

# BACHELOROPPGAVE

## Nedbørsintensitet og grunnvannsnivå ved utløsning av jordskred 15/16. november 2013 ved Anestølen

av

118 Sondre Wenaas

120 Ola Olsen

127 Kevin Saurin

Rainfall intensity and groundwater level during the debris flow  
15/16. November 2013 at Anestølen.

Geologi og Geofare



## **Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)**

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven (Skriv inn tittel) i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

118 Sondre Wenaas

JA  NEI

120 Ola Olsen

JA  NEI

127 Kevin Saurin

JA  NEI

## **Forord**

Dette er den avsluttende oppgaven på bachelorstudiet Geologi og Geofare ved Høgskulen i Sogn og Fjordane. Oppgaven har gitt oss mulighet til å jobbe med dataprogrammer og kunnskap vi har lært under utdanningen ved Høgskulen i Sogn og Fjordane.

Vi ønsker å takke hjelpen med ArcGis som vi fikk fra PhD Liv Norunn Hamre og Associate Professor Denise Christina Ruther. Vi vil også takke Norges vassdrag- og energidirektorat for tilgang på data, uten disse dataene ville ikke denne oppgaven vært mulig å skrive. Til slutt vil vi takke veilederen vår PhD Stein Bondevik for mange gode tilbakemeldinger og hyggelige samtaler.

## Sammendrag.

15/16. november 2013 løsnet et jordskred ved Anestølen. Her ble det i 2011 instrumentert en klimastasjon av NVE som blant annet måler nedbør og lufttemperatur. I skråningen som jordskredet løsnet har NVE tre grunnvannsrør, mens HiSF har ett. Grunnvannsnivå og grunnvannstemperatur fra grunnvannsrørene, nedbør og fotografier er studert for å se på hvilke faktorer som var avgjørende for at jordskredet løsnet. Den 15. november kom det 48,5 mm nedbør på 11 t og 10 min, tilsvarer en nedbørsintensitet på 4,34 mm/t. I tillegg var det snø i området som smeltet og infiltrerte bakken. Høy nedbørsintensitet og smeltevann førte til at (1) bakken ble kraftig oppbløtt, (2) grunnvannsnivået steg raskt. Kombinasjonen av smeltevann og høy nedbørsintensitet førte til at sikkerhetsfaktoren ble  $< 1$ , slik at jordskredet løsnet.

Nedbørsmåleren ved Anestølen har levert varierende grad av pålitelig data. Den er blitt sammenlignet mot nedbørsmåleren ved Selseng, som ligger på ca. samme høyde kun 2,7 km sør for Anestølen. Vårt datasett viser at nedbørsmåleren ved Anestølen har vært i drift kun 15,22 % av tiden. Fenomenet orografisk nedbør gjør at det i gjennomsnitt kommer 18,65 % mer nedbør ved Anestølen enn Selseng. Nedbørsintensitet er en nøkkelfaktor for utløsning av jordskred, derfor er det nødvendig med nedbørsmålinger fra Anestølen. Konkrete tips for å øke driftstiden er foreslått, ved at nedbørsbøtten tømmes en gang fast pr. måned og det er frostvæske i nedbørsbøtten i perioden oktober – mai.

Terskelverdier fra andre studier er sammenlignet mot nedbørsintensiteter ved Anestølen for å se på muligheten til å varsle jordskred i fremtiden. Ingen av terskelverdiene fra andre studier er optimale, derfor er det blitt utarbeidet en ny terskelverdi.  $I = 15 D^{-0,63}$  hvor I står for nedbørsintensitet og D står for antall timer. Om det blir registrert en høyere nedbørsintensitet enn terskelverdien, så bør det bli sendt ut et skredvarsel.

## Innholdsfortegnelse

1.0 Innledning.....	7
2.0 Områdebeskrivelse.....	8
2.1 Geologien på Anestølen .....	8
3.0 Teori.....	12
3.1 Flomskred og jordskred.....	12
3.2 Sikkerhetsfaktor.....	13
3.3 Nedbørsintensitet (mm/t).....	14
3.4 Tidligere skredhendelser i dalsiden .....	15
3.4.1 2004- skredet .....	15
3.4.2 2007- skredet .....	15
3.4.3 2013- skredet .....	16
4.0 Material og metode.....	16
4.1 Feltarbeid.....	16
4.2 IKT .....	16
4.3 Grunnvannsrøret til HiSF .....	16
4.4 Klimastasjonen ved Anestølen .....	17
4.4.1 Nedbørsmåler .....	18
4.4.2 Atmosfærisk trykk .....	19
4.4.3 Lufttemperatur.....	20
4.4.5 Grunnvannsrør.....	20
4.5 Sildre .....	21
4.6 Beregninger for grunnvannsrøret til HiSF.....	21
4.7 Nedbørsdata - Anestølen .....	23
4.8 Nedbørsdata - Selseng .....	24
5.0 Resultater .....	25
5.1 Nedbørsdata fra klimastasjonen på Anestølen - er de troverdig? .....	26
5.2 Sammenligning av alle grunnvannsrørene - viser de det samme?.....	29
5.2.1 Sammenligne grunnvannsrøret til HiSF, rør 3 og rør 0 ved NVE.....	29
5.2.2. Sammenligne grunnvannsrør 0, 1, 2 og 3 til NVE .....	31
5.2.3. Responstid i grunnvannsrørene til NVE.....	34
5.3 Sesongvariasjoner.....	37
5.4 Skredet 15/16. November 2013.....	38
5.4.1 Beskrivelse av skredet .....	41

5.4.2 Nedbørsintensitet, grunnvannsnivå og grunnvannstemperatur under skredet.....	46
5.4.3 Snøsmelting.....	48
6.0 Diskusjon.....	51
6.1 Hvorfor eksisterer det så lite pålitelig data fra nedbørsmåleren ved Anestølen? .....	51
6.2 Viktige faktorer for utløsning av skredet 15/16 november 2013.....	51
6.3 Terskelverdi.....	52
6.3.1 Forslag til terskelverdi.....	55
6.4 Forskjellig amplitude i grunnvannsnivået.....	57
6.5 Hva kan gjøres bedre? .....	58
7.0 Konklusjon.....	59
8.0 Vedlegg.....	59
9.0 Litteraturliste.....	60

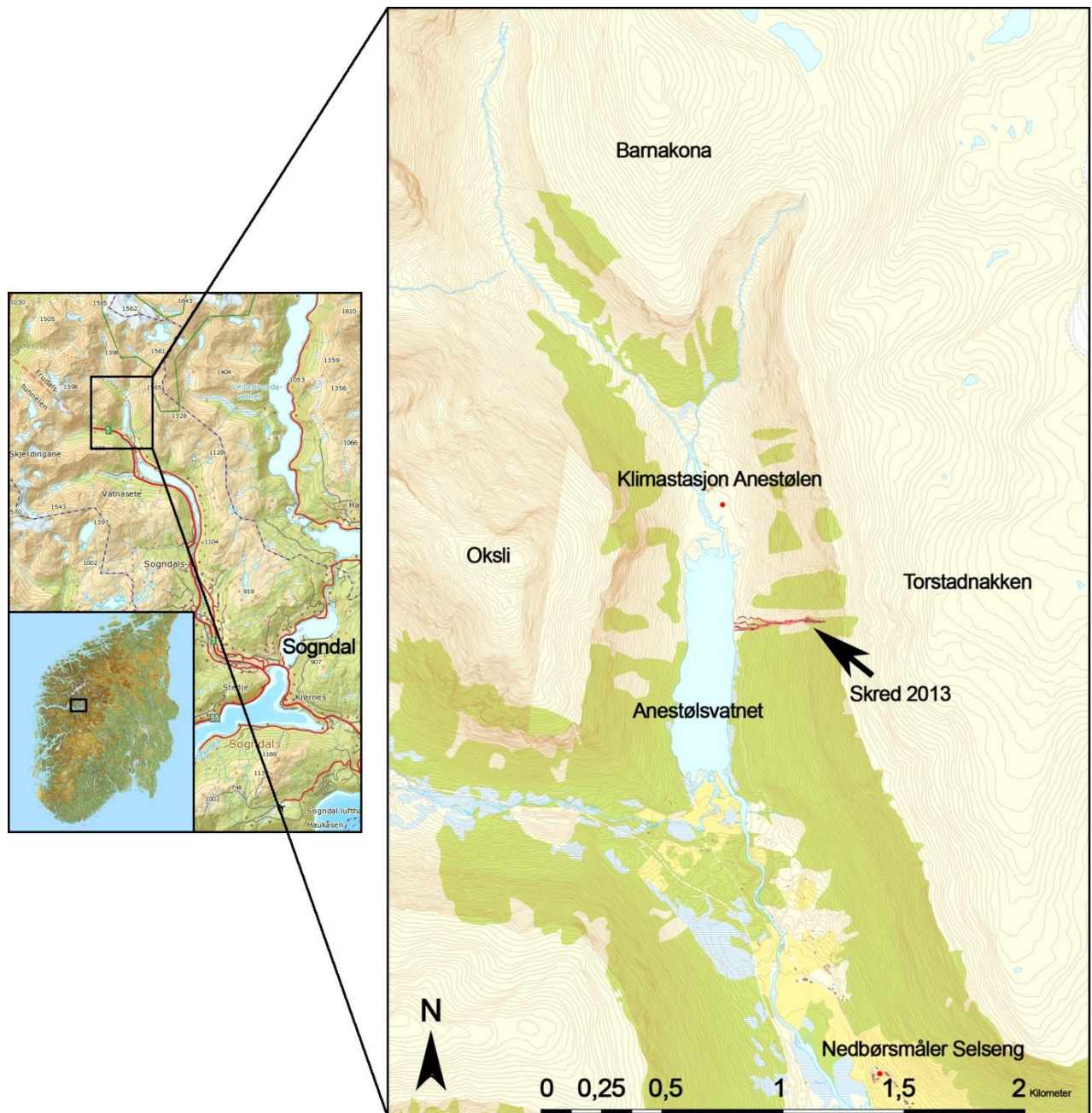
## 1.0 Innledning

I dagens samfunn er klima og klimaendringer et tema som blir flittig diskutert, både på jobb og rundt middagsbordet. For politikere er det en stor ordkrig om hvorvidt klimaendringer er menneskeskapt eller ikke. I denne teksten forholder vi oss til den siste rapporten fra IPCC (Stocker, et al., 2013) som konkluderer med at det er 95 % sannsynlig at det er menneskelig aktivitet som er årsaken til den observerte økningen i temperatur siden midten av 1950-tallet. Rasmus Benestad som er seniorforsker ved Meteorologisk institutt skrev i en artikkel i Aftenposten “Når kloden blir varmere, øker nedbørsmengden, men ekstremnedbøren blir også kraftigere” (Mathismoen, 2013) (Benestad, 2013). Dette betyr at vi kan forvente mer nedbør samt at ekstremnedbøren blir mer vanlig. Dette vil gi Norge store utfordringer i årene som kommer, spesielt med tanke på økning av flom og skredhendelser.

Skred forekommer i mange forskjellige former som f.eks. snøskred, fjellskred og jordskred. Likt for alle skred er at når poretrykket øker så går skjærstyrken ned. Siden det er skjærstyrken som er den kraften som holder igjen skredet så vil sannsynligheten for at et skred skal løsne øke når poretrykket øker. Poretrykket øker når grunnvannet stiger, enten ved snøsmelting eller ved nedbør som regn.

Tidlig på morgenen lørdag den 16. november 2013 ble det rapportert om et jordskred som hadde blitt utløst ved Anestølen i Sogndalsdalen. Dette er et område hvor Høgskulen i Sogn og Fjordane og NVE har instrumenter, grunnvannsrør og en klimastasjon som måler grunnvannsnivå, grunnvannstemperatur, og nedbør. Vi ønsker å finne (1): Avgjørende faktorer for utløsning av jordskredet 15/16. november 2013 ved Anestølen. (2): En terskelverdi for å varsle fremtidige jordskred ved Anestølen.

## 2.0 Områdebeskrivelse



Figur 1: Kart over hvor Anestølen er lokalisert i Norge, med tilhørende lokaliteter som Anestølsvatnet, klimastasjonen og nedbørsmåleren ved Selseng.

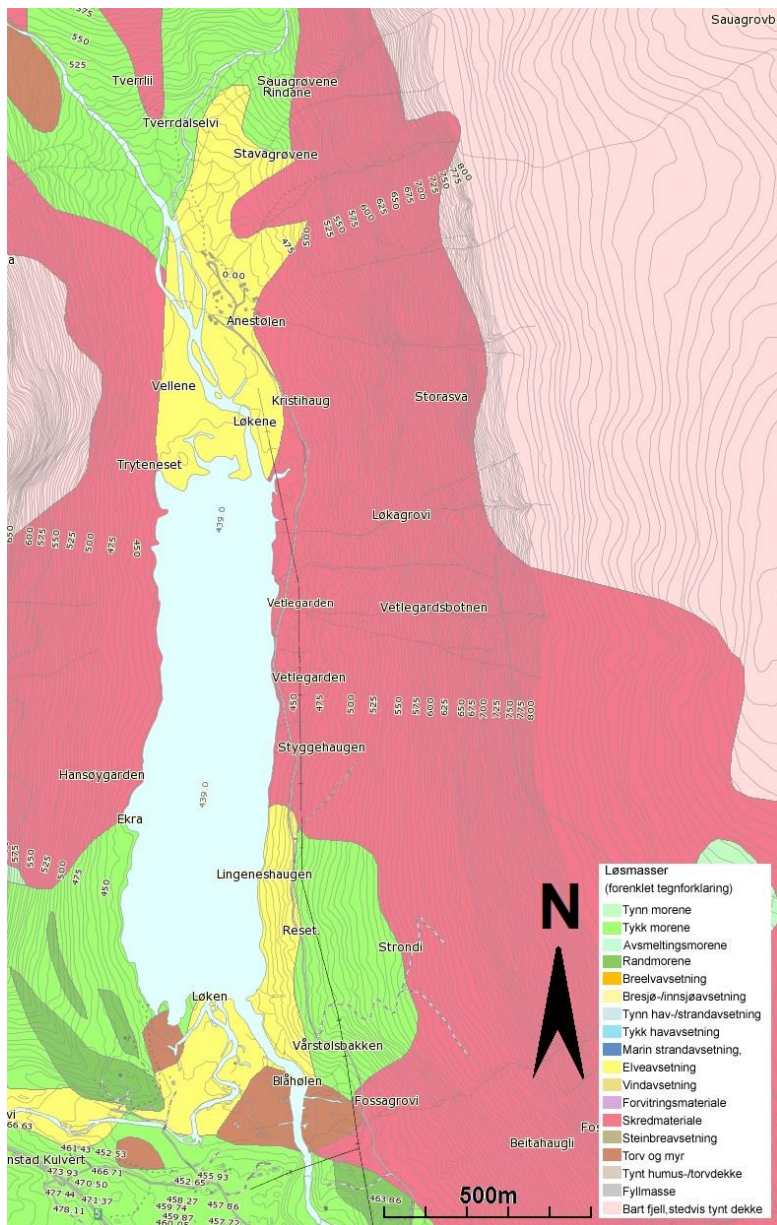
### 2.1 Geologien på Anestølen

Anestølen ligger i Sogndalsdalen 23 km fra Sogndal sentrum, og ligger i et grunnfjellsområde med granitt og gneis som hovedbergarter (Brynthi, Anundsen, Aa, & Sønstegeard, 1984). De nærmeste fjellene ved Anestølen er Oksli (1283 m o.h.) i vest, Barnakona (1398 m o.h.) i nord



og Torstadsnakken (1553 m o.h.) i øst, Anestølsvatnet (441 m o.h.) ligger i bunnen av dalen, en trang isbreerodert U-dal med flere side- og endemorener (Figur 1).

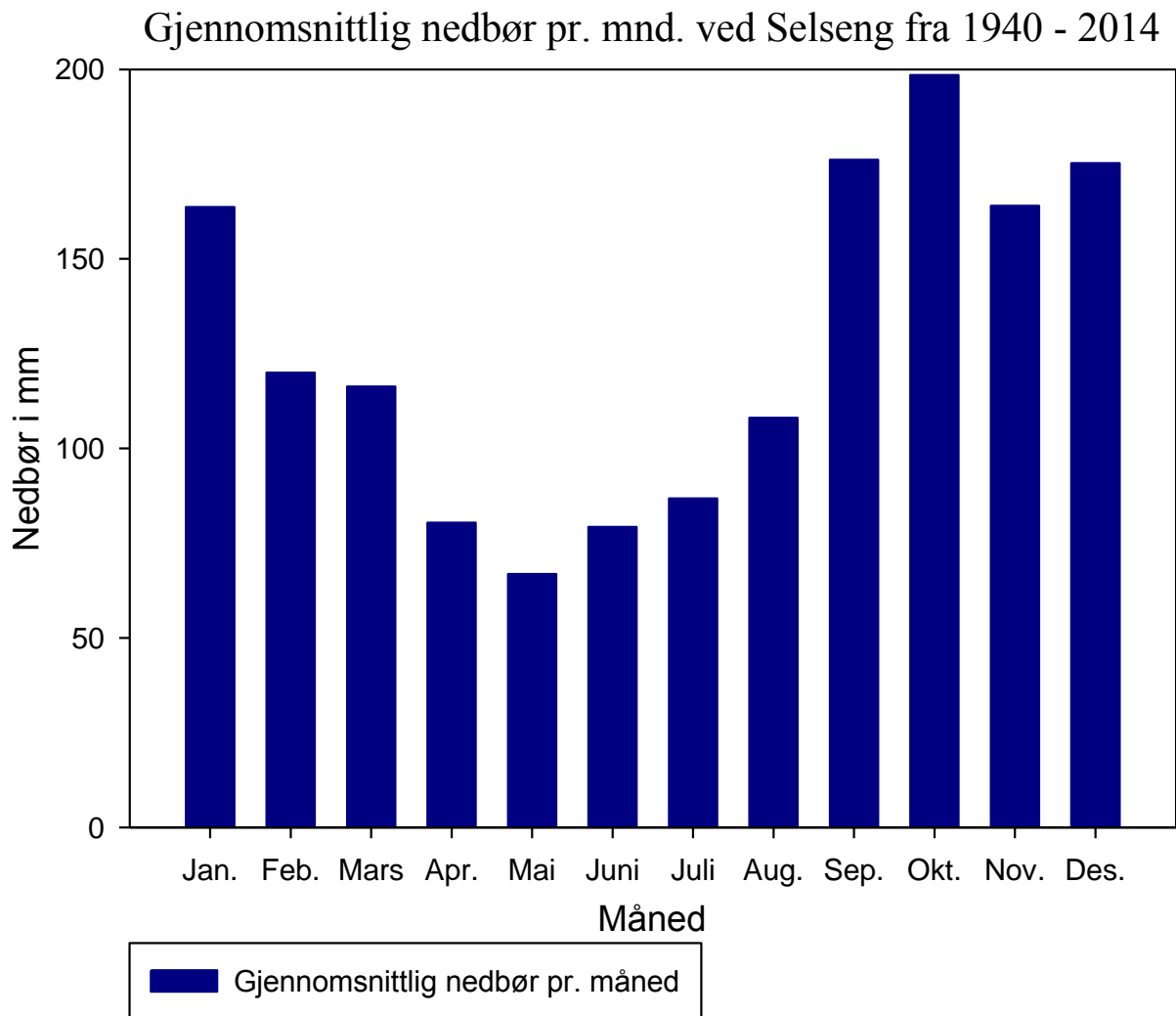
Skråningen fra Torstadsnakken ned mot Anestølsvatnet er kartlagt som skredmateriale (Figur 2). Under feltarbeidet fant vi ut at området som er kartlagt som skredmateriale på østsiden av vannet opprinnelig har vært et morenelag før det har sklidd ut i form av skred. På ni år har det gått tre løsmasseskred i denne skråningen (Figur 4).



Figur 2: Løsmassekart over Anestølen hentet fra Norges geologiske undersøkelse (NGU)

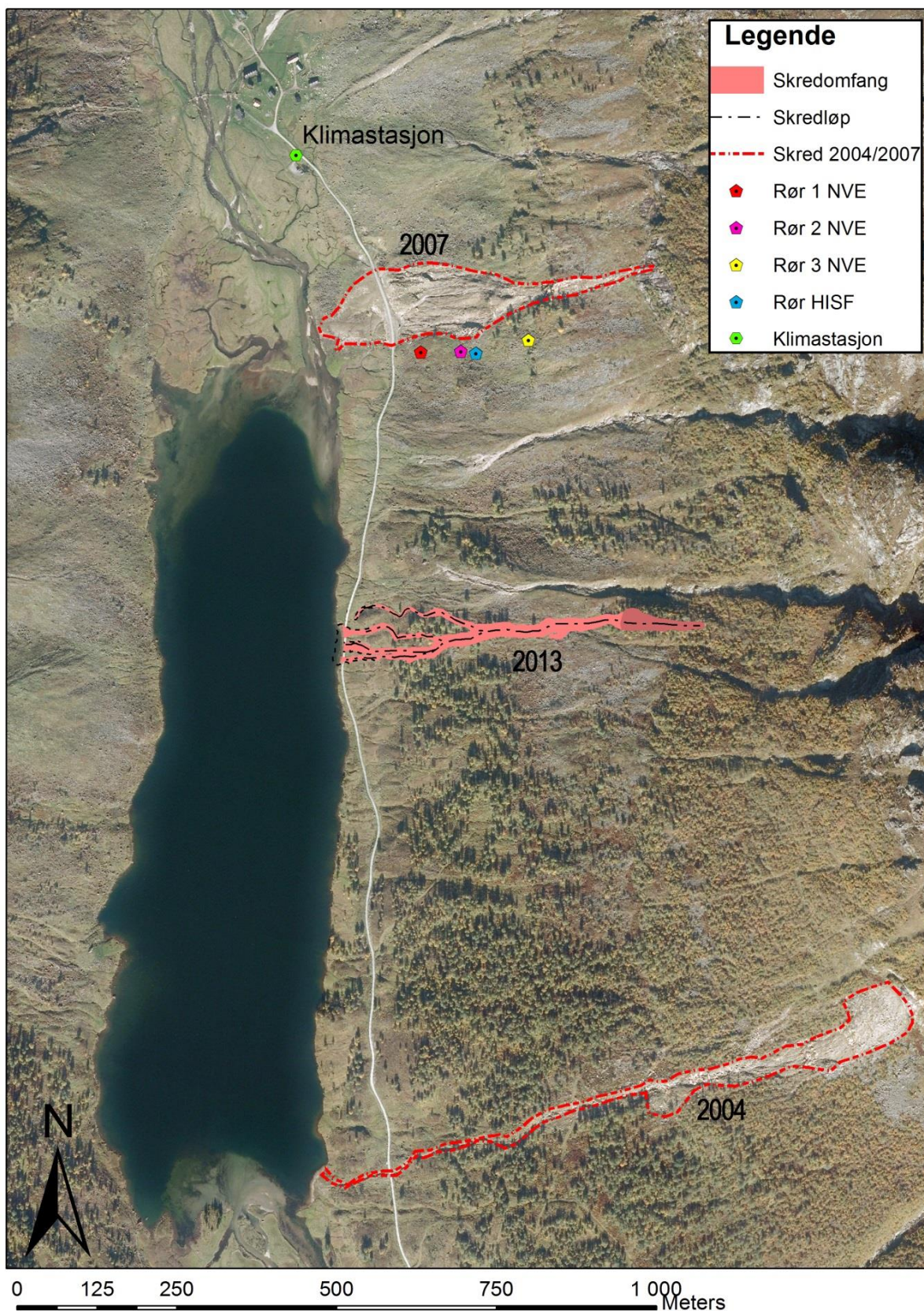
For å få en troverdig gjennomsnittsnedbør pr. måned har vi sett på nedbørsdata fra 1940 til 2014 (Meteorologisk institutt). Nedbørsdata er hentet fra meteorologisk institutt sin

nedbørsmåler ved Selseng, som er lokalisert 2,7 km sør for Anestølen (Figur 1). Ved Selseng kommer det gjennomsnittlig 1535 mm i løpet av ett år (Figur 3). Når vi studerte nedbørsdata for de tre siste årene fant vi enkelte dager som skiller seg ut med ekstremt mye nedbør på 24 timer. Den 23. oktober 2013 med 70,5 mm, 29. oktober 2014 med 67,0 mm og 27. oktober 2014 med 65,1 mm.



Figur 3: Mai er den tørreste måneden i året med et gjennomsnitt på 66 mm, og oktober er den våteste måneden i året med et gjennomsnitt på 198 mm.





Figur 4: Plasseringen av de forskjellige skredene som har forekommet ved Anestølen siden 2004. Samt plassering av grunnvannsrøret til Høgskulen i Sogn og Fjordane, klimastasjonen og NVE sine grunnvannsrør. Grunnvannsrøret til HiSF og klimastasjonen er korrekt plassert ut ifra GPS koordinater, mens grunnvannsrør 1, 2 og 3 til NVE er plassert ut ifra hukommelsen siden det ikke eksisterer GPS koordinater for plassering av disse.

## 3.0 Teori

### 3.1 Flomskred og jordskred

Begrepene flomskred og jordskred blir ofte blandet, spesielt i media. Blikra m. fl. (Blikra, Hole, & Rye, 1989) har en god definisjon av begge begrepene. Flomskred blir definert som en overgangsform mellom en fluvial prosess og en prosess hvor gravitasjonen fungerer som drivkraft. I tillegg er vanninnholdet i flomskred stort. Blikra m. fl. (Blikra, Hole, & Rye, 1989) bruker begrepet grov/fin – massestrøm i stedet for jordskred, hvor en grov massestrøm defineres som en rask massebevegelse av blokker, steiner, grus, silt og leire blandet sammen med vann for så å flyte nedover en skråning som en våt lobeformet masse. Begrepet fin massestrøm blir brukt når sedimentinnholdet består av en større andel av finere sedimenter. Hovedforskjellen på flomskred og en massestrøm er at flomskred forekommer langs allerede eksisterende elveløp, bekkeløp eller gjel hvor det er lite eller ingen vannføring. Mens massestrømmer forekommer utenfor elver og bekker. I denne oppgaven bruker vi jordskred som synonymt med grov massestrøm slik det er definert i Blikra m. fl. (Blikra, Hole, & Rye, 1989).

En grov/fin - massestrøm utløses ofte i løpet av en kraftig og intens regnskur i de periodene hvor bakken allerede er delvis eller helt vannmettet (Blikra, Hole, & Rye, 1989). I den øverste delen av skredbanen til en massestrøm blir det ofte erodert ut en kanal. Når helningsgradienten eller vanninnholdet avtar så vil de groveste sedimentene bli avsatt som levéer på sidene av kanalene, mens de finere sedimentene blir avsatt lenger ned i skredbanen, enten i levéer eller i endelober. I en grov/fin- massestrøm blir de groveste sedimentene avsatt først, deretter blir finere og finere sedimenter avsatt etter hvert som massestrømmen beveger seg nedover skråningen (Rapp & Nyberg, 1981).

En massestrøm blir avsatt på to mulige måter. (1): En grov massestrømsvifte blir avsatt som en vifte hvor det blir avsatt levéer og loper. De groveste materialene blir avsatt på toppen av viften. Målinger fra Nordfjord viser at disse viftene ofte har gradienter på  $35^{\circ}$ - $25^{\circ}$  i utløsningspunktet og ned mot  $19^{\circ}$ - $8^{\circ}$  hvor skredet stopper. (2): Dersom massestrømmen er mer viskøs blir den avsatt som en tunge eller lobe uten at det dannes levéer. Her blir ofte de største blokkene presset i front (Blikra, Hole, & Rye, 1989).



### 3.2 Sikkerhetsfaktor

For at en skråningen skal gli ut må skjærstresset være større enn skjærstyrken. Skjærstresset er avhengig av gravitasjonskraften og gradienten til skråningen, mens skjærstyrken er avhengig av friksjon og kohesjon som holder materialet på plass. For små partikler som silt og leire er kohesjonen avhengig av de statisk elektriske kreftene mellom molekylene. (Hyndman & Hyndman, 2014)

For å beregne stabiliteten i en skråning som kan gli ut der bevegelsen er parallell med glideplanet kan man regne ut sikkerhetsfaktor (FS). For å regne ut FS må man regne ut skjærstresset ( $\tau$ ) og skjærstyrke ( $\tau_f$ ). FS kalkuleres ut ifra formelen:

$$FS = \frac{\tau_f}{\tau}$$

hvor  $\tau_f$  er gitt ut ifra Coulombs lov:

$$\tau_f = C + \sigma' \tan \phi$$

hvor C er definert som kohesjon og  $\phi$  er vinkelen på den interne friksjon.  $\sigma'$  er definert som effektivt stress. Effektivt stress er en kraft som holder partikler og sedimenter sammen. For å finne  $\sigma'$  bruker vi formelen:

$$\sigma' = \sigma - u$$

$\sigma$  er definert som totalt stress normalt på et glideplan, mens  $u$  er definert som poretrykket ved det samme glideplanet. Om det ikke er vann til stede er  $\sigma' = \sigma$ . Dersom det er vann tilstedet må man ta hensyn til poretrykket ( $u$ ):

$$u = \gamma_w h_w$$

Hvor  $\gamma_w = \rho_w g$  ( $w$  står for vann). Ved 4 °C har vann en tetthet ( $\rho_w$ ) på 999,97 kg/m<sup>3</sup>.

Gravitasjonsakselerasjonen ( $g$ ) er i gjennomsnitt 9,81 m/s<sup>2</sup> ved overflaten, slik at  $\gamma_w$  for vann ved 4 °C = 9809,71 kgN/m<sup>3</sup>. Etersom  $g$  og  $\rho_w$  er tilnærmet konstant så er  $\gamma_w$  konstant.  $h_w$  er høyden på vannsøylen over der hvor poretrykket blir målt (glideplanet), slik at når grunnvannsnivået ( $h_w$ ) stiger så øker poretrykket.

Poretrykket ( $u$ ) subtraheres fra det totale stresset slik at man får det totale effektive stresset. Økt poretrykk ved glideplanet fører til at det effektive stresset reduseres. Når det effektive stresset reduseres blir skjærstyrken redusert. Redusert skjærstyrke betyr en mer ustabil skråning.

Dersom det ikke er vann tilstedet så er  $u = 0$ , slik at  $\sigma' = \sigma$

$\sigma = \gamma_m h_m$  ( $m$  står for materiale) hvor  $\gamma_m = \rho_m g$

Skjærstresset ( $\tau$ ) defineres ut ifra formelen (Figur 5):

$$\tau = \gamma_m h_m n \beta \cos \beta$$

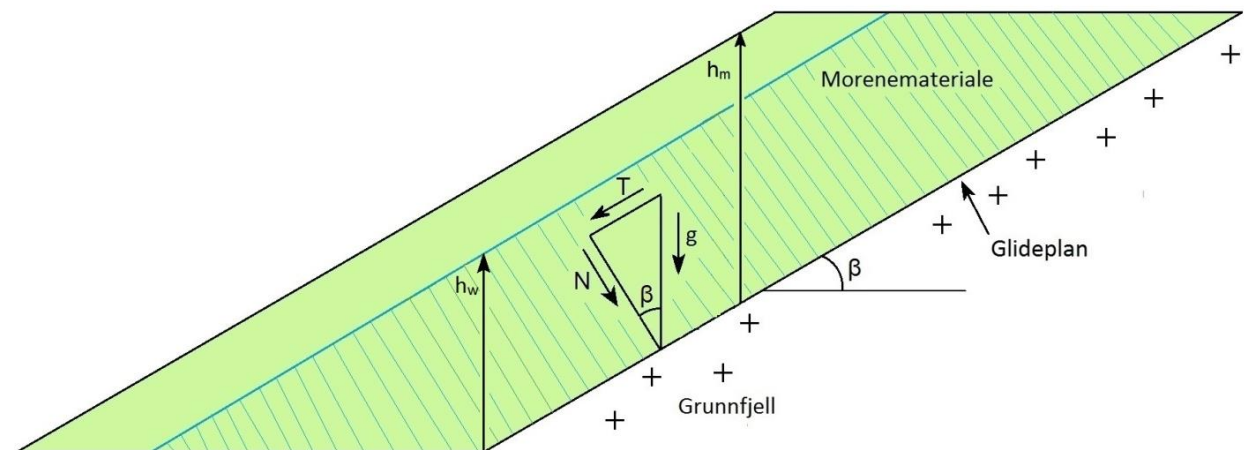
Formelen for å finne  $\gamma_m$  ( $\gamma_m$  står for materiale) er den samme som tidligere ( $\gamma_m = \rho_m g$ ).

Forskjellige typer materiale har forskjellig tetthet ( $\rho$ ).  $h_m$  er høyde fra glideplanet til overflaten og  $\beta$  er helningsgradienten til glideplanet. Når vann infiltrerer skråningen så øker tettheten til materialet slik at skjærstresset øker. Grunnen til dette er at vann opptar porerommet i materialet som før besto av luft. Ettersom vann har større tetthet enn luft så øker tyngden til materialet. Samtidig så øker grunnvannsnivået slik at skjærstyrken minker. Vann har en meget stor betydning for stabiliteten til en skråning.

Formelen for å beregne FS blir:

$$FS = \frac{\tau_f}{\tau} = \frac{C + \sigma' \tan \phi}{\gamma_m h_m \sin \beta \cos \beta}$$

Når  $FS < 1$  så er skjærstresset større enn skjærstyrken, slik at skråningen glir ut.



Figur 5: Skisse av en skråning over et glideplan.  $h_m$  står for høyden fra glideplanet til overflaten,  $h_w$  står for høyden fra glideplanet til grunnvannsnivået.  $g$  står for gravitasjonsakselerasjonen og  $\beta$  står for gradienten til skråningen.

### 3.3 Nedbørsintensitet (mm/t)

I 1980 publiserte Nel Caine en artikkel (Caine, 1980). Han listet opp nedbørsmengde og tid for å regne ut nedbørsintensitet fra 73 områder som alle hadde resultert i grunne løsmasseskred (2-3 m dype), for å lage en global terskelverdi.

Ettersom mange skredhendelser ikke nådde opp til terskelverdier for løsmasseskred ble flere versjoner av formelen testet ut. Deriblant Innes i 1983 (Innes, 1983), Crosta og Frattini i 2001

(Crosta & Frattini, 2001) og Marchi m. fl. i 2002 (Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002). I 2007 publiserte Guzzetti m. fl. (Guzzetti, Peruccacci, Rossi, & Stark, 2007) hovedsakelig en oppdatert versjon av Nel Caine sitt arbeid, men også som en oppdatert versjon av tidligere studier. Guzzetti m. fl. (Guzzetti, Peruccacci, Rossi, & Stark, 2007) studerte 2,626 løsmasseskred over en periode på 89 år, fra 1917 - 2005.

**Tabell 1: Formler for terskelverdier hentet fra forskjellige studier. I står for nedbørsintensitet (mm / t) og D står for nedbørsperiode i timer.**

Forfatter	Skredtype	Formel	Tidsintervall
Caine (1980)	Grunne løsmasseskred	$I = 1,48 D^{-0,39}$	$0,167 < D < 500$
Inner (1983)	Løsmasseskred	$I = 4,93 D^{-0,50}$	$0,1 < D < 100$
Crosta og Frattini (2001)	Grunne løsmasseskred	$I = 0,48 + 7,2D^{-1,00}$	$0,1 < D < 000$
Marchi m. fl. (2001)	Vannrike løsmasseskred	$I = 15 D^{-0,7}$	
Guzzetti m. fl. (2007)	Løsmasseskred	$I = 2,28 D^{-0,20}$	$0,1 < D < 48$

### 3.4 Tidligere skredhendelser i dalsiden

#### 3.4.1 2004- skredet

Den 18. mai 2004 ble et løsmasseskred utløst i tidsrommet fra kl. 00.30 – kl. 01.00 ved at en blokk / fjellhammer løsnet i fjellsiden ovenfor. Skredet er nøyere beskrevet i Tyssebotn og Velle (2010). Etter at skredet hadde gått midt på natten var det fortsatt mye bevegelse i de neste timene frem til kl. 11.30, slik at nye skredmasser stadig kom ned. Skredmassene hadde en bredde på 6 - 7 meter og gikk 4 - 5 meter ut i Anestølsvatnet. I forkant av skredet kom det lite nedbør ved Selseng, bare 23,8 mm de siste 72 timene, hvorav 14 mm kom i tidsrommet 17. mai kl. 08.00 – 18. mai kl. 08.00 (Tyssebotn & Velle, 2010)

#### 3.4.2 2007- skredet

22. september 2007 ca. kl. 07.15 løsnet en steinblokk slik at et løsmasseskred ble utløst i skråningen under. September dette året var preget av mye nedbør med en total registrert nedbørsmengde på 187,4 mm fra 1. september – 22. september. De siste 72 timene før skredet ble utløst kom det totalt 49,5 mm nedbør ved Selseng, hvorav 22 mm ble registrert den 21. september kl. 08.00 og 24,5 mm den 22. september kl. 08.00. Hele skredhendelsen var over på 2 minutter (Tyssebotn & Velle, 2010).

### 3.4.3 2013- skredet

15 / 16. november 2013 løsnet et jordskred i samme skråning som 2004- og 2007 skredet. 15. november var preget av store nedbørmengder med 52,9 mm på 14 timer. I motsetning til skredet i 2004 og 2007 ble ikke dette skredet utløst av steinsprang. Skredhendelsen blir undersøkt nærmere i kap. 5.4.

## 4.0 Material og metode

### 4.1 Feltarbeid

For å kartlegge jordskredet fra november 2013 brukte vi en GPS (Garmin eTrex 30 GPS). Vi tok GPS-punkter på de forskjellige delene av skredet som løber, levéer, utløsningsområdet, erosjonskanaler og vifter. GPS-koordinatene ble lagt inn i ArcGis for å bli digitalisert. Videre har vi studert kart og satellittbilder (Kartverket) for å få mer detaljert oversikt over området. For å få informasjon om forholdene i området i november 2013 så har vi studert fotografier.

### 4.2 IKT

Dataprogrammet vi har brukt for å sette sammen datasettene fra de forskjellige grunnvannsrørene er Microsoft Excel 2007. Datasettene fra Excel har vi tatt inn i programmet SigmaPlot 10 for å lage grafene og diagrammene. ArcGis og ArcMap er brukt for å lage kartene.

### 4.3 Grunnvannsrøret til HiSF

I 2009 instrumenterte Høgskulen i Sogn og Fjordane (HiSF) et grunnvannsrør i skråningen i nærheten av skredet som gikk i 2007 (Figur 4). Etter at grunnvannsrøret var boret ned i bakken (Bilde 1) ble grunnvannsrøret blåst rent for sedimenter ved hjelp av trykkluft, slik at loggeren som måler trykket og temperaturen i grunnvannet kunne bli plassert (Tyssebotn & Velle, 2010). Loggeren ble programmert til å samle inn data om trykket og temperaturen i grunnvannet hver 4. time i perioden 25. november 2009 - 25. november 2013. I perioden fra 25. november 2013 - 23. oktober 2014 var loggeren til HiSF ute av drift. Når loggeren ble satt i drift fra 23. oktober 2014 ble innstillingene endret til å ta målinger hver time.

Loggeren som er instrumentert i grunnvannsrøret til HiSF er av typen mini-diver levert av Schlumberger water service. Målingene som mini-diveren tar blir lagret i selve loggeren, slik



at data må bli hentet ut manuelt, ved å bli koblet til en datamaskin. Mini-diveren har en batterilevetid på opp mot 10 år ved vanlig bruk. Mini-diveren har en feilmargin  $\pm 0,2$  cm, og den fungerer fra 0 til -10 m. For å måle grunnvannstemperatur så er feilmargin på  $\pm 0,1$  °C ved 0 til 50 °C (Schlumberger Water Service).



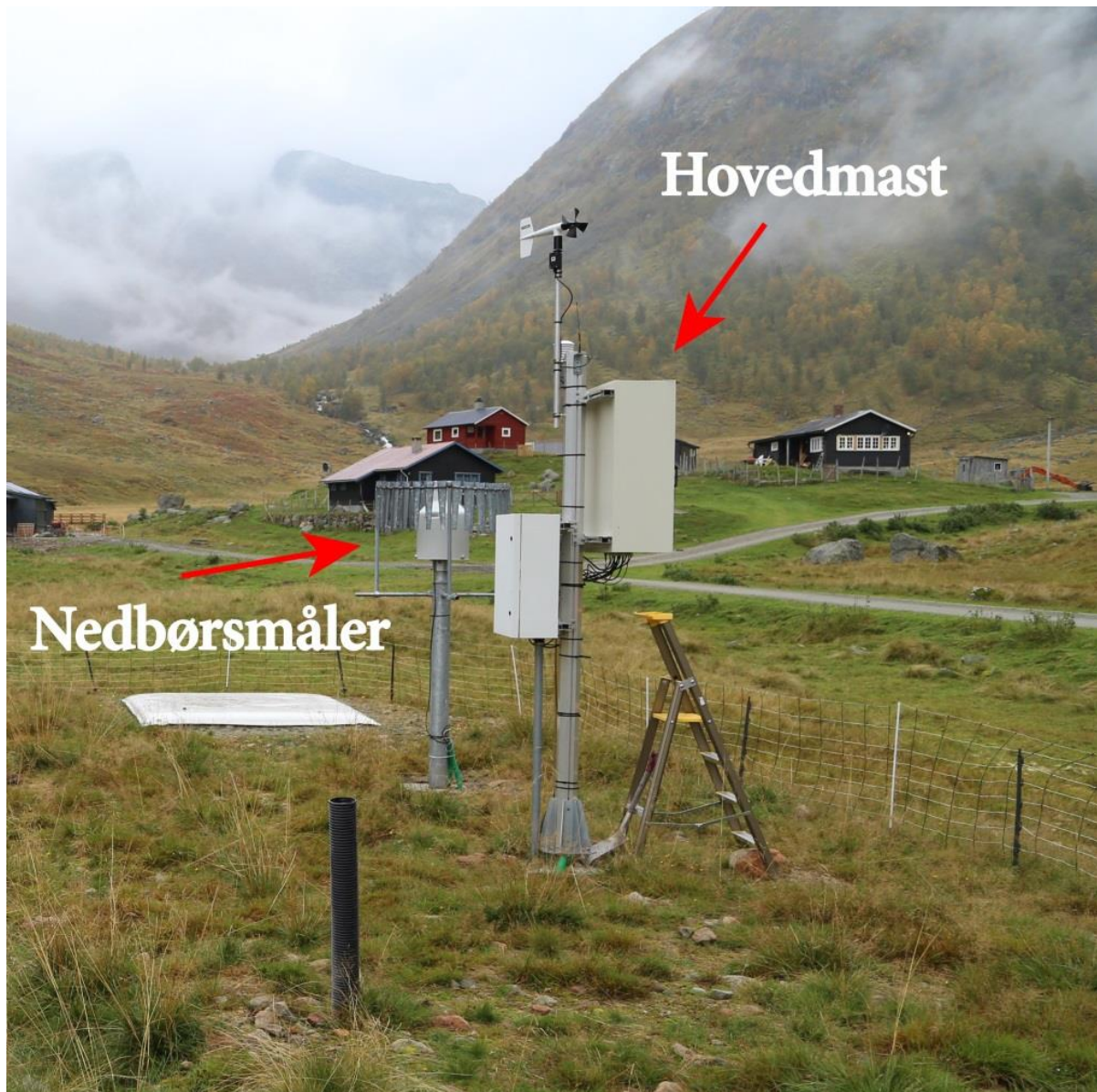
**Bilde 1: Grunnvannsrøret til Høgskulen i Sogn og Fjordane. Legg merke til vaieren, mini-diveren henger i denne. Avstanden fra bakken til toppen av grunnvannsrøret er 18cm. Bildet er tatt i september 2014. Fotograf: Kevin Saurin.**

#### **4.4 Klimastasjonen ved Anestølen**

Høsten 2011 opprettet NVE klimastasjonen ved Anestølen som et pilotprosjekt i samarbeid med Høgskulen i Sogn og Fjordane. Hensikten med pilotprosjektet er å få bredere kunnskap om løsmasseskred, slik at man får på plass et landsomfattende regionalt varslingsystem. Klimastasjonen (Bilde 2) har måleutstyr som måler lufttemperatur, luftfuktighet, nedbør, vind, atmosfærisk trykk, grunnvannsnivå, grunnvannstemperatur, snødyb, snøtyngde og snøens vannekvivalent. Sør for 2007- skredet er det instrumentert tre grunnvannsrør i tillegg til HiSF



sitt. Disse måler grunnvannsnivå, jordfuktighet og grunnvannstemperatur (Svenungsen, et al., 2012).



**Bilde 2:** Noen av instrumentene som er plassert ved klimastasjonen. På hovedmasten er instrumentene som måler lufttemperatur og atmosfærisk trykk plassert. Husene er en del av gården ved Anestølen. Bildet er tatt i september 2014.  
Fotograf: Kevin Saurin

#### 4.4.1 Nedbørsmåler

Nedbør på Anestølen blir målt av en OTT Pluvio<sup>2</sup> måler (Bilde 3). Akkumulert nedbør blir målt ved å veie nedbørsbøtten, for så å bli omgjort til nedbør i mm. OTT Pluvio<sup>2</sup> må tømmes manuelt når bøtta blir full. I 2003 testet USGS ut nøyaktigheten til OTT Pluvio<sup>1</sup> og konkluderte da med at OTT Pluvio<sup>1</sup> er like nøyaktig som andre nedbørsmålere (Tumbusch,



2003). I 2008 kom OTT Pluvio<sup>2</sup> ut, den blir omtalt som en enda bedre nedbørsmåler enn versjon 1 (Nemeth, 2008).



Bilde 3: Metallbitene som henger rundt nedbørsbøtten skal dempe vindkast slik at eksakt akkumulert nedbør blir registrert. Bildet er tatt i september 2014. Fotograf: Kevin Saurin

#### 4.4.2 Atmosfærisk trykk

Det atmosfæriske trykket blir målt med en digital trykksensor som tar målinger hvert 15. minutt. Den atmosfæriske trykkmåleren er plassert på hovedmasten (Bilde 2).

#### 4.4.3 Lufttemperatur

Lufttemperaturen blir målt av en Campbell CS215 Temp & Humidity (Fjeldheim & Barfod, 2013) levert av Campbell Scientific, Inc. Måleren har en feilmargin på  $\pm 0,3$  °C ved 25 °C og er operativ fra -40 °C til +70 °C (Campbell Scientific, Inc, 2014). Data for lufttemperaturen blir lagret med 15 minutters mellomrom, og er plassert på hovedmasten (Bilde 2).

#### 4.4.5 Grunnvannsrør

I tilknytning til klimastasjonen er det installert fire grunnvannsrør. Et grunnvannsrør står rett ved klimastasjonen og de tre andre grunnvannsrørene er plassert sør for 2007 – skredet oppover i skråningen. Grunnvannsrør 1 er plassert nærmest veien, grunnvannsrør 2 er plassert noe lenger opp i skråningen under HiSF sitt rør og grunnvannsrør 3 er plassert lengst opp i skråningen mot Torstadnakken (Figur 1 og Figur 4). Hvert rør er utstyrt med en poretrykksmåler og en temperatursensor.



Bilde 4: Grunnvannsrør 2 til NVE som er plassert i skråningen. Måleren som registrerer grunnvannsnivå og grunnvannstemperatur henger i ledningen. Vi har tatt av lokket som til vanlig står over grunnvannsrøret for å se ned. Fotograf: Kevin Saurin.



## 4.5 Sildre

Dataene som NVE samler inn fra sine stasjoner i Norge blir publisert på [sildre.nve.no](http://sildre.nve.no) (NVE, A). Klimastasjonen inkludert grunnvannsrør 0 ved Anestølen har stasjonsnavn [77.24.0], grunnvannsrør 1 har stasjonsnavn [77.24.1], grunnvannsrør 2 har stasjonsnavn [77.24.2] og grunnvannsrør 3 har stasjonsnavn [77.24.3]. Tallet 77 representerer vassdragsområde ut fra nummeringen i vassregisteret. Tallet 24 er hovednummeret innenfor det aktuelle vassdragsområdet. Tallet 0, 1, 2, 3 brukes for å koble sammen forskjellige stasjoner som har en tilhørighet til hverandre (NVE, 2001).

Et datasett inneholder for eksempel tallkode [2015.1]. Her representerer tallet 2015 en tallkode i EDC-protokollen, som angir hvilke egenskaper datasettet har. Tallet 1 står for versjonsnummer, som brukes for å skille flere like serier under samme stasjon. I EDC-protokoller står tallet 5130 for grunnvannsnivå - dyp under bakken (m), 2015 står for grunnvannstemperatur (°C) og 2000 står for grunnvannsnivå (m) (NVE, 2001).

Data for grunnvannsrør 0 er grunnvannsnivået hentet ut fra datasett [5130.1] og grunnvannstemperaturen er hentet ut fra datasett [2015.1] under stasjon [77.24.0]. For grunnvannsrør 1 er grunnvannsnivået hentet ut fra [2000.1] og grunnvannstemperatur er hentet fra [2015.1] under stasjon [77.24.1]. For grunnvannsrør 2 er data hentet fra grunnvannsnivået [2001.1] og grunnvannstemperatur fra [2015.1] under stasjon [77.24.2] (NVE, B). For grunnvannsrør 3 er data for grunnvannsnivået mottatt på mail fra Knut M. Møen ved NVE.

## 4.6 Beregninger for grunnvannsrøret til HiSF

Poretrykk brukes om trykket i en væske eller gass når det befinner seg under overflaten. I sedimenter og porøse bergarter hvor grunnvannet strømmer fritt til overflaten, vil poretrykket til væsken være det samme som det hydrostatiske trykket. Det hydrostatiske trykket brukes til å beskrive vekten av den overliggende søylen med vann. Det hydrostatiske trykket er definert ved  $P = \rho g h$ , hvor  $P$  er det hydrostatiske trykket målt i Pascal,  $\rho$  er tettheten til væsken, i dette tilfellet vann, slik at  $\rho = 999,97 \text{ kg/m}^3$  for vann ved 4 °C. Og  $g$  står for gravitasjonsakselerasjonen og har i gjennomsnitt verdien  $9,81 \text{ m/s}^2$ .  $h$  er den ukjente, og er i dette tilfellet avstanden fra poretrykksmåleren til overflaten av vannsøylen.

Det hydrostatiske trykket som mini-diveren registrerer kan øke og minke på to måter. (1) ved at lufttrykket endres eller (2) at grunnvannsnivået endres. Ettersom mini-diveren er festet med en vaier til toppen av røret slik at den har en konstant avstand, så vil det hydrostatiske trykket som mini-diveren registrerer øke dersom grunnvannsnivået øker og synke dersom grunnvannsnivået synker. Når det atmosfæriske trykket endres så vil det hydrostatiske trykket også endres dersom grunnvannsnivået er stabilt. Ettersom mini-diveren kun registrerer det hydrostatiske trykket, må vi korrigere for det atmosfæriske trykket for å få et reelt bilde av hvor høyt over mini-diveren grunnvannet står til enhver tid.

På klimastasjonen har NVE en trykksensor som måler det atmosfæriske trykket ([4.1] under stasjon [77.24.0]). Ettersom høydeforskjellen fra grunnvannsrøret til HiSF og klimastasjonen til NVE som vi har hentet det hydrostatiske trykket fra er på ca. 40 høydemeter, må vi korrigere for dette. Anders Sivle (Sivle, 2010) skriver for meteorologisk institutt at det atmosfæriske trykket gjennomsnittlig faller med 1 hPa pr. 8 m ved jordoverflaten, denne standarden fungerer opp til ca. 8000 - 9000 m o.h.

Når vi nå ønsker å finne ut hvor mye vann vi har over mini-diveren så bruker vi  $P = \rho g h$  og løser med hensyn på  $h$ . Ettersom mini-diveren måler det hydrostatiske trykket  $i$  (cm), også kjent som 1 cm med vann, så må vi gjøre om cm til hPa med tallet 0,980665. Det er altså 0,980665 hPa pr 1 cm med vann. Når vi har gjort dette så sitter vi igjen med trykk  $i$  hPa. Ettersom det er best å arbeide med SI-enheter så gjør vi om hPa til Pa (pascal) ved å gange med 100. Eksempel blir dersom mini-diveren har målt trykket (cm) til å være 1021,1, og det atmosfæriske trykket (hPa) er 941,52 før det er korrigert med tanke på høydeforskjell, blir regnestykket  $h = P / \rho g$  hvor  $P = \text{Hydrostatisk trykk} - \text{atmosfærisk trykk}$ .

$$P = ((1021,1 * 0,980665) * 100) - ((941,52 - (40 / 8) * 100) * 100) = 6483,7 \text{ Pa.}$$

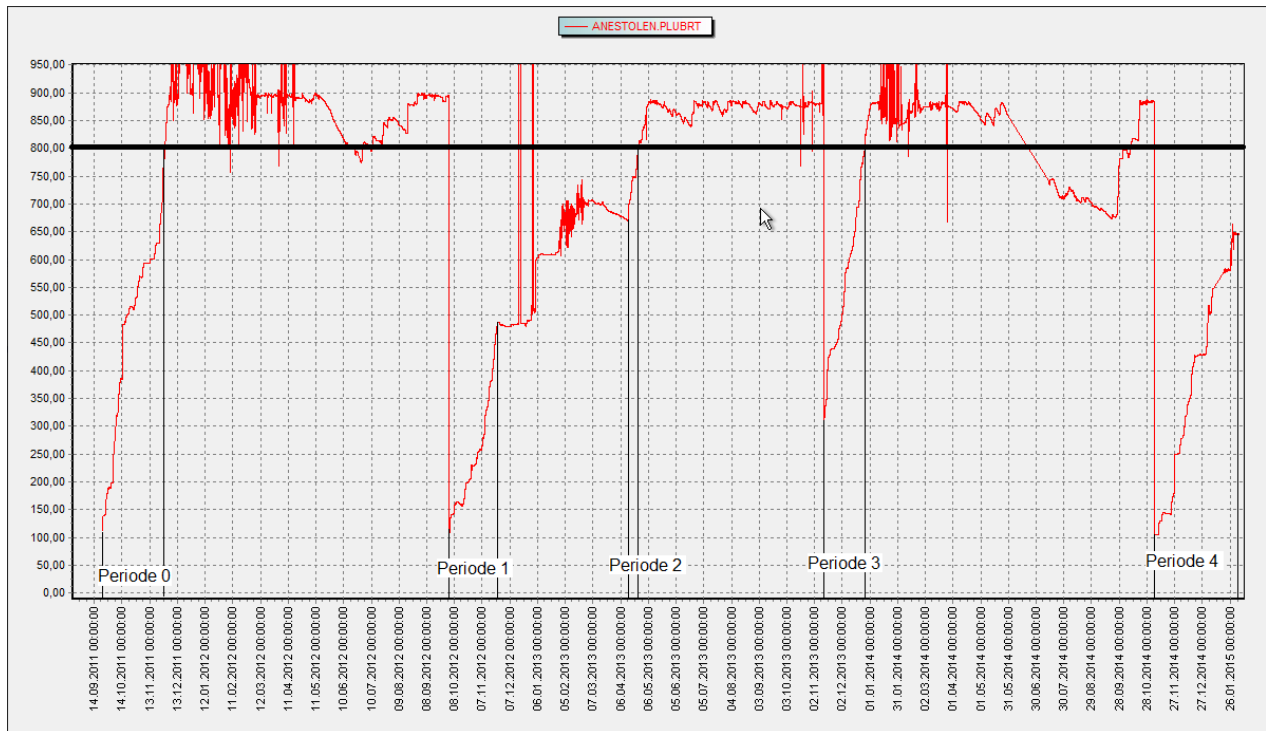
$$H = 6483,7 \text{ Pa} / (997,97 \text{ kg/m}^3 * 9,81 \text{ m/s}^2)$$

$$h = 0,6609 \text{ m} = 66,09 \text{ cm vann over diveren.}$$

Mini-diveren henger 182 cm under rørtoppen hvor rørtoppen står 18 cm over bakkenivå, slik at når vi har 66,09 cm vann over mini-diveren så har vi 182 cm - 18 cm - 66,09 cm = 97,91 cm. Dette betyr at grunnvannet står med en høyde på -97,91 cm under bakken.

## 4.7 Nedbørsdata - Anestølen

Etter informasjon fra Knut M. Møen ved NVE er ikke data fra nedbørsmåleren til å stole på når nedbørsbøtten har verdier over 800 mm, fordi nedbørsbøtten da er full med vann.



Figur 6: Bøtteverdiene til OTT Pluvio<sup>2</sup>nedbørsmåleren. Grafen går fra 22. september 2011 – 26. januar 2015. Grafen er mottatt på mail fra Knut M. Møen ved NVE. Y-aksen viser mm vann i bøtten. Fem perioder med verdier under 800 mm er indikert.

Figur 6 gir totalt 5 perioder (0, 1, 2, 3, og 4) med pålitelig nedbørsdata, disse 5 periodene utgjør totalt 234 av 1222 dager. Nedbørsdata innenfor de aktuelle periodene med pålitelig data er hentet fra Nedbør rådata [9301.1] fra stasjon [77.24.0]. Nedbørsdata blir lagret i intervaller på 10 min.

I tidsrommet mellom periode 1 og periode 2 er bøtteverdien for det meste under 800 mm, men ettersom nivået svinger mye så er ikke dette gode data fordi data fra nedbørsbøtten skal bare stige, før bøtten blir tømt. Det samme skjer også i tidsrommet mellom periode 3 og 4, her synker nivået i nedbørsbøtten. Dette er ikke logisk.

Når nedbørsbøtten har verdier over 800 mm så er nedbørsbøtten full med vann, dette gjør at den ikke klarer å måle hvor mye nedbør som blir akkumulert. Vi har tatt ut perioder som vist i

figuren der verdiene i bøtten stiger jevnt og der verdiene er under 800 mm – de anses som trygge.

#### **4.8 Nedbørsdata - Selseng**

Nedbørsmåleren ved Selseng er driftet av meteorologisk institutt og er lokalisert 2.7 km sør for Anestølen i en høyde på 421 m o.h. Målestasjonen måler akkumulert nedbør kl. 08.00 hver dag for de siste 24 timene, for så å bli offentliggjort under stasjonsnummer [55730] på [eklima.met.no](http://eklima.met.no) (Meteorologisk institutt). Stasjonen har vært i drift siden juli 1895.



## 5.0 Resultater

For å få oversikt over hvilke perioder vi har data for, satt vi opp en tabell (Tabell 2) over de ulike grunnvannsrørene og nedbøren.

Tabell 2: Der hvor det er rødt eksisterer det ikke data, men for de periodene som er farget grønn så eksisterer det data.

Periodene som er markert med sort firkant er de periodene vi har undersøkt nærmere.

	2011	Januar	Februar	Mars	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb	Oktober	November	Desember
HISF													
Rør 0										22. sep			
Rør 1													
Rør 2										07. jul			
Rør 3													
Nedbør										24. sep		27. nov	
	2012	Januar	Februar	Mars	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb	Oktober	November	Desember
HISF													
Rør 0													
Rør 1													
Rør 2			01. mar										
Rør 3													
Nedbør											04. okt	17. nov	
	2013	Januar	Februar	Mars	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb	Oktober	November	Desember
HISF												25. nov	
Rør 0				02. mar									
Rør 1													19. des
Rør 2													19. des
Rør 3								27. jun					
Nedbør					10 - 18.4							12. nov	19. des
	2014	Januar	Februar	Mars	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb	Oktober	November	Desember
HISF											23. okt	21. nov	
Rør 0													
Rør 1													
Rør 2													
Rør 3						29. mai			19. aug	23. sep			
Nedbør												06. nov	
	2015	Januar	Februar	Mars	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb	Oktober	November	Desember
HiSF													
Rør 0		26. jan											
Rør 1		26. jan											
Rør 2		26. jan											
Rør 3													
Nedbør		26. jan											

HiSF				Pålitelig/eksisterende data										HISF: Grunnvannsnivå fra grunnvannsrøret til HISF
Rør 0		26. jan			Ikke pålitelig/eksisterende data									Rør 0: Grunnvannsnivå fra grunnvannsrør 0
Rør 1		26. jan				Data eksiterer, men ikke hentet ut								Rør 1: Grunnvannsnivå fra grunnvannsrør 1
Rør 2		26. jan												Rør 2: Grunnvannsnivå fra grunnvannsrør 2
Rør 3														Rør 3: Grunnvannsnivå fra grunnvannsrør 3
Nedbør		26. jan												Nedbør: Nedbørsdata fra klimastasjonen

Selv om grunnvannsrør 2 har data fra 7. juli 2011 så har vi sett på tiden fra 22. september 2011 fordi nedbørsmåleren og grunnvannsrør 0 har vært i drift siden denne dagen. Ettersom grunnvannsrør 0 og nedbørsmåleren står ved klimastasjonen så vet vi at hele klimastasjonen var i drift siden denne dagen. Perioden vi har undersøkt går frem til 26. januar 2015. Totalt så utgjør perioden fra 22. september 2011 - 26. januar 2015 1222 dager (Tabell 3).

**Tabell 3: Dager med data fra de forskjellige grunnvannsrørene og nedbørsbøtten. Maksimalt antall dager de kan ha data for er 1222 dager.**

Data for	Antall dager med pålitelig/eksiterende data av 1222 dager	Antall dager av 1222 i %
HiSF	824 <sup>1</sup>	67,43 % <sup>1</sup>
Rør 0	1222	100 %
Rør 1	403	32,98 %
Rør 2	564	46,15 %
Rør 3	371	30,36 %
Nedbør	234 <sup>2</sup>	19,15 % <sup>2</sup>

### 5.1 Nedbørsdata fra klimastasjonen på Anestølen - er de troverdig?

Siden vi har så lite nedbørsdata ville vi sjekke om det er slik at periodene vi har vurdert til at har levert pålitelige (når nedbørsbøtten har mindre akkumulert nedbør enn 800 mm) er riktige. En måte å gjøre det på er å sammenligne døgnet nedbøren med nedbørsmåleren ved Selseng, som ligger i ca. samme høyde og bare 2,7 km lenger sør.

Nedbørsmåleren ved Anestølen tar målinger hvert 10. minutt. Og nedbørsmåleren ved Selseng registrerer målinger hver dag kl. 08.00 for de siste 24 timene. For å kunne sammenligne nedbørsdata ved Anestølen og Selseng mot hverandre så har vi summert sammen akkumulert nedbør ved Anestølen kl. 08.00 for de siste 24 timene.

Fra Figur 6 og Tabell 2 så er periode: (0): 24. september – 27. november 2011. (1): 4. oktober – 17. november 2012. (2): 10. april – 18. april 2013. (3): 12. november – 19. desember 2013 (4): 6. november 2014 – 26. januar 2015.

<sup>1</sup> 824 dager er for 22. september 2011 – 25. november 2013 og 23. oktober 2014 – 21. november 2014. Mini-diveren ble plassert i grunnvannsrøret igjen den 21. november 2014 etter at data var samlet inn. Slik at når mini-diveren blir koblet til en datamaskin så vil vi (er alltid en mulighet for at mini-diveren har gått i stykker, da vil vi ikke få ut data) få ut data for 21. november 2014 – 26. januar 2015. Da blir det reelle tallet 890 dager. Slik at den har da var i drift 72.83 % av tiden.

<sup>2</sup> Nedjustert til 186 dager (se punkt 5.1). Slik at nedbørsbøtten har vært i drift i 15.22 % av tiden.

Alle periodene med unntak av periode 4 etter 10. desember 2014 har registrert pålitelig data når nedbørsbøtten har verdier under 800 mm. Den 5. november 2014 tømte vi nedbørsbøtten, da helte vi ikke i frostvæske. Lufttemperaturmåleren ved klimastasjonen viser at det begynte å bli minusgrader fra 8. desember, med temperaturer ned mot -5,4 °C tidlig den 9. desember. Vår teori er at når det ble minusgrader i desember frøs vannet som var i nedbørsbøtten. Når nedbør senere kom som snø så ble nedbørsbøtten fylt opp 10 ganger så raskt. Derfor er nedbørsbøtten full lenge før den når verdier på 800 mm.

Vår konklusjon er at man kan stole på nedbørsdata når nedbørsbøtten har verdier under 800 mm, så lenge som man heller i frostvæske i nedbørsbøtten når der blir minusgrader slik at vannet ikke fryser og slik at snøen som faller blir transformert til vann.

Siden nedbørsmåleren ikke leverer pålitelig data i hele perioden slik som vi antok i punkt 5.0 så blir antall dager med pålitelig nedbørsdata nedjustert fra 234 (Tabell 3) til 186 dager. Slik at i % har nedbørsmåleren vært i drift 15,22 % av tiden.

Ottar Husum som er sauebonde ved Anestølen sier 'Om det er ein meter med snø her (Selseng), så er det kanskje ein meter og 30 cm på Anestølen' (Tyssebotn & Velle, 2010, s. 17). Data fra XGEO (NVE; Statens Vegvesen; Jernbaneverket; met.no; Kartverket) over Anestølsvatnet viser at området ligger i skille mellom 2000 – 3000 mm nedbør og 3000 – 4000 mm nedbør pr. år. Anestølen er omkranset av Barnakona i nord, Oksli i vest og Torstadvakken i øst. Ved Selseng er det fjell i både vest og øst, men mot nord så er det ingen fjell, kun Anestølen. Når nedbørsskyer møter fjell blir luftcellene presset opp slik at skyene blir avkjølt. Dermed oppstår fenomenet orografisk nedbør (Ruddiman, 2014), slik at vi vil forvente noe mer nedbør ved Anestølen enn ved Selseng når vi sammenligner.

Over fem perioder med nedbørsdata for totalt 186 dager med pålitelige data, er det registrert 1553,7 mm nedbør ved Anestølen og 1309,5 mm ved Selseng (Tabell 4). Totalt så er det registrert 244,2 mm mer nedbør ved Anestølen.

Tabell 4: Total akkumulert nedbør ved klimastasjonen ved Anestølen når den leverer pålitelig data og ved nedbørmåleren ved Selseng. Totalt sett så er det registrert mest nedbør ved Anestølen

Periode	Nedbør (mm)		% mer nedbør ved Anestølen
	Anestølen	Selseng	
Periode 0	547,7	502,3	9,04 %
Periode 1	344,7	262,7	31,21 %
Periode 2	71,9	67,5	6,52 %
Periode 3	435,1	352,4	23,47 %
Periode 4 (6.11-9.12)	154,3	124,6	23,84 %
Totalt	1553,7	1309,5	18,65 %

Totalt for 9 dager hvor det er registrert mer enn 30 mm nedbør på 24 t, så kommer det 341,65 mm ved Anestølen og 331,9 mm ved Selseng. Differansen er kun 9,78 mm mer nedbør ved Anestølen (Tabell 5).

Tabell 5: For de dagene hvor det er registrert mer enn 30 mm nedbør.

Periode	Antall dager med mer enn 30 mm nedbør (Totalt)	Mest nedbør (dager)		Nedbør (mm)	
		Anestølen	Selseng	Anestølen	Selseng
Periode 0	5	3	2	186,9	177,9
Periode 1	1	1	0	31,85	28,5
Periode 2	1	0	1	35,42	39
Periode 3	2	1	1	87,48	86,5
Periode 4 (6.11-9.12)	0	0	0		
Alle periodene	9	5	4	341,65	331,9

Gjennomsnittlig for 186 dager så kommer det mer nedbør ved Anestølen enn ved Selseng. Dette stemmer godt overens med observasjonen til Ottar Husum, data fra XGEO (NVE; Statens Vegvesen; Jernbaneverket; met.no; Kartverket) og fenomenet orografisk nedbør (Ruddiman, 2014). For 9 dager hvor det er registrert mer enn 30 mm nedbør på 24 timer så tyder det på at det kommer ca. like mye nedbør ved Anestølen og Selseng. Denne antydningen er det viktig å være kritisk til, siden den kun er basert på 9 målinger.

## 5.2 Sammenligning av alle grunnvannsrørene - viser de det samme?

Når det begynner å regne så er det naturlig å tenke at vannet renner nedover fjellsiden og infiltrerer bakken, da bør grunnvannsnivået stige først i rør 3, så rør 2 og til slutt rør 1. Denne teorien blir undersøkt. Videre undersøker vi hvor mye grunnvannsnivået stiger i de forskjellige grunnvannsrørene, og om grunnvannsrørene viser de samme svingningene i grunnvannsnivå.

### 5.2.1 Sammenligne grunnvannsrøret til HiSF, rør 3 og rør 0 ved NVE

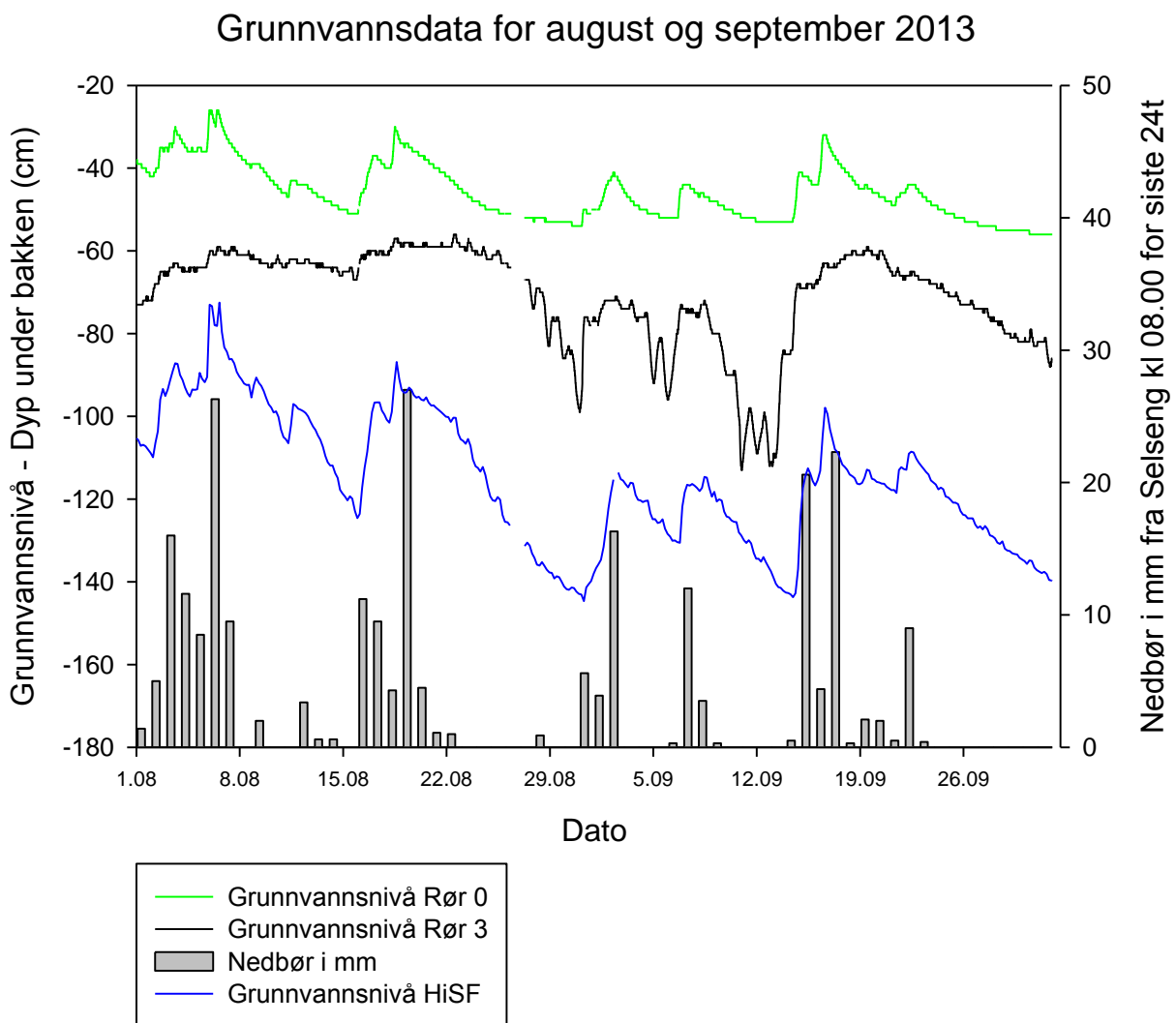
I perioden august - september 2013 er grunnvannsrøret til HiSF, grunnvannsrør 0 og 3 til NVE i drift. Denne perioden er valgt for å se om det er noen forskjell i svingningene mellom de forskjellige grunnvannsrørene til NVE og HiSF. Nedbørsdata fra Anestølen er ikke pålitelige og er derfor hentet fra Selseng (Figur 1).

Fra Figur 7 og Tabell 6 så svinger grunnvannsnivået mest i grunnvannsrøret til HiSF med 71,66 cm, etterfulgt av grunnvannsrør 3 til NVE med 57 cm og minst i grunnvannsrør 1 til NVE med 28 cm.

Tabell 6: Sammenlignet det maksimale og minimale grunnvannsnivået de enkelte grunnvannsrørene hadde i august og september 2013. Differansen er regnet ut fra høyeste grunnvannsnivå - laveste grunnvannsnivå.

Grunnvannsrør	Høyeste grunnvannsnivå		Laveste grunnvannsnivå		Differanse (cm)
	Dato	Nivå (cm)	Dato	Nivå (cm)	
HiSF	5. august	-72,99	31. august	-144,65	71,66
Rør 3	22. august	-56	10. september	-113	57
Rør 0	6. august	-26	30. august	-54	28

I tidsrommet fra 1. til 23. august stiger grunnvannsnivået i rør-HiSF og rør 0 når det har regnet, og synker etter at nedbøren har avtatt. Rør 3 har en flatere gradient, og holder seg stabilt rundt -65 cm. Fra 16. august kl. 08.00 til 19. august kl. 08.00 er det registrert totalt 52 mm nedbør ved Selseng, da stiger grunnvannsnivået med 37,72 cm i rør-HiSF, 21 cm i rør 0 og 10 cm i rør 3. I tidsrommet 28. - 31. august og 11. - 13. september er det svingninger i rør 3 som ikke forekommer i de andre rørene. Det er en nedgang i grunnvannsnivået i rør 3 før nedbørsperiode 1. - 3. september.



Figur 7: Grunnvannsnivået for rør 0, 3 og HiSF er representert. Nedbørsdata er hentet fra Selseng.

Grunnvannsnivået har størst differanse i rør-HiSF, etterfulgt av rør 3 og til slutt rør 0. I rør 3 svinger grunnvannsnivået i to tidsperioder hvor rør-HiSF og rør 0 ikke svinger og det ikke er registrert noe nedbør. Samtidig så er grunnvannsnivået i rør 3 stabilt fra 1. - 23. august, i denne perioden svinger grunnvannsnivået i rør-HiSF og rør 0. Vi vet ikke hvorfor grunnvannsnivået i rør 3 svinger annerledes enn grunnvannsnivået i rør-HiSF og rør 0.

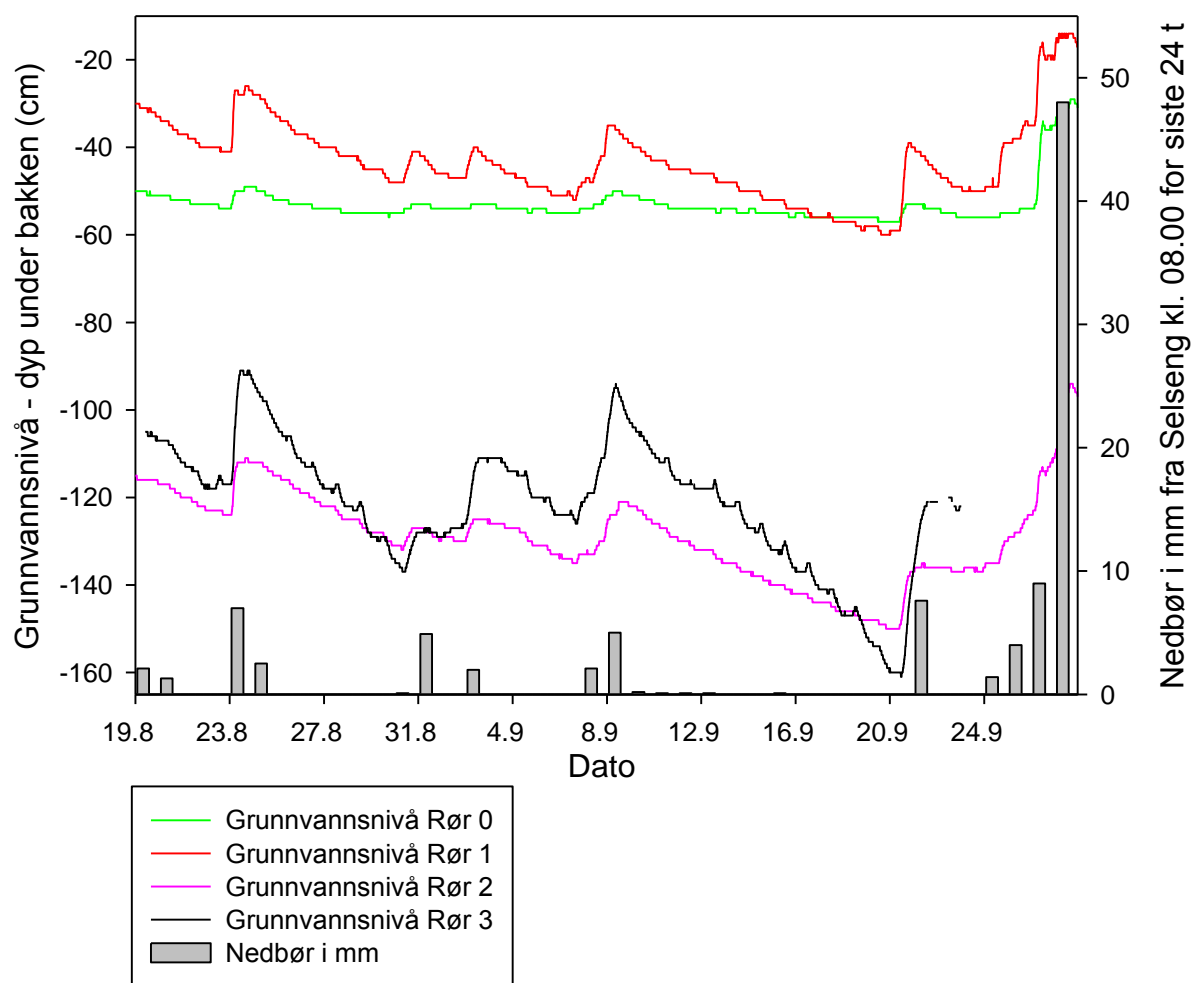
### 5.2.2. Sammenligne grunnvannsrør 0, 1, 2 og 3 til NVE

For å sammenligne grunnvannsrørene til NVE mot hverandre tok vi for oss perioden fra 19. august – 27. september 2014. I denne perioden er rør 0, 1, 2 i drift. Rør 3 er i drift til og med 23. september. Vi har også gått nærmere inn på perioden 24. – 27. september for å se nærmere på svingningene i rør 0, 1 og 2. I denne perioden er ikke rør 3 i drift.

Dette er en tid på året som det kommer mye nedbør (Figur 3) og det ikke er snø i området. Slik at grunnvannsnivået kun svinger pga. vann som infiltrerer bakken som følge av regn. Nedbørsmåleren ved Anestølen er ikke i drift i denne perioden (Tabell 2), derfor er nedbørsdata hentet fra Selseng (Figur 1). Vi kan derfor ikke si noe om responstiden fra det kommer nedbør til grunnvannsnivået øker i grunnvannsrørene.

I Figur 8 stiger grunnvannsnivået i rør 1, 2 og 3 når det kommer regn, før det synker igjen etter at nedbøren gir seg. Grunnvannsnivået i rør 0 svinger lite i hele perioden. Fra maksimale til minimale grunnvannsnivå innenfor 19. august – 23. september 2014 så er differansen størst i rør 3 med 69 cm, etterfulgt av rør 2 med 38 cm, rør 1 med 34 cm og til slutt rør 0 med 5 cm (Tabell 7). Hvorfor grunnvannsnivået i rør 0 svinger så lite som det gjør vet vi ikke.

Grunnvannsnivå og nedbør for 19. august - 27. september 2014



Figur 8: Grunnvannsnivået i rør 0, 1, 2 og 3 til NVE i perioden fra 19. august – 27. september 2014. Legg merke til at grunnvannsnivået svinger i rør 1, 2 og 3, men grunnvannsnivået i rør 0 svinger lite. Nedbørsdata er hentet fra Selseng.

Tabell 7: Sammenligner det maksimale og minimale grunnvannsnivået de enkelte grunnvannsrørene hadde fra 19. august – 23. september 2014. Differansen er regnet ut fra høyeste grunnvannsnivå - laveste grunnvannsnivå.

Grunnvannsrør	Høyeste grunnvannsnivå		Laveste grunnvannsnivå		Differanse (cm)
	Dato	Nivå (cm)	Dato	Nivå (cm)	
Rør 0	23. august	-49	22. august	-54	5
Rør 1	23. august	-26	19. sep.	-60	34
Rør 2	23. august	-112	19. sep	-150	38
Rør 3	23. august	-91	20. sep	-160	69



Den 25. september kl. 08.00 er det registrert 4,0 mm nedbør, da stiger grunnvannsnivået med 1 cm i rør 0, 11 cm i rør 1 og 7 cm i rør 2 (Tabell 8). Den 26. september er det registrert 9,5 mm, da stiger grunnvannsnivået med 12 cm i rør 0, 19 cm i rør 1 og 13 cm i rør 2 (Tabell 9). 27. september er det registrert 48,0 mm nedbør, da stiger grunnvannsnivået i 12 cm i rør 0, 5 cm i rør 1 og 10 cm i rør 2 (Tabell 10).

Tabell 8: Økning i grunnvannsnivået fra 24. september kl. 08.00 – 25. september kl. 08.00 i grunnvannsrør 0, 1 og 2 til NVE når det kom 4 mm nedbør ved Selseng.

Grunnvannsrør	Laveste grunnvannsnivå	Høyeste grunnvannsnivå	Differanse
Rør 0	-56	-55	1
Rør 1	-49	-38	11
Rør 2	-135	-128	7

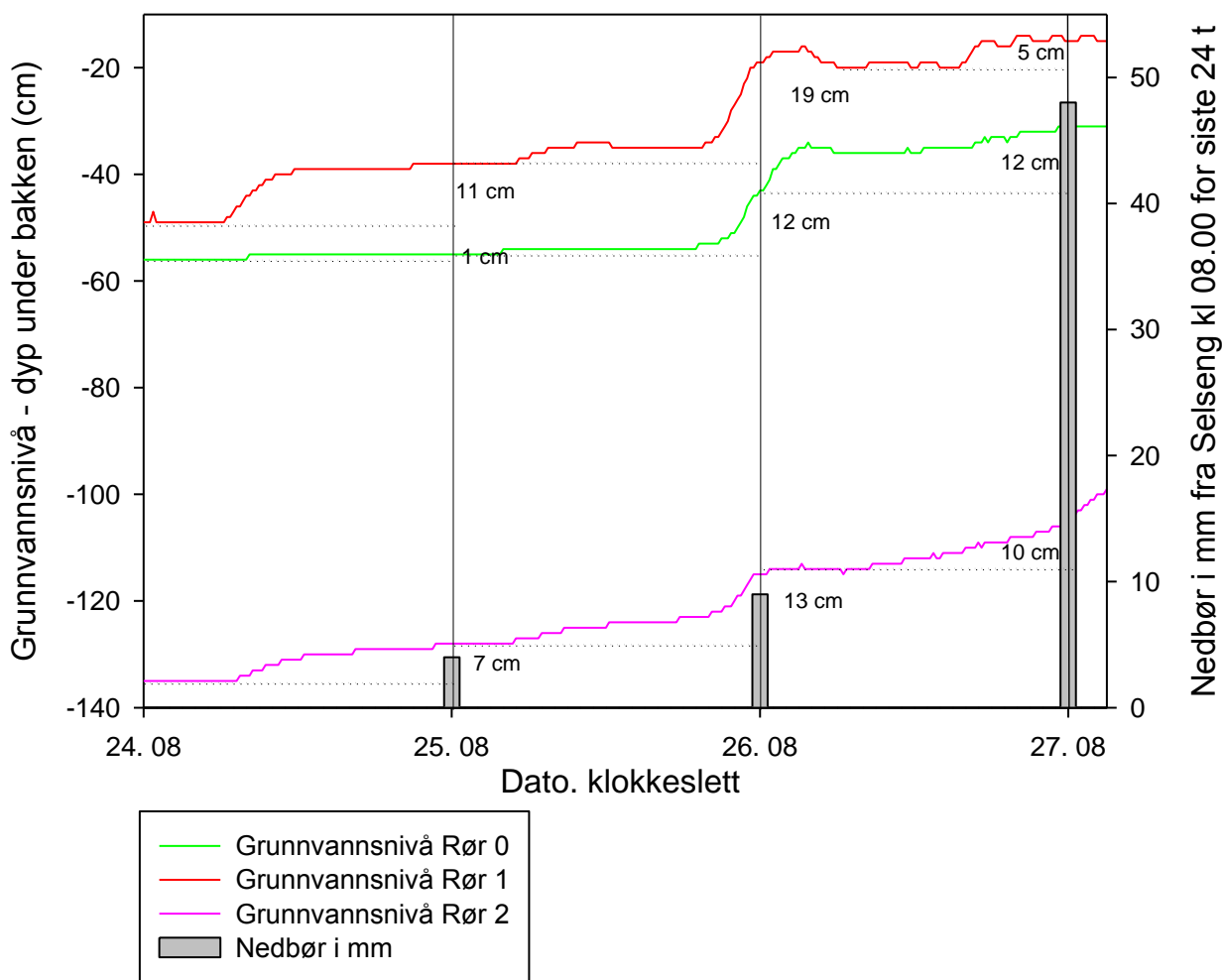
Tabell 9: Økning i grunnvannsnivået fra 25. september kl. 08.00 – 26. september kl. 08.00 i grunnvannsrør 0, 1 og 2 til NVE når det kom 9,5 mm nedbør ved Selseng.

Grunnvannsrør	Laveste grunnvannsnivå	Høyeste grunnvannsnivå	Differanse
Rør 0	-55	-43	12
Rør 1	-38	-19	19
Rør 2	-128	-115	13

Tabell 10: Økning i grunnvannsnivået fra 26. september kl. 08.00 – 27. september kl. 08.00 i grunnvannsrør 0, 1 og 2 til NVE når det kom 48 mm nedbør ved Selseng

Grunnvannsrør	Laveste grunnvannsnivå	Høyeste grunnvannsnivå	Differanse
Rør 0	-43	-31	12
Rør 1	-19	-14	5
Rør 2	-115	-105	10

Grunnvannsnivå og nedbør for 24. september kl. 08.00 - 27. september 2014 kl. 11.00



Figur 9: Oversikt over hvordan data er hentet ut til Tabell 8, 9 og 10 for de forskjellige dagene og grunnvannsrør 0, 1 og 2 til NVE.

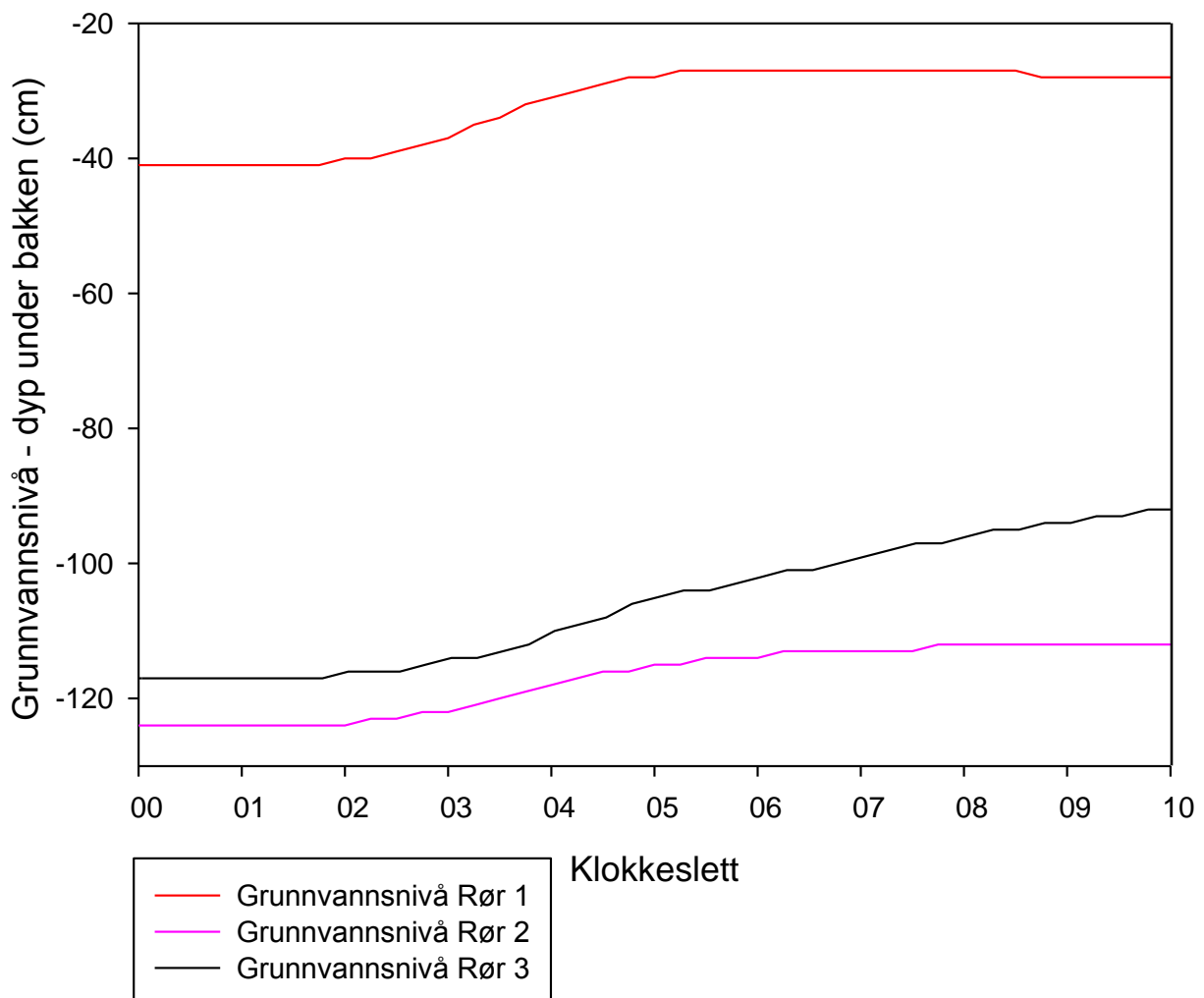
Grunnvannsnivået stiger slik man vil forvente både den 25. og 26. september. Den 27. september er det registrert så mye som 48,5 mm nedbør, da bør grunnvannsnivået stige mer enn 12 cm i rør 0, 5 cm i rør 1 og 10 cm i rør 2. Det kan tyde på at nedbøren som er kom den 25. og 26. september har ført til at bakken har blitt oppbløtt, slik at når det begynner å regne kraftig så stiger grunnvannsnivået lite.

### 5.2.3. Responstid i grunnvannsrørene til NVE

Rør 1, 2 og 3 er plassert i samme skråning (Figur 1), mens rør 0 er plassert ved klimastasjonen. Vi har en teori om at grunnvannsnivået stiger først i rør 3, rør 2 og til slutt rør 1. Rør 0 er derfor ikke presentert i Figur 10, Figur 11 og Tabell 11. Grunnvannsrøret til HiSF var ikke i drift i denne tidsperioden.

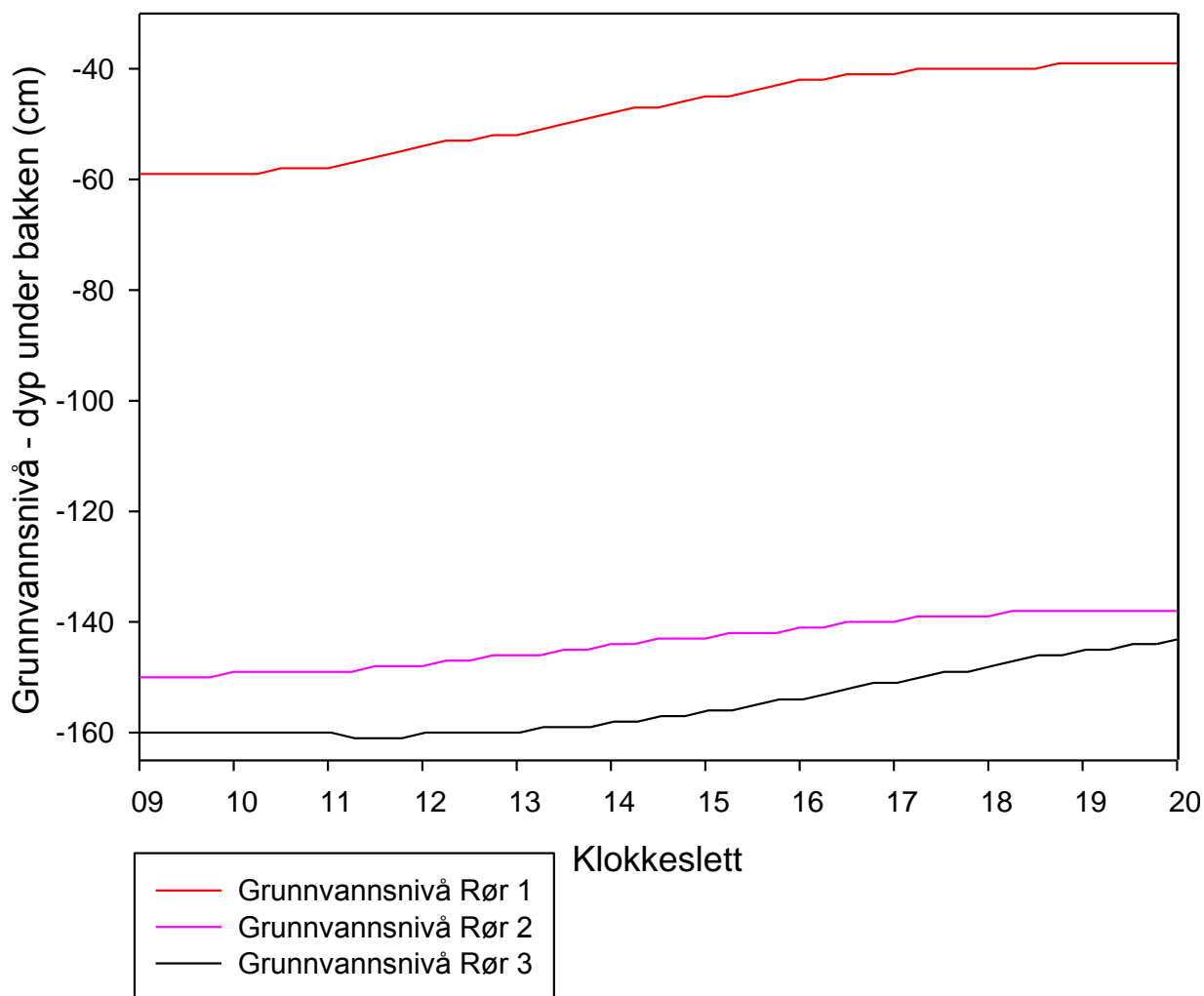
Det er forskjellig responstid fra nedbøren faller til grunnvannsnivået stiger i de forskjellige grunnvannsrørene til NVE (Figur 10, Figur 11 og Tabell 11). Den 23. august kl. 08.00 er det registrert 7 mm nedbør de siste 24 timene, mens den 21. september er det registrert 7,6 mm nedbør for de siste 24 timene ved Selseng. Som Tabell 11 viser så er det forskjellig responstid i grunnvannsnivået. 23. august er det registrert en økning først i rør 1 kl. 01.45, rør 3 kl. 01.47 og sist rør 2 kl. 02.00 (Figur 10). Den 20. september er det registrert økning først i rør 2 kl. 09.45, rør 1 kl. 10.15 og rør 3 kl. 13.02. (Figur 11)

### Grunnvannsnivå for 23. august 2014



Figur 10: Den 23. august kl. 08.00 er det registrert 7 mm nedbør for de siste 24 timene ved Selseng. Grunnvannsnivået i alle grunnvannsrørene bør derfor stige.

## Grunnvannsnivå for 20. september 2014



Figur 11: Den 21. september 2014 kl. 08.00 er det registrert 7,6 mm nedbør for de siste 24 timene ved Selseng. Grunnvannsnivået begynner å stige fra kl. 9.45 i rør 2 den 20. september.

Tabell 11: Tidspunkt for økning av grunnvannsnivå for grunnvannsrør 0, 1, 2 og 3 til NVE.

Grunnvannsrør	Tidspunkt for registrert endring i grunnvannsnivå	
	23. august 2014	20. september 2014
Rør 1	01:45	10:15
Rør 2	02:00	09:45
Rør 3	01:47	13:02

Den 23. august er det kun 15 minutter som skiller i responstid fra første til siste rør registrerer økning i grunnvannsnivået. 20. september er det en tidsforskjell på 3 t og 17 min fra første til siste grunnvannsrør registrerer en økning i grunnvannsnivået. Den 23. august endres grunnvannsnivået først i rør 1, og sist i rør 2. Den 20. september endres først grunnvannsnivået i rør 2, og sist i rør 3 (Tabell 11). Det er ingen informasjon som tyder på at grunnvannsnivået endres først i rør 3, så rør 2 etterfulgt av rør 1.

### 5.3 Sesongvariasjoner

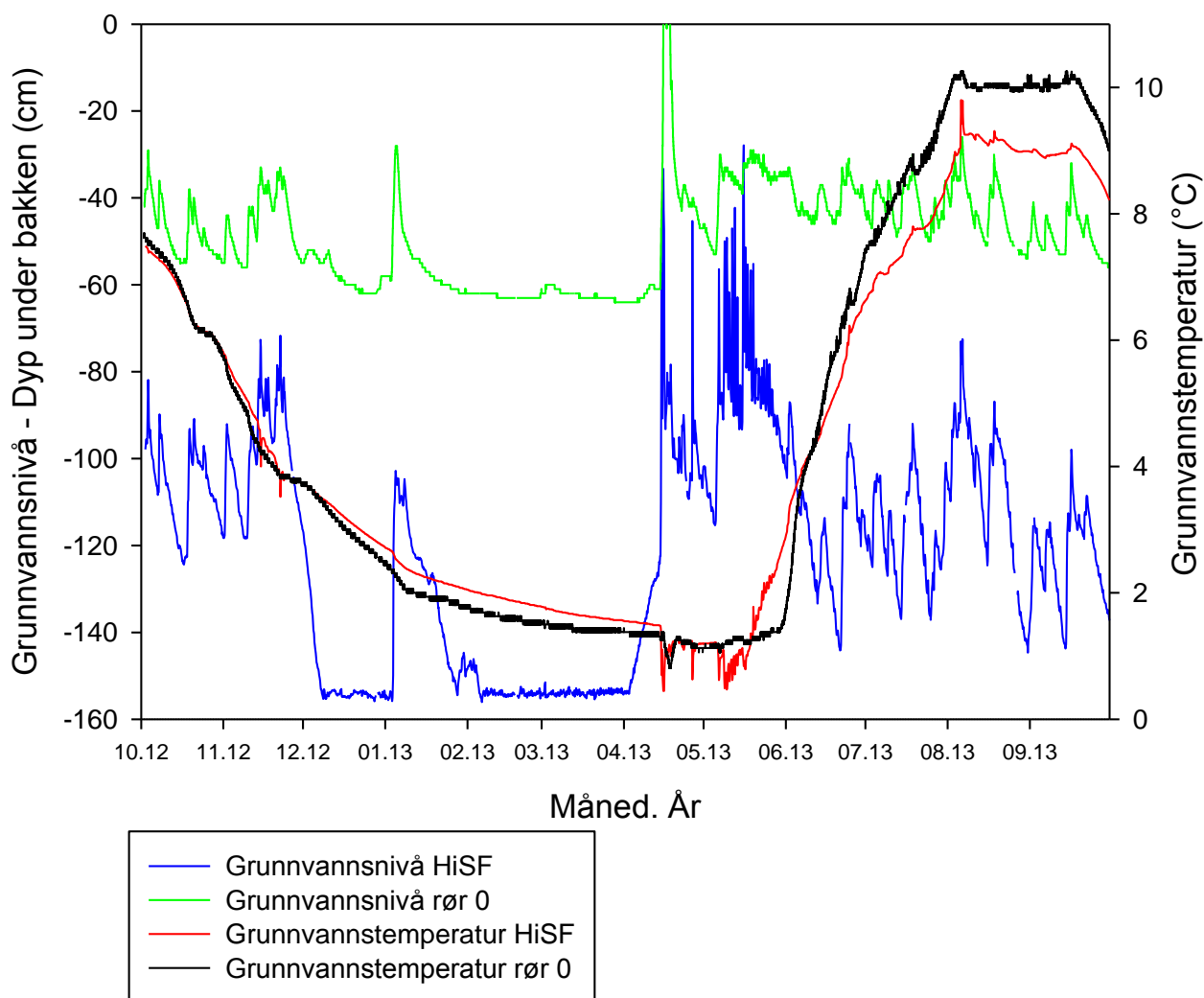
Fra Figur 12 ser man at grunnvannsnivået og grunnvannstemperaturen endres etter årstid. I starten av oktober og frem til vinteren svinger grunnvannsnivået ut ifra hvor mye regn (nedbør) som kommer. Grunnvannstemperaturen synker jevnt, dette er naturlig siden lufttemperaturen blir kaldere.

Fra månedsskiftet november - desember og frem til starten av april er grunnvannsnivået stabilt lavt bortsett fra en periode i januar. Grunnvannsnivået holder seg lavt siden nedbøren kommer som snø og ikke infiltrerer bakken. I starten av januar øker grunnvannsnivået pga. en periode med mildvær. Det er registrert 6 °C den 04. januar 2013 ved klimastasjonen.

I månedsskiftet april - mai stiger grunnvannsnivået på grunn av snøsmelting. Grunnvannet er på denne tiden ved det høyeste nivået som er registrert i løpet av dette året fra 1. oktober 2012 til 30. september 2013. Siden smeltevannet har lavere temperatur enn grunnvannet vil grunnvannstemperaturen synke når smeltevann infiltrerer bakken, derfor svinger grunnvannstemperaturen i perioden fra midten av april til slutten av mai.

Når det ikke er mer snø i fjellet som kan infiltrere bakken som smeltevann så synker grunnvannsnivået, slik som det gjør i slutten av mai. Grunnvannsnivået vil fra da av kun bli påvirket av regn. Grunnvannstemperaturen stiger jevnt fra slutten av mai og frem til slutten av juli. Fra slutten av juli ligger grunnvannstemperaturen stabilt på ca. 10 °C frem til starten av september hvor grunnvannstemperaturen begynner å synke igjen.

## Grunnvannsdata fra 1. oktober 2012 - 30. september 2013



Figur 12: Grunvannsnivået og grunnvannstemperaturen over et helt år. Fra tabell 2 er det kun grunnvannsrøret til HiSF og grunnvannsrør 0 som har data for hele perioden fra 1. oktober 2012 – 30. september 2013. Derfor er ikke flere grunnvannsrør representert.

### 5.4 Skredet 15/16. November 2013

Den 15. november 2013 kom stormen Hilde innover norskekysten med kraftig vind og store nedbørmengder. Enerstvedt og Peters skrev for avisen VG (Enerstvedt & Peters, 2013) at flere veier ble stengt i Sogn og Fjordane på grunn av ras eller fare for ras som følge av voldsomme nedbørmengder. Finans Norge rapporterte om naturskader for opp mot 300 millioner kroner (Finans Norge, 2013). En sauebonde i Nordfjord fikk store deler av beite sitt rasert av et jordskred (Guddal & Johansen, 2013). Totalt så ble det registrert 32 jordskred, 11 den 15. og 21 den 16. november, hovedsakelig nord for Nordfjord. (NVE; met.no; Kartverket).

Vidar Leirdal kom kjørende inn mot Anestølen fra Selseng morgenen den 16. november 2013, da var veien sperret av et jordskred. Bildet 5 og 6 forteller oss at det var store vannmengder i skredmaterialet morgenen den 16. november, samtidig ser vi at det er snø inne i avsetningene. Ut ifra denne informasjonen så antar vi at jordskredet ved Anestølen har blitt utløst en gang fra kvelden 15. november og tidlig på morgenen den 16. november 2013.



**Bilde 5: Jordskredet sperrer veien inn til Anestølen. Bildet er tatt lørdag morgen den 16. november 2013. Selv om det har regnet kraftig og vært høye lufttemperaturer så er det fortsatt snø og is i veibanen. Fotograf: Vidar Leirdal**



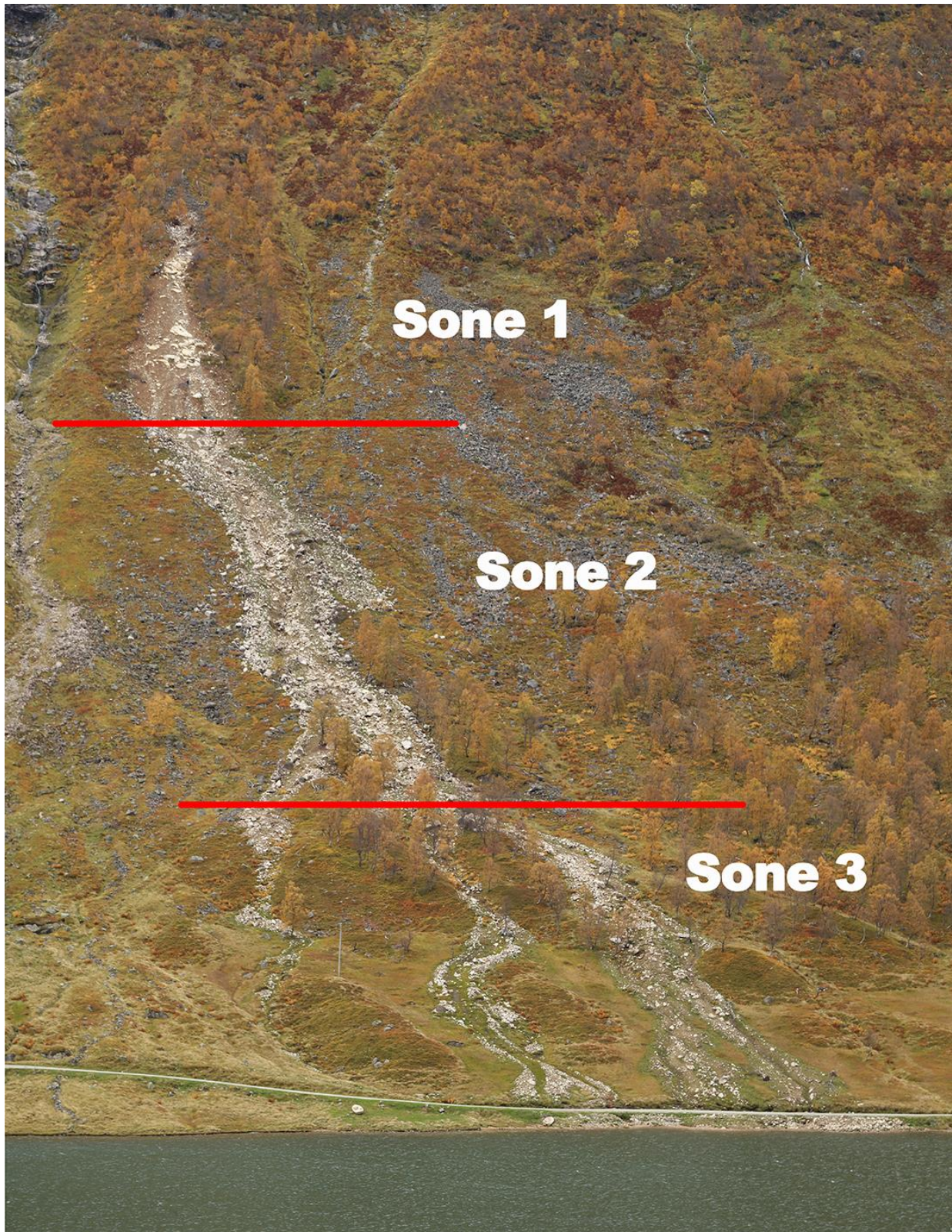


Bilde 6: Jordskredet har kommet ned fra skråningen øst for Anestølsvatnet (Figur 1). Vanninnholdet i skredmaterialet er stort. Legg merke til at det fortsatt er snø på bakken og i skredmassene. Bildet er tatt morgenen den 16. november 2013. Fotograf: Vidar Leirdal.

Jordskredet strekker seg fra 720 m o.h. og helt ned til Anestølsvatnet på 441 m o.h. slik at skredet hadde et vertikalt fall på ca. 279 m (Figur 13).

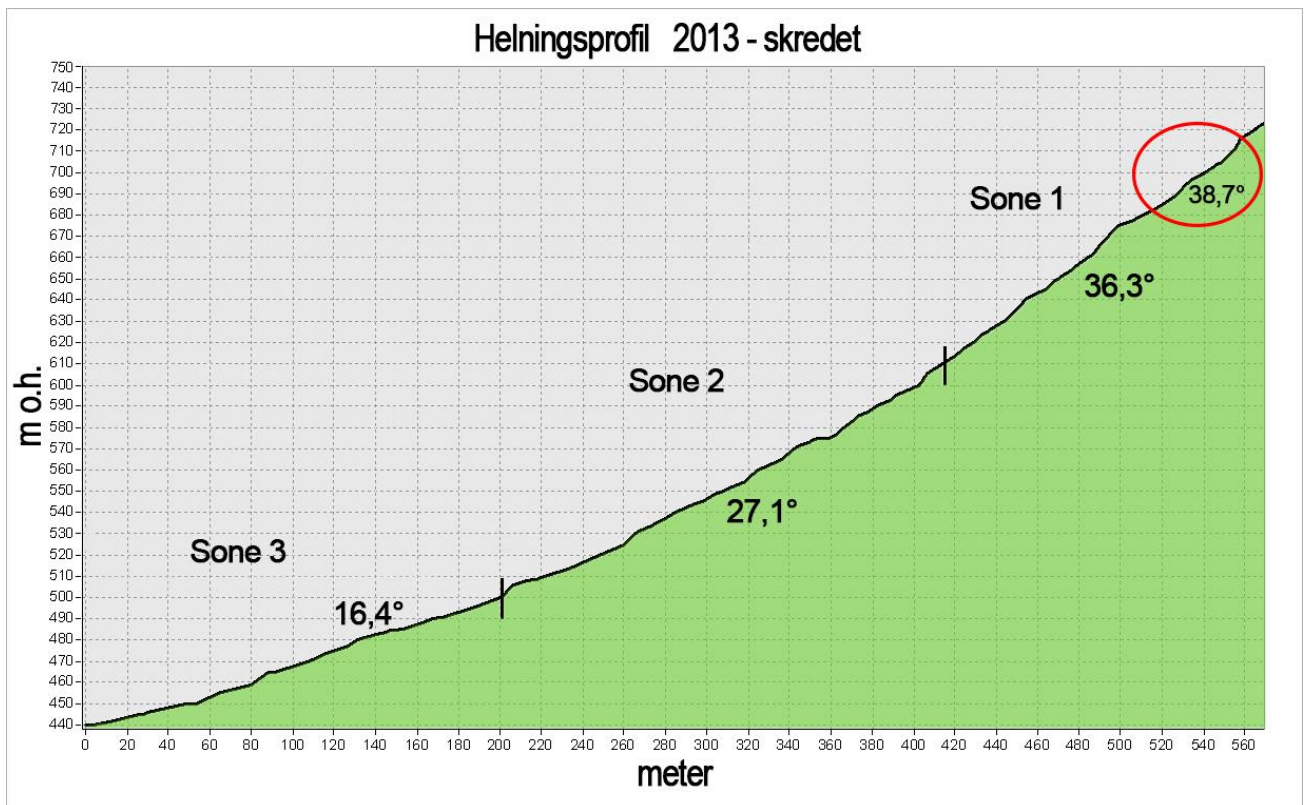


### 5.4.1 Beskrivelse av skredet



Bilde 7. Fotografiet er tatt i november 2014, ett år etter at jordskredet ble utløst. Jordskredet er inndelt i 3 soner. Legg merke til at det startet på en rygg. Fotograf: Kevin Saurin





Figur 13. Gradienten i de forskjellige delene av skredløpet. Rød ring markerer gradienten i utløsningsområdet.

Sone 1 omhandler den øverste delen av skredområdet - utløsningsområdet. Sone 1 strekker seg fra 720 m o.h. til 610 m o.h. med en horisontal avstand på 150 m og en gjennomsnittlig gradient på 36,3° (Figur 13). Vi tror at skredet startet å gli ut fra 710 m o.h. til 690 m o.h., her er gradienten 38,7° (Figur 13). Etter at skredet hadde blitt utløst så fulgte massene som ligger fra 710 m o.h. – 720 m o.h. etter. Utløsningsområdet ligger på en ryggformasjon, noe som er uvanlig for flomskred som vanligvis begynner i et eksisterende elveløp eller gjel (Bilde 7). Hele området i sone 1 er preget av erosjon i skredbanen hvor det noen plasser er blitt erodert og transportert vekk så mye material at grunnfjellet har blitt eksponert. Som Bilder 8 viser så ligger det noe mindre materiale igjen i skredbanen, dette er mindre blokker som har blitt avsatt etter at vannføringen har avtatt. Det er ikke blitt avsatt noen form for levéer på noen av sidene av skredbanen i dette området. På det bredeste her så er skredbanen 30 m.



Bilde 8: Sone 1. Dette er øverst i skredløpet ved ca. 660 m o.h. her er skredbanen ca. 30 m bred, og vi ser at personen på bildet står på en fjellblotting. Materialet som ligger igjen i skredbanen ligger som små rygger og stiper. Bildet er tatt i november 2014. Fotograf: Kevin Saurin.

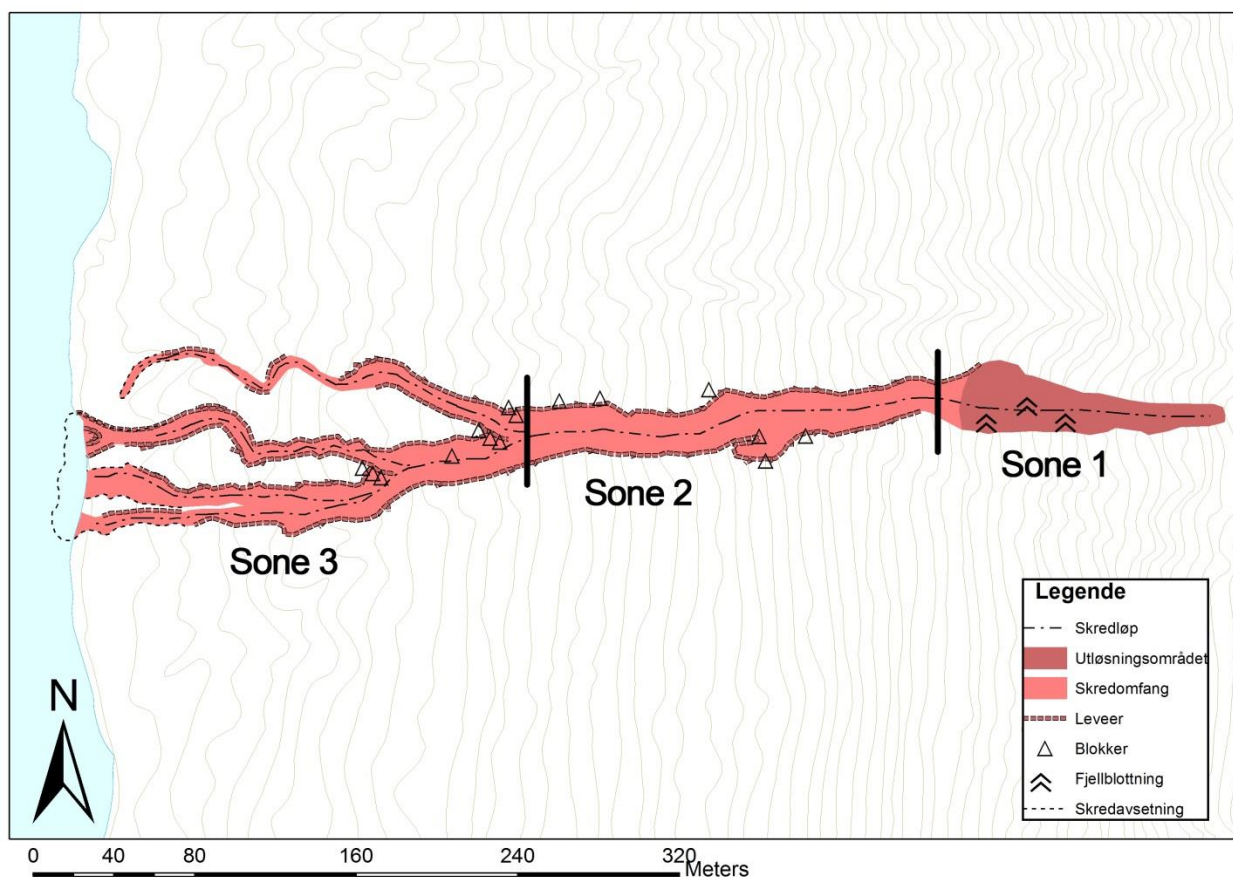
Sone 2 strekker seg fra 610 m o.h. til 415 m o.h. med en horisontal avstand på 215 m. Dette gir en gjennomsnittlig gradient på  $27,1^\circ$  (Figur 13). I sone 2 er det en tydelig erosjonskanal som ligger i midten av skredområdet. På det dypeste estimerer vi at erosjonskanalen er 2 – 3 m dyp, hvor grunnfjellet enkelte steder er synlig (Bilde 9). Det er avsatt to store levéer langs med erosjonskanalen, en på hver side. Materialet som er avsatt i levéene har en oppovergrovning slik at de største blokkene har blitt avsatt øverst i skråningen. Størrelse på materialet i levéene blir finere nedover skråningen. De største blokkene i levéene er opp mot  $8 \text{ m}^3$ . I toppen av sone 2 har en lobe med mange store blokker blitt avsatt på sørsiden av skredet. I nederste del av sone 2 har skredet delt seg i to, hvor mesteparten av materialet har beveget seg mot sør (Figur 14 og Bilde 7).





Bilde 9. Sone 2. Bildet er tatt i øverste delen av sone 2 ved ca. 580 m o.h. Vi ser en dyp erosjonskanal midt i skredløpet, denne er ca. 2 – 3 m dyp. På siden av erosjonskanalen er det avsatt to levéer nedover i skråninger, en på hver side. Bildet er tatt i november 2014. Fotograf: Kevin Saurin





Figur 14: Kart over skredet som ble registrert lørdag morgen den 16. november 2013. I øverste del av skredet er utløsningsområdet med flere fjellblotninger. Nedover i skredet forekommer det levéer på begge sidene av skredbanen. Enkelte plasser er det oppsamling av blokker med en størrelse på opp mot 8 m<sup>3</sup>.

Sone 3 er den nederste delen av skredområdet og omfatter endelobene. Sone 3 strekker seg fra 500 m o.h. til 441 m o.h. med en gjennomsnittlig gradient på 16,4°. I den nederste delen av skredet flater terrenget ut og skredet deler seg til totalt fire forgreininger. Levéene som ble dannet i sone 2 fortsetter i sone 3. Materialstørrelsen blir mindre nedover i skråningen, både i levéene og i skredbanen, dette er typisk for massestrømmer. På Bilde 10 ser man at det er finkornete sedimenter igjen i skredet og at det er blitt dannet en viftet som går ut i Anestølsvatnet.





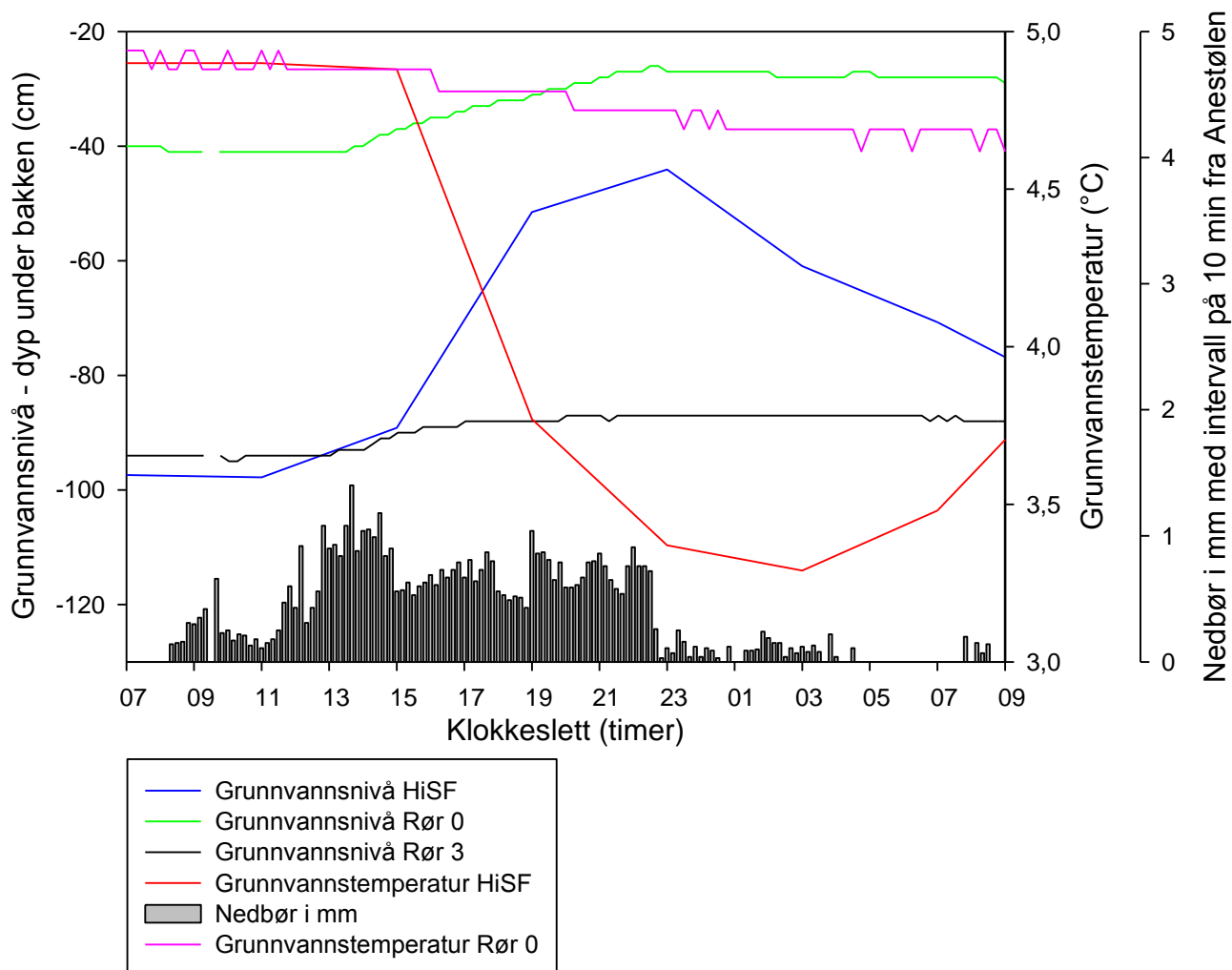
Bilde 10: To dager etter at jordskredet ble utløst har det bygd seg ut et delta i Anestølsvatnet. Materialinnholdet er fint, med et stort innhold av leire. Bildet er tatt på formiddagen den 18. november 2013. Fotograf: Stein Bondevik

#### **5.4.2 Nedbørsintensitet, grunnvannsnivå og grunnvannstemperatur under skredet**

Når vi tolker Figur 15 er det viktig å ha i bakhodet at grunnvannsrøret til HiSF tar målinger hver 4. time fra kl. 03.00, noe som tilsvarer seks målinger i døgnet. Akkumulert nedbør blir målt hvert 10. minutt fra kl. 00.00, dette tilsvarer 144 målinger i døgnet. Og grunnvannsrørene til NVE måler hvert 15 minutt fra kl. 00.00, noe som tilsvarer 96 målinger i døgnet.

Den 15. november kl. 8.10 begynte det å regne ved Anestølen. De første 3 timene og 10 minuttene fra kl. 8.10 til kl. 11.20 så regner det relativt lite med et gjennomsnitt på 1,32 mm/t. Fra kl. 11.20 til kl. 22.30 så økte nedbørsintensiteten til et gjennomsnitt på 4,34 mm/t. Men den mest intense nedbørsperioden var fra kl. 12.50 – kl. 14.30 med en nedbørsintensitet på 5,61 mm/t. Totalt så kom det 52,9 mm nedbør fra kl. 08.20 til kl. 22.30 (Figur 15).

## Grunnvannsdata for 15.11.2013 kl. 07.00 - 16.11.2013 kl. 09.00



Figur 15: Data over grunnvannsnivå, grunnvannstemperatur og nedbør for dagen som jordskredet i november 2013 ble utløst. Alle grafene har samme x-akse.

Selv om det begynner å regne kl. 08.20 så tar det mer enn 2 t og 40 min før røret til HiSF responderer, grunnen til dette er at det tar noe tid for vann å migrere fra overflaten til grunnvannsnivået. Fra kl. 11 til kl. 15 så har grunnvannsnivået i røret til HiSF steget med 8,6 cm, dette gir oss informasjon om at en gang mellom kl. 11 og 15 så har nedbøren nådd grunnvannet, men det er ingen endring i temperaturen til grunnvannet. Den største endringen i grunnvannsnivået er fra kl. 15.00 – kl. 19.00 med en økning på 37,66 cm selv om det i denne perioden regner mindre. Fra grunnvannet begynte å stige til det når toppen kl. 23.00 så har grunnvannsnivået steget med 53,7 cm fra -97,77 cm til -44,09 cm.

Grunnvannsnivået i rør 0 begynner å stige fra kl. 13.30, 5 t og 10 min etter at det begynte å regne. Grunnvannsnivået stiger jevnt fra -41 cm kl. 13.30 til det når et maksimum kl. 22.30 med -26 cm. Totalt så stiger grunnvannsnivået med 15 cm i rør 0.

Grunnvannsnivået i rør 3 begynner å stige fra kl. 13.02, 4 t og 42 min etter at det begynte å regne ved Anestølen. Grunnvannsnivået i rør 3 stiger raskest fra kl. 13.02 til kl. 15.47 fra -94 cm til -89 cm, en total økning på bare 5 cm. Grunnvannsnivået i rør 3 stiger med totalt 7 cm fra -94 cm kl. 13.02 til -87 cm kl. 21.32. Grunnvannsnivået holder seg stabilt ved -87 cm frem til kl. 07.32 den 16. november.

Grunnvannstemperaturen i grunnvannsrøret til HiSF nådde sin laveste temperatur kl. 03.00 den 16. november med 3,3 °C, da hadde grunnvannstemperaturen falt med 1,6 °C siden kl. 11.00 den 15. november. I tidsperioden fra kl. 11.00 til kl. 15.00 den 15. november sank grunnvannstemperaturen med 0,02 °C, mens fra kl. 15.00 til kl. 19.00 så sank grunnvannstemperaturen med 1,1 °C.

Grunnvannstemperaturen i rør 0 svinger med  $\pm 0,06$  °C, disse svingningene er støy og ikke reelle verdier. Fra kl. 16.00 den 15. november til kl. 00.15 synker grunnvannstemperaturen fra 4,9 °C til 4,7 °C, en total senkning på 0,2 °C.

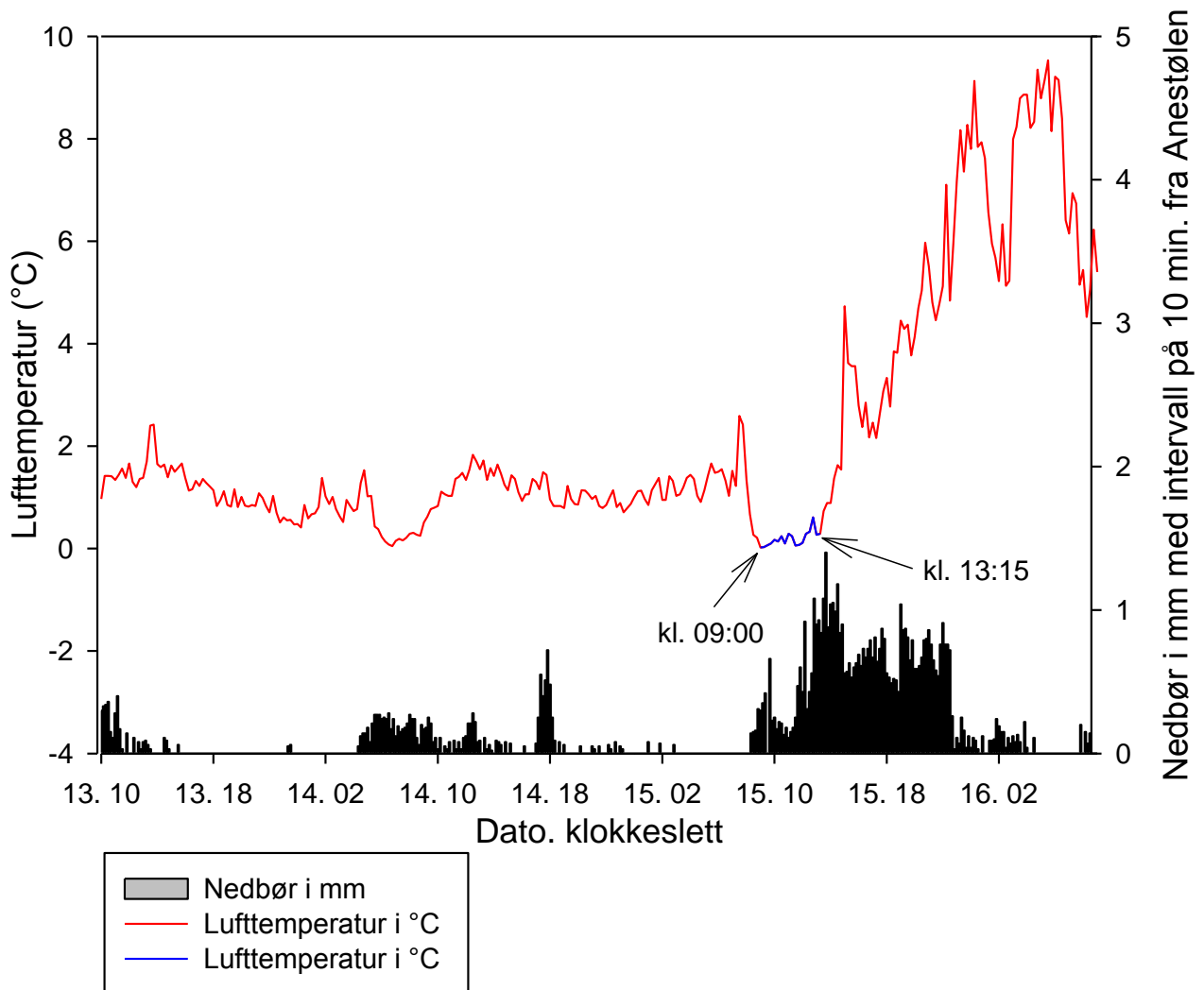
### 5.4.3 Snøsmelting

Data fra snømåleren ved Anestølen ([2002.1] under stasjon [77.24.0] (NVE, B)) viser at snøtykkelsen er på  $9 \text{ cm} \pm 2 \text{ cm}$  f.o.m. 11. november t.o.m. 18. november. Om morgenen den 18. november er det registrert en snøtykkelse på 10 cm, dette stemmer ikke overens med Bilde 10 som tydelig viser at det er snøfritt ved 441 m o.h. (høyden til Anestølsvatnet, klimastasjonen står ca. 5 høydemeter høyere). Vi kan derfor ikke stole på snømåleren når det er små verdier.

Fra kl. 07.30 – 09.00 den 15. november synker lufttemperaturen fra 2,59 °C til 0,02 °C. Lufttemperaturen holdet seg lav frem til kl. 13.15, da stiger lufttemperaturen fra 0,29 °C til 4,73 °C på 1 t og 45 min (Figur 16). I tidsrommet fra kl. 09.00 til 13.15 kommer det 10 mm nedbør som vi tror faller som snø. Bilde 5 som er tatt morgenen den 16. november viser at det fortsatt er snø i veibanen og i skredmassene. Siden det har vært så høye temperaturer som 9,35 °C kl. 04.45 den 16. november tyder det på at det må ha vært mye snø i veibanen og i

skråningen den 15. november før lufttemperaturen steg. Bilde 5 og 6 viser at det er snø i høyden morgenen den 16. november, om noe av den kom den 14. november (Figur 16) eller om alt kom den 15. november vet vi ikke. Nedbøren som kom den 14. november har uansett vært med på å oppbløte bakken.

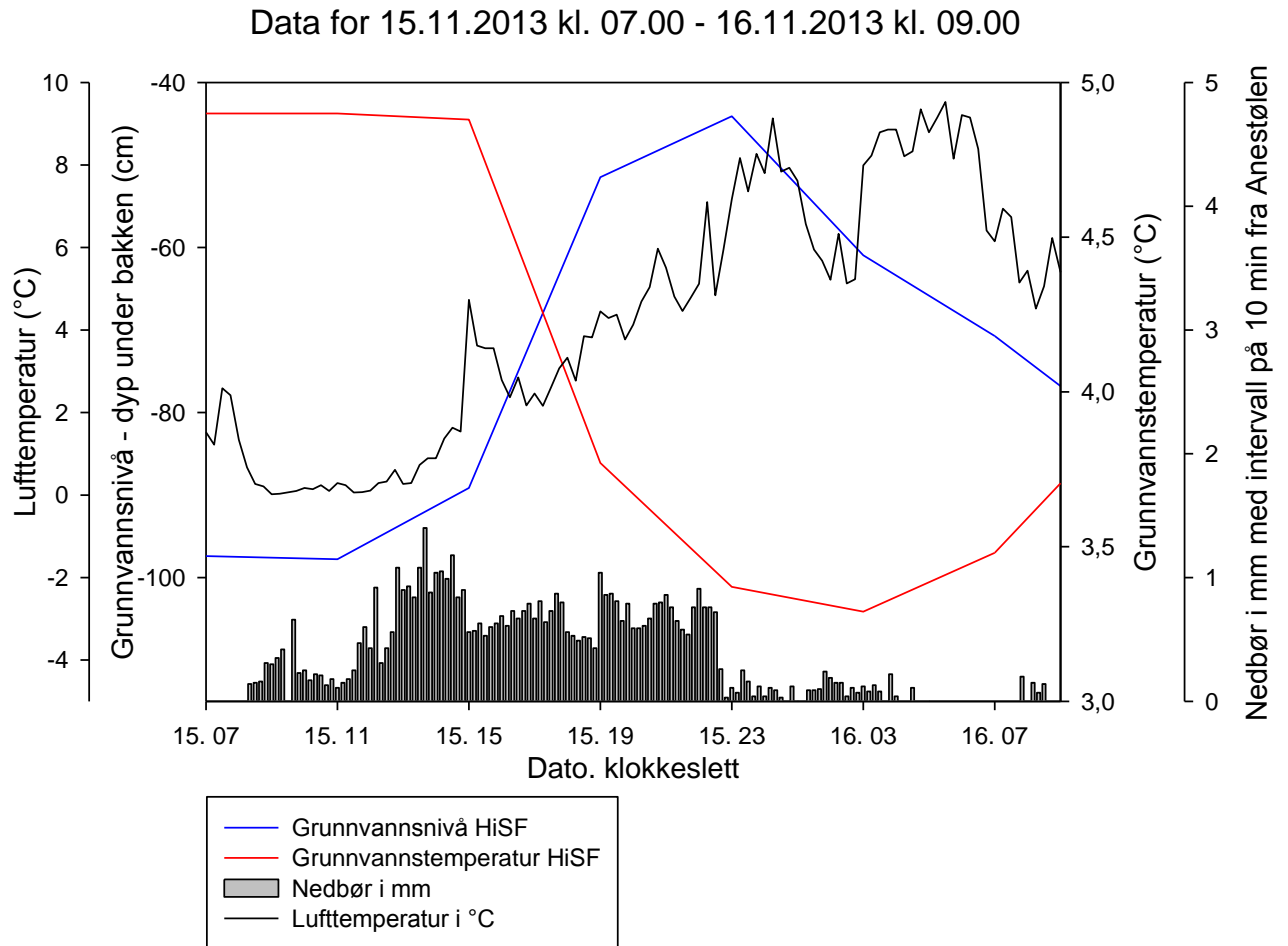
### Lufttemp. og nedbørsdata for 13.11 kl. 10.00 - 16.11.2013 kl. 09.00



Figur 16: Blå linje indikerer at lufttemperaturen er lav, derfor tror vi at nedbøren har kommet som snø. Innenfor perioden fra kl. 09.00 – kl. 13.15 så kom det 10 mm nedbør i nedbørsbøtten.

Når lufttemperaturen begynte å stige fra kl. 13.15 den 15. november så smelter snøen raskt. Smeltevann holder en temperatur rett over 0 °C. Når smeltevann infiltrerer grunnvannet så vil grunnvannstemperaturen synke raskt. Dette ser vi skjer i grunnvannstemperaturen i rør-HiSF (Figur 17). Når grunnvannsnivået begynner å stige i rør-HiSF fra kl. 11 så synker grunnvannstemperaturen lite. Etersom grunnvannstemperaturen synker lite fra kl. 11 – kl. 15

så tyder dette på at vann som infiltrerer grunnvannet hovedsakelig er nedbør. Fra kl. 15 synker grunnvannstemperaturen raskt, dette tyder på at vann som nå infiltrerer bakken består i mye større grad av smeltevann. Kombinasjonen av smeltevann og regn (nedbør) førte til at grunnvannsnivået og derfor poretrykket økte.



Figur 17: Grunnvannsnivået stiger og grunnvannsnivået synker når lufttemperaturen øker.



## 6.0 Diskusjon

### 6.1 Hvorfor eksisterer det så lite pålitelig data fra nedbørsmåleren ved Anestølen?

Fra punkt 5.1 kom det frem at nedbørsmåleren ved Anestølen har en driftstid på 186 av 1222 dager (15,22 %). I Figur 6 kan det tyde på at nedbørsbøtten kun har blitt tømt tre ganger siden 22. september 2011. Dette ser vi ved at grafen faller vertikalt fra ca. 800 mm til ca. 100 mm før periode 1, periode 3 og periode 4. Etter at nedbørsbøtten har blitt tømt stiger verdiene i bøtten jevnt til det når 800 mm, da slutter nedbørsmåleren å levere pålitelige data. Vi tror derfor at hovedgrunnen til at driftstiden har vært så lav hovedsakelig er på grunn av dårlige rutiner i forhold til å tømme nedbørsbøtten.

### 6.2 Viktige faktorer for utløsning av skredet 15/16 november 2013.

Ettersom skredhendelsen faller innenfor Blikra m. fl. (Blikra, Hole, & Rye, 1989) sin klassifisering av en grov massestrøm så kan vi dra det videre til hvordan skredet ble utløst. Med tanke på at det kom 52,9 mm nedbør fra kl. 08.20 - 22.30 den 15. november er det naturlig å tenke at skredet har blitt utløst av store nedbørsmengder over en kortere periode som stemmer med tidligere studier (Crosta G. , 1998; Iverson, 2000; Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002). I tillegg lå det snø på bakken som gjør at grunnvannet steg ytterligere pga. smeltevann. Når det kommer vann pga. snøsmelting og nedbør blir sikkerhetsfaktoren redusert på to måter (1) nedbør og smeltevann infiltrerer bakken slik at grunnvannsnivået øker, når grunnvannsnivået øker så øker poretrykket over glideplanet, dette resulterer til at skjærstyrken blir redusert. (2) når bakken blir oppbløtt med vann så øker tettheten til bakken, slik at skjærstresset øker.

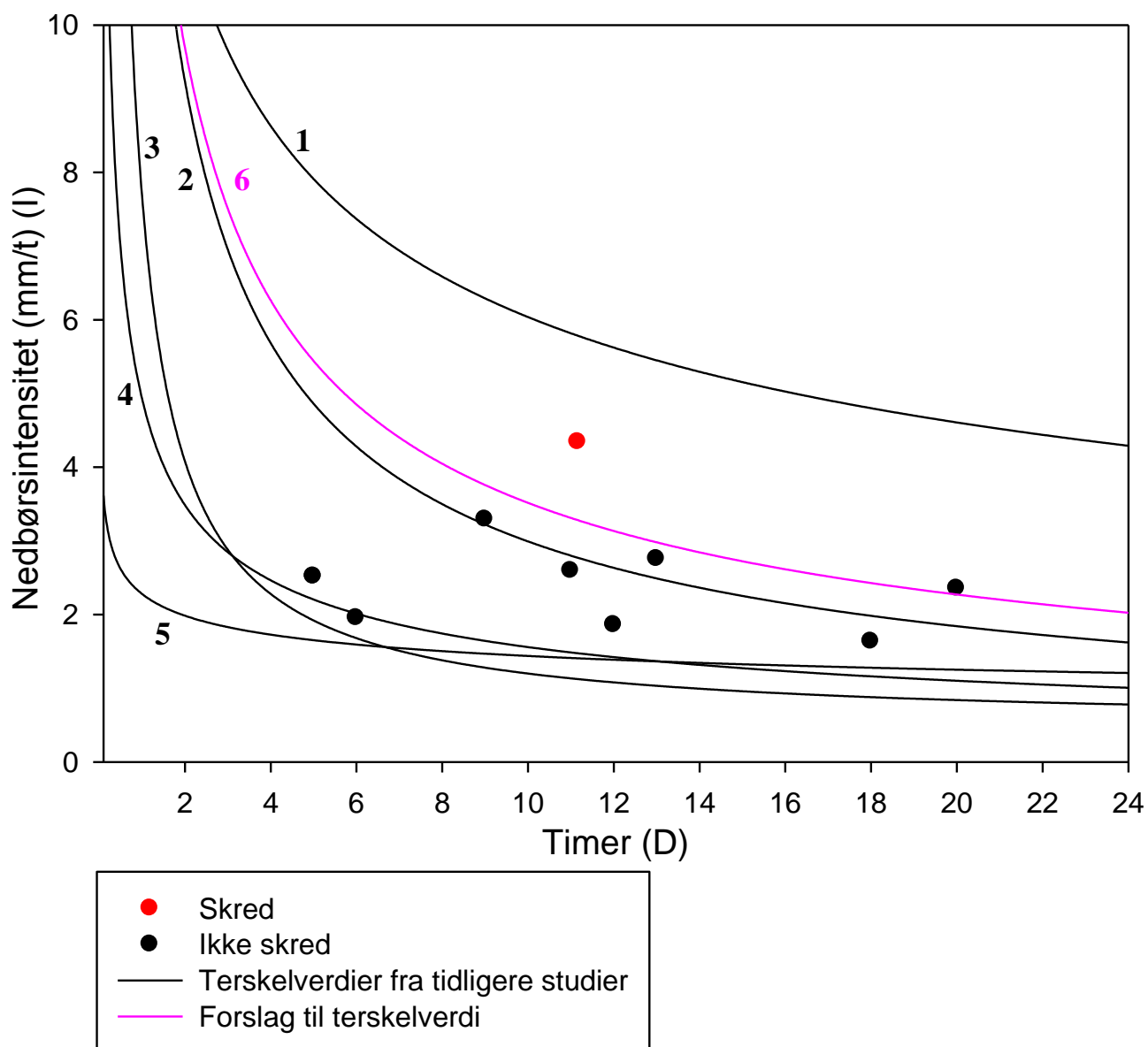
Utløsning av skred forårsakes ikke av mengden nedbør, men av mengden vann som infiltrerer bakken (Caine, 1980; Reichenbach, Cardinali, De Vita, & Guzzetti, 1998). Når det ligger snø som infiltrerer bakken som smeltevann i tillegg til regnvann fører det til at bakken blir mer oppbløtt og vannmettet. Om det går skred eller ikke er avhengig av hvor vannmettet bakken er (Moreiras, Lisboa, & Mastrantonio, 2012) og når bakken inneholder mye vann øker sannsynligheten for en skredhendelse (Mortrasio & Valentino, 2007; Pánek, Brázdil, Klimes, Smolkova, Hradecký, & Zahradnicek, 2011). Derfor kan lav nedbørsintensitet være nok til å trigge en skredhendelse (Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002) forutsatt av at bakken er vannmettet nok, som snøsmelting kan være med å bidra til. Selv om det er vann til stede behøver ikke det i seg selv være nok til å utløse et skred (Iverson, 2000). Flere studier har

kommet frem til at nedbørsintensitet er en svært avgjørende faktor og derfor laget en funksjon for en terskelkurve (Caine, 1980; Innes, 1983; Crosta & Frattini, 2001; Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002; Guzzetti, Peruccacci, Rossi, & Stark, 2007) (Figur 18).

### **6.3 Terskelverdi**

Det som er viktig å forstå med en terskelverdi er at det er minste verdi for om skred skal kunne løse ut. Selv om terskelverdien blir oversteget er det ikke dermed sagt at et skred blir utløst (Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002). En terskelverdi varierer fra område til område på grunn av ulik gjennomsnittlig nedbør (Govi & Sorzana, 1980), materialinnhold og gradient i skråningen. Terskelverdier kan derfor ikke direkte overføres fra ett område til ett annet område. Av ni nedbørsintensiteter vi har sett på er åtte for dager hvor det ikke har blitt utløst skred og en hvor det har blitt utløst skred (Figur 18 og Tabell 12).

## Terskelverdier og nedbørsintensiteter ved Anestølen



Figur 18: Kurvene representerer terskelverdier fra tidligere studier (Tabell 1). Alle prikkene er hentet fra nedbørsintensiteter fra Anestølen. Kurvene representerer terskelkurver ut fra funksjoner som er utarbeidet i tidligere studier. Kurvene er fra følgende studier: (1) Caine (Caine, 1980). (2) Marchi m. fl. (Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002). (3) Crosta og Frattini (Crosta & Frattini, 2001). (4) Innes (Innes, 1983). (5) Guzzetti m. fl. (Guzzetti, Peruccacci, Rossi, & Stark, 2007). (6) Terskelkurven vi har foreslått for Anestølen ( $I = 15 D^{-0,63}$ )

Tabell 12: Alle data om nedbør er hentet fra klimastasjonen ved Anestølen for de periodene hvor vi har pålitelige data (Tabell 2 og 4). Vi har kun sett på de dagene hvor det er blitt registrert mer enn 30 mm nedbør på 24 timer, og regnet ut den mest intense nedbørsperioden. Varigheten på nedbøren er målt i timer (D).

Dag	Timer (D)	Nedbør (mm)	Nedbørsintensitet (mm/t, I)
4.10.2011	13	35,78	2,75
6/7.10.2011	6	11,71	1,95
10.10.2011	5	12,58	2,52
23/24.11.2011	11	28,52	2,59
26/27.11.2011	20	47,04	2,352
9/10.11.2012	12	22,33	1,86
14.4.2013	9	29,64	3,29
15.11.2013	11,17	48,5	4,34
4/5.12.2013	18	29,41	1,63

Fra Figur 18 og Tabell 12 ser vi at nedbørsintensiteten den 15. november 2013 skiller seg ut ved at den ligger høyest på y-aksen, og godt over kurve 2. Samtlige nedbørsintensiteter ligger under terskelkurven til Caine (Caine, 1980) (kurve 1, Figur 18). Dersom terskelverdien til Caine hadde blitt brukt til å varsle jordskred ved Anestølen så ville ikke jordskredet i november 2013 blitt varslet. Crozier (Crozier, 1997) påpeker at datasettet til Caine mangler informasjon om nedbørsintensiteter som ikke har resultert i skred.

Alle nedbørsintensitene ligger over terskelkurven til Guzzetti m. fl. (Guzzetti, Peruccacci, Rossi, & Stark, 2007) (kurve 5, Figur 18) og Crosta og Frattini (Crosta & Frattini, 2001) (kurve 3, Figur 18), dersom disse terskelverdiene hadde blitt brukt ved Anestølen ville det blitt sendt ut ni jordskredvarsler, hvor det kun hadde gått skred under et varsel. Utsending av åtte jordskredvarsler når det ikke går skred kan skape mistillit til fremtidig skredvarsel.

Kun en nedbørsintensitet ligger under terskelkurven til Innes (Innes, 1983) (kurve 4, Figur 18), mens resten av nedbørsintensitetene ligger over. Den mest representative terskelverdien er terskelkurven til Marchi m. fl. (Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002) (kurve 2, Figur 18). Her ligger fire nedbørsintensiteter over terskelkurven, hvorav en nedbørsintensitet resulterte i skred. Terskelkurven til Marchi m. fl. (Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002) har stor troverdighet ettersom den inneholder nedbørsintensiteter hvor det både har løsnet og ikke løsnet skred.



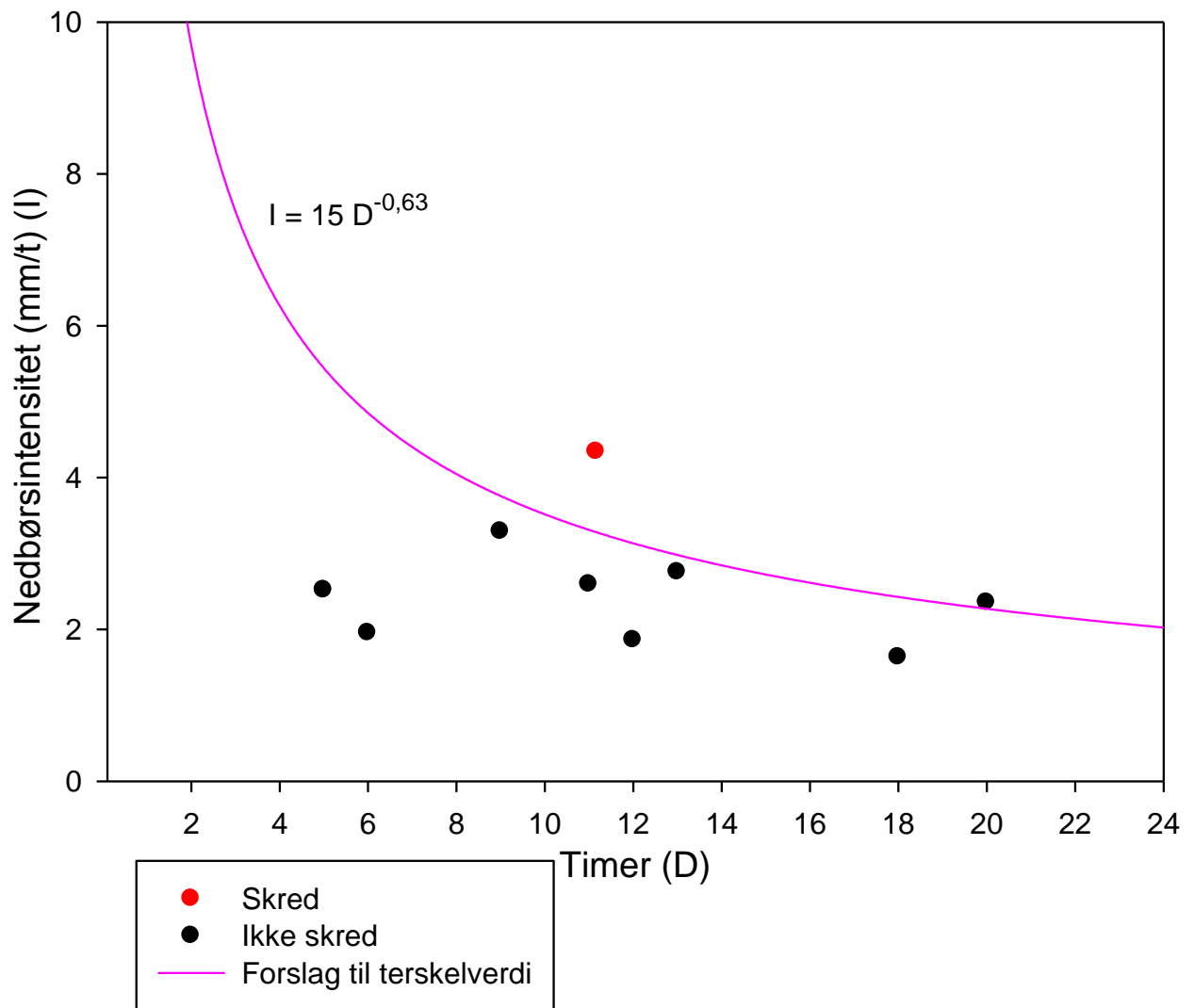
En studie gjort av Jakob m. fl. (Jakob, Holm, Lange, & Schwab, 2006) fra nordkysten i BC – Canada kom frem til tre kategorier for utglidningsfare, liten, moderat og stor. Liten fare for utglidning ved nedbør mindre enn 50 mm siste 24 timer og under 80 mm siste fire ukene. Moderat utglidningsfare når det er under 80 mm nedbør siste fire ukene, men mer enn 50 mm nedbør siste 24 timene. Stor fare for utglidning ved mer enn 50 mm nedbør siste 24 timer og over 80 mm nedbør siste fire ukene. Ettersom det i perioden rundt skredet kom 52,9 mm nedbør på 14 t og 10 min og 279 mm nedbør de siste fire ukene, er 2013-skredhendelsen i kategorien stor fare for utglidning hos Jakob m. fl. (Jakob, Holm, Lange, & Schwab, 2006). I tillegg til en gjennomsnittlig nedbørsintensitet på 4,36 mm/t som faller innenfor terskelverdien for en skredhendelse til Weatherly og Jakob (Weatherly & Jakob, 2003) på nedbørsintensitet på 4 mm/t. Begge disse studiene kan relateres til Anestølen pga. likt klima.

### 6.3.1 Forslag til terskelverdi

Når man sender ut skredvarsel bør sannsynligheten for skred være stor, samtidig burde det ikke gå skred uten at det er sendt ut skredvarsel. Dette kan føre til materielle- og personskader, samt skape mistillit til skredvarslingen. En måte å bestemme om det skal sendes ut et skredvarsel eller ikke er å bruke absoluttverdier for nedbørsmengder og nedbørsintensitet som Jakob m. fl. (Jakob, Holm, Lange, & Schwab, 2006) og Weatherly og Jakob (Weatherly & Jakob, 2003) har gjort. En bedre måte er om man har en funksjon som justeres ut i fra lengden på nedbørsperioden og nedbørsintensiteten som (Caine, 1980; Innes, 1983; Guzzetti, Peruccacci, Rossi, & Stark, 2007; Crosta & Frattini, 2001; Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002) har gjort.

Et forslag til når det skal sendes ut varsel for skred er å bruke terskelkurven til Marchi m. fl. (Marchi, Arattano, & Degunatti, 2002), men den kan bli for konservativ for Anestølen og resultere i for ofte utsendte skredvarsler. Derfor har vi oppjustert terskelkurven til Marchi. Denne har vi valgt å bruke som et forslag til NVE for å sende ut et skredvarsel. Formelen vi har kommet frem til er  $I = 15 D^{-0,63}$  (Figur 18 og 19).

## Nedbørsintensiteter og forslag til terskelverdi for Anestølen



Figur 19: Forslag til terskelverdi ved utsending av skredvarsel ved Anestølen. Med denne terskelverdien er det to nedbørsintensiteter som ville resultert i skredvarsel, en hvor det ble utløst skred og en hvor det ikke ble utløst skred.

Når det er meldt store nedbørsmengder og nedbørsintensiteten ligger på eller over vår foreslåtte terskelkurve (Figur 19) bør NVE sende ut et skredvarsel. Det som er kritisk er når det ligger snø på bakken og nedbøren begynner som snø for så å gå over til regn, som var tilfellet ved skredhendelsen 15/16. november 2013. Snøen vil da bli liggende på bakken og når den smelter som følge av temperaturstigning vil dette føre til at smeltevann vil infiltrere bakken i tillegg til nedbør i form av regn. Økningen i grunnvannsnivået vil da være kraftigere enn hvis kun regnvann hadde infiltrert bakken, noe som kan være en utløsende faktor for skred. Resultatet kan være utløsning av jordskred uten at det er sendt ut et skredvarsel.

Utløsning av skred vil ikke nødvendigvis skje under den mest intensive nedbørsintensiteten i en nedbørsperiode på grunn av tidsforskjell mellom største nedbørsintensitet og største poretrykk (Fannin, Jaakkola, Wilkinson, & Hetherington, 2000; Pierson, 1980; Johnson & Sitar, 1990) selv om studien Jaakkola og Fannin (Jaakkola & Fannin, 1999) fra Jamieson Creek, BC - Canada, fant at maksimalverdien i poretrykk nåes samtidig med maksimal nedbørsintensitet, men de konkluderer også med det ikke er sikker på grunn av flere variabler.

I motsetning fant Fannin m. fl. (Fannin, Jaakkola, Wilkinson, & Hetherington, 2000) at poretrykket kan nå sin maksimale verdi tre timer etter maksimale nedbørsintensitet. Derfor bør ikke NVE nedgradere skredfaren før tidligst tre timer etter den mest intense nedbørsintensiteten. Det kan være viktig å ha en løpende vurdering av skredfaren etter at den mest intense nedbørsintensiteten har avtatt. Et godt eksempel er skredhendelsen 15/16 november 2013. Selv om den mest intense nedbørsintensiteten var i tidsrommet fra 12.50 – 14.30 på 5,61 mm/t, så var nedbørsintensiteten fortsatt høy med 4,34 mm/t frem til 22.40. Dersom NVE hadde sendt ut et skredvarsel den 15. november 2013 så burde ikke skredfaren blitt nedgradert før tidligst kl. 01.40 den 16. november, som er tre timer etter at nedbørsintensiteten på 4,34 mm/t avtok.

#### **6.4 Forskjellig amplitude i grunnvannsnivået.**

Alle grunnvannsrørene har forskjellig amplitude på svingningene. Et godt eksempel er data fra skredhendelsen 15/16. november 2013 (Figur 15). Her steg grunnvannsnivået i rør-HiSF med 53,7 cm, 15 cm i rør 0 og 7 cm i rør 3. At grunnvannsnivået i rør-HiSF stiger 38,7 cm mer enn rør 0 og 46,7 cm mer enn rør 3 er merkelig. I tillegg kom det 52,9 mm nedbør på 14 timer, da bør grunnvannsnivået stige med mer enn 7 cm og 15 cm.

Et annet godt eksempel er for 24. september til 27. september 2014 (Tabell 8, 9 og 10, Figur 9). I dagene før den 24. september er det registrert 9 mm nedbør totalt for de siste 11 dagene. Vanninnholdet i bakken er derfor ikke høyt slik at grunnvannsnivået burde stige ved nedbør.

Grunnvannsnivået i rør 0, 1 og 2 stiger like mye eller mer når det kommer 9 mm nedbør enn når det kommer 48,5 mm nedbør dagen etterpå. Dette er ikke logisk. En årsak kan være at bakken er veldig vannmettet før det kommer 48,5 mm nedbør. Hvis bakken er vannmettet når det kommer 48,5 mm nedbør blir grunnvannsnivået påvirket i svært liten grad. Dersom grunnvannsrør 0, 1 og 2 står i materiale som holder på vann, som for eksempel en myr, vil

dette føre til at grunnvannsnivået holder seg stabilt høyt lenge etter at det har sluttet å regne. Enkelte myrtyper kan være betydelige vannregulatorer og bære ca. 20 ganger sin egen vekt i vann (Nasjonal digital læringsarena).

For å få en forståelse av hvorfor amplituden i de forskjellige grunnvannsrørene er så forskjellig så bør det bli tatt en prøve av bakken ved grunnvannsrørene for å avgjøre hva slags type materiale de står i. I forbindelse med boring av grunnvannsrøret til HiSF ble det notert hvilke materiale de boret seg igjennom. Loggen er direkte sitert (Tyssebotn & Velle, 2010, s. 27).

**Tabell 13: Materiale som grunnvannsrøret til HiSF er boret i.**

Tykkelse (cm)	Materiale
60 cm (Topp)	Organisk (gytja)
40 cm	Sand og grus
30 cm	Solid stein
10 cm	Sand og grus
30 cm	Solid stein
60 cm (Bunn)	Fin sand og grus

## 6.5 Hva kan gjøres bedre?

Av utfordringer har vi hatt: 1) Manglende nedbørsdata fra nedbørsmåleren på Anestølen. 2) Manglende data fra grunnvannsrørene.

1. En driftstid på 15,22 % er lite. For å forhindre at fremtidig nedbørsdata går tapt så bør driftstiden økes ved at rutinene endres. Forslag: (1) Nedbørsbøtten tømmes en gang i måneden, f.eks. første mandag i måneden. (2) I tidsperioden Oktober-Mai må det være frostvæske i nedbørsmåleren for å forhindre at den akkumulerte snøen blir liggende som snø i nedbørsbøtten.
2. Øke driftstiden til grunnvannsrørene. Forslag: (1) Instrumentere en ekstra mini-diver i grunnvannsrøret til HiSF. (2) Instrumentere en backup løsning i grunnvannsrør 1, 2 og 3 til NVE, for eksempel en mini-diver i tillegg til måleren som allerede er instrumentert.



## 7.0 Konklusjon

Den 15. november kom det 48,5 mm nedbør over en periode på 11 timer og 10 minutter, tilsvarer en nedbørsintensitet på 4,34 mm/t. I tillegg var det snø i området som smeltet og infiltrerte bakken. Høy nedbørsintensitet og smeltevann førte til at (1) bakken ble kraftig oppbløtt, (2) grunnvannsnivået steg raskt. Kobinasjonen av smeltevann og høy nedbørsintensitet førte til at sikkerhetsfaktoren ble mindre enn 1, slik at skjærstyrken ble mindre enn skjærstresset. Dette førte til at jordskredet ble utløst.

Den enkleste og mest effektive metoden for å varsle jordskred på er ut ifra nedbørsintensitet som kan beregnes ut ifra meldt nedbørsmengde. I og med at terskelverdier ikke kan overføres direkte fra ett område til ett annet område må det utvikles en egen terskelverdi eller funksjon for en terskelkurve for Anestølen. Vi foreslår en terskekurve gitt ved formelen  $I = 15 D^{-0,63}$ , hvor I står for nedbørsintensitet (mm/t) og D står for timer. Når en nedbørsintensitet ligger på eller over terskelkurven burde NVE sende ut et jordskredvarsel. Jordskredfare burde ikke nedgraderes før tidligst tre timer etter at nedbørsintensiteten avtar.

I og med at funksjonen er utarbeidet fraen tidligere studie og ni nedbørsintensiteter vil det være nødvendig med videre datainnsamling av nedbørsmengde og nedbørsintensiteter ved Anestølen for å få en mer presis terskelkurvefor å kunne varsle fare for jordskred i fremtiden.

## 8.0 Vedlegg

Vedlagt ligger en USB minnepinne. På minnepinnen er alle datasettene som har blitt brukt.

## 9.0 Litteraturliste

- Benestad, R. (2013, Oktober 4). Association between trends in daily rainfall percentiles and the global mean temperatur. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: ATMOSPHERES, VOL. 11*, ss. 10,802 - 10,809.
- Blikra, L. H., Hole, P. A., & Rye, N. (1989). Skred i Norge. Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, indre Nordfjord. Thronheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Brynthi, I., Anundsen, K., Aa, A. R., & Sønstegaard, E. (1984). Geologien i Sogndal. I *Sogndal Bygdebok* (ss. 103-105). Sogndal.
- Caine, N. (1980). The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris flow. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography Vol. 62*, ss. 23-27.
- Campbell Scientific, Inc. (2014, August). *CS215 temperature and relative humidity probe. Instruction manual*. Hentet Mai 27, 2015 fra <http://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/cs215.pdf>
- Crosta, G. (1998, August). Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology, vol. 35, Issue 2-3*, ss. 131 - 145.
- Crosta, G. B., & Frattini, P. (2001). Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow. I A. Mugnai, F. Guzzetti, & G. Roth, *Proceedings of the 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms* (ss. 463-487). Siena, Italia.
- Crozier, M. J. (1997). The climate-landslide couple: a Southern Hemisphere perspective. I *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene* (ss. 333-354). Stuttgart: Fischer.
- Enerstvedt, V., & Peters, T. (2013, November 15). *Ekstremvarsel: Stormen "Hilde" treffer land*. Hentet Mai 26, 2015 fra <http://www.vg.no/nyheter/innenriks/vaer-og-uvaer/ekstremvarsel-stormen-hilde-treffer-land/a/10128301/>
- Fannin, R. J., Jaakkola, J., Wilkinson, J. M., & Hetherington, E. D. (2000, Juni). Hydrological response of soils to precipitation of Canation Creek, British Columbia, Canada. *Water Resources Research, vol. 36, no. 6*, ss. 1481-1494.
- Finans Norge. (2013, Desember 13). *Naturskadetallene øker*. Hentet Mai 26, 2015 fra <https://www.fno.no/aktuelt/nyheter/2013/12/skademeldingene-etter-ivar-begynner-a-komme-inn/>
- Fjeldheim, H. L., & Barfod, E. (2013). *Filefjell og Anestølen forskningsstasjon, Evaluering av måledata for snø, sesongen 2011/2012*. Hentet Mai 27, 2015 fra [webby.nve.no/publikasjoner/rapport/2013/rapport2013\\_51.pdf](http://webby.nve.no/publikasjoner/rapport/2013/rapport2013_51.pdf)
- Govi, M., & Sorzana, P. F. (1980). Landslide susceptibility as a function of critical rainfall amount in Piedmont Basin (North-Western Italy). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. 14*, ss. 43-61.

- Guddal, S. K., & Johansen, S. K. (2013, November 18). –*Her er ingenting att til sauene*. Hentet Mai 26, 2015 fra <http://www.nrk.no/sognogfjordane/usikker-pa-vidare-drift-etter-skred-1.11364599>
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., & Stark, C. P. (2007). The rainfall intensity-duration controll of shallow landslides and debris flows: an update, pp.3-12. I *Landslides* (ss. 3-17). Springer-Verlag.
- Hyndman, D., & Hyndman, D. (2014). *Natural Hazards and Disasters, Fourth Edition, International Edition*. Yoland Cossio.
- Innes, J. L. (1983, Desember). Debris flows. *Progress in Physical Geography vol. 7 no.4*, ss. 469-501.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resource Research, Vol 36, No 7*, ss. 1897-1910.
- Jaakkola, J., & Fannin, R. J. (1999). Hydrological response of hillslope soils above a debris-slide headscarp. *Canadian Geotechnical Journal, vol. 36, no. 6*, ss. 1111-1122.
- Jakob, M., Holm, K., Lange, O., & Schwab, J. W. (2006). Hydrometeorological thresholds for landslide initiation and forest operation shutdowns on the north coast of British Columbia. I *Landslides* (ss. 228-238). Springer-Verlag.
- Johnson, K. A., & Sitar, N. (1990). Hydrologic condition leading to debris-flow initiation. *Canadian Geotechnical Journal, vol. 27, issue. 6*, ss. 789-801.
- Kartverket. (u.d.). *Kartverket.no*. Hentet Mai 28, 2015 fra <http://www.norgeskart.no/#14/68313/6829718>
- Marchi, L., Arattano, M., & Degunatti, A. M. (2002). Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology 46*, ss. 1-17.
- Mathismoen, O. (2013, Oktober 24). *Norsk forsker har bevist dramatisk klimaendring*. Hentet Mai 26, 2015 fra <http://www.aftenposten.no/nyheter/iriks/politikk/Norsk-forsker-har-bevist-dramatisk-klimaendring-7348795.html>
- Meteorologisk institutt. (u.d.). *eKlima*. Hentet Mai 28, 2015 fra [http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?\\_pageid=73,39035,73\\_39049&\\_dad=portal&\\_schema=PORTAL](http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL)
- Moreiras, S., Lisboa, M. S., & Mastrantonio, L. (2012, August). The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms Volume 37, Issue 10*, ss. 1106-1119.
- Mortrasio, L., & Valentino, R. (2007). Experimental analysis and modelling of shallow landslides. I *Landslide 4* (ss. 291-296). Springer-Verlag.
- Nasjonal digital læringsarena. (u.d.). *ndla.no*. Hentet Mai 30, 2015 fra <http://ndla.no/nb/node/5293>

- Nemeth, K. (2008). *OTT Pluvio<sup>2</sup>: Weighing Precipitation Gauge and Advances in Precipitation Measurement Technology*. Hentet Mai 29, 2015 fra [http://www.moc.cma.gov.cn/mocdoc/2008/TECH-2008/P2\(18\)\\_Nemeth\\_Germany.pdf](http://www.moc.cma.gov.cn/mocdoc/2008/TECH-2008/P2(18)_Nemeth_Germany.pdf)
- NVE. (2001, Juni 25). *Beskrivelse av formatet EXDAT*. Hentet Mai 28, 2015 fra [http://www.nve.no/Global/Vann%20og%20vassdrag/Hydrologi/Innsending%20av%20hydrologiske%20data/Datautvekslingsformatet\\_EXDAT.pdf](http://www.nve.no/Global/Vann%20og%20vassdrag/Hydrologi/Innsending%20av%20hydrologiske%20data/Datautvekslingsformatet_EXDAT.pdf)
- NVE. (A). *Sildre*. Hentet Januar 10, 2015 fra <http://sildre.nve.no/>
- NVE. (B). *Sildre*. Hentet Mai 29, 2015 fra <http://sildre.nve.no/Search>
- NVE; met.no; Kartverket. (u.d.). *senorge.no*. Hentet Mai 26, 2015 fra <http://www.senorge.no/>
- NVE; Statens Vegvesen; Jernbaneverket; met.no; Kartverket. (u.d.). *xgeo.no*. Hentet Mai 27, 2015 fra <http://www.xgeo.no/index.html?p=klima&app=xgeo>
- Pánek, T., Brázdil, R., Klimes, J., Smolkova, V., Hradecký, J., & Zahradnicek, P. (2011). Rainfall-induced landslide event of May 2010 in the eastern part of the Czech Republic. I *Landslide vol. 8* (ss. 507-516). Springer Verlag.
- Pierson, T. C. (1980). Piezometric response to rainstorms in forested hillslope drainage depressions. *Journal of Hydrology, vol. 19, number. 1*.
- Rapp, A., & Nyberg, R. (1981). Alpine Debris Flows in Northern Scandinavia. Morphology and Dating by Lichenometry. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, ss. 183-196.
- Reichenbach, P., Cardinali, M., De Vita, P., & Guzzetti, F. (1998, August). Regional hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (Central Italy). *Environmental Geology, vol. 35, issue 2-3*, ss. 146-159.
- Ruddiman, W. F. (2014). *Earth's climate. Past and future*. Third edition. Jessica Fiorillo.
- Schlumberger Water Service. (u.d.). *Mini-Diver data sheet*. Hentet Mai 26, 2016 fra [http://www.stevenswater.com/catalog/products/water\\_level\\_sensors/datasheet/minidiverdatasheet.pdf](http://www.stevenswater.com/catalog/products/water_level_sensors/datasheet/minidiverdatasheet.pdf)
- Sivle, A. (2010, Juni 4). "Hvordan beregnes lufttrykket?". Hentet April 19, 2015 fra [http://www.yr.no/artikkel/hvordan-beregnes-lufttrykket\\_-1.7150434](http://www.yr.no/artikkel/hvordan-beregnes-lufttrykket_-1.7150434)
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., et al. (2013). IPCC: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge and New York: Cambridge University Press.
- Svenungsen, B., Pikkarainen, H. H., Solum, H. N., Elster, M., Lytskjold, B., Randen, F., et al. (2012). *Vannet vårt 2011. Hydrologi i Norge*. Hentet Mai 29, 2015 fra [webby.nve.no/publikasjoner/rapport/2012/rapport2012\\_13.pdf](http://webby.nve.no/publikasjoner/rapport/2012/rapport2012_13.pdf)



Tumbusch, M. L. (2003). *Evaluation of OTT PLUVIO Precipitation Gage versus Belfort Universal Precipitation Gage 5-780 for the National Atmospheric Deposition Program*. Carson City, Nevada: U.S. Department of the Interior; U.S. Geological Survey.

Tyssebotn, G. M., & Velle, J. H. (2010). *Poretrykksmålingar i ei skredutsatt dalside*. Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane.

Weatherly, H., & Jakob, M. (2003). A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia. *Geomorphology*, vol.54, issue 3-4, ss. 131-156.