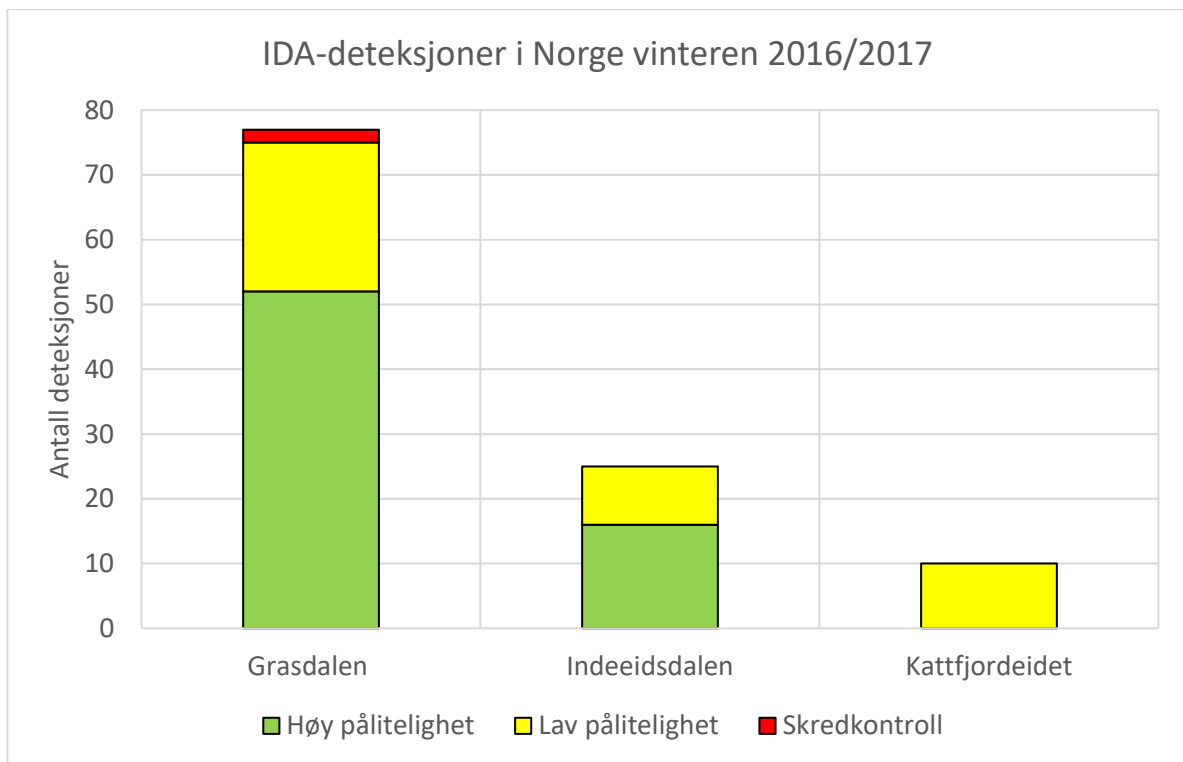
Storsteinnestindan I er en bolleformasjon der eksposisjonen endres fra sør i den nordlige delen av sonen til vestlig i den sørlige delen. Det er flere renneformasjoner sør for Storsteinnestindan. Det øvre utløsningsområdet til renneformasjonene ligger på ca. 800 m.o.h. Andre potensielle løsneområder er mellom 500-600 m.o.h.

Storsteinnestindan II er en sørvendt til sørøstvendt flanke. Siden sonen har tre partier der terrenget er brattere enn 30° kan potensielle løseområder deles inn i tre ulike høyder. De tre potensielle løseområdene har en øvre høyde på henholdsvis 500, 600 og 800 m.o.h.

Hatten sør er en sørøstvendt dalside der potensielle løseområder er lavere enn 500 m.o.h.

6.2 IDA-deteksjoner på Kattfjordeidet vinteren 2016/2017

Det ble totalt detektert 112 skred med IDA-systemene på de tre lokalitetene i Norge gjennom vinteren 2016/2017. Figur 6-4 viser fordelingen av deteksjonene mellom de tre IDA-systemene i Norge. Grasdalen, Indreidsdalen og Kattfjordeidet detekterte hhv. 77, 25 og 10 snøskred, der deteksjoner av høy pålitelighet utgjør henholdsvis 68%, 64% og 0%. Tabell 6-2 viser deteksjonene fra Kattfjordeidet med tilhørende IDA-parametere og skredsoner som passer til parameterne.



Figur 6-4: Antall deteksjoner fordelt på de ulike IDA-systemene i Norge vinteren 2016/2017

Tabell 6-2: IDA-deteksjoner på Kattfjordeidet med tilhørende IDA-parametere og passende skredsoner

NR	Dato	Tid (Oslo)	Pålite- lighet (%)	Asimut (°N)	As. rot. (°)	Maks. amp. (mPa)	Varighet (sek)	Skredsoner
1	03.11 2016	11.29	50	222.7	0.10	145	97	Langfjellaksla VI, Durmålstinden
2	25.12 2016	02.00	50	234.3	-13.33	105	57	Ingen skredsoner passer
3	31.12 2016	05.34	50	233.9	-12.57	104	56	Ingen skredsoner passer
4	03.01 2017	09.54	50	175.4	-15.21	106	35	Langfjellaksla IV*
5	23.02 2017	19.41	50	299.8	-8.19	113	30	Djeveltanna vest
6	23.02 2017	23.16	50	333.1	4.00	159	28	Djeveltanna øst
7	03.03 2017	11.04	50	92.2	-14.52	103	59	Steinskarsfjellet, Langfjellaksla I
8	07.04 2017	10.45	50	171.9	-1.61	112	29	Langfjellaksla IV
9	07.04 2017	11.52	50	145.4	6.16	180	63	Ingen skredsoner passer
10	02.05 2017	07.31	50	157.9	-4.70	105	54	Langfjellaksla IV

* Etter-prosessering gir at ingen skredsoner passer (kapittel 7.2)

I de følgende avsnitt presenteres IDA-deteksjon nr. 5, 6, 8 og 9. Dette på grunn av at det er tilgjengelig relevante feltobservasjoner i det aktuelle tidsrommet for deteksjonene, eller kort tid etter deteksjonene. Ved bruk av feltobservasjonene kan IDA-deteksjonene til en viss grad verifiseres eller falsifiseres.

IDA-deteksjon nr. 5 forekom 23. februar og passer med forventede IDA-parametere fra Djeveltanna vest. Asimut og asimut rotasjon samsvarer godt med feltobservasjoner fra et skred i samme periode som er registrert av observatør i regObs. Figur 6-5 viser utløsningsområdet til det registrerte skredet, som ligger opp mot 900 m.o.h. i sørlig til sørvestlig eksponisjon. I regObs ble skredet klassifisert som et tørt flakskred av str. 4.



Figur 6-5: Antatt feltobservert IDA-deteksjon i skredsonen Djeveltanna vest. Bilde tatt mot nordøst av Henrik Brovold, og er hentet fra regObs (2017).

IDA-deteksjon nr. 6 forekom også 23. februar. Ved bruk av IDA-parametere passer deteksjonen til skredsonen Djeveltanna øst, og deteksjonen er antatt verifisert gjennom feltobservasjoner registrert i regObs. I følge feltobservasjonen var skredet et tørt flakskred. På grunn av dårlig sikt var det vanskelig for observatøren å bedømme størrelse, men bruddkanten ble anslått å være høyere enn 2 meter og skredmasser ble observert på vannet sør for Storsteinnestindan. Observatøren antok derfor at skredstørrelsen var minst str. 3. Bruddkanten ble fotografert av Martin Venås i Statens vegvesen noen dager etter at skredet gikk. Skredfaregraden den 23. februar, da IDA-deteksjon nr. 5 og 6 forekom var 3 – betydelig med fokksnø og vedvarende svakt lag som skredproblem. For det vedvarende svake laget var det anslått at skredstørrelsen kunne bli opp mot str. 3. Høyden til skredproblemet var anslått til over 700 m.o.h., mens utløsningsårsak var satt til stor tilleggsbelastning (varsom.no, 2017a).



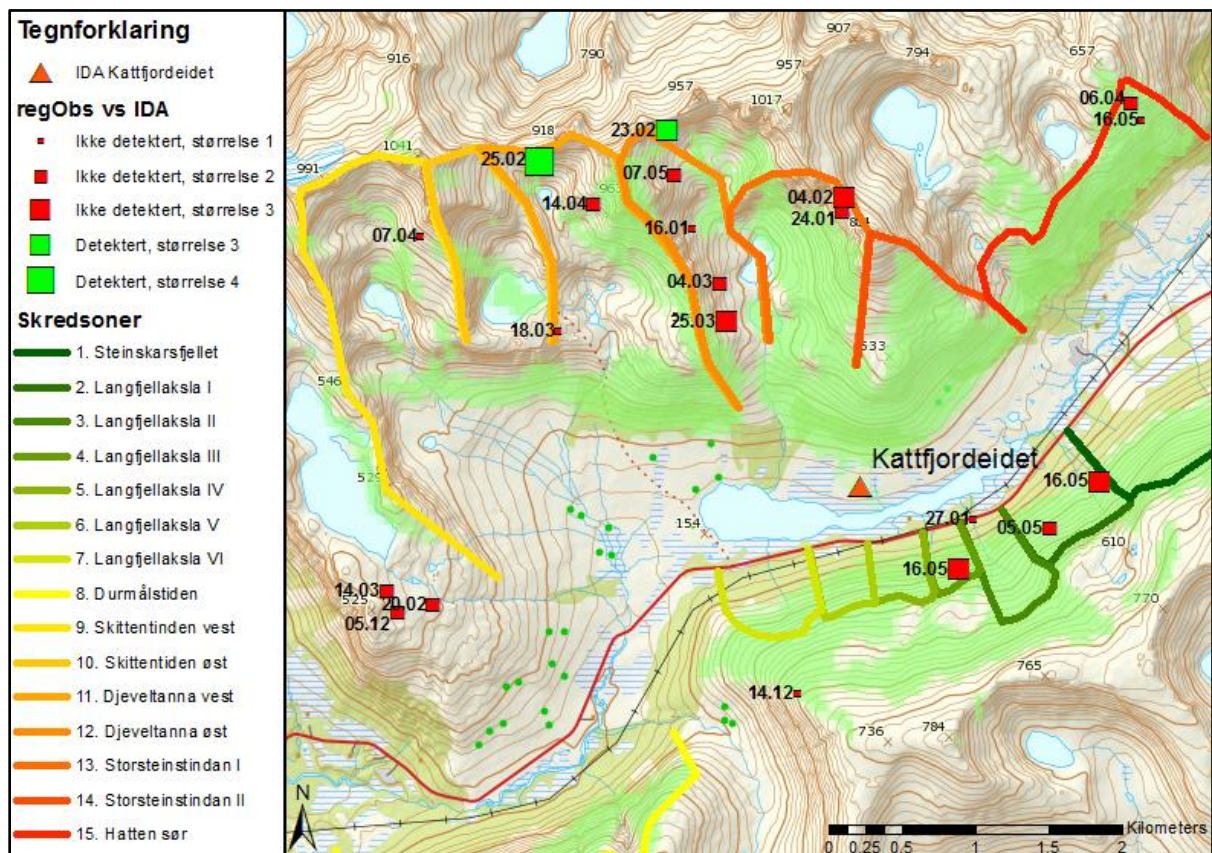
Figur 6-6: Antatt feltobservert IDA-deteksjon i skredsonen Djeveltanna øst. Bilde tatt mot nordvest av Martin Venås, og er hentet fra regObs (2017).

IDA-deteksjon nr. 8 og 9 forekom 7. april. Deteksjon nr. 8 samsvarer med skredsonen Langfjellaksla IV, mens deteksjon nr. 9 ikke samsvarer med noen av de forhåndsdefinerte sonene. Basert på asimut passer deteksjon nr. 9 med Langfjellaksla III eller IV, men for disse sonene forventes det negativ asimut rotasjon noe det ikke er for denne IDA-deteksjonen. Feltobservasjoner den aktuelle dagen viste ingen skredaktivitet fra Langfjellaksla (Rustad, 2017), men det var observert skredaktivitet (våte løssnøskred og våte flakskred) ellers i området (regObs, 2017). Skredfaregraden var 2 – moderat med skredproblemene nedføyket svakt lag med nysnø og dypt vedvarende svakt lag (varsom.no, 2017a).

6.3 Observerte skred som ikke er detektert av IDA-systemet

Ved å sammenligne skredaktivitet registrert manuelt av observatører i regObs med automatiske IDA-deteksjoner kan begrensningene til IDA-systemet studeres. Figur 6-7 viser manuelle regObs-observasjoner der det er innmeldt skred enten som *skredaktivitet* eller som *skredhendelse* i regObs. regObs-registreringer der skred er innmeldt som *faretegn* ble utelukket på grunn av at skredene da er begrenset klassifisert og skredenes posisjon er usikker. Størrelsen på symbolene indikerer skredenes størrelse, og fargen viser om skredet er detektert av IDA-systemet. Datoen til skredene er vist ved hvert symbol. Det skal dog nevnes at det ved flere av observasjonene er presisert at tidspunktet for skredet er usikkert. Det grønne området viser hvor det er forventet IDA-deteksjoner av høy pålitelighet. Det er registrert totalt 20

skredobservasjoner i regObs for det aktuelle området, og det inngår både flakskred, løssnøskred og sørpeskred i observasjonene.



Figur 6-7: Skred observert i felt på Kattfjordeidet. Viser datoen skredene forekom, skredenes størrelse og om de er detektert av IDA-systemet eller ikke. Bakgrunnskart fra Kartverket (2017)

Av de 20 regObs-observasjonene der skred er observert, er to detektert av IDA-systemet. Deteksjonene refererer til deteksjon nr. 4 og 5 i Tabell 6-2 og er beskrevet i kapittel 6.2. Størrelsen på skredene ble klassifisert som henholdsvis 4 og 3, og begge skredene var tørre flakskred. Skredenes posisjon ligger på grensen til området der det forventes IDA-data av høy pålitelighet.

Av de resterende 18 regObs-observasjonene der IDA-systemet ikke detekterte skred, er seks klassifisert som størrelse 1, åtte av størrelse 2 og fire av størrelse 3. De fleste av hendelsene ligger utenfor, eller på grensen til, området der det forventes IDA-data av høy pålitelighet. Siden det ved *skredaktivitet* i regObs registreres flere skred ved samme posisjon er det viktig å presisere at plasseringen av skredaktiviteten kan være unøyaktig. Ved registrering av skred som *skredhendelse* stedfestes utløsningsområdet og utløpsområdet på et kart, og plasseringen er da mer nøyaktig. Skredene som ikke er detektert av IDA-systemet kan deles inn i tre grupper:

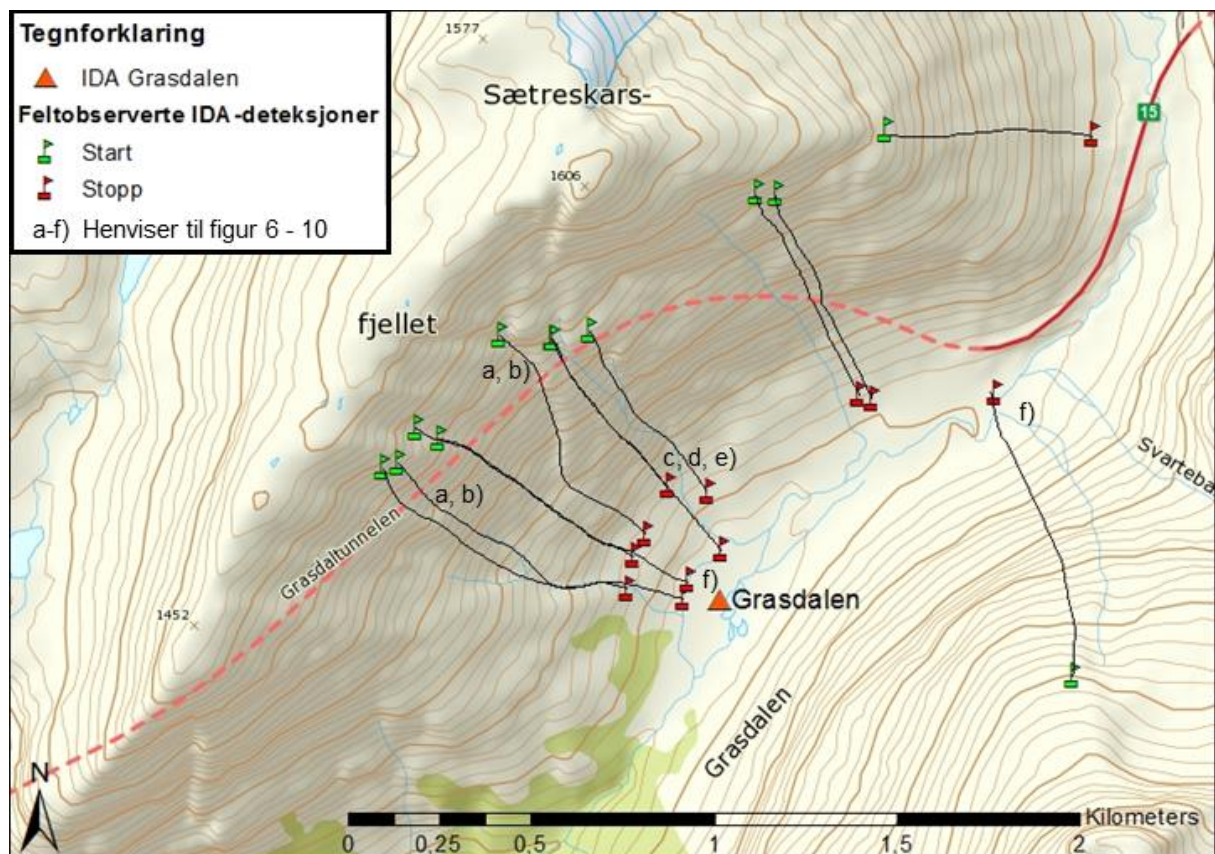
1. **Harmløse og små skred (str. 1-2):** Det ble registrert 14 observasjoner av skredstørrelse 1-2 som ikke ble detektert av IDA-systemet. Disse skredene var enten våte løssnøskred eller tørre flakskred. Tørre løssnøskred eller våte flakskred er derfor ikke representert. Figur 6-8 a) og b) viser observasjonene fra 24.januar og 08.april i skredsonene Storsteinnestindan I og Djeveltanna vest. Begge er tørre flakskred, og størrelsen er anslått til 2 – små skred.
2. **Middels store skred (str. 3):** Fire av skredene som er registrert i regObs og ikke detektert av IDA-systemet er anslått å være av str. 3. Skredene som gikk 4.februar og 25.mars ble klassifisert som tørre flakskred, mens skredene som gikk 16.mai ble klassifisert som våte flakskred. Figur 6-8 c) viser utløpsområdet til skredet som forekom i Djeveltanna vest. Som figuren viser har skredet nådd enden av henget, men krysser ikke flate partier over lengre avstander enn 50 meter. Skredet kvalifiserer derfor til str. 3.
3. **Sørpeskred:** 27.januar ble Fv. 862 gjennom Kattfjordeidet stengt på grunn av et sørpeskred. Sørpeskredet gikk i skredsonen Langfjellaksla II. Ifølge rapportskjema for skred og skredfare (vedlegg d) fra Statens vegvesen/entreprenør startet skredet under 50 høydemeter over veien og skredmassene hadde et volum på 75 m³. Skredet kvalifiserer dermed til str. 1, i den grad sørpeskred kan klassifiseres etter størrelse.



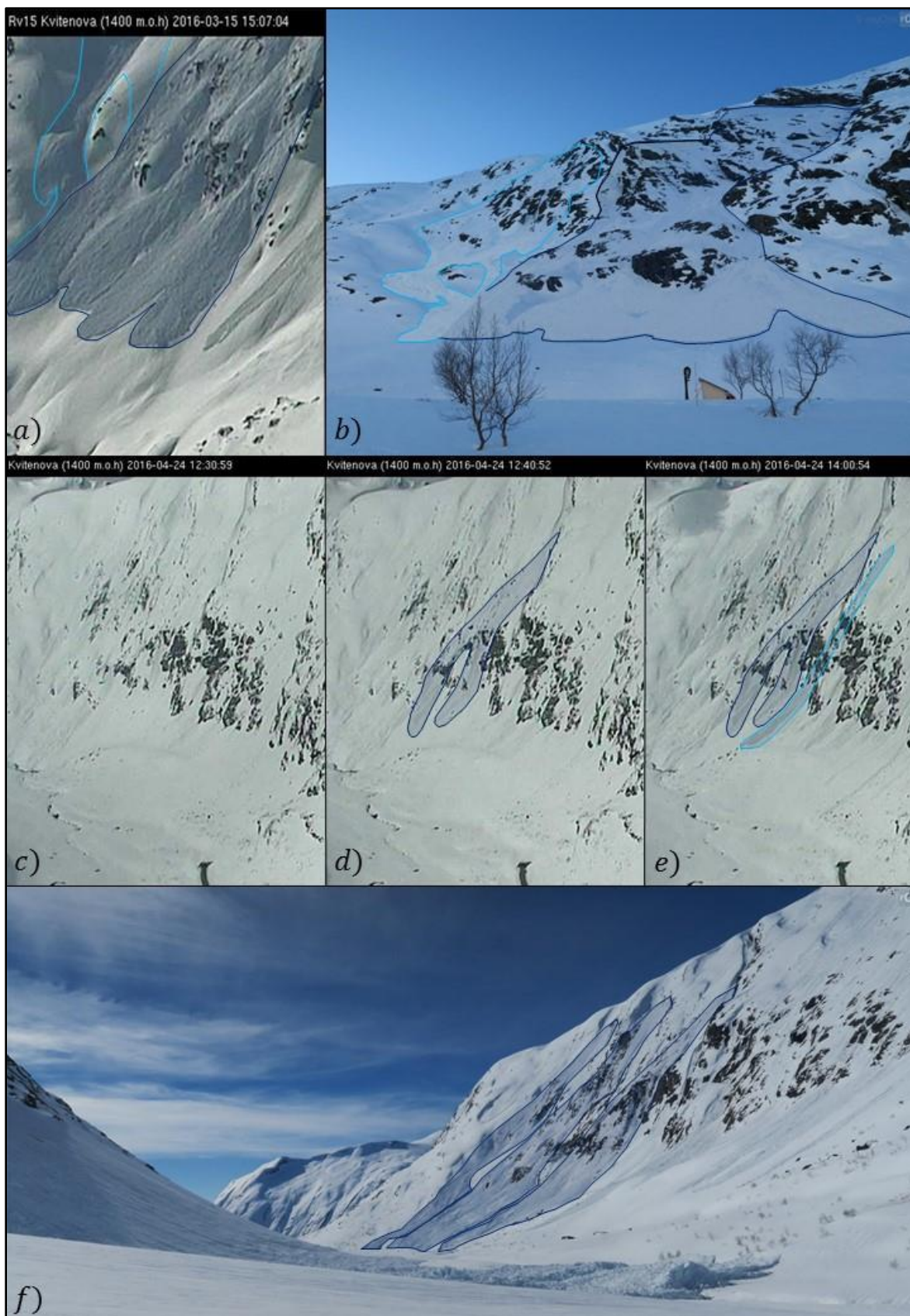
Figur 6-8: Skred observert i felt på Kattfjordeidet. a), b) og c) refererer til henholdsvis 24.01, 08.04 og 25.03 i Figur 6-7. a) og b) ble klassifisert som str. 2, mens c) ble klassifisert som str. 3.

6.4 Sammenhengen mellom lydkildens varighet og skredets lengde

Fra de tre IDA-systemene i Norge, er 19 veldokumenterte hendelser fra 2015/2016 og 2016/2017 analysert videre for finne en sammenheng mellom lydkildens varighet og skredets lengde. Av totalt 19 IDA-deteksjoner er 13 fra Grasdalen (to av dem kunstig utløst), fem fra Indreeidsdalen og ett fra Kattfjordeidet. Fordelingen mellom tørre og våte skred er henholdsvis 9 og 10. Figur 6-9 viser start- og stoppunkt for skred i Grasdalen med tilhørende linje som viser skredets forløp. Skredets forløp er brukt til å beregne lengden på skredet. Start- og stoppunktene er plottet på grunnlag av feltobservasjoner og start- og stoppasimut til signalet (kapittel 4.2.1). Figur 6-10 a-f) viser utvalgte feltobservasjoner fra Grasdalen, der a-f) i Figur 6-9 viser skredenes start- og stoppunkt.



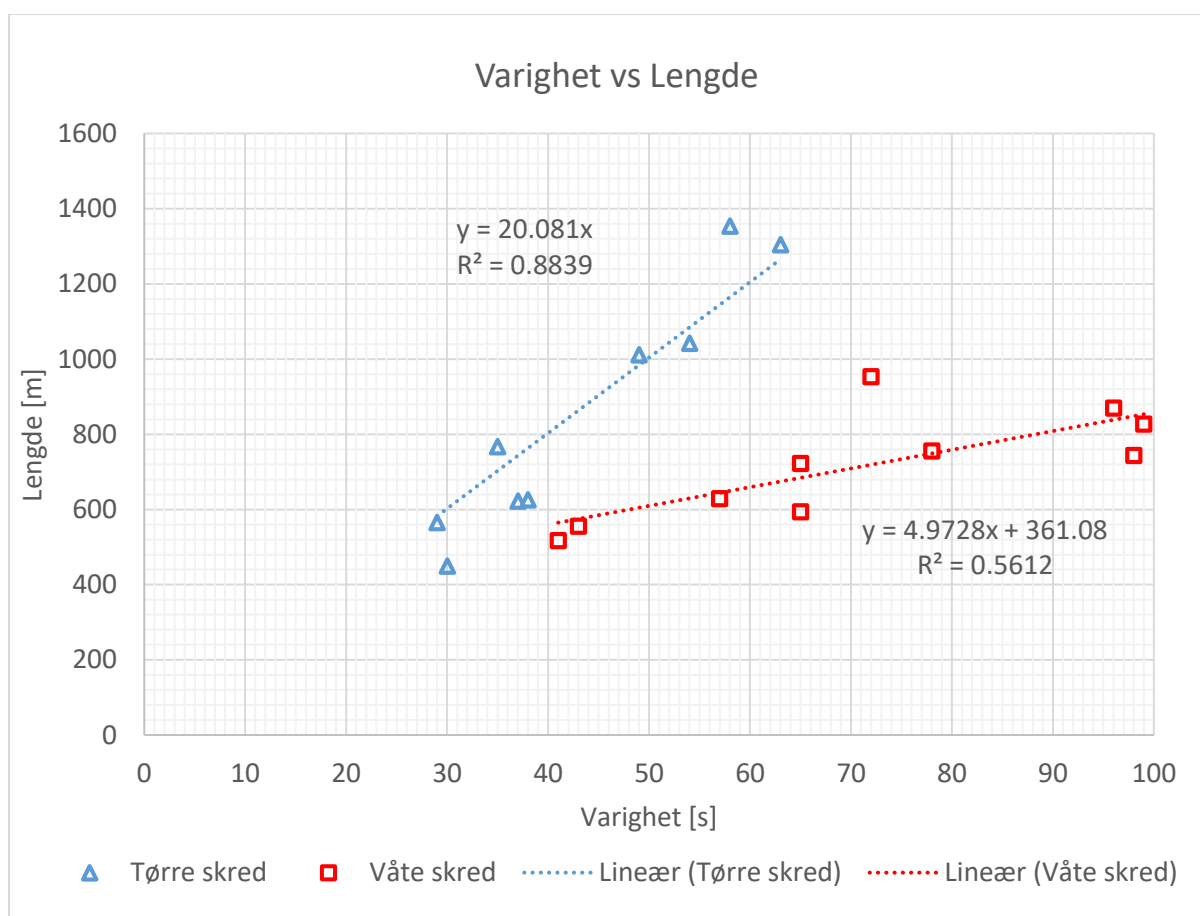
Figur 6-9: Utvalgte skred fra Grasdalen som er brukt til sammenligning av skredets lengde og lydkildens varighet. Bakgrunnskart fra Kartverket (2017)



Figur 6-10: Bilder som er brukt til å bestemme skredets start- og stoppunkt. a) og b) er samme skredhendelse og c), d) og e) er tidsserie fra webkamera. a)-f) refererer til a)-f) i Figur 6-9. Bildene er tatt av SSVs webkameraet i Grasdalen og Tore Humstad.

I Figur 6-11 er skredenes lengde plottet mot varigheten av tilhørende IDA-deteksjon. Blå punkt og røde punkt representerer henholdsvis tørre skred og våte skred. Lineære regresjonen med beste tilpasset linje for tørre skred skar y-aksen i punktet (0,-243). En IDA-deteksjon med kort varighet gir da negativ lengde av skredet. For å løse dette ble den lineære regresjonen for tørre skred utført med origo (0,0) som skjæringspunkt. Ved lineær regresjon for våte skred skjærer funksjonen punktet (0,361), og alle IDA-deteksjoner gir dermed gyldige, positive lengder av skredene. Lineær regresjon ga følgende sammenheng mellom lengde (m) og varighet (s) for henholdsvis tørre skred (ligning 6) og våte skred (ligning 7):

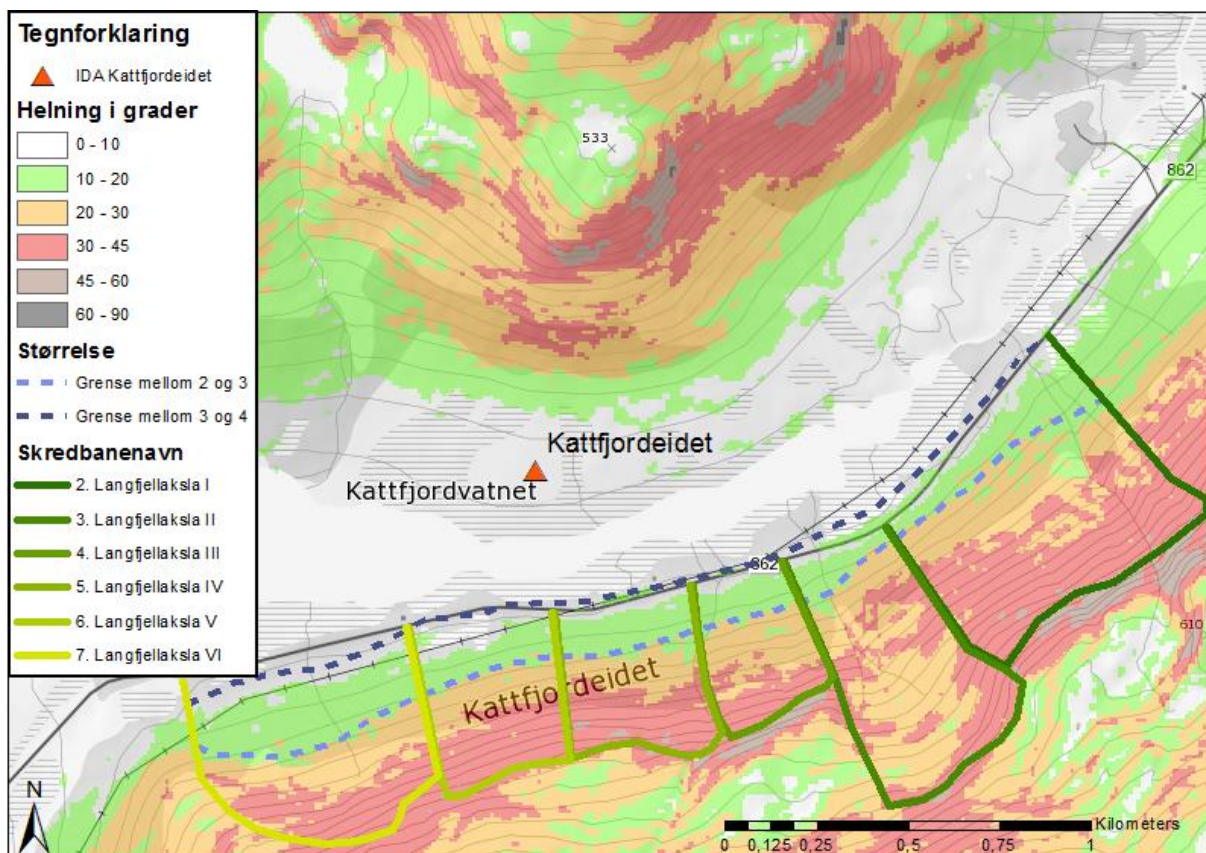
Skredtype	Funksjon	R^2 – verdi	
Tørre skred:	$Lengde [m] = 20 * Varighet [s]$	0,8839	(6)
Våte skred:	$Lengde [m] = 5 * Varighet [s] + 361$	0,5612	(7)



Figur 6-11: Sammenhengen mellom skredets lengde og lydkildens varighet

6.5 Klassifisering av skredstørrelse for aktuelle skredsoner på Kattfjordeidet

Basert på skredsonenes inndeling, hvordan skredstørrelse er definert og skredbanenes helning (kapittel 4.2.2) ble skredsonene Langfjellaksla I-VI delt inn i aktuelle utløpssoner som tilsvarer skredstørrelse 2 (eller mindre), 3 og 4 (eller større) (Figur 6-12). Tabell 6-3 viser lengdeintervaller fra skredbanens antatte startpunkt til grensene som skiller skredstørrelsene. Varighetsintervallene er beregnet ved bruk av likning 7, der varigheten er en funksjon av lengdeintervallene. For å estimere skredstørrelse kan da varigheten av IDA-deteksjoner sammenlignes med varighetsintervallene i Tabell 6-3.



Figur 6-12: Inndeling av skredsonenes utløp for å estimere skredstørrelse basert på varighet. Bakgrunnskart fra Kartverket (2017)

Tabell 6-3: Lengdeintervaller og varighetsintervaller for estimering av skredets størrelse.

	Skredstørrelse	Lengde [m]		Varighet [s]	
		Fra	Til	Fra	Til
<i>Langfjellaksla I</i>	≤ 2	0	390 (470)	0 (0)	20 (24)
	$= 3$	390 (470)	520 (680)	20 (24)	26 (34)
	≥ 4	520 (680)	...	26 (34)	..
<i>Langfjellaksla II</i>	≤ 2	0	640	0	32
	$= 3$	640	790	32	40
	≥ 4	790	...	40	...
<i>Langfjellaksla III</i>	≤ 2	0	260	0	13
	$= 3$	260	410	13	21
	≥ 4	410	...	21	...
<i>Langfjellaksla IV</i>	≤ 2	0	240	0	12
	$= 3$	240	390	12	20
	≥ 4	390	...	20	...
<i>Langfjellaksla V</i>	≤ 2	0	280	0	14
	$= 3$	280	430	14	22
	≥ 4	430	...	22	...
<i>Langfjellaksla VI</i>	≤ 2	0	305	0	15
	$= 3$	305	490	15	25
	≥ 4	490	...	25	...

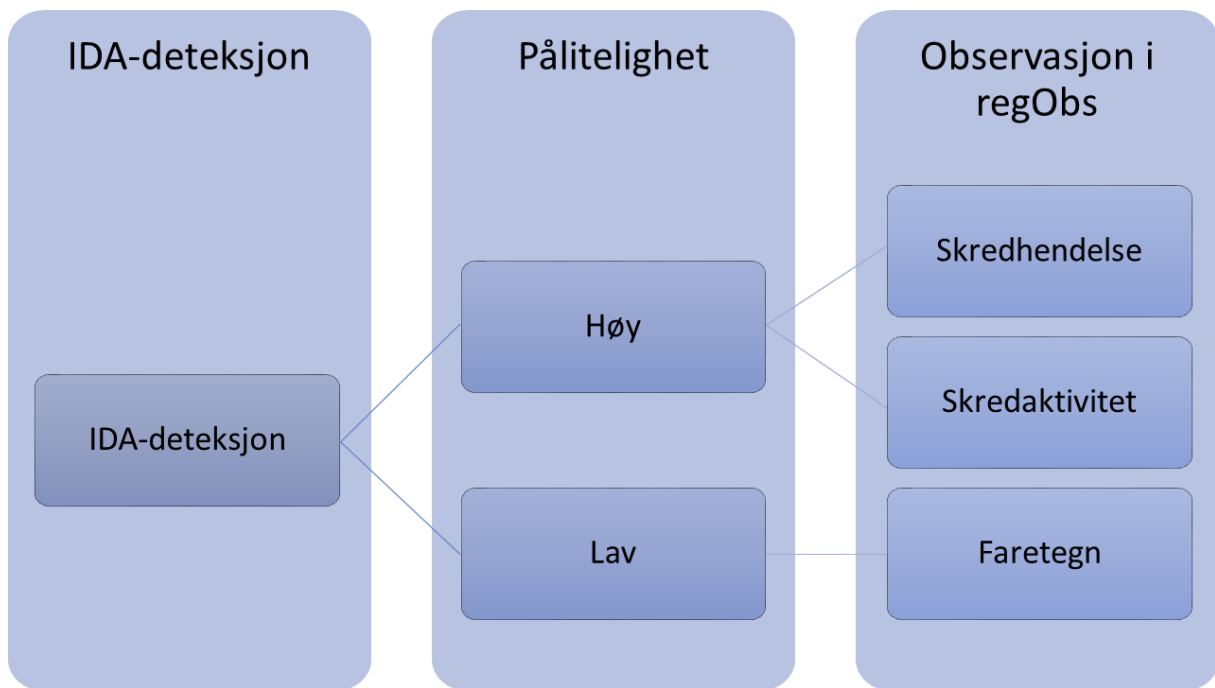
6.6 Forslag til oppsett for integrasjon mellom IDA og regObs

Ved registrering av IDA-deteksjoner i regObs, settes posisjonen til observasjonen til IDA-systemets geografiske plassering. Usikkerheten i posisjonen som skal oppgis settes derfor til «eksakt». Stedsnavn gis som IDA – etterfulgt av stedsnavnet hvor IDA-systemet er installert: Grasdalen, Indreeidsdalen eller Kattfjordeidet. Siden automatisk deteksjon av skred foreløpig ikke kan velges som kildeangivelse i regObs, innføres det i forbindelse med denne integrasjonen en ny kildeangivelse som kalles «Automatisk tjeneste» (Figur 6-13).

Figur 6-13: Skjermdump fra regObs.no når en starter en observasjon. Bilde viser hvordan det kan se ut når IDA-deteksjoner fra Kattfjordeidet integreres i regObs.

IDA-deteksjoner klassifiseres automatisk med høy- eller lav pålitelighet. Ved lav pålitelighet er trendene i infralydsignalene mindre karakteristisk for snøskred, og det er derfor større sannsynlighet for at signalet er generert fra en annen kilde enn snøskred og dermed utgjør en falsk alarm. Det er dog vist i kapittel 6.2 at selv store skred (størrelse 3-4) kan bli klassifisert med lav pålitelighet av IDA-systemet. Dette kan skje når avstanden fra skredet til IDA-systemet er lang eller at signalet blir påvirket av topografiske forhold (kapittel 3.2.8). På grunnlag av usikkerheten ved IDA-deteksjoner med lav pålitelighet er det derfor en avveining om disse deteksjonene skal registreres som *faretegn* (Figur 6-14), der det uansett ikke er påkrevd ytterligere egenskaper ved skredene enn at det har skjedd (kapittel 5.1).

Ved IDA-deteksjoner med høy pålitelighet er det klare trender i infralydsignalet, og sannsynligheten for en falsk alarm vesentlig mindre. Siden en registrering som *faretegn* ikke krever spesifisering av snøskredene, og siden IDA-deteksjoner med høy pålitelighet vanligvis leverer mer informasjon enn det finnes datafelter for under *faretegn* (kapittel 5.2), er det en naturlig konklusjon at IDA-deteksjonene med høy pålitelighet har størst nytteverdi når det registreres som *skredaktivitet* eller *skredhendelse* (Figur 6-14).



Figur 6-14: Flytskjema for hvilke observasjonstyper som benyttes for IDA-deteksjoner av høy og lav pålitelighet.

6.6.1 Faretegn

IDA-deteksjoner med lav pålitelighet registreres i regObs som observasjonstypen *faretegn* ved bruk av datafeltet ferske skred.

6.6.2 Skredaktivitet

Ved fjellene Skittentind, Djeveltanna og Storsteinnestindan nord for IDA-installasjonen på Kattfjordeidet, og ved Durmålstinden i sørvest, ligger mye av terrenget i skyggen uten direkte siktelinje mot sensornettverket. Signal fra disse områdene blir derfor påvirket av topografiske forhold (kapittel 3.2.8), noe som gjenspeiles i at området der det forventes IDA-deteksjoner av høy pålitelighet er spredt (Figur 3-7). Dette, i tillegg til at skredsonene som er definert i disse områdene inneholder mange, potensielle skredbaner, gjør det vanskelig å koble en IDA-deteksjon til en konkret skredbane. IDA-deteksjonene fra disse skredsonene registreres derfor som *skredaktivitet* (Tabell 6-4).

I regObs anslåes tidsrommet for *skredaktivitet* i 6-timers intervaller basert på klokkeslett da hendelsene inntraff (kl. 0-6, 6-12, 12-18 og 18-24). Det er derfor naturlig at IDA-deteksjoner fra skredsonene i de nevnte områdene registreres automatisk i regObs hver 6. time (kl 6, 12, 18 og 24) med antall skred i løpet av et 6-timers intervall (Figur 6-15).

Skredtype, skredutløser, eksposisjon og høyde på løsneområdet er aktuelle datafelt ved registrering av *skredaktivitet* (Figur 6-15). Datafeltene skredstørrelse og skredutbredelse er utelatt. Skredstørrelse er utelatt på grunn av at skredsonene er store. Som beskrevet tidligere i dette kapitlet er det da vanskelig å relatere IDA-deteksjoner til bestemte skredbaner. Metoden for klassifisering av skredstørrelse som er presentert i kapittel 6.5 kan derfor ikke benyttes, siden denne er sterkt avhengig av det konkrete terrenget i skredbanen. Skredutbredelse er utelatt på grunn av at det stort sett forekommer få deteksjoner innenfor et 6-timers intervall. En sammenheng mellom antall deteksjoner og skredutbredelsen vil da sjelden kunne benyttes. I tillegg er måleområdet for IDA-systemet begrenset til et geografisk område som er mye mindre enn arealet som betraktes når det er snakk om regional skredutbredelse.

Skredtype kan anslås som enten tørre flakskred eller våte flakskred basert på meteorologiske stasjoner eller det gjeldende skredvarselet. For IDA-systemet på Kattfjordeidet er det ingen nærliggende værstasjoner for lufttemperatur med representativ høyde (xGeo, 2017). Det kan derfor være aktuelt å benytte modellert temperatur for en representativ høyde over havet. Disse data finnes også på xgeo.no. For IDA-systemene i Grasdalen og Indreidsdalen er Kvitenoa, Breidalen, Korsmyra og Åkerneset aktuelle meteorologiske stasjoner (xGeo, 2017).

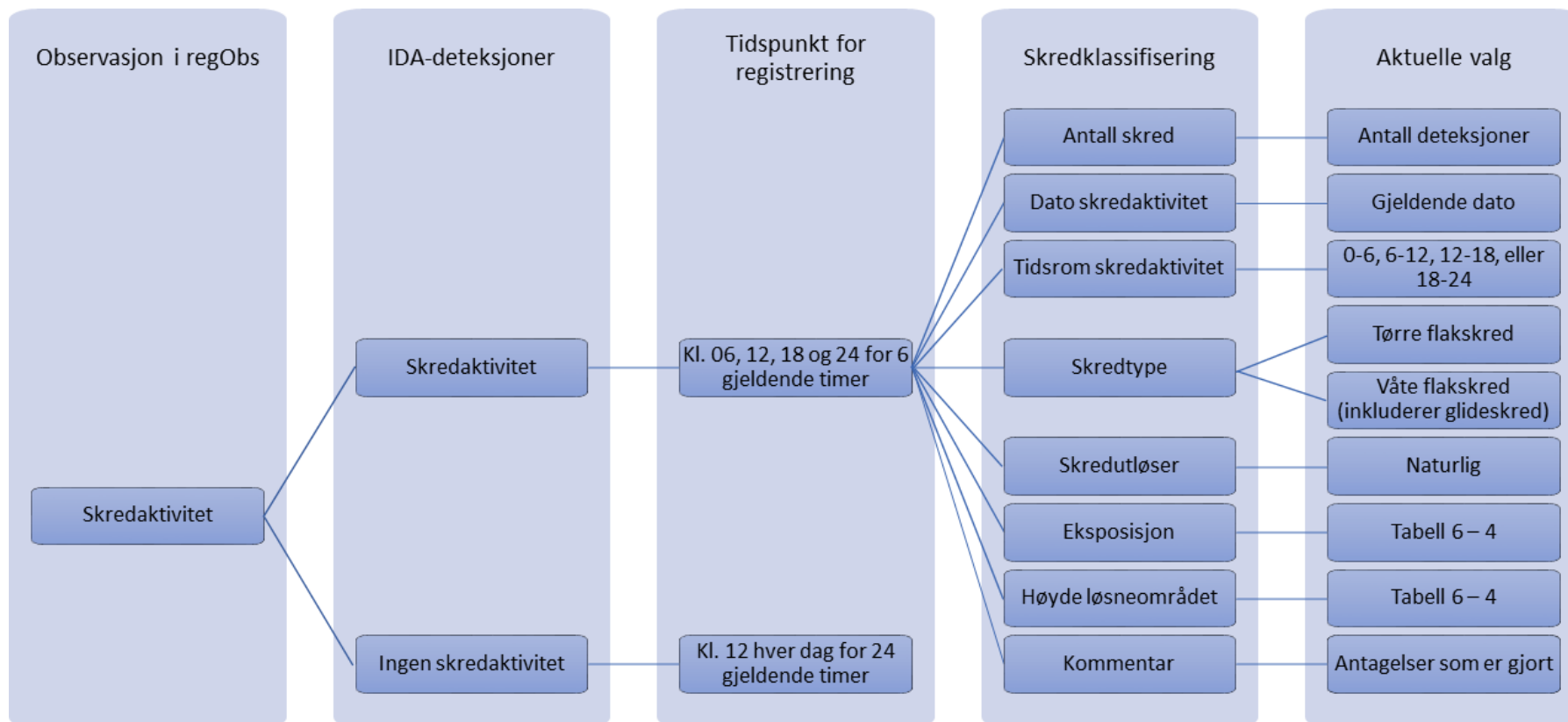
Skredenes utløsningsmekanisme settes til naturlig, da IDA-systemene er plassert i terreng der det normalt er liten menneskelig aktivitet. Dette er dog en antagelse som er noe svakere for IDA-systemet på Kattfjordeidet (kapittel 7.6.2).

Topografiske forhold som potensielle eksposisjoner og høyde på utløsningsområdet er listet i Tabell 6-4. Disse er bestemt basert på kartstudier beskrevet i kapittel 5.2.2. Ved IDA-deteksjoner i flere skredsoner bør eksposisjonen settes lik eksposisjonen i de gjeldende skredsonene. Nedre høyde på løsneområdet defineres av skredsonen med lavest løsnehøyde, mens øvre høyde på løsneområdet defineres av skredsonen med høyest løsnehøyde. Dette for å unngå å utelate potensielle løsneområder og utsatt terreng.

De døgnene det ikke forekommer IDA-deteksjoner benyttes datafeltet ingen skredaktivitet under dataserien for skredaktivitet. Dette kan for eksempel registreres kl 12, fire timer før skredvarslene oppdaterer skredvarselet på varsom.no for de to neste dagene.

Støy har vist å vanskeliggjøre deteksjon av snøskred (Steinkogler, et al., 2016). Det bør derfor defineres terskelverdier som indikerer når støynivået er for høyt til at IDA-systemet kan levere data. Når støynivået overstiger disse terskelverdiene bør ikke datafeltet ingen skredaktivitet

integreres. Integrasjon av ingen skredaktivitet bør også utelukkes når IDA-systemet ikke kan levere data av andre grunner.



Figur 6-15: Flytskjema for hvilke datafelter som kan benyttes ved integrasjon av IDA-deteksjoner som observasjonstypen skredaktivitet

6.6.3 Skredhendelse

IDA-systemet på Kattfjordeidet ble plassert slik at dekingen av skredbanene som er relevante for snøskred på Fv. 862 er best mulig (Humstad, 2016). Disse skredbanene ligger på sørsiden av veien. Avstanden fra IDA-installasjonen til disse skredbanene er relativt kort (0,5-2 km) og signalet blir ikke påvirket av topografiske hindringer (kapittel 3.2.8). Skredbanene ligger derfor innenfor området der det forventes IDA-hendelser som gir høy pålitelighet (Figur 3-7). Skredsonene i dette området er derfor forsøksvis klassifisert så detaljert som mulig, slik at det er maksimalt to kjente skredbaner i hver inntegnet sone (kapittel 6.1). På grunnlag av dette er det antatt at skred som blir detektert av IDA-systemet fra disse skredbanene kan registreres i regObs som en konkret *skredhendelse* (Tabell 6-4).

Som omtalt i kapittel 5.1 benyttes *skredhendelse* når det finnes detaljerte opplysninger om hvert enkelt skred, for eksempel når innmelder selv har sett skredet og dermed kjenner detaljene, når et skred har forårsaket en ulykke/nestenulykke eller når et skred har betydning for vei, sti eller bebyggelse. Siden skred fra den sørlige dalsiden potensielt har betydning for Fv 862 er det derfor også praktiske grunner til at skred fra disse skredbanene bør registreres i regObs som skredhendelser.

I motsetning til *skredaktivitet*, inngår kun ett og ett skred ved registrering av skredhendelse. Skredhendelser registreres derfor raskest mulig rett etter en IDA-deteksjon (Figur 6-17). Dette er også hensiktsmessig med tanke på at skred fra disse skredbanene potensielt passerer Fv. 862. Tidspunktet for skredhendelsen settes til to minutter tidligere enn tidspunktet for IDA-deteksjonen siden det tar om lag 2 minutter å prosessere en deteksjon (Humstad, et al., 2016).

Skredtype, skredutløser, eksposisjon, terrengetype i løsneområdet, størrelse, skredets topp- og bunnpunkt og skredbanenavn er aktuelle datafelt ved registrering av *skredhendelse* for IDA-deteksjoner (Figur 6-17). Datafeltene svakt lagt, bruddhøyde og bruddbredde er utelatt. Svakt lag er utelatt på grunn av at det trengs feltobservasjoner for å fastslå dette. Bruddhøyde og bruddbredde er utelatt på grunn av at det trengs manuell prosessering av webkamerabilder for å innhente denne informasjonen.

Som ved registrering av skredaktivitet, antas skredtypen basert på aktuelle meteorologiske stasjoner eller det gjeldende skredvarselet. Utløsningsmekanismen settes til enten kunstig eller naturlig, og klassifiseres av IDA-systemet som henholdsvis 0% pålitelighet og høy pålitelighet.

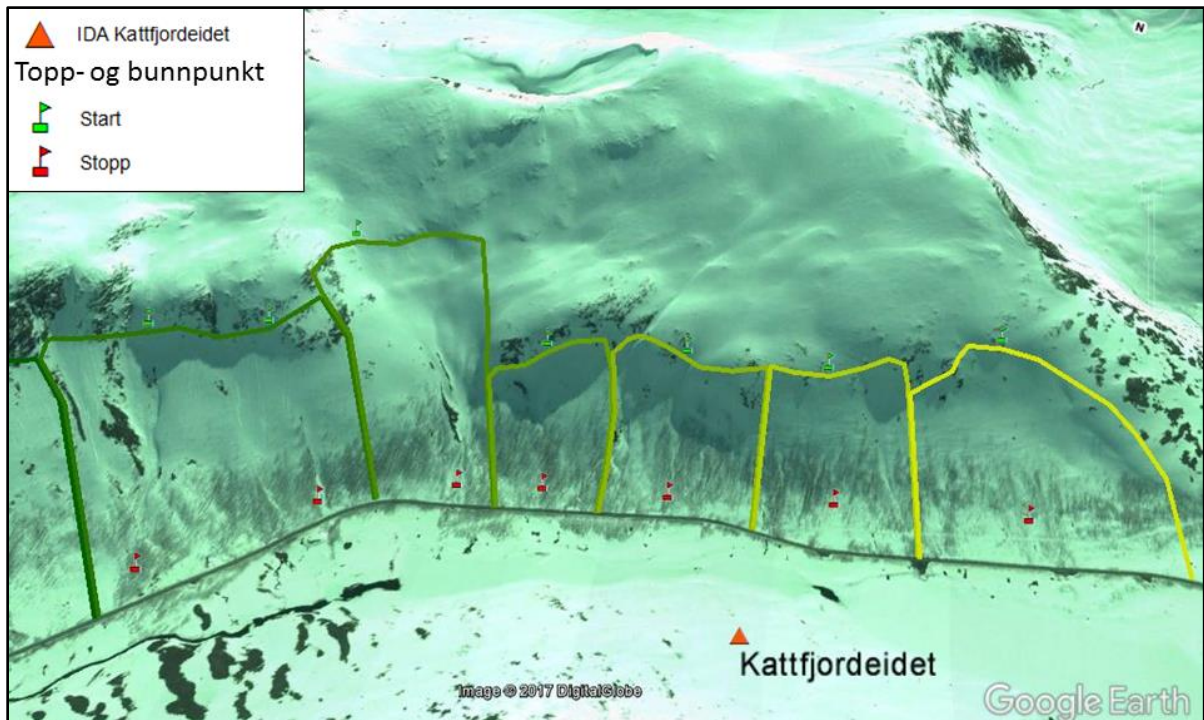
Topografiske forhold som eksposisjon og terrengetype i løснеområdet er listet i Tabell 6-4, og er bestemt basert på kartstudier beskrevet i kapittel 5.2.2.

I kapittel 6.5 er det foreslått en metode for å estimere skredstørrelsen i skredsonene Langfjellaksla I-VI. Denne metoden kan dermed inngå ved integrasjon av IDA-deteksjoner som *skredhendelse* i regObs.

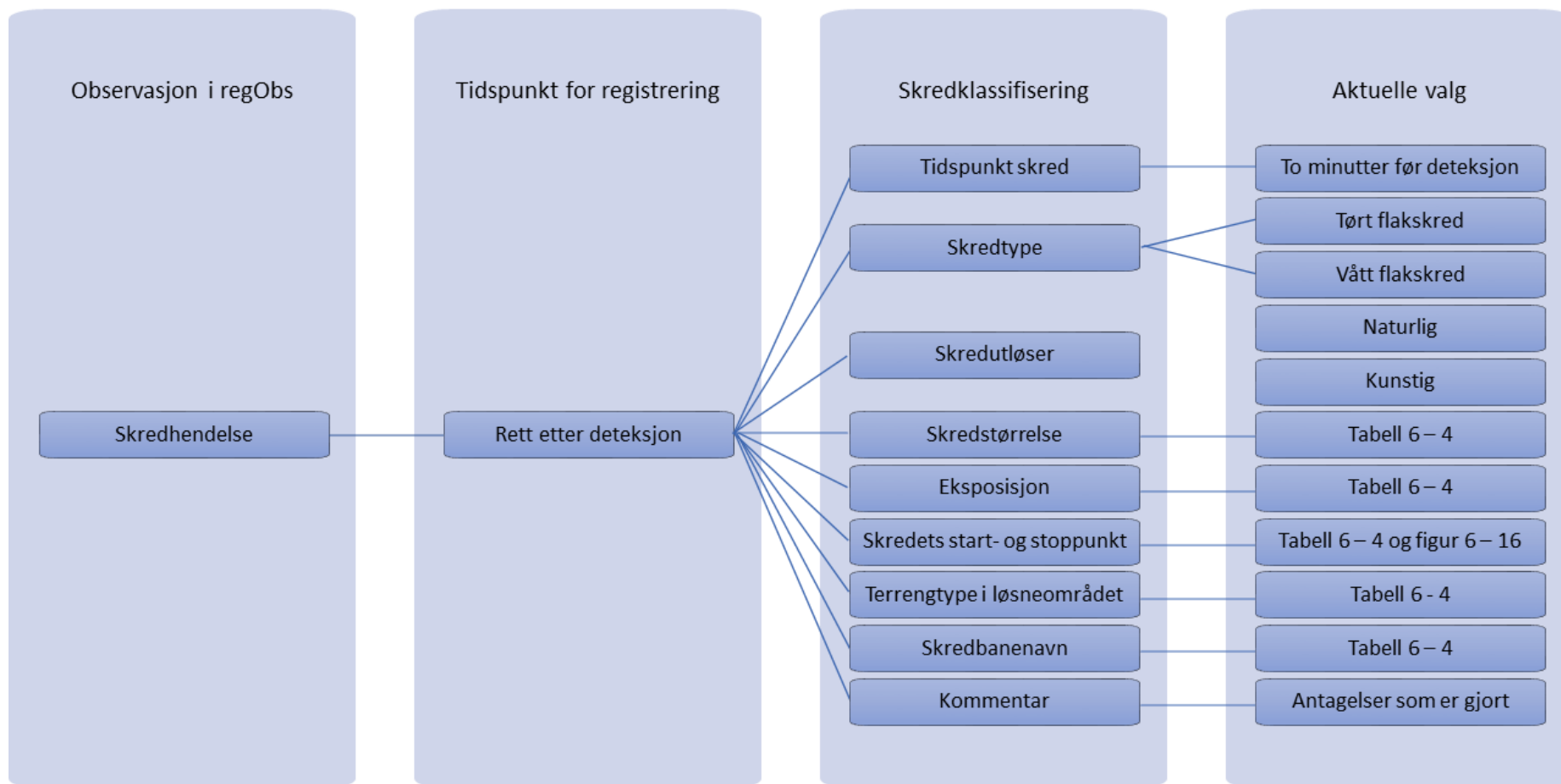
Forhåndsdefinerte topp- og bunnpunkt er vist i Figur 6-16, og punktenes tilhørende koordinater er listet i Tabell 6-4. Ved bruk av metoden for å klassifisere skredets størrelse presentert i denne oppgaven (Figur 6-12) utgjør disse punktene str. 3 skred. Det passer godt med tanke på at IDA-systemet detekterer skred av str. 3, eller større, med god nøyaktighet (Steinkogler, et al., 2016).

Siden topp- og bunnpunktene er forhåndsdefinert i hver sone, og ikke endres for hver IDA-deteksjon bør det legges til en kommentar for å presisere dette. Eksempel på en slik kommentar kan være: «Skredets topp- og bunnpunkt er forhåndsdefinert til automatisk integrasjon av IDA-deteksjoner, og kan derfor avvike fra den faktiske hendelse.»

For skredbanenavn er det naturlig å benytte skredsonenavnene som er gitt i denne oppgaven, siden skredsonene gir grunnlaget for å knytte IDA-deteksjoner til omliggende terreng.



Figur 6-16: Forhåndsdefinerte topp- og bunnpunkt til integrasjon av skredhendelse i regObs. Punktenes koordinater (x, y, z) er listet i Tabell 6-4. Framstilling i Google Earth.



Figur 6-17: Flytskjema for hvilke datafelter som kan benyttes ved integrasjon av IDA-deteksjoner som observasjonstypen skredhendelse

Tabell 6-4: Skredsonenes topografiske forhold og varighetsintervaller for størrelsesestimering. Tabellen viser også hvilke skredsoner som registreres som skredhendelse og skredaktivitet.

Skredsoner (Skredbanenavn)	Registreres som	Eksposisjon (grader)	Høyde på løsneområdet (nedre-øvre)	Topp- og bunnpunkt (x, y, z)	Terrengtype i løsneområdet	Størrelse for tørre flakskred (s)
<i>Steinskarsfjellet</i>	Skredaktivitet	Nordvest (N)	300-500			
<i>Langfjellaksla I</i>	Skredhendelse	Nordvest (N)	400-500	T: 405264, 7728833, 437 B: 405058, 7727373, 168	Renne eller forsenkning, brattheng	Tabell 6 – 3
<i>Langfjellaksla II</i>	Skredhendelse	Nordvest (N)	400-500	T: 404848, 7728397, 510 B: 404409, 7728927, 168	Brattheng	Tabell 6 – 3
<i>Langfjellaksla III</i>	Skredhendelse	Nord (N)	300-400	T: 404265, 7728534, 337 B: 404194, 7728886, 164	Brattheng	Tabell 6 – 3
<i>Langfjellaksla IV</i>	Skredhendelse	Nord (N)	300-400	T: 403892, 7728475, 340 B: 403879, 7728841, 165	Renne eller forsenkning, brattheng	Tabell 6 – 3
<i>Langfjellaksla V</i>	Skredhendelse	Nord (N)	300-400	T: 403519, 7728453, 351 B: 403470, 7728781, 169	Brattheng	Tabell 6 – 3
<i>Langfjellaksla VI</i>	Skredhendelse	Nord (N)	300-400	T: 403080, 7728295, 381 B: 403000, 7728720, 167	Brattheng	Tabell 6 – 3
<i>Durmålstinden</i>	Skredaktivitet	Nord-Nordvest (N-NV)	400-700			
<i>Skittentinden vest</i>	Skredaktivitet	-	-			
<i>Skittentinden øst</i>	Skredaktivitet	Øst-Sørøst (Ø-SØ)	700-900			
<i>Djeveltanna vest</i>	Skredaktivitet	Sør-Vest (S-V)	600-800			
<i>Djeveltanna øst</i>	Skredaktivitet	Øst-Sørøst (Ø-SØ)	500-900			
<i>Storsteinnestindan I</i>	Skredaktivitet	Sørvest-Vest (V-SØ)	500-800			
<i>Storsteinnestindan II</i>	Skredaktivitet	Sør-Sørøst (S-SØ)	400-800			
<i>Hatten sør</i>	Skredaktivitet	Sørøst (SØ)	400-500			

7 Diskusjon

7.1 Skredsoner

Målet med skredsoneklassifiseringen er å knytte framtidige IDA-deteksjoner til forhåndsbestemte skredsoner ved bruk av IDA-parametere som asimut og asimut rotasjon. Størst effekt får man om man klarer å definere soner som inneholder bare en enkelt skredbane. En IDA-deteksjon som sammenfaller med en skredsoner kan da knyttes direkte til en bestemt skredbane, og skredets nøyaktige plassering er da kjent. På grunn av tetthet mellom skredbaner og topografiens påvirkning av lydsignalet, er dette sjelden praktisk gjennomførbart.

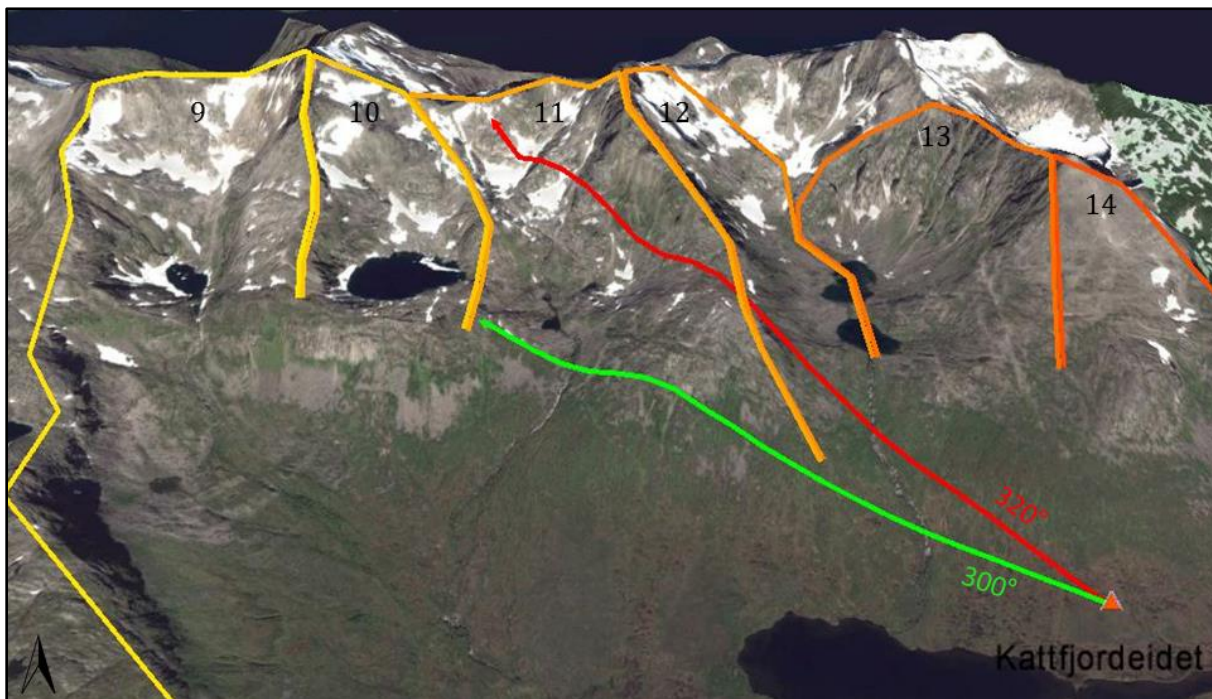
7.1.1 Tetthet mellom skredbaner

Når skredbanene ligger tett og asimut til skredbanene er tilnærmet lik, genererer skred fra disse skredbanene infralyd med tilnærmet samme infralydparametere. Om det i slike tilfeller er foretatt en detaljert skredsoneinndeling med en skredbane i hver skredsoner fører det til at skredsonenes teoretiske IDA-parametere overlapper i stor grad. I slike tilfeller sammenfaller en IDA-deteksjon med flere av de forhåndsdefinerte skredsonene, og det er dermed ikke mulig å knytte en IDA-deteksjonen til en bestemt skredsoner. Det er da mer hensiktsmessig å slå sammen flere skredbaner til å utgjøre en skredsoner, slik at en IDA-deteksjon sammenfaller med kun en av de forhåndsdefinerte skredsonene. Et konkret eksempel som kan nevnes er skredsonene Steinskarsfjellet (nr. 1) og Langfjellaksla I (nr.2). Begge er nordvestvendt med omtrent samme høyde på potensielle løsnemråder. Beregnede, teoretiske IDA-parametere er derfor tilnærmet like (Tabell 6-1), noe som resulterte i at IDA-deteksjon nr. 7 passer med begge disse sonene (Tabell 6-2). Det kan derfor diskuteres om Steinskarsfjellet (nr. 1) og Langfjellaksla I (nr.2) burde slås sammen til en skredsoner.

7.1.2 Topografiske hindringer

Topografien er bestemmende for hvordan lyd bres gjennom luften. Når det er fri siktelinje mellom lydkilden og IDA-systemet er det ifølge Ulivieri, et al. (2011) en usikkerhet ved asimut på omtrent 1° . Når lyd passerer rygger, daler, søkk eller andre terrengformasjoner bøyes lydets retning. Asimut til signal fra snøskred som passerer terrengformasjoner før det når IDA-systemet er derfor ulik asimut til signal som bres fritt mot IDA-systemet. På grunn av topografisk påvirkning gir ofte signal fra skredbaner som passer de samme terrengformasjonene mot IDA-systemet tilnærmet samme asimut. I slike tilfeller er det derfor også hensiktsmessig å slå sammen flere skredbaner til en skredsoner. For skredsonene nordvest for IDA-systemet på Kattfjordeidet, er det tatt høyde for topografisk påvirkning av signalet. Ryggformasjonene sør

for Skittentind, Djeveltanna og Storsteinnestindan påvirker signalet som genereres av skred fra de nevnte toppene. Figur 7-1 viser asimut til detektert signal (grønn pil) og asimut mot antatt detektert skred (rød pil) (IDA-deteksjon nr. 5 i Tabell 6-2). Differansen mellom asimutvinklene er 20° , sannsynligvis på grunn av topografiske forhold. Selv om signalet er påvirket av topografiske forhold, er det aktuelle området delt inn i to skredsoner. Dette på grunn av at skred fra østlige eksposisjon genererer signal med positiv asimut rotasjon, mens skred fra vestlig eksposisjon genererer signal med negativ asimut rotasjon. Av samme grunn er også området mellom Djeveltanna og Storsteinnestindan delt i to skredsoner.



Figur 7-1: Topografiske forhold som påvirker signalet. Faktisk asimut til antatt feltobservert IDA-deteksjon (rød) og asimut fra tilhørende IDA-deteksjonen (grønn) (nr. 5 i Tabell 5 2). Framstilling i Google Earth.

7.1.3 Detaljert skredsoneinndeling

De forhåndsdefinerte skredsonene for IDA-systemene i Grasdalen og Indreeidsdalen (vedlegg b og c) består av flere skredbaner, slik at asimut og asimut rotasjon til en IDA-deteksjon i de fleste tilfeller sammenfaller med kun en skredsone (Humstad, et al., 2016). Som beskrevet i avsnittene over (kapittel 7.1.1 og 7.1.2) er dette også tilfelle for de fleste skredsonene for IDA-systemet på Kattfjordeidet. Sør for Fv. 862 er det derimot forsøkt å etablere en mer detaljert inndeling av skredsonene. Skredbanene har fri siktelinje mot IDA-systemet, og signalet blir dermed ikke påvirket av topografiske forhold. Tidligere feltobserverte IDA-deteksjoner fra Grasdalen har vist at skredbanene nær IDA-systemet kan skilles ved bruk av asimut. Dette på

grunn av at asimut til skred som går nært IDA-systemet varierer i stor grad, selv om skredbanene ligger tett. Siden IDA-systemet på Kattfjordeidet er plassert forholdsvis nært skredbanene sør for Fv. 862, er det grunn til å forvente det samme der. Noen skredbaner er likevel slått sammen til en skredsoner også i dette området. Dette er for eksempel tilfelle for skredsonen Langfjellaksla IV (Figur 6-2). Den ene, av to skredbaner, er smal, og det er dermed ikke hensiktsmessig at de skilles.

7.1.4 Evaluering av skredsonene

IDA-systemet på Kattfjordeidet detekterte kun ti skred gjennom vintersesongen 2016/2017, og alle disse er klassifisert med lav pålitelighet. Det er derfor svært få IDA-deteksjoner til å korrigere inndelingen av hver skredsoner. Modelleringen av området med forventet høy pålitelighet er brukt som ytre begrensning av skredsonene. Når systemet etter hvert får flere deteksjoner kan modelleringen og inndelingen av skredsonene evalueres.

For å evaluere den detaljerte soneinndelingen sør for Fv. 862 trengs det feltobserverte skred i disse skredsonene med tilhørende IDA-deteksjon. Dette har foreløpig ikke forekommet, og det er dermed vanskelig å argumentere for og imot den detaljerte inndelingen av skredsonene.

For å evaluere inndelingen av skredsonene nord for IDA-systemet kan et par av IDA-deteksjonene brukes. IDA-deteksjon nr. 5 (Tabell 6-2) ble påvirket av topografiske forhold (Figur 7-1) og klassifisert med lav pålitelighet. Likevel viste den en negativ asimut rotasjon. For den aktuelle skredsonen tilsvarer dette sørlig til østlig eksposisjon, noe som stemmer overens med feltobservasjoner. IDA-deteksjon nr. 6 (Tabell 6-2) viste også en negativ asimut rotasjon. Dette tilsvarer en sørlig til østlig eksposisjon, og stemmer overens med feltobservasjoner. Dette indikerer at det er grunnlag for å dele inn skredsonene nordøst for IDA-systemet basert på asimut rotasjon, selv om signalet fra disse områdene blir påvirket av topografiske forhold (Figur 7-1) og dekningen til IDA-systemet er varierende (Figur 3-7). Det er dog for få data til å konkludere endelig.

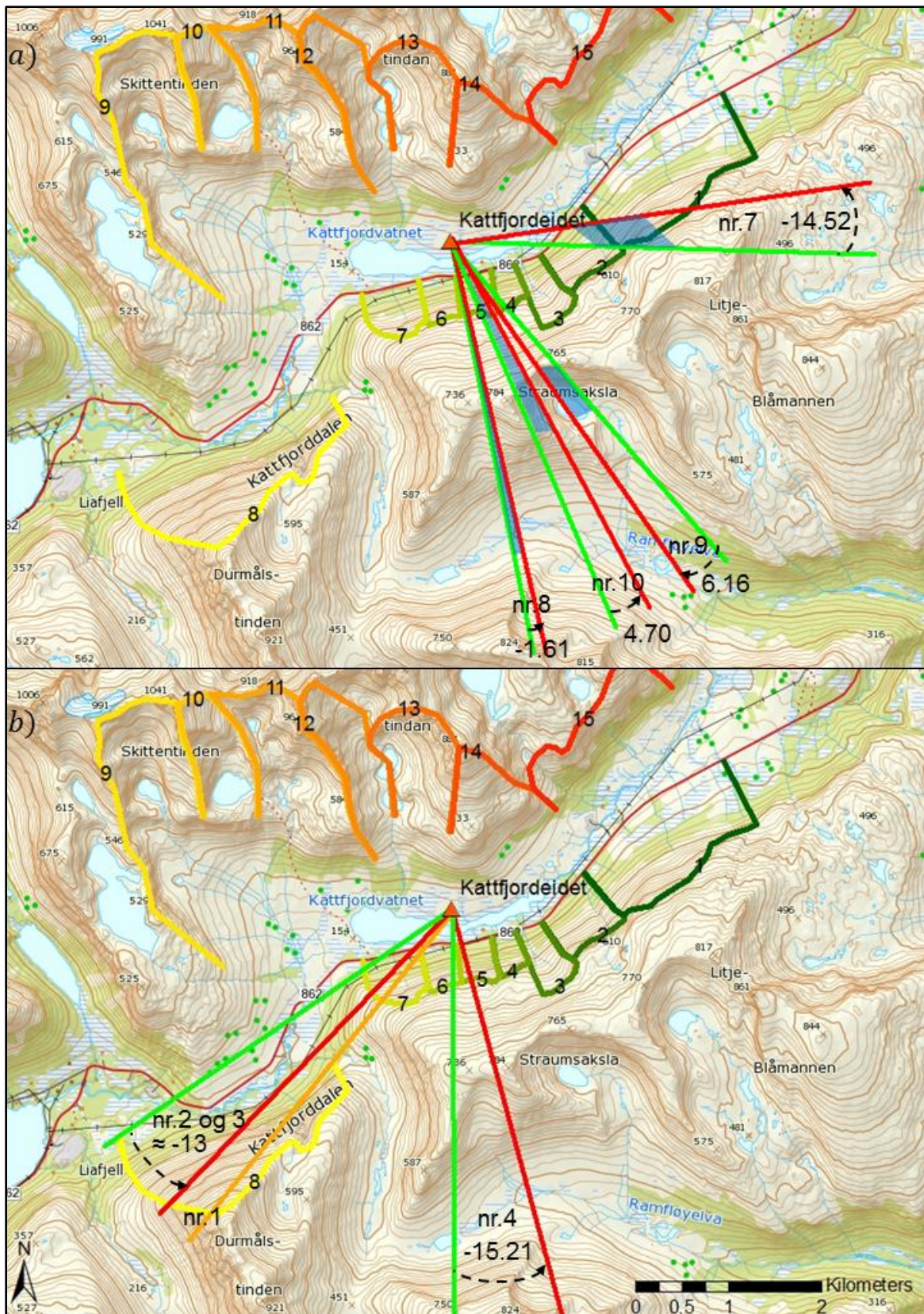
7.2 IDA-deteksjoner

Ved IDA-deteksjoner som er klassifisert med lav pålitelighet, er det større sannsynlighet for en falsk alarm, da kriteriene for automatisk deteksjon tillater større usikkerhet sammenlignet med IDA-deteksjoner med høy pålitelighet. På grunnlag av IDA-parameterne, områdets topografi og relevante feltobservasjoner kan usikkerheten ved IDA-deteksjonene evalueres.

Figur 7-2 a) viser at IDA-deteksjon nr. 7, 8, 9 og 10 som passer med området topograf (også utenfor de definerte skredsonene), og anses derfor som troverdige deteksjoner. Som beskrevet i kapittel 6.2 ble det ikke observert skred fra Langfjellaksla den dagen IDA-deteksjon nr. 8 og 9 forekom. På grunn av at IDA-parameterne sammenfaller med området topografi også utenfor de definerte skredsonene, kan det likevel ikke utelukkes at IDA-systemet detekterte skred. Dette underbygges av Ulivieri (2017) som ved etter-prosesserings av deteksjonene konkluderte med at signalene kom fra lang avstand.

Figur 7-2 b) viser at IDA-deteksjon nr. 1, 2, 3 og 4 ikke passer med området topografi (også utenfor de definerte skredsonene), og anses derfor som mulige falske alarmer. Deteksjon nr. 1 forekom da det ifølge nettportalen xGeo (2017) var en snødybde på under 25 cm i området, og det anses som lite sannsynlig at et skred med 97 sekunders varighet (Tabell 6-2) kan oppstå i denne snødybden i dette området. Ved etter-prosesserings konkluderte Ulivieri (2017) med at IDA-deteksjon nr. 2 og 3 definitivt var falske alarmer. IDA-deteksjon nr. 4 passer med skredsonen Langfjellaksla IV ved bruk av IDA-parameterne fra automatisk deteksjon (hentet på IDA-systemets hjemmeside). Etter-prosesserings av signalet viste derimot en startasimut som pekte mot Langfjellaksla V. For skredsonen Langfjellaksla V er det forventet en positiv asimut rotasjon, noe det ikke er for denne deteksjonen. Deteksjonen sammenfaller dermed ikke med noen av skredsonene, og anses som en mulig falsk alarm.

Selv om IDA-deteksjon nr. 1-4 er klassifisert med lav pålitelighet og IDA-parameterne ikke sammenfaller med området topografi, er det viktig å presisere at det ikke nødvendigvis er falske alarmer. IDA-systemet har vist at det kan detektere store, tørre skred på opp mot 14 km avstand (Steinkogler, et al., 2016). På lange avstander blir signalet påvirket av topografiske forhold, og det kan da føre til at IDA-parameterne ikke sammenfaller med området topografi. 24. mars i år detekterte IDA-systemet i Grasdalen et kunstig utløst skred fra Napefonna, en distanse på omtrent 6,5 km i luftlinje fra sensorene. På denne strekningen ble signalet påvirket av området topografi. Om man ikke kunne sammenligne tidspunktet for utført skredkontroll med tidspunktet til IDA-deteksjonen, hadde det derfor vært vanskelig å relatere IDA-parameterne til skredbanen i Napefonna.



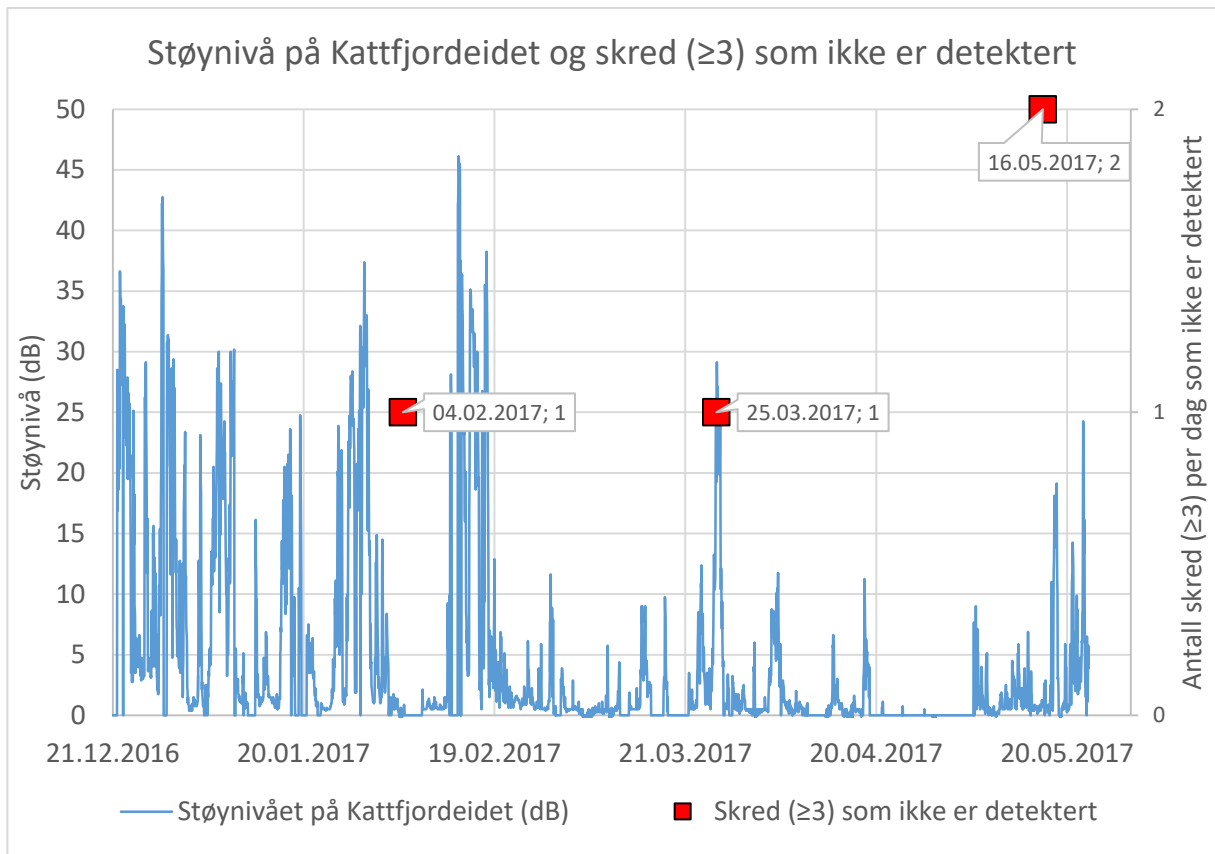
Figur 7-2: Start- og stoppasimut (start = grønn, stopp = rød) for IDA-deteksjonene på Kattfjordeidet. a) Viser deteksjoner som sammenfaller med omkringliggende terreng (blått felt). b) Viser deteksjoner som ikke sammenfaller med omkringliggende terreng, og blir derfor antatt å være falske alarmer. Bakgrunnskart fra Kartverket (2017)

7.3 Feltobserverte skred som ikke er detektert av IDA-systemet

Observasjoner registrert i regObs viser at ikke all skredaktivitet i det aktuelle området på Kattfjordeidet er detektert av IDA-systemet. Disse skredhendelsene er delt inn i tre grupper: Skred av størrelse 1-2, skred av størrelse 3 og sørpeskred.

Størrelse 1 – harmløse til størrelse 2 – små: I følge Steinkogler, et al. (2016) detekterer IDA-systemet snøskred av størrelsesklasse større eller lik 3 med god nøyaktighet, men har svakheter knyttet til små skredstørrelser. Små snøskred genererer kortere signal med svakere tendenser i signalet, og oppfyller derfor terskelverdiene for automatisk deteksjon sjeldnere enn større skred. De fleste av de små skredene som ble observert på Kattfjordeidet gjennom vinteren, men som ikke ble detektert av IDA-systemet, forekom på forholdsvis lang avstand fra IDA-systemet. Signalet svekkes da på grunn av geometrisk spredning og topografiske forhold i større grad enn om de skjedde nærmere IDA-systemet. Et svekket signal, i tillegg til at varigheten av små skred er kort med svakere tendenser i signalet, kan være grunner til at IDA-systemet på Kattfjordeidet ikke detekterte disse skredene.

Størrelse 3 – middels store: Det ble observert fire skred (to tørre flakskred og to våte flakskred) av størrelse 3 som ikke ble detektert av IDA-systemet. De tørre skredene (04.02 og 25.3 i Figur 6-7 og Figur 7-3) skjedde på forholdsvis lang avstand fra IDA-systemet og på grensen til området der det forventes IDA-deteksjoner av høy pålitelighet. De våte skredene (16.5 i Figur 6-7 og Figur 7-3) derimot, forekom i skredsonene Langfjellaksla I og III, og ligger innenfor området der det forventes IDA-deteksjoner av høy pålitelighet. Som skrevet i kapittel 3.3 er selv noen store, våte skred ikke automatisk detektert av IDA-systemet. Dette er ifølge Steinkogler, et al. (2016) på grunn av at algoritmen for automatisk deteksjon er basert på tørre skredhendelser. I tillegg til dette nevner Steinkogler, et al. (2016) også at støy har vist å vanskeliggjøre identifikasjon av signal fra snøskred. Støynivået for IDA-systemet på Kattfjordeidet var høyt gjennom store deler av vinteren (kapittel 7.4), og kan derfor ha påvirket identifikasjon av signalet fra skredene. Figur 7-3 viser at skredet den 25.mars gikk i en periode det var høyt støynivå rundt sensorene, og dette er sannsynligvis grunnen til at det ikke ble detektert. De tre andre skredene forekom under lavt støynivå. Derfor er det sannsynligvis lang avstand eller vått strømningsregime som har ført til at disse skredene ikke ble detektert.



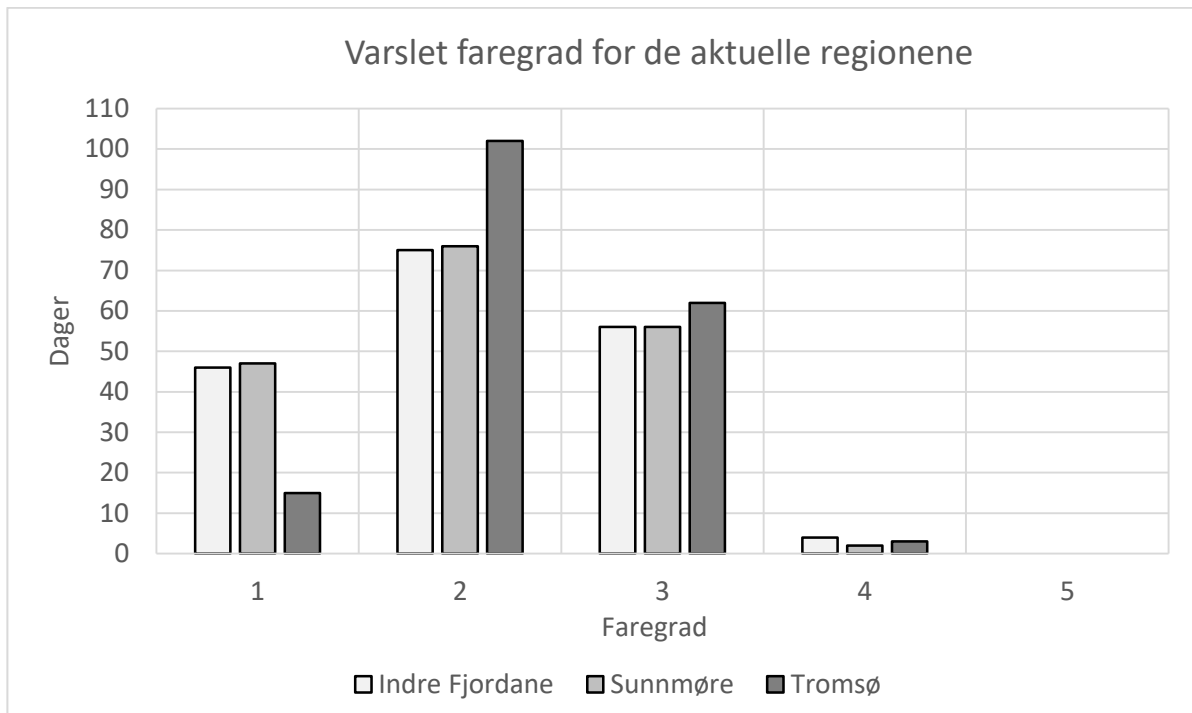
Figur 7-3: Sammenligning av støynivået på Kattfjordeidet og skred større, eller lik, 3 som ikke er detektert av IDA-systemet. Skredene som inngår i figuren tilsvarende skredene i Figur 6-7 som ikke er detektert og større, eller lik, 3 (se dato). Merk at diagrammet har dobbel y-akse.

Sørpeskred: Sørpeskred er vannmettede snømasser med flomskredlignende dynamikk der snøskylaget, som genererer mesteparten av infralyden (Firstov, et al., 1992; Naugolnykh og Bedard, 2002), er fullstendig fraværende (kapittel 2.1.1). Siden skredmassene er vannmettet er friksjonen mellom snøpartiklene lav (Hillestad og Colleuille, u.å). Dette gjør at sørpeskred genererer lite infralyd, og er sannsynligvis grunnen til at det foreløpig ikke er detektert sørpeskred av noen IDA-systemer.

7.4 IDA-systemet på Kattfjordeidet

IDA-systemet på Kattfjordeidet detekterte langt færre skred enn IDA-systemene i Grasdalen og Indreeidsdalen (Figur 6-4). En naturlig forklaring kan være at snøforholdene var mer stabile på Kattfjordeidet enn i Grasdalen og Indreeidsdalen. Figur 7-4 viser varslet faregrad for regionene der IDA-systemene er lokalisert. I region Tromsø er skredfaregrad 2 og 3 varslet ved flere dager sammenlignet med region Indre Fjordane og region Sunnmøre. Skredfaregrad 4, der det ifølge skredfaireskalaen forventes store, naturlige utløste skred, er varslet ved 2, 3 og 4 dager for henholdsvis Sunnmøre, Tromsø og Indre Fjordane. Det regionale skredfarevarselet tilsier

dermed ikke at snøforholdene var mer stabile på Kattfjordeidet enn i Grasdalen og Indreeidsdalen sesongen 2016/2017.



Figur 7-4: Varslet regional skredfaregrad for Indre Fjordane, Sunnmøre og Tromsø der IDA-systemene i Norge er plassert.

På IDA-systemets hjemmeside vises støynivået ved hver sensor for hvert IDA-system. For å redusere støy er hver sensor plassert i plastbøtter og delvis nedgravd i jorden. I tillegg reduseres støynivået når plastbøttene dekkes av snø (Adam, et al., 1997). Oppsettet er likt for alle IDA-systemene. Likevel var støynivået på Kattfjordeidet betydelig høyere enn i Grasdalen og Indreeidsdalen. Ifølge Steinkogler, et al. (2016) har støy, som for eksempel vind, vist å komplisere identifikasjonen av infralyd fra snøskred. I tillegg uttalte Ulivieri (2017) at algoritmen for automatisk deteksjon av snøskred har svakheter når støynivået overstiger 20 dB ved to eller flere sensorer. Støy kan derfor være en av grunnene til at IDA-systemet detekterte færre skred på Kattfjordeidet sammenlignet med Grasdalen og Indreeidsdalen.

I tillegg til vind, kan støy oppstå som følge av svakheter ved IDA-oppsettet. Signalene går i fiberoptiske kabler gjennom plastrør fra sensorene til kontrollhytten (kapittel 3.2). Støy kan propagere gjennom disse plastrørene. Dette kan hindres ved å tette overgangene mellom rør og sensor, og rør og kontrollhytte (Ulivieri, 2017). For å redusere støynivået på Kattfjordeidet ble det gjennom vinteren foretatt ulike støyreducerende tiltak. 16. januar ble rørene, som beskytter de fiberoptiske kablene fra sensorene til kontrollhytten, tettet med silikon (Figur 7-5 a). På grunn av vedvarende høyt støynivå ble det den 3. mars lagt fugeskum over silikonene (Figur 7-5

b). I tillegg ble sensoren som er plassert i sentrum dekket med mer snø (Figur 7-5 c). Denne sensoren er plassert nær kontrollhytten, der lite snø avsettes på grunn av turbulente luftstrømmer. Sensoren dekkes derfor av lite snø sammenlignet med de tre andre sensorene, og er da mer utsatt for støy. Figur 7-5 d) viser kontrollhytten og sentrumssensoren (under snøen ved rød vegstikk) etter et snøfall i mars da sensoren omsider var dekket av en tilstrekkelig snødybde.



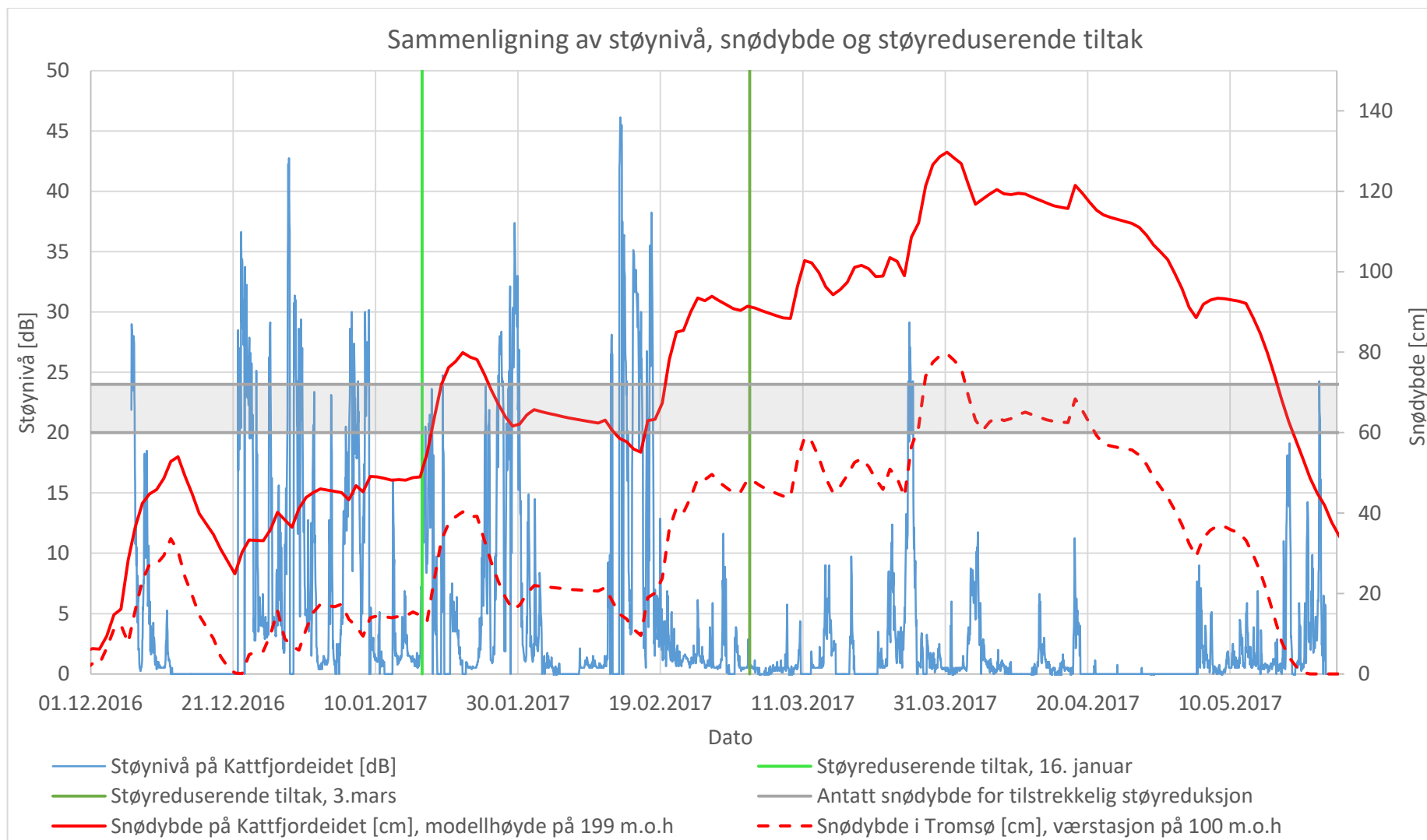
Figur 7-5: a) - c) Tiltak for å dempe støynivået på Kattfjordeidet. d) Tilstrekkelig snødybde over sentrumssensoren for å minimere støynivået. Foto: Martin Venås i SVV.

Figur 7-6 viser støynivået, snødybden og datoen da de støyreduserende tiltakene ble gjort. Data om snødybde ble fra snøkartene på xgeo.no, og vist både som simulert snødybde på Kattfjordeidet og som målt snødybde i Tromsø. Modellhøydene for simuleringen og målestasjonen er henholdsvis 199 m.o.h og 100 m.o.h (xGeo, 2017), og er dermed representativ for IDA-systemets plassering på ca. 160 m.o.h. Målestasjonen i Tromsø ligger forholdsvis langt fra IDA-systemet, og det antas derfor at simuleringen er best egnet til å estimere snødybden på Kattfjordeidet.

Støynivået og snødybden synes å være godt korrelert. Støynivået avtar når snødybden øker. Denne sammenhengen er spesielt tydelig i slutten av januar, midten av februar og i midten av

mai. Ved bruk av den simulerte snødybden, kan det se ut som at sensorene på Kattfjordeidet bør dekkes av en snødybde på mellom 60-70 cm (grått område i Figur 7-6) for å oppnå ønskelig, lavt støynivå.

Som nevnt tidligere i dette kapittelet ble det foretatt støyreduserende tiltak 16. januar og 3. mars (svart linje i Figur 7-6). Når disse tiltakene sammenlignes med tidsserien for støynivået synes de å ha liten støyreduserende effekt. Etter at det ble foretatt støyreduserende tiltak den 16. januar vedvarte det høye støynivået, mens støynivået var lavt både i forkant og etterkant av tiltakene som ble utført 3. mars (Figur 7-6). Det kan derfor argumenteres for at den naturlige snødybden hadde større innvirkning på støynivået enn de støyreduserende tiltakene som ble foretatt.



Figur 7-6: Støynivå, snødybde og støyreduserende tiltak på Kattfjordeidet. Støyreduserende tiltak er vist som lodrette linjer dagen de ble utført. Den har dermed ingen y-verdi, selv om det framstår slik her. Merk at grafen har dobbel y-akse (støynivå og snødybde)

7.5 Skredstørrelse

Sammenhengen mellom skredets lydkilde og skredets oppmålte lengde er oppgitt i ligning 6 og 7 for henholdsvis tørre og våte snøskred. Sammenhengene tilsvarer en gjennomsnittlig hastighet på 20 m/s for tørre skred og 5 m/s for våte skred. Hastigheten for tørre og våte skred varierer i store grad. Resultater publisert av Vilajosana, et al. (2007) viser at maksimal hastighet for tørre og våte skred kan nå opp mot henholdsvis 50 m/s og 10 m/s. Dette stemmer overens med Takeuchi, et al. (2002) sine resultater for tørre skred, med ikke for våte skred. De målte den gjennomsnittlige hastigheten til 43 m/s for tørre skred og 20 m/s for våte skred. Havens, et al. (2014) beregnet den gjennomsnittlige hastigheten til 14.5 m/s for et tørt skred basert på infralydparametere. Forfatterne påpekte samtidig at det var en lav hastighet sammenlignet med tidligere resultater publisert av Kishimura og Izumi (1997). På grunnlag av dette kan det argumenteres for at den gjennomsnittlige hastigheten for tørre skred beregnet i denne oppgaven er innenfor hastighetsintervallene gitt av tidligere studier. Gjennomsnittshastigheten for våte skred synes å være noe lav.

Ifølge Vilajosana, et al. (2007) er skredhastigheten blant annet avhengig av skredbanens og snøens egenskaper. I tillegg til dette er beregningene i denne oppgaven avhengig av faktorer som påvirker IDA-deteksjonens varighet (kapittel 7.5.1) og beregninger av skredenes lengde (kapittel 7.5.2).

7.5.1 Faktorer som påvirker IDA-deteksjonens varighet

Infralyd genereres først når skredet akselererer og øker i volum (Ulivieri, et al., 2011). Dette fører til at når IDA-systemet detekterer det første signalet fra skredet, har skredets bevegelse sannsynligvis allerede vart i en kort periode. Hvor lenge skredet har vart før det detekteres av IDA-systemet er sannsynligvis avhengig av skredets størrelse, helning i utløsningsområdet og avstand fra IDA-systemet. Ulivieri, et al. (2011) filmet et kunstig utløst skred som ble detektert av IDA-systemet, og fant at tidsdifferansen fra starten av skredet på video og til det første detekterte signal av IDA-systemet var 7 sekunder. En stor del av denne differansen kommer av at lyshastigheten er raskere enn lydshastigheten, og skredet er derfor synlig på video før infralydsignalet har nådd IDA-systemet. Den resterende differansen er relatert til at skredet genererer infralyd først når skredet akselererer og øker i volum, og det er denne resterende differansen som fører til et underestimat av varigheten. En tidsdifferanse på 7 sekunder tilsvarer en avstand på ca. 2,4 km fra skredet til IDA-systemet. Det vil si at skredet må ha forekommet

nærmere IDA-systemet enn 2,4 km for at Ulivieri, et al. (2011) kunne konkludere med at infralyd genereres først når skredet akselerer og øker i volum.

Når flakskred løsner settes store snømasser i bevegelse samtidig, og det kan være flere høydemeter differanse fra bruddkanten til nedre avgrensing (eng. stauchwall) av flaket som løsner (McClung og Schaerer, 2006). Skredets lengde er derfor flere meter, selv om skredet akkurat har løsnet. Infralyd genereres hovedsakelig ved skredets front (Firstov, et al., 1992; Naugolnykh og Bedard, 2002) og IDA-systemet detekterer dermed ikke signal fra bruddkanten til bunnen av flaket som løsner. Siden bruddkanten ble brukt som skredets toppunkt ved beregning av skredets lengde fører det til en underestimering av varigheten sammenlignet med skredets lengde.

Underestimering av varigheten kan også forekomme når topografiske forhold skygger for enten skredets løsne- eller utløpsområdet. Ved en av skredhendelsene som er brukt i størrelseskorrelasjonen, detekterte IDA-systemet i Grasdalen et kunstig utløst skred i Napefonna. Dette tilsvarer en avstand på omtrent 6,5 km i luftlinje (målt i Google Earth), og lyden propagerer forbi flere potensielle lydbarrierer før signalet når IDA-systemet. Lyden svekkes da på grunn av geometrisk spredning og absorpsjon, og dette kan ha ført til at varigheten av signalet som detekteres av IDA-signalet er kortere enn varigheten av snøskredet. Dette underbygges ved at den beregnede gjennomsnittshastigheten for denne hendelsen er 23,3 m/s, og dermed raskere enn beregnet ved lineær regresjon av datasettet.

7.5.2 Faktorer som påvirker beregning av skredets lengde

Kvaliteten på feltobservasjonene påvirker nøyaktigheten av skredbanenes plassering. Det var bilder tilgjengelig for alle skredene, men ved noen av bildene var utløsningsområdet, utløpsområdet eller bruddkanten vanskelig å identifisere. I disse tilfellene ble utløsnings- og utløpsområdet som er registrert i regObs eller start- og stoppasimut registrert av IDA-systemet brukt for å anslå skredets start- og stoppunkt. Nøyaktigheten av plasseringen i regObs påvirkes av sikt, avstand og generelle forhold for observatøren, og dette kan dermed avvike fra den faktiske hendelsen. Nøyaktigheten til start- og stoppasimut påvirkes av topografiske forhold (kapittel 3.2.8 og Figur 7-1). Dette kan dermed også avvike fra den faktiske hendelsen. Som nevnt i kapittel 3.2.2 er usikkerheten til asimut mindre enn 1° når signalet ikke påvirkes av topografiske forhold (Marchetti, et al., 2015), men betydelig mer når signalet påvirkes av topografiske forhold.

I tillegg til den manuelle plasseringen av skredets start- og stoppunkt, påvirkes skredets lengde av oppløsningen til de digitale terrengmodellene. Oppløsningen til de digitale terrengmodellene i Grasdalen, Indreeidsdalen og Kattfjordeidet er henholdsvis 1*1 m, 5*5 m, og 10*10 m. Nøyaktighet ved beregningene av skredenes lengde er høyere ved finere oppløsning.

7.5.3 Regresjonsmodellene

Datasettet for tørre skred

I kapittel 6.4, der regresjonsmodellene ble presentert, ble skjæringspunktet med y-aksen (konstantleddet i regresjonen, β_0) for regresjonslinjen for tørre skred satt til origo, (0,0). Dette på grunn av at lineær regresjon med beste tilpasning, og uten origo som skjæringspunktet, ga regresjonsligningen (ligning 8):

$$Y = \beta_1 * x + \beta_0 \rightarrow \text{Lengde [m]} = 25,27 * \text{Varighet [s]} - 243 \quad (8)$$

En slik modell fører til at ikke alle IDA-deteksjonene gir positive estimat av skredlengder. For å undersøke om det var grunnlag for å sette $\beta_0 = 0$, ble det foretatt en regresjonsanalyse av ligning 9 i programvaren MiniTab (Minitab INC, 2016). Figur 7-7 viser sammendraget av regresjonsanalysen og at P-verdien for konstantleddet, β_0 , er lik 0,087. En hypotesetest for å undersøke om $\beta_0 = 0$ har hypotesene:

- $H_0: \beta_0 = 0$
- $H_1: \beta_0 \neq 0$

H_0 beholdes om P-verdien er større enn et gitt signifikansnivå, α . Ved bruk av $\alpha = 0,05$ beholdes H_0 (P-verdi $> \alpha$) og det kan dermed argumenteres for at $\beta_0 = 0$.

Model Summary						
	S	R-sq	R-sq(adj)	R-sq(pred)		
	96,2336	92,59%	91,53%	87,65%		
Coefficients						
Term	Coef	SE Coef	T-Value	P-Value	VIF	
Constant	-243	122	-1,99	0,087		
C1	25,27	2,70	9,35	0,000	1,00	
Regression Equation						
C2 = -243 + 25,27 C1						

Figur 7-7: Skjermdump fra regresjonsanalysen av tørre skred foretatt i programvaren MiniTab (Minitab INC, 2016).

Datasettet for våte skred

Som nevnt innledningsvis i kapittel 7.5 synes den gjennomsnittlige hastigheten for våte skred å være noe lav. Dette kan komme av at hastigheten til våte skred avtar lineært med lengden av skredet (Vilajosana, et al., 2007). Det er dermed muligens mer presist å benytte potensregresjon, istedenfor lineær regresjon. Dette underbygges også av at R^2 -veriden øker fra 0,56 ved lineær regresjon til 0,66 ved potensregresjon. Potensregresjon ga sammenhengen:

$$Lengde [m] = 80 * \sqrt{Varighet [s]} \quad R^2 = 0,666 \quad (9)$$

Sammenligning av datasettene for tørre skred og våte skred

R^2 -justert (eng. R^2 -adjusted) kan benyttes til å sammenligne regresjonsmodeller med ulikt antall datapunkter, siden R^2 -justert gis et handikap om flere datapunkter inngår i modellen. R^2 -justert er 0,86 for tørre skred og 0,51 for våte skred. Dette indikerer at regresjonsmodellen beskriver variasjonen i datasettet bedre for tørre skred enn for våte skred.

R^2 -verdiene gjenspeiler faktorene beskrevet i kapittel 7.5.1 og 7.5.2. I tillegg til disse faktorene varierer skredhastigheten med snøens egenskaper og skredbanens topografi (Vilajosana, et al., 2007). For eksempel kan et skred som er tolket som et vått skred av observatøren ha vært tørt i løsneområdet (Marchetti, et al., 2015). Det har da høyere hastighet i starten av skredet og lavere hastighet mot utløpet. Den gjennomsnittlige hastigheten er i disse tilfellene høyere enn om det var vått i hele skredløpet. Dette kan muligens være tilfelle for det største avviket i datasettet for våte skred (punkt (72,953) i Figur 6-11).

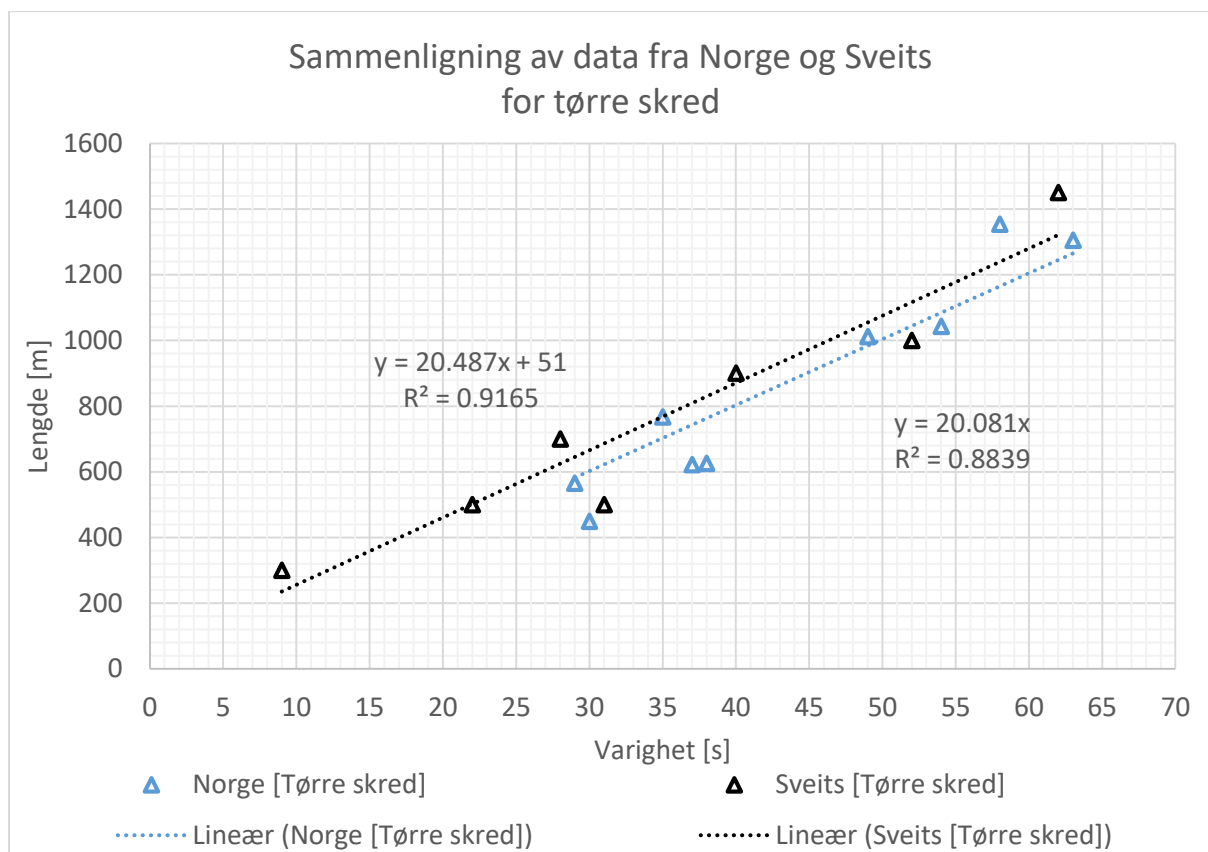
Siden R^2 -verdiene er lavere for våte skred enn for tørre skred, ble det i denne oppgaven ikke tatt hensyn til våte skred for klassifisering av skredstørrelser i aktuelle skredsoner (kapittel 6.5). I tillegg ga lineær regresjon for våte skred et stigningstall på kun 5 m/s. Når stigningstallet er så lavt, resulterer store utslag i varighet i små utslag i skredlengde. Det er dermed vanskelig å skille ulike skredstørrelser med de usikkerhetene som inngår i modellen fra før.

Sammenligning med preliminnære resultater fra Sveits

Ulivieri (2017) har gjort preliminnære studier (ikke publisert) av feltobserverte IDA-deteksjoner i Sveits. Lineær regresjon av syv skredhendelser ga følgende sammenheng (ligning 9):

$$Lengde [m] = 20 * Varighet [s] + 51 [m] \quad R^2 = 0,9165 \quad (10)$$

Dette sammenfaller i stor grad med resultatene i denne oppgaven (Figur 7-8). I tillegg indikerer en R^2 -verdi (R^2 -justert i parentes) på henholdsvis 0,92 (0,90) og 0,88 (0,87) at modellene beskriver mye av variasjonen i datasettene. Dette er dog basert på totalt 16 hendelser, noe som er for lite til å trekke en endelig konklusjon.



Figur 7-8: Sammenligning av skredets lengde og skredets varighet der blå punkt er skred i Norge og svarte punkt er skred i Sveits.

7.6 Integrasjon i regObs

7.6.1 Direkte integrasjon

Faretegn

I denne oppgaven er det foreslått å integrere IDA-deteksjoner med lav pålitelighet som *faretegn*, og IDA-deteksjoner med høy pålitelighet som enten skredaktivitet eller skredhendelse. I kapittel 7.2 er usikkerheten ved IDA-deteksjoner med lav pålitelighet diskutert. Ved å integrere IDA-deteksjoner med lav pålitelighet til regObs godtas det større sannsynlighet for falske alarmer. Om IDA-deteksjoner med lav pålitelighet ikke integreres i regObs går potensielt reelle hendelser tapt, men da er deteksjonene som integreres i regObs av høyere troverdighet.

Som diskutert i kapittel 7.2 er det noen av deteksjonene som ikke sammenfaller med forventede IDA-parametere fra omkringliggende terreng, og det kan antas at disse er falske alarmer. Skredsoneklassifiseringen kan på denne måten benyttes til å forkaste mulige falske alarmer før IDA-deteksjonene integreres i regObs.

Skredaktivitet

Skredsonene nord for IDA-systemet, i tillegg til Steinskarsfjellet og Durmålstinden, inneholder mye skredterreng, og signal fra disse skredsonene blir sannsynligvis påvirket av topografiske effekter. Det gjør det vanskelig å relatere en IDA-deteksjon til en enkelt skredbane. Dette kan vises ved å studere IDA-deteksjon nr.5. Deteksjonen er antatt observert i felt, og avviket mellom observert asimut og detektert asimut er ca. 20 grader (Figur 7-1). Det er da vanskelig å relatere IDA-deteksjonen til en bestemt skredbane. Det er dermed mer hensiktsmessig at deteksjoner fra disse skredsonene registreres som *skredaktivitet*. Det skal dog nevnes at deteksjonen brukt som eksempel ble klassifisert med lav pålitelighet, og hadde blitt registrert som *faretegn* ved bruk av integrasjonsforslaget presentert i denne oppgaven.

Skredhendelse

Argumentet for å integrere IDA-deteksjoner med høy pålitelighet sør for Fv. 862 som *skredhendelse* var fortrinnsvis at avstanden mellom IDA-systemet og skredbanene var kort og følgelig at skredsonene her ble detaljert inndelt med få (en eller to) skredbaner i hver skredzone. IDA-deteksjoner som sammenfaller med disse skredsonene kan dermed relateres til enkelte skredbaner, og potensielt integreres i regObs som en *skredhendelse*. Så langt har det ikke forekommet IDA-deteksjoner med høy pålitelighet fra disse skredsonene som kan bygge opp under dette argumentet (kapittel 7.1.4)

7.6.2 Unøyaktighet og usikkerhet i forenklinger og antagelser

Skredutløser

I integrasjonsforslaget presentert i kapittel 6.6 er det antatt at alle skred er naturlig utløst, med unntak av IDA-deteksjoner med 0% pålitelighet (skred som er kunstige utløste med eksplosiver). Kattfjordeidet er mer egnet for skiferdsel enn Grasdalen og Indreeidsdalen, og er et populært turmål for friluftinteresserte i Tromsø. Frekvensen av turgåere er derfor høyere på Kattfjordeidet sammenlignet med Grasdalen og Indreeidsdalen. Dette gjør at sannsynligheten for skred utløst ved tilleggsbelastning er høyere på Kattfjordeidet. På grunn av dette er antagelsen om at alle skred er naturlig utløst (ikke utløst som følge av tilleggsbelastning) svakere for IDA-systemet på Kattfjordeidet sammenlignet med Grasdalen og Indreeidsdalen.

Skredstørrelse

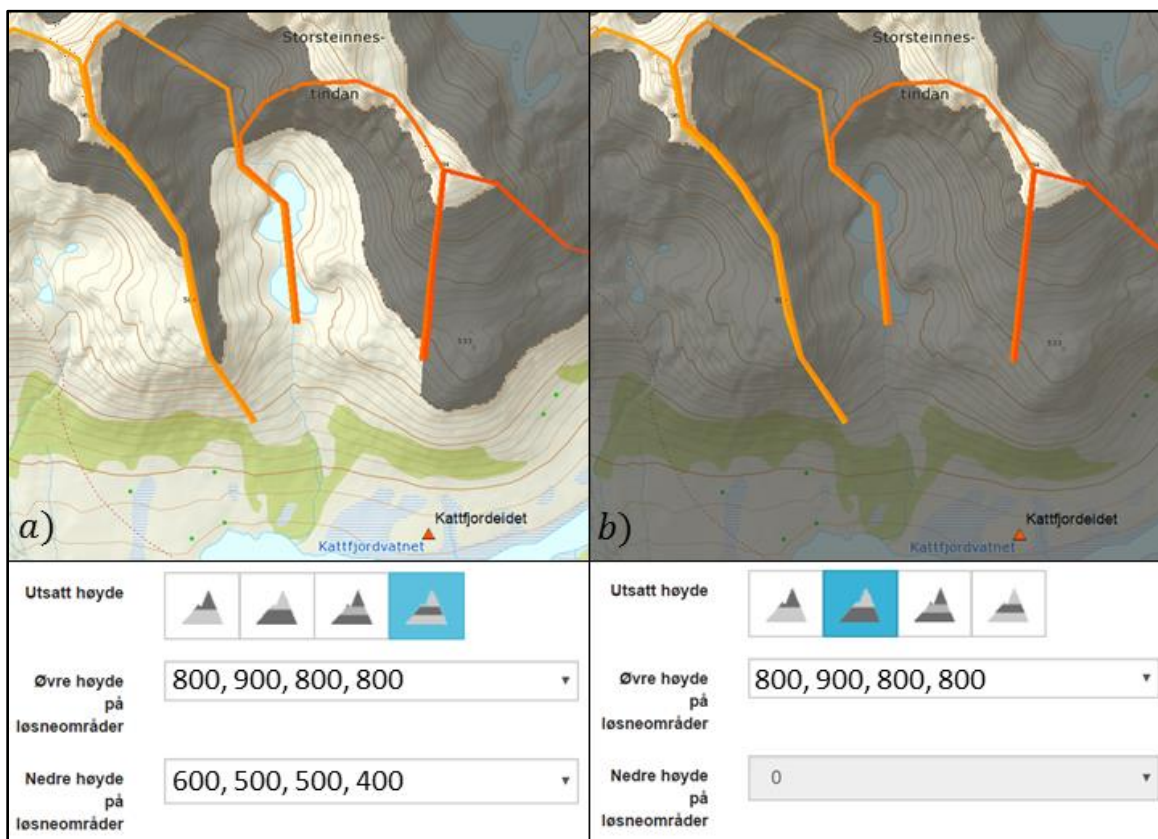
Varighetsintervallene som er foreslått for å estimere skredets størrelse (Tabell 6-3) er alle under 40 sekunder, og 10 av 12 er under 30 sekunder. Den kortest varigheten av IDA-deteksjonene som er brukt ved sammenligning av skredets lengde og lydkildens varighet er 29 sekunder. De fleste av varighetsgrensene er derfor kortere enn varighetene som er brukt i sammenligningen av tidligere skreds varighet og lengde. Basert på preliminnære studier gjort av Ulivieri (2017) (Figur 7-8), som inneholder varigheter ned til 8 sekunder, kan det antas en lineær sammenheng for varigheter kortere enn 29 sekunder. Det er derfor grunnlag for at også sammenhengen presentert i denne oppgaven kan ekstrapoleres med lineær sammenheng mot kortere varigheter. Det bør likevel nevnes at sammenhengen mellom skredets lengde og lydkildens varighet foreløpig ikke inneholder data for skredsonene Langfjellaksla I-VI der det er foreslått at skredstørrelsen kan estimeres ved integrasjon i regObs.

Eksposisjoner

Potensielle eksposisjoner for hver skredbane ble bestemt ved bruk av eksposisjonskart (Figur 4-2) og resultatet er oppgitt i (Tabell 6-4). Skredsonene sør for Fv. 862, med unntak av Durmålstinden, har potensielle løsneområder i kun en sektor. Skredenes eksposisjon som registreres i regObs anses derfor som nøyaktig. Skredsonene nord for IDA-systemet derimot, i tillegg til Durmålstind, utgjør store områder og det finnes dermed potensielle løsneområder i flere eksposisjoner. IDA-deteksjoner fra disse skredsonene registreres dermed i regObs med eksposisjoner i flere sektorer. Det kan likevel argumenteres for at dette er tilstrekkelig nøyaktig informasjon da de bestemte eksposisjonene ikke er flere enn at de utgjør maksimalt 3 sektorer av 9 mulige sektorer.

Høyde på løснеområder

Høydene på løseområdene som er oppgitt i Tabell 6-4 representerer det laveste og høyeste potensielle løснеområdet i hver skredzone. Tanken med dette er at utsatt høyde som vises i regObs da representerer alle potensielle løснеområder i den aktuelle skredsonen, og at utsatt terreng ikke utelukkes (Figur 7-9). Utfordringen med å gjøre det på denne måten er at IDA-målinger gjøres i et begrenset geografisk området og utelukker muligens utsatt terreng ellers i den aktuelle varslingsregionen. Dette gjelder for eksempel i sammenheng med mildvær opptil en gitt høyde. Skredproblemet er da sannsynligvis aktivt fra mildværets høyde og lavere. I disse tilfellene burde høyden på løснеområdet vært definert kun av det høyeste potensielle løснеområdet i hver skredzone, og uten nedre begrensning (Figur 7-9).



Figur 7-9: a) Utsatt høyde definert av øvre og nedre høyde på potensielle løснеområder i hver skredzone slik det er foreslått i denne oppgaven (kapittel 6.6.2 og Tabell 6-4). b) Slik det kan defineres når skredproblemet er aktivt fra en gitt høyde og lavere, for eksempel ved mildvær.

Terrengtype i løснеområder

Løснеområdene ble klassifisert som renne eller forsenking, brattheng eller skålformasjon. En annen terrengtype som kan velges i regObs er leområder. Selv om skredsonene Langfjellaksla I-VI er leområder ved sørvestlig vindretning, er det valgt å benytte andre terrengtyper. Dette

siden terrenntypen da er mer representativ om skred skulle forekomme etter vind fra andre retninger.

Skredets topp- og bunnpunkt

Det er forhåndsdefinerte sannsynlige topp- og bunnpunkt til skredsonene som registreres som *skredhendelse* (kapittel 5.2.2 og 6.6.3). Fordelen med dette er å synliggjøre skredbanens sannsynlige posisjon og at skredets sannsynlige posisjon blir lagret i GIS-databasen til regObs. Dette er nyttig data under planlegging av for eksempel nye veier, bygninger etc (Greene, et al., 2010). Ulempen med å gjøre det på denne måten er at skredets løsne- og utløpsområdet da blir identisk for alle IDA-deteksjoner fra samme skredsoner. Kartet gir dermed ikke et nøyaktig bilde av det enkelte skred, og kartets visning av skredets lengde er da upresis.

Skredbanenavn

Det foreslått å benytte skredsonenes navn som skredbanenavn ved integrasjon av IDA-deteksjoner til regObs (kapittel 6.6.3). Som skrevet i kapittel 5.2.2 har Statens vegvesen tidligere kartlagt og navngitt skredsoner på Kattfjordeidet med Kattfjordeidet I-IV. Greene, et al. (2010) skriver at å endre historiske skredbanenavn fører til en mindre brukervennlig database over tidligere skredhendelser. Historiske skredbaner kan dog ha flere løsneområder, og kan derfor bli reklassifisert med undergrupper. Kattfjordeidet I utgjør flere løsneområder, og tilsvarer i denne oppgaven Langfjellaksla I-III. Siden Langfjellaksla I-III er en reklassifisering av Kattfjordeidet I kan det derfor argumenteres for en slik navneendring. Kattfjordeidet II-IV er derimot tilnærmet lik Langfjellaksla IV-VI, og forskjellen er kun at Langfjellaksla IV-VI utgjør et kontinuerlig område. På grunnlag av det Greene, et al. (2010) skriver, burde derfor Langfjellaksla IV-VI muligens endres til Kattfjordeidet II-IV for å opprettholde brukervennligheten i databasen over tidligere skredhendelser.

7.6.3 Tilleggsopplysninger fra andre datakilder

Webkamera

Webkamerabilder er foreslått som tilleggsutstyr for å anslå faktorer ved snøskred som bruddhøyde og bruddbredde (kapittel 5.3). Erfaringer fra bruk av webkamera har vist at webkamerabilder gir god informasjon når sikten er tilstrekkelig. Dessverre er webkameraene følsomme for vekslende vær, og gir derfor i lange tidsperioder ikke informasjon.

For å benytte informasjon fra webkamerabilder må bildene studeres manuelt. Dette gjør at det er vanskelig å integrere informasjon om bruddhøyde og bruddbredde i en automatisk dataflyt fra IDA-deteksjoner til regObs. I regObs kan dog registreringene redigeres inntil to dager etter 90

registreringen, og det kan derfor være aktuelt å oppdatere informasjonen manuelt dersom bilder fra webkamera leverer tilstrekkelig informasjon.

Værdata

I motsetning til informasjon fra webkamera er det lettere å integrere værdata i den automatiske dataflyten fra IDA-systemet til regObs. Værdata er allerede digitalt, og det trengs ingen manuell prosessering for at det kan brukes. Det er da enkelt å sette opp en algoritme der plussgrader i tidsrommet til IDA-deteksjonen resulterer i registrering av våte flakskred, mens minusgrader resulterer i registrering av tørre flakskred. Imidlertid påpeker McClung og Schaerer (2006) at varmeoverføring er langsom i alpin snø, så det er ikke gitt at temperaturer over et kort tidsrom gir et riktig bilde av skredproblemet på stedet.

For å bruke værdata til å anslå skredtype, bør værdataene være representativ for skredløpets høyde. Det er flere værstasjoner plassert i aktuell høyde nært IDA-systemene i Grasdalen og Indreeidsdalen sammenlignet med IDA-systemet på Kattfjordeidet. Værdataene er derfor mer nøyaktig for disse IDA-systemene, og følgelig blir da antagelsen om skredtype også mer nøyaktig.

7.7 Forslag til forbedring av metoder og videre arbeid

7.7.1 Evaluering av skredsonene og bruk av tilsynelatende hastighet

Som diskutert i kapittel 7.1 er det for Kattfjordeidet få deteksjoner som kan benyttes til å evaluere de definerte skredsonenes relevans. Problemstillinger som bør inngå i videre arbeid er for eksempel om IDA-systemets kapasitet gir grunnlag for den detaljerte skredsoneinndelingen i den sørlig dalside, eller om det er grunnlag for å dele inn skredsonene nord for IDA-systemet i så mange skredsoner.

IDA-deteksjonene knyttes foreløpig til skredsonene ved bruk av asimut og asimut rotasjon. Nøyaktigheten til den tilsynelatende hastigheten er foreløpig for varierende til at den kan benyttes (Ulivieri, 2017). I Tabell 6-1 er likevel den tilsynelatende hastigheten beregnet. Dersom nøyaktigheten til den tilsynelatende hastigheten bedres kan disse beregningene benyttes. Det skal dog nevnes at den tilsynelatende hastigheten er tilnærmet lik for skredsoner som ligger nær hverandre, som for eksempel Langfjellaksla I-VI (Tabell 6-1). Det er derfor vanskelig å skille skredsonene på Kattfjordeidet basert på tilsynelatende hastighet, uavhengig av dens nøyaktighet.

7.7.2 Støyreduserende tiltak

På Kattfjordeidet ble det gjennom vinteren foretatt ulike støyreduserende tiltak (kapittel 7.4). Disse var både permanente i form av å tette overganger mellom rør og kontrollhytte, og midlertidige i form av å legge ekstra snø på sensoren i sentrum. Andre permanente, støyreduserende tiltak som kan gjøres før neste vinter er å grave sensorene lengre ned i jorden. Figur 3-2 viser hvordan sensorene er installert på Kattfjordeidet, mens Figur 7-9 viser hvordan sensorene er installert i Sveits. Ved å grave sensorene dypere ned i jorden trengs det en mindre snødybde for å oppnå støyreduksjon, samtidig som massene rundt sensorene bidrar til støyreduksjon. Et slikt tiltak har ifølge Ulivieri (2017) vist gode resultater for IDA-systemer i Sveits. Et annet tiltak kan være å flytte sensoren i sentrum lengre fra kontrollhytten, slik at den naturlig dekkes av en større snødybde.



Figur 7-10: En av sensorene i et IDA-system i Sveits. Sensoren er gravd lengre ned enn ved tidligere installasjon av IDA-system med mål om å redusere støynivået ytterligere. Foto: Giacomo Ulivieri.

7.7.3 Størrelsesklassifisering

Firmaet Geopreavent tilbyr radarsystem for å detektere skred. Systemet viser alle detekterte skred på en hjemmeside med skredbane, maksimum fronthastighet, varighet og størrelse (Geopreavent, 2017). Ifølge Meier (2017), som jobber i Geopreavent, bygger algoritmen for

størrelsesklassifisering på fronthastighet, amplitude og varighet. Marchetti, et al. (2015) og Havens, et al. (2014) har vist at fronthastigheten kan estimeres ved bruk av infralydsystem, men prosesseringsarbeidet er krevende. Selv om Marchetti, et al. (2015) konkluderte med at fronthastigheten kunne estimeres med god nøyaktighet, spør det om den er tilstrekkelig til å benyttes som en faktor i størrelsesklassifisering. For at amplituden skal kunne benyttes til størrelsesklassifisering for IDA-systemet må den normaliseres etter avstanden i andre potens på grunn av sfærisk lydforplantning (Meier, 2017). I forbindelse med denne oppgaven ble det gjort innledende analyser av sammenhengen mellom normalisert amplitude og skredets størrelse. Siden disse analysene ikke viste noen nevneverdig sammenheng ble videre arbeid nedprioritert. Likevel bør videre arbeid med størrelsesklassifisering for IDA-systemet inkludere amplitude. Dette på grunn av at amplituden er en funksjon av skredets volum og hastighetsendringer. I motsetning til varigheten som er en funksjon av skredets lengde (kapittel 2.2.2)

7.7.4 Effektivisering for bruk av webkamerabilder

Webkameraene som er plassert ved IDA-systemene i Norge tar bilder med 10 minutters mellomrom. Siden webkamera i lange perioder ikke gir informasjon, kan det derfor være mange bilder å gå gjennom etter en IDA-deteksjon. For å minimere arbeidet med å finne bilder som kan gi tilstrekkelig informasjon bør bildene uten sikt sorteres ut. Dette kan for eksempel gjøres ved å sammenligne et piksel i to ulike bilder. Et piksel i bildet man vet er mørkt, for eksempel dersom det dekker synlige bergnabber, kan sammenlignes med tilsvarende piksel i det nyeste bilde. Om dette pikselet er lyst kan det tyde på dårlig sikt (som for eksempel snøvær eller tåke), og bilde kan da sorteres ut.

8 Konklusjon

Det er i denne oppgaven foreslått 15 skredsoner for IDA-systemet på Kattfjordeidet. Skredsonene sør for Fv. 862 ligger forholdsvis nært IDA-systemet, og de ble derfor detaljert inndelt. IDA-deteksjoner fra dette området kan dermed knyttes til bestemte skredbaner. Skredsonene nord for IDA-systemet dekker større areal, i tillegg til at signalene blir påvirket av topografiske forhold før de når IDA-systemet. Det er dermed vanskelig å knytte IDA-deteksjonene fra dette område til bestemte skredbaner. På grunn av få IDA-deteksjoner den første testsesongen, har det vært utfordrende å evaluere hver enkelt skredsoner. Likevel viser et par av deteksjonene at det er grunnlag for å gå videre med skredsoneinndelingen presentert i denne oppgaven.

IDA-systemet på Kattfjordeidet ble gjennom store deler av vinteren påvirket av kraftig støy. Støy var sannsynligvis en av grunnene til at IDA-systemet på Kattfjordeidet detekterte færre skred enn IDA-systemene i Grasdalen og i Indreeidsdalen. Gjennom vinteren ble det foretatt ulike støyreducerende tiltak. Disse gikk blant annet ut på å tette plastrørene inn til kontrollhytten og dekke sensoren i sentrum med mer snø. De støyreducerende tiltakene viste dog begrenset effekt. Til neste vinter anbefales det derfor å flytte sensoren i sentrum lengre fra kontrollhytten slik at den naturlig dekkes av en snødybde som er tilstrekkelig for å oppnå støyreduksjon. Sensorene kan også med fordel graves lengre ned i jorden (Ulivieri, 2017).

Det er i denne oppgaven vist at det er grunnlag for å integrere IDA-deteksjoner i regObs som enten *faretegn*, *skredaktivitet* eller *skredhendelse*. Det er foreslått å integrere IDA-deteksjoner av lav pålitelighet som *faretegn*, og IDA-deteksjoner av høy pålitelighet som *skredaktivitet* eller *skredhendelse*. For å minimere sannsynligheten for å integrere falske alarmer i regObs, bør IDA-deteksjoner som ikke sammenfaller med de definerte skredsonene neglisjeres.

Ved bruk av nøyaktige data som IDA-systemet leverer, sammen med noen forenklinger og antagelser samt eventuelle tilleggsopplysninger fra andre datakilder, kan de fleste datafeltene for *skredaktivitet* og *skredhendelse* benyttes. Datafeltene skredstørrelse og skredutbredelse for observasjonstypen *skredaktivitet*, og type svakt lag, bruddhøyde og bruddbredde for observasjonstypen *skredhendelse* bør utelukkes. Her kan IDA levere tomme data til regObs. Dette på grunn av at det trengs supplerende feltobservasjoner eller manuell prosessering for å innhente denne typen informasjon, men også på grunn av forenklingene som må gjøres innebærer høy usikkerhet.

Det kan også diskuteres hvorvidt skredstørrelse bør inngå ved integrasjon av *skredhendelse*. Metoden for å estimere skredets størrelse baseres kun på skredets utløpslengdelengde, og tar ikke hensyn til skredets volum. Grunnlaget for metoden er en sammenstilling av tidligere skreds varighet og lengde. Sammenhengen viste høyere korrelasjon for tørre skred enn for våte skred. I denne oppgave forutsettes det derfor at skredet er tørt for at skredets størrelse kan estimeres med akseptabel presisjon.

For en automatisk dataflyt fra IDA-systemet til regObs, er det graden av usikkerhet som kan aksepteres som er avgjørende for hvor mye informasjon som kan inngå. For varslingsformål er det ofte viktigere med ferske data som beskriver utviklingen av skredfaren framfor data med stor nøyaktighet, og for integrasjonsforslaget i denne oppgaven ble derfor de fleste datafeltene i regObs benyttet. Ved den endelige dataflyten som skal benyttes i integrasjonen, godtas det muligens mindre grad av usikkerhet, og integrasjonen vil da inneholde færre datafelt.

Det anbefales å teste dette over tid med sikte på å finne fram til et optimalt konsept for datautveksling etter hvert som man får mer erfaring.

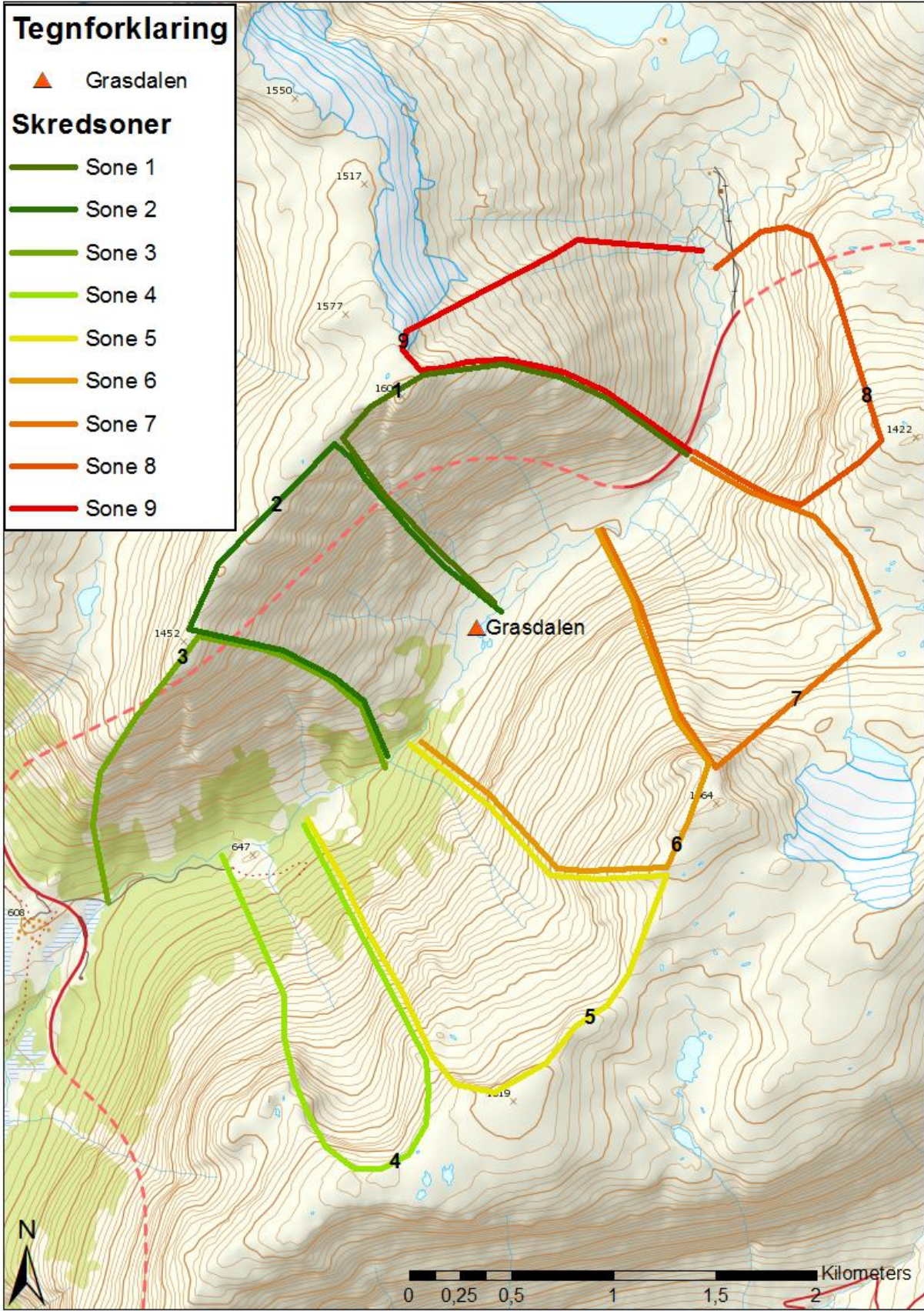
9 Referanser

- Adam, V., *et al.* (1997) Infrasonic monitoring of snow-avalanche activity. What do we know and where do we go from here?, i *International Symposium on Snow and Avalanches*. s. 324-328.
- Bedard, A. og Georges, T. (2000) Atmospheric infrasound, *ACOUSTICS AUSTRALIA*, 28(2), s. 47-52.
- Bedard Jr, A. (1989) Detection of avalanches using atmospheric infrasound, i *Proceedings*.
- Berthet-Rambaud, P., *et al.* (2008) Development of an helicopter-borne gas device for avalanche preventive release, i *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Whistler*.
- Chritin, V., Rossi, M. og Bolognesi, R. (1996) Acoustic detection system for operational avalanche forecasting, i *Proc. of International Snow and Science workshop*.
- Comey, R. H. og Mendenhall, T. (2004) Recent studies using infrasound sensors to remotely monitor avalanche activity, i *Proceedings of the International Snow Science Workshop Proceedings, Jackson, WY, USA*. s. 19-24.
- Delle Donne, D., *et al.* (2014) Thermal, acoustic and seismic signals from pyroclastic density currents and Vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *Geological Society, London, Memoirs*, 39(1), s. 169-178.
- Ekker, R. (2016) Koordineringsmøte i Oslo.
- ESRI (2016) ArcMap 10.4 [Programvare]. Tilgjengelig fra: <http://resources.arcgis.com/en/help/>.
- Firstov, P., *et al.* (1992) Acoustic and seismic signal from snow avalanches, i *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences: Earth science sections*. Scripta Technica, Inc. US, s. 12-15.
- Garces, M. og Hetzer, C. (2002) Evaluation of infrasonic detection algorithms, *This volume*.
- Gauer, P., *et al.* (2008) On snow avalanche flow regimes: inferences from observations and measurements, i *Proceedings Whistler 2008 International Snow Science Workshop September 21-27, 2008*. s. 717.
- Geopreavent (2017) *Avalanche radar*. Tilgjengelig fra: <http://www.geopraevent.ch/technologies/avalanche-radar/?lang=en> (Hentet: 28.04 2017).
- Gjestland, T. (2015) *Lyd: fysikk*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/lyd%2Ffysikk> (Hentet: 13.10 2016).
- Greene, E., *et al.* (2010) *Snow, Weather, and Avalanches: Observational Guidelines for Avalanche Programs in the United States: American Avalanche Association, Pagosa Springs CO*.
- Grøn, Ø. (2009) *Frekvens: teknikk, fysikk*. Tilgjengelig fra: https://snl.no/frekvens%2Fteknikk%2C_fysikk (Hentet: 25.10 2016).
- Grøn, Ø. (2015) *Bevegelse: Fysikk*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/bevegelse%2Ffysikk> (Hentet: 02.02 2017).
- Havens, S., *et al.* (2014) Calculating the velocity of a fast-moving snow avalanche using an infrasound array, *Geophysical Research Letters*, 41(17), s. 6191-6198.
- Hillestad, K. og Colleuille, H. (u.å) Hva er et sørpeskred? Faktaark om sørpeskred. Tilgjengelig fra: <http://www10.varsom.no/Global/Faktaark/Fakta%206-13%20s%C3%B8rpeskred.pdf>.
- Humstad, T. (2016) Koordineringsmøte i Oslo.
- Humstad, T., *et al.* (2016) Infrasound detection of snow avalanches in Grasdalen and Indreidsdalen, Norway.
- Humstad, T. (2017) Telefon, skype og mailkorrespondanse.

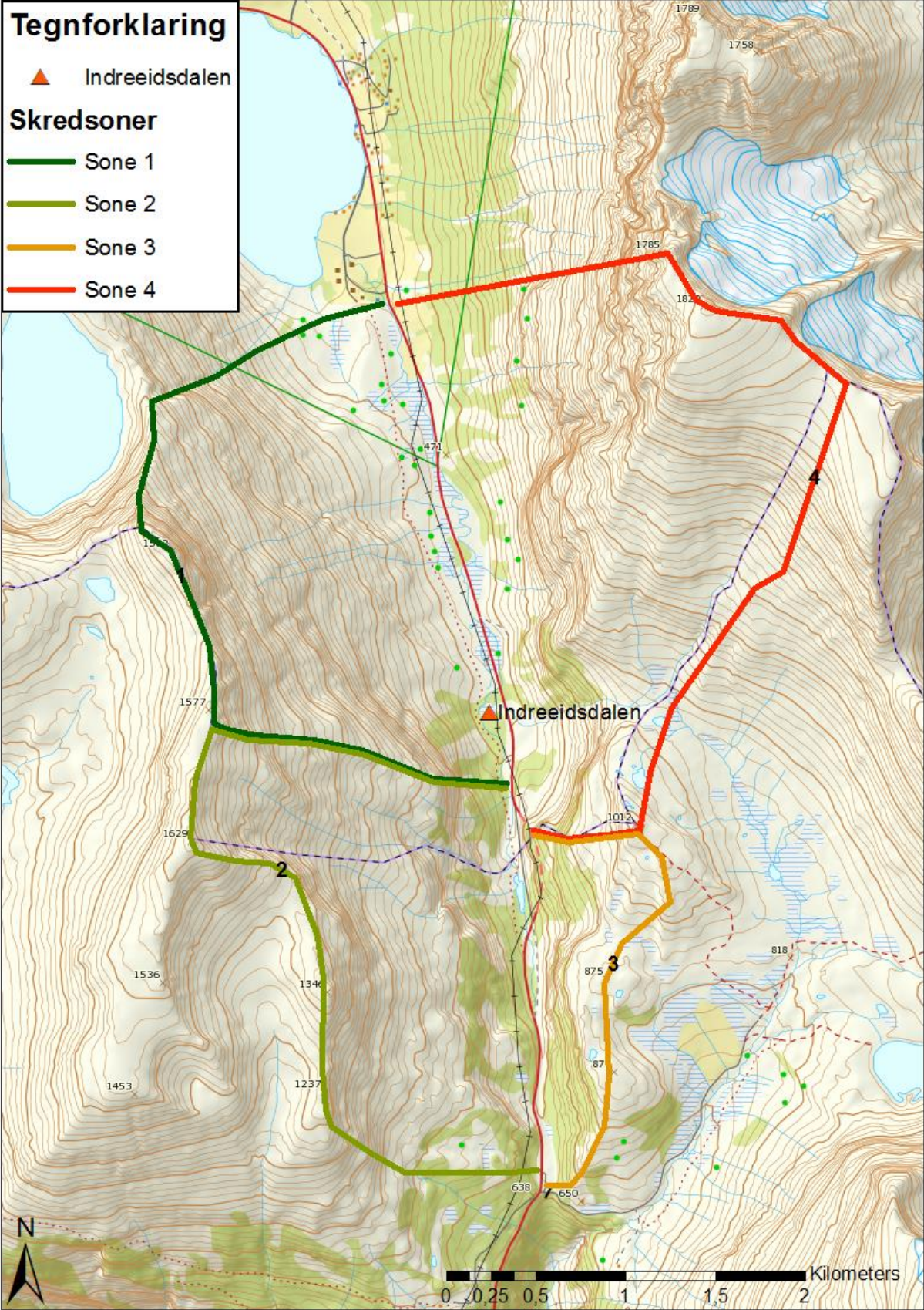
- Høeg, K., et al. (2014) *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- Jamieson, B., Beglinger, R. og Wilson, D. (2014) Case study of a large snow avalanche in the Selkirk Mountains and reflections on the Canadian size classification, *Proceedings of Geohazards6*, s. 15-18.
- Johnson, J. B. og Ripepe, M. (2011) Volcano infrasound: A review, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(3), s. 61-69.
- Kartverket (2017) *Kartgrunnlag*. Tilgjengelig fra: <http://kartverket.no/data/API-og-WMS/>, <http://www.kartverket.no/data/kartdata/vektorkart/N5/> (2017).
- Kishimura, K. og Izumi, K. (1997) Seismic signals induced by snow avalanche flow, *Natural Hazards*, 15(1), s. 89-100.
- Kogelnig, A., et al. (2011) On the complementariness of infrasound and seismic sensors for monitoring snow avalanches, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11(8), s. 2355-2370.
- Kristensen, K., Breien, H. og Lacasse, S. (2013) Avalanche forecasting and risk mitigation for specific objects at risk.
- Köhler, A., et al. (2016) The dynamics of surges in the 3 February 2015 avalanches in Vallée de la Sionne, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- Le Pichon, A., Blanc, E. og Hauchecorne, A. (2010) *Infrasound monitoring for atmospheric studies*. Springer Science & Business Media.
- Leventhall, G. (2007) What is infrasound?, *Progress in Biophysics and Molecular Biology*, 93(1), s. 130-137.
- Lied, K. og Kristensen, K. (2003) *Snøskred: håndbok om snøskred*. Vett & Viten.
- Livsdatter, L., et al. (2013) To biler tatt av det enorme skredet, *Nordlys*. Tilgjengelig fra: <https://www.nordlys.no/nyheter/to-biler-tatt-av-det-enorme-skredet/s/1-79-6578458> (Hentet: 06.06.2017).
- Marchetti, E., et al. (2015) Infrasound array criteria for automatic detection and front velocity estimation of snow avalanches: towards a real-time early-warning system, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(11), s. 2545-2555.
- McClung, D. og Schaerer, P. A. (2006) *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books.
- McClung, D. M. og Schaerer, P. A. (1980) Snow avalanche size classification, i *Proceedings of Avalanche Workshop*.
- Meier, L. (2017) Avalanche size classification by avalanche radar.
- Minitab INC (2016) MINITAB 17.3.1 statistical software [Programvare]. Tilgjengelig fra: <http://www.minitab.com/en-us/>.
- Moner, I., et al. (2013) How big is big: results of the avalanche size classification survey, i *International Snow Science Workshop*.
- Naugolnykh, K. og Bedard, A. (2002) A model of the avalanche infrasound radiation, i *Proceedings of the 24th Canadian Symp. Rem. Sens.* s. 871-872.
- NGI (2017) *Snøskred*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-AA/Snoeskred> (Hentet: 27.02 2017).
- Norem, H. (2014) *Veger og snøskred. Håndbok VI38*. Oslo: Vegdirektoratet, Statens Vegvesen.
- NVE (2017) *NVE Atlas 3.0*. Tilgjengelig fra: <https://atlas.nve.no/html5Viewer/?viewer=nveatlas> (Hentet: 18.02 2017).
- Ormestad, H. (2009) *Friksjon*. Tilgjengelig fra: https://snl.no/friksjon%2FFenomener_i_fysikk_og_teknikk (Hentet: 12.12 2016).
- Paté-Cornell, M. E. (1996) Uncertainties in risk analysis: Six levels of treatment, *Reliability Engineering & System Safety*, 54(2-3), s. 95-111.
- Perla, R. (1970) On contributory factors in avalanche hazard evaluation, *Canadian Geotechnical Journal*, 7(4), s. 414-419.

- RAMMS (2017) *RAMMS::AVALANCHE*. Tilgjengelig fra: http://ramms.slf.ch/ramms/index.php?option=com_content&view=article&id=60&Itemid=77 (Hentet: 28.05 2017).
- regObs (2017) *Snøobservasjoner*. Tilgjengelig fra: <http://www.regobs.no/Avalanche/SearchObservations> (2017).
- Rustad, B. (2017) Snøobservasjon på Kattfjordeidet 7.april.
- Schimmel, A., *et al.* (2017) Automatic detection of avalanches: evaluation of three different approaches, *Natural Hazards*, s. 1-20.
- Schweizer, J. og Van Herwijnen, A. (2013) Can near real-time avalanche occurrence data improve avalanche forecasting, i *Proceedings ISSW*. Citeseer, s. 195-198.
- Scott, E. D., *et al.* (2007) Single and multiple sensor identification of avalanche-generated infrasound, *Cold regions science and technology*, 47(1), s. 159-170.
- Sovilla, B., Kern, M. og Schaer, M. (2010) Slow drag in wet-snow avalanche flow, *Journal of Glaciology*, 56(198), s. 587-592.
- Statens vegvesen (2017) *Skredvarsling*. Tilgjengelig fra: <http://www.vegvesen.no/fag/Teknologi/Geofag/Skred/skredvarsling> (Hentet: 07.02 2017).
- Steinkogler, W., *et al.* (2016) Operational radar and infrasound systems for avalanche detection.
- Takeuchi, Y., *et al.* (2002) Comparison of velocities of the dry and wet snow avalanches at Makunozawa valley in Myoko, Japan, i *Proceedings of the International Snow Science Workshop*.
- Ulivieri, G., *et al.* (2011) Monitoring snow avalanches in Northwestern Italian Alps using an infrasound array, *Cold regions science and technology*, 69(2), s. 177-183.
- Ulivieri, G., *et al.* (2012) Infrasonic monitoring of snow avalanches in the Alps, *Proceedings, i 2012 International Snow Science Workshop*. s. 16-21.
- Ulivieri, G. (2016) Kommunikasjon i felt og på koordineringsmøte i Oslo.
- Ulivieri, G. (2017) Skype- og mailkorrespondanse.
- varsom.no (2017a) *Skredvarslingstjenesten i Norge*. Tilgjengelig fra: <http://www.varsom.no/> (2017).
- varsom.no (2017b) *Spørsmål og svar om snøskredvarslingen i Norge*. Tilgjengelig fra: <http://www.varsom.no/snoskredvarsling/sporsmal-og-svar-om-snoskredvarslingen-i-norge/> (Hentet: 07.02 2017).
- Vilajosana, I., *et al.* (2007) Snow avalanche speed determination using seismic methods, *Cold regions science and technology*, 49(1), s. 2-10.
- Walpole, R. E., *et al.* (1993) *Probability and statistics for engineers and scientists*. Macmillan New York.
- xGeo (2017) *xGeo*. Tilgjengelig fra: <http://www.xgeo.no/> (Hentet: 13.12 2016).
- Yount, J., Naisbitt, A. og Scott, E. D. (2008) Operational highway avalanche forecasting using the infrasonic avalanche detection system, i *Proceedings*. Citeseer.

Vedlegg b – Skredsonene i Grasdalen



Vedlegg c – Skredsonene i Indreeidsdalen



Vedlegg d – Rapportskjema for skred og skredfare

R11 - Rapportskjema for skred og skredfare

Løpenummer: 4

Emne: Sørpeskred Kattfjordeidet.

Registrering av: Skred Vegstengning pga skredfare

Stedsnavn: Kattfjordeidet Skreddato: 27.01.2017 Kl. 06:20
Veg: 19FV862 Fra hp: 4 Til hp: 4
Fra km: 6,076 Til km: 6,119 Skred fra side: H V
Koordinater(UTM) Fra øst: 637184,669250786 nord: 7731003,96896901 Til øst: 637142,953972086 nord: 7730992,42593723

Informasjon om skredet:

Type skred Sørpeskred(vann+snø+stein)	Beskrivelse av løseområdet Fjell/dalside Anslag på totalt volum: Blokert veglengde pga skredet: 10-50m	Volum av skredmassen <100m ³ 75m ³ Skader: <input checked="" type="checkbox"/> Ingen vesentlige skader <input type="checkbox"/> Person <input type="checkbox"/> Kjøretøy <input type="checkbox"/> Vegdekke/vegkropp <input type="checkbox"/> Bru <input type="checkbox"/> Rekkverk <input type="checkbox"/> Drenering
---	---	---

Værforhold på veggen:
Temperatur: 5°C Vindretning: SV Nedbør: Ingen nedbør Ukjent Regn: Ikke registrert Snø: Ikke registrert

Stengning som følge av skredet: Ja Nei Vegen allerede stengt pga skredfare

Veg	Stengt fra	Stengt til	Type stengning	Stengt retning	Kart
19FV862/4/990-19FV862/4/11647	27.01.2017 06:30	27.01.2017 09:17	Stengt for all trafikk	Helt stengt	

Vedlegg (4):
bilde_20170127_07-46-52.jpg
bilde_20170127_07-47-21.jpg
bilde_20170127_07-48-55.jpg
bilde_20170127_07-49-25.jpg

Innsendt: 27.01.2017 09:33:13

