

Mastergradsoppgave

Berit Gundersen

Skred og erosjon i  
marine avsetninger

– eksempler fra Byneset  
og Overhalla i Trøndelag



**Høgskolen i Telemark**

Fakultet for allmennvitenskapelige fag

# Masteroppgave i Natur Helse og Miljøfag

Berit Gundersen

Skred og erosjon i marine avsetninger – eksempler  
fra Byneset og Overhalla i Trøndelag

Høgskolen i Telemark  
Avdeling for allmennvitenskapelige fag  
Institutt for natur-, helse- og miljøfag  
Hallvard Eikas plass  
3800 Bø i Telemark

<http://www.hit.no>

© 2008 Berit Gundersen

# Sammendrag

Kvikkleireskred er en av de hyppigste naturkatastrofene som forekommer i Norge. Før i tiden trodde folk at det lå lommer med helt flytende leire i undergrunnen, som plutselig kunne renne ut. I dag vet vi at kvikkleire finnes i lag/lommer i marin leire, og ved overbelastninger kan leire som er kvikk føre til skred i et område, helt uten forvarsler. Dannelsen av kvikkleire startet helt tilbake til istidene og isavsmeltningen.

I perioden kvartær var store deler av Norge dekket av en innlandsis. Ved ulike geologiske prosesser har breene fortært og erodert på berggrunnen og vært med å forandre landskapet. Isavsmeltningen var en prosess styrt av temperaturforandringer, som førte til at isen stoppet opp og rykket opptil flere ganger, som har satt igjen spor som man ser i dagens landskap. I perioden tertiær ble breene avløst av elver og bekker, som fortsatte erosjonen på berggrunnen. Breer, elver og bekker har stått for mye av landskapsutformingen og skapt våre kjente djupe daler og fjorder.

Trøndelag og store deler av Østlandet ligger under marin grense (MG) og her finner man store områder med hav- og fjordavsetninger. Disse består i hovedsak av silt og leire, marin leire. Marine leirer ble avsatt i havet, og senere hevet under isavsmeltningen. De avsatte leirpartiklene flokkulerte under vann og dannet sin kjente korthusstruktur, hvor partiklene er bundet sammen av ioner fra havvannet. I marine leirer kan det forekomme spor av kvikkleire, som kan ligge i soner eller lommer i mellom leiravsetningene. Det er utvaskingsprosessen og sedimentsammensetningen som avgjør om leira blir kvikk eller ikke. Saltinnholdet i leira reduseres og leira kan bli det som kalles kvikk/sensitiv.

Kvikkleireskred kan forekomme ved omrøring og/eller belastning av kvikkleire. Erosjon fra elver og bekker er en vanlig utløsningsårsak, men også menneskelig aktivitet kan være årsak til skred. Som regel skjer kvikkleireskred helt uten noen forvarsler. Eksempler på skred utløst ved erosjon eller overbelastning er Rissaraset (1978) og Verdalsraset (1893).

På Byneset i Trondheim kommune og ved Amdal i Overhalla kommune har det forekommet mange kvikkleireskred. Ikke så alt for mange år siden skjedde det to større skred ved begge områdene, Skankensskredet i Amdal i 2007 og skredet ved Esp på Byneset i 2012. Årsakene til skredene var bekke- og elveerosjon. Ristbekken renner gjennom i skredområdet på Byneset og Reina renner gjennom skredområdet i Amdal.

Etter skredhendelser blir områder i nærheten mye forandret, hvor bl.a. bekker og elver endrer sine løp pga. store mengder skredmasser. Ved disse to områdene har bekke- og elveløpet lagt

seg mellom skredmasser og jomfruelige masser. Plasseringen av de nye bekke- og elveløpene er ikke gunstige, hvor de i senere tid kan erodere i de jomfruelige massene og forårsake nye skred. Oppmåling og kartlegging ved studieområdene viser at både Ristbekken og Reina har forandret bekke- og elveløpene sine etter skredhendelsene. Det er fortsatt aktiv erosjon langs Ristbekken og Reina. Resultatene fra oppmålingene ved begge studieområdene viser at Ristebekken og Reina graver seg ned i grunnen.

På Byneset og i Overhalla har elver og bekker dannet et ravinert landskap. Ravinedannelse er en aktiv prosess i leirområder, hvor skred forekommer ofte. Ved bruk av LiDAR-data kan man se tydelige raviner og skredgroper. Det er registrert flere skredgroper enn det er dokumentert både på Byneset og i Overhalla. På Byneset ble raviner og skredgroper kartlagt i ettertid etter 2012-skredet. For Overhalla ble det i denne oppgaven kartlagt raviner og skredgroper av et større område i Overhalla, i nærheten av Skanken. Kartleggingen gir en mer oversikt over skredhendelser i området, noe som det ikke finnes så mye tidligere dokumentasjon på.

# Innholdsfortegnelse

<b>Innholdsfortegnelse .....</b>	<b>4</b>
<b>Forord.....</b>	<b>7</b>
<b>1 Innledning .....</b>	<b>8</b>
1.1 Bakgrunn.....	8
1.2 Problemstilling og formål.....	8
1.3 Studieområder.....	9
<b>2 Metode .....</b>	<b>12</b>
2.1 Data.....	12
2.1.1 Litteratur.....	12
2.1.2 Kart, - Laserdata/lidardata, karttjenester .....	12
2.1.3 Geotekniske data .....	13
2.1.4 Geofysiske data.....	13
2.2 Feltarbeid.....	15
2.2.1 Oppmåling med GPS.....	15
2.2.2 Kartlegging .....	15
2.3 Analysemetoder.....	16
2.3.1 ArcGIS 10.2.....	16
2.3.2 Gemini Terr&Ent. 10.0.....	16
<b>3 Isavsmeltning i Trøndelag .....</b>	<b>17</b>
<b>4 Løsmasser i Trøndelag .....</b>	<b>19</b>
4.1 Morene.....	20
4.2 Hav- og fjordavsetninger.....	20
4.3 Breelavsetninger.....	21
4.4 Elve- og bekkeavsetninger.....	21
<b>5 Landskapsutvikling i Trøndelag .....</b>	<b>22</b>
<b>6 Kvikkleire og skred .....</b>	<b>24</b>
6.1 Kvikkleiredannelse .....	24
6.2 Kartlegging av kvikkleireområder .....	27
6.3 Kvikkleireskred.....	27
6.4 Tidligere kvikkleireskred i Trøndelag .....	29
6.4.1 Skred i Gauldalen.....	29
6.4.2 Verdalsraset .....	29
6.4.3 Rissaraset .....	30
6.4.4 Kattmarkaskredet i Namsos.....	31

6.5 Skred på Byneset.....	31
6.5.1 Leirskred på Byneset.....	31
6.5.2 Skredene ved Brå og Nedre Mule .....	33
6.5.3 Skredet ved Esp .....	34
6.6 Skred i Overhalla .....	37
6.6.1 Leirskred i Overhalla .....	37
6.6.2 Skred ved Furre i Overhalla.....	38
6.6.3 Skredet i Reina, Skankensskredet .....	38
<b>7 Erosjon og landskapsutvikling .....</b>	<b>41</b>
7.1 Elve- og bekkeerosjon.....	41
7.2 Sikring av kvikkleireutsatte områder .....	43
7.3 Raviner og skredgroper.....	43
7.4 Grunnvannsgjennomstrømning og erosjon .....	45
<b>8 Områdebeskrivelser .....</b>	<b>46</b>
8.1 Byneset .....	46
8.1.1 Berggrunn .....	47
8.1.2 Løsmasser.....	47
8.1.3 Landskap og geomorfologi.....	50
8.2 Overhalla .....	52
8.2.1 Berggrunn .....	53
8.2.2 Løsmasser.....	53
8.2.3 Landskap og geomorfologi.....	56
<b>9 Resultater .....</b>	<b>58</b>
9.1 Byneset.....	58
9.1.1 Innledning .....	58
9.1.2 Oppmåling av elve- og bekkesystemer.....	59
9.1.3 Sedimenttyper .....	65
9.1.4 Erosjon .....	66
9.1.5 Kartlegging av raviner/skredgroper på et bestemt område på Byneset .....	68
9.2 Reina, Overhalla .....	72
9.2.1 Innledning .....	72
9.2.2 Oppmåling av elve- og bekkesystemer.....	73
9.2.3 Sedimenttyper .....	77
9.2.4 Erosjon .....	77
9.2.5 Kartlegging av raviner og skredgroper ved Reina, Overhalla .....	80
<b>10 Diskusjon .....</b>	<b>83</b>
10.1 Erosjon langs elve- og bekkesystemene.....	83
10.1.1 Ristbekken, Byneset .....	83
10.1.2 Reina, Amdal .....	84

10.2	Utviklingen av elve- og bekkesystemene i årene etter skredhendelsene.....	86
10.3	Sammenligning av sedimenter ved studieområdene .....	87
10.4	Kartlegging og undersøkelser av raviner og skredgroper på et bestemt område på Byneset88	
10.5	Kartlegging av skredgroper og raviner ved Reina i Overhalla kommune .....	89
<b>11</b>	<b>Konklusjon .....</b>	<b>91</b>
<b>12</b>	<b>Referanser .....</b>	<b>92</b>
<b>13</b>	<b>Oversikt over tabeller og figurer.....</b>	<b>97</b>
<b>Vedlegg</b>	<b>.....</b>	<b>101</b>
	Vedlegg I - Kart over kvikkleire faresoner på Byneset.....	101
	Vedlegg II - Kart over kvikkleire faresoner i Overhalla.....	102
	Vedlegg III - Tverrprofiler fra Byneset.....	103
	Vedlegg IV – Koordinater og høydekoter fra oppmåling fra Byneset og Overhalla.....	113
	Byneset - Lengdeprofil .....	113
	13.1.1 Overhalla – Lengdeprofil.....	117
	Vedlegg V - 2D-resistivitesprofiler fra Byneset, fra NGU rapport 2015.002 .....	119
	Profil RP4.....	119
	Profil RP5.....	120
	Vedlegg VI – Kartpresentasjon.....	121
	A) Kattmarka i Namsos .....	121
	B) Frøya.....	122
	C) Gauldalen .....	123
	D) Ekle, Tiller, Sjetnemarka og Fossegrenda.....	124
	Vedlegg VII – Profiler fra Skankenskred 2007 .....	125
	Profil 1 .....	125
	Profil 2 .....	126
	Profil 3 .....	127



# Forord

Denne oppgaven har vært en 60-studiepoengs masteroppgave, som en del av Master i Natur-, helse- og miljøvern fag ved Høgskolen i Telemark, avd. Bø (HiT). Inger-Lise Solberg ved Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Harald Klempe ved HiT har vært mine veiledere.

Etter å ha vært gjennom flere forskjellige fag ved HiT, har alltid interessen for geologi vært stor. Under en gjesteforelesning, hvor noe av tema var kvikkleire, fant jeg et tema som jeg ønsket at masteroppgaven min skulle omfatte. Med et ønske om å sette snuten mot Trøndelag igjen, ville det passe bra å skrive om kvikkleire. Etter henvisning tok jeg kontakt med Inger-Lise ved NGU i Trondheim. Hun er forsker ved skredlaget på NGU og jobber innen feltet kvikkleire. Med initiativ fra Inger-Lise og Mads Johnsen ved Norges vassdrag- og energidirektorat, region Midt-Norge (NVE) ble det laget en oppgave som var klar i februar 2014. Arbeidet med masteroppgaven begynte sommeren 2014.

Jeg vil rette en stor takk til min gode veileder Inger-Lise, for all god hjelp under arbeidet med oppgaven. Tusen takk for alt du har hjulpet meg med, for mye god litteratur, kontor plass ved NGU og ikke minst alle gjennomlesningene av oppgaven. Dette har vært utrolig spennende og lærerikt tid for meg.

Vil også takke veilederen min ved HiT, Harald Klempe. Takk for gjennomlesningene av oppgaven. Og ikke minst for gode råd og hjelp når ting ikke gikk som det skulle.

En stor takk rettes til NVE, Region Midt-Norge for god hjelp, lån av GPS utstyr og ikke minst en kjempe fin sommer med dere. Vil også takke Vebjørn Opdahl for god hjelp, og en fin og sosial dag med oppmåling i Overhalla.

Vil også takke ansatte ved NGU, dere på skredlaget, på Geomatikk og biblioteket.

Jeg vil også takke familien min, venner og ikke minst kjæresten min for god støtte under denne perioden. Selv om humøret har gått opp og ned, har dere alltid vært der og støttet meg.

Åfjord, 20.11.15

Berit Gundersen

# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn

De siste 1,8 millioner år har det vært omtrent 30 istider og mellomistider med varmere klima. Weichsel var den siste istiden, og begynte for 115 000 år siden og avtok for ca. 10 000 år siden (Reite, et al., 1999a). Ca. 20 000 år før nåtid under den siste istid Weichsel, dekket breen en større del av den nordlige del av jordkloden, blant annet Norge. Geologiske prosesser under siste istid har vært viktige for endringer av landskapet, hvor fjorder og daler i kyststrøkene blant annet ble dannet (Reite, 1983).

Store områder var sterkt nedpresset av innlandsisen, og ved avsmeltning og tilbaketrekning av isen, ble disse områdene hevet over havnivå og ble senere til tørt land (Aas, 1979; Jørgensen, et al. 1997). Områder som lå under havnivå den gang og senere ble hevet, ligger under det man kaller marin grense (MG) (Jørgensen, et al., 1997). Materialet som ble avsatt i havet, kalles for hav- og fjordavsetninger, og består i hovedsak av leire og silt. I slike avsetninger kan vi finne leire som er kvikk (kvikkleire) (Ramberg, et al., 2013). Store deler av Trøndelag fylke ligger under marin grense, og grunnen består av potensiell kvikkleire.

I dag er flere tusen nordmenn bosatt i områder med marin leire som potensielt kan være kvikk. Selv om det kan virke skremmende, er det problemfritt så lenge det ikke blir utført store inngrep i grunnen som svekker stabiliteten og forårsaker skred (Ramberg, et al., 2013).

Breene har fortært og erodert på berggrunnen under istidene, men ble avløst av elver og bekker når isen forsvant. Elve- og breerosjon har skapt det landskapet vi ser i dag, med ulike landskapsformer, som flate vidder, høye fjell og dype fjorder (NGU, 2014). Fjorder og daler finnes primært der hvor land har vært dekket av breer, altså i Norge, Island, Grønland, Alaska, Chile, Antarktis og New Zealand (Ramberg, et al., 2013).

## 1.2 Problemstilling og formål

Denne mastergradsavhandlingen er en todelt oppgave, hvor første del er et litteraturstudie med fokus på isavsmeltning, landformer og kvikkleire. Det er utført felt- og kartleggingsarbeid i studieområdene Byneset i Trondheim kommune og Amdal i Overhalla kommune. Oppgaven er et studie av geologi, landskapsutvikling og grunnforhold – både generelt og ved studieområdene. Ved begge studieområdene har det skjedd flere kvikkleireskred gjennom

tidene. Derfor legges det vekt på erosjon langs elve- og bekkeløp i kvikkleireområder, og risiko for nye skred og utviklingen av nye løp.

Problemstillingen for oppgaven er hvordan områder kan forandre seg etter en skredhendelse, og hvordan elve- og bekkeløpene kan plassere seg i utraste skredmasser etter skredhendelser.

Med hjelp av felt- og kartstudier er det gjort en sammenligning av studieområdene. Viktige landskapselement er skredgroper og elve- og bekkestrekninger, der det legges vekt på erosjon, sedimenter og landskapsutvikling. Både gamle og nye innsamlede data er benyttet. Målsetting for oppgaven er å se landskapsendringene etter kvikkleireskred, og hvordan elve- og bekkeløp har plassert seg i skredmassene.

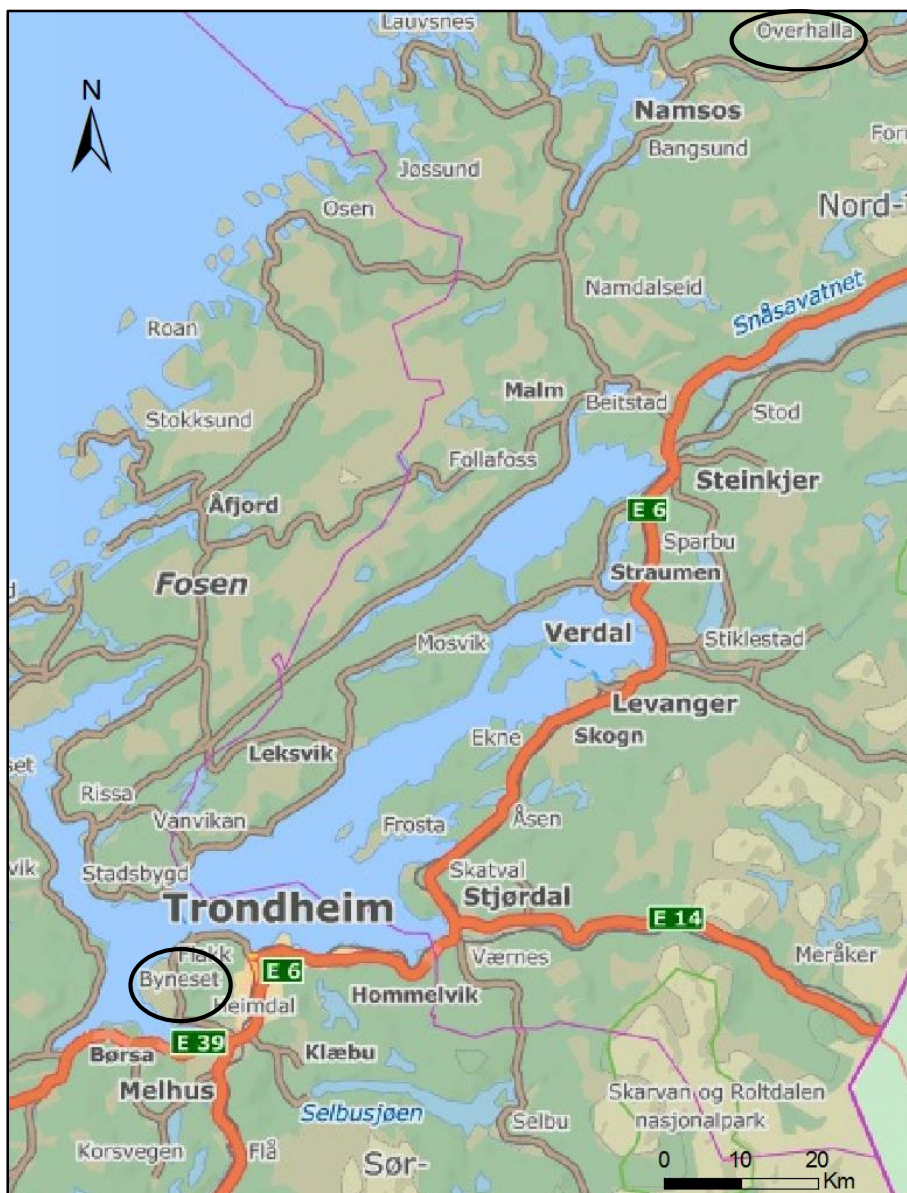
### 1.3 Studieområder

Studieområdene, Byneset i Trondheim kommune og Amdal (Litl-Amdal og Stor-Amdal) i Overhalla kommune, ble valgt i samarbeid med NGU og NVE (fig. 1-1). Byneset har hovedfokus fordi det etter skredhendelsen ved Esp i 2012 ble utført mye grunnundersøkelser og kartlegging i området.

Både på Byneset og i Amdal finner man store, flate arealer, som er gjennomskåret av bekke- og elveraviner. Mellom Byneset og Trondheim sentrum finner man Bymarka med Storheia (566 moh.) som sitt høyeste punkt. Overhalla kommune ligger i en dal, omkranset av høye fjell. Byneset og Amdal ligger under marin grense, som på Byneset er 160 moh. og i Amdal er 150 moh. (Jørgensen, et al., 1997). Begge studieområdene har store områder med dyrket mark, som bl.a. brukes til produksjon av korn (Solberg, et al. 2015; Stokkan & Rosvold, 2014).

På Byneset og i Overhalla har det skjedd flere skredhendelser. På Esp på Byneset gikk det et kvikkleireskred i januar 2012 og i Amdal langs elva Reina gikk det et større kvikkleireskred i mai 2007 (fig. 1-2).

Raviner og skredgroper på Byneset har blitt tidligere kartlagt av NGU bruk av LiDAR-data (se Solberg, et al, 2015). Det er derfor i denne oppgaven fokus på et mindre område på Byneset, ved Hangerhagen og Graneggdalen. Her ble raviner og skredgroper nærmere kartlagt både ute i felt og ved bruk av LiDAR-data.



Figur 1-1 Oversiktskart over studieområdene, Byneset i Trondheim kommune og Amdal i Overhalla kommune (<http://kart.finn.no/>).



*Figur 1-2 Øverst: skredet ved Esp, Byneset i 2012. Foto: NVE 2012. Nederst: Skankenskedet ved Amdal, Overhalla i 2007. Foto: I.L. Solberg 2007.*

## 2 Metode

### 2.1 Data

#### 2.1.1 Litteratur

Den første delen av oppgaven er et litteraturstudie, av artikler, bøker, publiserte rapporter og ulike veiledere, og karttjenester på internett.

Tjenester som Bibsys og Oria på biblioteksidene hos både NGU og HiT ble brukt til å søke etter relevant litteratur. Noen av bøkene som det blir referert i oppgaven har vært mulig å lese online på Nasjonalbiblioteket (<http://www.nb.no/>).

#### 2.1.2 Kart, - Laserdata/lidardata, karttjenester

For å kunne fremstille resultater på kart er ulike karttjenester, kartdata og LiDAR-data blitt benyttet. En del kartdata er tilgjengelig for nedlastning på internett, hos blant annet NVE, NGU og Kartverket.

Fra NGU sine nettsider ble data for å lage løsmassekart og berggrunnskart lastet ned (<http://www.ngu.no/>). Data for å lage kart over faresoner for kvikkleire ble lastet ned fra NVE sine nettsider (<http://www.nve.no/>). LiDAR-dataene ble lastet ned fra Kartverket sine nettsider (<http://www.kartverket.no/>). I tillegg er karttjenestene til Kartverket, Norgeskart (<http://norgeskart.no>) og Finn.no (<http://kart.finn.no/>) benyttet. FKB data som høydekurver, veg og sti, elv og bekk, vannkant og vannflate er også benyttet.

Light Detection and Ranging (LiDAR) er et verktøy som brukes til kartlegging, hvor man kan få vist morfologi og løsmasser i et område uten forstyrrelser fra vegetasjon. LiDAR-data blir samlet inn ved et fly som er utstyrt med GPS og gyroinstrumentsender. En punktsky av området blir dannet ved at det sendes ut hundrevis av laserstråler ned mot bakken og retursignaler blir returnert tilbake. Området som ble kartlagt er blitt «kopierte» og man får et bilde av morfologien (Fredin, et al., 2014).

### 2.1.3 Geotekniske data

Geotekniske data fra et område er resultater fra sonderboringer og prøvetakninger av grunnen. Data som er benyttet i denne oppgaven er dreietrykkssonderinger og 54 mm sylindrerprøver. Dreietrykkssonderinger er boringer som blir brukt i løsmasser. Her blir stenger boret ned i grunnen med en konstant hastighet og omdreiningshastighet. Motstanden mot spissen av boret registreres, rådata blir produsert og resultatene analyseres. 54 mm prøvetakninger blir tatt av uforstyrret masse i områder hvor det finnes leire, silt og organiske jordarter. Prøvene kan tas enten med stål- eller plastsylindere (SVV, 1997).

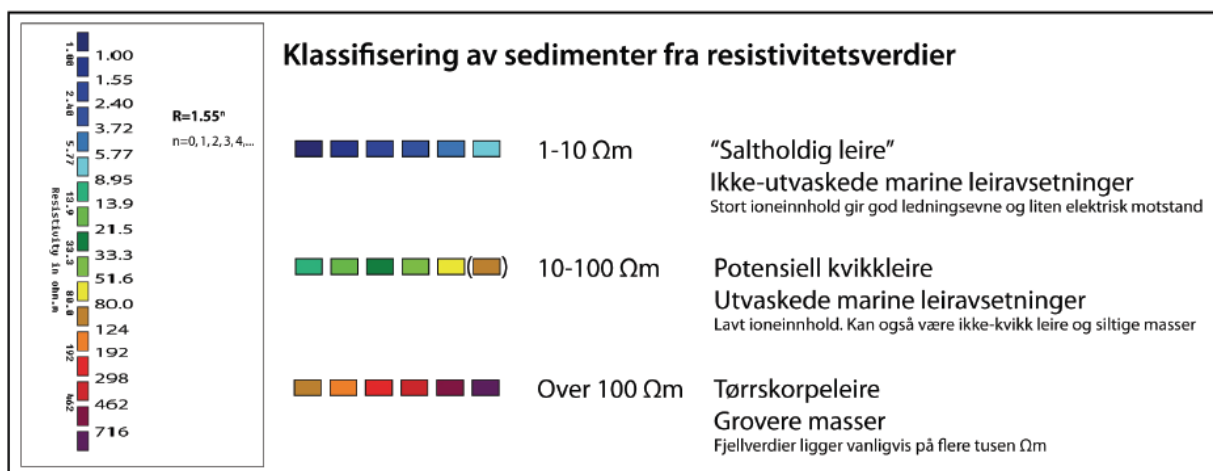
Det er utført en del geotekniske undersøkelser på Byneset, de fleste etter skredhendelsen ved Esp i 2012, utført av Trondheim kommune, NTNU og ulike konsulentfirma. På Trondheim kommune sine nettsider finner man oversikt over de geotekniske rapportene som er laget (TRK, 2015).

I Overhalla er det gjort færre grunnundersøkelser, men det ble gjort en rekke boringer for bl.a. kartlegging av kvikkleire i kartbladet Skogmo. Da ble blant annet gjennomført 47 dreietrykkssonderinger (NGI, 1996).

### 2.1.4 Geofysiske data

Geofysiske data er blant annet 2D-resistivitetmålinger, elektromagnetiske data målt fra helikopter (EM-data) og refraksjonsseismiske målinger.

2D-resistivitetmålinger er en geofysisk metode for å kartlegge bl.a. potensiell kvikkleire og/eller andre sedimenter og er et nyttig verktøy som supplement til geotekniske undersøkelser. Ved bruk av slike undersøkelser kan man få informasjon om grunnforholdene på en måte som lar grunnen være uforstyrret. Det settes ut stålelektroder (20 – 80 stk.) ned i bakken og deretter legges kabler ut langs bakken og dette blir koblet sammen. Måling av spenning blir satt i gang når oppsettet er koblet opp mot strøm, og spenning måles. Resultatene fra slike målinger gir grunnens resistivitet og ved klassifisering av de ulike resistivitetsverdiene kan typer løsmasser/fjell bli tolket (fig. 5-3) (Solberg, et al., 2011).



Figur 2-1 Veiledende fargeskala som NGU benytter til prosjekter ved kartlegging av løsmasser og potensiell kvikkleire (Solberg, et al., 2011).

EM-data målt fra helikopter måler resistivitet på samme måte som 2D-resistivitetmålinger, men er mye mer tidsbesparende og kan ta for seg større områder ved målinger. Slike målinger gir dårligere oppløsning og egner seg best til oversiktskart. Fra helikopter blir grunnens resistivetsverdier målt ved at EM-sensorer henger 30 m under helikopteret og 559 m over terreng høyden. Slik kan områder kartlegges, av løsmasser og potensielle områder med kvikkleire. Resultater fra 2D-resistivitetmålinger og EM-målinger fra samme områder blir som regel dobbeltsjekket for å bestemme løsmasser i forsøksområdet (Baranwal, et al., 2015).

Ved refraksjonsseismiske målinger blir en «lydstråle» sendt fra overflaten og ned gjennom grunnen, ved hjelp av en energikilde (dynamitt eller ei slegge). Forplantningshastigheten vil være ulik i forskjellige typer løsmasser. I løsmasser med sand og grus kan lyd hastigheter være mellom 200 – 800 m/s, men i leire vil hastigheten være mellom 1100 – 1800 m/s (Sindre, 1980).

Av geofysiske undersøkelser er det blitt utført flest på Byneset, som da ble gjort etter skredhendelsen ved Esp i 2012. I Overhalla ble det i 1985 utført refraksjonsseismiske undersøkelser for å kartlegge sand- og grusreservene (Tønnesen, 1988).

Sedimenttyper og -egenskaper på Byneset er blitt tolket fra geotekniske og geofysiske data, bl.a. 2D-resistivitetmålinger og boredata. 2D-resistivetsprofilene som er blitt studert finnes i Solberg, et. al. (2015) og resultater fra boringer utført av Trondheim kommune i TRK (2013a, b, c og d). I Overhalla er sedimenttyper- og egenskaper blitt tolket fra rapporter og boredata gjennomført av NGI og NGU (NGI, 1996; Tønnesen, 1988).



## 2.2 Feltarbeid

Feltarbeid inkluderer kartlegging og oppmåling med GPS. Feltarbeidet ble for det meste gjort sommeren og høsten 2014, men noe ble også gjort våren 2015.

### 2.2.1 Oppmåling med GPS

Hensikten med oppmålingene var å vise eventuelle forandringer i bekkeløpet etter skredhendelsene, hvor dataene fra oppmålingene ble sammenlignet med kart- og LiDAR-data.

Bekke- og elveløp er blitt oppmålt med bruk av GPS. Utstyret som ble brukt til oppmålingen var Trimble GNSS R8 GNSS/R6/8500, Trimble GPS (TSC2) og Rover (Trimble R6).

Oppmålingen i Ristbekken på Byneset og elva Reina i Overhalla ble utført med GPS-utstyret. I Ristbekken, hvor det var mulig å gå ned i bekken for å måle, ble alle djupåler og terskler oppmålt. Det ble målt lengdeprofil og tverrprofiler langs en usikret del av bekken, cirka 700-800 m. I Reina var elva over 4 meter bred og veldig djup, og oppmålingen ble derfor gjort i vannkanten, slik at vannspeilet ble målt inn. Her ble det bare målt inn ett lengdeprofil, på ca. 1.8 km.

Det er flere sett med LiDAR-data som er benyttet i oppgaven. Fra Byneset er det benyttet to datasett, hvor det ene er før skredet i 2012 (fra 2010) og et som er målt rett etter skredhendelsen ved Esp. I Overhalla er bare et LiDAR-datasett benyttet, som er tatt etter skredhendelsen ved Skanken i 2008.

Mye på Byneset er blitt kartlagt, både ute i felt og med LiDAR-data, av Solberg et al. (2015). I denne oppgaven er det derfor på Byneset utført detaljkartleggingen med bruk av LiDAR-data på et begrenset område. I Overhalla var det tidligere ikke kartlagt så mye med bruk av LiDAR-data, og derfor er dette gjort for et større område her.

### 2.2.2 Kartlegging

Geomorfologien er kartlagt for begge studieområdene. Kartleggingsobjekt var raviner, erosjon langs bekker og elver, samt andre objekter som ikke kan ses på kart ble kartlagt. Dette ble gjort for å få en oversikt over morfologien ved områdene, som senere ble sammenlignet med kart og LiDAR-data.

På Byneset ble området rundt Ristbekken, skredgropa ved Esp og flere områder kartlagt, siden Byneset har hovedfokus i oppgaven. Ved hjelp av LiDAR-data kan utvalgte områder studeres og dermed studeres ute i felt. I Overhalla ble det en kartlegging av områder langs Reina og i

skredgrova ved Skanken. Her ble kartleggingen av et større område gjort ved bruk av LiDAR-data.

Under oppmålingen ble det foretatt kartlegging av sedimenter og erosjonsforhold i området langs Reina og rundt på skredmassene etter Skankenskredet. Det har også blitt kartlagt andre skredgroper og raviner i Overhalla med hjelp av LiDAR-data.

## 2.3 Analysemetoder

### 2.3.1 ArcGIS 10.2

ArcMap 10.2 er blitt brukt for å fremstille kart av raviner og skredgroper fra LiDAR-data. ArcMAP er også blitt brukt for å fremstille tverr- og lengdeprofiler som ble målt opp på Byneset og i Overhalla, og til å lage oversiktskart.

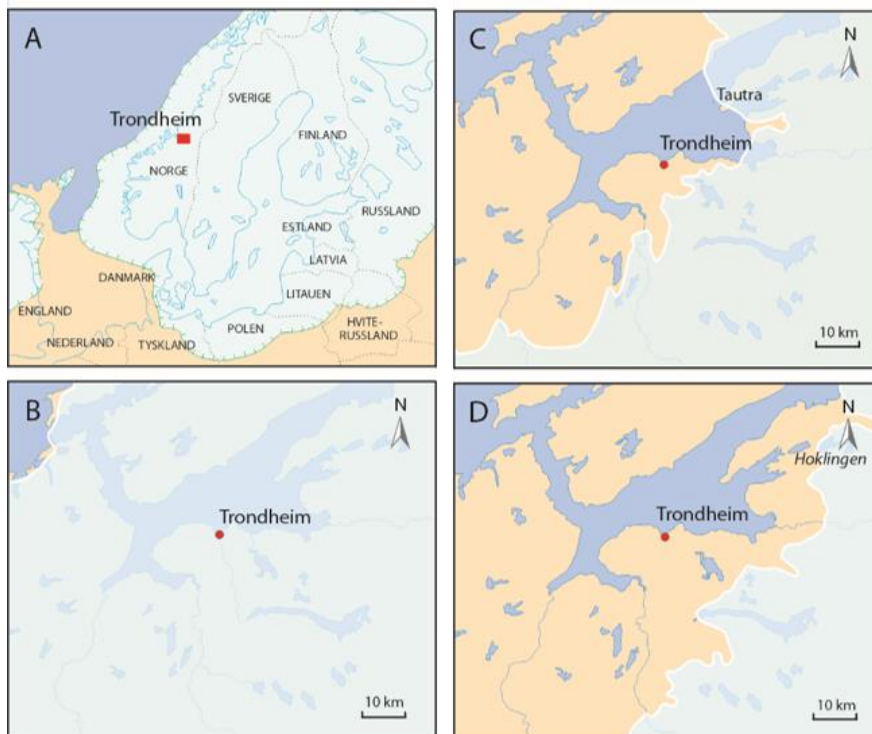
### 2.3.2 Gemini Terr&Ent. 10.0

Gemini Terr&Ent. Versjon 10.0 ble brukt til å sammenligne terrenghøydene rett etter skredet på Byneset (LiDAR-data) med oppmålingene som ble gjort i 2014. Dette ble gjort for å kunne vise senkning og hvordan bekkesystemet har forandret seg. Analysene ble gjort sammen med Geir Bendik Hagen ved NVE.

Dette programmet ble brukt til å lage nye tverrprofil i nærheten av tverrprofilene fra oppmålingen, for å få terrenghøyden/profil fra rett etter og to år etter skredhendelsen på Byneset.

### 3 Isavsmelting i Trøndelag

Tilbaketrekningen av innlandsisen begynte ca. 15 000 – 13 000 år før nåtid ble på grunn av temperaturforandringer. Dette ble estimert ved hjelp av radiokarbonundersøkelser ( $^{14}\text{C}$ -datering) av bløtdyr og andre rester fra levende organismer. Trøndelagskysten ble isfri ca. 12 500 år før nåtid, og fig. 3-1 viser isens tilbaketrekning i Trondheimsområdet. Breens tilbaketrekning stoppet og rykket fram flere ganger, og av disse prosessene ble det avsatt en del morenerygger og breelvavsetninger som man kan finne igjen den dag i dag (Reite, 1994; Reite et al. 1999a).



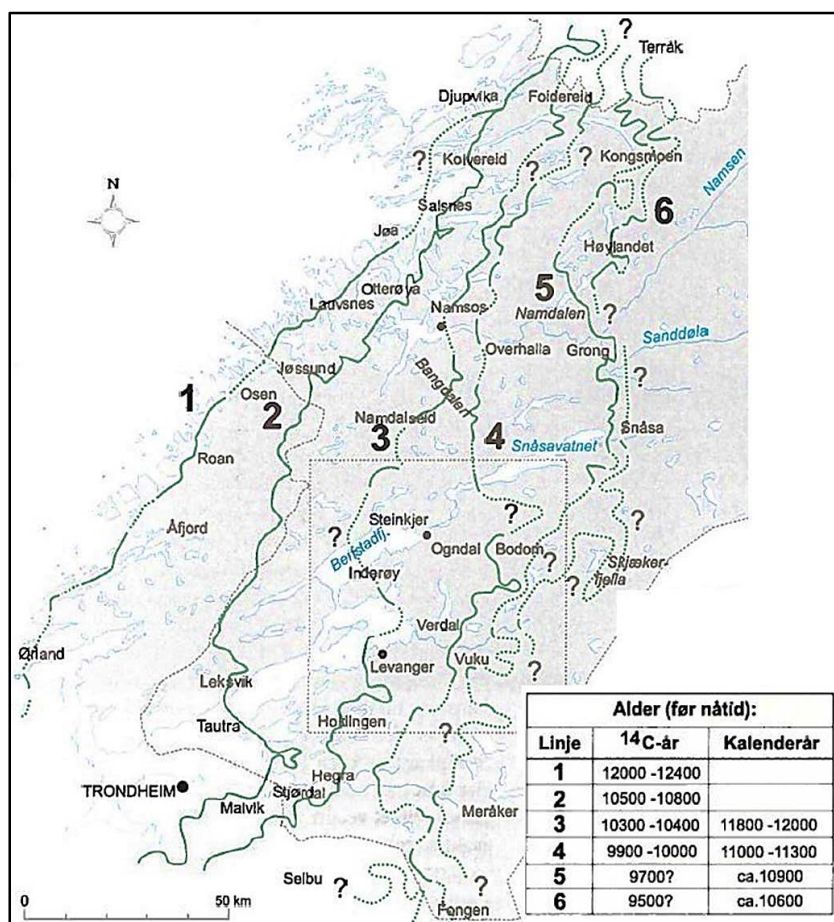
Figur 3-1 Breens utbredelse og tilbaketrekning ved slutten av siste istid. Lys blå markerer innlandsisen. Hav, fjorder og landoverflaten har mørk blå og beige farge. A viser breens utbredelse for 20 000 år siden. B viser hele Trondheimsområdet som var dekket av breen. C viser tilbaketrekningen og framrykket for 10 600 år siden og Tautra-trinnet. D viser brefronten for 10 300 år siden og Hoklingen-trinnet (Reite, et al., 1999a).

Det er blitt gjort flere dateringer for å kunne dokumentere tilbaketrekningen av innlandsisen flere steder i Trøndelag. I Trondheimsområdet er det blitt datert at området ble isfritt i Allerød. Innlandsisen hadde også et framstøt for 10 800 – 10 500 år før nåtid, hvor israndavsetningen ved Ekle-Tiller ble avsatt (se vedlegg VI, d) (Reite, 1983).

Flere områder og blant annet Trøndelag sterkt nedpresset av innlandsisen, slik at flere områder lå under havnivå (Reite, et al., 1999a). Blant annet Fosen halvøya var under isavsmeltingen

en av Norges største øyer, men som ble ei halvøy når landet hevet seg rundt 9000 år før nåtid (Sveian, et al., 2008).

Fra kysten og videre innover Trøndelag finner man seks markerte endemorener (israndtrinn) (fig. 3-2). Israndtrinn er avsetninger hvor breen har hatt en liten stans under tilbaketrekningen (Sveian, et al., 2008). Ved bruk av  $^{14}\text{C}$ -undersøkelser er de seks trinnene blitt aldersbestemt. Lengst ute finner man Kysttrinnet (nr. 1), som ble avsatt under en stabilisering av isbreen sent i perioden Bølling og når Trøndelagskysten ble isfri. Trinnet innenfor Kysttrinnet er Tautratinnet (nr. 2), som er et nesten helt sammenhengende trinn (Sveian, 1997). Tautratinnet strekker seg fra Melhus og videre nordover gjennom nordlige deler av Fosenhalvøya (fig. 3-1) (Reite, 1995). Dette trinnet ble dannet ved et breframstøt og representerer tilbaketrekningen tidlig i perioden Yngre Dryas (ca. 10 500 – 10 800 år før nåtid). Lengre nord, ved Djupvika, har Kysttrinnet og Tautratinnet gått sammen til et trinn (fig. 3-2). Senere smeltet isen og trakk seg igjen tilbake, og dannet da Hoklingentrinnet (nr. 3) ca. 10 400 – 10 300 år før nåtid (fig. 3-1) (Sveian, 1997). Lengre innover Trøndelag, finner man tre preboreale trinn, Vukutrinnet (nr. 4), Grong-Snåsa-trinnet (nr. 5) og Høylandettrinnet (nr. 6) (Ramberg, et al., 2013).

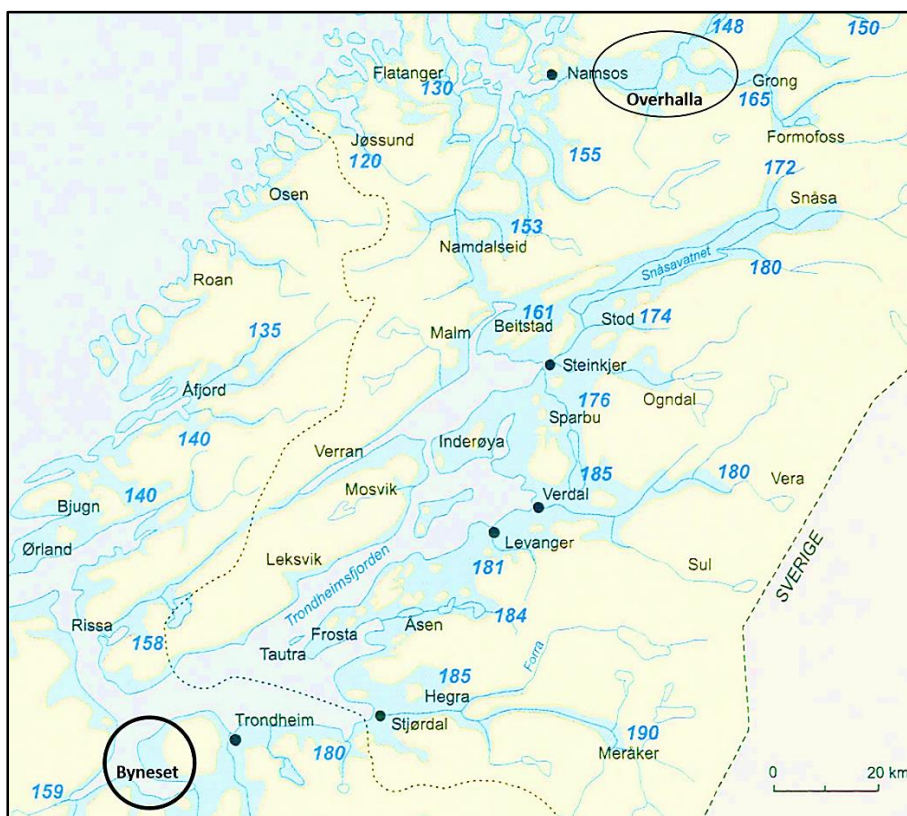


Figur 3-2 Tallene 1-6 merker de seks israndtrinnene som ble avsatt etter isavsmeltingen og øverst i venstre hjørne viser aldersbestemmelsene på hvert av trinnene (Sveian, 1997).

## 4 Løsmasser i Trøndelag

Løsmasser består bl.a. av morene, leire, grus, sand, forvittringsjord og torv. De ulike løsmassene deles inn etter ulike dannelsesmåter, som blir presentert på et kvartærgeologisk kart med ulike farger for hver kategori, som f.eks. morenemateriale, breelvavsetninger, hav- og fjordavsetninger (Reite, 1983). Ved ulike geologiske prosesser er de ulike løsmassene blitt dannet, for eksempel ved at breelver har transportert og avsatt masser, eller ved erosjon og omlagring av andre avsetninger (Reite, et al., 1999b). Breene avsatte løsmassene enten direkte hvor de transporterte materiale ut til brekanten, forflyttet materialet med breelver hvor materialet f.eks. ble gravd ut fra undersiden av breene (Reite, 1983).

De fleste løsmassene i Sør-Trøndelag er avsatt på slutten av istiden og under/etter isavsmeltingen, bare på Frøya (se vedlegg VI, b) er det funnet eldre avsetninger fra tiden før innlandsisen hadde sitt maksimum (Reite, 1990). Ved områder som ligger over marin grense er det blitt generelt avsatt et tynt og usammenhengende dekke med løsmasser over berggrunnen. Løsmasser som ligger under marine grense har stor mektighet og finnes i dalfører og andre arealer i lavlandet, og i slik områder setter avsetningene et stort preg på landskapsutformingen (Reite, 1983). Fig. 4-1 viser hvor MG ligger i deler av Trøndelag.



Figur 4-1 Marin grense i Trøndelag (Dahl, et al., 1997).

På kvartærgeologisk kart over Trøndelag, ser man tydelig hvor det tidligere var havbunn under isavsmeltingen, som vises som hav- og fjordavsetninger. I de høyere områdene ser man morene, forvitningsmateriale og bart fjell. Sammen med hav- og fjordavsetningene finnes det områder med andre typer avsetninger som breelvavsetninger, elve- og bekkeavsetninger og torv- og myrdannelser (organisk materiale) (Reite, 1986, 1977). I de videre underkapitlene blir de ulike løsmassetypene nærmere beskrevet.

## 4.1 Morene

Morenematerialet er dannet ved at breer forvitret, transporterte og avsatte materialet som stammet fra fast fjell og løsmasser (Reite, 1990). Mesteparten av materialet er blitt fraktet med bresålen, hvor materialet har blitt malt og knust mellom isen og fjell, og deretter avsatt som en blanding med ulike kornstørrelser, fra blokk til leir (Thoresen, 1991). Der morene er blitt avsatt av vann kan massene være lagdelte, (Reite, 1983).

Moreneavsetningene kan være et sammenhengende eller et tynt usammenhengende dekke over berggrunnen. Arealer med fjellblotninger i morene varierer, hvor i områder med et sammenhengende dekke finnes det få fjellblotninger i motsetning av usammenhengende og tynt dekke (Reite, 1990). Mellom 25-30 % av Norges landareal er dekket av morenemateriale (Thoresen, 1991).

Forekomsten av morene i Sør- og Nord-Trøndelag varierer. I Sør-Trøndelag finnes mest av denne typen avsetning (Reite, 1990), hvor det i Nord-Trøndelag er det et ujevnt dekke. Et unntak er der hvor det finnes drumliner eller morenerygger kan det være et tykkere dekke med morene (Sollid & Sørbel, 1985).

## 4.2 Hav- og fjordavsetninger

Hav- og fjordavsetninger (marine avsetninger) er løsmasser som er blitt bunnfelt og avsatt i havet og fjorder (Thoresen, 1991). Ved senere landheving og erosjon har avsetningene blitt transportert og avsatt på nytt. Hav- og fjordavsetningene er delvis lagdelte og består i hovedsak av silt og leir, men kan inneholde grovere materiale, avhengig av hvordan avsetningene ble avsatt. Grovt materiale indikerer at det er avsatt av smeltevannsstrømmer eller isfjell. Slike eksempler kan man finne i hav- og fjordavsetningene nord på Byneset, hvor det er innhold av stein og blokk. Hav- og fjordavsetninger kan også være dekket av andre avsetninger, som breelvavsetninger, elveavsetninger, strandavsetninger og torvjord (Reite, 1983/1990).

Hav- og fjordavsetninger har et innhold av finkornige masser som gjør avsetningstypen svært kompakt og tettpakket. Dermed er det lett for dannelse av raviner og bekkedaler, hvor overflatevann graver seg ned i avsetningene (Thoresen, 1991).

Hav- og fjordavsetningene i Trøndelag består i hovedsak av leire. Innholdet i Trøndelagsleira består av glimmer- og klorittrikebergarter med et høyt innhold av hydroglimmer og kloritt (Reite, 1983). Hav- og fjordavsetninger finner man generelt langs Trondheimsfjorden, hvor havet lå høyere under isavsmeltningen (fig. 4-1) (Reite, 1990).

### 4.3 Breelvavsetninger

Breelvavsetninger (glasifluviale avsetninger) er blitt avsatt fra breelver under isavsmeltningen. Breelvdelta er den vanligste formen av breelvavsetningene som finnes i landskapet (Thoresen, 1991). Breelvene som førte med seg avsetningene fant veier under, ved dalsidene eller langs iskanten foran breene, og som ble ført ut til fjordene, innsjøer eller bredemte sjøer (Reite, 1983).

Breelvavsetninger består av grus og sand, som oftest er nokså godt avrundet og massene er lagdelte (Reite, 1983). Graden av rundede materiale avhenger hvor langt massene er transportert, jo lengre transportert jo mer avrundede partikler (Reite, 1990). I Nord-Trøndelag finner man flest forekomster av breelvavsetninger ved utmunningene til fjordene (Sollid & Sørbel, 1985).

### 4.4 Elve- og bekkeavsetninger

Elve- og bekkeavsetninger (fluviale avsetninger) består av materiale som er blitt transportert og avsatt av elver og bekker (Thoresen, 1991). Elve- og bekkeavsetninger har mange like trekk som breelvavsetningene, men skilles ved at elve- og bekkeavsetninger er bedre sorterte og avrundete på grunn av lengre transport. Materialet blir avsatt når vannhastigheten avtar og fører til ulike formasjoner som elvesletter, terrasser, vifter eller deltaer (Reite, 1990).

Elve- og bekkeavsetninger finner man ofte i nærheten av breelvavsetningene (Reite, 1990). Mye av elve- og bekkeavsetningene er opprinnelig breelvavsetninger, men elvene har flyttet og transportert massene, og derfor finner man denne type avsetninger langs dagens elver (Sollid & Sørbel, 1985).

## 5 Landskapsutvikling i Trøndelag

Landskapsutviklingen kan forklares ved masser som blir flyttet fra høyereliggende områder (fjell) ned til mer lavereliggende områder, som elvesletter og ved kysten (Cendrero & Francesco, 1996).

I perioden kvartær var innlandsisen en viktig årsak til landskapsutviklingen. Daler ble dannet ved erosjon fra breen, og dalbunnen fikk terskler og bassenger (Reite, et al., 1999a). Grus og stein som var innefrosset i bresålen slipte og gravde i underlaget, fjell og åser ble avrundet, og daler og fjorder ble dypere (Sveian, 2013).

Etter kvartær kom perioden tertiær. I tertiær forekom mye forvitring og kraftig erosjon fra elver, noe som resulterte i at mange V-daler ble dannet (Fossen, 2012; Reite, 1994). Denne prosessen førte til at dalsidene ble brattere. I noen daler var bunnen erodert til under havnivå, fjorder ble dannet i disse dalene. Områder hvor daler og fjorder finnes i dag, ligger i såkalte svakhetssoner som har vært meget viktige for landskapsutviklingen. Noen kjente daler og fjorder i Trondheimsområdet er Trondheimsfjorden, Gauldalen, Selbusjøen og Klæbuforsenkningen (Reite, et al., 1999a).

Etter isavsmeltningen var det lite eller ingen vegetasjon som dekket overflata. Skred og flom førte til store masseforflytninger i daler og bratte skråninger (Thoresen, 1991).

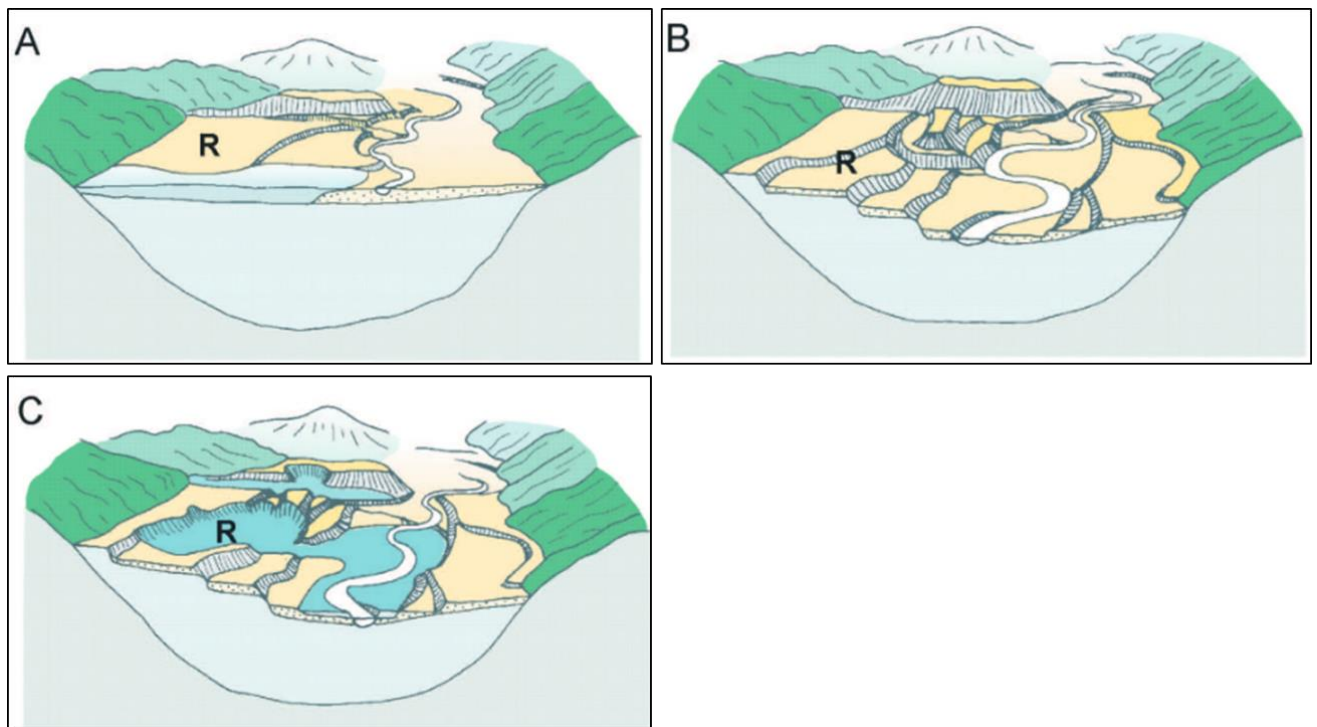
Elvenes og bekkenes graving i områder med leire, har forårsaket de fleste kvikkleireskred og dette har sammenheng med elveerosjon og landheving (Thoresen, 1991). Fig. 5-1 illustrerer landskapsutviklingen i en dal når landet begynte å heve seg. Elver og bekker eroderte og avsette masser, og sammen med masseforflytning og kvikkleireskred forandret daler seg mye (Sveian, 2013).

Geologien og geologiske ressurser er grunnlaget for landet slik vi ser det i dag, og er bl.a. med å bestemme bosetningsmønsteret og samfunnsutviklingen til oss mennesker (Dahl, et al., 1997). Områder med sammenhengende dekke av hav- og fjordavsetninger, morenemateriale, elv- og bekkeavsetninger og strandavsetninger er viktige og godt egnede områder til landbruksproduksjon. Dermed er det mye av Norges befolkning bosatt på slike avsetninger (Rosenqvist, 1960).

Områder langs en elvedal, hvor kvikkleire finnes i undergrunnen, kan være svært skredutsatt. Verdalsraset i 1893 er eksempel på et skred i en elvedal, hvor store mengder med masser rant ut og fløt utover flat dalbunn (se kap. 6.4.2). Årsaken til dette skredet var elvas erosjon i foten av terrassen og de bratte kantene på terrassene i området. Spor etter slike hendelser som



skredgroper, nedskjæringer fra elver og bekker, raviner og områder med bratte skråninger og rasvegger gir landskapet den dag i dag et urolig og kupert landskap (Dahl, et al., 1997).



Figur 5-1 Skisse av landskapsutvikling i en dal under landhevingen. **A:** det begynner å bli tørt land i dalen, og elva avsetter sand og grus (gul) over tykk leire (lys blå). **B:** landet stiger og elva graver seg dypere og det dannes terrasser. Ved **R** omdannes noe leire til kvikkleire. **C:** terrasselandskapet blir forandret av kvikkleireskred (mørk blå) og videre erosjon av elver. Skredmasser forflyttes og fyller igjen dalbunnen (Sveian, 2013).

## 6 Kvikkleire og skred

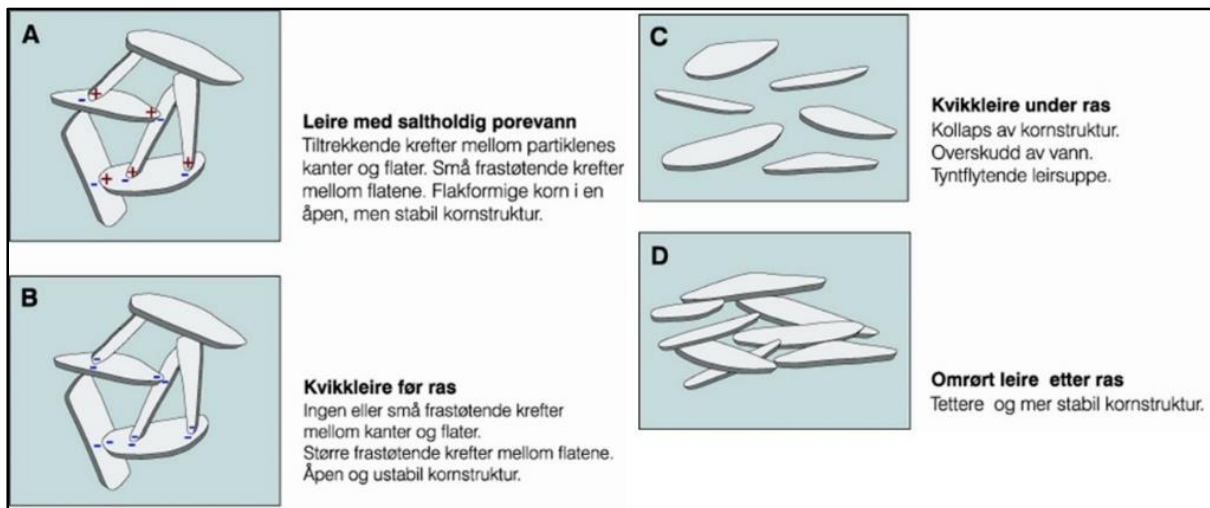
Leire defineres som en jordart med et innhold av leir større enn 30 % og kan inneholde sedimenter med andre kornstørrelser som silt og sand (Statens vegvesen, 2014). Kornstørrelsen til leirpartiklene er svært små, mindre enn 0,002. Leire består av leirmineraler og/eller andre mineraler. Leirmineraler er sekundære mineraler og er rester fra biologisk nedbrytning som forvitring, knusing og slipeprosesser (Rankka, et al. 2004; Janbu, et al. 1993). Leire har ulike egenskaper som er påvirket av hvordan leira er blitt dannet og avsatt, slik at ferskvann- og sjøvannsleire har ikke de samme egenskaper (Janbu, et al., 1993).

Kvikkleire kan defineres, sammen med andre jordarter, spesielt leire og silt, som jordarter med sprøbruddegenskaper. Dette er løsmasser som har en tydelig sprøbruddsoppførsel, hvor løsmassene har redusert sin fasthet ved ytre påvirkninger (NVE, 2014).

Kvikkleire finnes hovedsakelig i Norge, Sverige, Canada, nordlige deler av Russland og Alaska, som ble mest utsatt for landhevingen etter siste istid (Fossen, 2012). I Norge finner man de største forekomstene av kvikkleire i Trøndelag og på Østlandet, hvor store områder ligger under MG (Ramberg, et al., 2013). En del kvikkleire finnes også i Nord-Norge, og noe Vestlandet og Sørlandet (Janbu, et al., 1993). Andre steder i Norge er enten den marine grensen for lav eller områdene er for bratte, som Sørlandet og Vestlandet (Ramberg, et al., 2013).

### 6.1 Kvikkleiredannelse

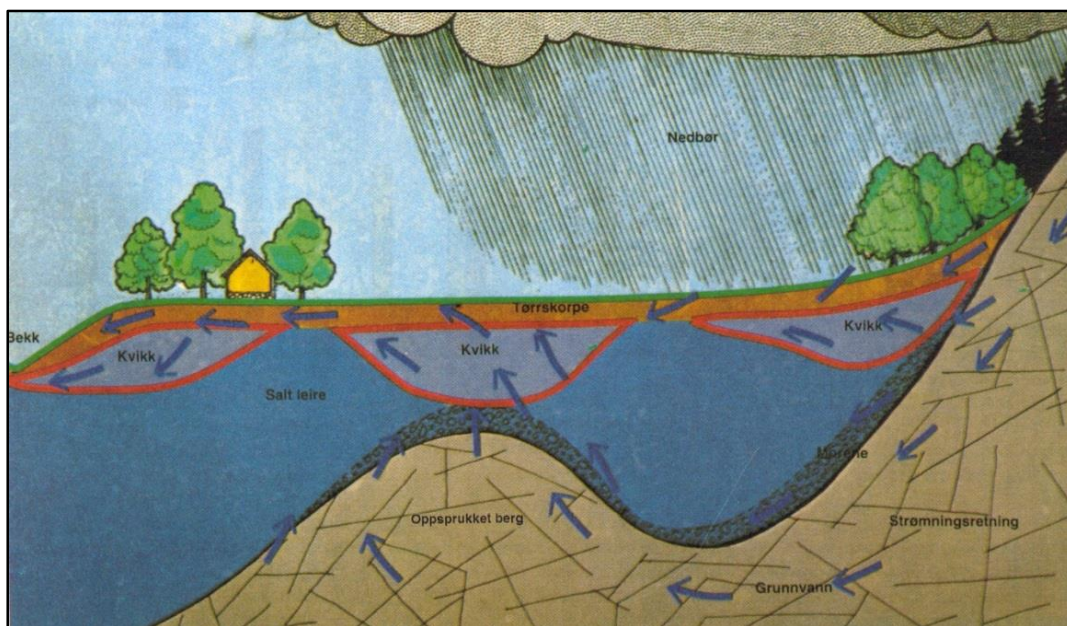
Leire som er blitt avsatt på havbunnen under istiden og senere blitt hevet over havnivå når landet hevet seg, kalles for marin leire. Leirpartiklene flokkulerte i sjøvannet og den marine leira ble avsatt med en åpen struktur (korthusstruktur) (fig. 6-1). Partiklene er bundet sammen med av tiltrekkende krefter på grunn av ioneinnholdet i porevannet (L'Heureux & Solberg, 2012).



Figur 6-1 Oppbygging av kvikkleire, fra kvikkleire med åpen struktur til kollapset kvikkleire. (Reite, et al., 1999a).

I vanlig sjøvann er saltinnholdet på ca. 35 g/l (Janbu, et al., 1993). Når saltinnholdet blir på mindre enn 5 g/l, kan stabiliteten til leira minke og bli det man kaller kvikk/sensitiv (Bjerrum, et al., 1971). Ved omrøring av leire som ikke er kvikk, vil fastheten reduseres, men den vil ikke bli flytende (Løken, 1968). Kvikkleire er leire med høy sensitivitet, hvor forholdet mellom udrenert skjærstyrke og omrørt skjærstyrke er over 30. Kvikkleire har en omrørt skjærstyrke mindre enn 0,5 kPa (NGF, 2011). Utvasket leire med kvikke egenskaper blir helt eller delvis flytende når den kollapser. Den flytende kvikkleira kan i fallende terreng ha en hastighet på opp mot 40 km<sup>7</sup>t, noe som var observert ved Rissaraset 1978 (NVE, 2010)

All marin leire trenger ikke å være kvikk, men forekomster av kvikkleire kan finnes i lag eller «lommer» i den marine leire (fig. 6-2) (Ramberg, et al., 2013). Om leira er kvikk eller ikke avhenger av hvor godt leira er blitt utvasket, og dette påvirker ulike faktorer som topografi, lagdeling og drenering (Aas, 1979). I omrørt tilstand vil kvikkleire ikke kunne bli kvikk igjen (Solberg, et al., 2011). Dette skjer ved at den kollapsede leira vil konsolidere og fastheten vil øke kraftig siden porevannet er drenert ut. Strukturen har da kollapset og leirpartiklene vil legge de «flate» sidene mot hverandre (NVE, 2010). Samtidig som vanninnholdet i leira minker, øker fastheten til leira (Selmer-Olsen, 1977).



Figur 6-2 Typiske forekomster av kvikkleire ved skråninger mot fjell og bekker/elver og over oppstikkende fjell. Pilene viser strømming av vann gjennom de ulike lagene med berg og løsmasser (Janbu, et al., 1993).

Leira blir ofte utsatt for utvasking av saltioner der hvor det finnes permeable lag i leira eller hvor leira er utsatt for grunnvannsgjennomstrømming (fig. 6-2), i f.eks. raviner hvor det finnes det permeable lag og avsetninger med blanding av sand, silt og grus i avsetningene (NVE, 2010). Avsetninger som er lite permeabel, kan gjennomstrømming ta flere hundre/tusen år (Solberg, et al., 2011). I Trøndelag er noe av leirene litt mer grovkornede og lagdelte med tynne grove lag, og her vil det være en gjennomstrømming i lagene (Janbu, et al., 1993).

Dersom erosjon forekommer i foten av en skråning, fører dette til ravinedannelse og/eller brudd. Undergravingskred i silt og leire forekommer som regel dypere i grunnen enn f.eks. i løsmasser som sand og grus. Skred i leiravsetninger kan skje i både bratte og slake skråninger, noe som avhenger en del av skjærfasteheten og stabiliteten til leira. Slike skred kan forårsake store konsekvenser for nærliggende områder, og spesielt i områder med kvikkleire (Selmer-Olsen, 1977).

Kvikkleire er ikke et endelig stadium. Videre utvasking av kvikkleire kan føre til at den blir mer stabil. Dersom grunnvann som strømmer gjennom leira har et innhold av stabiliserende ioner (L'Heureux & Solberg, 2012). Forvitring og tørrskorpedannelse av leira gir en fastere overflate over den bløte leira som ligger under. Tørrskorpeleire vil etter hvert sprekke opp og strukturen nærmest overflaten vil krymper. Med en tykkere tørrskorpe reduseres muligheten for videre erosjon og overflateskred (Løken, 1968; Selmer-Olsen, 1977).

## 6.2 Kartlegging av kvikkleireområder

Kartlegging av kvikkleireområder er viktig, for å hindre skred ved bl.a. utbygging og graving av områder, og for sikring av elver og bekker (Solberg, et al., 2011). Etter Rissaraset i 1978 ble det satt i gang et omfattende arbeid med å kartlegge kvikkleireforekomster i Norge. Kartleggingsarbeid av områder som kan være et potensielt kvikkleireområde består av kartstudier, befaring, feltundersøkelser og utarbeidelse av faresonekart. Etter flere store kvikkleireskred, er det blitt viktig å kartlegge og risikoklassifisere områder med fare for kvikkleireskred (Gregersen, 2008).

Ved hjelp av løsmassekart får man en oversikt over grunnforholdene som viser forekomstene av hav- og fjordavsetninger i det utvalgte området. Det foretas også sonderboringer for å se lagdelingen og egenskaper av jordarter. Ved noen steder vil prøvetakninger med påfølgende laborietester bli gjennomført, noe som er mer kostbart. Disse prøvene blir testet for ulike geotekniske egenskaper, og dette er en svært sikker metode for å verifisere om det er innhold av kvikkleire i prøven (Solberg, et al., 2011).

For kartlegging av områder med potensiell kvikkleire brukes ulike geotekniske og geofysiske metoder, se kap. 2.1.3 og 2.1.4 for nærmere beskrivelse av de ulike metodene.

## 6.3 Kvikkleireskred

Kvikkleire kan ved omrøring og/eller belastning føre til skred. Et kvikkleireskred har sjelden noen forvarsler, men sprekker kan i noen tilfeller observeres i bakkant. All leira som glir ut trenger ikke å være kvikkleire, men omrøring av et lag med kvikkleire kan fungere som glideplan slik at overliggende masser glir ut (Thoresen, 1991).

Av flere utløsende årsaker er den vanligste årsaken elver og bekker som eroderer og punkterer sonene eller lommene med kvikkleire. Erosjon langs bekkeløp kan føre til flere utglidninger, hvor masser helt nederst i skråningen deretter kan gli ut.

Leir- og jordskred forekommer vanligvis ved høst og vinter, hvor blant annet nedbør kan være en indirekte utløsende faktor (Helland, 1896). Skråninger er svært utsatte områder og det kan skje et skred i områder hvor skråninger har vært stabile i en lengre periode (Rosenqvist, 1960). Undergraving ved foten av en skråning fra bekker og elver fører til leir- og jordskred (Reite, et al., 1999a) En annen viktig utløsningsårsak er menneskelige inngrep, hvor f.eks. graving og fyllinger kan overbelaste kvikkleira. Derfor er det svært viktig med geologisk kartlegging og

stabilitetsvurderinger av området før det skjer utbygging av boligområder (Ramberg, et al., 2013).

Kvikkleireskred er en type leirskred, men ikke alle leirskred inkluderer omrøring av kvikkleire. Det finnes ulike måter å klassifisere leirskred på, og en av disse er vist i Tabell 1. To av formene som kan bli satt igjen i landskapet etter et kvikkleireskred er skålform eller pæreform (Reite, et al., 1999a). Ved pæreformede skred er skredporten smalere enn bredden på skredgropa (NVE, 2014).

Skred kan forårsake at elver blir demt opp av skredmasser og danner en innsjø. Dersom demningen brister ukontrollert, kan dette forårsake store skader i tillegg til selve skredet. Et eksempel på dette er skredet i Gauldalen, som blir beskrevet nedenfor (Helland, 1896).

*Tabell 1 Ulike type skred og dannelsesmåten (NVE, 2014).*

<b>Type skred</b>	<b>Forklaring</b>
Flakskred	Et skred hvor hele laget over glideflaten glir ut som et større flak i et tilnærmet helt stykke. Skredet starter fra skråningsfoten, og kan tvinge bruddflaten bakover (bakoverrettet flakskred). Skredet kan også begynne utviklingen i bakkant og bevege seg framover med samme retning som utglidningen (fremoverrettet flakskred).
Initialskred (initial utglidning)	Et lokalt skred som utløser et større skred (områdeskred). Denne type skred kan utløses av menneskelige inngrep og naturlige prosesser.
Skalkskred (retrogressivt skred)	Et skred som utvikles ved at skalker glir ut suksessivt eller at skredet skjer etappevis. Skredet griper seg baker og i mange tilfeller sideveis i sprøbruddmateriale. Slike skred kalles også retrogressivt skred.
Rotasjonsskred:	Et skred som har tilnærmet sirkulærsylindrisk glideflate
Progressivt brudd:	Et brudd som forårsaker til et skred, hvor bruddet vil forplante seg gjennom sprøbruddmaterialet og resultere til at materiale kan gli ut.
Lokalskred	Et lokalt rotasjonsskred eller overflateutglidning som kan skje i alle typer materiale, men denne type skred utvikler seg ikke til et områdeskred.
Områdeskred	Et fremover- eller bakoverrettet skred i områder med kvikkleire eller sprøbruddmateriale og hvor det skjer et progressivt brudd. Et skred med stor utbredelse. Områdeskred blir ofte kalt kvikkleireskred.

## 6.4 Tidligere kvikkleireskred i Trøndelag

De hyppigste forekommende naturkatastrofene som forekommer i Norge er kvikkleireskred og jordskred, som er anslått å forekomme 2-3 ganger per hundreår (Furseth, 2006).

Det finnes mange spor i landskapet etter leir- og jordskred, men lite dokumentasjon fra disse skredene (Furseth, 2006). På Skrednett finnes noe dokumentasjon fra skredhendelser. Tidligere kvikkleireskred kan lokaliseres i landskapet, f.eks. ved skålformete eller pæreformete skredgroper. Noen steder kan spor etter tidligere skred forsvinne, ved at nye skred eller planering forekommer. Fine eksempler på bevarte kvikkleireskredområder i Trondheim er Fossegrenda og Sjetnemarka (se vedlegg VI, d) (Reite, et al., 1999a).

I de påfølgende delkapitlene kommer noen eksempler på tidligere skredhendelser som har forekommet i Trøndelag.

### 6.4.1 Skred i Gauldalen

Gauldalen er en lang dal som går fra Støren i øst og til Røros i vest og gjennom dalen renner elva Gaula (se vedlegg VI, c). I dalen er det mye leiravsetninger som ble avsatt etter isavsmeltingen. Skredet i Gauldalen regnes som en av Norges største naturkatastrofe, som fant sted den 21-24. september 1345 (Furseth, 2006).

Den 21. september gled Kvashylla ut, som startet hele skredet. Omfanget på leirskredet var stort, hele dalsiden på ca. 3-5 km gled ut. Gårder, dyrka jord, mennesker og dyr forsvant med massene. Leirmassene fylte igjen dalen, Gaula ble demt opp og sammen med mye nedbør ble det dannet en innsjø (Furseth, 2006). Den 24. september kollapset demningen. Store mengder vann med innhold av leire, jord og slam trengte seg nedover dalen i stor fart. Mange mennesker ble tatt av vannmassene (Furseth, 2006).

Skredet førte til store ødeleggelser og flere mistet livet, men enda flere mennesker mistet livet av vannmassene som kom da demningen brast. Til sammen ble 48 gårder, 6 kirker ødelagt og rundt 500 mennesker mistet livet under denne store katastrofen (Furseth, 2006).

### 6.4.2 Verdalsraset

Den 19. mai 1893 gikk det et stort kvikkleireskred i Verdalen i Nord-Trøndelag (fig. 1-1). Skredet regnes å være blant Norges største skredulykker. Verdalselva renner gjennom områder, og var trolig årsaken til skredhendelsen. Skredet fant sted om natten, og det utviklet seg i flere etapper, hvor nye flak gled ut (Furseth, 2006).

Verdalsraset førte til store ødeleggelser, 116 mennesker ble tatt av skredet eller omkom av skader noen dager etter skredet, dette tilsvarte nesten halvparten av befolkningen i bygda, og et stort antall husdyr gikk tapt (Furseth, 2006).

Skredmassene som gled ut ble beregnet til å være ca. 55 mill. m<sup>3</sup>. Massene fylte igjen Verdalselva, dannet Vukusjøen, men etter noen uker fant elva nye løp gjennom de utraste massene. En stund etter det første skredet ble elva igjen demt opp av et etterskred, innsjøen ble fylt opp og holdte seg konstant i en lengre periode (Ramberg, et al., 2013).

Det er i senere tid blitt beregnet at hastigheten av skredmassene som kunne være opp til 70-80 km/t. Skredmassene gled omtrent 6 km nedover dalen, hvor mennesker, dyr, hus og gårder ble fraktet med (Dahl, et al., 1997).

Verdalen var et område med terrasselandskap, som ble dannet av landhevingen, men ble forandret av skredet. I dag kan man finne rester av det tidligere terrasselandskapet (Janbu, et al., 1993).

### 6.4.3 Rissaraset

Den 29. april 1978 gikk det et stort leirskred i Rissa, Sør-Trøndelag (fig. 1-1). Skredet er et av Norges største leirskred i nyere tid. Skredet gikk i flere etapper og det gled ut masser med et omfang på 5-6 mill. m<sup>3</sup>. Lengden på det totale skredet var på 1,5 km (Gregersen, 1981). Området hvor skredet gikk, var og er fortsatt et typisk landbruksområde med små og store gårder.

Årsaken til skredet var masseforflytning. En gårdbruker skulle grave ut masse for å kunne bygge på låven sin og massene fra utgravningen ble lagt ved vannkanten. Etter et par dager med overbelastning på underlaget hvor massene var plassert, begynte den første utglidningen ut mot sjøen. Den første etappen av skredet var et skalkskred (retrogressivt skred). Dette skredet foregikk i ca. 40 min og utgjorde bare en liten del av dette skredet (6-8 %). Skred nummer to, som var et enormt flakskred. Undergrunnen var blitt utsatt for stress og overbelastning. Flaket hadde en størrelse på 150 x 200 m, som sank ned og gled ut mot innsjøen. Dette skredet tok ca. 5 min og utgjorde da 92-94 % av begge skredene (Gregersen, 1981).

Skadeomfanget av dette skredet var stort, 19 eiendommer ble skadet, fem boliger ble ødelagte og en person omkom. Det ble også påført skader på ei nabogrend, fra en flodbølge som ble dannet av skredmassene som gikk ut i innsjøen (Furseth, 2006).



Rissaraset er godt dokumentert, med flere øyevitner og to amatørfilmer. Massene hadde en hastighet på 30 – 40 km/t, som ble beregnet ut fra en av disse filmene (Gregersen, 1981). Denne hastigheten var en del mindre enn det massene hadde ved Verdalsraset i 1893 (Dahl, et al., 1997).

#### 6.4.4 Kattmarkaskredet i Namsos

Den 13. mars 2009 gikk det et skred i Kattmarka i Namsos, Nord-Trøndelag (vedlegg VI, a). Massene som gled ut var mellom 300 000 – 500 000m<sup>3</sup>, og størrelsen på skredgropa var ca. 300x100 m. Skredet tok med seg 4 boliger og 6 fritidsboliger, samt veien, og 15 husstander ble isolerte. Ingen mennesker omkom i skredet, men 7 personer måtte bli hentet ut fra skredområdet med helikopter (Nordal, et al., 2009).

Årsaken til skredet var sprengningsarbeid som pågikk under arbeid med veiforberedning. Kort tid etter sprengingen, gikk det et initialscred. Undergrunnen begynte å sprekke opp og 10-20 m av vegbanen gled ut. Skredet forekom i flere etapper, hvor det forplantet seg bakover i terrenget i nordlig retning. Flak med hus gled ut mot vannkanten. Fra den første utglidingen til at skredet stoppet opp tok ca. 10 min (Nordal, et al., 2009).

### 6.5 Skred på Byneset

#### 6.5.1 Leirskred på Byneset

Det er ikke ukjent at det har gått flere leirskred på Byneset opp gjennom årene, med små og store skred, fram til i dag. Enkelte leirskred har gitt navn på steder, og man kan finne igjen spor etter skredene i landskapet. Noen av skredhendelsene på Byneset er blitt dokumentert, blant annet av Helland (1896), Holmsen (1929) og Holmsen & Holmsen (1946) og slik har man fått informasjon om skredene som forekom for mange titalls år siden. På løsmassekartet over Trondheim kommune, er det markert noen skredgroper, blant annet ved Brå og Rye (Reite, et al., 1999b). Kartlegging ved bruk av LiDAR-data viser likevel at det finnes tilnærmet 100 skredgroper på Byneset (fig. 3-5), og et fåtall av disse er nevnt i litteraturen (Solberg, et al., 2015). De kjente skredhendelsene er listet nedenfor i tabell 2.

Tabell 2 Oversikt over leirfall ved Byneset, Trondheim kommune. (Solberg, et al., 2015)

Dato/ årstall	Hvor	Beskrivelse	Referanse
Ukjent	Langørjan/Rye	Avmerket på NGU's løsmassekart.	Reite et al. (1999)
Ukjent	By/Rye	Avmerket på NGU's løsmassekart.	Reite et al. (1999)
Våren 1825	Eggen	Mellom Eggja og Røstum.	Helland (1896); Helland (1898)
Våren 1831	Brå	Skred fra Gustadmyren (Stormyra), 100 mål.	Helland (1896); Helland (1898)
Høsten 1848	Brå	Skred fra Gustadmyren (Stormyra), tok en husmannsplass og en mann omkom.	Helland (1896); Helland (1898)
1852	Eggen		Helland (1896); Helland (1898)
1858 (eller 1860)	Brå		Helland (1896); Helland (1898)
29.11.1865	Brå	Skred fra Gustadmyren (Stormyra), 150 mål. Mer enn 100 mål land lagt opp ved stranden (Braaleire). Mer ble fylt ut i fjorden, men dette ble tatt av fjorden.	Helland (1896); Helland (1898);
Våren 1928	Brå	Tre runder: 24.04 (60-70 mål), 01.05. (ca. 150 mål), 16.05. (ca. 2 mål). Geotekniske undersøkelser utført i etterkant av hendelsen. Hard/tørr leire over kvikkleire. Blokker av fast masse i skredgropa. Artesiske forhold, og skredet trolig utløst av poreovertrykk. Avmerket på NGU's løsmassekart.	Holmsen (1929); Reite et al. (1999)
Ca. 100 år før 1943	Nedremule	Et mindre skred enn det i 1943 skal ha gått på samme del av eiendommen. Fjøsbygningen ble etter det flyttet lengre øst.	Holmsen & Holmsen (1946)
18.05.1943	Nedremule	20 mål dyrket mark gled ut. Flere hundre meter bredt, 70-80 m langt. 8-10 m høy bratt bakkant. Hard leire over, kvikkleirelag under. Skredmassene for ut i fjorden. Skredet gikk ca. 150 fra gårdsbebyggelsen.	Holmsen & Holmsen (1946)
Ca. 1975	Hangerhaugen	1-2 mål raste ut ca. 200 m vest for gården Hangerhaugen	NGI (1988)
Høsten 1989	Frøset	Grunnen under et naust gled ut i en bredde på ca. 20 m. Fylling mot bølgeerosjon lagt ut året før. Kvikkleire og poreovertrykk.	TK (1989)
01.01.2012	Esp	Skredet var ca. 100 m bredt og 400 m langt, og trolig utløst som følge av erosjon i et bekkefar ned mot Ristbekken. Erosjonen utløste et initialscred og skredet utviklet seg deretter retrogressivt. Geotekniske og geofysiske undersøkelser utført i etterkant av hendelsen.	NVE (2012a); Solberg et al. (2012a); L'Heureux & Solberg (2012)

## 6.5.2 Skredene ved Brå og Nedre Mule

Gården Brå ligger på sørsiden på Byneset. I dette området har det gått flere skred, og man finner blant annet i dag steder i området som er oppkalt etter området leirskred, blant annet Bråleiret som er skredmasser fra 1865 (fig. 6-3). Bråbekken og Stordalsbekken renner gjennom området. Bekkene har nok vært en av årsakene til de fleste leirskredene som fant sted i området rundt Brå (Holmsen, 1929).



Figur 6-3 Bråleiret på Byneset, Trondheim kommune (foto: B. Gundersen 2015).

Holmsen (1929) omtaler flere skredhendelser som har forekommet ved Brå, ved bl.a. Gustadmyren (Stormyra). I 1831 gikk det et skred, hvor 100 mål mark gled ut. Høsten 1848 gikk det også et skred i omtrent ved samme området, hvor en mann omkom og husmannsplassen ble tatt med av massene. I Brådalen har det også gått flere skred, hvor et større skred, enten i 1858 eller 1860, er datert (Holmsen, 1929).

Den 29. november 1865 gikk det et skred, hvor 150 mål mark gled ut. Leirmassene ble svært flytende, hvor cirka 100 mål gled nedover dalen og demte opp området ved bekkens utløp til sjøen. For å unngå skader på hus og bygninger på gårdene ved Brå ved evt. senere skred, ble et av husene på gårdstunet flyttet (Holmsen, 1929).

En del år senere gikk det et nytt skred i samme området, som kom i flere omganger. Det første skredet skjedde den 24. april 1928, hvor 60-70 mål gled ut. Det andre og største skredet kom den 1. mai samme år. Større jordflak og masser ble fraktet bort, og omtrent 150 mål masser gled ut. Det siste skredet kom om natten den 16. mai, som var et mindre skred (Holmsen, 1929).

Ved gården Nedre Mule, som ligger i nærheten av Brå, gikk det et skred den 18. mai 1943. I samme området, ca. 100 år tidligere, hadde det gått et mindre skred på omtrent samme sted. Omfanget av skredet som gikk i 1943 var litt større, 20 mål med dyrket mark gled ut og massene gled ut mot sjøkanten. Bakkanten av skredet var ca. 8-10 meter høy, og viste en sammensetning av flere meter med harde leirsedimenter med et tynt lag kvikkleire (Holmsen & Holmsen, 1946).

### 6.5.3 Skredet ved Esp

Den 1. januar 2012 gikk det et kvikkleireskred ved Esp på Byneset (fig. 6-4 og 6-5). Skredområdet er et landbruksområde med flere gårder og boliger. Omfanget av skredet var nokså stort: et areal på ca. 400x100 m og trolig et volum på 350 000 m<sup>3</sup>. Flere personer ble evakuert, og hovedveien inn til flere gårder ble oversvømt av skredmasser (NVE, 2012a).

Skredet ble utløst av økt erosjon i et bekkeløp ned mot Ristbekken. Stabiliteten til kvikkleira som fantes i området ble svekket og overbelastet, som trolig førte til et lite initialscred. Dette førte til at kvikkleireskredet ble utløst og som forplantet seg bakover (NVE, 2012a).



Figur 6-4 Bilde av skredet ved Esp, Byneset. Foto: NVE 2012

Skredgropa var tydelig pæreformet, med en smal port. Skredmassene gled ut fra skredgropa, ned bekkeløpet og fylt opp raviner i nærheten. Dette kan tyde på at skredmassene var godt omrørt. Skredmassene gled over en vei, og hindret framkommeligheten (NVE, 2012a). På fig. 6-5 er skredgropa, skredporten og skredmasser markert. På figuren er skredmasser som fylte opp nærliggende bekker og raviner også markert med rød strek. Skredmassene gled fra skredporten og langs Ristbekken ca. 900 m nedstrøms. Bekkeløp og raviner ved siden av Ristbekken ble fylt opp. Massene fylte opp bekkeløpene som renner inn mot Ristbekken. «Proppen» er en terskel som ble steinsatt rett etter skredet i 2012 for å holde skredmassene på plass (NVE, 2012a).



Figur 6-5 Kartutsnitt av skredet ved Esp, Byneset med markert skredgrop, skredport, og skredmasser (<http://kart.finn.no/>).

Etter skredhendelsen ble det gjort en rekke feltundersøkelser av området rundt skredgropa og i skredmassene. Geotekniske og geofysiske undersøkelser ble satt i gang rett etter skredhendelsen. Senere kartla NVE bl.a. skråninger i raviner i Ristvassdraget og i nærliggende bekkeløp, som hadde utglidinger og erosjonsskader og lå innenfor kvikkleire faresoner. Rapporten viser ved hjelp av bilder flere utglidninger, aktiv erosjon og blottlagt leire i flere bekkeløp, i hovedvassdraget og i sidebekker. Hensikten med kartleggingen var å få et bedre grunnlag for vurdering av skredfare i vassdraget, og for å kunne foreta beslutninger om eventuell erosjonssikring langs bekkene (NVE, 2012b). Ved Brenselbekken og bekkene ved Hangerhagen og Graneggdalen ble dreietrykksondering gjennomført og 54 mm sylinderprøver tatt opp av Trondheim kommune (TRK, 2013a).

I skredgropa ved Esp begynner vegetasjonen å reetablere seg. På den konsoliderte leira vokser det en del hestehov og tistler, men også noe fritt voksende stemor og en del gras og siv ved vannkanten av en dam ved skredgropa.

Trondheim kommune og NVE satte i gang i 2015 et hastetiltak med sikring av den resterende delen av Ristbekken, hvor oppmålingen i 2014 ble gjort (se fig. 6-6 og 9-2). Grunnen til dette er den økende senkningen og erosjonen i bekken, og for å sikre områder mot evt. nye kvikkleireskred. Vedlegg I viser faresonekart for potensielle kvikkleireskred på Byneset og Ristbekken renner gjennom de fleste sonene som er vist på kartet.



*Figur 6-6 Bilder av sikringen av den resterende delen av Ristbekken som renner gjennom skredmassene (fig. 9-2). Foto: B. Gundersen 2015.*

## 6.6 Skred i Overhalla

### 6.6.1 Leirskred i Overhalla

I Overhalla er flere skred blitt dokumentert, og på NVE Atlas finner man en del informasjon om tidligere skred. Rosenquist (1960) omtaler skred i Namdalen, hvor skredhendelsen ved Furre er best dokumentert. Langs Namsen og sideelvene har det gått mange skred og i tabell 3 er noen av skredhendelsen i Overhalla listet. Ved bruk av LiDAR-data har det vært mulig å gjenkjenne og markere noen av skredhendelsene (fig. 8-29).

Tabell 3 Oversikt over skred i Overhalla kommune (NVE, 2002)

Dato/ årstall	Hvor	Beskrivelse	Referanse	Markert på LiDAR-kart
1548	Kvam gård	Gården Kvam ble tatt av leirskredet.	NVE, 2002	
1693	Litl-Amdal	Et stort leirskred, hvor husene ble flyttet flere ganger. Senere skred i området i 1723 og 1763.	NVE, 2002	5
1700	Selleg gård	Leirskred som tok med seg ca. 40-50 mål.	NVE, 2002	
1808	Furre ved Horka	To store skred, med en størrelse på ca. 60 mål.	NVE, 2002	
1850	Oppedal	Et område hvor det har gått mange skred (1838, 1840, 1841, 1849 og 1854).	NVE, 2002	
1854/1855	Selleg gård	Et skred hvor 5 mål dyrket mark gled ut i elva Namsen. Et halvt år senere gikk det et par nye skred ved dette området.	NVE, 2002	2
1896	Øyesvollen	Et stort leirskred. Det har i senere tid gått flere skred i samme område.	NVE, 2002	3
22. februar 1959	Skveneset	Leirskred ved Skveneset. Årsaken var utgraving av elva og høy grunnvannstand, pga. mild vinter.	NVE, 2002	4
14. april 1959	Furre i Skage	Et leirskred hvor ca. 180 mål gled ut, 1 hus ble tatt med og en person omkom. Årsaken var økt elveerosjon.	Rosenquist, 1960; NVE, 2002.	1
16. mai 2007	Mellom Litl-Amdal og Stor-Amdal	Et stort kvikkleireskred, hvor utrast masse er beregnet til 950 000 m <sup>3</sup> . Ingen mennesker skadd, men to gårder ble evakuert. Skankenskredet	NGI, 2007; NVE, 2002.	6

## 6.6.2 Skred ved Furre i Overhalla

I 1959 gikk det et kvikkleireskred ved Furre. Årsaken til skredet var økende erosjon langs Namsen. Det hadde tidligere kommet en del nedbør denne våren slik at grunnvannsspeilet lå høyere enn normalt. Skredet kom i to etapper, og det hele startet som et initial skred. Massene som gled ut bestod av både sand og silt, og disse massene lå over et tynt lag med kvikkleire. Skadeomfanget ble i ettertid undersøkt og det viser seg at den første etappen av skredet tok med seg rundt 100 000 m<sup>3</sup> masse, bestående av sand og silt, med en tykkelse på 15 m (Rosenqvist, 1960). Ifølge NVE (2002) var det totale skadeomfanget av skredet på rundt 180 mål, et hus ble tatt av skredet og en person omkom.

## 6.6.3 Skredet i Reina, Skankensskredet

Den 16. mai 2007 klokken 08.15 gikk det et kvikkleireskred ved gårdene Dal og Olstad i nærheten av Skanken, derav navnet Skankensskredet (fig. 6-7).



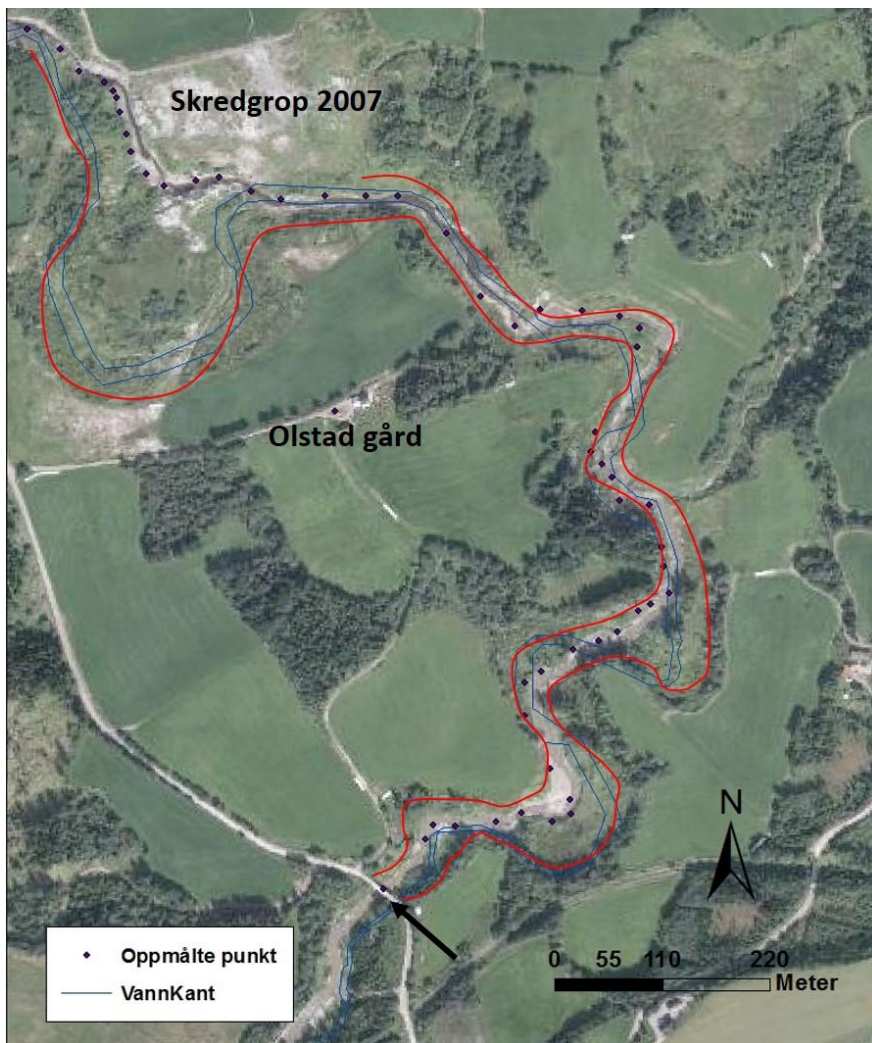
Figur 6-7 Bilde av Skankensskredet. Foto: I.L. Solberg 2007.



Gjennom skredområdet renner Reina, ei sideelv til Namsen. Skredet ble utløst av elveerosjon. Nedbøren hadde også økt dagen før, noe som kunne øke erosjonsevnen til elva (NGI, 2007). Skadeomfanget ga ingen menneskelige skader, men gårdene Dal og Olstad ble evakuert. Skredet var 800 m langt og 400 m bredt, og utraste masser ble anslått å være ca. 950 000 m<sup>3</sup> (fig. 6-7 og 6-8) (NVE, 2002).

Skredmassene gled ca. 1,5 km nedover elva Reina og massene demte opp elva. I rapport NGI (2007) er det laget tre profiler som viser anslått terreng etter skredet (se vedlegg VII). Her ser man tydelig hvor skredmasser har fylt opp elveløpet. Profil 1 ble målt tvers igjennom skredgropa (fra nord til sør). Profilet viser en senkning av terrenget etter skredet på ca. 20 – 30 m. Profil 2 ble målt fra vest til øst, og går gjennom skredgropa i nedre del. Etter skredet har terrenget blitt lavere og slakt, og det har vært en senkning på 20-30 m her også. Profil 3 ble tatt ved skredporten, tvers over elveløpet. Etter skredet fylte skredmassene elveløpet, som ble hevet ca. 5-7 m. (NGI, 2007).

Ca. 800 m nedstrøms fra skredområdet går ei kommunal veibru over elva, og her hadde massene nesten fylt hele elveløpet under brua (pil på fig. 6-8). Brua ligger 3,5 m over elvebunnen, og massene lå ca. 0,5 m under bunnen av brua (NGI, 2007). I sirkelen på fig. 6-9 vises spor av leire på undersiden av brua.



Figur 6-8 Skankenskredet med skredgrop og skredmasser som fylte igjen elveløpet. Den blå linjen viser elveløpet før skredhendelsen (<http://kart.finn.no/>).



Figur 6-9 Under brua samlet det seg skredmasser, og her ser man rester av skredmassene (se sirkel) på undersiden av brua hvor veien krysser Reina (foto B. Gundersen 2014).

## 7 Erosjon og landskapsutvikling

Erosjon er et begrep for løsrivelse og transport av partikler og erosjonsprosessen er avhengig av flere faktorer, som vannhastighet, jordarters sammenbinding og form, grunnvannsforhold, underlag og slagkraft elva får fra materiale som fraktes med vannet (Selmer-Olsen, 1976; Selby, 1982).

Prosesser som er viktige for utviklingen er vind, vann eller is som er aktive erosjons faktorer, men konsekvenser av massebevegelser og skred spiller en viktig rolle (Cendrero & Francesco, 1996). Nedtæring av landoverflaten styres av ulik motstandsdyktighet hos forskjellige materialer. Daler og lavland har en mindre motstandsdyktighet enn fjell og høylandet, og dermed blir nedtæringen av landskapet forskjellig (Gjessing, 1978).

Berggrunnen spiller en viktig rolle i landskapsutviklingen. Den gir elver og bekker et nedslagsfelt. Der hvor bekke- eller elveløp har gravd seg ned til fjell, kan det dannes naturlige terskler som er med å styre erosjon oppstrøm. Dette kalles for erosjonsbasis (Foster & Heiberg, 1971).

### 7.1 Elve- og bekkeerosjon

Elver og bekker endrer og danner nye løp, ved erosjon og avsetning av masser. De graver seg dypere ned i daler og danner V-daler. Denne erosjonen kan forårsaker flere små og store skred (Fossen, 2012). Erosjonen var størst når landhevingen gikk for fullt, havnivået minket mye og leiravsetningene var bløte. Etter lengre tid med tørke og vegetasjonsvekst på leiravsetningene har erosjonen minket (Løken, 1968).

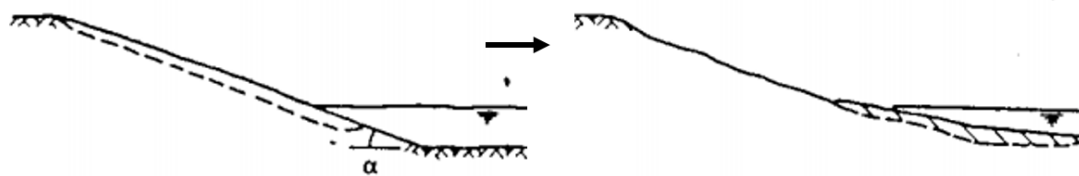
Erosjon forekommer der hvor elver eller bekker fjerner mer materiale enn det blir tilført i et område. I elve- og bekkeløp kan erosjonsprosesser deles inn i to: løpserosjon (side- og bunnerosjon) og massebevegelse i sideskråninger. Vannets hastighet, fjellterskler og løsmassemengder, i tillegg til menneskelig aktivitet, styrer mye av erosjonen (NVE, 2010). Der overflatevannet har gravd seg ned til fjell og terskler, er erosjonsevnen redusert (Løken, 1968).

Erosjonsaktiviteten langs elver varierer, og elveløpet kan deles inn i tre deler. Nederst i elveløpet kan det forekomme små rotasjonsskred, som fører til noe masseforflytning. Skredene her skyldes meandreringen i elven. I midten finnes mer aggressiv erosjon. I områder under marin grense, er spor av kvikkleireskred og aktiv erosjon langs elveløpet vanlig. I nærliggende raviner finner man masser fra tidligere kvikkleireskred. Elvas øverste del har et horisontalt plan

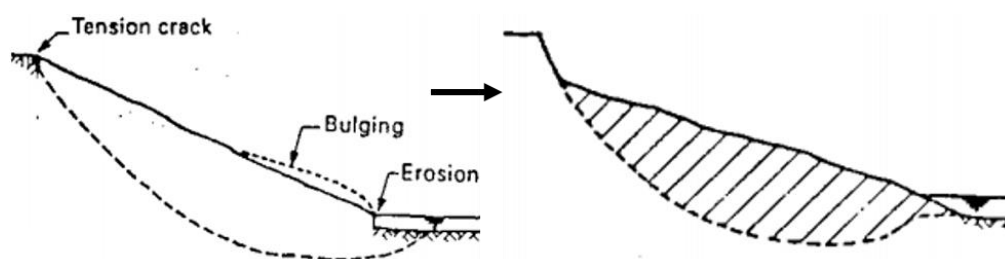
med gammel havbunn, som er delt opp i raviner, hvor flere av ravinene har slake skråninger (Foster & Heiberg, 1971).

Graving i ei elv vil være størst nær bunnen, hvor det er høy hastighet og turbulens. Når elva har gravd seg ned til et stabilt nivå vil vannhastigheten minke. Ei elv eroderer mest i yttersvinger og i sidene. Her vil avsetninger som regel bli undergravd (Løken, 1968; Selmer-Olsen, 1976). Elvas graving vil variere i ulike typer løsmasser. I sandmateriale vil elva grave sterkt i yttersvingene og etter hvert vil det danne seg en større dal, med en meandrerende elv. I leirholdige materialer er gravingen hos elva mindre, dersom det ikke forekommer skred og/eller elva frakter med seg materialer som sliper leiroverflaten (Selmer-Olsen, 1976).

I skråningsfoten er det faktorer som forvitring, skråningsbevegelse og undergraving som styrer mye av erosjon (Cendrero & Francesco, 1996). Som fig. 7.1 viser, kan vannet erodere og føre til utglidninger i slake skråninger. Slike utglidninger forårsakes av blant annet ved vanngjennomstrømming i materiale i skråningsfoten. Vegetasjon bidrar til å sikre slike områder for utglidninger. I brattere skråninger og hvor det eroderes i skråningsfoten kan større mengder masser gli ut (fig. 7-2) (Lawler, et al., 1995).



Figur 7-1 Masseutglidning i slake skråninger (Lawler, et al., 1995).



Figur 7-2 Masseutglidning/skred i brattere skråninger (Lawler, et al., 1995).

## 7.2 Sikring av kvikkleireutsatte områder

Det er viktig å kartlegge og eventuelt sikre områder hvor man vet det finnes kvikkleire. Siden Rissaraset i 1978 ble det satt i gang et systematisk arbeid med kartlegging og grunnundersøkelser for å registrere områder med kvikkleire. Videre ble det gjort vurderinger for hvor sannsynlig det var for mulige kvikkleireskred i områdene (Janbu, et al., 1993).

Det finnes ulike årsaker (naturlige eller antropogene) til at områder blir sikret. Sikring langs elver og bekker er viktig for å unngå erosjon i elve- og bekkesidene, men også for å styre bekke- og elveløpene (Bridge, 2005). Som nevnt er erosjon langs elver og bekker en av de vanligste naturlige årsakene til skred, og derfor blir disse sikret. Ved antropogene aktiviteter, som utbygging og annen belastning av områder med kvikkleireforekomster, trengs det som regel en grundig vurdering av type sikringstiltak (NVE, 2010). Hvis det kan være fare for områdeskred, skal sikkerheten vurderes og stabiliserende-/sikringstiltak skal gjennomføres for et større område enn selve byggingen/tiltaket skulle tilsi (NVE, 2014).

Stabiliserende tiltak mot mulige kvikkleireskred (NVE, 2010):

- Erosjonssikring
- Stabiliserende fyllinger
- Heving av elve- og bekkeløp
- Bakkeplanering
- Utslaking og drenering av bratte skrånninger
- Grunnforsterkninger
- Bruk av lette masser
- Beplantning/vegetasjon og lignede

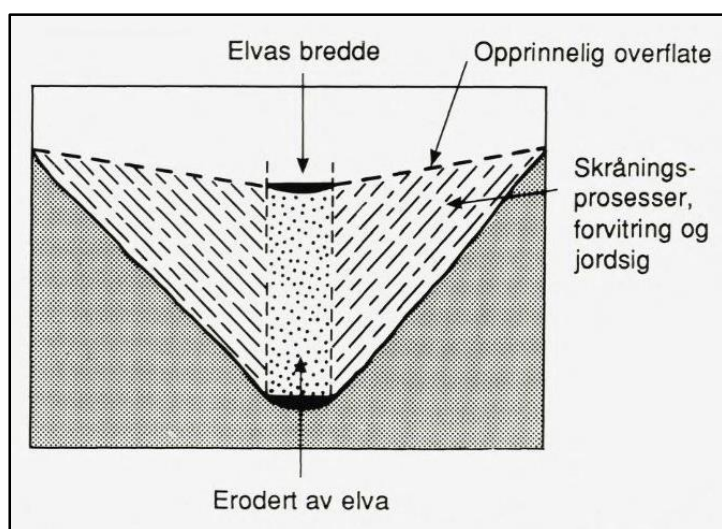
## 7.3 Raviner og skredgroper

Raviner er små V-daler som er blitt dannet ved at overflatevann har gravd seg sakte ned i løsmassene. Det finnes dype og grunne raviner, og som regel vil et ravinesystem danne et forgreinet mønster. Samler det seg mye vann i slike områder med mange raviner, kan dette danne en bekkedal (Dahl, et al., 1997). Gamle raviner ble dannet under landhevingen og endrer seg langsomt, mens nydannede raviner er stadig i utvikling (Skøien, 1993).

Dannelse av raviner kan forekomme i områder hvor vannivået i bekker og elver øker, eller ved oppsamling av vann i ei grøft. Vannmengden er stor og ravinen er ikke tilpasset denne mengde vann, som fører til en ustabil situasjon og erosjonen øker (fig. 7-3) (Skøien, 1993).

Ravinedannelse fra overflatevann og grunnvann ser ulike ut i landskapet. Raviner dannet av overflatevann har som regel en spiss i bakkant og blir bredere mot utløpet, mens grunnvannsraviner har en bratt avrundet form innerst i ravinen (Selmer-Olsen, 1976).

Ravinedannelse er en kontinuerlig prosess, men var størst i starten av landhevingen (Jørgensen, et al., 1997). Der det er store raviner, finnes som regel bekker eller elver, mens i små raviner er det som regel bare overflatevann ved flom eller snøsmeltning (Reite, 1983). Løsmasser, vegetasjon er bl.a. med å bestemme helningen og formen av skråninger. Friksjon og kohesjon i jord holder massene på plass. I leirjord er det kohesjonen som holder partiklene sammen, men i sand- og steinmateriale er det friksjonen. Stabiliteten i ravinesidene styres av tyngdekraften, men erosjon fra elver og bekker kan redusere skråningsstabiliteten. Vegetasjon binder sammen jord, ved hjelp av røtter og lignende (Skøien, 1993).



Figur 7-3 Elvas evne til å erodere i en dal (Skøien, 1993).

Det er svært vanlig med ravinelandskap i hav- og fjordavsetninger, hvor det ligger tykke leiravsetninger som f.eks. i Trøndelag. I ravineområder er bakkeplanering vanlig, slik at områdene kan bli mer gunstig for jordbruksproduksjon og gi større arealer, men dette fører også til at nedbørsfeltet blir forandret i størrelse og kan føre til erosjon i ustabile leirer på nye steder (Thoresen, 1991; Skøien, 1993).

I bløt jord kan det forekomme jordsig, siden kohesjonen i jorda minker (Skøien, 1993). Den bløte jorda kan sige mye lettere, og dette kan være godt synlig i terrenget. I områder med silt- og leirjord er det svært vanlig med jordsig, blant annet i ravinedaler (Skøien, 1993).

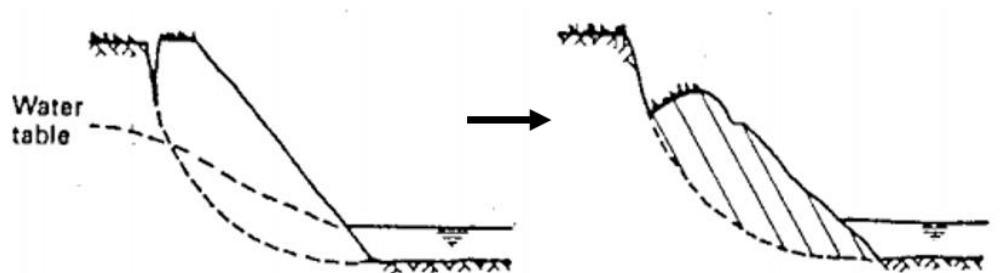
## 7.4 Grunnvannsgjennomstrømning og erosjon

Grunnvann fyller alle porer i jorda eller sprekker i berggrunnen, og gjør grunnen mett med vann (Skøien, 1993). Grunnvann kommer som regel frem i dagen der hvor markoverflata skjærer grunnvannsspeilet. Grunnvannsspeilet er den øvre grense til grunnvannet. Grunnvannivået varierer med mengde nedbør, og ligger vanligvis i senkninger langs overflaten som myr, elver, bekker og innsjøer. Etter en periode med mye nedbør, kan økning av grunnvannsspeilet føre til økt poretrykk og større fare for skred. Grunnvannsstrømming styres av lokale permeable forhold, og i leiravsetninger kan gjennomstrømningen være begrenset. Dette fører til at kvikkleireforekomster i leiravsetningene kan være uregelmessige (Selmer-Olsen, 1977).

Grunnvannserosjon forekommer i områder hvor det skjer en rask utstrømming av grunnvann, og kan forårsake utglidninger og skred. I bekker eller elver som er blitt senket i terrenget, blir grunnvannsspeilet liggende over vannoverflaten og det kan føre til en utstrømming av grunnvann (Skøien, 1993). Fig. 7-4 viser hvordan grunnvannsspeilet kan være med å minke stabiliteten i en skråning. Når sprekken ved overflaten blir fylt med vann, reduseres stabiliteten og masser glir ut.

I skråninger, særlig i løsmasser som sand eller silt/leire, kan dette føre til ustabile skråninger og masser kan rase ut og/eller at det dannes raviner (Skøien, 1993). I skråninger hvor kornene i løsmassene blir rolig og jevnt vasket ut av grunnvann, vil masser langs kanten tilslutt gli ut og bli transportert bort. Denne utvaskingen vil fortsette å jobbe bakover og danne store kløfter innover løsmassene. Slike kløfter blir betegnet som grunnvannsraviner (Selmer-Olsen, 1976).

I grunnvannsraviner er det ikke alltid bekker i bunnen, men dette varierer. Er det et sterk vannførende lag under grunnvannsspeilet eller at vann i jordbruksområder renner ned i grunnvannsraviner vil det trolig danne seg en bekk. Bekkene i slike raviner erodere videre, og erosjonen holdes aktiv (Skøien, 1993).



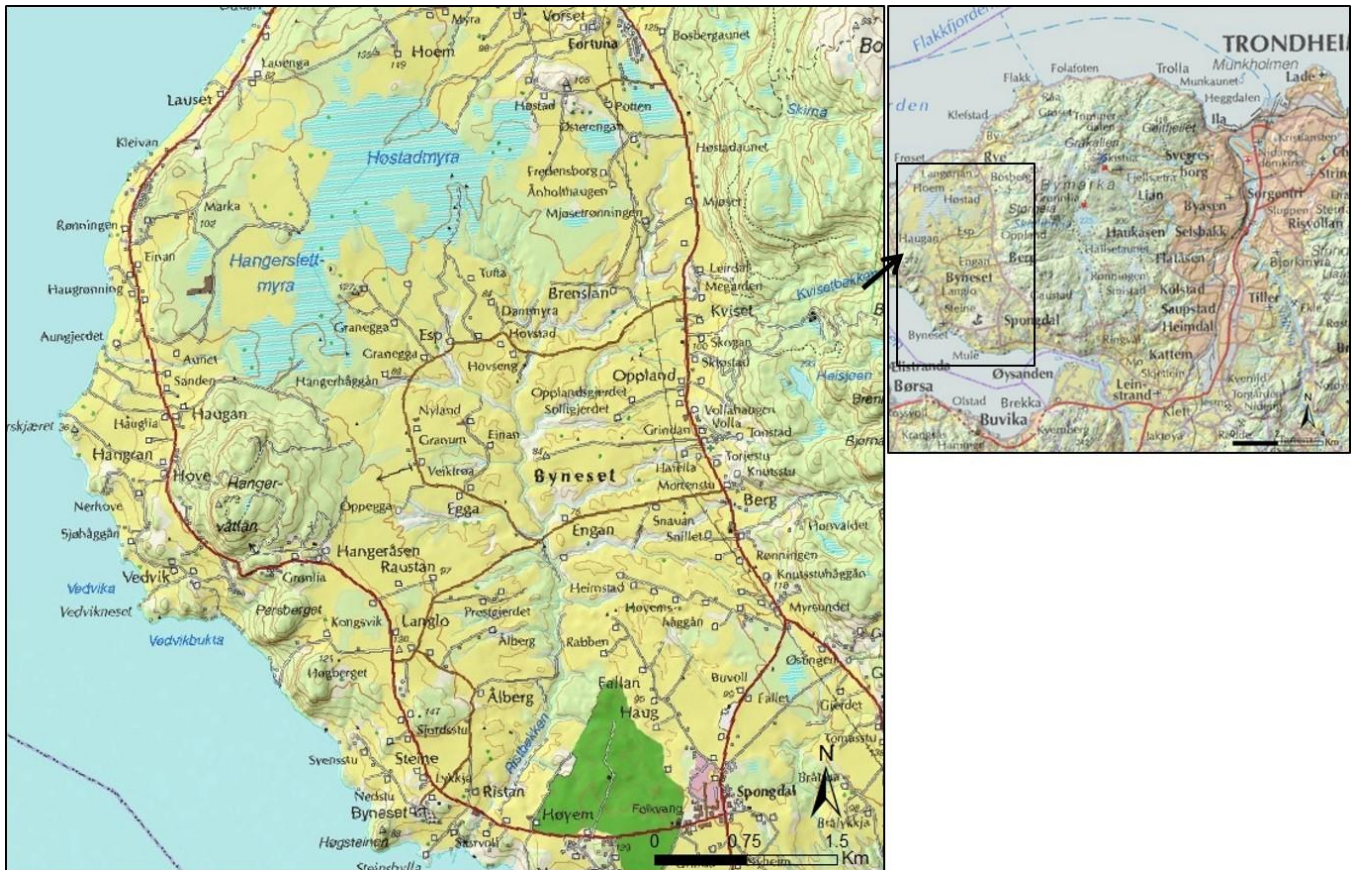
Figur 7-4 Reduksjon av skråningsstabiliteten av grunnvannsspeilet.

# 8 Områdebeskrivelser

## 8.1 Byneset

Byneset ligger vest i Trondheim Kommune, i Sør-Trøndelag fylke (fig. 8-1), i luftlinje ca. 15 km fra Trondheim sentrum. Byneset har et flatt landskap. Her finnes det store arealer med marine avsetninger, som er gunstig til jordbruksproduksjon, noe det er mye av på Byneset.

Byneset blir avgrenset fra Trondheim by av Bymarka, som har sitt høyeste punkt 565,6 moh. Marin grense (MG), det høyeste nivå havet stod etter siste istid, er på Byneset ca. 160 moh. (Reite, 1986). Byneset sitt høyeste punkt er Hangervåttan som er 272 moh., og ligger i vest (fig. 8-1).



Figur 8-1 Oversiktskart over Byneset. ([www.norgeskart.no](http://www.norgeskart.no)).



### 8.1.1 Berggrunn

I Kambro-Silur for 500 millioner år siden ble berggrunnen i Trondheimsområdet dannet. Den består i hovedsak av grønnstein og tuff (en porøs bergart), men finnes også noe omdannede bergarter fra leire og sand avsetningen som ble omdannet til skifer og sandstein (Reite, 1983).

Det er nylig blitt laget et mer detaljert berggrunnskart over Byneset, ved hjelp av grundige feltobservasjoner (fig. 8-2) (Solberg, et al., 2015).

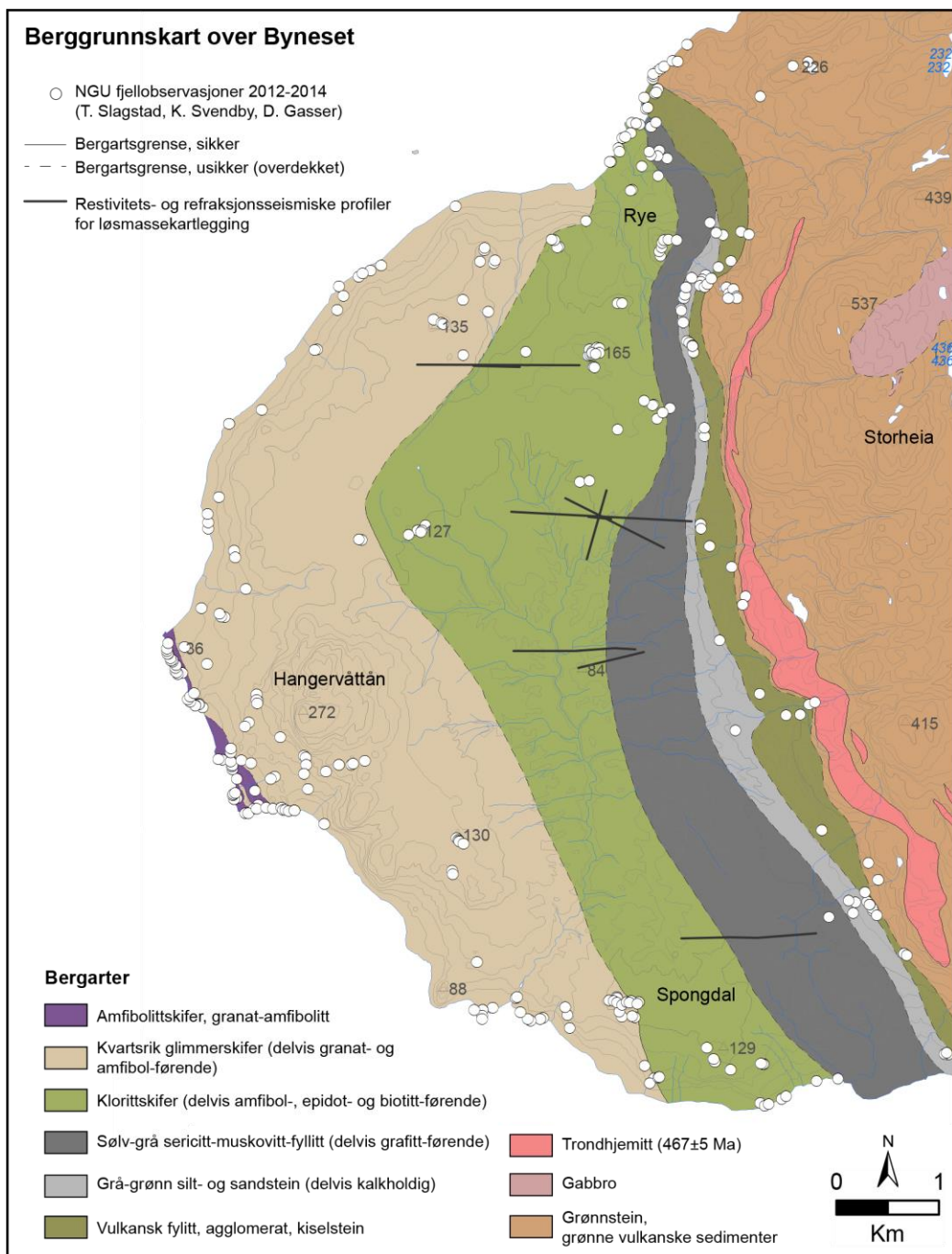
Vest på kysten av Byneset er en liten blotning med amfibolittskifer og granat-amfibolitt. Denne bergarten er blitt deformert og foldet sammen med bergarten granat- og amfibolittførende kvartsrisk glimmerskifer som man ellers finner langs store deler av kysten på Byneset. Lengre øst på Byneset er et dekke av klorittskifer, som er delvis amfibol-, epidot- og biotittførende. Lengre øst, innenfor dekket med klorittskifer, er et dekke av sølv-grå sericitt- muskovitt- fylitt, som også er delvis granittførende. Dette er myke bergarter som forvitres og eroderes lett. Innenfor fylitt-sonen kommer et dekke av grå-grønn, delvis kalkholdig, silt- og sandstein. Deretter kommer et dekke av grønne fylitter, agglomerat og kiselstein. Opp mot Bymarka (Storheia) er det hovedsakelig et dekke med grønnstein, grønne vulkanske sedimenter, gabbro og Trondhemitt (Solberg, et al., 2015).

### 8.1.2 Løsmasser

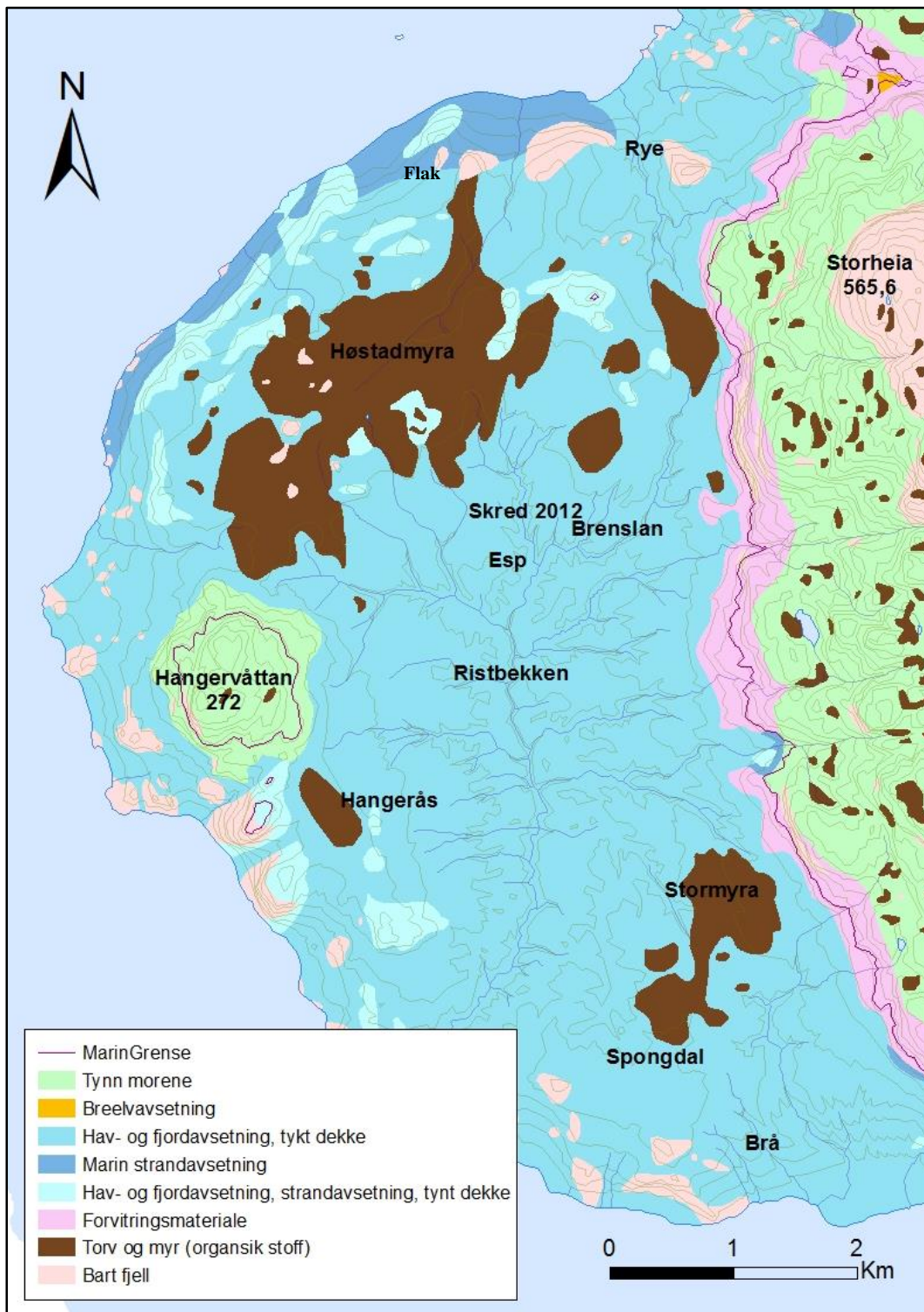
Løsmassene man finner på Byneset er avsatt i slutfasen av siste istid og under/etter isavsmeltingen (Reite, et al., 1999b). Løsmassekart (fig. 8-3) viser at store deler av Byneset består av hav- og fjordavsetninger (marine avsetninger). Man finner også noen mindre områder med morenemateriale, som ligger som et tynt dekke over berggrunnen, strandavsetninger, torv- og myr (organisk materiale), forvittringsmateriale og bart fjell (Reite, 1977).

Ved Flakk som ligger nord på Byneset var det under istiden strandet mange isfjell. Disse avsatte store mengder med stein- og blokkrike leirlag over eldre, nesten steinfrie leirer (Reite, et al., 1999a).

Ved ulike typer undersøkelser på Byneset er det vist at leiravsetningene stedvis går svært dypt. Øverst ligger tørrskorpeleire, med lag av bløt til middels fast siltig leire under (TRK, 2013a, b, c). Flere steder er det påvist eller indikert kvikkleire i skråningene ned mot bekkene. Forekomsten av kvikkleire går dypt under grunnoverflaten, og noen steder også under bekkenivå (TRK, 2013 a, c).



Figur 8-2 Berggrunnskart over Byneset. De svarte linjene markerer hvor 2D-resistivitet og refraksjonsseismikk er blitt utført på Byneset, mens de hvite prikkene markerer fjellblotninger som er befart og undersøkt i perioden 2012-2014 (Solberg, et al., 2015).

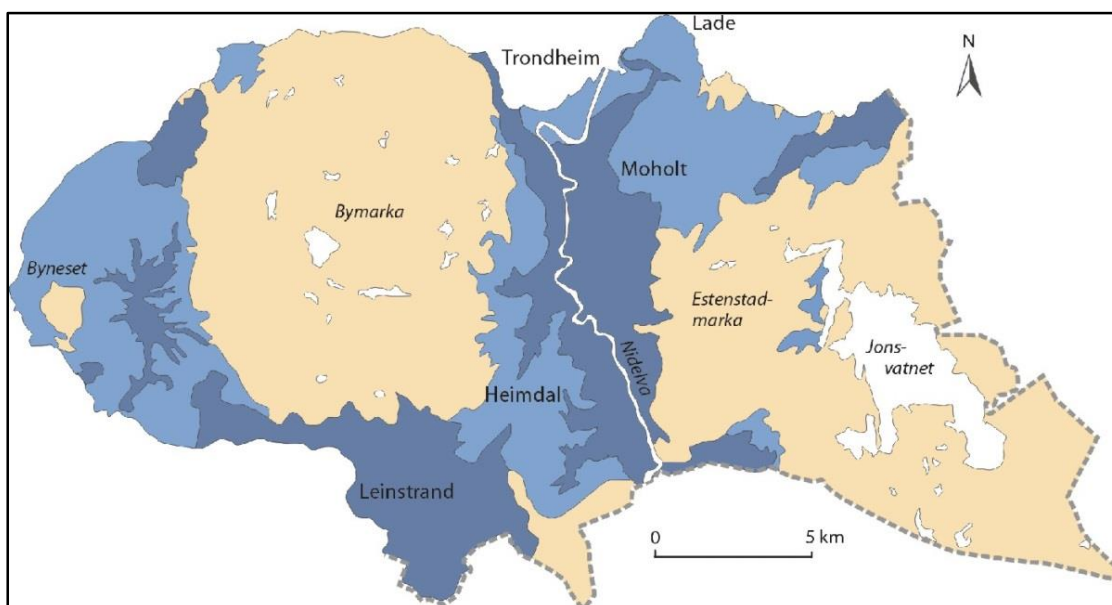


Figur 8-3 Løsmassekart over Byneset, med marin grense inntegnet (NGU, 2015).

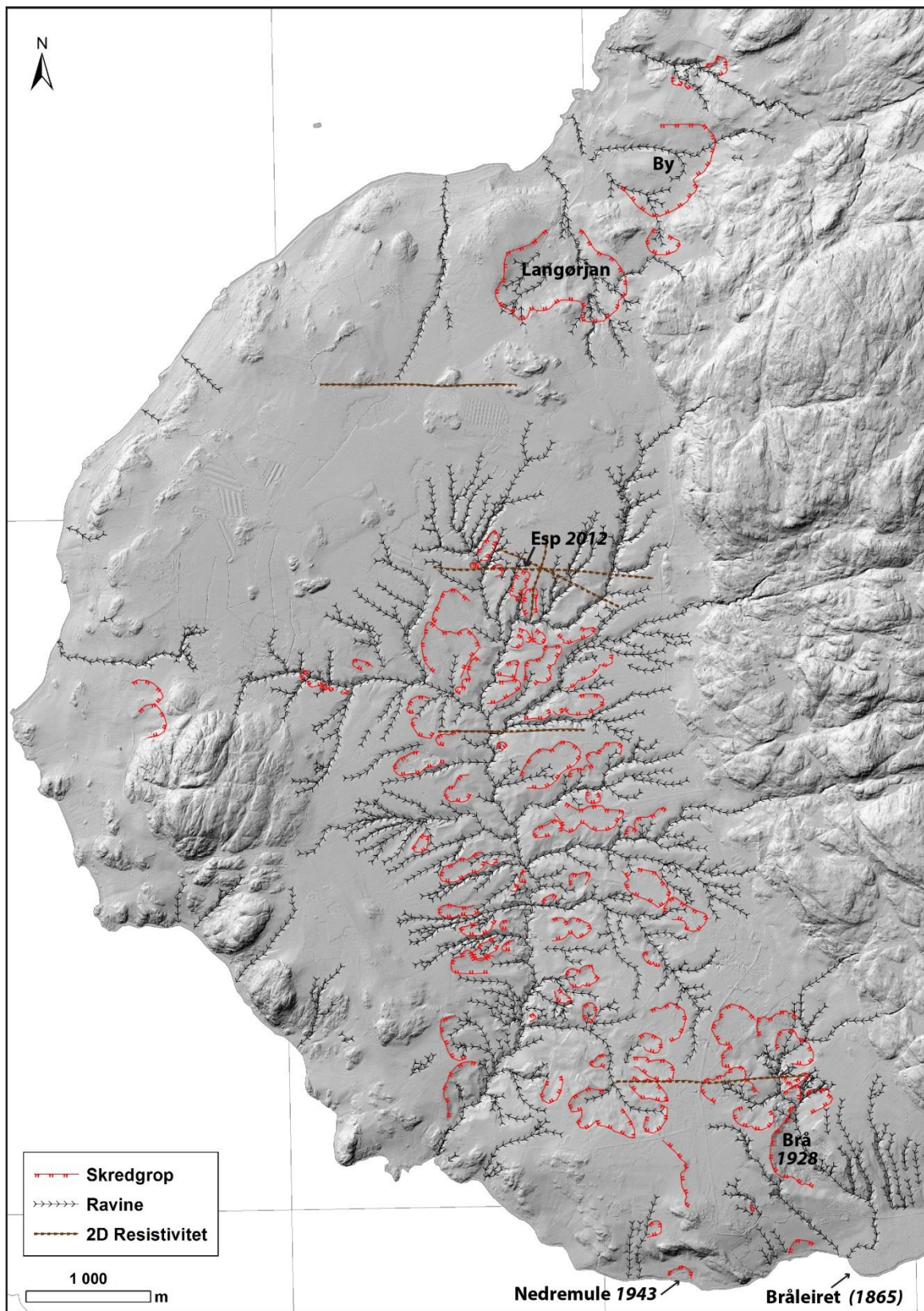
### 8.1.3 Landskap og geomorfologi

På Byneset er det flere bekker som har gravd seg ned i den gamle havbunnen (Reite, et al., 1999b). Hovedvassdraget som renner gjennom store deler av Byneset er Ristbekken som har mange forgreininger. Bekken renner ut i Trondheimsfjorden, hvor den her renner på fjell (Solberg, et al., 2015). Langs bekken er det en rekke ravinedannelser og skredgroper. Dette er antydnet på fig. 8-4, hvor mørk blå farge viser områder som er mest utsatt for erosjon og ravinedannelse. Raviner og skredgroper kan man se tydelig på LiDAR-data (fig. 8-5). I tillegg til Ristbekken, finnes bekkene Bråbekken og Stordalsbekken i sør-øst.

Vedlegg I viser en oversikt over faresonene for potensielle kvikkleireskred på Byneset. De fleste faresonene ligger langs Ristbekken. Langs bekkene er det en del erosjon, som kan være farlige for utvikling av kvikkleireskred (fig. 8-4). I kap. 6.4 er det en oversikt (tabell 2) over tidligere skredhendelser på Byneset.



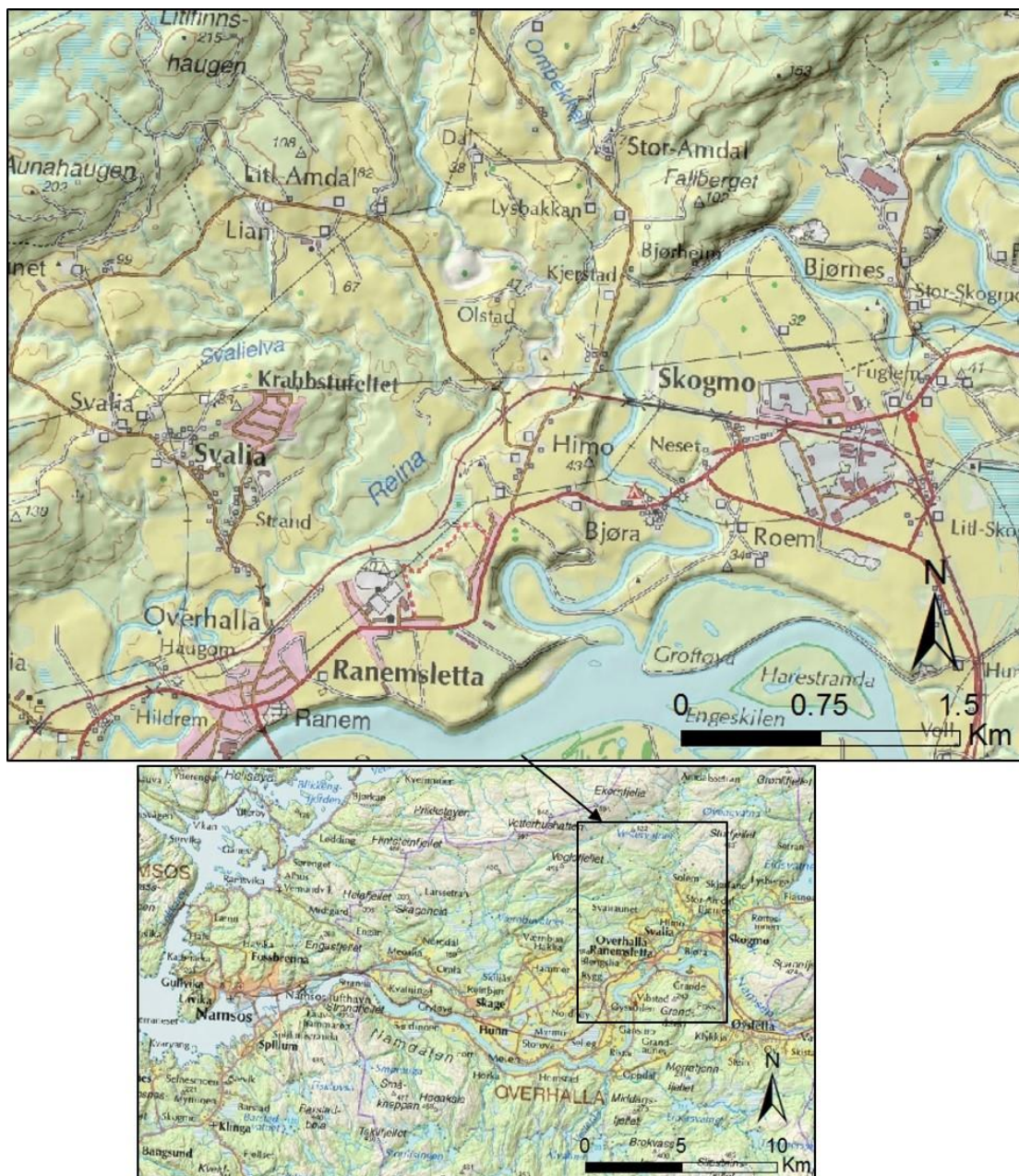
Figur 8-4 Landskapsformer i Trondheimsområdet. Lyse farger viser områder med bart fjell og et tynt løsmassedecke. Blå farge viser områder som har tykke avsetninger og som ligger under marin grense. Mørk blåfarge viser erosjon- og skredutsatte områder (Reite, et al., 1999a).



Figur 8-5 Kartlagte skredgroper og raviner på Byneset fra studie av LiDAR-data (fra kartverket). Kjente skredhendelser er markert på kartet. Brune streker markerer 2D-resistivitetsundersøkelser gjort av NGU (Solberg, et al., 2015).

## 8.2 Overhalla

Overhalla kommune ligger i Nord-Trøndelag fylke og ligger øst for Namsos (fig. 8-6). Overhalla ligger i Namdalen, og er omringet av slake fjellsider og et åpent dalføre (Dahl, et al., 1997). Gjennom Overhalla sentrum (Ranemsletta) renner elva Namsen.



Figur 8-6 Kart over Overhalla kommune ([www.norgeskart.no](http://www.norgeskart.no))

## 8.2.1 Berggrunn

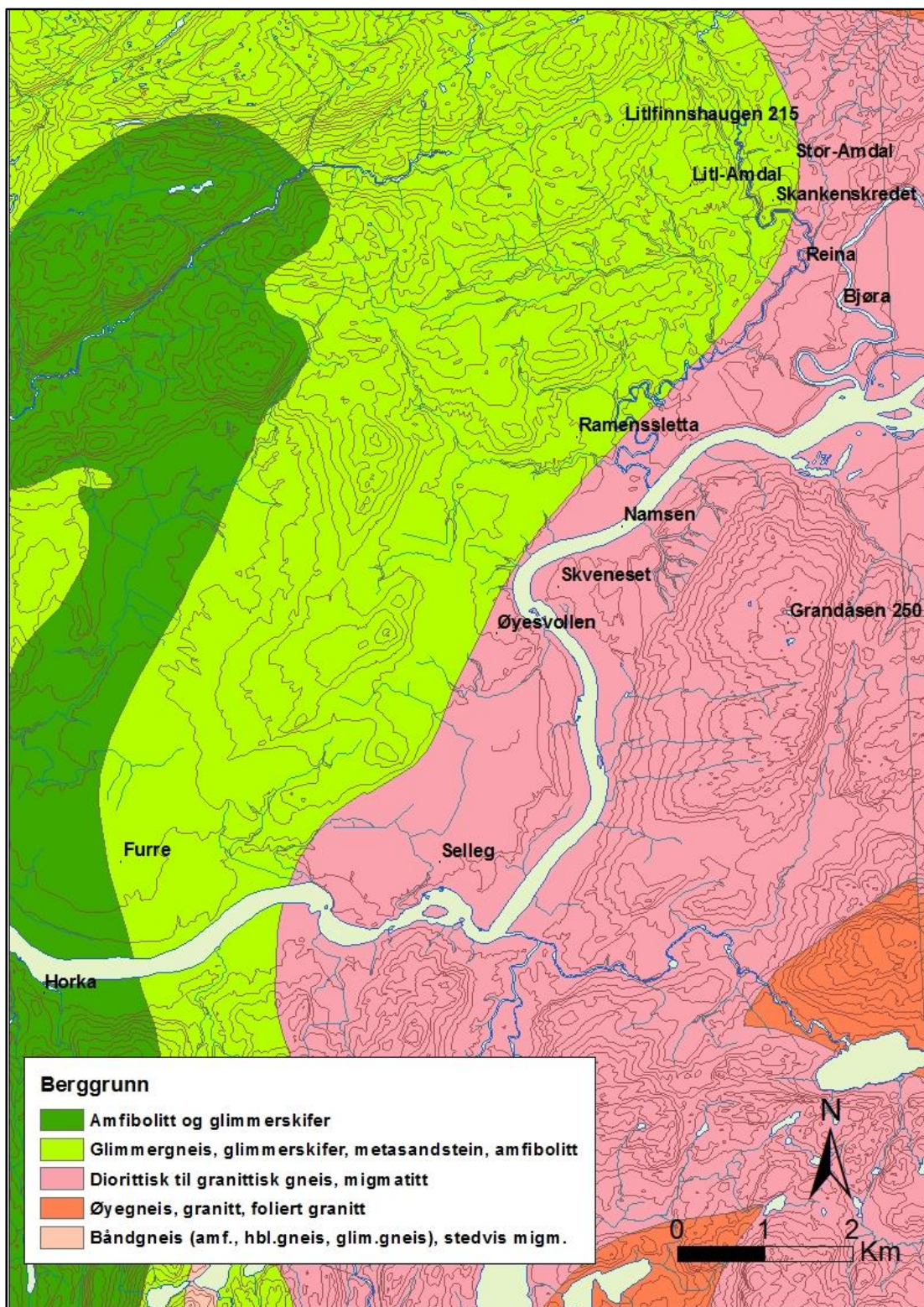
Berggrunnen vest i Namdalen består hovedsakelig av granitt og gneis (Rosenqvist, 1960). Berggrunnskartet (fig. 8-7) viser et belte helt i vest med amfibolitt og glimmerskifer (NGU, 2015). Innenfor dette beltet, som strekker seg fra vest og østover, består berggrunnen av glimmergneis, glimmerskifer, metasandstein og amfibolitt, som er stedvis granat, kyanitt og sillimanittførende. Lengre mot øst består berggrunnen av diorittisk til granittisk gneis. Innenfor dette laget ligger det et område med øyegneis og granitt.

## 8.2.2 Løsmasser

Langs Namsen ligger det et dekke av sandsletter som i hovedsak består av fin sand. Det er lite grus, noe som tyder på en lav strømningshastighet i elva gjennom flere tusen år (Dahl, et al., 1997). Langs flere av elvene i Overhalla ligger det et stort dekke av morene, sand, grus og leire. Her finner man store områder med marine avsetninger og myrområder (Stokkan & Rosvold, 2014).

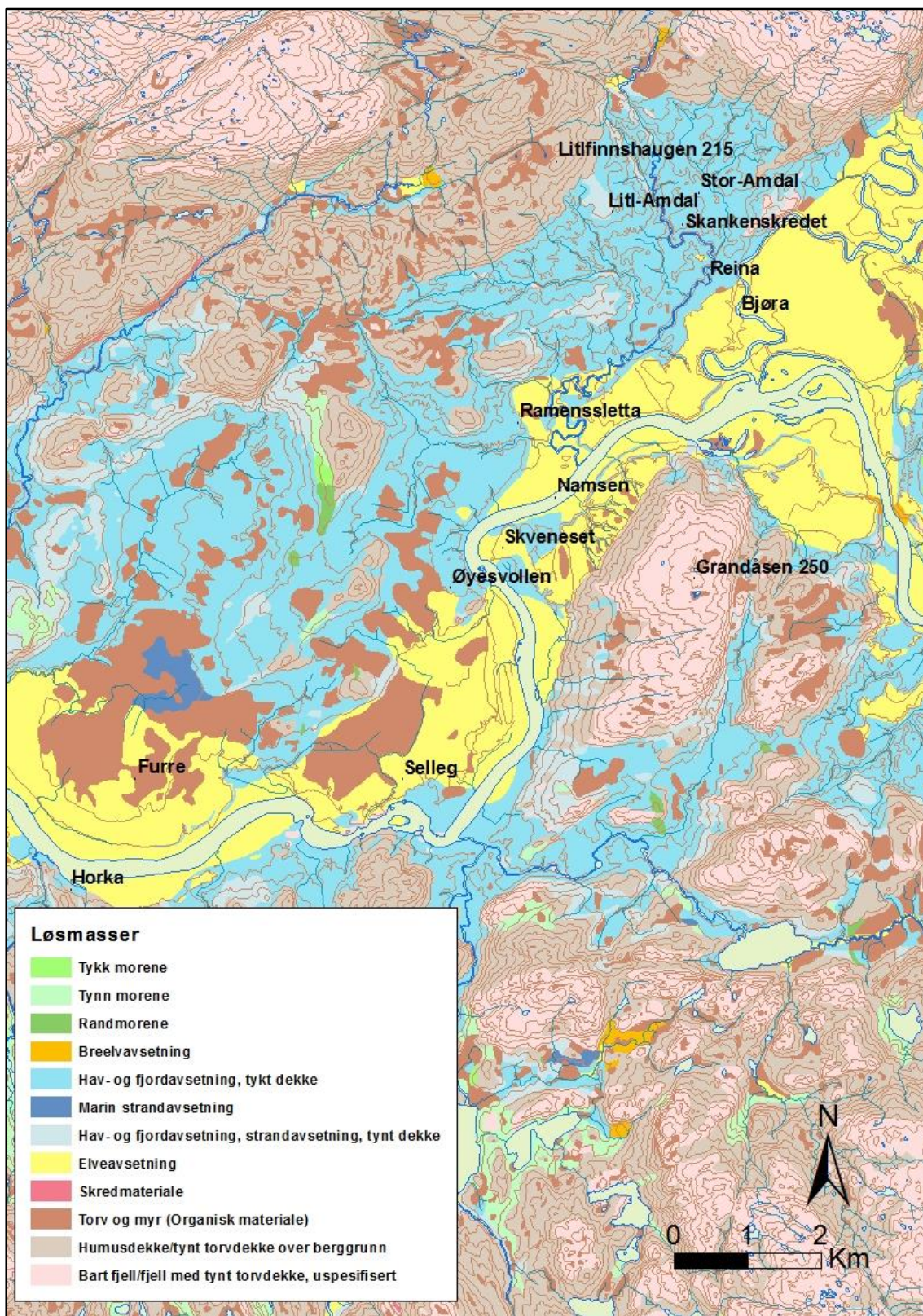
Dalbunnen består av tykke løsmasser, gamle fjordbunnavsetninger med lag av saltvannsleire. Gjennom flere år har Namsen tatt med seg sand og avsatt på slettene, f.eks. Ranemsletta. I dalsidene hvor elvenivået ikke nådde opp, samt under elveavsetningene finner man leiravsetninger (Dahl, et al., 1997).

Løsmassekartet for Overhalla viser på fig. 8-8 elve- og bekkeavsetninger (gul farge) langs elvene Namsen, Bjøra, og Reina (NGU, 2015). Mesteparten av avsetningene langs Reina (mot vest), ved Litl- og Stor-Amdal, er tykke hav- og fjordavsetninger (blå farge).



Figur 8-7 Berggrunnskart for deler av Overhalla (NGU, 2015).



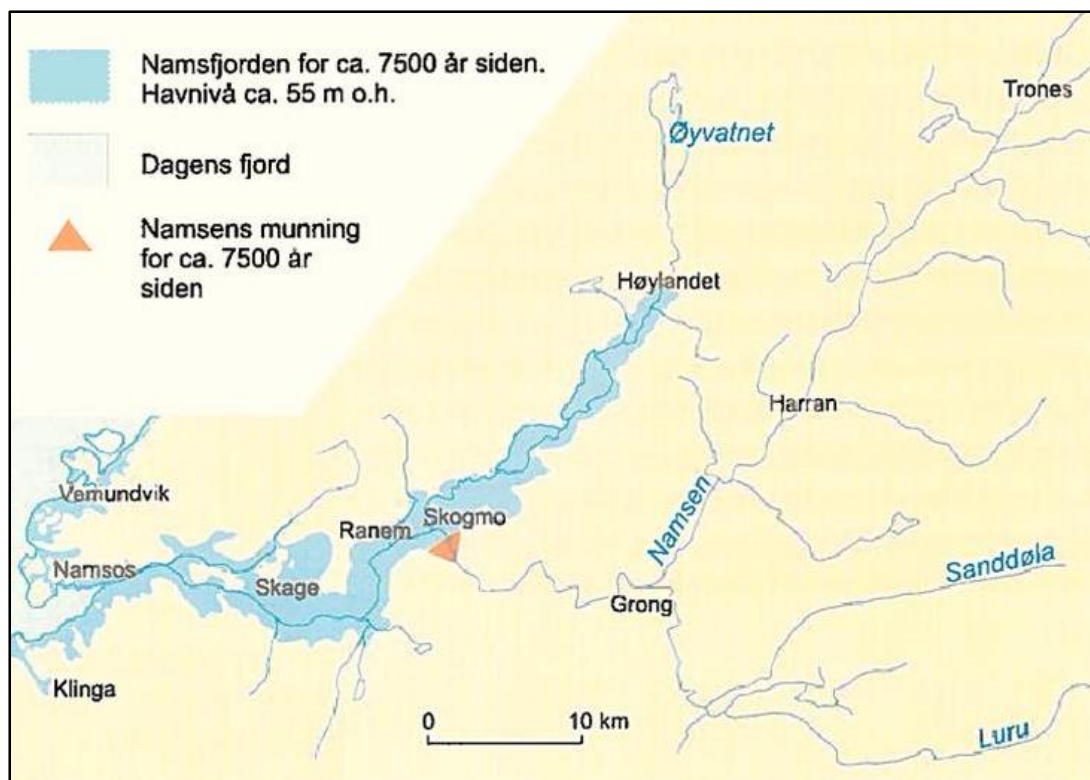


Figur 8-8 Løsmassekart for deler av Overhalla (NGU, 2015).

### 8.2.3 Landskap og geomorfologi

Namdalen har et landskap med dype, slake daler omringet av fjell. De flate områdene i Namdalen strekker seg fra kysten ved Namsos og videre østover langs Namsen. Høyden for landskapet i området ligger rundt 50-470 moh.

Under isavsmeltningen, var Namdalen dekket av vann og dannet en fjord. Overhalla lå under vann, men enkelte fjelltopper lå over havnivået (Dahl, et al., 1997). Fjorden i Namdalen, Namsfjorden var ca. 90 km lang. Sjøen gikk helt inn til Trones, men under landhevingen steg landet og fjorden forsvant gradvis (fig. 8-9) (Rosenqvist, 1960). Marine grense i Overhalla viser hvor høyt havet stod etter siste istid, og er ca. 148 moh. (Dahl, et al. 1997; NVE, 2002). Ved landhevingen begynte elvene og bekkene i Namdalen å grave seg så ned i sand- og leireavsetningene, og dalbunnen ble stadig senket og utvidet i bredden (Sveian, 2013).



Figur 8-9 Namsenfjorden under landhevingen for ca. 7500 år siden (Dahl, et al., 1997).

Gjennom årene har Namsen, med sine sideelver, gravd seg ned i den gamle fjordbunnen, dannet flere ustabile skråninger og forårsaket blant annet flere skred (Sveian, 2013; Stokkan & Rosvold, 2014). Reina er en av sideelvene til Namsen og renner gjennom Litl- og Stor-Amdal og Overhalla sentrum. Langs Reina er det et terreng av stor skredaktivitet gjennom årene (Sveian, 2013). Det finnes mange kvikkleirefaresoner langs Reina (se Vedlegg II) (NVE, 2002).

De fleste hav- og fjordavsetningene i Namdalen består av sand og silt, men det finnes også en del leire hvor leirskred har vært en del av utviklingsprosessen for landskapet. I Namdalen er blitt registrert 54 tidligere kvikkleireskred (Rosenqvist, 1960)

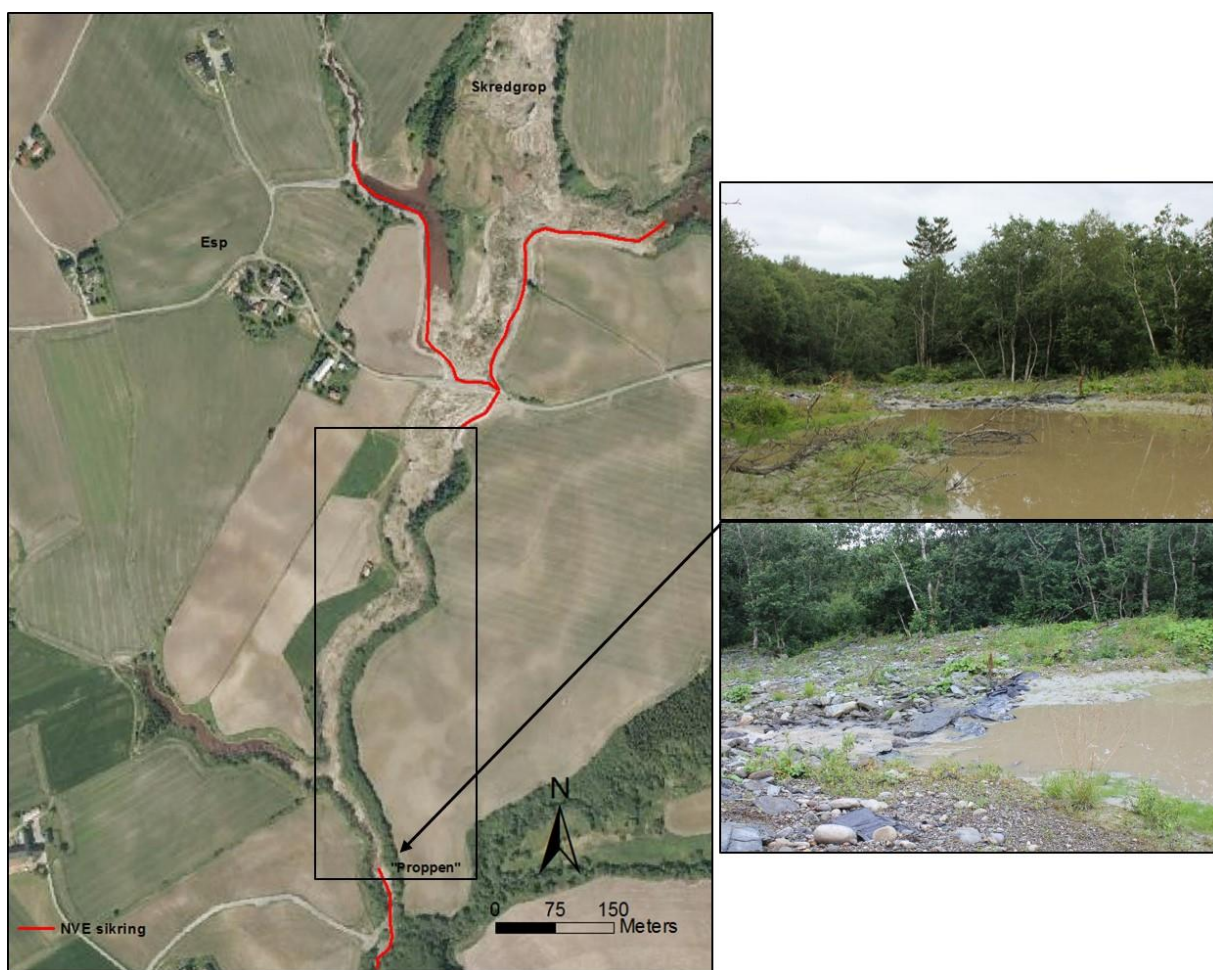
## 9 Resultater

### 9.1 Byneset

#### 9.1.1 Innledning

Ristbekken renner gjennom skredområdet ved Esp. Etter skredhendelsen i 2012 sikret NVE deler av bekken (fig. 9-1). Bekkesidene ble steinsatt og terskler ble laget for å kontrollere vannets hastighet, unngå videre erosjon og fare for eventuelle nye skred langs bekken. Den usikrede delen av bekken i skredmassene fra 2012-skredet ble sommeren 2014 målt opp, med lengde- og tverrprofil.

I tillegg ble sedimenter og erosjon ble kartlagt langs den usikrede delen av bekken, for å kunne vurdere videre erosjon etter skredhendelsen og sammenligne med andre lignede områder som er utsatt for kvikkleireskred.



Figur 9-1 Den røde streken viser de sikrede områdene langs Ristbekken nedstrøms skredgropa, som ble sikret i 2012 (<http://kart.finn.no/>). Bildene til høyre viser den steinsatte «Proppen». Innrammet område på venstre bilde markerer hvor oppmålingen ble gjennomført. Foto: B. Gundersen 2014.

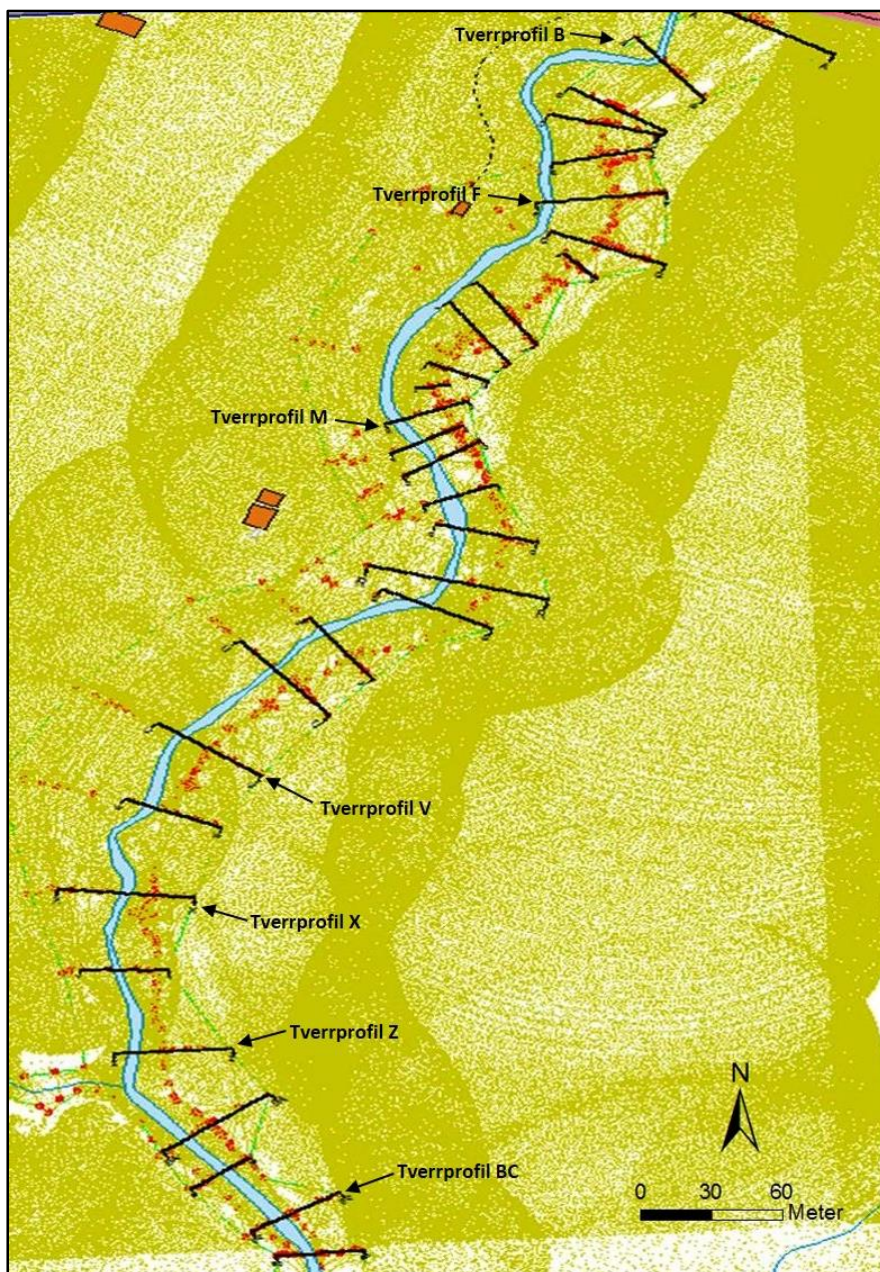
### 9.1.2 Oppmåling av elve- og bekkesystemer

Langs Ristbekken ble det målt inn 35 tverrprofiler og ett lengdeprofil i 2014 (fig. 8-2). Lengde- og tverrprofil punktene er blitt lagt over et flyfoto fra samme området (fig. 9-2).

For å kunne vise hvordan bekken har endret sitt løp, ble tverrprofilene sammenlignet med LiDAR-data i programmet Gemini terr&ent. For hvert tverrprofil som ble målt, ble det laget et hurtigsnitt basert på LiDAR-data som viser terrenghøyden rett etter skredet og sommeren 2014. Hurtigsnittene ble navngitt fra A-BE.



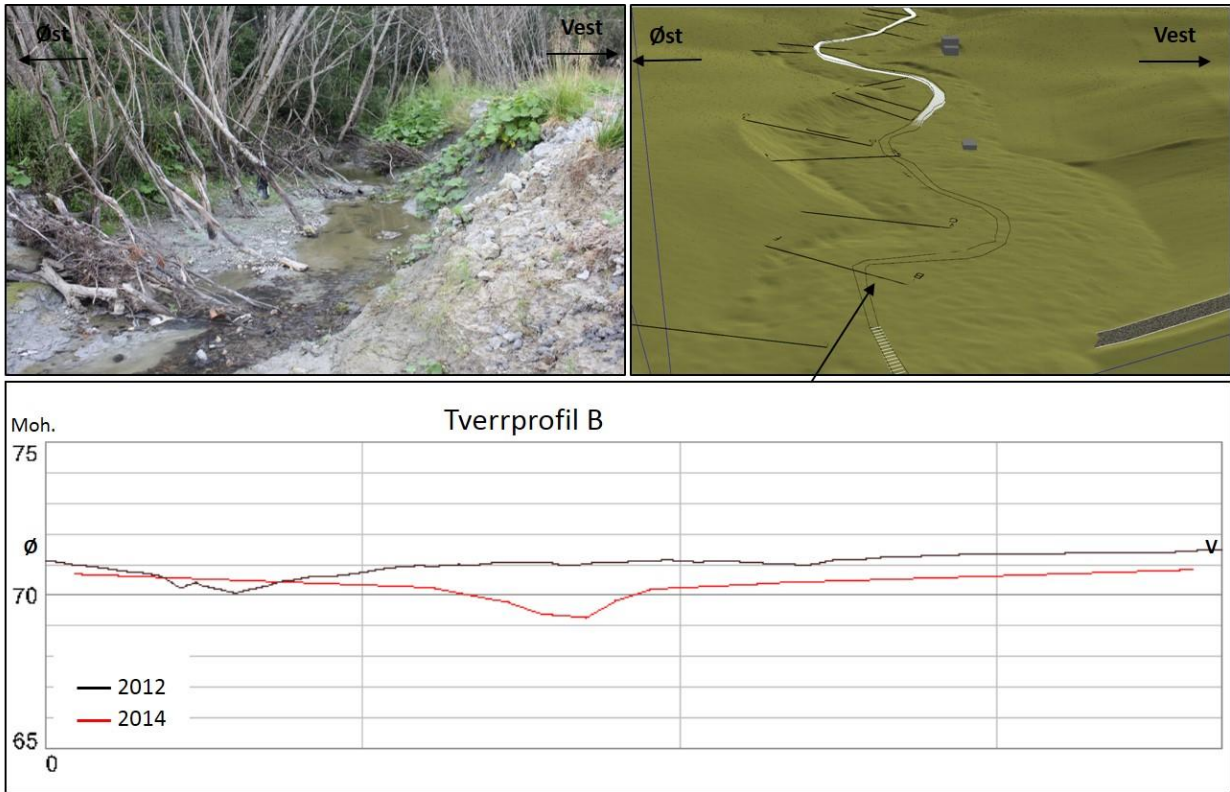
Figur 9-2 Tverr- og lengdeprofiler (røde og grønne punkter) målt i 2014 (se fig. 9-1). Blå strek viser hvor bekken hadde sitt løp før skredhendelsen. Flyfoto av Ristbekken fra 2011 (<http://kart.finn.no/>).



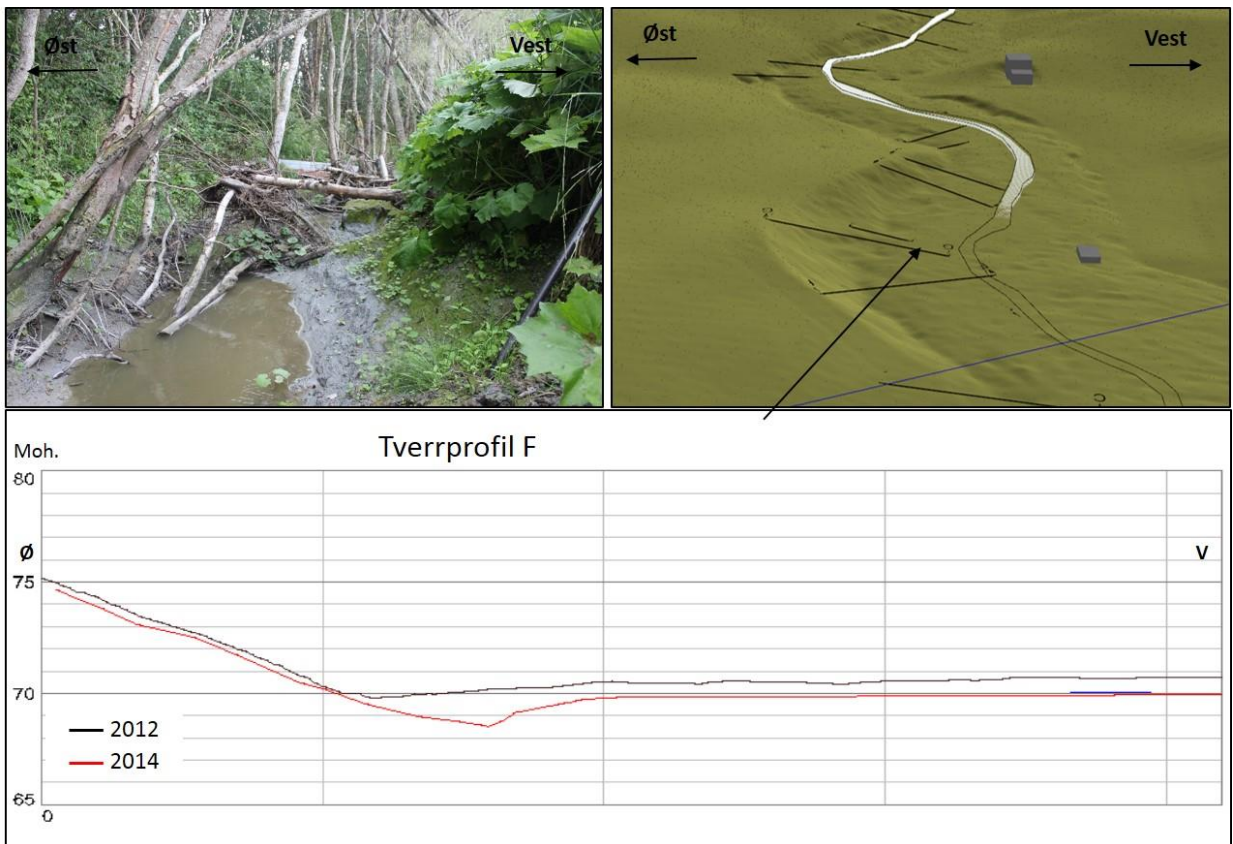
Figur 9-3 Oversikt over hurtignytt og tverrprofil ved Ristbekken. De svarte linjene er de oppmålte tverrprofilene fra 2014. Blå linje viser det tidligere bekkeløpet fra før skredet i 2012.

De navngitte tverrprofilene på fig. 9-3 er vist i figurene 9-4 til 9-10, mens resten av profilene finner man i vedlegg III. Figurene viser foto tatt fra tverrprofilet (til høyre), 3D-illustrasjon (til venstre) og tverrprofiler. 3D-illustrasjon i figurene viser hvordan skredmassene ligger langs bekkeløpet (svart og rød strek). Svart strek viser terrenghøyde rett etter skredet i 2012 og rød strek viser terrenghøyden målt i 2014. Bekkeløpet før skredet i 2012 er i programmet blitt lagt over skredmassene.

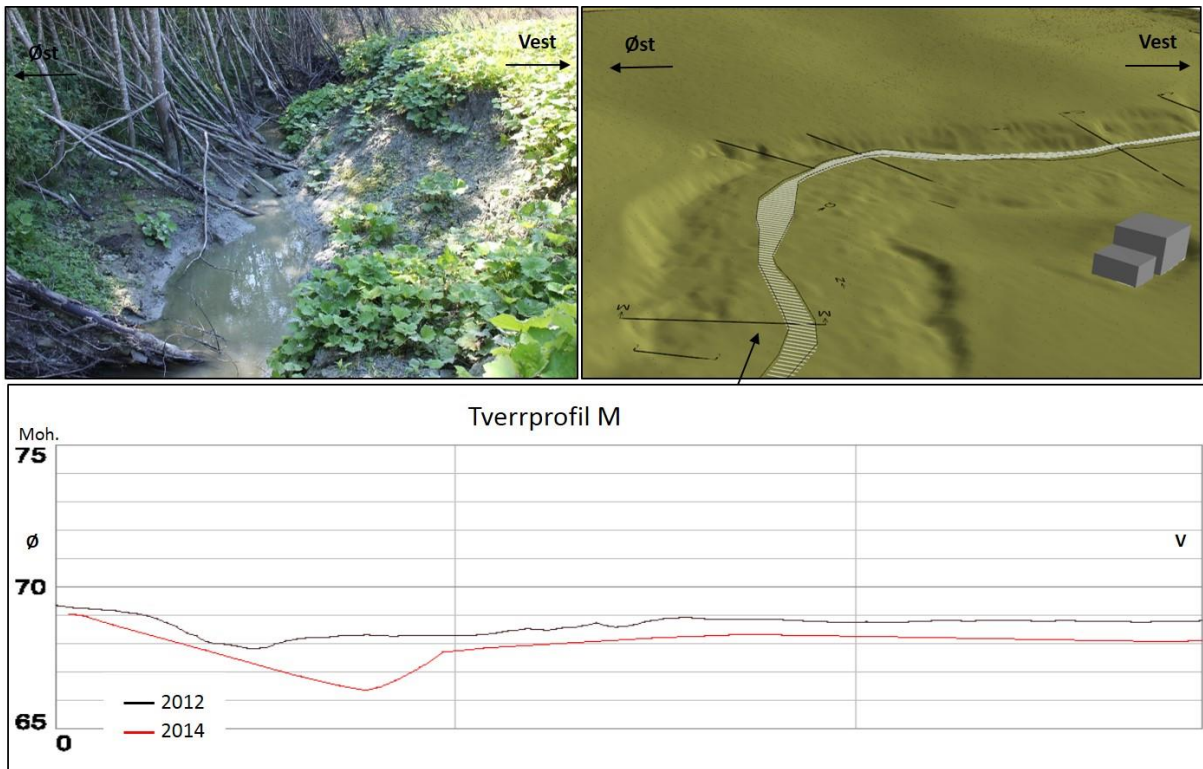
Figurene fra 9-4 til 9-10 viser godt senkningen av bekkenivået i Ristbekken i løpet av 2,5 år.



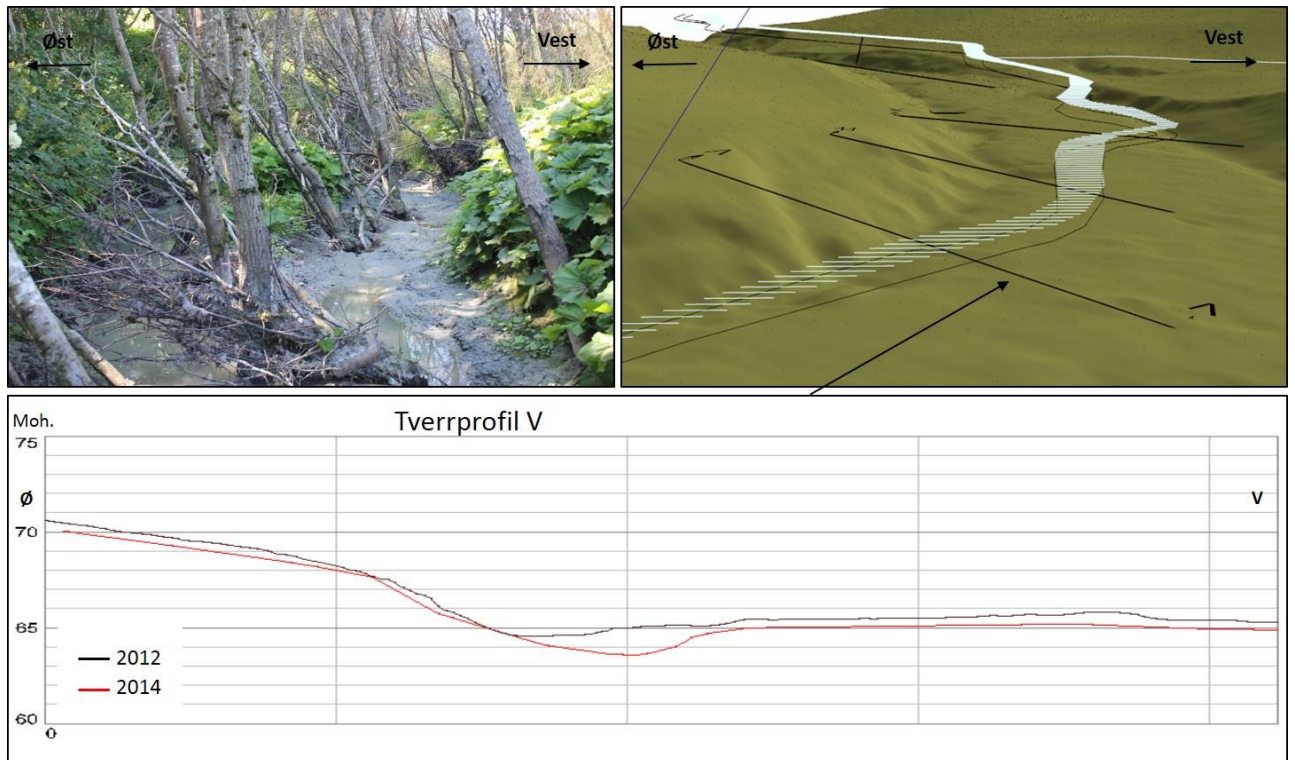
Figur 9-4 Tverrprofil B (fig. 9-3). Profilet er ca. 40 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.



Figur 9-5 Tverrprofil F (fig. 9-3). Profilet er ca. 50 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.

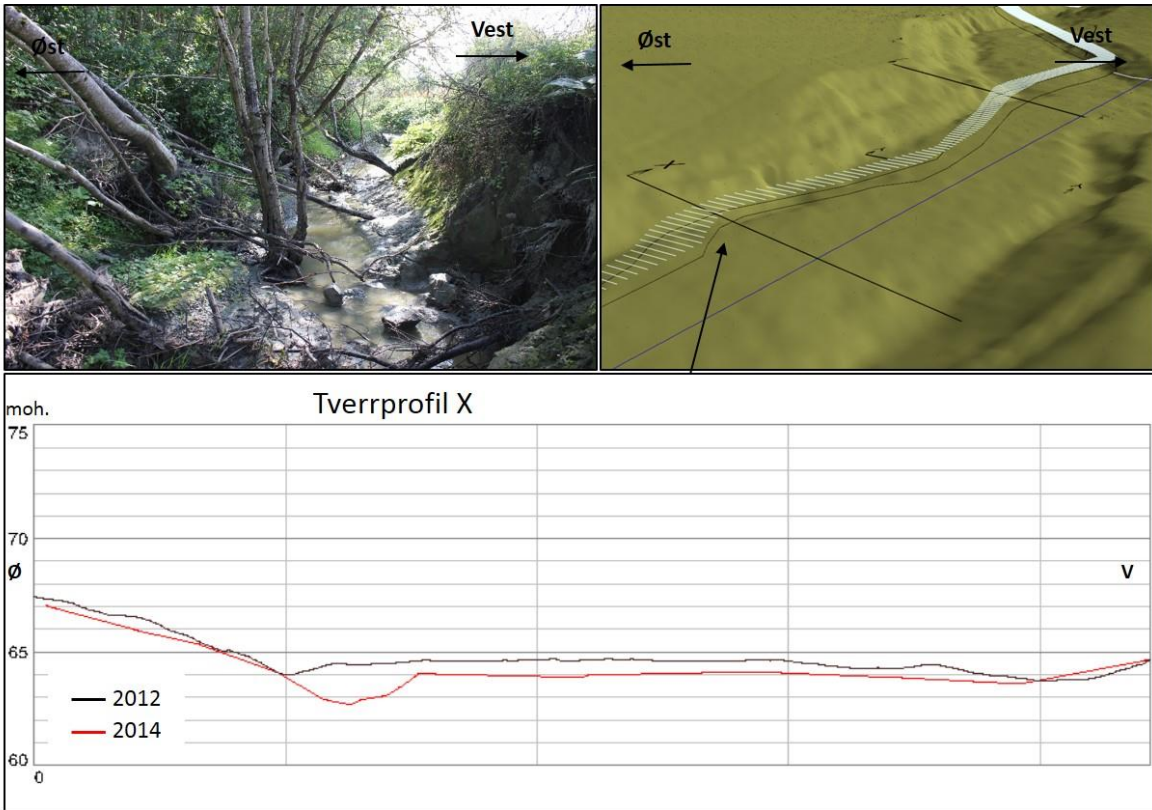


Figur 9-6 Tverrprofil M (fig. 9-3). Profilet er ca. 30 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.

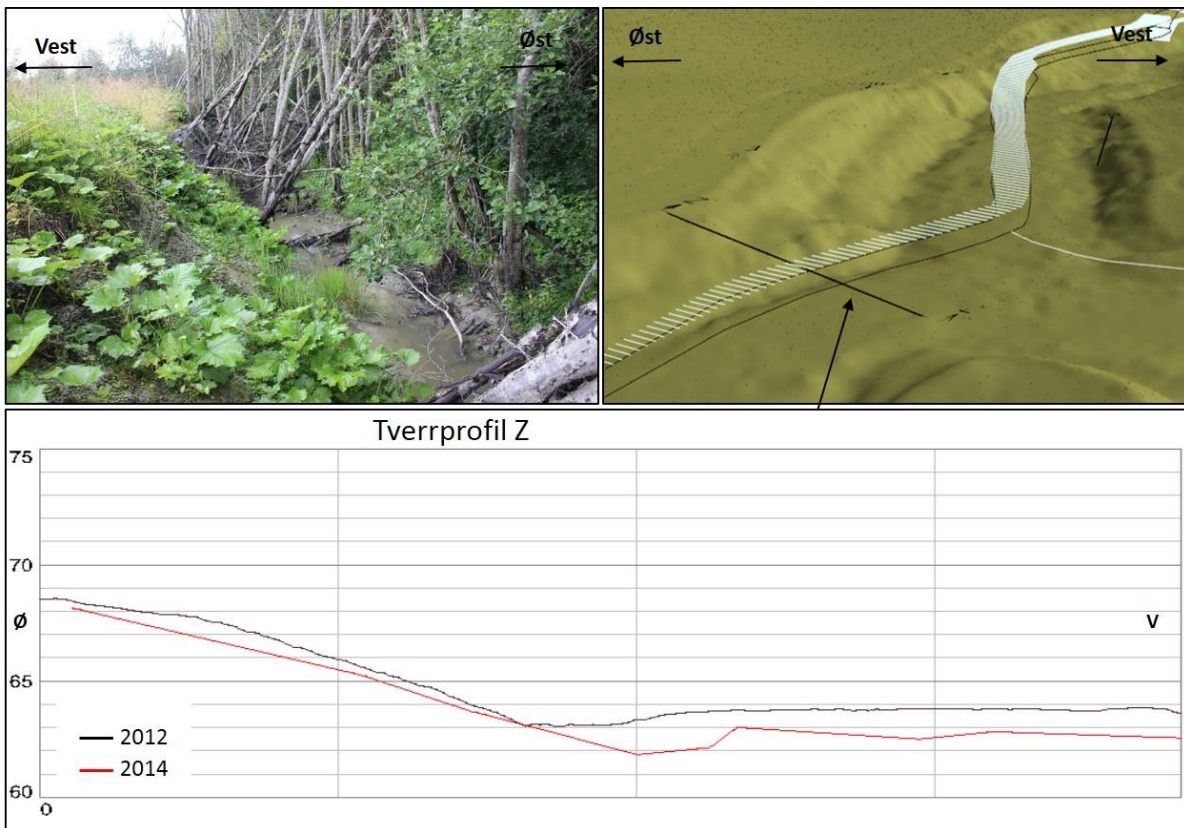


Figur 9-7 Tverrprofil V (fig. 9-3). Profilet er ca. 50 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.

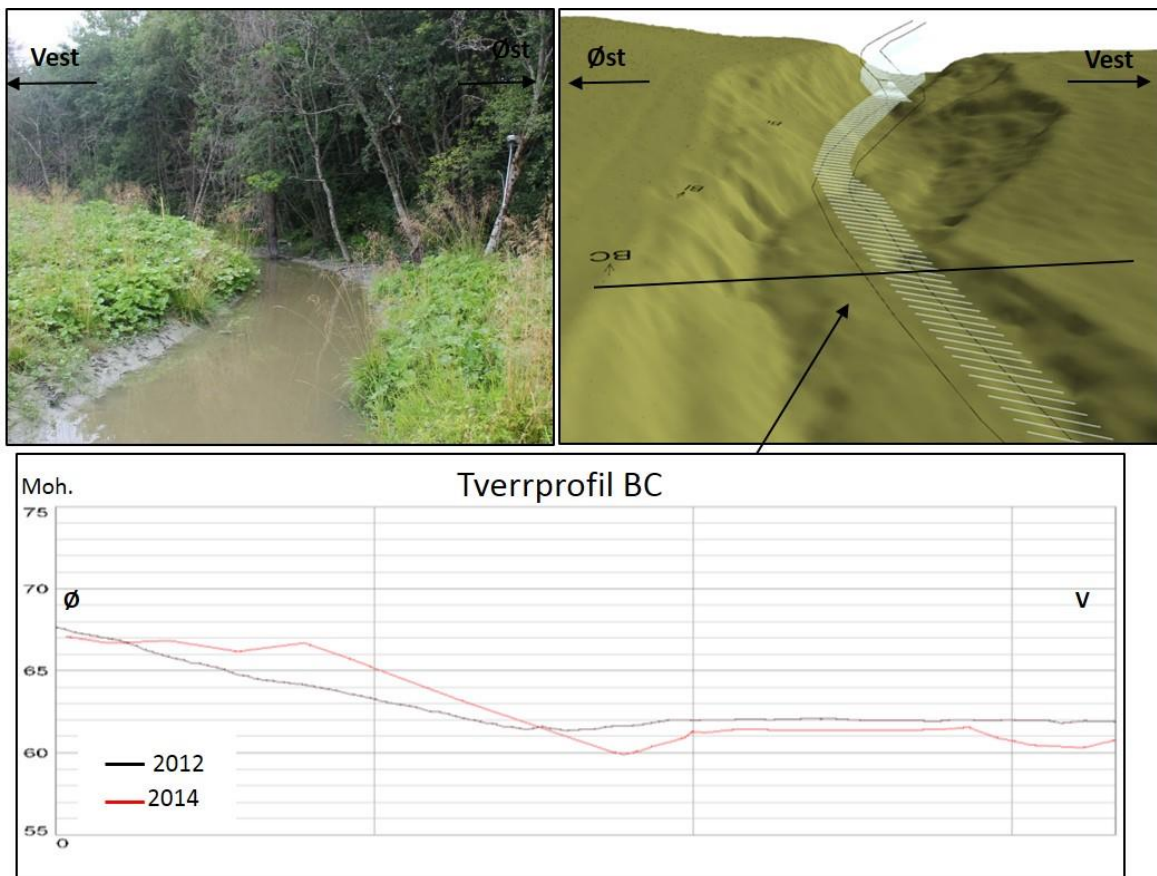




Figur 9-8 Tverrprofil X (fig. 9-3). Profilet er ca. 60 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.



Figur 9-9 Tverrprofil Z (fig. 9-3). Profilet er ca. 50 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.



Figur 9-10 Tverrprofil BC (fig. 9-3). Profilet er ca. 40 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.

### 9.1.3 Sedimenttyper

Langs Ristbekken hvor oppmålingen fant sted, finnes det både en del skredmasser og jomfruelige masser. Jomfruelige masser blir her brukt som masser som ikke er blitt berørt av de utraste skredmassene fra skredhendelsen ved Esp i 2012. Skredmassene består hovedsakelig av leire (kollapset leire) men også sedimenter med større kornstørrelse. Langs bekken ligger skredmassene på østsiden og de jomfruelige massene ligger i hovedsak på vestsiden av bekken (fig. 9-11).



Figur 9-11 Foto fra skredområdet ved Esp. Øverst til venstre: skredmasser igjengrodd med vegetasjon. Øverst til høyre: bekken med skredmasser på øst og jomfruelige masser på vest. Nederst til venstre: planerte skredmasser. Nederst til høyre: noe grovere masser (pil) langs bekkeløpet. Foto: B. Gundersen 2014.

2D-resistivitetsprofil RP4 er 1800 m langt og indikerer i den bakre delen av skredgropa områdets innhold av løsmasser og fjell helt ned til et dyp på ca. 160 m (se vedlegg V) (Solberg, et al., 2015). I det øvre laget (ca. 5-10 m tykt) er det bl.a. tørrskorpeleire, saltholdig leire (som ikke er blitt utvasket) og noe grovere masser. I små lommer i mellom disse løsmassene er det potensielt noe kvikkleire.

2D-resistivitetsprofil RP5 ved Einan på Byneset, er blitt gjort i nærheten av tverrprofil BC (se vedlegg V) (Solberg, et al., 2015). Ved de øverste 5-10 meterne finnes det tørrskorpeleire, noe grovere masser og potensielt noe kvikkleire. Under dette laget er det et tilnærmet sammenhengende lag med saltholdig leire, som har lave resistivitetsverdier. Et refraksjonsseismisk profil her indikerer dyp til fjell på 120 m (Solberg, et al., 2015).

Nedstrøms «proppen» i Ristbekken (se fig. 9-1) finnes det utvasket leire og kvikkleire. Dette er bekreftet gjennom sonderinger og fra laboratorieprøver. Dreietrykkssonderinger gjennomført av Trondheim kommune i områdene rundt skredgropa og Ristbekken indikerer at det ikke er kvikkleire, men det er trolig sprøbruddleire (TRK, 2013d).

### 9.1.4 Erosjon

Bekken renner i den usikrede delen gjennom både de opprinnelige massene og skredmassene. Skredmassene som ligger igjen nedenfor skredgropa består av ca. 4 m omrørt, tørr leire (pers. med. Joar Skauge).

Langs bekken har det samlet seg opp dødt trevirke som er blitt fraktet med vannmassene etter skredhendelsen i 2012, og som har dannet en demning (fig. 9-12). Dette fører til at bekken kan finne seg nye løp på utsiden av trevirket og/eller senke vannhastigheten. Figurene viser hvordan vannhastigheten er redusert i bekkeløpet, figuren til venstre viser avsatte steiner og grovere sedimenter foran trevirket (se sirkel). På figuren til høyre har bekken plassert seg mer mot øst.



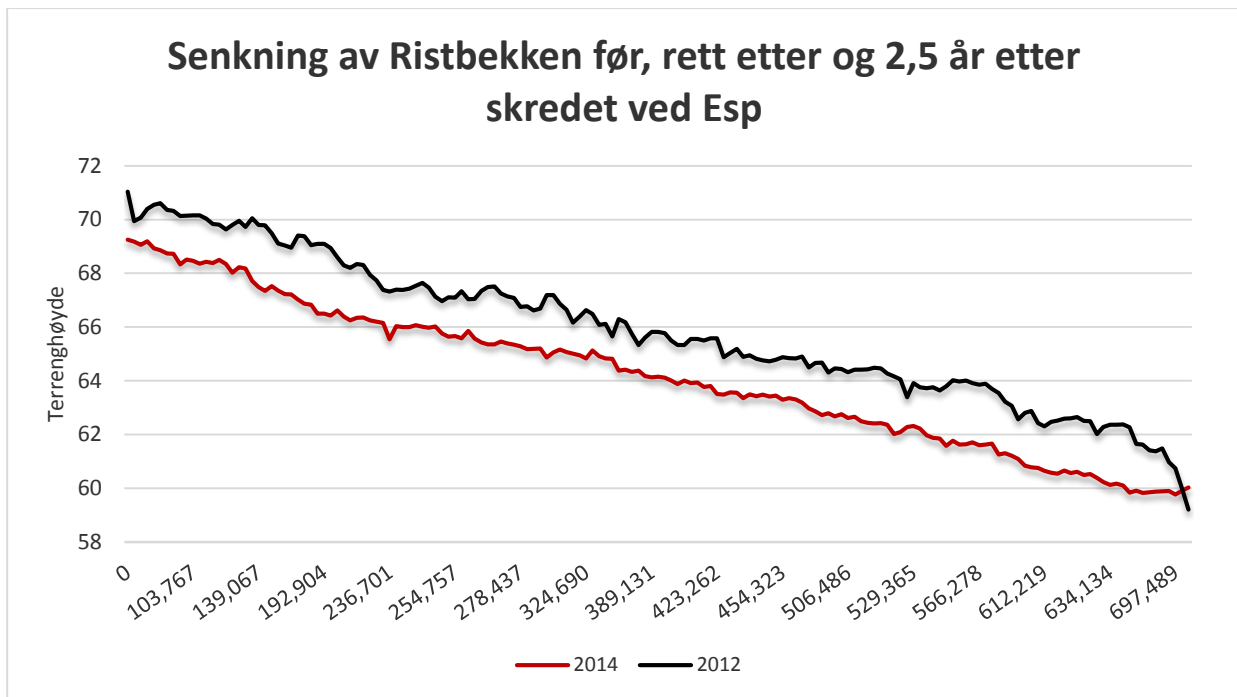
Figur 9-12 Oppsamling av dødt trevirke i bekkeløpet. I sirkelen har det samlet seg opp litt grovere masser foran det døde trevirket. Foto: B. Gundersen 2014.

Under oppmålingen var det lite vann i bekken på grunn av årstiden og det hadde vært lite nedbør. Det var tydelige spor av utglidninger på begge sider av bekken. I de jomfruelige massene var det flest gamle utglidninger, og i de utraste massene en del gamle men også noen nye (fig. 9-13). At det var gamle utglidninger så man litt på hvordan massene hadde «satt seg». At det var nye utglidninger kunne man se fordi kanten som stod igjen var hakkete og skarp.

Ut fra lengdeprofilet som ble målt i 2014, ser man tydelig at bekken har gravd seg ned i terrenget (fig. 8-15). Figuren viser senkningen etter 2,5 år, hvor rød linje viser bekkens terrenghøyde i 2012 og blå linje viser terrenghøyden i 2014. I gjennomsnitt har bekken senket seg 1,5-2,0 m på de 2,5 årene etter skredhendelsen i 2012.



*Figur 9-13 Til venstre: bekken har endret løpet og lagt seg mot de jomfruelige massene mot øst (pil). Øverst til høyre: utglidning i de jomfruelige massene. Nederst til venstre: utglidning i skredmassene. Foto: B. Gundersen 2014.*



Figur 9-14 Senkningen av Ristbekken før, rett etter og 2,5 år etter skredhendelsen ved Esp i 2012.

### 9.1.5 Kartlegging av raviner/skredgroper på et bestemt område på Byneset

I denne oppgaven er det sett mer detaljert på et område sørvest for skredgroppa ved Esp - ved Hangerhagen og Graneggdalen (se fig. 9-15). Bekkene som renner i disse ravinene møtes og renner ut i Ristbekken. Områdene rundt bekkene består av dyrka mark og det drives aktivt med kornproduksjon.

Grunnen til at bekkene ble valgt, er at de er sidebekker til Ristbekken og ligger i dype raviner. I disse ravinene er det en del utglidninger, og langs bekkene ser man erosjonsaktivitet. Ingen av bekkene i ravinene er blitt sikret mot erosjon. Deler av ravinene ligger i faresoner for potensielle kvikkleireskred. Ved Hangerhagen renner bekken gjennom to soner med faregrad middels, mens sonen i nærheten av bekken i Graneggdalen har lav faregrad (vedlegg I).

Ved Hangerhagen og Graneggdalen er det ca. 8-15 m dype raviner med bekker som renner i bunnen av dalen. Begge bekkene har gravd seg dypere og dypere ned i grunnen. På fig. 9-17 og 9-18 er det tydelige utglidninger i begge ravnedalene. Etter skredhendelsen ved Esp i 2012 ble bl.a. disse to bekkene kartlagt med tanke på erosjon, og det ble gjennomført grunnundersøkelser. Ved Hangerhagen og Graneggdalen har Trondheim kommune gjennomførte 6 dreietrykksonderinger og 6 54mm sylindrerprøver, hvor det er det blitt påvist

kvikkleire i fire av sylinderprøvene. I grunnen ved begge områdene finnes store leiravsetninger, hvor det øverste leirlaget er tørrskorpleire. Under dette laget er leira delvis bløt til middels fast (TRK, 2013b).



Figur 9-15 Ristbekken, Hangerhagen og Graneggdalen (<http://kart.finn.no/>).

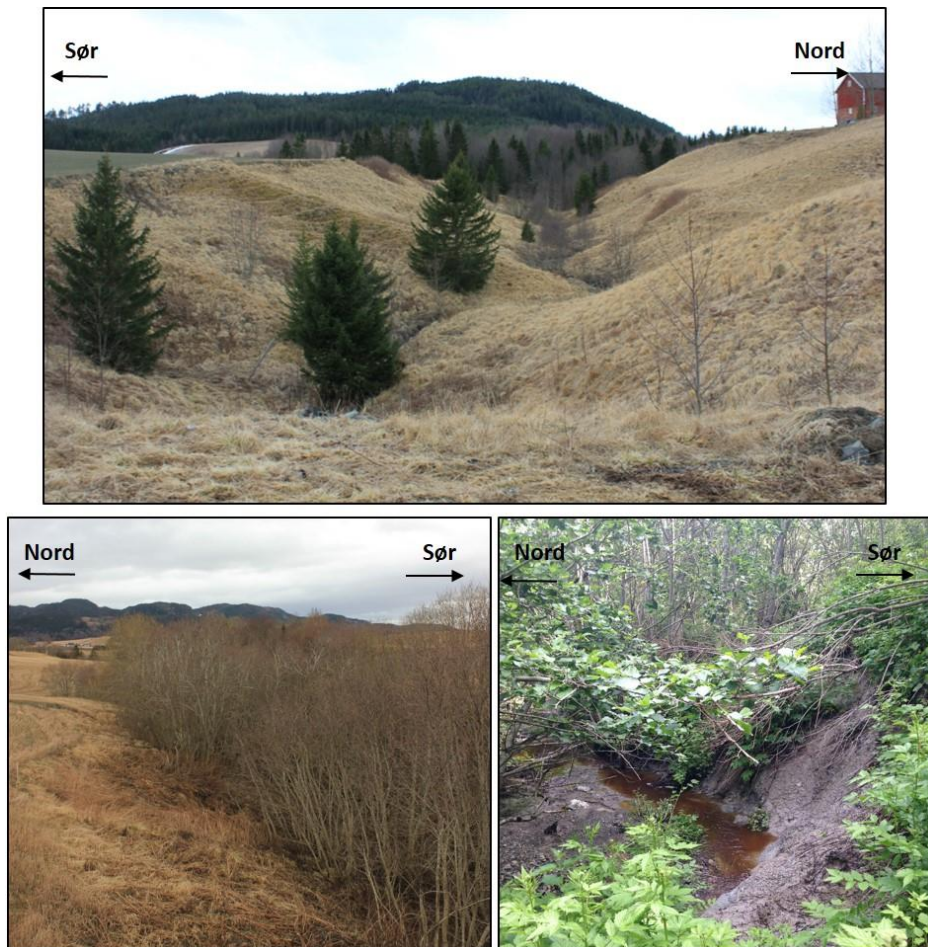
Fig. 9-17 viser ravinen i Graneggdalen. Denne ravinene er 10-15 m dyp, og har flere tydelige utglidninger i skråningen ned mot bekken. I rapporten fra Trondheim kommune (2013b) er funnet spor av kvikkleireforekomster flere steder, og det er her mektigheten til leira er størst. På bilde øverst til venstre på fig. 9-17 kan man se oppsamlede vannmasser. Videre nedstrøms er bekken lagt i rør, som har kollapset og dermed fylles dalen opp med vannmasser.

Fig. 9-18 viser ravinen ved Hangerhagen. Her renner det mer vann enn i Graneggdalen. Langs bekken og i skråningene er det flere utglidninger. Her er det også funnet spor av kvikkleire i grunnen (TRK, 2013b).

LiDAR-kartet viser at ravinene er dype og har bratte kanter (fig. 9-19). I områdene rundt er det spor etter skredgroper, både små og store. Man ser også at det er noen mindre raviner, de er ikke fullt så dype som ravinene ved Hangerhagen og Graneggdalen. Noen av bekkene i området er også lagt i rør.

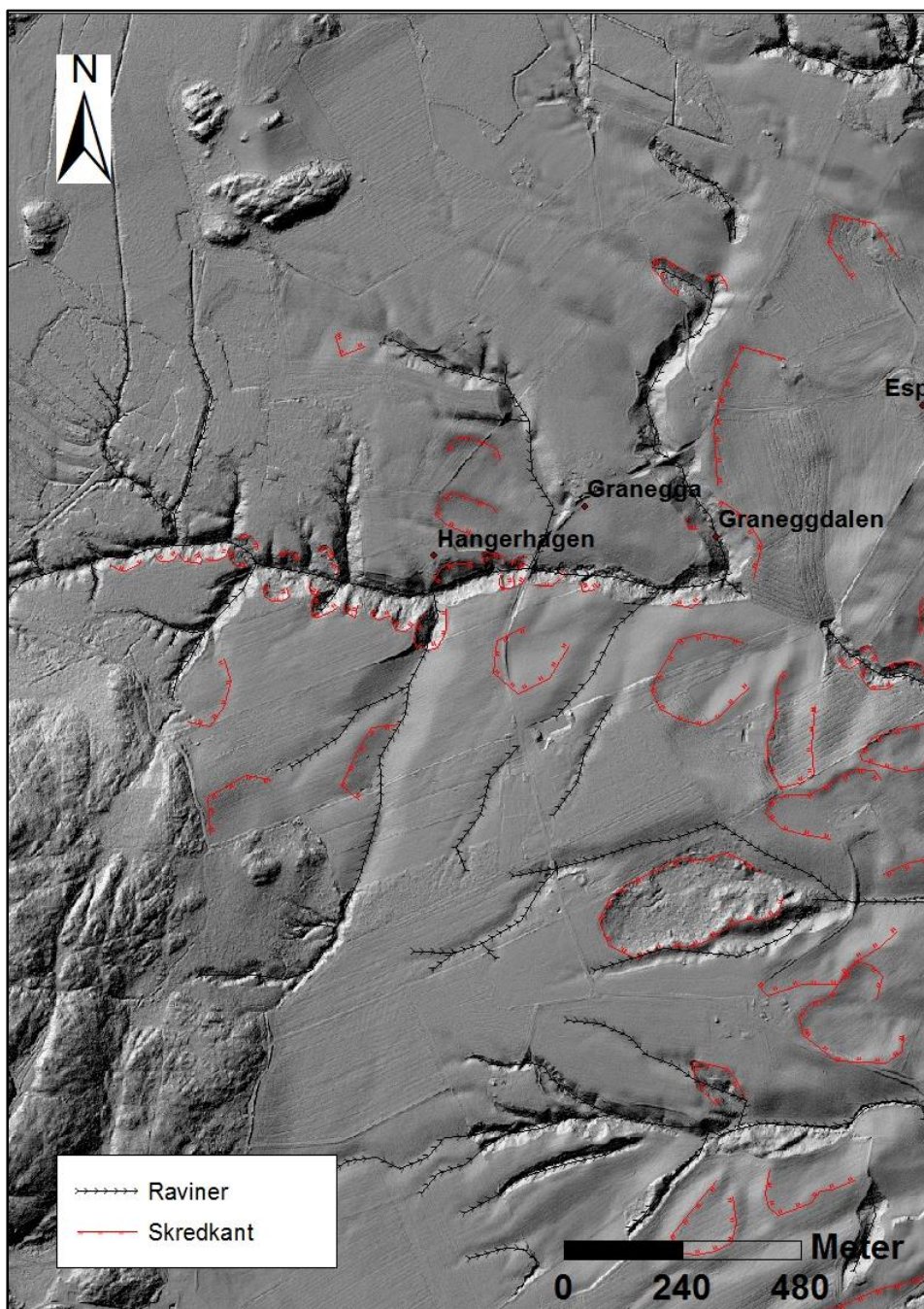


Figur 9-16 Graneggdalen. Bildene viser aktive erosjon i ravinedalen. Foto: B. Gundersen 2014 og 2015.



Figur 9-17 Ravinedal ved Hangerhagen. Foto: B. Gundersen 2014 og 2015.



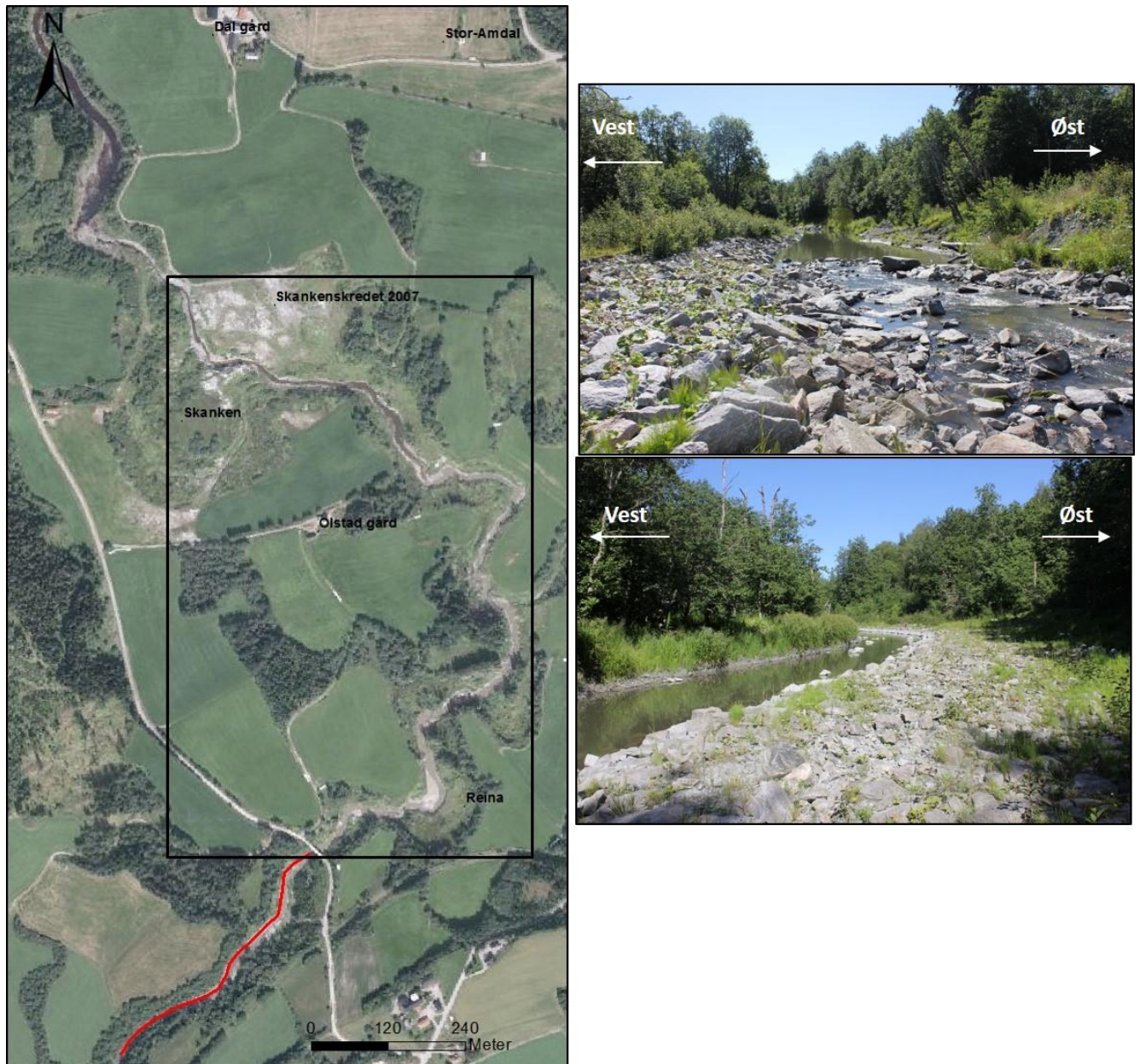


Figur 9-18 Raviner og skredkanter ved Hangerhagen og Graneggdalen (LiDAR-data fra Kartverket).

## 9.2 Reina, Overhalla

### 9.2.1 Innledning

I 2014 ble elveløpet til Reina innmålt, fra oppstrøms skredgrova til Skankenskredet og til ca. 1 km nedover elva. Deler av elveløpet ble sikret av NVE etter skredhendelsen i 2007 (fig. 9-19).

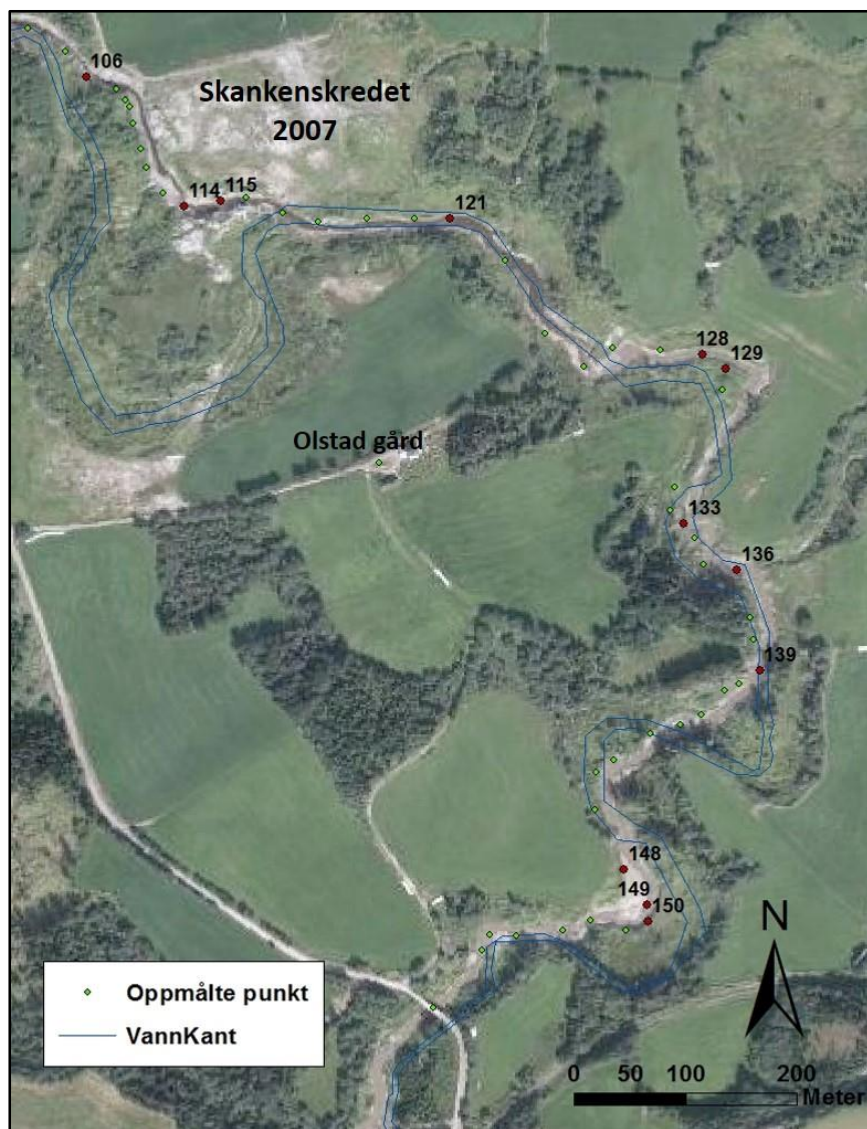


Figur 9-19 Oversikt over den sikrede delen langs Reina. Den røde streken markerer hvor NVE har sikret etter skredhendelsen i 2007 (<http://kart.finn.no/>). Bildene til høyre viser en av tersklene og steinsettingen i sidene av elva. Firkanten markerer oppmålingsområdet. Foto: B. Gundersen 2014.

## 9.2.2 Oppmåling av elve- og bekkesystemer

Oppmåling av elveløpet langs Reina foregikk i begynnelsen av oktober 2014, i samarbeid med Vebjørn Opdahl i NVE. Siden elva er ganske stor ble elveløpet oppmålt ved å måle vannspeilet til elva.

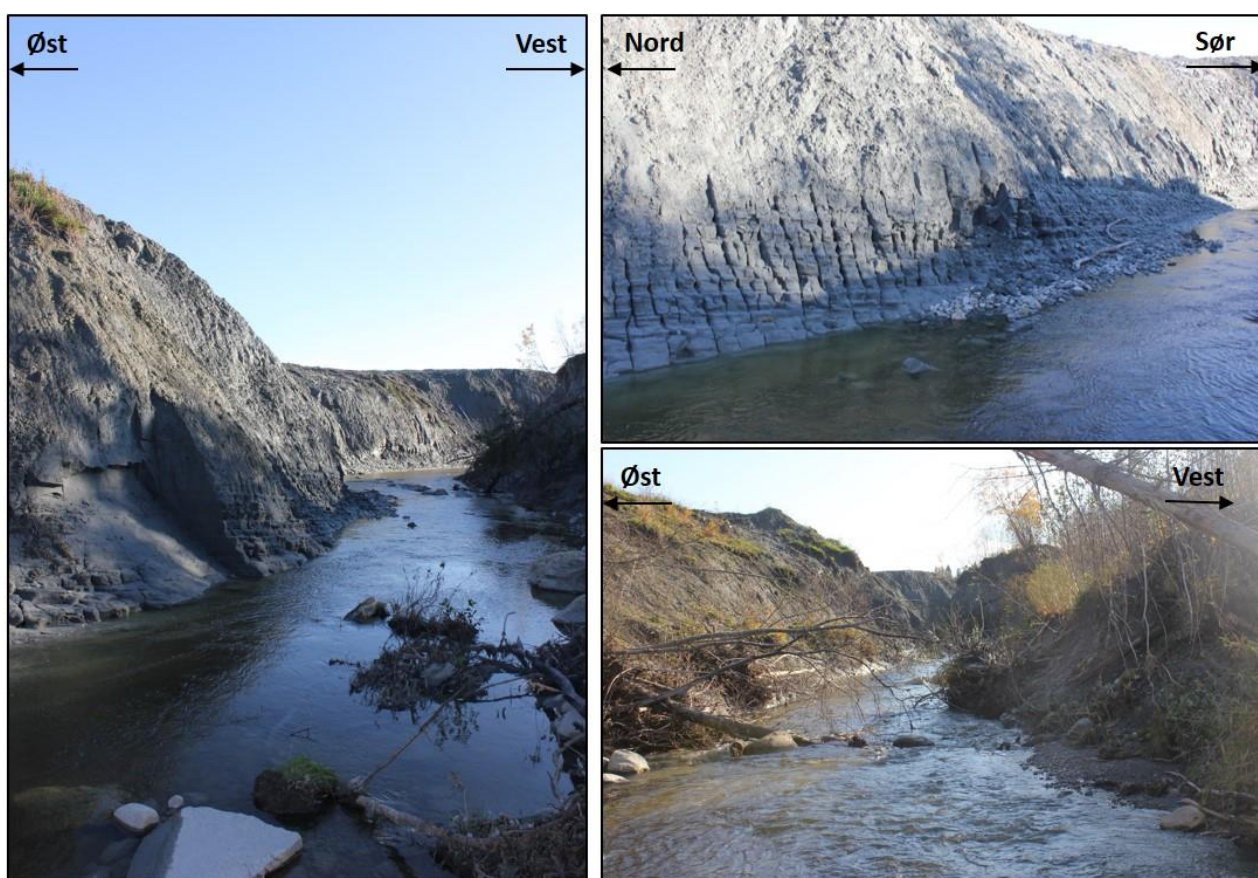
Oppmålingen startet ca. 70 m oppstrøms skredgropa, som man kan se på fig. 9-20. Her ligger det en liten terskel i elva, hvor vannmassene samlet seg opp. Vannhastigheten var høyere oppstrøms skredgropa og ved terskelen, men nærmere skredgropa avtok vannhastigheten. Ved skredgropa er elva ca. 4 m bred og 1 m dyp, men videre varierer størrelsen på elva. Nedover langs elva finnes det også flere naturlige terskler.



Figur 9-20 Oversikt over innmålte punkter ved Amdal (fig. 8-20). De grønne og røde punktene er punktene som ble målt i 2014. De røde punktene nevnes i teksten. Pila markerer områder som er blitt planert etter skredhendelsen. Elveløpet før skredhendelsen er markert med blått (<http://kart.finn.no/>).

Se fig. 9-20 for punkthenvising i det følgende. Skredkantene på sidene av elva, som strekker seg før og noen meter nedstrøms skredgropa, er anslått til å være 8-10 m høye (fig. 9-21, fra pkt. 106). Høyden avtar videre nedover elveløpet.

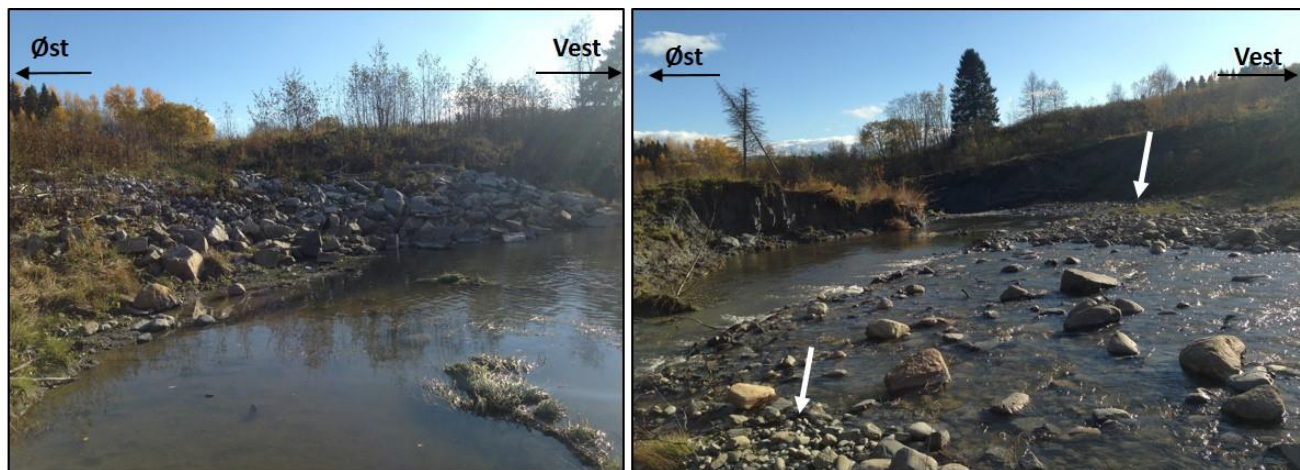
På fig. 9-20 ser man tydelig hvor elveløpet tidligere gikk før skredhendelsen i 2007. Ved pkt. 114 og 115, cirka 320 meter nedstrøms skredgropa, har elva kortet ned sitt løp på grunn av skredmasser som har fylt igjen det tidligere elveløpet på østlige elveside (sør for dagens elveløp), og det har dannet seg en kroksjø. Her eroderer elva i yttersving, og den har i det siste året flyttet seg utover ca. 1-2 meter. Det utvikler seg til et mer meanderende elveløp.



Figur 9-21 Høye skredkanter etter Skankenskredet langs Reina. Bildet øverst til høyre viser også lagdelingen i leira. Foto: B. Gundersen 2014.

Ved pkt. 121 ca. 570 m nedstrøms skredgropa lå et større naturlig fall/terskel (fig. 9-22 (venstre)). I elvebredden finnes det naturlig avsatte steiner, som reduserer erosjonen. Vannet tok med seg steiner fra elvesidene i en retning vest til øst. Terskelen hadde en fallhøyde fra 16,35 moh. til 15,92 moh. Altså rundt 0,4 m på 140 m. Lengre nedstrøms har elva gått mot vest, og den har avsatt mye slam på den østlige elvesiden.

Før skredet i 2007 hadde den delen av elva som ble oppmålt en lengde på rundt 2,6 km, og i 2014 var den ca. 1,8 km. Elva har dermed kortet løpet sitt med ca. 600 m. Flere steder er det dannet kroksjøer som har forandret elveløpet mye (ved pkt. 114 og 148).



Figur 9-22 Bildet til høyre viser steinfylling (gjort av en gårdbruker) for å motvirke erosjon langs elvesiden mot øst. Bildet til høyre viser en større terskel ved pkt. 121. Man kan så vidt se at det ligger en del steiner i sidene av elveløpet (piler) og som er med å minke erosjonen i sidene. Foto: B. Gundersen 2014.

Omtrent 880 m nedstrøms skredgropa ved pkt. 128-129, har en av gårdbrukerne i området lagt ut en steinfylling, 100 m<sup>3</sup> stein er lagt opp langs 20 m av elva. Dette ble gjort for å sikre området mot erosjon fra elva (fig. 9-22 (venstre)).

Langs elva er det flere nye og gamle utglidninger (fig. 9-23). Rundt 1 km nedstrøms skredgropa ved pkt. 133 har det skjedd en større utglidning ved den vestlige elvesiden (markert på LiDAR-kart (fig. 9-29)). Den ble anslått til å være ca. 40m bred og 10-15m høy. I skråningen hadde flere grantrær falt og rotsystemet var blitt løftet opp fra bakken. Ved flere steder langs elva var det en del mindre utglidninger, også i sidebakkene til elva, f.eks. ved pkt. 136.

Langs elva varierer elvas bredde og vannhastighet, der hvor elva blir smalere, øker hastigheten og motsatt. Fra pkt. 139 og videre nedstrøms er elva nokså bred og vannhastigheten lav. Ved pkt. 139 er det avsatt ei «øy», som trolig kom flytende som et flak nedover elva.

Ved skredgropa etter skredhendelsen i 2007 har områdene blitt planert og dyrket. Etter skredhendelsen har de fleste områdene som lå i nærheten av skredgropa og de berørte områdene senket seg rundt 3-4 m fra det terrengnivået ved før skredhendelsen (fig. 9-24). Dette er trolig etter planering og masseforflytning som har skjedd i ettertid etter hendelsen.



Figur 9-23 Til venstre: en større utglidning langs elva. Til høyre: mindre utglidninger flere steder langs elva. Foto: B. Gundersen 2014.

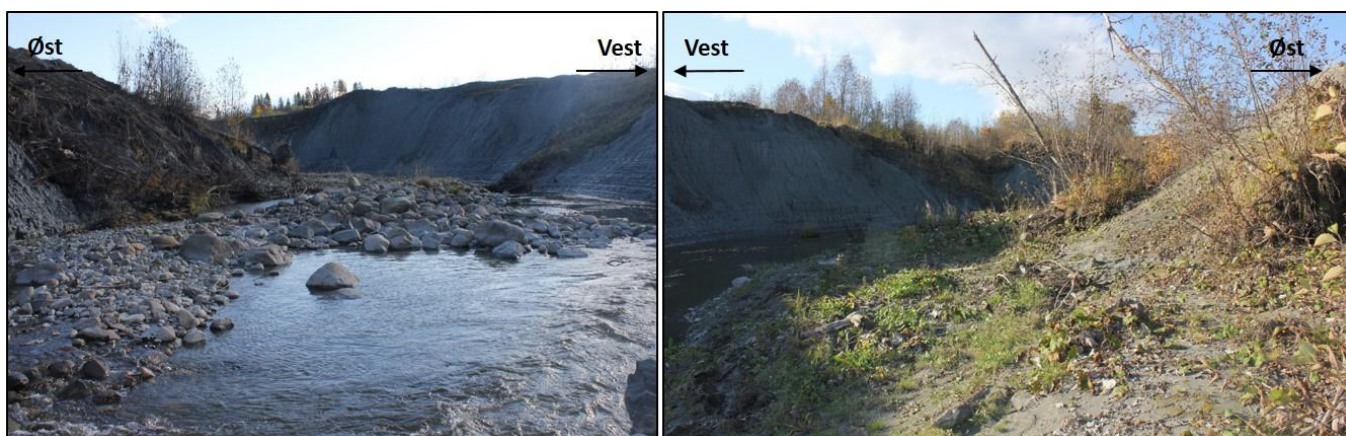


Figur 9-24 Bildene viser skredgropa og skredmassene fra skredhendelsen i 2007 som er blitt planert og skal brukes til dyrket mark. Foto B. Gundersen 2014.

### 9.2.3 Sedimenttyper

Det ligger igjen skredmasser både oppstrøms skredgropa fra hendelsen i 2007 og nedstrøms brua som krysser Reina (fig. 9-19). Mesteparten av skredmassene er konsolidert, tørr leire. Blant annet ved pkt. 115 ca. 340 m nedstrøms skredgropa lå det en del grov masser (inkuldert større steiner) i innersving, og det ble funnet slamavsetninger i innersvingen et lite stykke lengre ned (fig. 9-25). Flere bilder i kapittelet ovenfor viser avsetninger med grov grus og steiner langs elveleiet. Avsetningene inneholder også leire, silt og sand som er blitt vasket ut og fraktet nedover elva (fig. 9-22 og fig. 9-25).

I 1996 gjennomførte NGI kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred i Overhalla. Tolkning av sonderingsprofilene indikerer kvikkleire blant annet ved Himo, Litl- og Stor-Amdal. Nær Skankenskredet 2007 indikerte resultatene kvikkleire under et tørrskorpelag. Flere steder ble det funnet lag med siltig leire og fin sand, som fantes 5-10 m ned i grunnen (NGI, 1996).



*Figur 9-25 Bildet til venstre viser avsatte grove sedimenter, mens bildet til høyre viser slamavsetninger i innersving. Bildene er tatt ved pkt. 115 (se fig. 9-21). Foto: B. Gundersen 2014.*

### 9.2.4 Erosjon

Det er lite dokumentasjon som kan fortelle noe om tidligere erosjonsaktivitet langs Reina. I den delen av Reina som ble oppmålt og kartlagt, finnes det en del erosjonsspor. Det er tydelige utglidninger og nedsenkninger langs elva vist på bildene i dette kapittelet. Etter skredhendelsen ble deler av elva sikret, bl.a. ved bruk av terskler (se fig. 9-19). Tersklene styrer vannet og regulerer vannhastighet og erosjon oppstrøms sikringen.

Erosjonen langs Reina elva varierer. Oppstrøms skredgropa til Skankenskredet var det mye dødt trevirke og terrenget var veldig kupert.

I rapporten fra NGI (2007) ble terreng høyden ved skredgropa estimert etter feltobservasjoner og bilder. Ut i fra dette ble det laget tre profiler som viser terreng høyden rett etter skredhendelsen (vedlegg VII). Man tydelig på profilene at skredmasser fylte elveløpet til Reina, og at det ble satt igjen høye skredkanter i første del av løpet.

Deler av Reina renner gjennom skredmasser, ca. 1-2 km av elveløpet. Elva renner gjennom områder med stedvis med skredmasser på begge sidene (se fig. 9-21), eller med skredmasser og jomfruelige masser på hver side (se fig. 9-26). Det eroderes i kantene langs hele elveløpet, noen steder mer enn andre. Flere steder langs elva forekommer det masseutglidninger, både skred- og jomfruelige masser. På fig. 9-26 ser man utglidninger med skred- og jomfruelige masser. Disse utglidningene danner flere senkninger i terrenget.

En del trevirke ligger i elveløpet og fungerer som øyer som reduserer vannhastigheten og dermed vannets erosjonsevne (fig. 9-27). Fig. 9-27 (til venstre) viser også hvor skjevt trærne kan stå etter en utglidning. Dette er trolig et resultat av at de skogvokste massene har glidd mot elva og rottert.

Sammenligning av LiDAR-data fra 2008 og de oppmålte punktene fra 2014 viser senkningen i elvenivå etter skredhendelsen i 2007. Elvenivået like oppstrøms skredgropa senket har seg rundt 6 m, noe som trolig tyder på at elva graver seg ned til sin gamle gradient. Lengre nedstrøms skredgropa minker senkningen og elvenivået var rundt 3 m lavere i 2014 enn etter skredet i 2007.

Nedenfor er en graf som viser de målte verdiene fra 2008 og 2014 (fig. 9-28). Grafen viser at senkningen av elvenivå har vært stor.

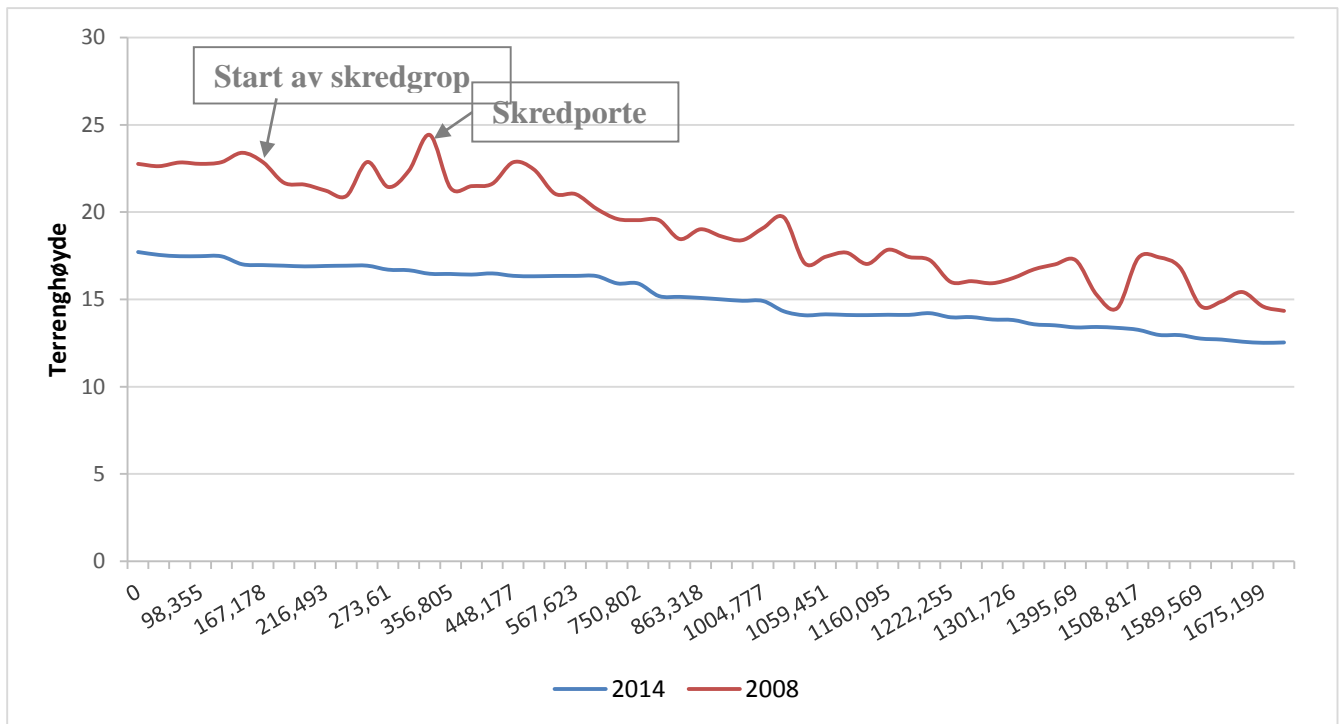




Figur 9-26 Skredmasser og jomfruelige masser. Foto: B. Gundersen 2014.



Figur 9-27 Trevirke som er blitt fraktet og avsatt av vannet som en slags "øy". Disse øyene er med på å styre vannføringen og elveløpet. Foto: B. Gundersen 2014



Figur 9-28 Senkningen av elvenivå ved elva Reina, Amdal, etter Skankenskredet 2007. Rød streken er terrenghøyden fra LiDAR-data (fra 2008) og 2014 fra oppmåling.

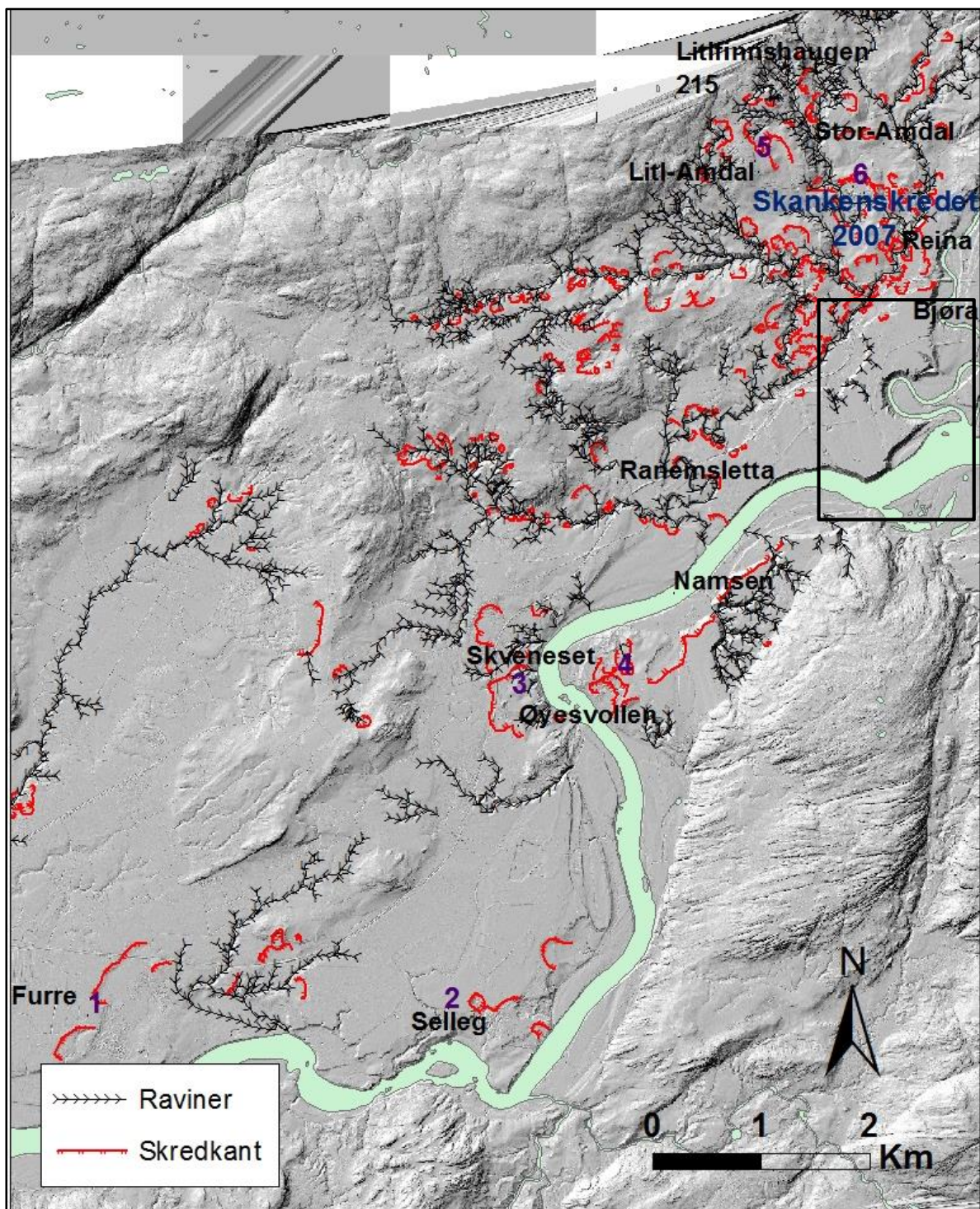
### 9.2.5 Kartlegging av raviner og skredgroper ved Reina, Overhalla

Ved hjelp av LiDAR-data er skredkanter og raviner kartlagt, med hovedvekt på den nordvestlige delen av Overhalla og i nærheten av Reina. Tidligere skred i Overhalla er også markert på kartet, og blitt nummerert fra 1-6 (se fig. 9-29 og tabell 3).

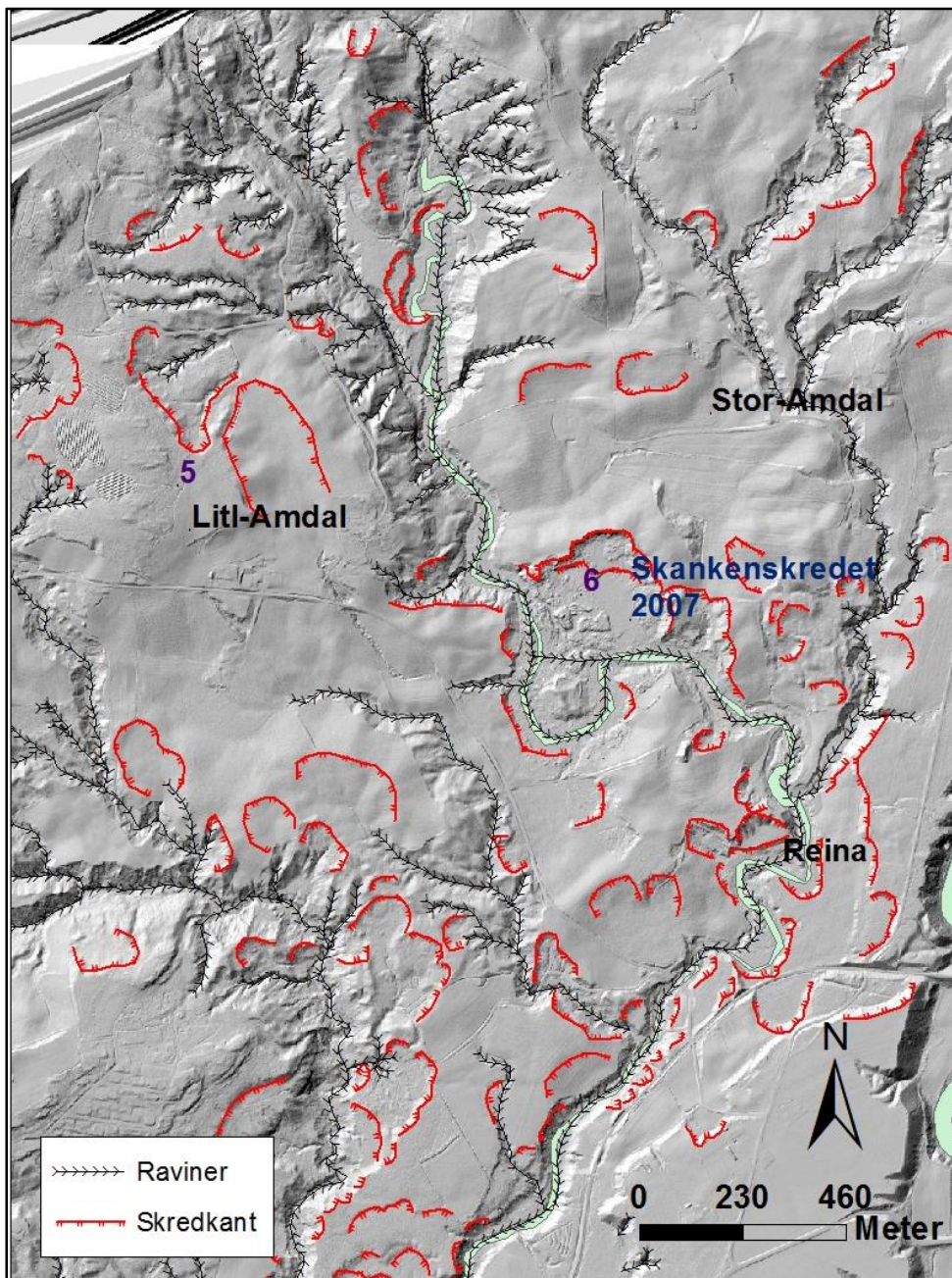
Langs elvene Bjøra og Namsen vises elvekanter godt. Elvenivået har senket seg opptil flere ganger på samme sted langs Reina, vist ved elveterrasser i ulike nivå. Som man kan se flere steder på LiDAR-kartet er disse senkningene tydelige, dette ser man bl.a. i nærheten av Bjøra og Namsen.

Kartlegging av raviner ved bruk av LiDAR-data viser tydelige forgreinte mønster. I mange av de kartlagte ravinene renner det bekker og elver, men noen raviner har ikke permanente bekk- og elveløp og noen bekker er lagt i rør.

Fig. 9-30 viser et kartutsnitt av Skanken og Reina.



Figur 9-29 Skredgroper og raviner kartlagt ved studie av LiDAR-data i Overhalla (fra Kartverket). Kjente skredhendelser er blitt markert med tallene 1-6 (se tabell 3). Firkanten markerer områder med nedsenkninger.



Figur 9-30 Kartlagte skredgroper og raviner i nærheten av Skanken (kartdata fra kartverket). Tallene marker kjente skredhendelser i Overhalla (tabell 3).

# 10 Diskusjon

## 10.1 Erosjon langs elve- og bekkesystemene

### 10.1.1 Ristbekken, Byneset

Hensikten med oppmålingen var å vise eventuelle forandringer i bekkeløpet etter skredhendelsen, hvor dataene fra oppmålingen ble sammenlignet med andre kart- og LiDAR-data.

Før skredet ved Esp i 2012 har ikke bekkedar ved Ristvassdraget blitt kartlagt detaljert. Kartleggingen av Ristvassdraget og flere sidebekker, som ble gjort etter 2012-skredet og under feltarbeid gjort sommeren 2014, viser at det var en del aktiv erosjon langs bekkene på Byneset. Langs Ristbekken, i nærheten av 2012-skredet, ble det foretatt mindre kartlegging av erosjonsaktivitet, men ut ifra aktiviteten i de andre bekkene på Byneset, har trolig erosjonen i Ristbekken vært nokså lik. Nedstrøms «proppen» i Ristebekken ble utglidninger og erosjonsspor funnet.

Erosjon langs Ristbekken har alltid forekommet, og det har satt sine spor igjen i terrenget. LiDAR-kartlegging av Byneset viser flere skredgroper langs Ristvassdraget og andre bekkeløp. De fleste skredgropene finnes i nærheten av bekkeløp og raviner (fig. 8-4). Dette gjelder omtrent for hele Byneset. Grunnen til dette er nok at på Byneset finnes det store hav- og fjordavsetninger, og i slike avsetninger er det gunstig for erosjon fra bekker og elver. I områder hvor det ikke finnes raviner, er det lite eller ingen spor av skredgroper. Store deler av områdene brukes til jordbruksproduksjon, og områder er blitt planert for å utnytte mest areal, og dette kan være en årsak til at det finnes lite spor av skredgroper der hvor det ikke er raviner. Fig. 8-4 og 8-5 viser at områdene rundt Ristbekken og området i sør-øst viser størst skredaktivitet. Her, hvor man finner de største bekkeløpene, er ravineutviklingen omfattende.

De to bekkene som renner i skredmassene møtes lengre ned etter skredhendelsen enn det de gjorde tidligere (fig. 9-2). I dag er bekkeløpet blitt endret til slik det var tidligere, dette ble gjort under sikringsarbeidet (fig. 6-6).

Fig. 9-2 viser, bl.a. at bekkeløpet har forskjøvet seg sideveis, i en østlig retning og mot de jomfruelige massene. Etter skredet fylte skredmassene ravedalen og andre små daler i nærheten. Skredmassene størknet og la seg med en tydelig kul på midten av profilet. Bekken fant seg en ny trase der hvor terrenget lå lavt i profilet, og dette var på sidene mot de jomfruelige

massene. Erosjon i de jomfruelige massene kan provosere frem nye kvikkleireskred. For å kunne unngå erosjon her, vil det beste, sikreste og mest ønskelige tilfellet være om bekkeløpet etter en skredhendelse finner seg et løp med skredmasser på begge sidene.

I selve oppmålingsdelen av bekken er det trolig ikke mer erosjon enn det var før skredhendelsen. Da var det en del aktiv erosjon langs Ristbekken, men den har nok ikke økt i årene etter hendelsen. Etter skredet i 2012 ble «proppen» raskt etablert, for å kontrollere vannhastigheten, og dette har vært med på å minke erosjonen i årene etter. Noe erosjon forekommer likevel i skredmassene, hvor man tydelig ser utglidninger på bilder (fig. 9-13). Vannet under oppmålingen av bekkeløpet var meget grått, og dette kan tyde på graving og erosjon langs bekken lengre oppstrøms. I de jomfruelige massene finnes det noe erosjon, og det er spor av tidligere utglidninger. Ved flom vil nok bekken trolig øke erosjonsaktiviteten mot de jomfruelige massene.

Det har samlet seg mye trevirke i bekkeløpet. Dette kan være en faktor som er med på å endre bekkeløpet og styre hvor vannmassene vil finne seg nye veier. Dette er vist i figurene 9-12 og 9-13. Vannhastigheten avtar, og det avsettes grovere materiale ved terskler eller der hvor dødt trevirke ligger. Avsetningen av de grovere massene kan også være med på å føre vannmassene nye veier. Begge figurene som ble nevnt ovenfor viser også at bekkeløpet har lagt seg mot de jomfruelige massene.

Lengden på bekkeløpet er omtrent den samme som før skredhendelsen i 2012. Bekken er lite meandrerende, som gjør at bekken ikke finner noen «snarveier» slik at lengden kan kortes ned.

På skredmassene har vegetasjonen begynt å reetablere seg. Dette er som tidligere nevnt med på å binde jorda sammen, noe som kan minke erosjonen.

### 10.1.2 Reina, Amdal

Det finnes flere spor av erosjon langs Reina, og elva driver fortsatt erosjon. Det er fortsatt aktiv erosjon langs elva.

Etter skredhendelsen ble det satt igjen 20-30 m høye skredkanter, som man kan se igjen i dag. Under oppmålingen ble disse skredkantene anslått til å være 8-10 m høye. Her har det forekommet naturlig og antropogen planering i ettertid, noe som forventes i et jordbruksområde. Selve skredgropa er blitt noe planert, slik at den nå kan benyttes til jordbruksproduksjon. Ved profil 2 kan man tydelig se at masser har glidd ut, hvor et stort området sank ca. 20 m.

Etter hendelsen fylte skredmasser opp elveløpet til Reina. Som oppmålingen viser har elva gravd seg ned i grunnen i ettertid, og dannet nye løp. Dette er trolig de massene som gled ut, som vises på profil 2 (NGI, 2007). Profil 3 viser oppfylling av masser i elveløpet. Profilet ble målt i nærheten av pkt. 121 (fig. 9-20). Her ble terreng høyden anslått til å være ca. 17 moh. Høyden under oppmålingen ved dette området ble målt til å være mellom 15,2 – 16,3 moh. Dette viser i ettertid at elva har gravd seg dypere og kan være på vei til å erodere seg ned til det nivået som elva lå før selve skredhendelsen. Den vil grave seg ned til sin tidligere gradient.

Elva Reina er mye større enn Ristbekken på Byneset. Vannmengden som renner her i løpet av et døgn er mye større. Reina meandrer og vil dermed grave mer i yttersvingene. Dette var tydelig flere steder langs elva (fig. 9-25 og fig. 9-26).

Reina har noen steder forskjøvet seg tydelig sideveis, som fig. 9-20 viser, mellom 2007 og 2014. Totalt har elveløpet blitt ca. 600 m kortere og mindre meandrerende. I motsetning til den delen av Ristbekken som ble målt opp, så er Reina mer meandrerende og fant nye «snarveier» og la igjen såkalte kroksjøer etter skredhendelsen. Mye av årsakene til at elveløpet har blitt kortere er trolig at den er mer meandrerende og at skredmasser har fylt igjen flere av yttersvingene nedstrøms skredgropa fra 2007. Skredmassene fylte også bl.a. undersiden av brua (som er markert på fig. 6-9), hvor det var bare ca. 30 cm med luftrom igjen. Til vanlig er det et luftrom på 3-4 m fra vannspeilet til undersiden av brua.

Erosjonsaktiviteten langs Reina var liten under oppmålingsperioden, trolig siden det var lite vann i elva på dette tidspunktet. En tid før oppmålingen hadde det vært mye nedbør og flom i området, noe som kan være med å forårsake utglidninger. Dette var nok årsaken til at det fantes flere spor av nye utglidninger langs elveløpet. En del spor av gamle utglidninger var det også. På grunn av mye nedbør hadde de avsatt massene på sidene av elva, som utrast leire, blitt svært bløt. Der det var høye kanter bestående av skredmasser var leira størknet og hard. Ved flere steder langs de høye kantene var det svært synlige spor av større mengder masser med tørket leire som hadde rast ut i elva (se fig. 9-21).

I sidebekkene og langs kanter med jomfruelige masser var det flere spor etter nye og gamle utglidninger. Flere av de utraste massene var nå dekket med vegetasjon og dette tyder på at vannivået i elva ikke har vært høyere enn det var under denne perioden (fig. 9-23).

## 10.2 Utviklingen av elve- og bekkesystemene i årene etter skredhendelsene

På Lidar-kartene fra Byneset og Overhalla ser man tydelig det forgreinete mønsteret av raviner, og sporene etter tidligere skredhendelser (fig. 8-5 og 9-29). En sammenligning av tetthet og plassering av skredgroper på Byneset og i Overhalla tyder på at det er i ravinedaler og ved bekker og elver at de fleste skredgroper finnes. Skredhendelser ved begge områdene er med på å forandre landskapet, og utviklingen av nye bekke- og elveløp er en svært aktiv prosess.

Ut fra analysene og sammenligningene som er blitt gjort, er det tydelig at elve- og bekkeløpene endret seg etter skredene ved Esp og Skankenskredet. Skredmassene har lagt seg i daværende elve- og bekkeløp og vannet har funnet en annen trase, som blant annet førte til at løpet til Reina ble 600 m kortere (fig. 9-20). Bekke- og elveløp vil alltid være i forandring, og vannet finner alltid en vei gjennom masser. En bekk har mindre vannmasser i bekkeløpet, og dermed mindre erosjonskraft og evne til å meandere i nye løp enn elver. Når skredmasser er bløte er de mer villige for erosjon. I bløte masser vil det også forekomme mer jordsig.

På Byneset var det mulig å sammenligne terreng høyde i Ristbekken via LiDAR-data fra rett etter skredet i 2012 og til innmålte punkter i 2014. På figurene fra 9-4 til 9-10 kan man godt se både på 3D visningen og tverrprofilene at bekkeløpet har endret seg. Bekken har også senket seg (i gjennomsnitt 1,5-2 m), noe som tydelig sees på fig. 9-14.

Ut i fra tverrprofilene som ble målt langs Ristbekken, er det mulig å se hvordan bunnen i bekkeløpet senker seg. I tverrprofilene A, B og E i vedlegg III, er den gamle bekken blitt fylt opp av skredmasser. Den røde streken på tverrprofilene viser terreng høyden i 2014 og ved disse profilene kan man tydelig se at bekkeløpet etter skredhendelsen er fylt igjen. På de resterende tverrprofilene ligger terreng høyden fra 2014 under terreng høyden fra 2012. Dette viser at bekken graver seg dypere ned i grunnen. Denne senkningen er flere steder stor, noe som vil føre til en negativ utvikling. Bekker og elver vil alltid grave seg dypere i terrenget, i noen tilfeller helt til de har gravd seg ned til fjell. Denne gravingen vil medføre mer erosjon oppstrøms i bekken eller elva. En del av Ristbekken er sikret oppstrøms den oppmålte delen, noe som er med på å styre erosjonen. Likevel har man kunne sett på de oppmålte tverrprofilene at senkningen har vært høy.

I fig. 9-28 viser stor senkning oppstrøms og ved skredgropa ved Reina i Amdal (opptil 6 m). Ved å sammenligne de oppmålte høydekotene, LiDAR-data og profilene fra NGI rapport (2007) ser man at skredmassene fylte igjen elveløpet, og at nå graver elva seg ned til omtrent sammen



høyde som før skredhendelsen. Videre nedstrøms elva, har nivået senket seg ca. 3 m etter skredhendelsen. Resultatene indikerer at etter skredhendelsen har elvenivået senket seg i den usikrede delen av Reina.

I skredgropene ved Esp og i Amdal, har grunneiere begynt å planere skredmassene. Terrenget er blitt mindre kupert, i forhold til rett etter hendelsene. Vegetasjon vokser og dekker skredmassene. Selv om mye av vegetasjon og områdene brukes til dyrket mark, er det tydelige spor etter skredhendelsene. Vegetasjon kan være med å stabilisere skråninger, hvor røtter binder sammen masser og kan være med å minke erosjon i området.

Likheter ved studieområdene er at bekke- og elveløpet renner gjennom tidligere skredutsatte områder. I begge områdene rundt Ristbekken og Reina finnes flere faresoner med forekomster med kvikkleire (høy, middels og lav) (se vedlegg I og II). Bekke- og elveløpene har endret seg og har lagt seg mot jomfruelige masser. Sistnevnte gjelder i større grad for Ristbekken, enn hva det er registrert langs Reina. Grunnen til dette kan være at skredmasser fylte igjen flere svinger langs elveløpet til Reina. På grunn av dette vil elva grave i yttersvingene hvor det er avsatt skredmasser og elva vil trolig etter hvert bli mer meandrerende.

En annen faktor som skiller studieområdene, er tiden bekken og elven har hatt på utviklingen av sine løp. Etter skredhendelsene ved studieområdene, har Reina hatt lengre tid på utviklingen av elveløpet sitt, i forhold til Ristbekken. Med tanke på erosjon og endringer i bekke- og elveløp har tidsforskjellen spilt en liten rolle. Selv om Reina har hatt en lengre periode med erosjon, endring av elveløp og elvenivået, har Ristbekken mer erosjonsaktivitet og større senkning over kortere tid. Ristbekken har et mer rett bekkeløp i forhold til Reina, og har trolig en større gradient enn Reina. Som nevnt tidligere i kapittelet har Reina gravd seg ned til omtrent samme terreng høyde som før skredhendelsen i 2007, og Reina har trolig begynt å stabilisere seg. Dette kan også ha ført til en nedgang i erosjonsaktiviteten.

### 10.3 Sammenligning av sedimenter ved studieområdene

Byneset og Amdal er begge områder som ligger under den marine grense og den dominerende løsmassetypen ved områdene er hav- og fjordavsetninger. I Amdal finnes elveavsetninger ved de store elvene (Namsen og Bjøra, fig. 8-8). Namsenfjorden ble gradvis tørt land etter isavsmeltningen og elver fraktet med seg materiale mot lavereliggende områder. På Byneset finnes stedvis grove masser, men ikke elveavsetninger, siden det ikke finnes store elver i området.

Ved studieområdene forekommer mye erosjon langs elver og bekker i leiravsetningene som har satt igjen et landskap med flere raviner og skredgroper. Dette er spesielt tydelig på LiDAR-data. Etter studier av data fra Byneset (Solberg, et al., 2015) og i Overhalla er det registrert mange flere skredgroper enn det finnes av dokumenterte skredhendelser. Ved begge studieområdene finnes de fleste spor etter skred langs raviner og bekkeløp. På fig. 8-4 og 8-5 ser man en sammenheng i skredhendelser, og hvor det er størst fare for skred. På vedlegg I og II som viser faresonene for kvikkleireskred på Byneset og i Overhalla, ser man tydelig at sonene ligger der hvor det finnes bekker. På Byneset er det flest faresoner langs Ristbekken. I Overhalla renner bl.a. Reina langs soner med høy og middels faregrad, og ved Øyesvollen finnes det flere soner med høy faregrad. De fleste skredgroper kartlagt fra LiDAR-data på Byneset og i Overhalla, ligger i områder med faresoner.

Sedimentene ved studieområdene har noen likheter. Boreprofiler, i nærheten av skredgropene ved Esp og Amdal, viser at de øverste lagene ved flere områder trolig består av tørrskorpeleire. Under finnes det leire, som stedvis er kvikk. Noen av profilene fra både Byneset og Amdal viser spor av grovere lag i mellom leira. I Amdal ble det funnet flere lag med leirig silt og fin sand. Disse lagene fantes ca. 5-10 m dypt ned i grunnen. På Byneset bestod grunnen av mer leirige løsmasser, med noen få lag av silt og sand.

Undersøkelser fra felt i områdene rundt Ristbekken og Reina viser at de øverste lagene av den marine leira er tørrskorpe og skredmasser. Det er noen oppsamlinger av grove løsmasser langs bekke- og elveløpene Ristbekken og Reina, som større steiner og grus. Oppsamlinger langs Reina av grovere masser finner man ved områder hvor vannhastigheten er avtagende, som regel i elvas innersvinger eller ved terskler (fig. 9-22). Reina er en del større og mer meandrerende enn Ristbekken, og trolig pga. større vannføring har flere lokaliteter langs elva grove avsetninger.

## 10.4 Kartlegging og undersøkelser av raviner og skredgroper på et bestemt område på Byneset

I denne oppgaven er det gjort noe detaljkartlegging av mindre områder på Byneset, ved Hangerhagen og Graneggdalen (fig. 9-15). Disse områdene ble valgt fordi dette er en sidebekk til Ristbekken og det pågår mye erosjon og utglidninger i områdene. Ved begge områdene er det ravinedaler som møtes lengre ned i begge dalene. På LiDAR-kartet og bilder fra områdene er det tydelige kanter ned til ravinen (se fig. 9-18).

I dag graver bekkene ved Hangerhagen og i Graneggdalen dypere og dypere i grunnen, og det er flere utglidninger i begge dalene. Ingen av bekkene er sikret mot erosjon. Bekkene renner gjennom et leirlandskap, og med økede nedbør og vannmasser kan dette trolig forårsake mer erosjon og evt. kvikkleireskred. Lengre ned i dalen der hvor bekkene møtes, har det blitt en oppdemning, noe som potensielt kan forårsake mer erosjon nedstrøms oppdemningen (fig. 9-16).

Begge bekkeløpene renner gjennom områder som ligger i faresoner for kvikkleireskred (vedlegg I). Det er også gjort funn av kvikkleireforekomster i begge dalene. Med en økende erosjon i bekkeløpene, vil områdene bli mer utsatt for eventuelle kvikkleireskred, hvor bekkene kan punktere eller grave seg ned i kvikkleire.

I Graneggdalen og ved Hangerhagen er det flere utglidninger langs bekkeløpene og ravineskråningen (fig. 9-16 og 9-17). Ved videre erosjon i ravinen kan undergraving i skråningsfoten forekomme, og masser kan gli ut. Skråningene i ravinene er bratte, og bekkene vil trolig fortsette å grave seg ned i leirgrunnen og gjøre ravinen dypere.

## 10.5 Kartlegging av skredgroper og raviner ved Reina i Overhalla kommune

Kartleggingen og undersøkelser i denne oppgaven av raviner og skredgroper ved et større område i Overhalla og langs Reina er ny og har gitt bedre detaljkunnskap om området (se fig. 9-29 og 9-30). Å bruke LiDAR-data til kartlegging er en god metode. Vegetasjon og objekter kan gjøre kartleggingen i felt vanskelig, men disse kan fjernes fra LiDAR-datasett. Geomorfologien trer dermed godt fram på datasettet. Det er et stort antall skredgroper i Overhalla kommune, men det finnes lite dokumentasjon om hendelsene.

Kartleggingen sier også noe om landskapsutviklingen i Overhalla. Gjennom årene med skredhendelser har flere elveløp og daler blitt større og bredere, ved flere gjentatte nedsenkninger. Dette ser man tydelig i områdene i nærheten av bl.a. Bjøra og Namsen (se fig. 9-29). De brede dalene som Bjøra og Namsen renner i, har bratte kanter på sidene. I elveløpet til Bjøra er det tydelige kanter av tidligere elveløp. Nå har elva gravd seg mye ut i yttersvingene og er blitt svært meandrerende i utløpet mot Namsen. Dette ser man også langs Namsen i nærheten Ranemssletta. Denne utviklingen kan sammenlignes med fig. 5-1. Figuren viser tydelig hvordan dalen forandrer seg ved hjelp av erosjon fra elvene og bekkene, flere nedsenkninger etter hverandre og som til slutt blir en bred og stor dal. På LiDAR-kartet fra Overhalla (fig. 9-29) ser man tydelig disse gjentatte nedsenkningene.

Det er ikke bare langs de store elvene i Overhalla man ser denne utviklingen. Ved flere områder til sideelvene til Namsen, er det tydelige nedsenkninger av masser og landområder, ved forlatte elveløp og terrasser. Dette vises godt på LiDAR-kartet, hvor det kan være opptil flere nedskjæringer som har skjedd etter hverandre. Disse nedskjæringene ser man spor til i nærheten av Reina også, som vises bl.a. på fig. 8-30 i nærheten av Skankenskredet.

LiDAR-kartet over Overhalla viser mange raviner, og de danner et typisk fiskebeinsmønster (fig. 9-29). Noen steder indikerer terrenget at bekkeløp er lagt i rør. Langs flere av ravinene ser man at terrenget er svært bratt, og det er i slike områder at erosjon langs elver og bekker kan være stor. Utviklingen og nedsenkningen av elver og bekker i Overhalla har vært og er en aktiv prosess.

Tettheten av skredgropene i Overhalla øker ved elver og raviner, likt som på Byneset. Utløsning av skredene har nok sammenheng med bekke- og elveerosjon. I bratte skråninger er det fare for undergraving av skråningsfoten, og dette er trolig en av flere utløsningsfaktorer i området. I bratte skråninger er det svært vanlig med undergraving.

# 11 Konklusjon

Ved begge studieområdene har erosjon, skredhendelser og ravedannelser ført til endringer av landskapet. Dette er fortsatt aktive prosesser ved begge områdene.

I oppgaven stilles det spørsmål om hvordan elve- og bekkesystem forandrer seg etter en skredhendelse, og hvordan bekke- og elvesystemene legger i skredmasser.

Ved begge studieområdene (Byneset og Amdal) har det tidligere gått kvikkleireskred (2012 og 2007). Oppmåling og feltundersøkelser av bekke- og elvesystem som renner gjennom skredmasser, har vist hvordan områder kan forandre seg etter skredhendelser. Ved Esp på Byneset var det tydelig at Ristbekken lå mellom skredmasser og jomfruelige masser. Bekken har senket seg 1,5-2 m på 2,5 år. Dette viser at erosjon er en aktiv prosess i bekkeløpet, noe som kan føre til en økende erosjonsaktivitet. Fra oppmålingen viser lengdeprofilen at Ristbekken har lagt seg mer mot de jomfruelige massene og mot områder med kvikkleire. Dersom erosjonen og gravingen av bekken fortsetter kan dette føre til nye kvikkleireskred. Trondheim kommune og NVE har begynt å sikre den resterende delen av bekken som renner gjennom skredmassene, noe som vil begrense erosjon og videre senkning.

Ved Reina i Overhalla, var det tydelig å se at elveløpet er blitt kortere etter skredhendelsen i 2007. Ut i fra lengdeprofilen etter oppmålingen av Reina ser man tydelig at elva har blitt kortere enn før skredhendelsen. Senkningen av Reina er varierende, hvor nærheten av skredgropa har elva senket seg rundt 6 m og lengre nedstrøms rundt 2-3 m i løpet av 7 år. Elva holder på å grave seg ned til omtrent samme gradient som før skredhendelsen, noe som sammenligninger av terrenghøyder fra før og etter skredhendelsen.

Denne oppgaven har vist at elve- og bekkesystem endrer seg etter en skredhendelse. Derfor vil det være viktig å følge med på utviklingen av elver og bekker i områder hvor det har skjedd kvikkleireskred, og eventuelt foreta sikring. På den måten kan man forhindre erosjon i nye kvikkleireforekomster.

## 12 Referanser

- Aas, G., 1979. *Skredfare og arealplanlegging. Vurdering av faregrad og sikringstiltak. Kvikkleireskred*, s.l.: NGI.
- Baranwal, V. C. et al., 2015. *Mapping of marine clay layers using airborne EM and ground geophysical methods at Byneset, Trondheim municipality*, Trondheim: NGU.
- Bjerrum, L., Løken, T., Heiberg, S. & Foster, R., 1971. *A field study of factors responsible for quick clay slides..* Oslo: Norwegian Geotechnical Institute, publ. No. 85.
- Bridge, J. S., 2005. *Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record*. 2. red. Victoria, Australia: Blackwell Publishing company.
- Cendrero, A. & Francesco, D., 1996. *Geomorphology. Vol. 15. The contribution of landslides to landscape evolution in Europe. S. 191-211*, s.l.: Elsevier.
- Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. K., 1997. *Nord-Trøndelag og Fosen: Geologi og landskap*. s.l.:Norges geologiske undersøkelse.
- Fossen, H., 2012. *Geologi - stein, mineraler, fossiler og olje*. Bergen: Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS.
- Foster, R. H. & Heiberg, S., 1971. *Erosion studies in a marine clay deposits at Romerike, Norway*, Oslo: Norges geotekniske institutt.
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R., 2014. *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU - Informasjon og instruks. Intern Rapport 2014.002*, Trondheim: NGU.
- Furseth, A., 2006. *Skredulykker i Norge*. Oslo: Tun Forlag.
- Gjessing, J., 1978. *Norges Landformer*. 1. red. s.l.:Universitetsforlaget.
- Gregersen, O., 1981. *The quick clay landslides in Rissa, Norway. NGI publikasjon 135*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt.
- Gregersen, O., 2008. *Program for økt sikkerhet mot leirskred. Metode for kartlegging og klassifisering av faresoner, kvikkleire*, Oslo: Norges Geotekniske Institutt.
- Helland, A., 1896. Lerfald. *Norsk Teknisk tidsskrift Vol. 14(3)*, pp. 88-96.
- Helland, A., 1898. Topografisk-statistisk beskrivelse av Søndre Trondhjems Amt. Første del: Den almindelige del og Trondhjem. *Norges land og folk XVI*, pp. 35-40.

Holmsen, G., 1929. Lerfaldene ved Krokstad, Gretnes og Braa. *Norges geologiske undersøkelse nr. 132*, pp. 22-45.

Holmsen, G. & Holmsen, P., 1946. Lerfall i årene 1940-1945. *Norges geologiske undersøkelse nr. 167*, pp. 70-71.

Janbu, N., Nestvold, J., Røe, Ø. & Sveian, H., 1993. Leirras - årsaksforhold og rasutvikling. I: *Verdalsboka. Ras i Verdal, vol B*. s.l.:Verdal kommune, pp. s. 739-784.

Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S., 1997. *Kvatærgeologi*. Bergen: Tun Forlag.

L'Heureux, J.-S. & Solberg, I.-L., 2012. *Utstrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Lawler, D. M., Thorne, C. R. & Hooke, J. M., 1995. Bank erosion and instability. I: *Guidebook of applied fluvial geomorphology for river engineering and management*. s.l.:River Dynamics Group, UK, p. 44.

Løken, T., 1968. Kvikkleiredannelse og kjemisk forvitring i norske leirer. *Norges Geotekniske Institutt, Publikasjon nr. 75*, pp. 19-26.

NGF, 2011. *Veiledning for symboler og definisjoner i geoteknikk. Identifisering og klassifisering av jord*, Oslo: Norsk geoteknisk forening (NGF).

NGI, 1996. *Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred. Rapporten omfatter kartbladet Skogmo, M = 1:50 000 - Borerresultater. Rapport 930043-2*. , Oslo: Norges Geotekniske Institutt.

NGI, 2007. *Skankenskedet, Overhalla. Skanskredet syd for Dal gård, Overhalla. Rapport nr: 20071395-1*, s.l.: Norges Geotekniske Institutt.

NGU, 2014. *Norges geologiske undersøkelser - Kvartærgeologi - Landskapsutvikling*. [Internett]

Available at: <http://www.ngu.no/fagomrade/landskapsutvikling>

[Funnet 23 Februar 2015].

NGU, 2015. *Datsett og nedlasting*. [Internett]

Available at: <http://www.ngu.no/emne/datsett-og-nedlasting>

[Funnet Desember 2014].

Nordal, S. et al., 2009. *Skredet i Kattmarkvegen i Namsos 13. mars 2009*, Trondheim: NTNU.

NVE, 2002. *NVE Atlas 2.0*. [Internett]

Available at: <http://atlas.nve.no/SilverlightViewer/?Viewer=NVEAtlas>

[Funnet 16 12 2014].

NVE, 2010. *Vassdragshåndboka*. Trondheim: Tapir Akademisk Forlag.

NVE, 2012a. *Kvikkleireskred ved Esp, Byneset i Trondheim. Rapport nr. 1-2012. Foreløpig rapport 09.01.12*, Oslo: NVE.

NVE, 2012b. *Ristvassdraget. Befaring av Ristvassdraget på Byneset*. Trondheim: NVE Region Midt-Norge.

NVE, 2014. *Sikkerhet mot kvikkleireskred. Veileder nr 7-2014*. Oslo: s.n.

Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K., 2013. *Landet blir til - Norges geologi*. 2. red. Trondheim: Norsk Geologisk Forening (NGF).

Rankka, K. et al., 2004. *Quick clay in Sweden, Report No 65*, Linköping : Statens geotekniska institut.

Reite, A. J., 1977. *ORKANGER, kvartærgeologisk kart 1521 I - M. 1:50 000*. s.l.:Norges geologiske undersøkelse.

Reite, A. J., 1983. Orkanger. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart 1521 I, M 1:50 000. *Norges geologiske undersøkelse. Skrifter 47*.

Reite, A. J., 1986. *Trondheim 1621 IV, Kvartærgeologisk kart M. 1:50 000*. s.l.:Norges geologiske undersøkelse.

Reite, A. J., 1990. *Sør-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart M 1:250 000 med veiledning til kartet.*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 96.

Reite, A. J., 1994. *Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. Bull. 426, 1-30*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Reite, A. J., 1995. *Deglaciation of the Trondheimsfjord area, Central Norway. Bull 427*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E., 1999a. Trondheim fra istid til nåtid - landskapshistorie og løsmasser. *Gråsteinen 5*.



- Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E., 1999b. *Trondheim kommune. Løsmassekart M 1:50 000*. s.l.:Norges geologiske undersøkelse.
- Rosenqvist, I. T., 1960. *Marine clays and quick clay slides in south and central Norway. Guide to excursion no. C 13*. Oslo: International Geological congress.
- Selby, M. J., 1982. *Hillslope materials and processes*, s.l.: Oxford University Press.
- Selmer-Olsen, R., 1976. *Ingeniørgeologi. 1: Generell geologi. 2. red.* Trondheim: Tapir.
- Selmer-Olsen, R., 1977. *Ingeniørgeologi. Del 2: De løse jordlag. 2. red.* Trondheim: Tapir.
- Sindre, A., 1980. *Seismiske målinger i Gaudalen 1972 - 1979. Rapport nr. 1641*, Trondheim: NGU.
- Skøien, S., 1993. *Erosjon i Norge*. s.l.:Landbruksforlaget.
- Solberg, I.-L.et al., 2015. *Geologi på Byneset: en sammenstilling av geologiske, geofysiske og geotekniske data. NGU rapport 2015.002*, Trondheim: NGU.
- Solberg, I.-L.et al., 2008. *Deglaciation history and landscape development of fjord-valley deposits in Buvika, Mid-Norway. Boreas 37: 297–315. doi:10.1111/j.1502-3885.2007.00020.x. ISSN 0300-9483*. s.l.:s.n.
- Solberg, I.-L., Hansen, L., Rønning, J. S. & Dalsegg, E., 2011. *Veileder for bruk av resistivitetsmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0. Rapport nr.: 2010.048*, s.l.: NGU.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L., 1985. *Beskrivelse til Nord-Trøndelag fylke - kvartærgeologisk kart 1:250 000. Rapport T-611*, Oslo: Miljøverndepartementet.
- Statens vegvesen, 2014. *Laboratorieundersøkelser. Håndbok R210*. s.l.:Vegdirektoratet.
- Stokkan, J. & Rosvold, K. A., 2014. *Store norske leksikon, Overhalla kommune*. [Internett] Available at: <https://snl.no/Overhalla> [Funnet 29 januar 2015].
- Sveian, H., 1997. *Ice-marginal deposits and deglaciation chronology in Nord-Trøndelag and Fosen, Central Norway. Bull. 433*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Sveian, H., 2013. *Namdalen - Fra steinalders fjord til fruktbar jord.. I: Årbok for Namdalen. Nr. 55*. s.l.:Namdalen Historielag, pp. 99-113.

Sveian, H., Bargel, T. H. & Rokoengen, K., 2008. *Løsmassegeologi i Verdalen, Nord-Trøndelag: Israndtrinn, leirskred og elveerosjon*. Trondheim: NTNU.

SVV, 1997. *Feltundersøkelser. Håndbok R211*, s.l.: Vegdirektoratet.

Thoresen, M. K., 1991. *Kvartærgeologisk kart over Norge. Tema: Jordarter*, s.l.: Norges geologiske undersøkelse.

Thorsnæs, G., 2013. *Store norske leksikon*. [Internett]

Available at: <https://snl.no/Geiranger>

[Funnet 2 Desember 2014].

TRK, 2013a. *Brenselbekken. Rapport R1563-1*, Trondheim: Trondheim kommune, Geoteknisk avdeling.

TRK, 2013b. *Bekk - Hangerhagen, Granegga. Rapport R.1563-2*, Trondheim: Trondheim kommune, Geoteknisk avdeling.

TRK, 2013c. *Ristan, bekk 8. Rapport R.1563-6*, Trondheim: Trondheim kommune, Geoteknisk avdeling.

TRK, 2013d. *R. 1563-3 Kvisetbekken og sidebekk*, Trondheim: Trondheim kommune, Geoteknisk avdeling..

TRK, 2015. *Trondheim kommune - Grunnforhold*. [Internett]

Available at: <http://trondheim.kommune.no/grunnforhold#Grunnundersokelser>

[Funnet 23 Mars 2015].

Tønnesen, J. F., 1988. *Refraksjonsseismiske målinger i Overhalla kommune og ved Eid i Høylandet. Fagrapport*, Trondheim: NGU.

# 13 Oversikt over tabeller og figurer

## TABELLER

Tabell 1 Ulike type skred og dannelsesmåten (NVE, 2014). .....	28
Tabell 2 Oversikt over leirfall ved Byneset, Trondheim kommune. (Solberg, et al., 2015)....	32
Tabell 3 Oversikt over skred i Overhalla kommune (NVE, 2002) .....	37

## FIGURER

<i>Figur 1-1 Oversiktskart over studieområdene, Byneset i Trondheim kommune og Amdal i Overhalla kommune (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>). .....</i>	10
<i>Figur 1-2 Øverst: skredet ved Esp, Byneset i 2012. Foto: NVE 2012. Nederst: Skankenskedet ved Amdal, Overhalla i 2007. Foto: I.L. Solberg 2007. ....</i>	11
<i>Figur 2-1 Veiledende fargeskala som NGU benytter til prosjekter ved kartlegging av løsmasser og potensiell kvikkleire (Solberg, et al., 2011). ....</i>	14
<i>Figur 3-1 Breens utbredelse og tilbaketrekning ved slutten av siste istid. Lys blå markerer innlandsisen. Hav, fjorder og landoverflaten har mørk blå og beige farge. A viser breens utbredelse for 20 000 år siden. B viser hele Trondheimsområdet som var dekket av breen. C viser tilbaketrekningen og framrykket for 10 600 år siden og Tautra-trinnet. D viser brefronten for 10 300 år siden og Hoklingen-trinnet (Reite, et al., 1999a). ....</i>	17
<i>Figur 3-2 Tallene 1-6 merker de seks israndtrinnene som ble avsatt etter isavsmeltingen og øverst i venstre hjørne viser aldersbestemmelsene på hvert av trinnene (Sveian, 1997). ....</i>	18
<i>Figur 4-1 Marin grense i Trøndelag (Dahl, et al., 1997). .....</i>	19
<i>Figur 5-1 Skisse av landskapsutvikling i en dal under landhevingen. A: det begynner å bli tørt land i dalen, og elva avsetter sand og grus (gul) over tykk leire (lys blå). B: landet stiger og elva graver seg dypere og det dannes terrasser. Ved R omdannes noe leire til kvikkleire. C: terrasselandskapet blir forandret av kvikkleireskred (mørk blå) og videre erosjon av elver. Skredmasser forflyttes og fyller igjen dalbunnen (Sveian, 2013). ....</i>	23
<i>Figur 6-1 Oppbygging av kvikkleire, fra kvikkleire med åpen struktur til kollapset kvikkleire. (Reite, et al., 1999a). ....</i>	25
<i>Figur 6-2 Typiske forekomster av kvikkleire ved skråninger mot fjell og bekker/elver og over oppstikkende fjell. Pilene viser strømning av vann gjennom de ulike lagene med berg og løsmasser (Janbu, et al., 1993). .....</i>	26
<i>Figur 6-3 Bråleiret på Byneset, Trondheim kommune (foto: B. Gundersen 2015). .....</i>	33

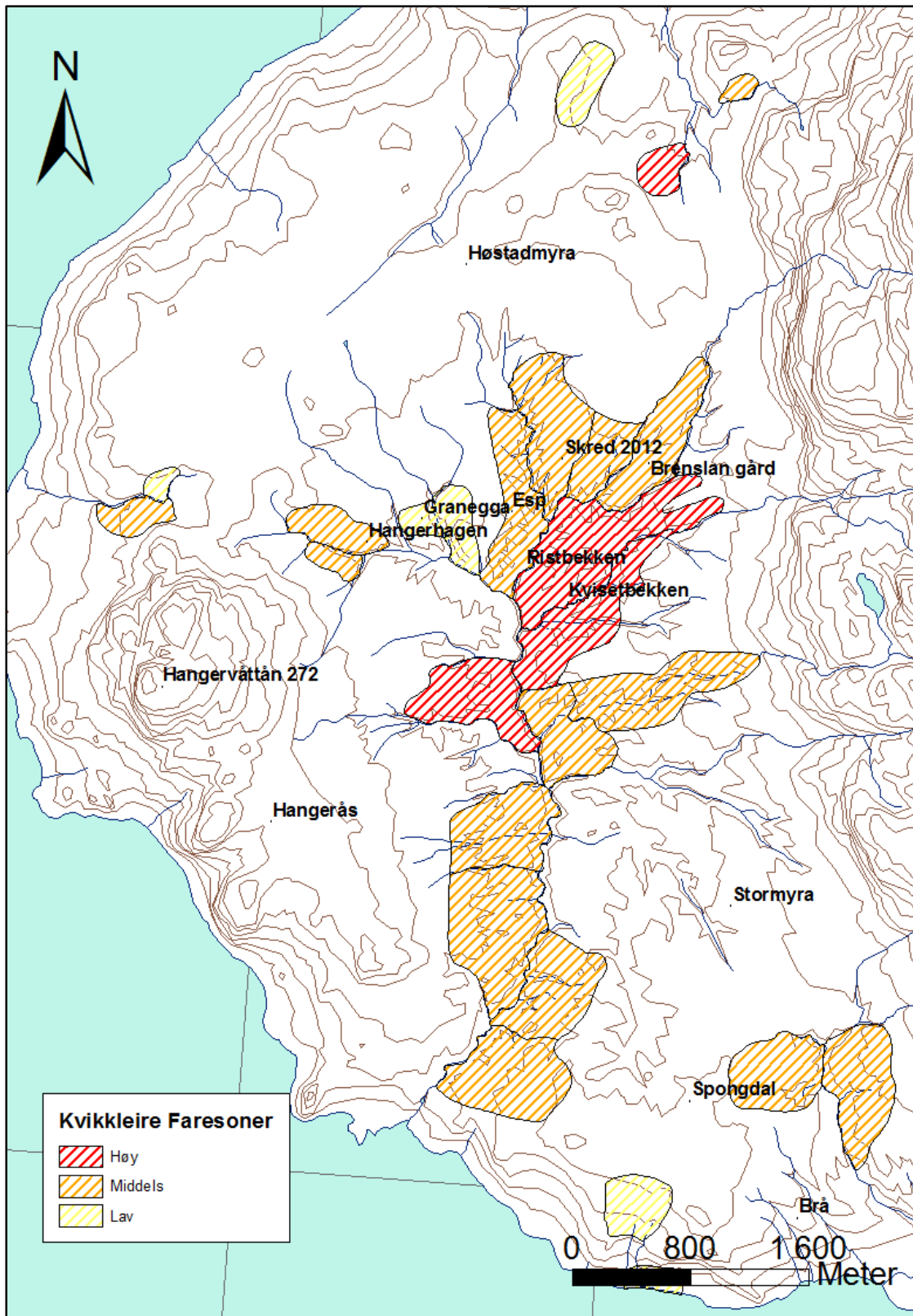
<i>Figur 6-4 Bilde av skredet ved Esp, Byneset. Foto: NVE 2012</i> .....	34
<i>Figur 6-5 Kartutsnitt av skredet ved Esp, Byneset med markert skredgrop, skredport, og skredmasser (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>)</i> .....	35
<i>Figur 6-6 Bilder av sikringen av den resterende delen av Ristbekken som renner gjennom skredmassene (fig. 9-2). Foto: B. Gundersen 2015</i> .....	36
<i>Figur 6-7 Bilde av Skankensskredet. Foto: I.L. Solberg 2007.</i> .....	38
<i>Figur 6-8 Skankensskredet med skredgrop og skredmasser som fylte igjen elveløpet. Den blå linjen viser elveløpet før skredhendelsen (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>)</i> .....	40
<i>Figur 6-9 Under brua samlet det seg skredmasser, og her ser man rester av skredmassene (se sirkel) på undersiden av brua hvor veien krysser Reina (foto B. Gundersen 2014)</i> .....	40
<i>Figur 7-1 Masseutglidning i slake skråninger (Lawler, et al., 1995)</i> .....	42
<i>Figur 7-2 Masseutglidning/skred i brattere skråninger (Lawler, et al., 1995)</i> .....	42
<i>Figur 7-3 Elvas evne til å erodere i en dal (Skøien, 1993)</i> .....	44
<i>Figur 7-4 Reduksjon av skråningsstabiliteten av grunnvannsspeilet</i> .....	45
<i>Figur 8-1 Oversiktskart over Byneset. (<a href="http://www.norgeskart.no">www.norgeskart.no</a>)</i> .....	46
<i>Figur 8-2 Berggrunnskart over Byneset. De svarte linjene markerer hvor 2D-resistivitet og refraksjonsseismikk er blitt utført på Byneset, mens de hvite prikkene markerer fjellblotninger som er befart og undersøkt i perioden 2012-2014 (Solberg, et al., 2015)</i> .....	48
<i>Figur 8-3 Løsmassekart over Byneset, med marin grense inntegnet (NGU, 2015)</i> .....	49
<i>Figur 8-4 Landskapsformer i Trondheimsområdet. Lyse farger viser områder med bart fjell og et tynt løsmassedekke. Blå farge viser områder som har tykke avsetninger og som ligger under marin grense. Mørk blåfarge viser erosjon- og skredutsatte områder (Reite, et al., 1999a)</i> ..	50
<i>Figur 8-5 Kartlagte skredgroper og raviner på Byneset fra studie av LiDAR-data (fra kartverket). Kjente skredhendelser er markert på kartet. Brune streker markerer 2D-resistivitetsunderøkelser gjort av NGU (Solberg, et al., 2015)</i> .....	51
<i>Figur 8-6 Kart over Overhalla kommune (<a href="http://www.norgeskart.no">www.norgeskart.no</a>)</i> .....	52
<i>Figur 8-7 Berggrunnskart for deler av Overhalla (NGU, 2015)</i> .....	54
<i>Figur 8-8 Løsmassekart for deler av Overhalla (NGU, 2015)</i> .....	55
<i>Figur 8-9 Namsenfjorden under landhevingen for ca. 7500 år siden (Dahl, et al., 1997)</i> .....	56

<i>Figur 9-1 Den røde streken viser de sikrede områdene langs Ristbekken nedstrøms skredgropa, som ble sikret i 2012 (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>). Bildene til høyre viser den steinsatte «Proppen». Innrammet område på venstre bilde markerer hvor oppmålingen ble gjennomført. Foto: B. Gundersen 2014. ....</i>	<i>58</i>
<i>Figur 9-2 Tverr- og lengdeprofiler (røde og grønne punkter) målt i 2014 (se fig. 9-1). Blå strek viser hvor bekken hadde sitt løp før skredhendelsen. Flyfoto av Ristbekken fra 2011 (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>).....</i>	<i>59</i>
<i>Figur 9-3 Oversikt over hurtignitt og tverrprofil ved Ristbekken. De svarte linjene er de oppmålte tverrprofilene fra 2014. Blå linje viser det tidligere bekkeløpet fra før skredet i 2012. ....</i>	<i>60</i>
<i>Figur 9-4 Tverrprofil B (fig. 9-3). Profilet er ca. 40 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>61</i>
<i>Figur 9-5 Tverrprofil F (fig. 9-3). Profilet er ca. 50 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>61</i>
<i>Figur 9-6 Tverrprofil M (fig. 9-3). Profilet er ca. 30 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>62</i>
<i>Figur 9-7 Tverrprofil V (fig. 9-3). Profilet er ca. 50 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>62</i>
<i>Figur 9-8 Tverrprofil X (fig. 9-3). Profilet er ca. 60 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>63</i>
<i>Figur 9-9 Tverrprofil Z (fig. 9-3). Profilet er ca. 50 m langt. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>63</i>
<i>Figur 9-10 Tverrprofil BC (fig. 9-3). Profilet er ca. 40 m langt. Foto: B. Gundersen 2014. ..</i>	<i>64</i>
<i>Figur 9-11 Foto fra skredområdet ved Esp. Øverst til venstre: skredmasser igjengrodd med vegetasjon. Øverst til høyre: bekken med skredmasser på øst og jomfruelige masser på vest. Nederst til venstre: planerte skredmasser. Nederst til høyre: noe grovere masser (pil) langs bekkeløpet. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>65</i>
<i>Figur 9-12 Oppsamling av dødt trevirke i bekkeløpet. I sirkelen har det samlet seg opp litt grovere masser foran det døde trevirket. Foto: B. Gundersen 2014. ....</i>	<i>66</i>
<i>Figur 9-13 Til venstre: bekken har endret løpet og lagt seg mot de jomfruelige massene mot øst (pil). Øverst til høyre: utglidning i de jomfruelige massene. Nederst til venstre: utglidning i skredmassene. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>67</i>
<i>Figur 9-14 Senkningen av Ristbekken før, rett etter og 2,5 år etter skredhendelsen ved Esp i 2012.....</i>	<i>68</i>
<i>Figur 9-15 Ristbekken, Hangerhagen og Graneggdalen (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>).....</i>	<i>69</i>
<i>Figur 9-16 Graneggdalen. Bildene viser aktive erosjon i ravinedalen. Foto: B. Gundersen 2014 og 2015.....</i>	<i>70</i>
<i>Figur 9-17 Ravinedal ved Hangerhagen. Foto: B. Gundersen 2014 og 2015.....</i>	<i>70</i>

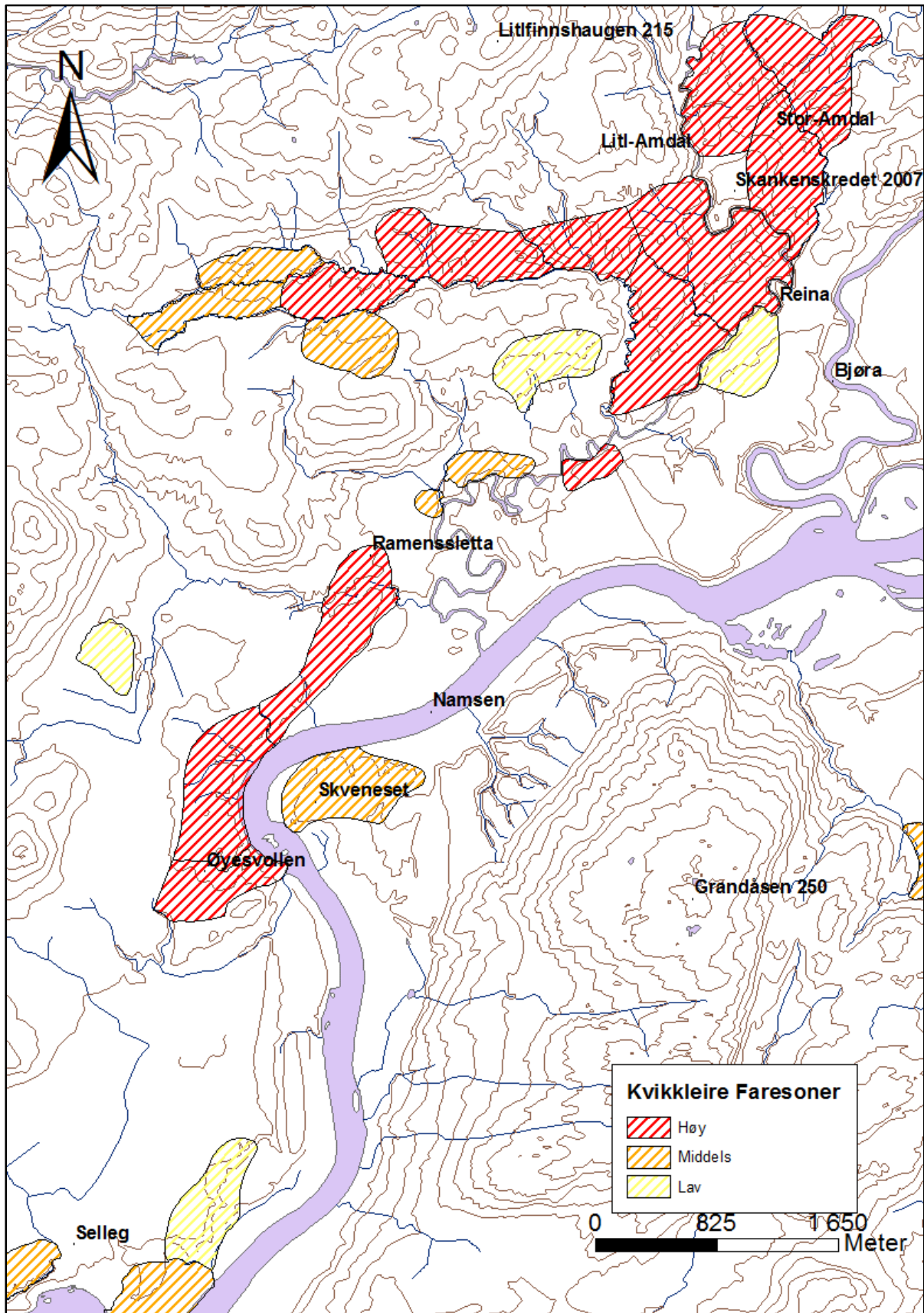
<i>Figur 9-18 Raviner og skredkanter ved Hangerhagen og Graneggdalen (LiDAR-data fra Kartverket). .....</i>	<i>71</i>
<i>Figur 9-19 Oversikt over den sikrede delen langs Reina. Den røde streken markerer hvor NVE har sikret etter skredhendelsen i 2007 (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>). Bildene til høyre viser en av tersklene og steinsettingen i sidene av elva. Firkanten markerer oppmålingsområdet. Foto: B. Gundersen 2014. ....</i>	<i>72</i>
<i>Figur 9-20 Oversikt over innmålte punkter ved Amdal (fig. 8-20). De grønne og røde punktene er punktene som ble målt i 2014. De røde punktene nevnes i teksten. Pila markerer områder som er blitt planert etter skredhendelsen. Elveløpet før skredhendelsen er markert med blått (<a href="http://kart.finn.no/">http://kart.finn.no/</a>).....</i>	<i>73</i>
<i>Figur 9-21 Høye skredkanter etter Skankenskredet langs Reina. Bildet øverst til høyre viser også lagdelingen i leira. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>74</i>
<i>Figur 9-22 Bildet til høyre viser steinfylling (gjort av en gårdbruker) for å motvirke erosjon langs elvesiden mot øst. Bildet til høyre viser en større terskel ved pkt. 121. Man kan så vidt se at det ligger en del steiner i sidene av elveløpet (piler) og som er med å minke erosjonen i sidene. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>75</i>
<i>Figur 9-23 Til venstre: en større utglidning langs elva. Til høyre: mindre utglidninger flere steder langs elva. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>76</i>
<i>Figur 9-24 Bildene viser skredgropa og skredmassene fra skredhendelsen i 2007 som er blitt planert og skal brukes til dyrket mark. Foto B. Gundersen 2014.....</i>	<i>76</i>
<i>Figur 9-25 Bildet til venstre viser avsatte grove sedimenter, mens bildet til høyre viser slamavsetninger i innersving. Bildene er tatt ved pkt. 115 (se fig. 9-21). Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>77</i>
<i>Figur 9-26 Skredmasser og jomfruelige masser. Foto: B. Gundersen 2014. ....</i>	<i>79</i>
<i>Figur 9-27 Trevirke som er blitt fraktet og avsatt av vannet som en slags "øy". Disse øyene er med på å styre vannføringen og elveløpet. Foto: B. Gundersen 2014.....</i>	<i>79</i>
<i>Figur 9-28 Senkningen av elvenivå ved elva Reina, Amdal, etter Skankenskredet 2007. Rød streken er terrenghøyden fra LiDAR-data (fra 2008) og 2014 fra oppmåling. ....</i>	<i>80</i>
<i>Figur 9-29 Skredgroper og raviner kartlagt ved studie av LiDAR-data i Overhalla (fra Kartverket). Kjente skredhendelser er blitt markert med tallene 1-6 (se tabell 3). Firkanten markerer områder med nedsenkninger. ....</i>	<i>81</i>
<i>Figur 9-30 Kartlagte skredgroper og raviner i nærheten av Skanken (kartdata fra kartverket). Tallene marker kjente skredhendelser i Overhalla (tabell 3). ....</i>	<i>82</i>

# Vedlegg

## Vedlegg I - Kart over kvikkleire faresoner på Byneset



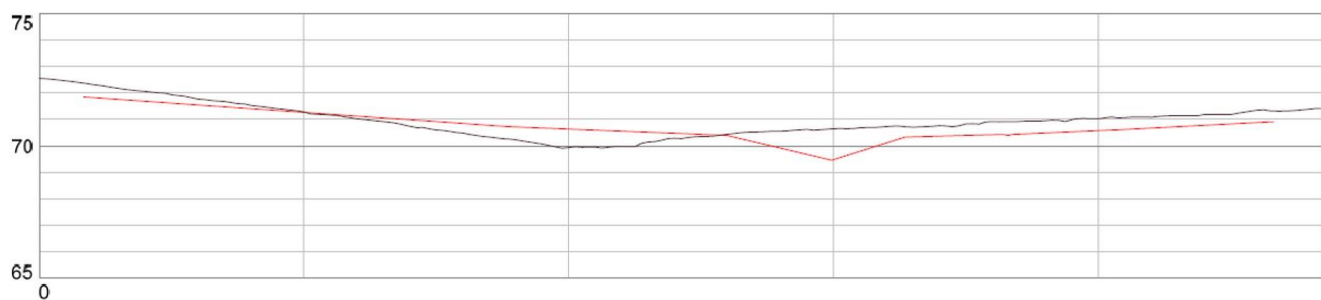
## Vedlegg II - Kart over kvikkleire faresoner i Overhalla



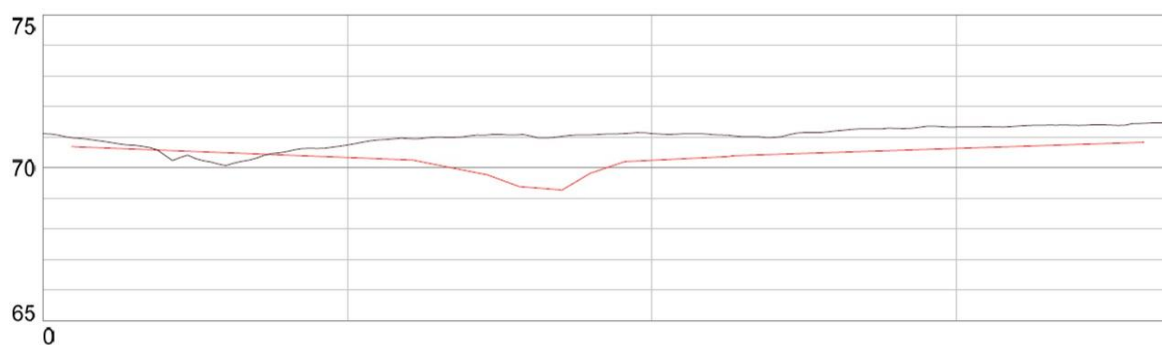


# Vedlegg III - Tverrprofiler fra Byneset

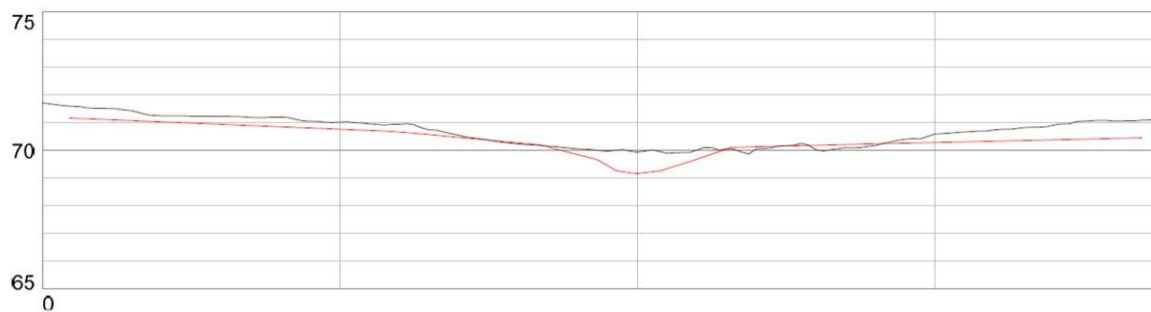
## Tverrprofil A



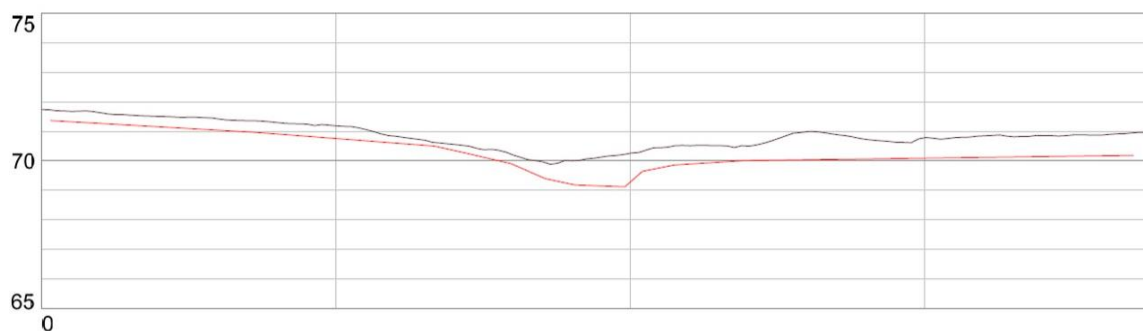
## Tverrprofil B



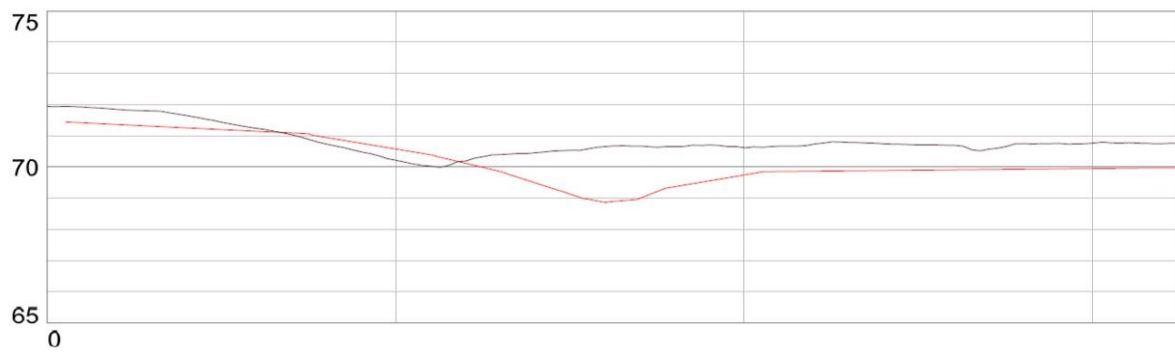
## Tverrprofil C



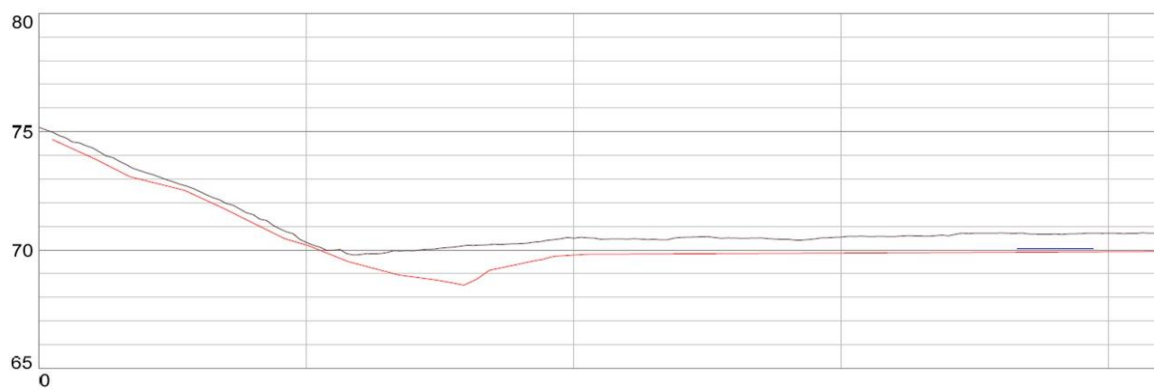
## Tverrprofil D



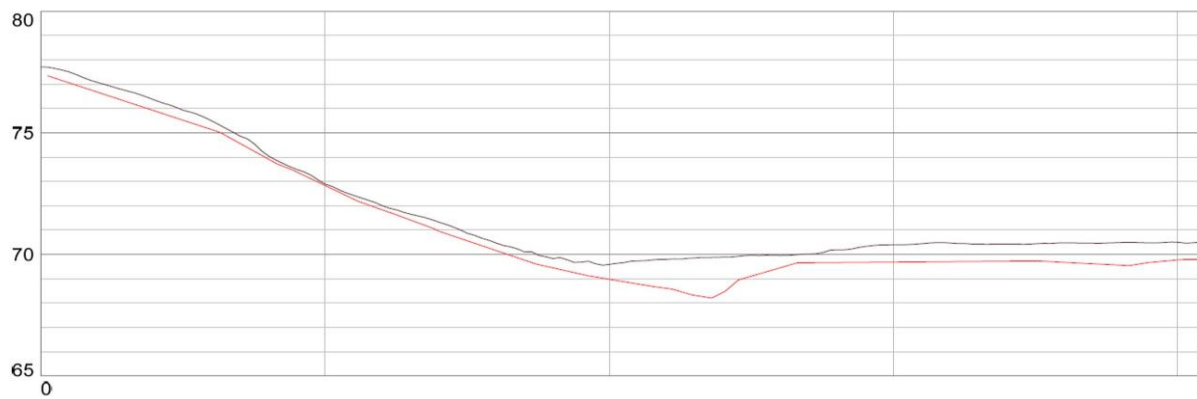
### Tverrprofil E



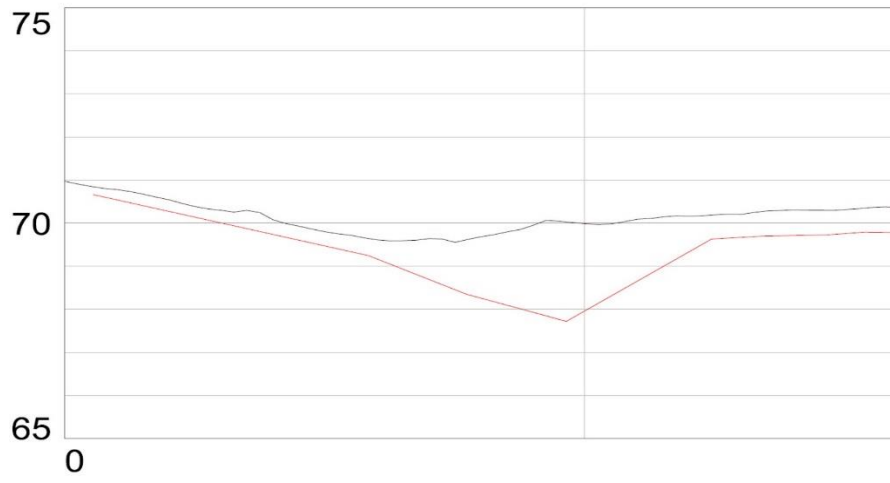
### Tverrprofil F



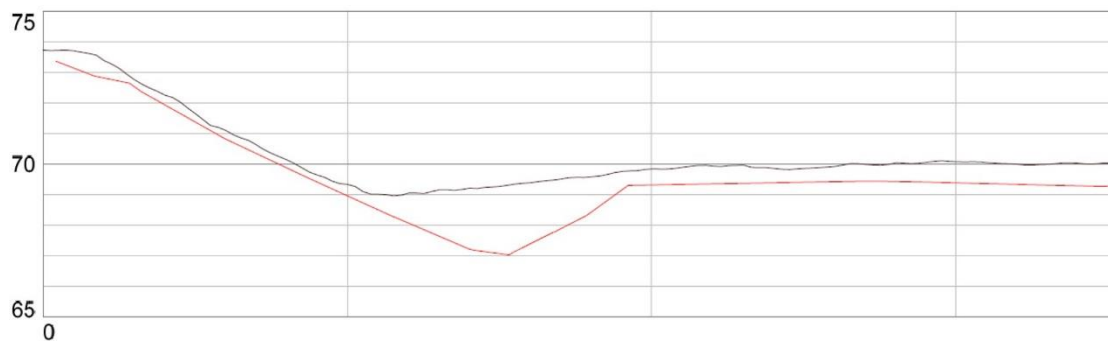
### Tverrprofil G



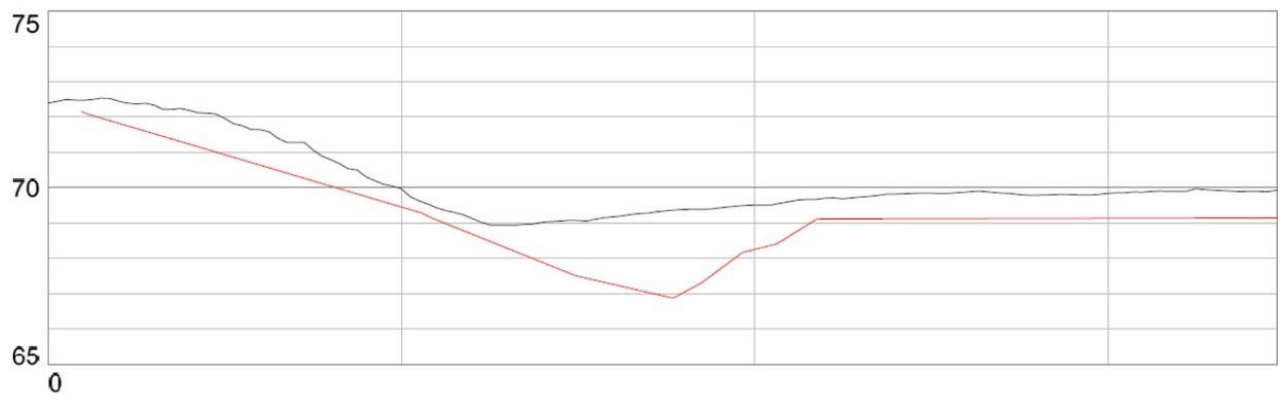
Tverrprofil H



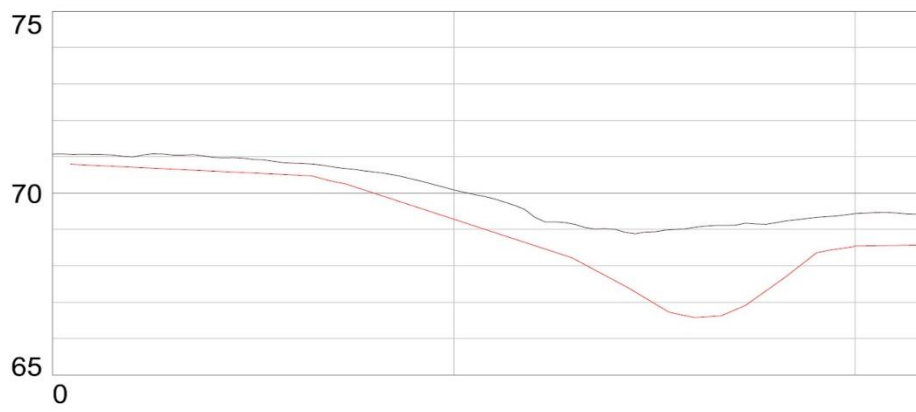
Tverrprofil I



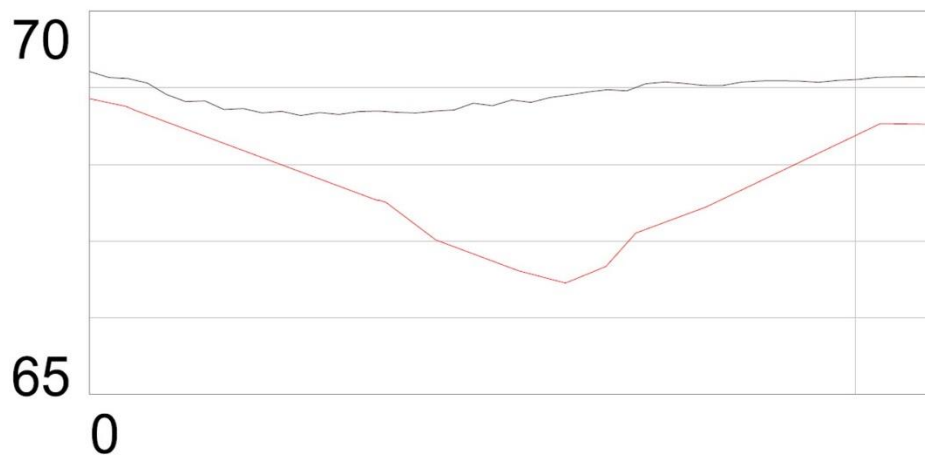
Tverrprofil J



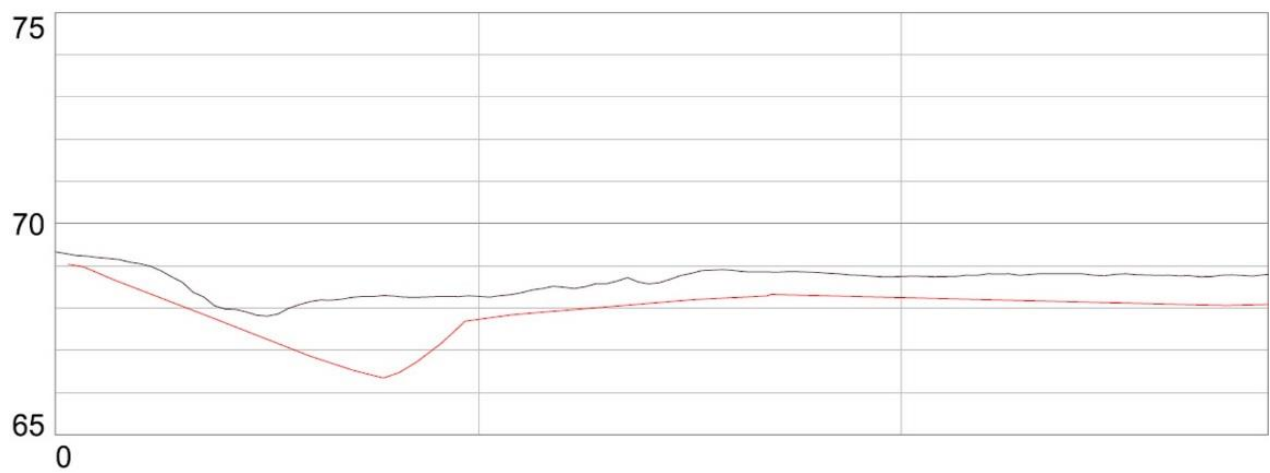
Tverrprofil K



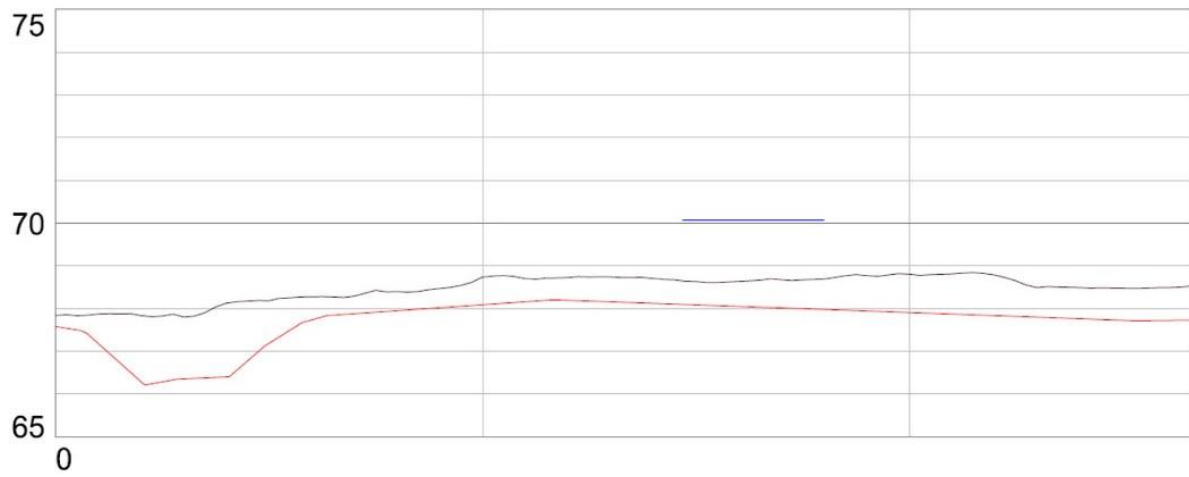
Tverrprofil L



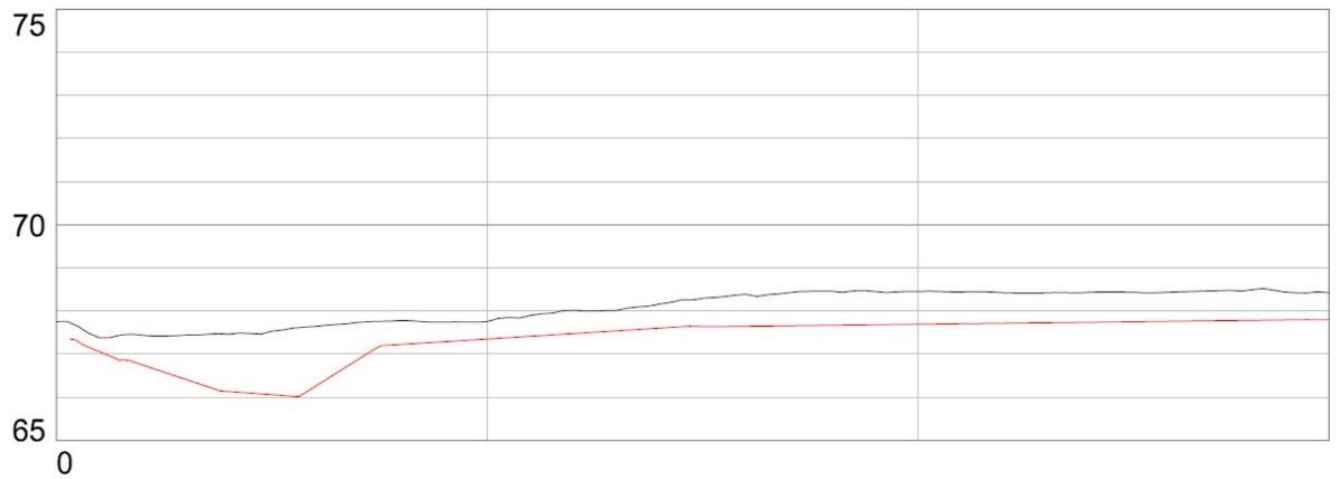
Tverrprofil M



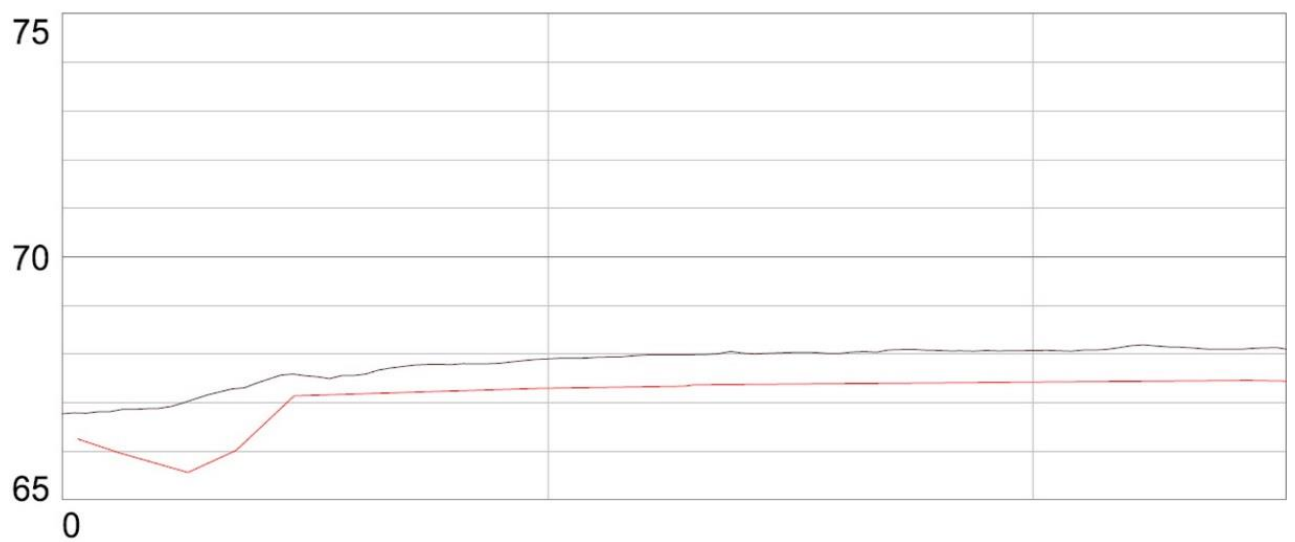
Tverrprofil N



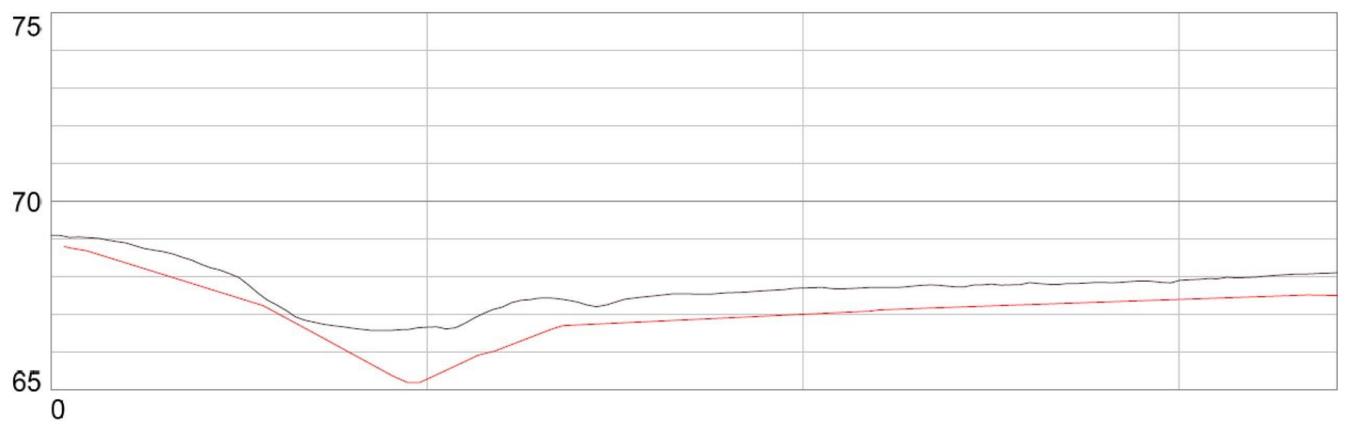
Tverrprofil O



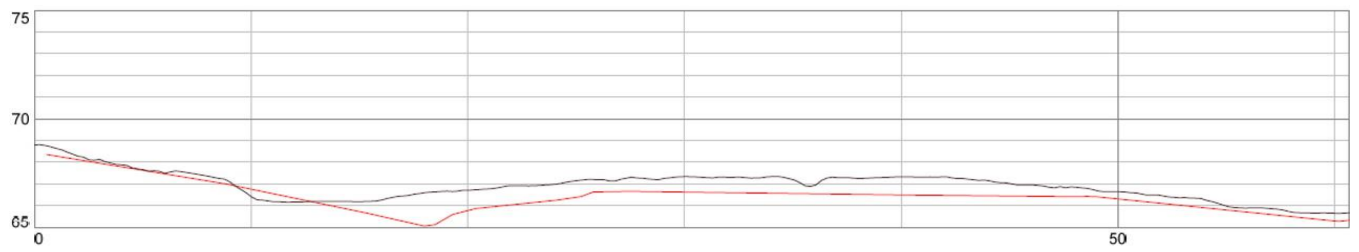
Tverrprofil P



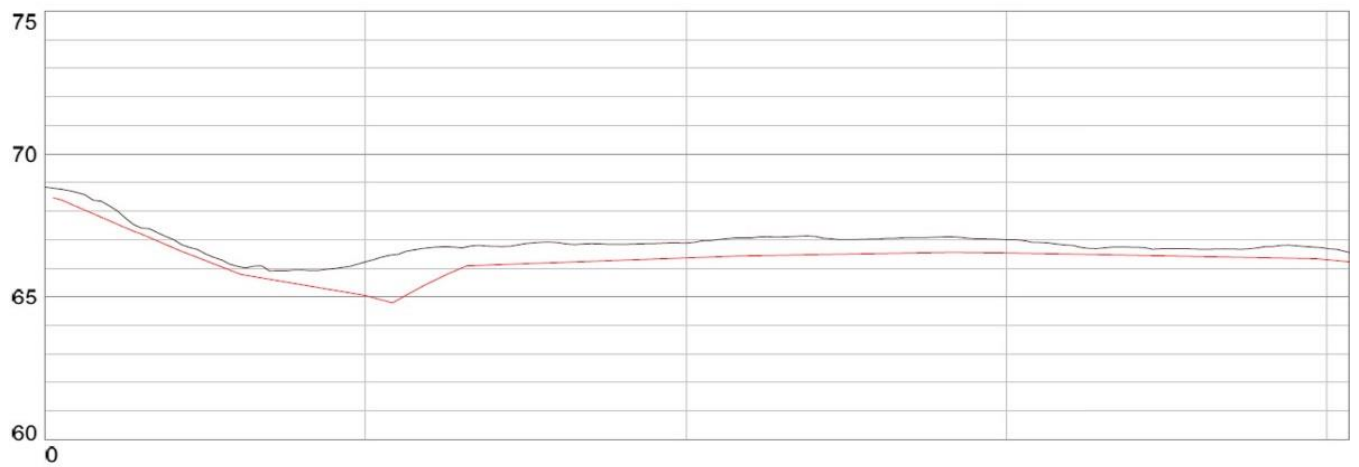
Tverrprofil Q



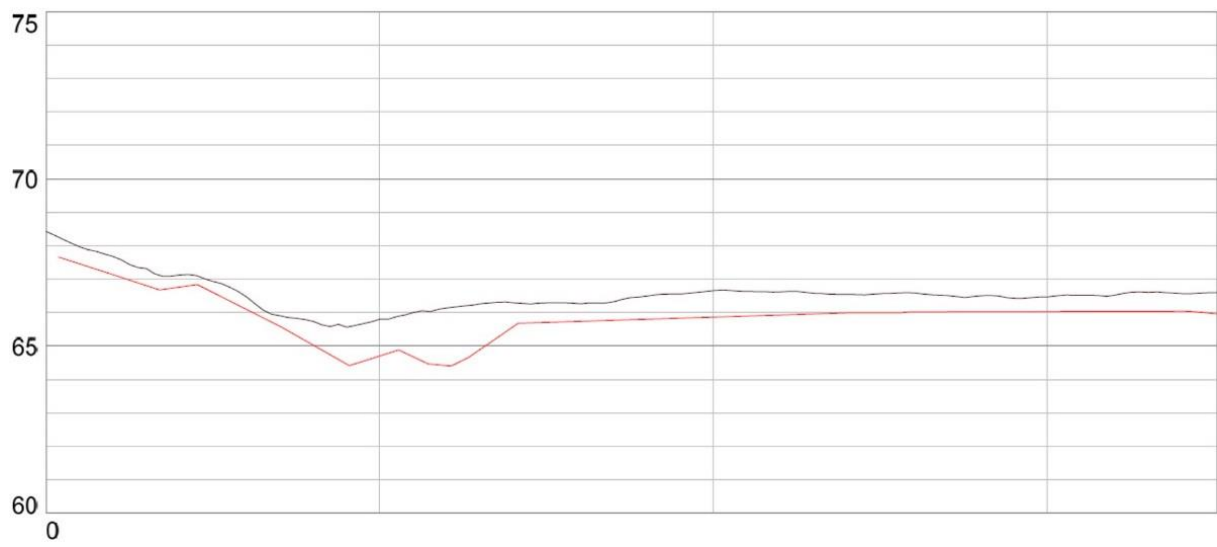
Tverrprofil R



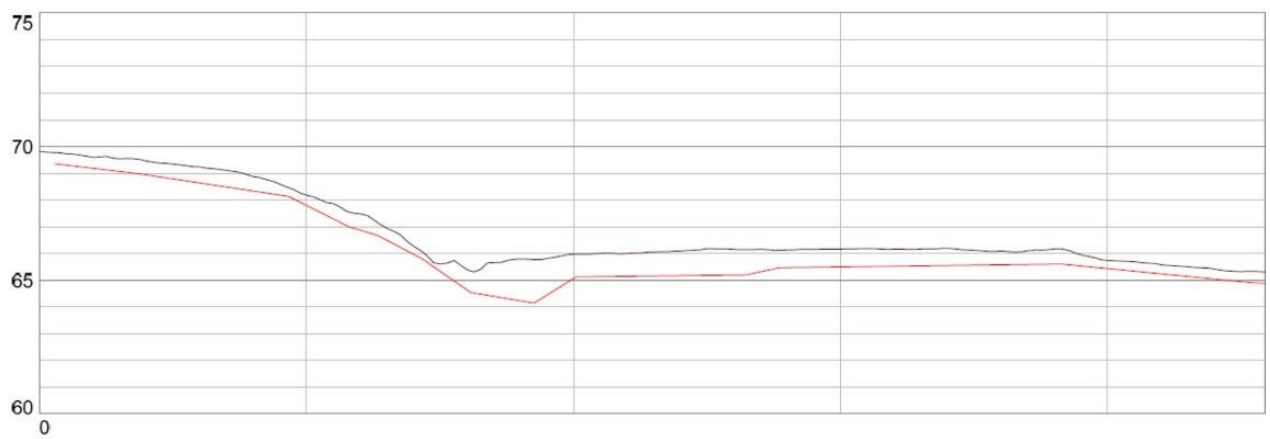
Tverrprofil S



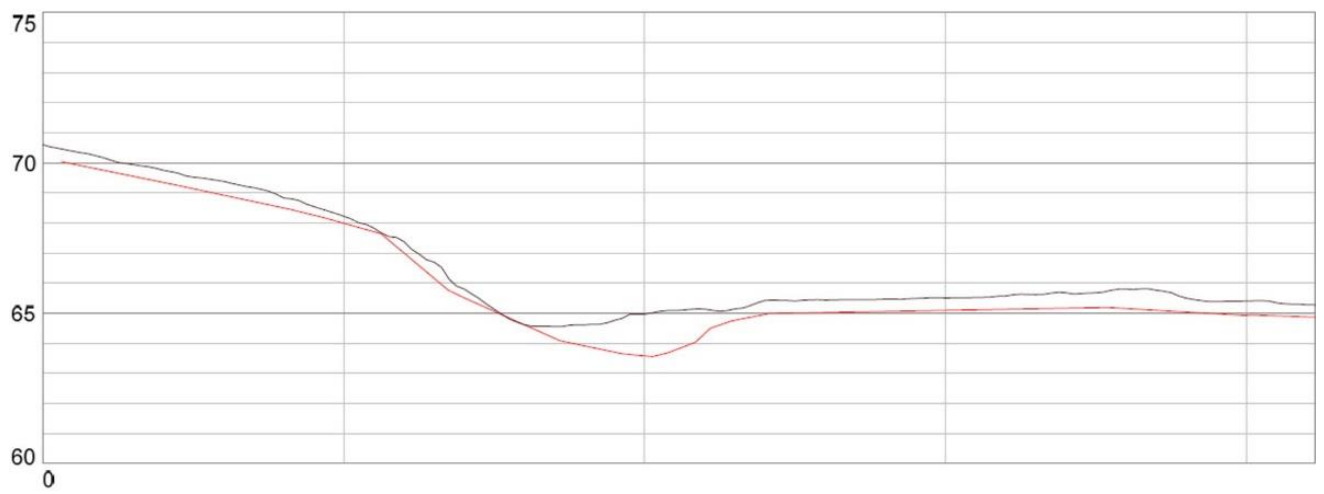
Tverrprofil T



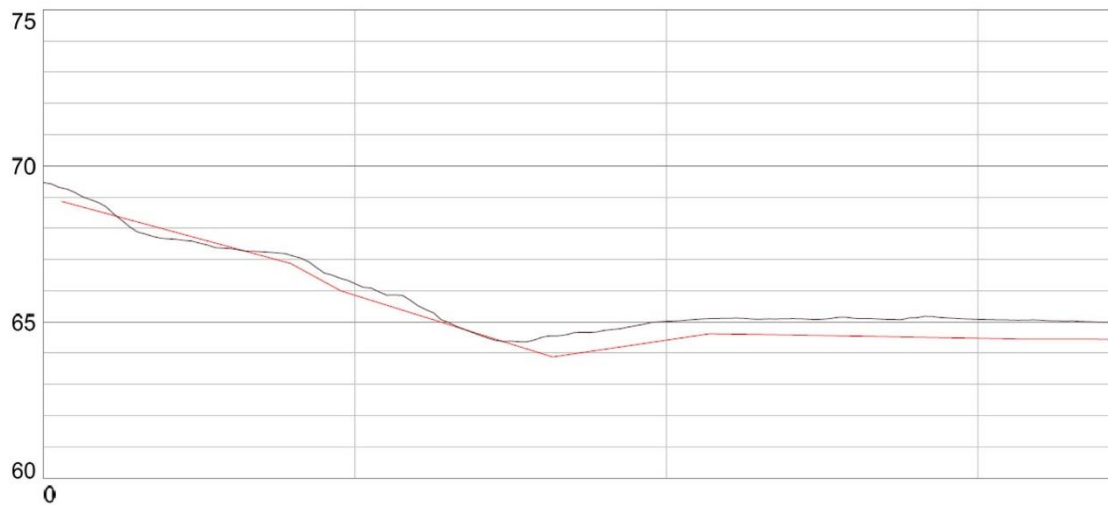
Tverrprofil U



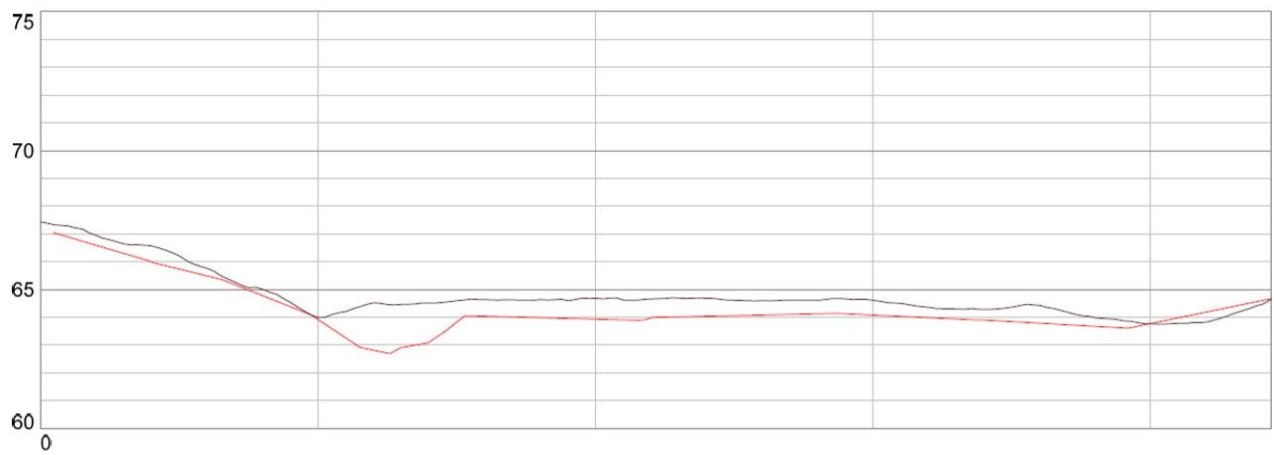
Tverrprofil V



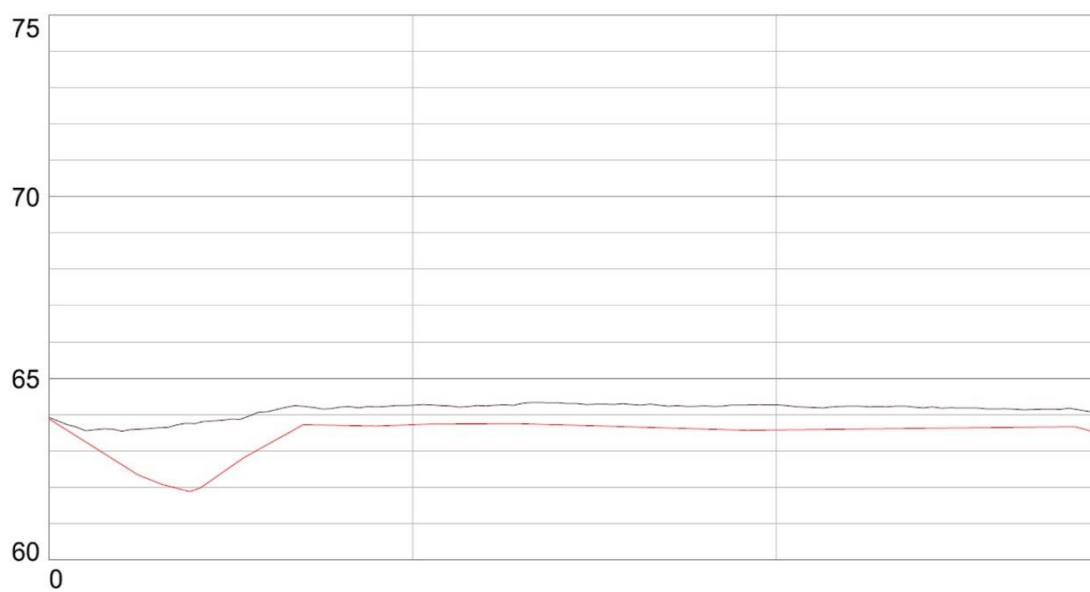
Tverrprofil W



Tverrprofil X

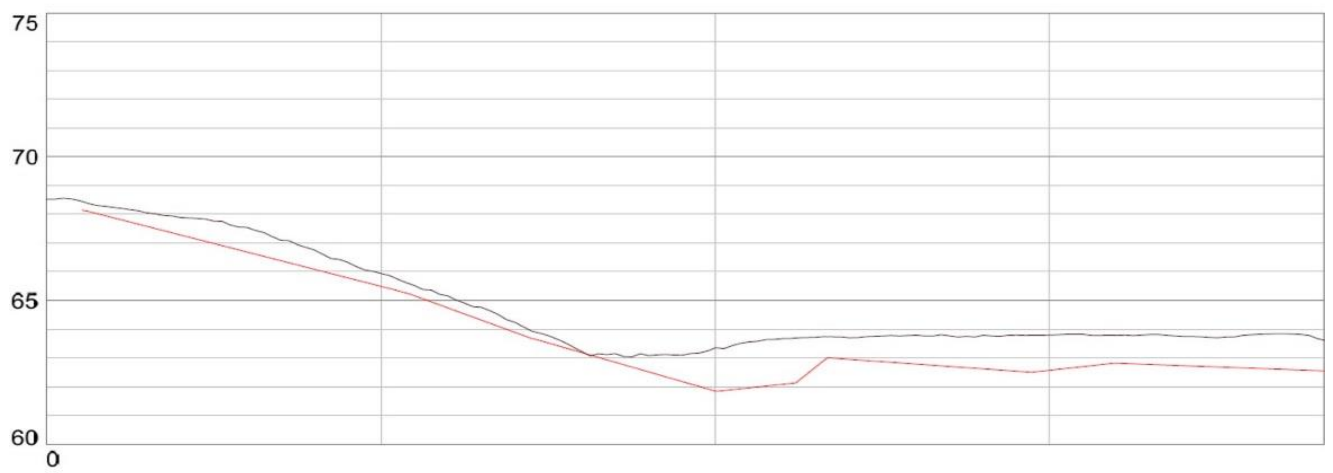


Tverrprofil Y

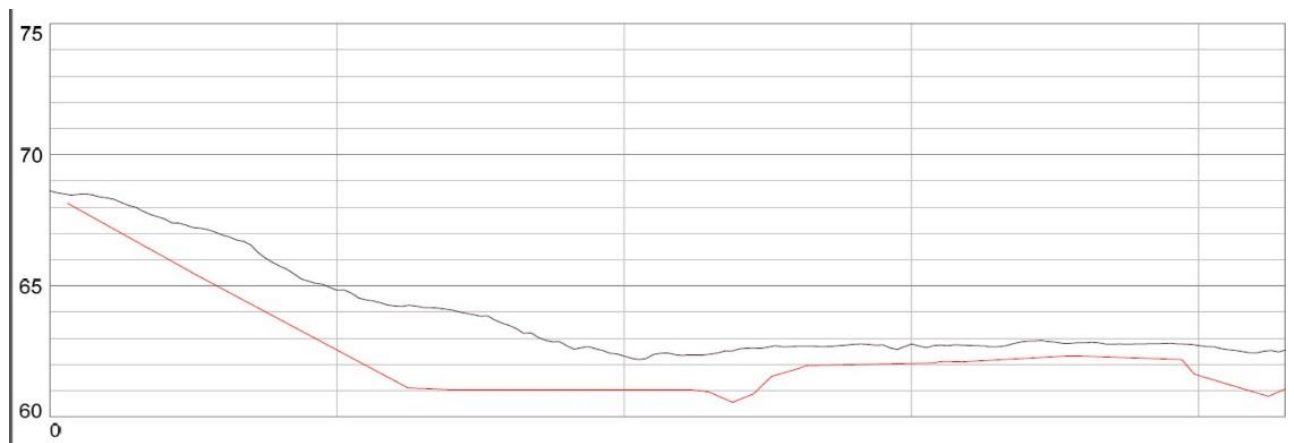




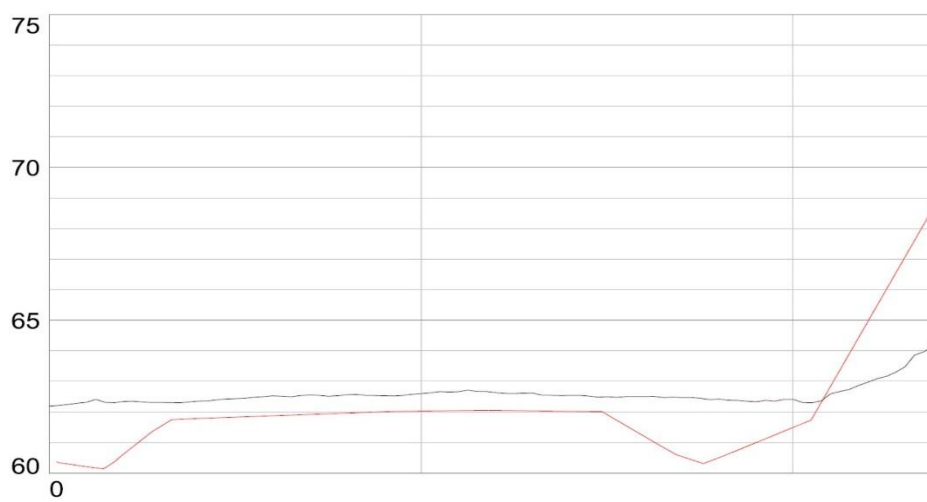
Tverrprofil Z



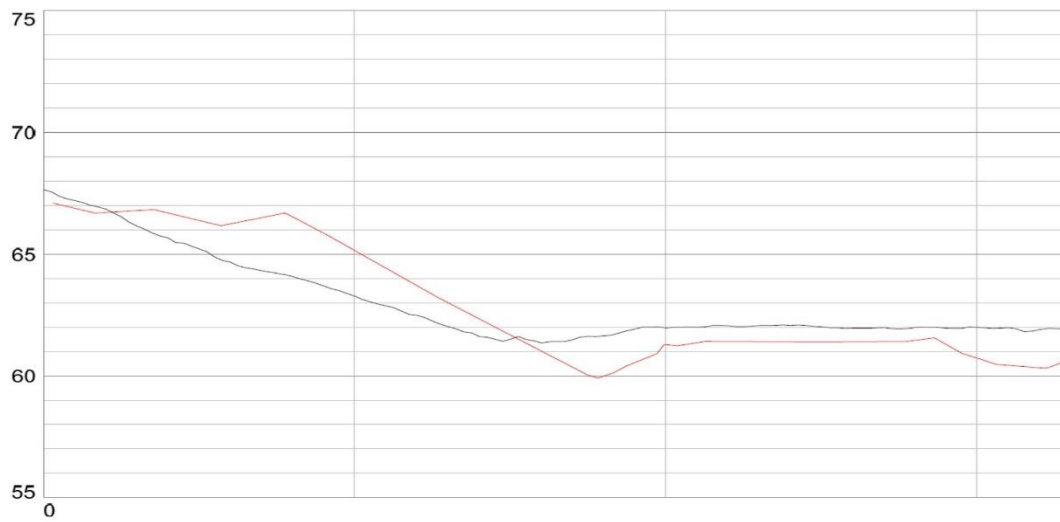
Tverrprofil BA



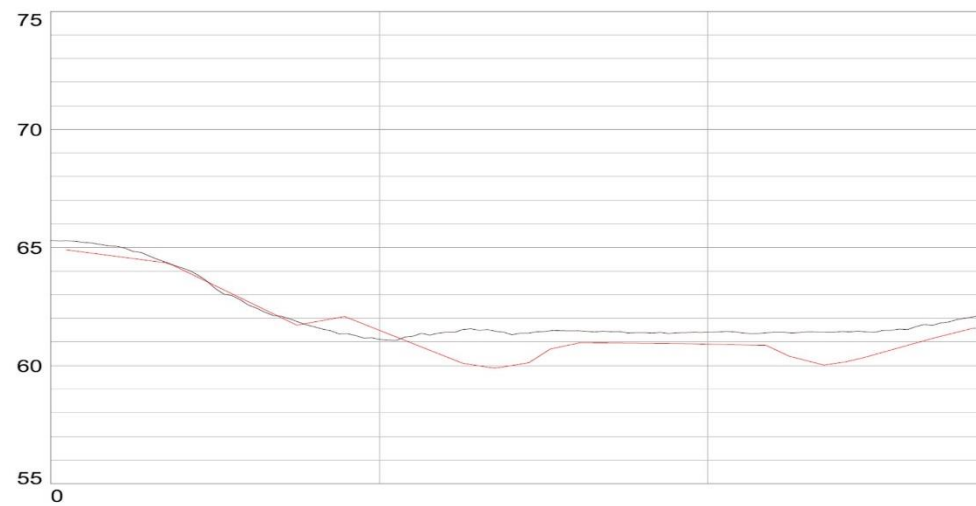
Tverrprofil BB



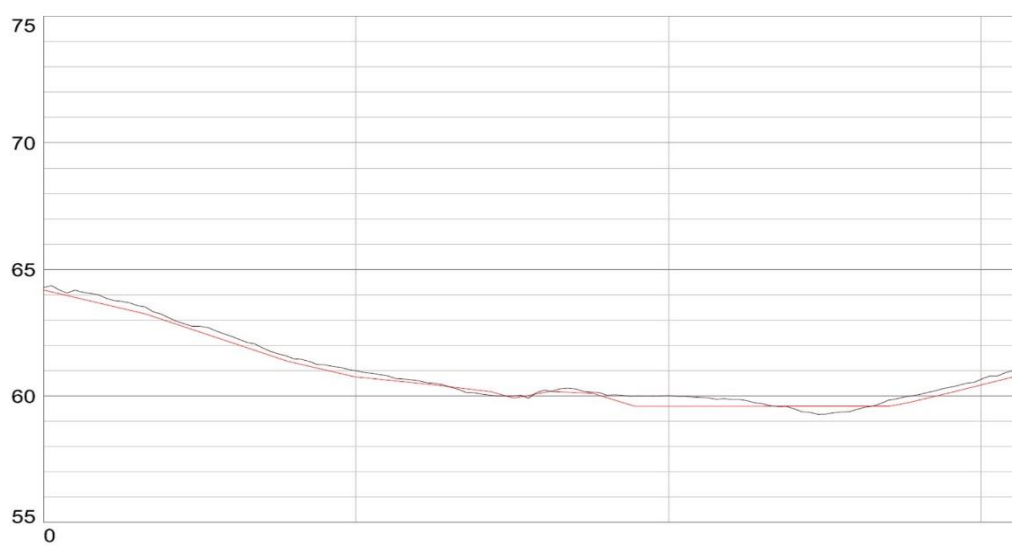
Tverrprofil BC



Tverrprofil BD



Tverrprofil BE



## Vedlegg IV – Koordinater og høydekoter fra oppmåling fra Byneset og Overhalla

### Byneset - Lengdeprofil

PunktID	Avstand (m) mellom pkt.	Tot. lengde	N-koord.	Ø-koord.	Høyde målt 2014	Terrenghøyde rett etter skredet 2012	Gj. senkning
tp01 05		0	7029550,176	556791,472	69,401	70,527	1,126
tp02 06	35,760	35,760	7029528,351	556763,175	69,256	71,038	1,782
tp03 06	24,843	60,603	7029513,073	556743,607	69,184	69,945	0,761
tp04 06	8,516	69,119	7029505,815	556739,164	69,063	70,068	1,005
terskel top	6,715	75,834	7029499,105	556739,063	69,193	70,392	1,199
terskel bunn	5,350	81,184	7029493,82	556738,255	68,925	70,545	1,620
tp05 07	2,773	83,957	7029491,059	556738,487	68,856	70,610	1,754
tp06 08	4,599	88,556	7029486,964	556740,574	68,740	70,354	1,614
terskel bunn 01	0,905	89,461	7029486,185	556741,034	68,727	70,322	1,595
djupal 01	10,754	100,215	7029475,502	556742,204	68,335	70,130	1,795
tp07 10	3,552	103,767	7029471,98	556742,643	68,515	70,141	1,626
djupal 02	3,586	107,353	7029468,472	556743,375	68,463	70,150	1,687
djupal 03	1,907	109,260	7029466,655	556742,803	68,359	70,158	1,799
djupal 04	4,072	113,332	7029462,642	556742,126	68,423	70,036	1,613
djupal 05	2,985	116,317	7029459,665	556741,931	68,376	69,835	1,459
terskel	1,877	118,194	7029458,671	556740,340	68,498	69,808	1,310
terskel 01	2,770	120,964	7029456,156	556739,183	68,348	69,635	1,287
terskel 02	0,849	121,813	7029455,90	556738,374	68,019	69,799	1,780
tp08 13	4,417	126,230	7029451,659	556737,151	68,223	69,957	1,734
terskel vtp08	3,611	129,841	7029448,371	556735,662	68,180	69,728	1,548
tp10 07	9,226	139,067	7029442,103	556728,901	67,717	70,049	2,332
djupal 09	2,229	141,296	7029441,113	556726,906	67,493	69,803	2,310
punkt 03 04	8,680	149,976	7029434,715	556721,049	67,340	69,782	2,442
terskel 09	4,845	154,821	7029430,422	556718,812	67,521	69,484	1,963
djupal 08	3,013	157,834	7029427,991	556717,035	67,359	69,105	1,746
djupal 07	2,582	160,416	7029425,818	556715,645	67,228	69,041	1,813
djupal 06	4,095	164,511	7029422,897	556712,779	67,208	68,958	1,750
tp 09 08	6,394	170,905	7029419,178	556707,582	67,022	69,405	2,383
tp11 04	13,700	184,605	7029411,901	556695,987	66,870	69,382	2,512
punkt 04 05	4,600	189,205	7029408,894	556692,510	66,829	69,047	2,218
punkt 05	3,699	192,904	7029406,397	556689,784	66,496	69,090	2,594
tp12 11	10,784	203,688	7029397,262	556684,068	66,500	69,097	2,597
punkt01 06	9,159	212,847	7029389,087	556679,951	66,431	68,945	2,514
terskel 01	2,330	215,177	7029387,114	556681,187	66,615	68,594	1,979
terskel 02	1,833	217,010	7029385,446	556681,944	66,395	68,298	1,903

djupal 01	0,875	217,885	7029384,957	556682,669	66,248	68,206	1,958
djupal 02	3,931	221,816	7029381,296	556684,092	66,338	68,339	2,001
tp13 09	1,762	223,578	7029379,701	556684,838	66,350	68,312	1,962
djupal 03	4,778	228,356	7029375,085	556686,055	66,250	67,942	1,692
tp14 12	5,818	234,174	7029369,695	556688,237	66,205	67,742	1,537
terskel 03	2,527	236,701	7029367,612	556689,664	66,157	67,382	1,225
djupal 04	1,924	238,625	7029365,697	556689,84	65,546	67,317	1,771
djupal 06	0,881	239,506	7029365,3	556689,055	66,032	67,391	1,359
djupal 07	0,687	240,193	7029365,189	556689,732	66,003	67,380	1,377
djupal 08	0,796	240,989	7029364,407	556689,585	65,995	67,426	1,431
djupal 09	1,044	242,033	7029363,377	556689,747	66,068	67,535	1,467
tp15 04	3,183	245,216	7029360,31	556690,589	66,011	67,647	1,636
djupal 10	2,783	247,999	7029358,753	556692,893	65,970	67,466	1,496
djupal 11	1,325	249,324	7029357,811	556693,824	66,026	67,133	1,107
djupal 12	0,747	250,071	7029357,079	556693,97	65,759	66,961	1,202
djupal 13	4,686	254,757	7029352,444	556694,643	65,645	67,104	1,459
djupal 14	1,046	255,803	7029351,49	556695,069	65,661	67,099	1,438
djupal 15	3,914	259,717	7029348,051	556696,931	65,579	67,327	1,748
djupal 16	1,513	261,230	7029346,54	556696,999	65,852	67,037	1,185
tp 16 03	4,122	265,352	7029342,456	556697,539	65,571	67,048	1,477
djupal 01	5,064	270,416	7029337,6	556698,967	65,421	67,349	1,928
djupal 02	2,266	272,682	7029335,36	556699,296	65,353	67,485	2,132
djupal 03	1,566	274,248	7029333,796	556699,245	65,355	67,515	2,160
terskel 01	2,334	276,582	7029332,254	556700,995	65,461	67,249	1,788
terskel 02	0,844	277,426	7029331,677	556701,611	65,386	67,136	1,750
djupal 04	1,011	278,437	7029330,686	556701,811	65,346	67,085	1,739
djupal 05	5,105	283,542	7029325,677	556702,776	65,284	66,751	1,467
djupal 06	2,774	286,316	7029323,031	556703,498	65,179	66,773	1,594
djupal 07	2,420	288,736	7029320,669	556704,02	65,185	66,616	1,431
tp17 06	3,418	292,154	7029317,455	556702,863	65,201	66,694	1,493
djupal 08	3,661	295,815	7029314,211	556701,172	64,870	67,189	2,319
djupal 09	1,606	297,421	7029312,656	556700,775	65,062	67,190	2,128
djupal 10	6,645	304,066	7029306,055	556700,051	65,162	66,865	1,703
tp18 04	9,710	313,776	7029296,415	556698,946	65,072	66,641	1,569
djupal 11	5,663	319,439	7029291,66	556695,878	65,014	66,165	1,151
djupal 12	5,251	324,690	7029288,617	556691,603	64,951	66,386	1,435
djupal 13	2,996	327,686	7029285,988	556690,17	64,832	66,626	1,794
tp19 06	2,864	330,550	7029284,077	556688,04	65,133	66,487	1,354
djupal 14	3,484	334,034	7029281,431	556685,778	64,910	66,084	1,174
djupal 15	5,488	339,522	7029278,09	556681,429	64,826	66,112	1,286
djupal 16	5,980	345,502	7029274,231	556676,866	64,816	65,651	0,835
djupal 20	22,787	368,289	7029268,984	556654,697	64,379	66,300	1,921
tp20 08	4,052	372,341	7029266,998	556651,167	64,408	66,174	1,766
djupal 21	4,429	376,770	7029264,365	556647,61	64,327	65,749	1,422
djupal 22	5,491	382,261	7029260,65	556643,572	64,377	65,326	0,949
djupal 23	6,870	389,131	7029258,05	556637,218	64,177	65,609	1,432

tp21 07	4,071	393,202	7029256,295	556633,548	64,124	65,814	1,690
terskel 03	0,665	393,867	7029255,905	556633,01	64,147	65,814	1,667
terskel 04	5,226	399,093	7029253,236	556628,521	64,117	65,775	1,658
terskel 05	6,071	405,164	7029248,046	556625,378	64,011	65,502	1,491
punkt 02	2,083	407,247	7029246,134	556624,557	63,872	65,333	1,461
terskel 06	1,897	409,144	7029244,756	556623,255	64,009	65,333	1,324
djupal 25	3,620	412,764	7029243,28	556619,952	63,912	65,557	1,645
terskel 07	1,090	413,854	7029242,333	556619,413	63,943	65,561	1,618
djupal 24	0,514	414,368	7029241,822	556619,462	63,771	65,495	1,724
terskel 08	8,894	423,262	7029236,429	556612,396	63,809	65,584	1,775
djupal 26	1,891	425,153	7029236,809	556610,545	63,503	65,584	2,081
djupal 27	7,915	433,068	7029229,917	556606,662	63,485	64,881	1,396
tp 22 15	3,260	436,328	7029227,245	556604,798	63,564	65,038	1,474
djupal 01	3,226	439,554	7029224,644	556602,895	63,560	65,187	1,627
djupal 02	3,477	443,031	7029221,777	556600,93	63,356	64,890	1,534
terskel 01	3,190	446,221	7029218,802	556599,785	63,493	64,952	1,459
terskel 02	2,058	448,279	7029217,148	556598,563	63,428	64,823	1,395
terskel 03	3,813	452,092	7029213,413	556597,805	63,489	64,763	1,274
terskel 04	1,724	453,816	7029211,741	556597,389	63,410	64,723	1,313
punkt 06	0,507	454,323	7029211,452	556596,973	63,453	64,786	1,333
djupal 03	1,933	456,256	7029209,619	556596,359	63,293	64,879	1,586
terskel 05	1,909	458,165	7029208,246	556595,034	63,353	64,848	1,495
djupal 04	1,831	459,996	7029206,909	556593,785	63,307	64,835	1,528
tp 23 12	6,478	466,474	7029201,433	556590,332	63,183	64,900	1,717
terskel 10	27,338	493,812	7029174,588	556585,264	62,972	64,503	1,531
terskel 11	2,991	496,803	7029171,666	556584,631	62,864	64,658	1,794
terskel 12	2,864	499,667	7029168,834	556585,038	62,724	64,675	1,951
terskel 13	3,850	503,517	7029164,994	556584,789	62,789	64,301	1,512
tp 24 07	2,714	506,231	7029162,289	556584,992	62,676	64,464	1,788
terskel 14	0,255	506,486	7029162,044	556585,061	62,753	64,440	1,687
terskel 15	2,457	508,943	7029159,847	556583,971	62,619	64,322	1,703
terskel 16	1,433	510,376	7029159,106	556582,744	62,660	64,408	1,748
terskel 17	1,712	512,088	7029157,462	556582,271	62,498	64,413	1,915
terskel 18	1,175	513,263	7029156,632	556581,44	62,441	64,423	1,982
punkt 14	2,635	515,898	7029154,288	556580,238	62,414	64,490	2,076
terskel 19	1,069	516,967	7029153,228	556580,101	62,422	64,466	2,044
terskel 20	2,719	519,686	7029150,544	556580,526	62,365	64,267	1,902
djupal 09	5,101	524,787	7029145,538	556581,488	62,021	64,159	2,138
djupal 10	1,643	526,430	7029144,42	556582,692	62,091	64,058	1,967
djupal 11	2,935	529,365	7029142,08	556584,459	62,282	63,390	1,108
terskel 21	1,187	530,552	7029140,921	556584,711	62,317	63,918	1,601
terskel 22	1,327	531,879	7029139,665	556584,283	62,223	63,759	1,536
terskel 23	4,446	536,325	7029135,231	556584,56	61,973	63,718	1,745
tp 25 14	7,188	543,513	7029128,051	556584,338	61,879	63,756	1,877
terskel 24	1,891	545,404	7029126,165	556584,215	61,855	63,643	1,788
djupal 12	3,853	549,257	7029122,314	556584,236	61,578	63,790	2,212

terskel 25	4,075	553,332	7029118,268	556583,776	61,773	64,015	2,242
djupal 13	4,415	557,747	7029113,874	556583,373	61,624	63,976	2,352
djupal 14	4,219	561,966	7029109,726	556582,621	61,642	64,011	2,369
terskel 26	4,312	566,278	7029105,444	556583,103	61,704	63,918	2,214
terskel 27	4,526	570,804	7029101,428	556585,185	61,604	63,854	2,250
terskel 28	5,853	576,657	7029095,618	556584,502	61,621	63,887	2,266
terskel 29	4,238	580,895	7029091,7	556586,109	61,663	63,704	2,041
terskel 30	5,522	586,417	7029086,214	556585,503	61,260	63,539	2,279
terskel 31	2,066	588,483	7029084,159	556585,69	61,302	63,228	1,926
terskel 32	1,231	589,714	7029082,941	556585,864	61,209	63,066	1,857
terskel 33	6,361	596,075	7029076,63	556586,627	61,085	62,567	1,482
terskel 34	6,784	602,859	7029069,983	556587,961	60,839	62,800	1,961
terskel 35	2,289	605,148	7029068,287	556589,495	60,783	62,874	2,091
terskel 36	7,071	612,219	7029063,134	556594,33	60,757	62,428	1,671
terskel 37	1,752	613,971	7029061,907	556595,58	60,654	62,301	1,647
tp 27 06	5,741	619,712	7029057,377	556599,1	60,578	62,473	1,895
terskel 38	0,361	620,073	7029057,016	556599,117	60,538	62,517	1,979
terskel 39	2,906	622,979	7029054,922	556601,128	60,659	62,590	1,931
terskel 48	1,153	624,132	7029054,163	556601,995	60,563	62,607	2,044
terskel 40	0,950	625,082	7029053,218	556602,089	60,611	62,650	2,039
terskel 47	2,700	627,782	7029051,131	556603,8	60,497	62,509	2,012
terskel 41	0,121	627,903	7029051,082	556603,922	60,525	62,500	1,975
terskel 42	3,704	631,607	7029047,641	556605,287	60,386	62,020	1,634
terskel 43	2,527	634,134	7029045,432	556606,51	60,236	62,284	2,048
tp 28 06	6,194	640,328	7029040,511	556610,264	60,127	62,360	2,233
terskel 46	0,309	640,637	7029040,317	556610,505	60,178	62,368	2,190
terskel 45	5,047	645,684	7029036,431	556613,721	60,107	62,375	2,268
djupal 19	4,780	650,464	7029031,964	556615,411	59,835	62,272	2,437
tp 29 06	19,152	669,616	7029015,094	556624,449	59,914	61,651	1,737
djupal 18	2,394	672,010	7029012,954	556625,517	59,832	61,621	1,789
djupal 17	5,835	677,845	7029007,888	556628,403	59,853	61,417	1,564
djupal 16	4,328	682,173	7029004,497	556631,088	59,878	61,372	1,494
tp 30 11	8,942	691,115	7028996,028	556633,94	59,889	61,488	1,599
djupal 15	6,374	697,489	7028989,713	556633,115	59,893	60,973	1,080
bekk sammen	6,884	704,373	7028983,093	556631,246	59,772	60,748	0,976
tp 31 07	20,373	724,746	7028963,267	556635,874	59,913	59,978	0,065
proppen 06	8,013	732,759	7028955,302	556635,052	60,031	59,210	-0,821

### 13.1.1 Overhalla – Lengdeprofil

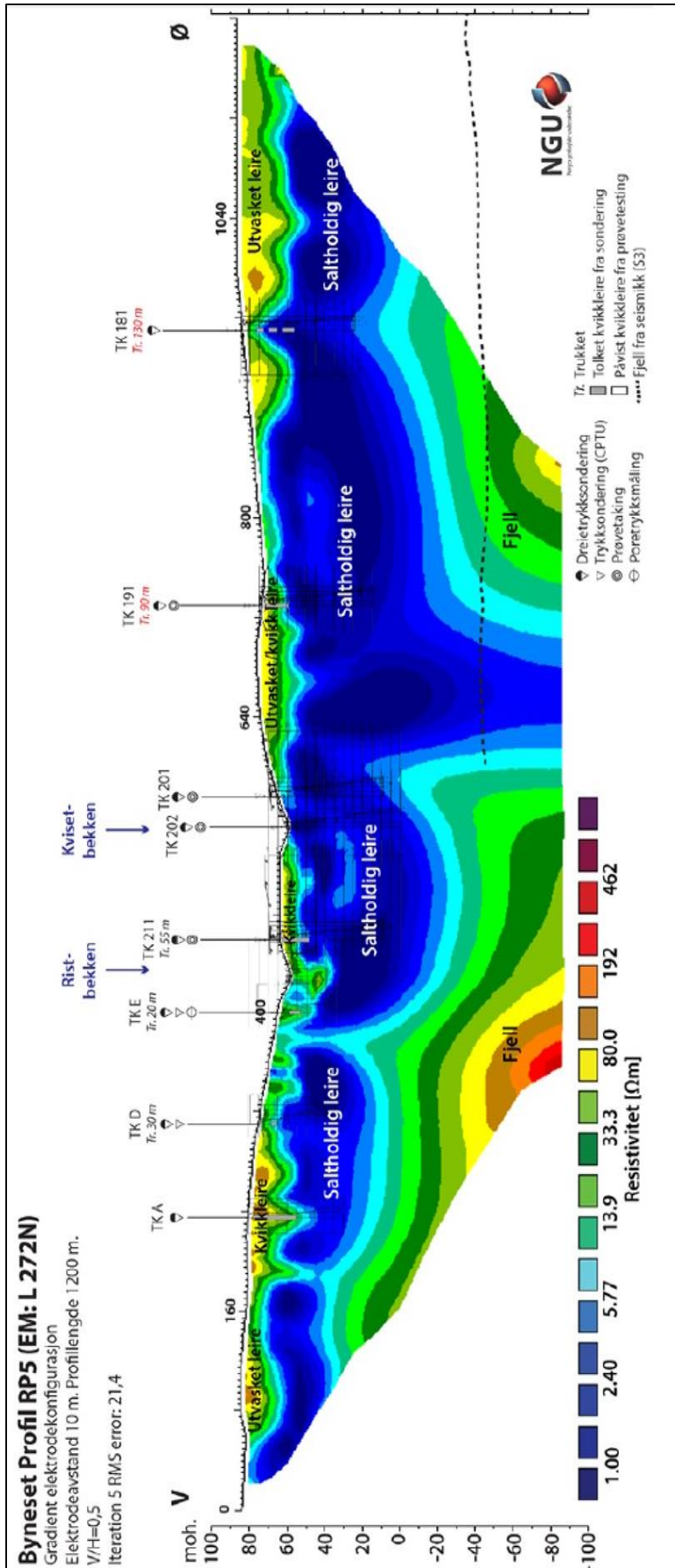
<b>PunktID</b>	<b>N-koordinater</b>	<b>Ø-koordinater</b>	<b>Høyde</b>	<b>terrenghøyde fra laserdata</b>	<b>Total lengde</b>
fri1	7157611,39	642731,247	44,221		
fri2	7157611,39	642731,25	44,223		
fri3	7157611,39	642731,249	44,23		
fri4	7157903,15	642168,769	52,772		
101	7158022,98	642334,654	17,724	22,77	0
100	7158035,96	642329,253	17,559	22,638	14,063
102	7158008,95	642364,232	17,483	22,85	46,8
103	7158003,29	642415,476	17,487	22,771	98,355
104	7158003,31	642415,441	17,477	22,868	98,355
105	7157982,65	642448,85	17,02	23,406	137,633
106	7157960,05	642467,873	16,973	22,861	167,178
107	7157948,93	642494,591	16,939	21,688	196,114
108	7157939,19	642503,067	16,899	21,579	209,066
109	7157932,61	642506,509	16,924	21,238	216,493
110	7157917,61	642510,026	16,94	20,932	231,898
111	7157895,23	642516,896	16,94	22,878	255,307
112	7157877,5	642521,44	16,711	21,446	273,61
113	7157854,7	642537,237	16,678	22,384	301,347
114	7157842,67	642555,669	16,475	24,431	323,359
115	7157848,26	642588,644	16,465	21,377	356,805
116	7157851,08	642611,874	16,43	21,494	380,204
117	7157836,95	642644,96	16,496	21,631	416,18
118	7157829,09	642675,958	16,357	22,861	448,177
119	7157831,85	642720,459	16,332	22,445	492,762
120	7157832,45	642763,243	16,35	21,066	535,55
121	7157832,49	642795,316	16,353	21,034	567,623
122	7157794,12	642845,066	16,344	20,199	630,451
123	7157728,8	642880,939	15,922	19,611	704,975
124	7157728,82	642880,872	15,917	19,544	750,802
125	7157698,77	642915,476	15,195	19,544	782,178
126	7157715,53	642942,002	15,148	18,46	824,426
127	7157713,8	642984,215	15,088	19,022	863,318
128	7157709,07	643022,819	15,005	18,612	887,538
129	7157696,64	643043,605	14,924	18,396	907,005
130	7157677,38	643040,762	14,911	19,095	1004,777
131	7157589,54	642997,837	14,317	19,696	1025,845
132	7157569	642993,139	14,092	17,065	1042,839
133	7157557,17	643005,341	14,146	17,445	1059,451

134	7157543,74	643015,118	14,11	17,68	1084,547
135	7157520,05	643023,399	14,1	17,032	1114,942
136	7157515,29	643053,419	14,121	17,849	1160,095
137	7157471,81	643065,602	14,115	17,43	1179,905
138	7157452,21	643068,512	14,211	17,249	1208,324
139	7157424,27	643073,721	21,125		1230,47
140	7157412,71	643054,831	13,977	16,003	1244,401
141	7157406,61	643042,306	13,987	16,045	1275,056
142	7157384,44	643021,132	13,849	15,928	1296,138
143	7157375,53	643002,028	13,817	16,227	1323,872
144	7157367,34	642975,53	13,573	16,723	1364,649
145	7157343,79	642942,237	13,514	17,005	1384,19
146	7157332,53	642926,271	13,394	17,245	1417,836
147	7157298,88	642925,881	13,42	15,27	1478,041
148	7157244,64	642952,013	13,369	14,505	1515,863
149	7157212,96	642972,672	13,256	17,371	1530,963
150	7157197,87	642973,26	12,962	17,411	1551,63
151	7157190,33	642954,02	12,951	16,836	1585,018
152	7157199,1	642921,806	12,753	14,622	1611,715
153	7157190,22	642896,629	12,697	14,879	1653,871
154	7157185,28	642854,764	12,575	15,422	1681,102
155	7157186,58	642831,251	12,51	14,588	1697,345





# Profil RP5



# Vedlegg VI – Kartpresentasjon

## A) Kattmarka i Namsos



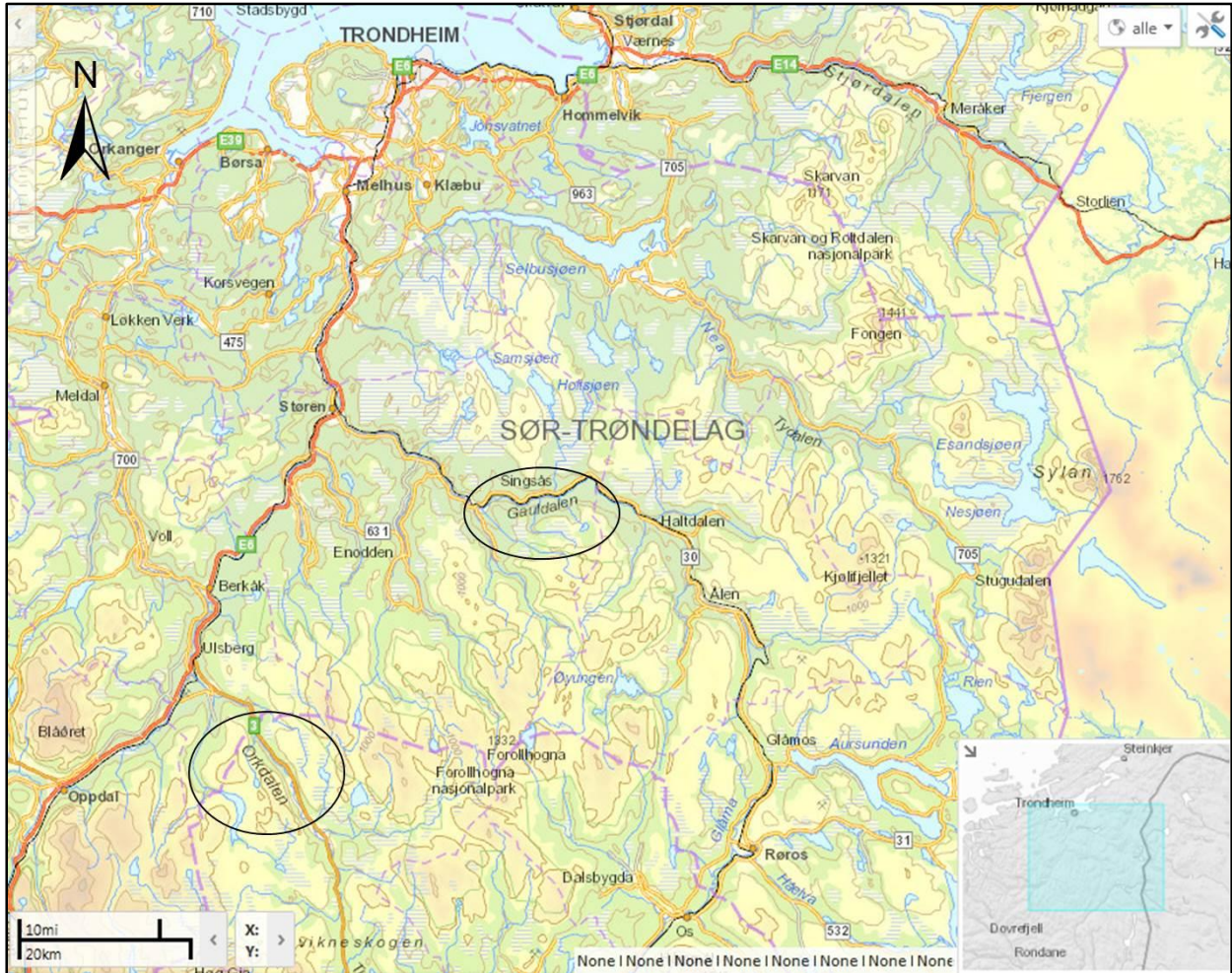
Hentet fra: <http://atlas.nve.no/>

## B) Frøya



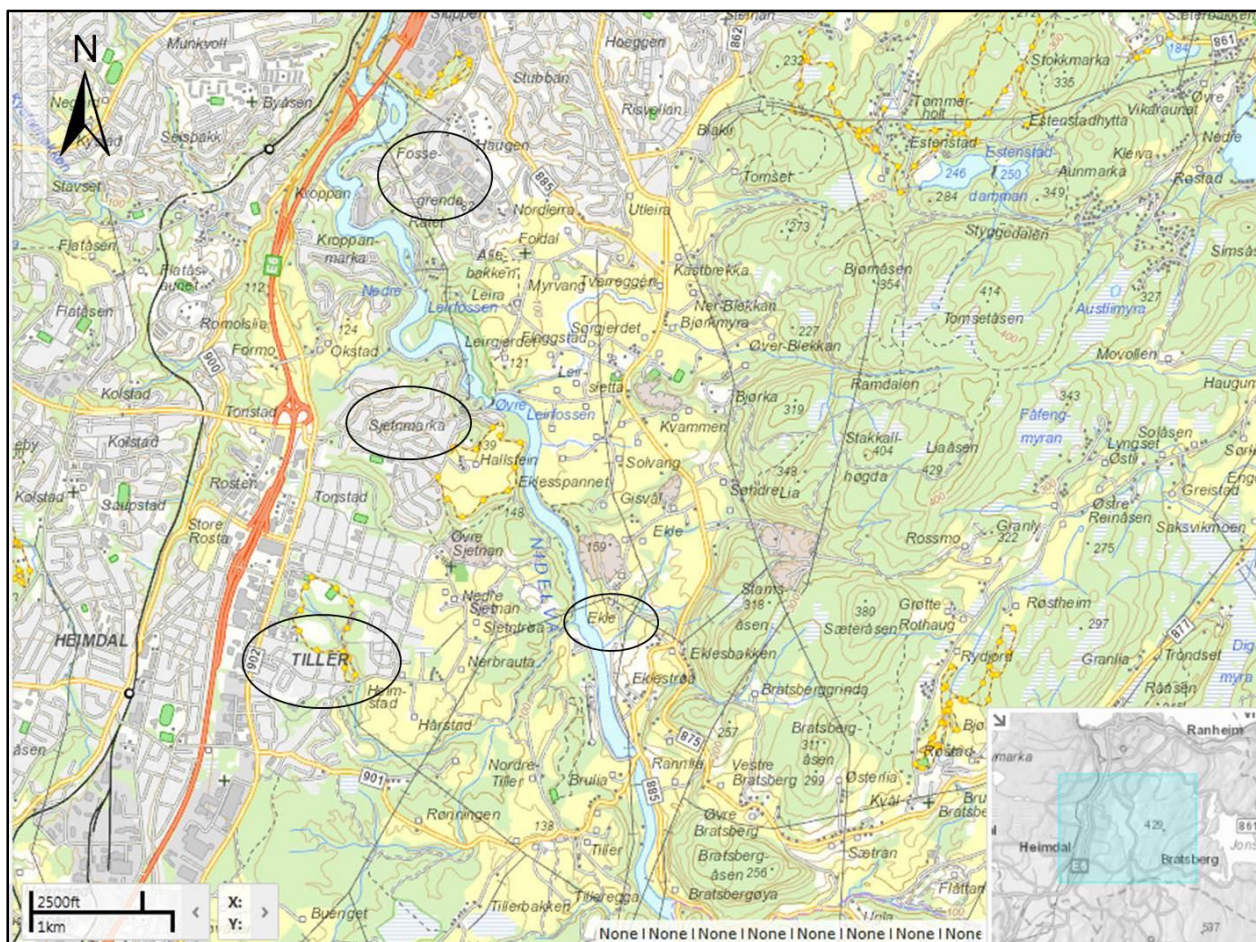
Hentet fra: <http://atlas.nve.no/>

## C) Galdalen



Hentet fra: <http://atlas.nve.no/>

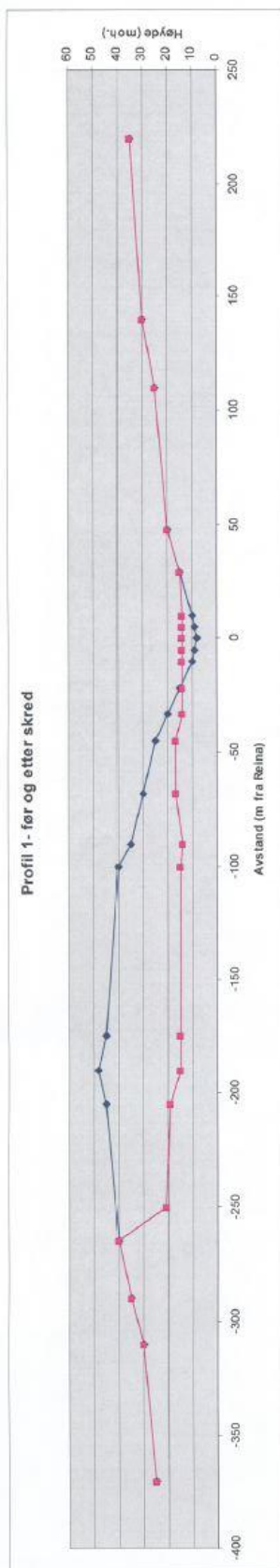
## D) Ekle, Tiller, Sjetnemarka og Fossegrenda



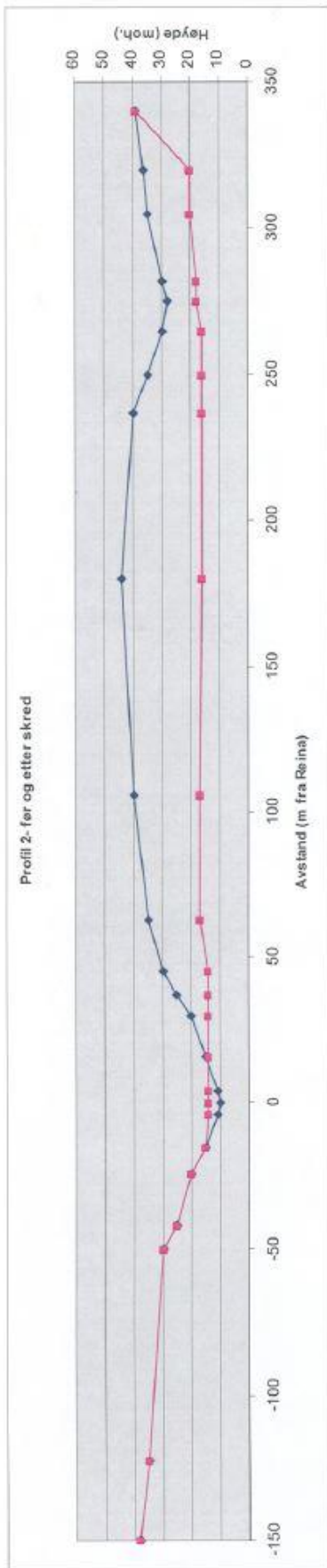
Hentet fra: <http://atlas.nve.no/>

# Vedlegg VII – Profiler fra Skankenskred 2007

## Profil 1



## Profil 2





# Profil 3

