

---

# Stabilitet i hengebreer med henblikk på isskred - eksempel fra Steindalsnosi, Sognefjellet, Vest-Norge

Av  
**Henning Urdahl**



Masteroppgave i Geofag  
Naturgeografi  
Institutt for Geofag Universitetet i Oslo  
Høsten 2005

---

## Forord

Masteroppgaven er del av mastergraden i naturgeografi ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. Oppgaven er valgt i samråd med mine veiledere Professor Jon Ove Methlie Hagen og Professor Bernd Eitzelmüller.

Oppgaven har til hensikt å undersøke stabiliteten i hengebreer med henblikk på isskred. Feltarbeidet er utført i perioden høsten 2003 til våren 2005, og er finansiert av Institutt for Geofag. Skandinavisk Høyfjellsutstyr har levert sikringsutstyr.

Jeg ønsker først og fremst å takke Professor Jon Ove Methlie Hagen og Professor Bernd Eitzelmüller ved Institutt for Geofag, UIO, for gode råd og veiledning underveis.

Videre vil jeg rette en stor takk til alle som har gjort en stor innstats under de forskjellige periodene med feltarbeid. Mye av dette arbeidet har vært anstrengende, tidkrevende og risikofylt. Uten denne hjelpen hadde feltarbeidet vært umulig å gjennomføre. Flere har også bidratt under databehandlingen. En stor takk til: Håvard Juliussen, Knut Inge Orset, Webjørn Finsland, Kristoffer Kleven, Sindre Waagland, Arvid Urdahl, Knut Huru, Arve Svanøy, Joar Slettede og Ariel Svendal.

Jeg vil også takke Kjetil Melvold (NVE), Trond Eiken (UIO) og Eva Solbjørg Flo Heggem (NIJOS) for all hjelp med tekniske spørsmål. Samt Hans Christian Udnæs (NVE), Inger Hanssen-Bauer (DNMI) og Ketil Isaksen (DNMI) for meteorologiske data.

En takk til Skandinavisk Høyfjellsutstyr for levering av isskruer, og til Råmund Munjeld på Sognefjellshytta for god service og fleksibilitet.

Sist men ikke minst vil jeg takke min samboer Elin Huru for god støtte og forståelse underveis i arbeidet, og for gode innspill til oppgaven.



## Sammendrag

Oppgaven omhandler risikoanalyse av hengebreer som kan generere isskred, med eksempel fra Steindalsnosi, Jotunheimen i Vest-Norge. Tre helt sentrale faktorer i analysen er undersøkt. Dette er temperaturregimet i bakken rundt breen, temperaturregimet i breen og helningen på underlaget ved fronten. Metodene som er brukt i undersøkelsene av temperaturregimet i bakken er BTS, MTD og geomorfologi. Temperaturregimet i breen ble undersøkt ved å måle temperaturen i to borehull, samt breens morfologi. Med bakgrunn i tidligere empiriske data er det kommet frem til en kritisk helning på underlaget på ca. 25° for tempererte breer og 45° for polytermale breer (Salzmann, 2004). Helningen på underlaget på breen omtalt i oppgaven ble undersøkt med GPR og tachymetri. Ved fronten av breen er helningen økende fra ca. 25° til ca. 46°. Det antas å være permafrost rundt breen og under den østlige delen av fronten. I den vestlige delen av fronten antas breen å være temperert, mens den østlige delen antas temperaturen å ligge under trykksmeltepunktet. Risikoen for isskred er tilstede fra den vestlige delen av brefronten. På bakgrunn av klimascenario fra RegClim antas situasjonen å forverres hvis breen fortsetter å eksistere ved en klimaoppvarming.





# Innhold

<b>1 Innledning</b>	<b>9</b>
1.1 Bakgrunn	9
1.2 Problemstilling	11
<b>2 Områdebeskrivelse</b>	<b>13</b>
2.1 Lokalisering	13
2.2 Klima	15
2.3 Vegetasjon	17
2.4 Geologi	17
2.5 Geomorfologi	19
<b>3 Bakgrunnsteori</b>	<b>21</b>
3.1 Temperaturforhold i bakkeoverflaten og undergrunnen	21
3.1.1 Varmeledning	21
3.1.2 Permafrost	21
3.2 Glasiologi	25
3.2.1 Hengebreer	25
3.2.2 Mekanikk	26
3.3 Isskred	27
3.3.1 Utløpslengde	29
3.3.2 Faremomenter	31
<b>4 Metoder</b>	<b>33</b>
4.1 BTS	33
4.1.1 Bakgrunnsteori	33
4.1.2 Måling av BTS	34
4.1.3 Feilkilder	35
4.2 Kontinuerlig måling av bakkeoverflate temperaturen	36
4.2.1 Feilkilder	37
4.3 Temperatur i borehull i breen	38
4.3.1 Feilkilder	38
4.4 GPR	39
4.4.1 Bakgrunnsteori	39
4.4.2 Oppmåling	42
4.4.3 Feilkilder	43
4.4.4 Prosessering av data	45
4.5 Måling av breens overflatehastighet	45
4.5.1 Feilkilder	46
4.6 Bruk av meteorologiske data og klimascenarier	46
<b>5 Resultater og analyse</b>	<b>47</b>
5.1 Analyse av BTS-data	47
5.2 Bakkeoverflate temperatur	52
5.3 Temperaturprofil i borehull i breen	55
5.4 GPR Data	56
5.5 Isdeformasjon	59

<b>6 Klimascenarier</b>	<b>60</b>
<b>7 Diskusjon</b>	<b>64</b>
7.1 Temperaturforhold i bakken	64
7.1.1 BTS	64
7.1.2 Miniloggere	67
7.2 Temperaturforhold i breen	68
7.3 Risikoanalyse med henblikk på isskred	71
7.4 Risiko for isskred sett i forhold til en fremtidig klimaendring	73
<b>8 Konklusjon</b>	<b>75</b>
<b>Referanser</b>	<b>76</b>
<b>Appendiks</b>	<b>79</b>

# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn

Isbreer utgjør sjelden noen trussel for mennesker og infrastruktur i Norge. Årsaken til dette er nok at de fleste isbreene og spesielt hengebreene er lokalisert i alpine fjellområder med liten eller ingen bosetning. Andre steder i verden finns bosetninger midt iblant høye fjell omkranset av breer, også hengebreer. Spesielt stort er problemet i Andesfjellene, Kaukasus, New Zealand og Alpene. Hengebreer eksisterer i bratte omgivelser p.g.a. god forankring til underlaget hvor permafrost er en sentral faktor (Salzmann m.fl. 2004). Variasjoner i denne forankringen kan skape ustabile forhold og potensielle katastrofer. Eksempler på slike katastrofer er fra Peru i 1962 og 1970 hvor isskred fra fjellet Nevado Huascaren i Cordillera Blanca, tok livet av henholdsvis 4000 og 18000 mennesker. Sistnevnte skred er estimert til en størrelse på ca.  $50 \cdot 10^6 m^3$  med is, stein og vann (Robinson, 1995). Lignende skred har også funnet sted i Kaukasus. I 2002 gikk det et is/steinskred fra Kazbek massivet og ned på Kolka breen. Skredet var forvandlet til en blanding av gjørme, stein og is da det passerte gjennom deler av landsbyen Karmadon. Skredet stoppet ved en innsnevring i dalen, og skredavsetningen ble anslått til ca.  $80 \cdot 10^6 m^3$ . 140 mennesker omkom (Huggel, m.fl., 2005). Iskred varierer både i størrelse og hyppighet. Alt i fra de ovennevnte katastrofer til mindre skred som anses som naturlig kalving. Drivkraften bak forskning på isskred er den samme som for andre voldsomme naturfenomen, å begrense tap av menneskeliv og materielle skader. Forskningen på hengebreer og denne typen skred har vært svært begrenset nettopp p.g.a. dens meget risikofylte karakter. De naturlige metodene har vært å trekke paralleller fra tilhørende aspekter av glasiologien og geomorfologien. Selve dynamikken i skredene er også blitt studert etter modeller fra snøskred og debrisflows. Utviklingen av fjernanalyse og GIS-verktøyer har vært en katalysator innenfor forskningen på geohazards. Å kunne kartlegge og overvåke store områder med for eksempel satellitt er et uvurderlig hjelpemiddel.

I Norge forekommer det også isskred, men sjelden av større betydning for andre enn de som ferdes i utsatte fjellområder. Det er i hovedsak vestlige fjellområder som er mest utsatt. Feltområdet i oppgaven er konsentrert om Sognefjellet i den nordvestlige delen av Jotunheimen i Sør-Norge. Dette er et alpint fjellområde med stor tetthet av hengebreer. Stabiliteten i en hengebre avhenger av forskjellige faktorer. Temperaturregimet i bakkeoverflaten rundt breen med tanke på permafrost, og temperaturregimet i breen, samt

helningen på underlaget er helt sentrale faktorer (Alean, 1985). Disse faktorene vil også danne utgangspunktet for metodene i oppgaven. En rød tråd i oppgaven vil være å avdekke disse tre faktorene, samt hvordan fremtidige klimaendringer påvirker breen og stabiliteten. Valg av feltområdet er gjort utifra både logistiske og sikkerhetsmessige grunner. Breen er relativt lett tilgjengelig og dette gjør det mulig å benytte forskjellige undersøkelsesmetoder, også de mer utstyrskrevene. Det sikkerhetsmessige aspektet er vurdert ut i fra en fjellklatrers utgangspunkt i forhold til hvilke undersøkelser som er mulig å gjennomføre. Å bevege seg foran og på hengebreer er forbundet med stor risiko, men denne breen ble vurdert til å være relativt trygg.

## 1.2 Problemstilling

I denne oppgaven er målet å kunne analysere risikoen for isskred ut i fra tre parametre. Dette er temperaturen i bakken rundt breen, temperaturen i breen og helningen på underlaget. Det brukes ulike metoder i undersøkelsen av disse parametrene, og resultatene fra undersøkelsene analyseres og brukes i en risikoanalyse for isskred. Videre vil resultatet fra risikoanalysen bli brukt sammen med et modellert klimascenario i en vurdering av stabiliteten i fremtiden.

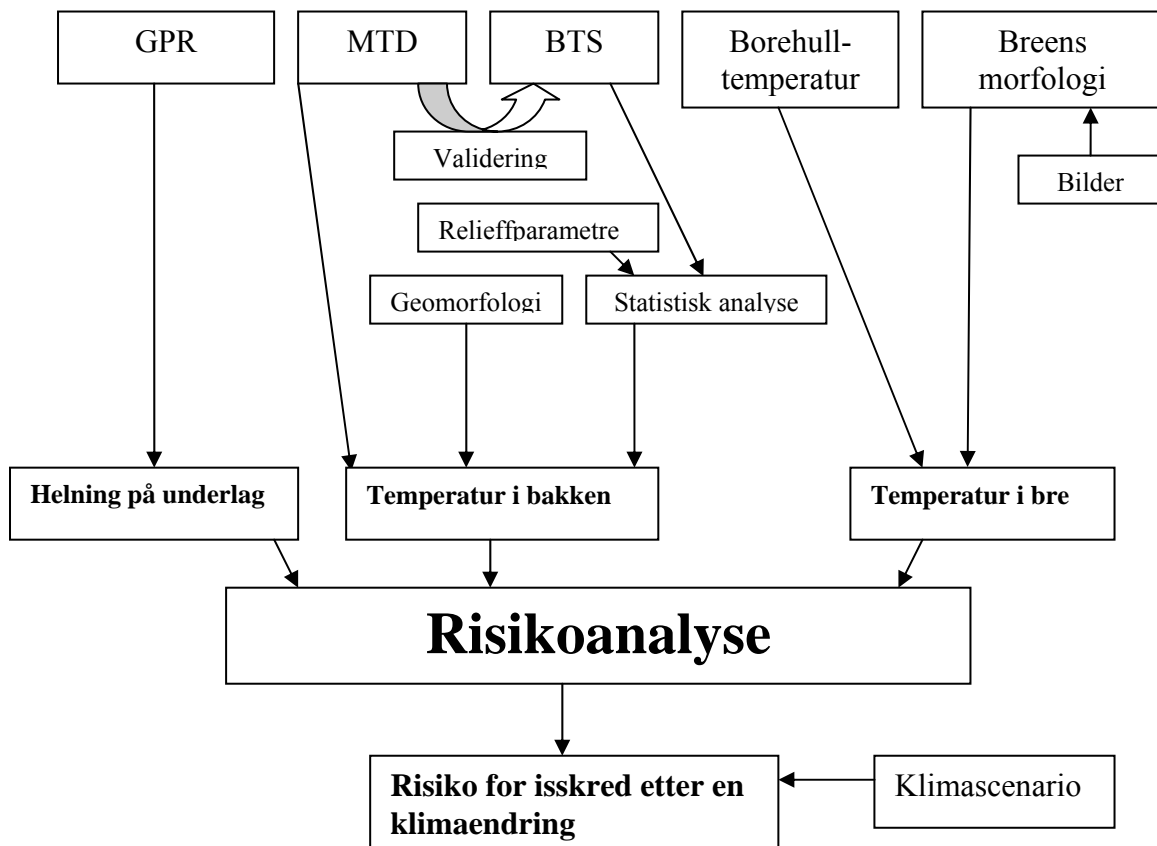
Hvordan er temperaturregimet i bakkeoverflaten omkring Nedre Steindalsbre?

Hvordan er temperaturregimet i Nedre Steindalsbre?

Hvordan er helningen på underlaget til breen?

Gjøre en vurdering av muligheten for isskred i fremtiden på bakgrunn av resultatene i oppgaven og klimamodellering.

### Flytskjema for risikoanalyse med henblikk på isskred

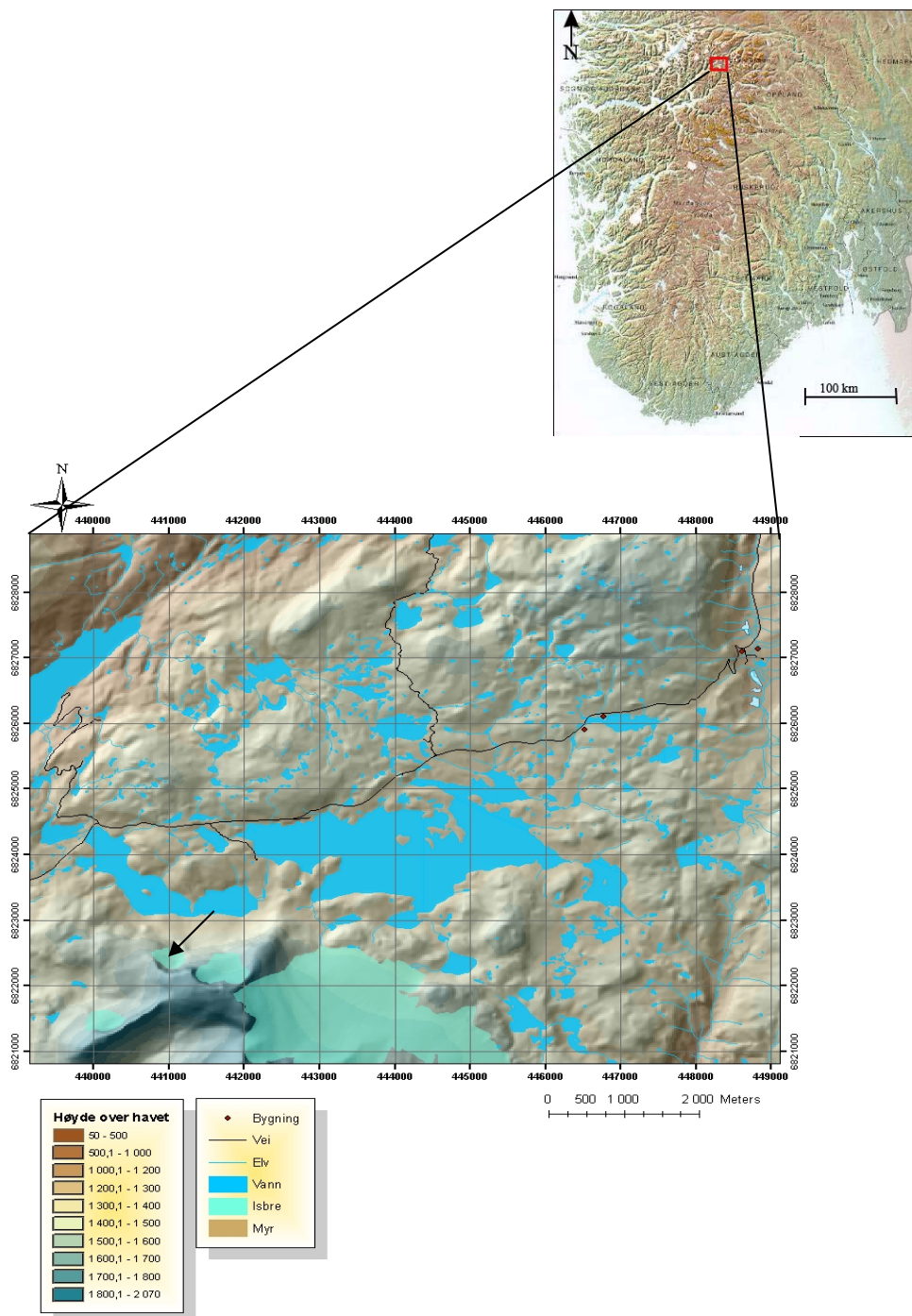


Figur 1.1 Flytskjema som viser metoder som leder frem til et grunnlag for å analysere risikoen for isskred.



## 2 Områdebeskrivelse

### 2.1 Lokalisering



Figur 2.1 Øverste kart viser feltområdet plassering i Sør-Norge. Nederste kart viser Sognefjellet med Fanaråken og Steindalsnosi. Nedre Steindalsbre vises lengst vest på kartet og er markert med pil. Riksvei 55 er vist fra nordøst til vest.



Feltområdet ligger på nordsiden av fjellet Steindalsnosi på Sognefjellet i den nordvestre delen av Jotunheimen i Sør-Norge. UTM 32V 441000 6822500, kartblad 1518 III fra Statens Kartverk M711 serie (fig. 2.1). Området ligger på et høyfjellsplatå som ligger 1300-1600 m.o.h., med innslag av fjelltopper som strekker seg over 2000 m.o.h. Dette området grenser til den mest alpine delen av Jotunheimen, med et stort antall breer. Breen som er senter for feltområdet ligger i Luster kommune i Sogn og Fjordane, mens den østlige delen av feltområdet ligger i Lom kommune i Oppland (bilde 2.3). Den østlige delen av breen ligger inne i en botn, og har en ca 250m høy fjellvegg i bakkant, mens vestdelen ligger mer åpent ut på nordvestryggen av fjellet Steindalsnosi (bilde 2.2). Det er valgt å kalle breen for Nedre Steindalsbre fordi den ikke har noe offisielt navn. Navnet er valgt utifra tilhørende fjellparti, og nedre fordi det ligger en annen bre høyere opp i samme fjellside. I generell omtale vil også kun breen bli brukt. Breen strekker seg fra ca 1450 m.o.h. og opp til ca 1680 m.o.h.



*Bilde 2.2 Nedre Steindalsbre sett fra Riksvei 55 i juli 2004. Bildet er tatt mot sør. Foto: Henning Urdahl*



Bilde 2.3 Store Skagastølstind, Fanaråken, Steindalsnosi og Nedre Steindalsbre sett fra Krosshø i mars 2004.

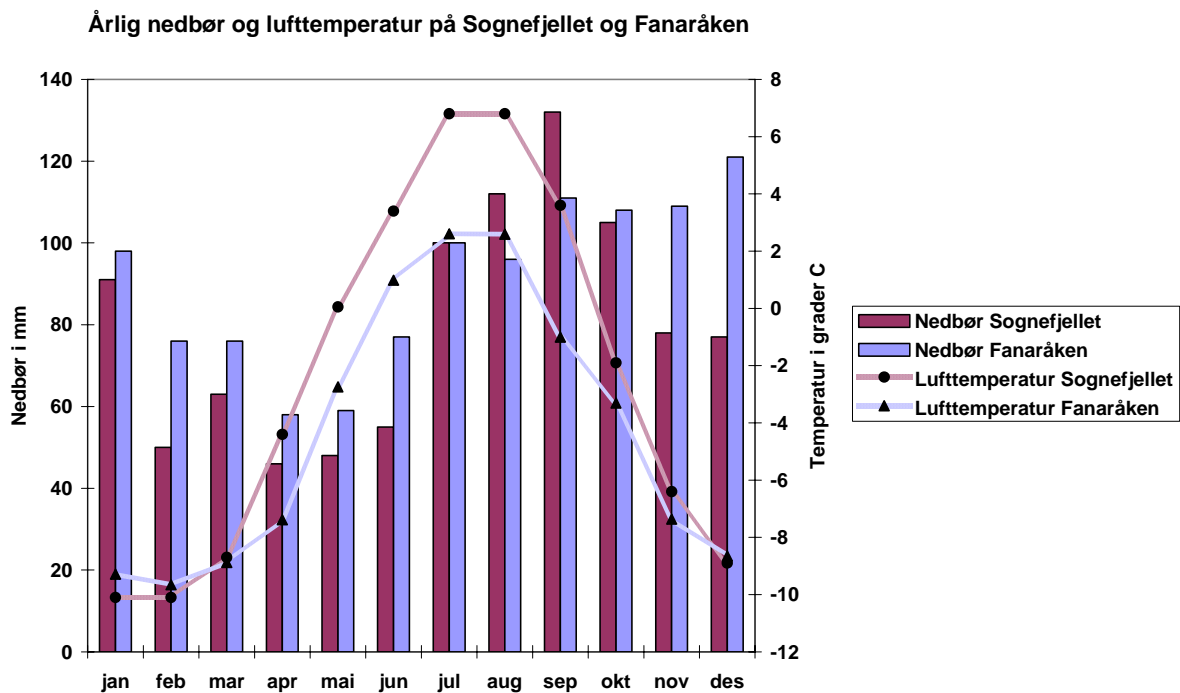
Foto: Henning Urdahl

## 2.2 Klima

På grunnlag av målinger gjort fra 1971 og frem til 2002 er MAAT (Mean Annual Air Temperature)  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$  på Sognefjellet (1400 m.o.h.) (data fra DNMI). På Fanaråken (bilde 2.3) stoppet målingene i 1978 og MAAT er da beregnet fra data i tidsrommet 1961 – 1977, og denne er  $-4,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  (2030 m.o.h.) (data fra DNMI). En lapse rate for Jotunheimen er beregnet med data fra 16 klimastasjoner i Jotunheimen og tilgrensende områder. Basert på disse dataene ble  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  isoterme liggende på 930 m.o.h., og den gjennomsnittlige temperatur lapse rate satt til  $-0,42\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  (Isaksen, m.fl., 2002). Dette er lavere enn den globale lapse rate på  $-0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Denne er ifølge Isaksen, m.fl. (2002), ikke representativ for MAAT i Norge. Den lave lapse rate er blitt forklart med til tider sterk temperatur inversjon om vinteren p.g.a. rolige vindforhold nede i dalene (Isaksen m.fl., 2002). MAAT på Nedre Steindalsbre er beregnet ut i fra lapse rate til  $-2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  1600 m.o.h.

Klimaet er høyfjells klima kraftig påvirket av havet og Sognefjorden i vest. Smørstabtindene, Galdhøpiggenmassivet og Hestbrepiggene avskjermer Sognefjellet og Fanaråken mot nedbør fra øst og nord-øst. Mesteparten av nedbøren kommer dermed fra vest, sørvest og sørøst, og nedbørsmengden er større på vestsiden av fjellene enn østsiden. Dette gjenspeiles i de dominerende vindretningene (fig. 2.5-2.8). Hovedtyngden av nedbør er orografisk og kommer inn med lavtrykk fra Atlanterhavet (Nordli, 2000). Det faller mest nedbør om høsten

(fig. 2.4), dette i motsetning til østlige deler av Jotunheimen hvor mesteparten av nedbøren faller om sommeren, og vestlandsfjellene hvor nedbørmengden er størst om sommeren og vinteren (Nordli, 2000). På Sognefjellet er årsnedbøren ca. 860 mm og Fanaråken ca. 1200 mm (Nordli, 2000). Verdiene er nok nærmere det dobbelte p.g.a. nedbør som blåser vekk fra måleren (Nordli, 2000). I de senere årene har NVE og Meteorologisk Institutt laget et snøkart over Norge som er basert på en modell hvor det interpoleres over de tilgjengelige klimastasjonene. Snøkartet gir nok et mer riktig bilde av virkeligheten, men de faktiske verdiene er også her underestimert (Pers.med. Udnæs, NVE, 2005).



Figur 2.4 Årlig nedbør og lufttemperatur for Sognefjellet og Fanaråken.

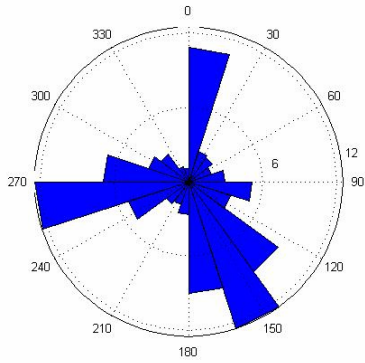


Fig. 2.5 Vindretning høst Sognefjellet i %.

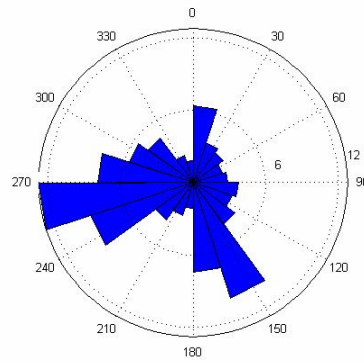


Fig. 2.6 Vindretning vinter Sognefjellet i %.

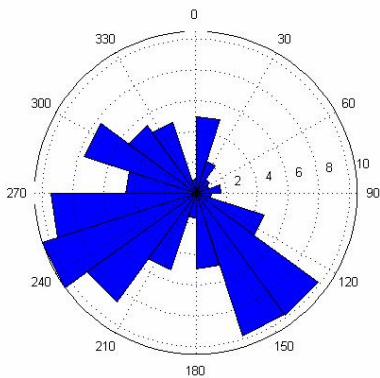


Fig. 2.7 Vindretning høst Fanaråken i %.

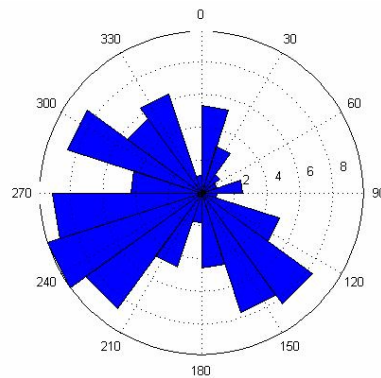


Fig. 2.8 Vindretning vinter Fanaråken i %.

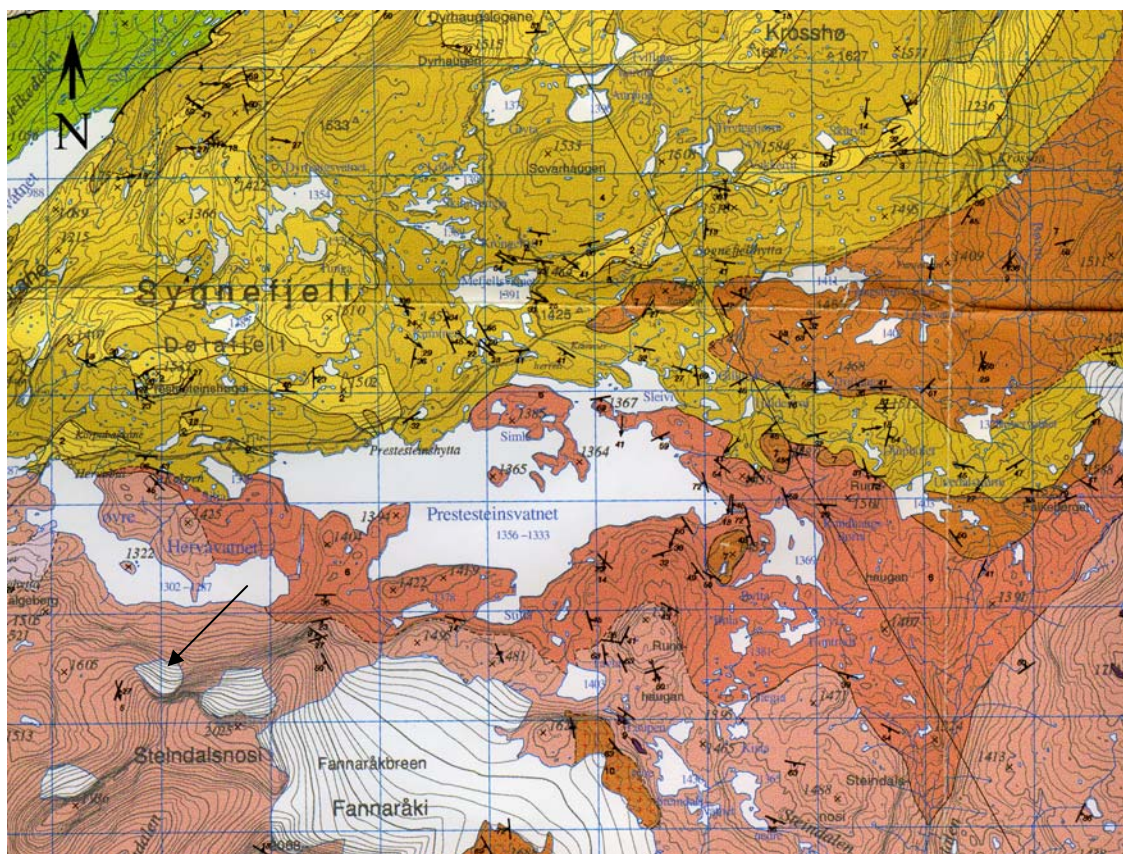
## 2.3 Vegetasjon

Området er en typisk høyfjellsbiotop med vegetasjon bestående av mose og gress i senkninger og små myrer på flatene.

## 2.4 Geologi

Over Sognefjellet veksler berggrunnen mellom jotunbergarter, fyllitt og granitter men mest gneiser fra det nordvestnorske bunngneisområdet (fig. 2.9). Bergartene på Sognefjellet tilhører Jotunheimkomplekset med høygradsomvandlede proterozoiske dypbergarter og middels til lavomvandlede gneiser. Geologien i nærområdet rundt breen består av pyroksengranulitt med sammensetning fra gabbroid til kvartsmangerittisk og granittisk gneis. Ved Sognefjellshytta er det feltspatrik gneis, syenittisk gneis og omvandlet mangeritt som dominerer (Lutro, 2002).





## TEGNFORKLARING

En rute = 1000m

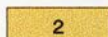
**Overskjøvne bergarter, overskyvning under den kaledonske fjellkjedefoldingen**  
**Jotun-Valdresdekkekompleks, seinproterozoiske til kambrosiluriske avsetningsbergarter og omvandlede proterozoiske dypbergarter**  
**Mellsenngruppa, kambrosiluriske avsetningsbergarter**



1

Kvartsitt, kvarts-skifer og fyllitt i veksling

**Valdresgruppa, seinproterozoiske avsetningsbergarter**



2

Meta-arkose, stedvis med konglomeratlag



3

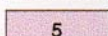
Konglomerat med kvartsboller

**Jotunheimkomplekset, høygradsomvandlede proterozoiske dypbergarter og middels til lavgradsomvandlede gneiser**



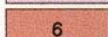
4

Blastomylonittisk gneis av varierende sammensetning, mylonittiske vulkanske bergarter og avsetningsbergarter



5

Granittisk gneis



6

Feltspatisk gneis, syenittisk gneis, omvandlet mangeritt



7

Gabbro, monzonitt og kvartsmonzonitt i veksling



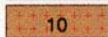
8

Amfibolholdig gneis



9

Ultramafiske bergarter



10

Anortositt



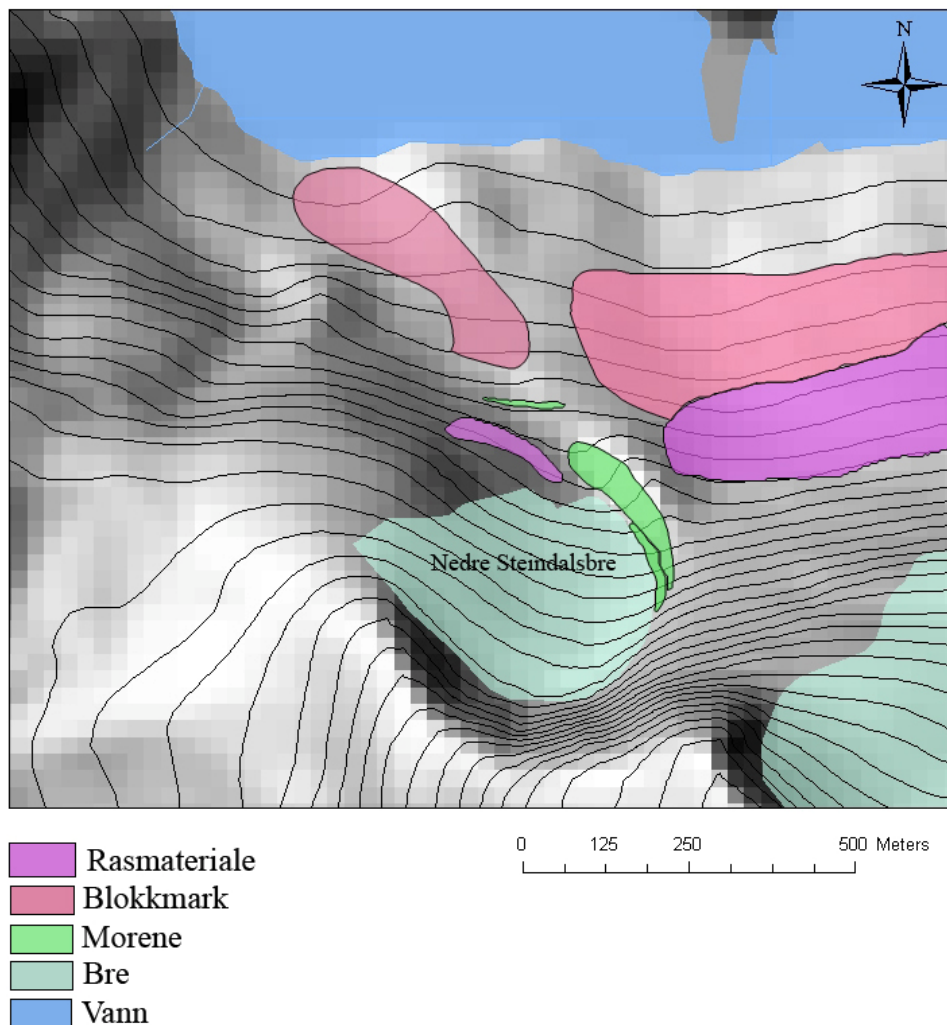
11

Pyroksengranulitt med sammensetning fra gabbroid til kvartsmangerittisk

Figur 2.9 Berggrunnskart over Sognefjell med tegnforklaring (Lutro, 2002). Nedre Steindalsbreen vist med pil.

## 2.5 Geomorfologi

Hurrungane, Fanaråken og Steindalsnosi danner den nordvestre utløperen av Jotunheimens alpine og glasiale fjellformer. Disse er utformet i store paleiske fjellmassiver av kaledonske skyvedekksbergarter, som utgjorde de sentrale og høyeste delene av den paleiske overflaten på den skandinaviske landblokken. Sognefjellet er en høyfjellsslette omkranset av alpine fjell. Disse fjellene er utformet ved breerosjon og frostforvitring. Området rundt Nedre Steindalsbre består av mye rasmateriale og blokkmark (fig. 2.10). Det er for øvrig få geomorfologiske tegn på permafrost, slik som sortering av materiale o.l. i området rundt breen. På østsiden er det en liten sidemorene. Det er ikke lav og mose på steinene, så dette antyder lav alder. En større morene starter på østsiden og går rundt og foran breen. Denne er eldre med mose og lav på steinene. En gammel morene i skråningen nedenfor breen indikerer muligvis breens tidligere utstrekning.



Figur 2.10 Geomorfologisk skisse over området rundt Nedre Steindalsbre.



## 3 Bakgrunnsteori

### 3.1 Temperaturforhold i bakkeoverflaten og undergrunnen

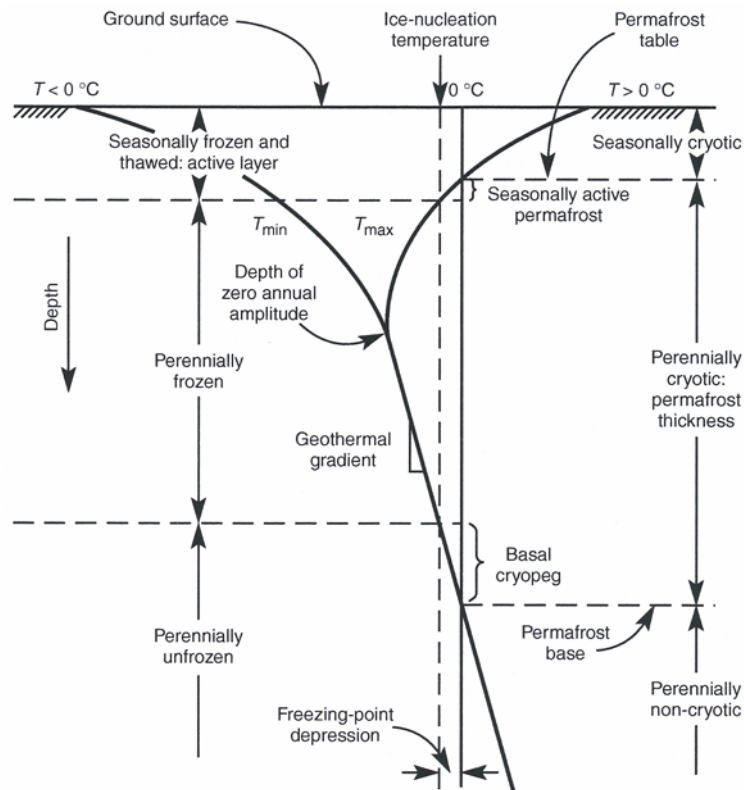
#### 3.1.1 Varmeledning

Temperaturen i bakkeoverflaten avhenger av mange faktorer. Lufttemperatur, nedbør, vegetasjon, vanninnhold, stråling og geologi (Williams og Smith, 1989). MAAT (Mean Annual Air Temperature) betyr mye for bakkeoverflatens tap eller tilførsel av varme. Dette er spesielt viktig i permafrost sammenheng. I bakkeoverflaten vil temperaturvariasjonene kunne modelleres. De vil da anta en sinusfunksjon (Williams og Smith, 1989). Uten store klimatiske temperatursvingninger vil denne sinusfunksjonen være jevn. Temperaturamplituden dempes ned desto dypere i bakken den måles. Først forsvinner døgnvariasjonene, så forsvinner års variasjoner og til sist er det bare mulig å se klimavariasjoner (Williams og Smith, 1989). Varmeledningen forstyrres av vanninnhold i bakkeoverflaten. Dette skaper latent varme ved frysning, som igjen forsinker energitapet. Zero curtain effekt oppstår på denne måten. Bakkeoverflaten har en temperatur på rundt frysepunktet i lengre tid fordi frysningen av vann frigjør latent varme som forsinker frostnedtrengningen i bakken (Williams og Smith, 1989).

#### 3.1.2 Permafrost

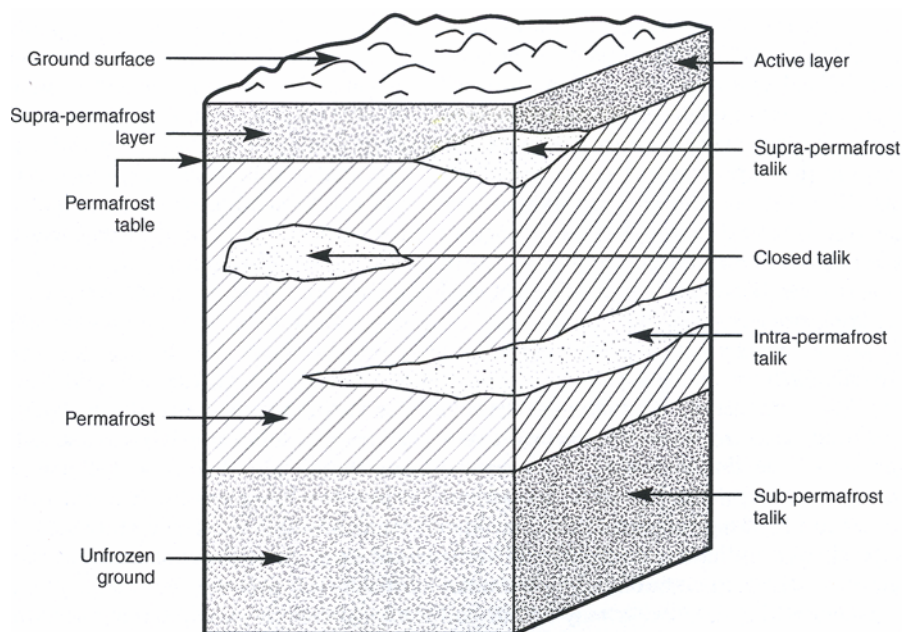
Permafrost er definert som områder i undergrunnen hvor temperaturen er under 0 °C eller lavere i to år eller mer (fig 3.1)(French, 1996). Dette er utelukkende en termisk definisjon. Definisjonen stiller dermed ingen krav til is eller vanninnhold i bakken, kun at temperaturen skal være under 0 °C. Det kan eksistere flytende vann i bakken selv om temperaturen er under 0 °C. Permafrost deles som regel inn i to typer, polar permafrost og alpin permafrost. Polar permafrost refererer til permafrost på høyere breddegrader, mens med alpin permafrost menes permafrost i fjellområder også ved lavere breddegrader.





Figur 3.1 Temperaturprofil i undergrunnen ved permafrost (French, 1996).

Utbredelsen av permafrost bestemmes av energibalansen ved overflaten. Energibalansen styres av klimatiske og mikroklimatiske faktorer samt den geotermiske varmekraften. De klimatiske forholdene avhenger av lufttemperaturen og stedets posisjon (Williams og Smith, 1989). Breddegrad, høyde over havet, eksposisjon og helningsgrad avgjør hvor mye stråling som påvirker lokasjonen. Avstanden til hav påvirker også lufttemperaturen og nedbøren (Etzelmüller, m.fl. 2003). Overflatens albedo styrer refleksjonen av kortbølget stråling og avhenger av overflatematerialet.

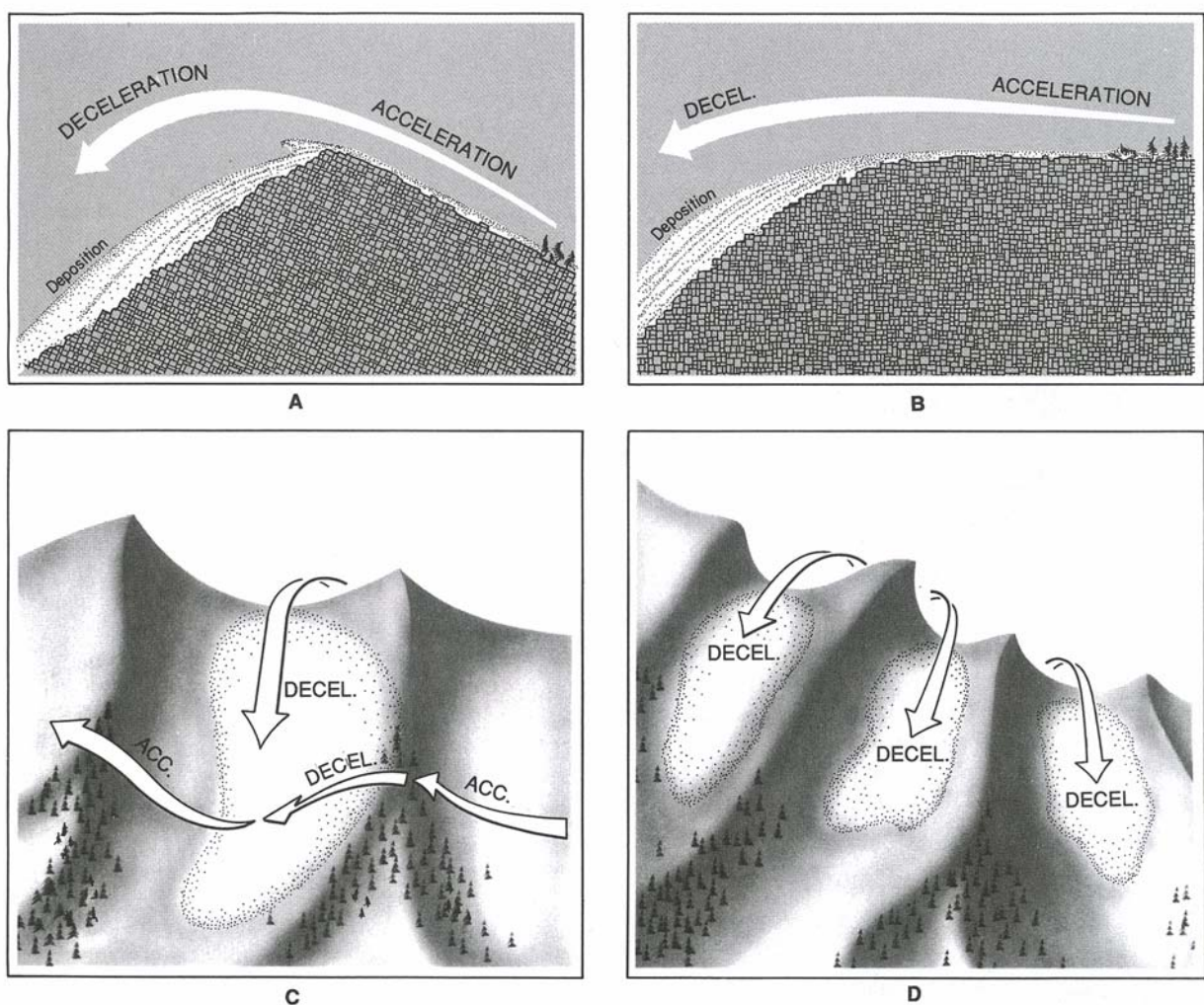


Figur 3.2 Et typisk profil med permafrost (French, 1996).

Permafrost table er grenselaget mellom permafrost og supra-permafrost laget. Det aktive laget er en del av supra-permafrost laget som tiner opp om sommeren og fryser til om vinteren. Frostene trenger som regel ned til permafrosttable om vinteren. I de tilfellene den ikke gjør det dannes et ufrossent lag som kalles talik. Ufrosne områder dypere i permafrosten kalles også for talik. (fig. 3.2). Temperaturgradienten mellom dypet og overflaten sørger for at vannet migrerer gjennom permafrosten mot overflaten og gjør øvre del av permafrosten mer isrik (French, 1996).

Snø og vegetasjon danner en buffer mellom atmosfæren og bakkeoverflaten. Snødekket har en lav termisk konduktivitet og derfor en sterk innvirkning på dannelsen og bevarelsen av permafrost. Hvis det faller betydelige mengder snø (titals cm) tidlig om høsten vil dette være ugunstig for dannelse og bevaring av permafrost. Dette fordi lufttemperaturen i atmosfæren som regel er lavere enn temperaturen i bakken om vinteren (Ishikawa, 2003). Snøen vil dermed hindre en del av energitapet til atmosfæren og fungerer som en isolator. Snø som ligger lenge utover våren og sommeren vil gi motsatt effekt, nemlig hindre oppthining av bakkeoverflaten. Snøens albedo er høyere enn bakkeoverflatens og reflekterer mer kortbølget stråling med en ytterligere avkjøling av bakkeoverflaten som konsekvens (Ishikawa, 2003). Utbredelsen av snødekket varierer etter nedbørsmønster, vind, topografi og vegetasjon. Vind og topografi er av meget stor betydning for fordelingen av snø, særlig i høyfjellet (McClung og Schaerer, 1993). Vinden akselererer i trange daler og bratte stigninger, og avsetter ofte

store mengder snø i lesider som daler og senkninger i terrenget (fig. 3.3) (McClung og Schaerer, 1993). Det eksisterer en terskelhastighet for når turbulens fra vinden løfter snøkorn fra bakken. Dette er en komplisert sammenheng. Terskelhastigheten øker med økende temperatur og fuktighet. Hvis det blåser mye ved et snøfall vil snøkrystallene brette opp i mindre partikler og pakkes tettere sammen, noe som igjen øker terskelhastigheten. Snø som har blitt omdannet og fått sterke bindinger mellom krystallene vil også gi en høyere terskelhastighet. Eksempelvis vil terskelhastigheten for ubunden løs snø typisk være ca. 5 m/s, mens for et snødekke med tette bindinger vil terskelhastigheten være ca. 25 m/s (McClung og Schaerer, 1993).



Figur 3.3 Avsetning av vindtransportert snø i daler og leheng (McClung og Schaerer, 1993).

Vegetasjon skjerner også bakkeoverflaten mot en del kortbølget stråling. Vannbalansen påvirkes også av vegetasjonen gjennom intersepsjon og evapotranspirasjon (Williams og Smith, 1989). Torv er i en særstilling når det gjelder bevaring av permafrost. Frossen torv leder effektivt varme vekk i fra bakkeoverflaten om høsten og vinteren. Fuktig torv virker

avkjølede om våren og sommeren gjennom fordampning. Tørr torv skjermer mot kortbølget stråling og virker som en isolator mot høy lufttemperatur om sommeren (Williams og Smidt, 1989). Vekselvirkningene mellom atmosfæren og bakkeoverflaten er kompliserte prosesser og i særdeleshet bufferlaget.

Tektoniske prosesser i jordas indre produserer energi som strømmer mot jordoverflaten langs en temperaturgradient. Dette kalles for geotermisk varme. Denne varmen påvirker dybden og utbredelsen av permafrost i større skala. Berggrunn og sedimentologi påvirker også permafrosten, og variasjoner i konduktivitet fører til ulikt varmetap til atmosfæren og dermed ulik frostnedtrengning. Ventilasjon av blokkmark ved Balch-effekten er nok også en betydelig faktor for avkjøling av bakkeoverflaten. Dette skjer når kald tung luft trenger ned i grov ur som blokkmark og talusskråninger. Denne tunge luften vil da fortrenge varmere og lettere luft. (Stuart og Pedersen, 1998).

## 3.2 Glasiologi

### 3.2.1 Hengebreer

Hengebreer kjennetegnes som tynne breer med bratt overflateprofil, ofte med en vertikal front p.g.a. kalving. Det er ingen fast helningsgrad knyttet til begrepet hengebre. Skillet mellom hengebreer og botnbreer er ofte uklart, slik at en bre kan falle inn under begge definisjoner. I oppgaven omtales i hovedsak to typer hengebreer. Disse skilles etter temperaturregime. Den ene typen er tempererte breer. Dette er breer hvor temperaturen i isen ligger på trykksmeltepunktet ( $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Den andre typen er polytermale breer. Dette er breer bestående av både temperert is og is lavere enn trykksmeltepunktet ( $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Massebalansegradienten og temperaturregime varierer med høyde over havet, og gjør hengebreer sensitive ovenfor hurtige klimaendringer p.g.a. tykkelsen (Alean, 1985; Lüthi og Funk, 2001). Permafrost under og rundt hengebreer forekommer i stor utstrekning p.g.a. beliggenheten i høyalpine fjellområder (Lüthi og Funk, 2001). Enkelte breer vil da ligge helt eller delvis over MPA (Mountain Permafrost Altitude) og resten vil ligge lavere. Permafrost i underlaget under brefronten, eller under større deler av breen har stor innvirkning på breens dynamikk (Lüthi og Funk, 2001; Salzmann, m.fl., 2004). Større eller mindre deler av bresålen vil ofte være fastfrosset til underlaget. Et frossent underlag er stivere og gir en økt skjærstyrke, enn et ufrossent (Waller, 2001). Det er også liten eller ingen bunnglidning for polytermale breer hvor isen langs bresålen er under trykksmeltepunktet. Det forekommer likevel en bevegelse langs

underlaget, men da mest i form av deformasjon av frosne sedimenter. Dette krever en viss tykkelse på breen eller helning på underlaget for at skjærspenningen skal bli tilstrekkelig stor (Waller, 2001). For polytermale breer kan forholdene mellom bresålen og underlaget ofte være kompliserte. Smeltevann og tempererte områder kan gi bunnglidning i noen områder, mens andre kan være fastfrosne. Sammen med variasjoner mellom fast underlag og løsere sedimenter skaper dette et ujevnt og komplisert bevegelsesmønster.

### 3.2.2. Mekanikk

Indre spenninger og deformasjon av breis avhenger av forskjellige faktorer så som breens tykkelse, helningen på underlaget, temperaturen i isen og underlaget, krystallorientering samt urenheter i isen. Breens indre bevegelse er en langsom flytning hvor det antas en kraftlikevekt mellom tyngdekraften, indre spenninger og bunnglidning. Denne likevekten kan beskrives utifra flytelover som er utarbeidet for breis, nærmere bestemt sammenhengen mellom indre spenninger i isen og de deformasjoner de medfører.

En enkel flytelov for is (generell form):

$$\text{Glens flytelov: } \dot{\varepsilon} = A\tau^n \quad 3.1$$

Glens flytelov er en relasjon mellom skjærdeformasjonen og skjærspenningen (Glen, 1955). Denne ligningen fungerer på breis (polykrystalin is) ved normal isflytning (50 – 200kPa).  $n$  er en konstant og varierer mellom 1,5 og 4,2 med et gjennomsnitt på ca 3.  $A$  er avhengig av bl.a. temperaturen, krystallorientering og urenheter i isen. En vanlig verdi for  $A$  ved 0 °C er  $6,8 \cdot 10^{-15} s^{-1} (kPa)^{-3}$  (Paterson, 1994).

Den overordnede årsaken til isflytningen er gravitasjon. Dette medfører at helningen på breens overflate og underlag virker kraftig inn på hastigheten på isflytningen.

Skjærspenningen mellom underlag og bresåle øker med økt helning på underlaget og økt tykkelse (Paterson, 1994). Skjærspenningen mellom underlag og bresåle er gitt ved:

$$\tau_b = F \rho g h \sin \alpha \quad 3.2$$

$\tau_b$  er skjærspenningen,  $F$  er formfaktoren som er satt til 0,65 ut i fra Paterson, (1994).  $\rho$  er isens massetetthet (ca  $920 kg / m^3$ ),  $g$  er tyngdeakselerasjonen,  $h$  er breens tykkelse og  $\alpha$  er helningen på underlaget. Det antas at breoverflaten er parallell med underlaget for at 3.2 skal være gyldig. Isflytningen avhenger i stor grad av overflatehelningen og flytelinjene kan i visse tilfeller ha en annen helning enn underlaget. Dette kan være tilfellet ved brefronten på

dalbreer (Paterson, 1994). Deformasjonshastigheten utledes ved å integrere flyteloven over istykkelsen (Nye, 1965; Paterson, 1994):

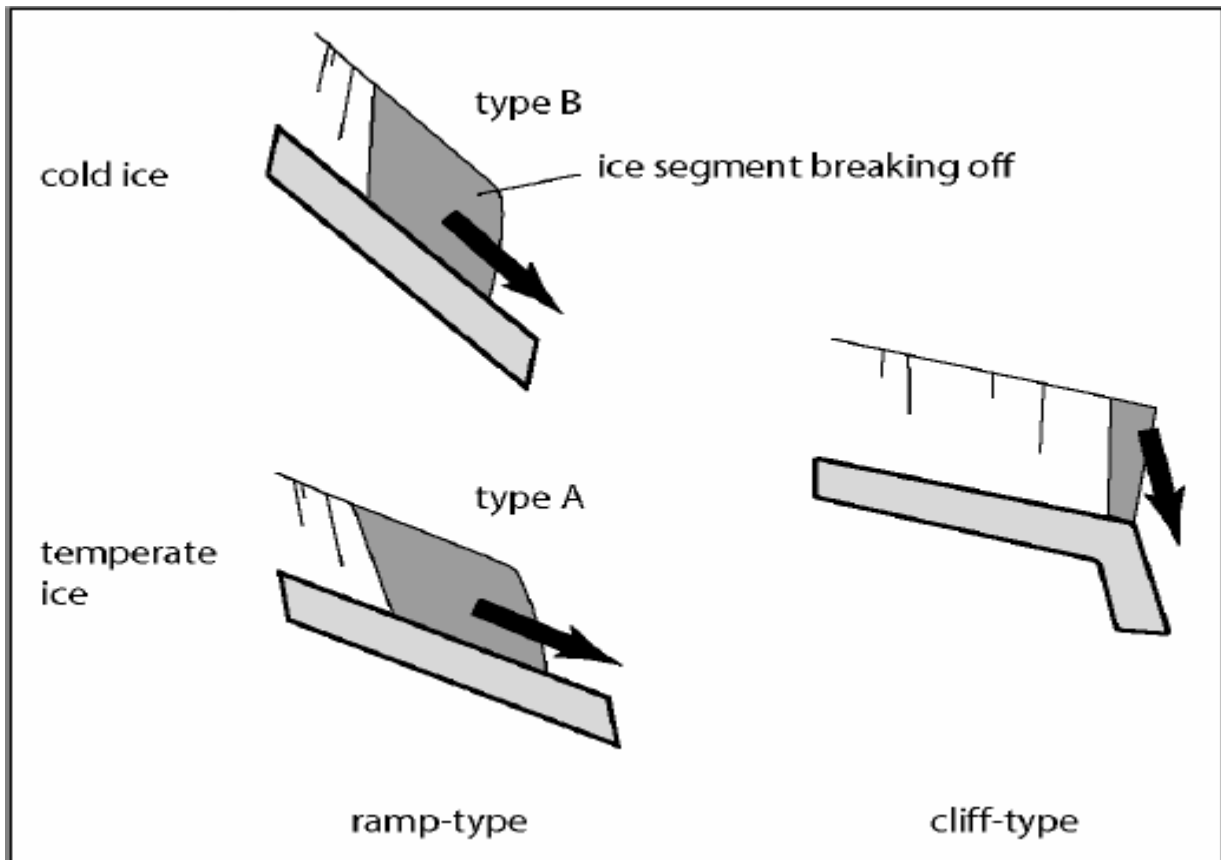
$$U_d = \frac{2A}{n+1} (\rho g \sin \alpha)^n h^{n+1} \quad 3.3$$

Compressive og extensive flow oppstår ved store høydeforskjeller og ujevnheter i den langsgående profilen. Extensive flow oppstår i bratte områder der breen blir strukket p.g.a. økt helning på underlaget. Dette gir økt indre spenning, ofte med dannelse av transversale sprekker som resultat (Paterson, 1994). Compressive flow er når isen trykkes sammen for eksempel når breen flater ut etter et brefall. Dette fører ofte til lukning av sprekker p.g.a. mindre spenninger i isen. Isen i polytermale breer er stedvis mer rigid enn i tempererte breer. Dette skaper ofte store indre spenninger i breen når helningen på underlaget er stor (Paterson, 1994).

### 3.3 Isskred

Isskred oppstår når ismasser brekker av fra en bre og raser ned fjellsiden under breen, for så å bli knust til mindre og mindre biter. Skred fra en hengebre skjer som regel etter tre hovedprinsipper (figur 3.4). Dette kan skje når friksjonen mellom bresålen og underlaget reduseres, av ulike årsaker. Dette gir økt indre spenninger i breen (Alean, 1985). Når de indre spenningene overskrider en terskelspenning for hva breen tåler med hensyn på deformasjon og sprekke dannelse, så kan det oppstå skred. Denne begynnelsen på isskred opptrer mest i tempererte breer av typen A (ramp-type) (Alean, 1985; Salzmann m.fl., 2004). Ved høyereliggende og kaldere breer er det ofte høyere friksjon mellom bresålen og underlaget. Dette er tilfelle når bresålen er fastfrosset til underlaget som ved type B (ramp-type). Den kritiske helningen på underlaget må da øke for at skred skal utløses. Den kritiske vinkelen er satt til 25° for tempererte breer, mens for polytermale og kalde breer antas den å være 45° (Margreth og Funk, 1999; Alean, 1985). Polytermale breer er vanskelige å klassifisere i denne sammenhengen p.g.a. et komplisert og varierende temperaturregime i breen og underlaget. Ved undersøkelser (fotokamera) er det blitt observert at deler av underlaget er revet vekk etter utløste skred, noe som tyder på stor bunnfriksjon i form av fastfrysing til - eller ujevnheter i underlaget (Alean, 1985). Alpin permafrost spiller en viktig rolle i denne sammenhengen (Salzmann m.fl. 2004). Alpine breer som ligger over den nedre grensen for alpin permafrost vil kunne ha en bresåle som er delvis eller helt fastfrosset til underlaget (Margreth og Funk, 1999; Etzelmüller og Hagen, 2005). Selv om tempererte breer ser ut til å være mer ustabile

enn kalde, så er det grunn til å betrakte alle breer med en helning på underlaget på over 25° som potensielt farlige (Salzmann m.fl. 2004).



Figur 3.4 Tre forskjellige startbetingelser for isskred. Type A er skred fra tempererte breer og med en minimumshelning på underlaget på 25°. Type B er skred fra polytermale breer hvor minimumshelningen på underlaget antas å være 45° eller mer. Den siste typen er i grenseland for hva som skiller isskred fra vanlig kalving, men beskrives som cliff-type. Forekommer både med og uten permafrost (Salzmann m.fl. 2004)

Kompliserte temperaturforhold nær brefronten og breer som ligger i grensesonen for permafrost gjør klassifiseringen av hengebreer vanskelig (Salzmann m.fl. 2004). Det understrekes at de kritiske helningene er usikre p.g.a. mangelfullt datagrunnlag, da risikoen ved datainnsamlingen er stor ved denne typen breer. Helningen på underlaget er den viktigste faktoren for utløsning av isskred. Ujevnheter i underlaget, høydeforskjeller i den langsgående profilen og lateral friksjon er andre faktorer som spiller inn (Alean, 1985).

Årsmessige variasjoner finnes for skred av typen A. Smeltevann og økt subglasialt vanntrykk er viktige faktor ved tempererte breer. Dette faller også sammen med flest skred av denne typen i månedene fra juli til oktober (Alean, 1985). Det er også skred av typen A som gir størst volum. Ved skred av typen B (ramp-type) er antakeligvis ikke smeltevann en utløsende

faktor. Dette er skred fra breer som er polytermale. Denne typen breer kan ha meget begrenset bunnsmelting og transport av smeltevann langs bresålen. Det er dermed ingen direkte sammenheng mellom årstid og frekvens på skred av type B. Det sees heller ingen sesongmessige variasjoner i frekvensen av cliff-type skred (Alean, 1985). Dette er skred hvor skjærspenningen mellom bresålen og underlaget spiller en mindre rolle. Dette fordi det er en stor likhet mellom denne typen skred og vanlig kalving (Alean, 1985).

### 3.3.1 Utløpslengde

Et isskred vil som oftest brekke opp i mindre og mindre partikler, for til slutt å følge samme dynamiske mønster som et tørt snøskred (Margreth og Funk, 1999). Volum og geometri til den løsrevne ismengden, mengden av snø og vann i skredet, avsetning og inkorporering av materiale langs med skredbanen og friksjon i skredbanen er viktige parametere for hvilken utløpslengde og egenskaper et isskred får (Margreth og Funk, 1999). Beregningene for de ulike parametrene må utføres både sommer og vinter, da isskred forekommer året rundt (Margreth og Funk, 1999). Friksjon og ujevnheter i terrenget er mye mindre om vinteren enn om sommeren og snøpakka utgjør en god glideflate. Med en større mengde empiriske data, skulle det være mulig å beregne utløpslengde etc. for isskred på lik linje med snøskred. Den største utfordringen ligger i å beregne utløpslengden i snøfrie områder i sommerhalvåret. Friksjonsparametere som grov ur og blokkmark over flere hundre meters lengde er ikke vanlig å benytte i beregning av utløpslengde for snøskred. Problemet ligger også i startbetingelsene da disse er forskjellige fra snøskred. Mengden is i et skred varierer også mye. Skred av typen A og B gir mye større mengder is, enn fra skred av cliff-type (Salzmann m.fl. 2004). Det er dokumentert flere skred med volum på over  $1 \cdot 10^6 m^3$ , og da av typen A (Salzmann m.fl. 2004; Margreth og Funk, 1999).

I oppgaven er utløpslengden forsøkt anslått med samme modeller som for snøskred, men kun for isskred i vinterhalvåret. I disse modellene er det blitt kartlagt utløpslengde for flere hundre snøskred. Ved å kartlegge maksimal utløpslengde for de enkelte snøskredene har man funnet ut hvordan ulike terrengparametere innvirker på dynamikken i skredet. Helningsvinkelen, utforming og fasong på skredbanen er viktige parametere for utløpslengden (Kristiansen og Lied, 2003). En mye brukt modell er en topografisk/statistisk modell som er basert på relativt enkle prinsipper. I denne beregningsmetoden beskrives utløpsdistansen til snøskredene ved hjelp av vinkelen  $\alpha$  (fig. 3.6) mellom skredets ytterste avsetning og øvre begrensning av

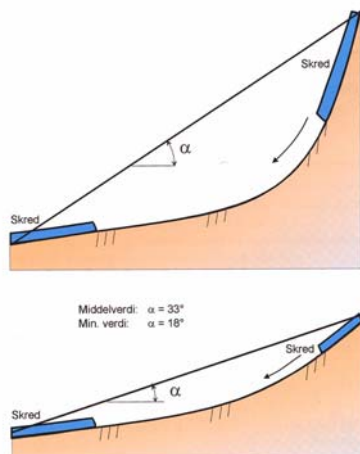


skredets utløsningsområde i fjellsiden (Kristiansen og Lied, 2003). (Ved isskred vil utløsningsområdet ligge nær fronten for små og mellomstore skred, mens for store skred ligger utløsningsområdet lenger inne på brefronten.) Dersom de undersøkte snøskredene rangeres etter  $\alpha$ -vinkelen blir resultatet som vist i tabell 3.5.

Tabell 3.5 Tabellen viser fordelingen av  $\alpha$ -vinkelen. Høyeste tetthet finnes ved 31-35°.

$\alpha$ i °	% av total
$\leq 20$	2
21-25	12
26-30	24
31-35	27
36-40	22
$\geq 41$	13

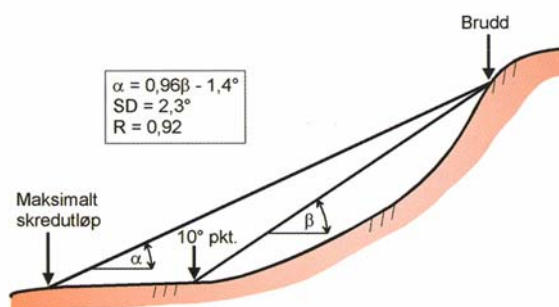
Det viser seg at skredløpets generelle helning har betydning for utløpsdistansen, ved at skred som går i bratte baner som regel stopper nær inntil fjellfoten, mens skred i slake baner går langt (Kristiansen og Lied, 2003). En mulig forklaring på dette kan være at luftmotstand og friksjonstapet p.g.a. turbulens blir minimalt. Dette er energitap som ikke kan gjenvinnes, og som er størst i en bratt skredbane (Kristiansen og Lied, 2003). Slake skredbaner inneholder også mer snø enn bratte. Dette gir mulighet for at skredet kan dra med mer snø slik at volumet økes mange ganger. Store snø- og skredvolum fører igjen til større hastighet og rekkevidde (Kristiansen og Lied, 2003). For å beskrive brattheten i en skredbane er det benyttet en vinkel  $\beta$ , som angir helningen til siktelinjen mellom skredets startpunkt og det punktet i skredbanen der terrenghelningen er  $10^\circ$  (fig. 3.7). Det såkalte  $10^\circ$ -punktet er valgt fordi dette ser ut til å være vinkelen der tørre skred begynner å bremse opp. Ved å analysere sammenhengen mellom  $\alpha$  og  $\beta$  ved hjelp av statistiske metoder for ca. 200 skred er det funnet et enkelt forhold mellom dem:  $\alpha = 0,96\beta - 1,4$ .



Figur 3.6 Alfavinkel for maksimal utløpslengde (Lied og Kristiansen, 2003).

$$\alpha = 0,96 \beta - 1,4^\circ$$

Standardavvik,  $S = 2,3^\circ$ , korrelasjonskoeffisient,  $R = 0,92$



Figur 3.7 Sammenhengen mellom alfa og beta (Lied og Kristiansen, 2003).

### 3.3.2 Faremomenter

Det er ulike sekundære faremomenter forbundet med isskred. Hvis store mengder is raser ut om vinteren vil mulighetene være store for å utløse snøskred i tillegg. Dette kan da gi destruktive snø-og isskred med stor partikkelstørrelse. Isskred som river med deler av underlaget er et annet scenario. Dette blir straks mer destruktive skred med høyere kinetisk energi. Dette forandrer også dynamikken i skredet. Friksjonsvarme kan smelte en del av isen i skredet og omvandle skredet til et slush/gjørme-skred eller debris-flow (Margreth og Funk, 1999). Det er heller ikke sjelden at skred fra breer ender opp i en innsjø. Dette kan skape flodbølger hvis hastigheten og størrelsen på skredet, samt bunnforholdene i innsjøen ligger til rette for det.



## 4 Metoder

I kartleggingen av temperaturregimet rundt breen er det benyttet BTS og minitemperaturloggere. Dette er relativt enkle metoder for indirekte kartlegging av permafrost. Temperaturregimet i breen er undersøkt med måling av temperaturen i borehull. GPR er benyttet for å kartlegge bunnforholdene og helningen på underlaget. Å utføre målinger på en så bratt og ujevn overflate er krevende. For at denne metoden skal fungere må utstyret designes for slik bruk. Det finnes spesielle antenner som egner seg godt for utsatte omgivelser, men disse er altfor kostbare til et budsjett av denne størrelsen. Måling av bevegelsen på breens overflate er gjort ved å måle avstanden til staker på ulike tidspunkter. En mindre geomorfologisk undersøkelse av bakkeoverflaten rundt breen er gjort ut ifra visuelle betraktninger og bilder. Det er også gjort en undersøkelse av breens morfologi ut i fra visuelle betraktninger og bilder. Bakgrunnsteorien for hver metode forklares sammen med den respektive metoden.

### 4.1 BTS

#### 4.1.1 Bakgrunnsteori

BTS (Bottom Temperature of Snowcover) er en meget enkel og lett anvendelig metode i kartlegging av temperaturen under snødekket. Metoden er empirisk-statistisk og mye brukt i kartlegging av permafrost. Når snødekket er på 80 – 100 cm tykkelse eller mer, så vil bakkeoverflaten være isolert mot kortsiktige variasjoner i lufttemperaturen, på grunn av snøens lave termiske konduktivitet (Haeberli, 1973). Et tykt snødekke vil også skjerme bakkeoverflaten mot stråling. Dette betyr at temperaturen under snødekket vil avhenge av temperaturgradienten i bakken. For å måle temperaturen under snødekket anvendes en sondestang med lav termisk konduktivitet og med en temperaturføler (termistor) i enden. Termistoren kobles så til et multimeter som måler motstanden i den elektriske kretsen. Termistoren reagerer ved å øke motstanden ved avtakende temperatur.

Motstanden som måles omregnes til temperatur ved hjelp av ligningen (Ødegård, 1993):

$$\frac{1}{T} = A + B \ln R + C (\ln R)^3 \quad 4.1$$

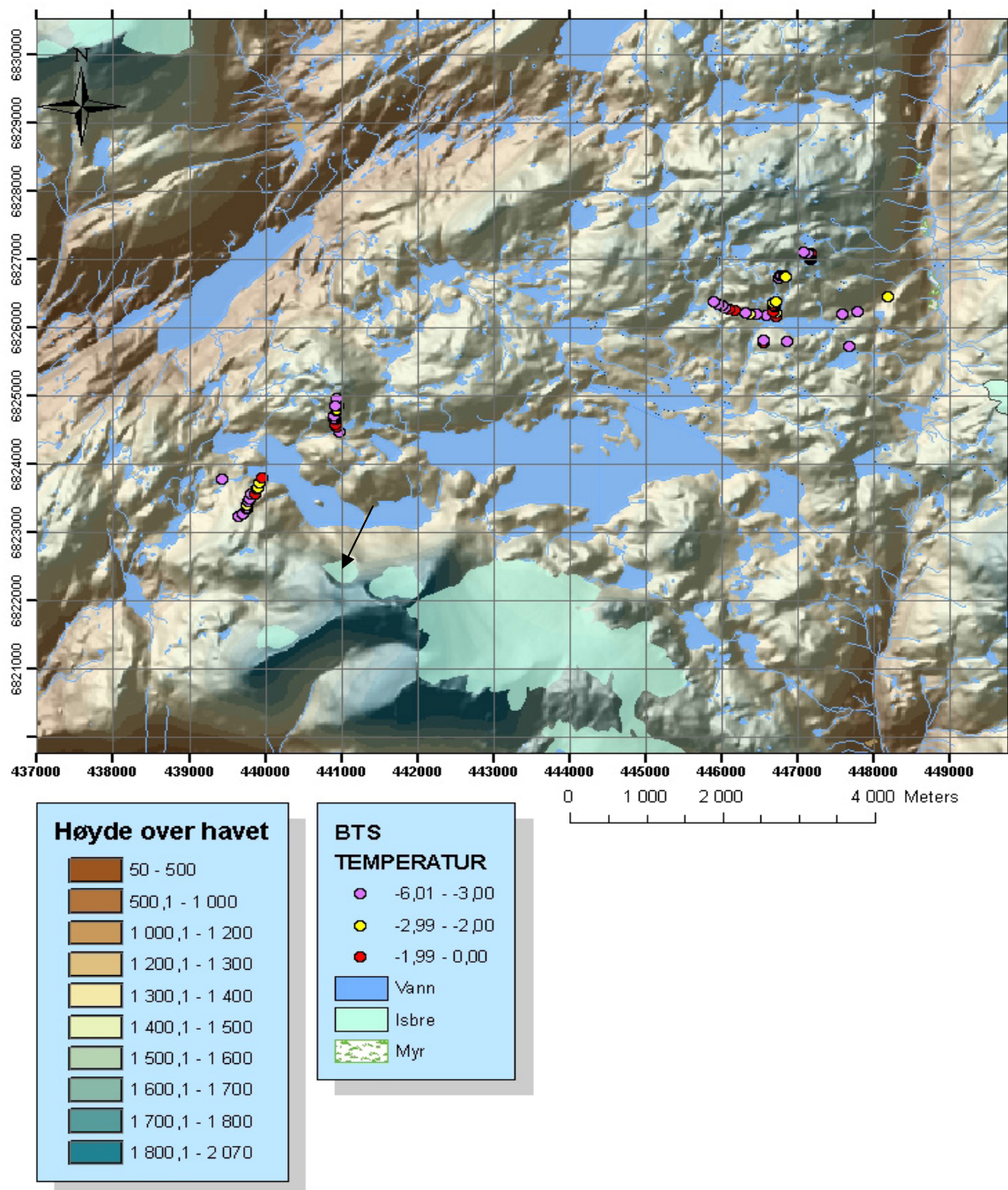
A, B og C er konstanter bestemt ut i fra kalibrering og R er motstanden ved temperatur T gitt i Kelvin (K). Termistorene som sitter i enden av BTS-stengene er av typen YSI 44006 (YSI, Yellow Spring Instruments). Ved 0 °C er motstanden 29,5 kΩ (grovkalibrert av YSI).

Termistorene ble kalibrert i issørpe før hver målesesong. Presisjonen til termistorene som er benyttet ligger på  $\pm 0,1$  °C (i følge produsenten). Basert på tidligere målinger i Jotunheimen så ligger presisjonen totalt innenfor  $\pm 0,2$  °C (Isaksen m.fl.2002). Motstanden måles med et digitalt multimeter av typen Fluke 25. Dette har en absolutt nøyaktighet på  $\pm 3 \Omega$  ved  $1000 \Omega$  og  $\pm 5 \Omega$  ved  $2000 \Omega$ .

For å avgjøre sannsynligheten for permafrost brukes en empirisk sammenheng. Hvis temperaturen under snødekket er lavere enn  $-3$  °C så er sannsynligheten for permafrost stor. Ved en temperatur mellom  $-3$  °C og  $-2$  °C er permafrost mulig, men usikkert. Ved temperaturer høyere enn  $-2$  °C er sannsynligheten for permafrost liten (Haeberli, 1973).

#### 4.1.2 Måling av BTS

BTS-målingene ble utført 8-9 mars 2004 og 16. mars 2005. Det er til sammen målt 151 punkter på Sognefjellet. 100 punkter i 2004 og 51 i 2005. BTS punktene er ellers målt både i nordvendte og sørvendte helninger, samt ute på flatere terreng (fig 4.1). Det ble ikke gjentatt målinger ved de samme posisjonene i 2005. Derfor er det ingen opplysninger om variasjonen i BTS mellom disse to sesongene. BTS ble målt i lengre strekk og enkeltvis punkter. Målingene ble foretatt hovedsakelig i tre områder. Et område vest for breen i en nordvendt skråning med lite innstråling. Dette området har mange fellestrekk med nærområdet rundt breen. Snøskredfare gjorde det for risikabelt å måle nedenfor breen. Rundt breen er det benyttet miniloggere istedenfor BTS-målinger. På motsatt side av dalen nord for breen ble det målt BTS i en sørvendt helning. Her ble det også målt et strekk over omtrent samme høydeintervall som på motsatt side. Skråningen er sørvendt med mye innstråling. Det siste området ligger lenger øst på Sognefjellet, hovedsakelig i området nord og vest for Sognefjellshytta. Her ble det målt både på flate områder og i bratte skråninger. De fleste skråningene er sørvendte. Tanken bak målingene var å få et bilde av temperaturforholdene i bakkeoverflaten generelt på Sognefjellet, og deretter bruke disse dataene spesielt i vurderingen av temperaturforholdene rundt breen. Det ble målt med flere stenger ved hver posisjon og beregnet et gjennomsnitt for økt nøyaktighet. Alle punktene ble stedfestet med en håndholdt GPS.



Figur 4.1 Målte BTS punkter er angitt som punkter i gult, rødt og lilla. Nedre Steindalsbre er markert med pil.

### 4.1.3 Feilkilder

De største feilkildene ved BTS metoden er antageligvis områder hvor temperaturen på bakken påvirkes av lufttemperaturen. Dette kan skyldes for lite snø (under 80 cm) p.g.a. at snøen omfordes ved sterk vind. Dette kan medføre at BTS ikke er stabil i måleperioden. Det tar noen minutter før måleutstyret måler stabil BTS, og avleses verdiene for tidlig vil dette gi feil. Feil ved avlesning er en annen mulighet. Feil på måleutstyret kan også gi feil resultater. Det kan da være snakk om dårlig kontakt. Store variasjoner i overflatemateriale, vegetasjon og

vanninnhold vil også påvirke målingene. Det ble brukt fire forskjellige stenger under målingene. Hver stang er grundig kalibrert før hver sesong. Likevel er det forskjeller i resultatene mellom de ulike stengene. Dette er ikke bare naturlige variasjoner, men trender som trer frem etter mange målinger. En av stengene viste betydelig varmere verdier enn de andre. Det er ingen forklaring på problemet som kan korrigere resultatene. Derfor blir de ikke brukt i oppgaven.

## 4.2 Kontinuerlig måling av bakkeoverflate temperaturen

Sammen med BTS er Mini Temperatur Dataloggere (MTD, også kalt miniloggere) et viktig redskap i permafrostkartlegging (Hoelzle m.fl., 1999). Disse kan forprogrammeres til å logge temperaturen i gitte tidsintervall. I motsetning til BTS får man her en kontinuerlig måleserie som gir et bedre bilde av temperatursvingningene gjennom hele vinteren. Dette gir også en mulighet til å bestemme for eksempel dempningen av temperatursvingningene under snødekket ved økt snømengde. Ved bruk av miniloggere sees det også når temperaturen under snødekket stabiliseres og når smeltingen setter inn i bunnen av snødekket (Isaksen, m.fl., 2002). En annen fordel med miniloggere er at de kan plasseres på steder som er vanskelig tilgjengelig eller utsatt for snøskred. Miniloggerne brukt i oppgaven er UTL-1 med termistorer av typen TMC-1T med en nøyaktighet bedre enn  $\pm 0,13$  °C (Hoelzle m.fl. 1999). Miniloggerne ble plassert ved breffronten (minilogger 1), på østsiden av breen (minilogger 2) og i bakkant (minilogger 3) (se figur 4.2 og 4.3). Miniloggerne ble lagt ut 10.10.2003 og samlet inn og tappet 28.9.2004. Miniloggeren i bakkant er ikke funnet igjen p.g.a. store snømengder. Ved utplasseringen ble hver minilogger festet med en klatreslynge til en stålbolt som igjen ble hamret inn i en sprekk i fast fjell eller stor stein. Dette for at de ikke skulle bli revet med av snøskred. For å skjerme loggerne mot stråling ble de tildekket med stein og jord. Utifra miniloggerdataene beregnes antallet Freezing Degree Days (FDD). Dette er summen av antallet dager med temperatur lavere enn 0 °C. En gjennomsnittstemperatur for hver dag beregnes og summeres, og dette gir FDD. Tilsvarende beregnes også gjennomsnitt og sum for dager med temperatur større eller lik null, Tawing Degree Days (TDD).

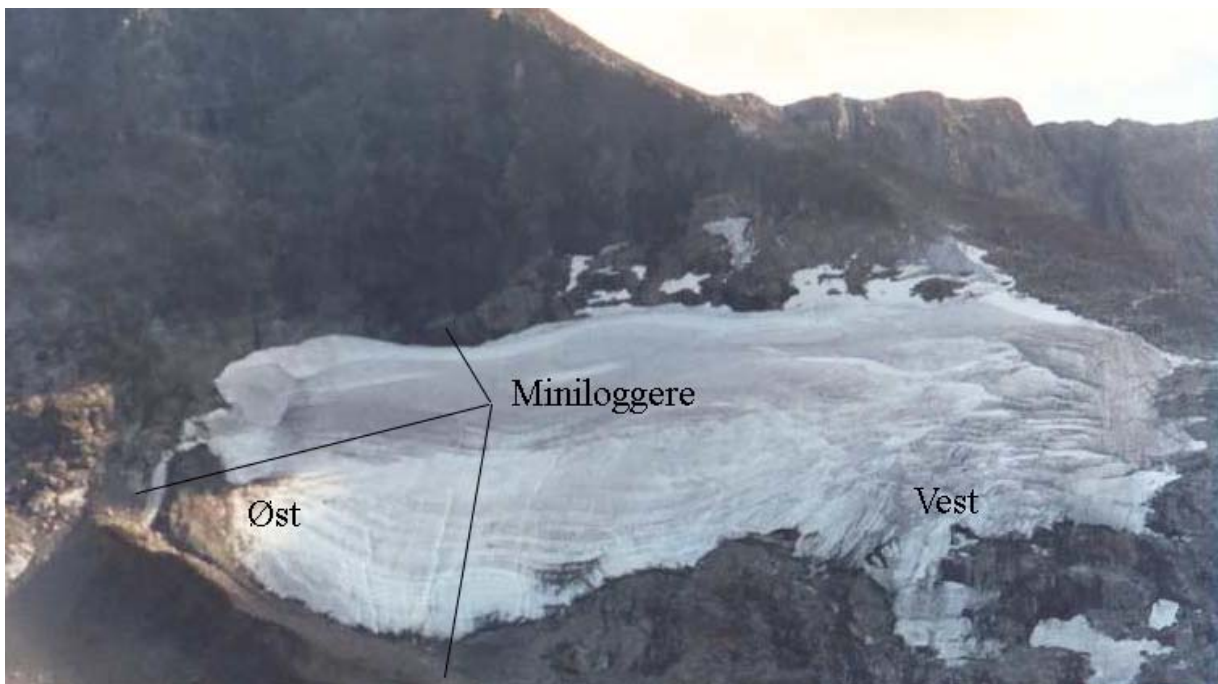
$$FDD = \sum_{i=1}^{365} T_i \text{ og } T_i < 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad 4.2$$

$$TDD = \sum_{i=1}^{365} T_i \text{ og } T_i \geq 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad 4.3$$

Ved bruk av FDD og TDD beregnes et Frost Number (FN) (Nelson & Outcalt, 1987), Denne verdien er et forhold mellom FDD og TDD etter følgende formel:

$$FN = \frac{\sqrt{\text{abs}(FDD)}}{\sqrt{\text{abs}(FDD)} + \sqrt{TDD}} \quad 4.4$$

FN gir verdier fra 0 (ingen frost) til 1 (ingen tining). Grensen for permafrost ligger på 0,5 (Nelson & Outcalt, 1987)



Figur 4.2 Plasseringen av miniloggere.

#### 4.2.1 Feilkilder

Ved måling av overflatetemperaturen med minilogger er målingene avgrenset til et lite område hvor loggeren ligger. Det kan være små forskjeller med bare meters avstand. Dette fordi vann, vegetasjon, snømengde og overflatemateriale spiller en stor rolle. Ved bruk av flere miniloggere og BTS-målinger i tillegg vil usikkerhetene reduseres. Mengden av materiale ovenpå miniloggeren har også betydning for målingene.



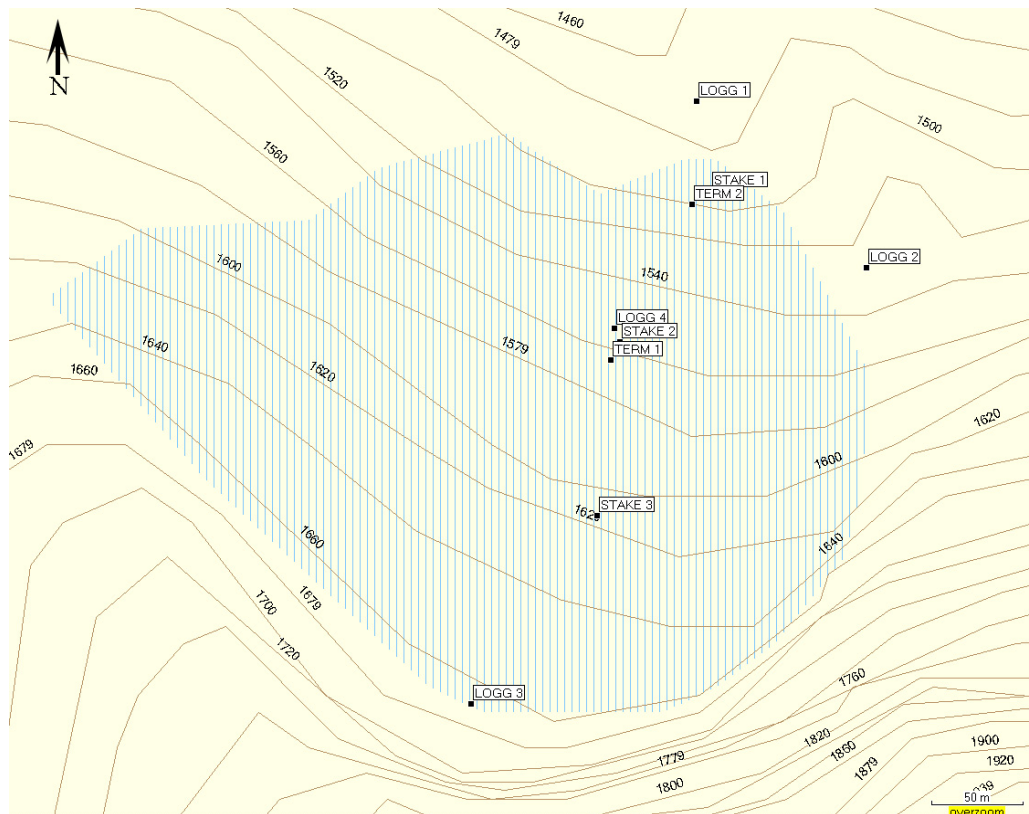
## 4.3 Temperatur i borehull i breen

Det er viktig å kjenne til temperaturen i hengebreer for å kunne forstå deres dynamikk. Dette kan gjøres ved å måle temperaturen på ulike dybder i et borehull. Til dette formålet kan det brukes en strømkabel påmontert termistorer. Motstanden i kretsen måles akkurat som ved BTS-målinger. I denne oppgaven ble det laget kabler med termistorer av samme fabrikat og type som benyttes i BTS-stengene (YSI 44006). Den 10.5.2004 og 29.9.2004 ble det satt ut termistorkabler i breen (fig. 4.3). Hullene ble boret med et dampdrevet smeltebor. På midten av breen ble det boret et hull på 9,5m dybde langs med loddlinjen (kabel 1), mens ved fronten ble hullet 12m dypt langs med loddlinjen (kabel 2), som er maksimal dybde med boreutstyret. Omregnet i forhold til vinkelen på breoverflaten så blir dette ca 8 m avstand fra isoverflaten for begge kablene. Ved kabel 1 ble det full stans i boringen antageligvis p.g.a. stor stein. Små steiner kan smeltes til siden, men det gikk ikke i dette tilfellet. Det var også problematisk å holde tilstrekkelig høy temperatur på dampkjelen p.g.a. gasslekkasje. Termistorkabelene ble senket ned i borehullet og borehullet lukket seg etter hvert rundt kablene på grunn av isdeformasjonen og refrysning av smeltevann. Termistorene målte etter lukningen temperaturen i den omkring liggende isen. I de øvre lagene påvirkes temperaturen i isen av hurtige temperatursvingninger i atmosfæren. Ned mot 10–15 m dybde vil det kun registreres års variasjoner (Paterson, 1994). Termistorkablene brukt i oppgaven hadde termistorer påmontert for hver meter. Kabelen må lages 100 % vanntett for at ikke vann skal kortslutte den elektriske kretsen. Ved målinger nær overflaten (< 10m) kan det være hensiktsmessig å koble kabelen til en datalogger som lagrer målingene med jevne mellomrom. Dette vil gjøre det mulig å se for eksempel hvordan atmosfæren påvirker temperaturen i kortere tidsrom i de øverste lagene av isen. Dette ble vurdert i oppgaven, men avskrevet p.g.a. trykket som snøsiget utøver på stakene.

### 4.3.1 Feilkilder

Mulige feilkilder ved bruk av termistorkabler vil i første rekke dreie seg om metoden. En kabel boret ned i isen måler temperaturen i isen i det nærmeste området rundt kabelen. Ved kompliserte temperaturforhold trengs det mange kabler for å kartlegge temperaturen i breen. Det kreves også kraftig boreutstyr for å bore dypt ned i breen. Med vanlig bærbar utstyr nås bare de øverste meterne av breen, og lag med ulik temperatur dypere i breen risikerer ikke å bli oppdaget. Feil på måleutstyr kan også gi feil resultater. Dette kan for eksempel være at vann har trengt inn i den elektriske kretsen. Det må også korrigeres for overflatehelningen

hvis breoverflaten er bratt. I dette tilfelle er helningen på breoverflaten  $32^\circ$  ved kabel 1, og  $46^\circ$  ved kabel 2. Dette er det korrigert for i oppgaven, slik at oppgitt dybde er korteste vei til overflaten. Disse avstandene vil variere p.g.a. smelting og lignende, men hensikten med målingene er å få et bilde av temperaturregimet i breen og ikke eksakte verdier.



Figur 4.3 Nedre Steindalsbreen er skravert i blått. Miniloggerne er markert med LOGG nr, stakene er markert med STAKE nr og termistorkablene (borehull) er markert med TERM nr. Logg 4 indikerer en minilogger som ikke blir brukt i oppgaven.

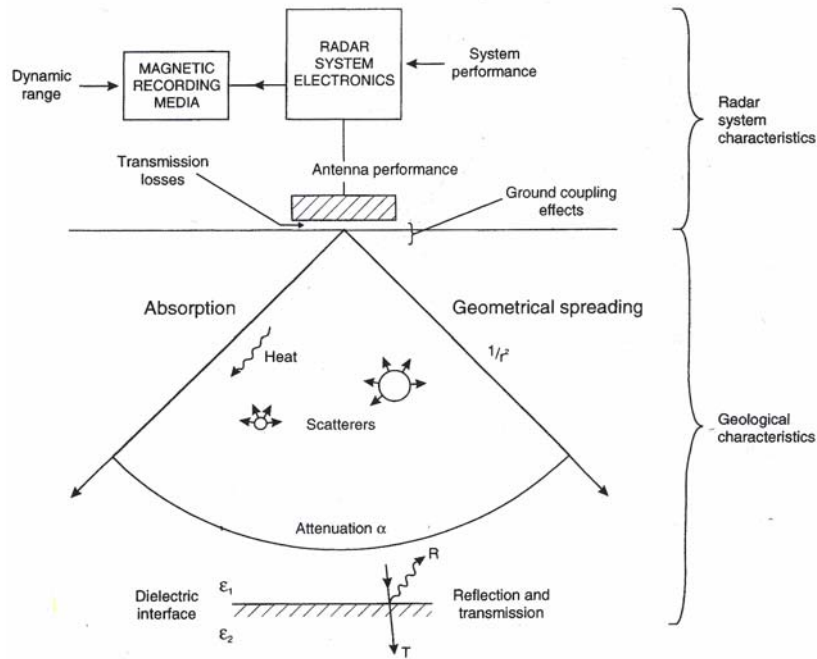
## 4.4 GPR

### 4.4.1. Bakgrunnsteori

Ground Penetrating Radar (GPR) er et utbredt hjelpemiddel i glasiologi og undersøkelser av undergrunnen. GPR fungerer slik at en kilde sender ut elektromagnetiske radiobølger ned i undergrunnen hvor de så reflekteres ved ulike grenselag. Dette er grenselag mellom ulike bergarter, vann, løsmasser etc. På overflaten fanges refleksjonene opp av en mottager. Utbredelsen av radarsignalet i is er hovedsakelig styrt av to elektriske egenskaper, relativ elektrisk permittivitet og elektrisk konduktivitet (Plewes og Hubbard, 2001). Elektrisk permittivitet angir evnen et materiale har til å lagre en elektrisk ladning. Elektrisk

permittivitet endres med fritt vann, urenheter og krystallorientering. Elektrisk ledningsevne i isen avhenger av trykk, temperatur og urenheter (salter, syre). Signalet som sendes ned i bakken splittes opp i en andel som reflekteres ved grenselag og resten av signalet som fortsetter videre ned i undergrunnen. Frekvensen på radiobølgen avgjør hvilket dyp som kan undersøkes. Med høy frekvens (500 MHz eller høyere) sees undergrunnen meget detaljert, men signalet trenger ikke dypt, kun noen få meter. Velges en mer langbølget frekvens (50 MHz eller lavere) vil signalet trenge dypere, men dette på bekostning av oppløsningen. Et objekt må ha en diameter som ikke er mindre enn bølgelengden for å kunne sees tydelig på et radargram (Reynolds, 1997). Dybden til refleksjonen beregnes ved hjelp av tidsforskjellen når radiobølgens hastighet i mediet er kjent.

**Svekkelse av signalstyrke og dempning:** Ulike former for dempning og spredning svekker signalstyrken (fig 4.4). En del av signalet absorberes av mediet og blir omgjort til varme. Hver gang signalet treffer et grenselag oppstår det spredning. Signalet som fortsetter videre nedover har da tapt signalstyrke. En annen form for spredning er geometrisk spredning. Signalet spres utover fra kilden i en  $90^\circ$  kjegle, og signalstyrken svekkes med  $1/r$ , hvor  $r$  er avstanden fra kilden. Hvis bølgelengden til radarsignalet er av samme størrelse som et objekt i undergrunnen, vil dette gi spredning i alle retninger, såkalt Mie-spredning. En annen grunn til tap av signalstyrke er dempning. Dette er en kompleks funksjon av dielektriske og elektriske egenskaper til mediet som radarbølgen støter på. Dempningsfaktoren ( $\alpha$ ) avhenger av elektriske ( $\sigma$ ), magnetiske ( $\mu$ ) og dielektriske ( $\epsilon$ ) egenskaper til mediet ettersom bølgen utbres, i tillegg til frekvensen ( $2\pi f$ ).



Figur 4.4 Skjematisk hvordan signalstyrken påvirkes av spredning, demping og absorpsjon.

Tabell 4.5 Radarsignlets egenskaper i tre ulike medier.

Materiale	Permittivitet	Konduktivitet	Hastighet	Dempning
Kald is (< 0 °C)	3,2	$10^{-5}$ S/m	167 m/ $\mu$ s	0,01 dB
Sjø vann	80	30 S/m	10 m/ $\mu$ s	1000 dB
Vakuüm	1	0 S/m	300 m/ $\mu$ s	0 dB

Breis er svært permeabelt for radiobølger (Tab. 4.5). GPR er derfor et gunstig hjelpemiddel for å kartlegge breens bunntopografi, temperaturmessige grenselag, tykkelse og sub- og englasiale sjøer (Reynolds, 1997; Plewes og Hubbard, 2001).

### **Hastigheten til radarsignalet:**

Hastigheten til radiobølgen i et materiale er gitt ved:

$$V_m = \frac{c}{\left\{ \frac{\epsilon_r \mu_r}{2} \left[ (1 + p^2)^{\frac{1}{2}} + 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}} \quad 4.1$$

$c$  er lysets hastighet  $3,0 \times 10^8 \text{ m/s}$ .

$\epsilon_r$  er relativ permittivitet

$\mu_r$  er permeabilitet

$P$  er tapsfaktoren gitt ved  $p = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$  hvor  $\sigma$  er konduktiviteten,  $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0$ ,

$(\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} \text{ F/m})$  er permittiviteten i vakuum, og  $\omega = 2\pi f$  er vinkel frekvensen.

Hastigheten på radiobølgen avhenger av den geologiske sammensetningen og vanninnholdet i undergrunnen. Ved oppmåling på bre lønner det seg derfor å undersøke hastigheten i snøen og isen hvis det er høyt vanninnhold. Dette gjøres ved en CMP- (Common Mid Point) undersøkelse. Da er avstanden kjent slik at hastigheten kan beregnes.

#### 4.4.2 Oppmåling

Måleutstyret brukt i oppgaven er av fabrikatet Mala. En sender- og en mottakerantenne ble festet til et stativ med fiksert avstand på en meter. Avstanden bestemmes av frekvensen som benyttes. Dette stativet ble sammen med kontrollenheten, lagringsenheten (pc) og strømforsyningen festet til en pulk (bilde 4.6). På grunn av overflatehelningen var det meget vanskelig å bære utstyret. En pulk som kunne fires nedover breoverflaten ble derfor valgt som løsning. I oppgaven ble en frekvens på 100 MHz benyttet. For å kunne se grenselag mellom temperert og kald is bør det ideelt sett benyttes en frekvens på 320-370 MHz. I dette frekvensområdet vil signalet penetrere kald is men reflekteres ved grenselag til is på trykksmeltepunktet (Bjørnsson, m.fl. 1996). Det ble antatt at de øvre lagene i breen uansett ville være tempererte og dermed gjøre bruken av 320-370 MHz uhensiktsmessig. Valget av 100 MHz antenne hadde også to andre årsaker. Det var ingen andre antenner tilgjengelig på daværende tidspunkt, og p.g.a. mye englasialt materiale ville en høyere frekvens gi uforholdsmessig mye støy. Det har i ettertid vist seg å være et riktig valg av frekvens. Radarprofilene som skulle kjøres ble oppmålt med en totalstasjon fra et målepunkt på andre

siden av Hervavannet (fig. 4.8), slik at profilene kunne legges inn i en digital terrengmodell. Differensial GPS ble valgt bort p.g.a. dårlig kontakt med satellittene på breen fordi mesteparten av den sørlige horisonten er skjermet av Steindalsnosi. Radarsignalene ble sendt i pulser med et intervall på 15 cm bestemt med et distansehjul. Hjulet fungerte bra på både snø og is hvis ikke helningen var for stor. Ned brefronten måtte signalene startes med faste tidsintervall 1 puls/sek. Kartleggingen med GPR ble gjennomført i mai måned. Dette skulle vise seg å bli meget problematisk p.g.a. steinsprang/-skred som raste over breen (bilde 4.7). Eventuelt isinnhold i morenene ble av samme årsak heller ikke kartlagt. Erfaringsmessig har det vist seg at sent på høsten muligvis er den beste årstiden for bruk av GPR. Da er vanninnholdet i breen lavt og overflaten er bar eller dekket av forholdsvis tørr snø. Et annet problem med å operere GPR på bratte breer er å bruke en pulk eller slede som er stabil ved nedfiring i tau. Pulk som ble brukt i dette prosjektet var for smal og ustabil og veltet ofte p.g.a. smeltekanaler og lignende. Designet bør både være stabilt, men også med et lokk som beskytter mot stein, vann etc.

#### 4.4.3 Feilkilder

Forstyrrelser av GPR-utstyret for eksempel i form av metallgjenstander i nærheten av antennene under måling, kan gi betydelige målefeil. Kartlegging med GPR krever også god planlegging. GPR registrerer alltid første refleksjon ved hvert ”skudd” når det kjøres et profil. Dette betyr at sidene (undergrunnen) rundt breen kan påvirke undersøkelser nær kanten. Dette fordi signalet sendes ut i en kjegle og hvis avstanden ut til siden er kortere enn til bunnen så vil denne registreres først. Denne refleksjonen kan feiltolkes som bunnrefleksjon. For å unngå dette må profilene kjøres vinkelrett på hverandre. Da er det mulig å avsløre om det er side- eller bunnrefleksjon. Dette var også planlagt i denne undersøkelsen. Ved høyt vanninnhold og store mengder snø på breoverflaten må også hastigheten på signalet korrigeres for dette. Siden utstyret er avansert er også muligheten for feil oppsett og lignende absolutt til stede. Feil i prosesseringen er en annen mulig feilkilde.



*Bilder 4.6 Oppsett av GPR med antenner og kontrollenhet (i sekken).*



*Bilde 4.7 Rester av steinsprang ved brefronten.*

#### 4.4.4 Prosessering av data

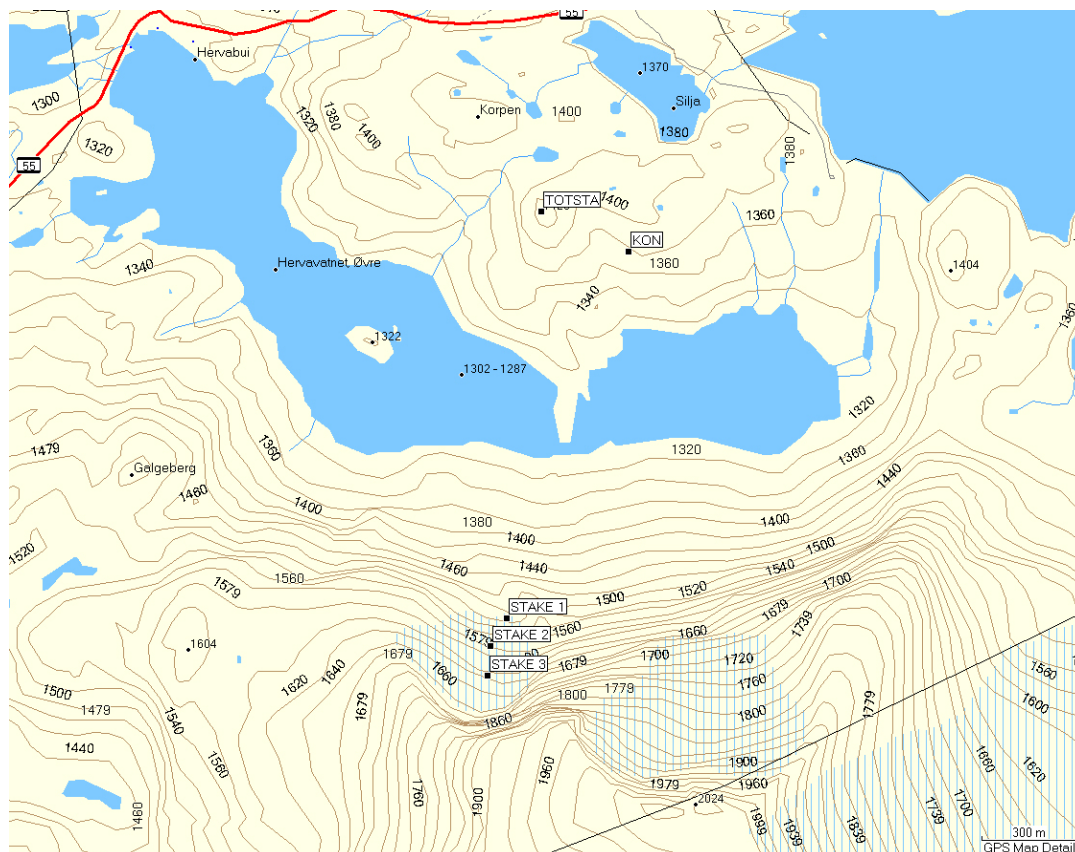
Data som er innsamlet med GPR kan filtreres under innsamlingen. Det er da mulig å filtrere vekk både høyfrekvent og lavfrekvent støy. Dette er ikke alltid noen fordel hvis man ønsker å ha mest mulig informasjon om undergrunnen. Viktig informasjon kan risikere å bli filtrert vekk uten å bli oppdaget. Tilsvarende filtrering kan gjøres i etterkant og da mer kontrollert. Programmet Reflex ble brukt under prosesseringen. Standard prosedyre er fulgt (Reynolds, 1997). Siden det ikke er gjennomført CMP, så er hastigheten på radarsignalet satt til 0,167 m/ns. Dette er hastigheten i tørr breis (Reynolds, 1997).

#### 4.5 Måling av breens overflatehastighet

Høsten 2003 ble det boret ned tre staker i breen (figur 4.8). Dette er standard aluminium målestaker (brukt av NVE) på 3 m lengde som skjøtes sammen til 6 m. Stakene ble boret ned 2 m med stakebor. Disse ble målt inn med en totalstasjon fra et fastpunkt etter standard prosedyre for tachymetri.

Planen var å måle inn stakene etterfølgende vår og høst for å få et bilde av bevegelsen i overflaten av breen gjennom et år. På breer med relativt flat overflateprofil fungerer som regel denne metoden fint, men på en hengebre med bratt overflateprofil utøver snøsiget et betydelig trykk på stakene. Ved første innmåling oktober 2003 var sikten på toppen av breen svært dårlig slik at kun stake 1 og 2 ble målt inn. I mai 2004 ble stakene igjen målt inn. Da ble stake 1 og 3 målt inn. Stake 2 var knekt i løpet av vinteren p.g.a. snøsiget. Horisontalbevegelsen ble målt til 3,4m ved stake 1 i løpet av tidsrommet 6/10-03 til 10/5-04. I juli 2004 var overflaten rundt stake 1 smeltet ned ca en meter. Derfor ble den boret ned til 3m dybde for å unngå å smelte ut av isen. I månedsskiftet august/september hadde stake 1 likevel smeltet ut av isen og sklidd ned brefronten. Det hadde åpenbart vært mer smelting i august måned enn antatt. I oktober samme høst skulle stake 2 og 3 måles inn for siste gang, men sterk vind og dårlig sikt gjorde dette umulig.





Figur 4.8 Plasseringen av totalstasjonen (TOTSTA) og kontrollpunktet (KON).

#### 4.5.1 Feilkilder

Feilkilder ved målemetoden vil i første rekke dreie seg om feil i den målte avstanden mellom stakene og totalstasjonen. Dette kan være at stakene ikke står loddrett ved måling eller at avstanden måles på forskjellige høyder på stakene p.g.a. smelting. Ved lange avstander (kilometer) vil disse feilene bli små, da det er snakk om differanser på få cm.

#### 4.6 Bruk av meteorologiske data og klimascenarier

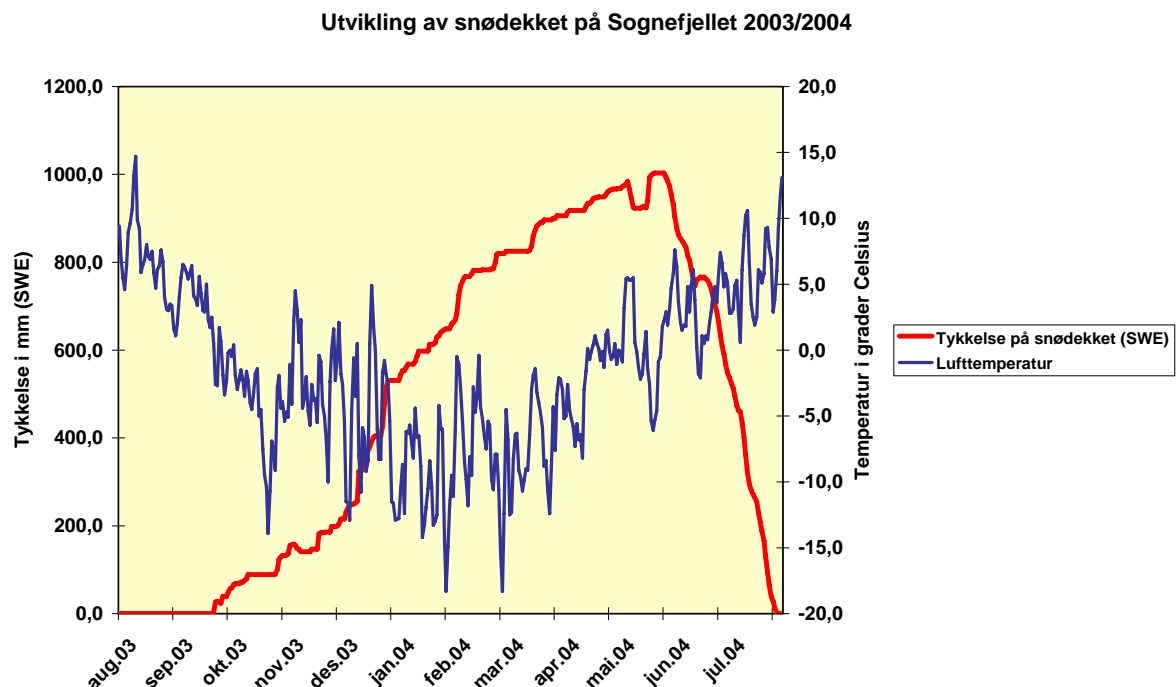
I oppgaven er det brukt meteorologiske data levert av NVE og Meteorologisk Institutt. Dette er både data fra målestasjonene på Sognefjellet, men også fra større modeller som er interpolert over flere stasjoner i Jotunheimen. NVE har sammen med Meteorologisk Institutt de senere årene laget snøkart over hele landet. Dette er generert fra en modell hvor det interpoleres over en rekke målestasjoner og snøputer. Meteorologisk Institutt har også vært sterkt delaktige i utarbeidelsen av klimaprognoser for de neste 50 årene. RegClim heter prosjektet og målsetningen har vært å skalere globale klimamodeller ned på regionalt nivå. Globale klimamodeller har en meget grov oppløsning og er derfor ikke egnet for prognoser på regionalt nivå.

## 5.0 Resultater og analyse

### 5.1 Analyse av BTS-data

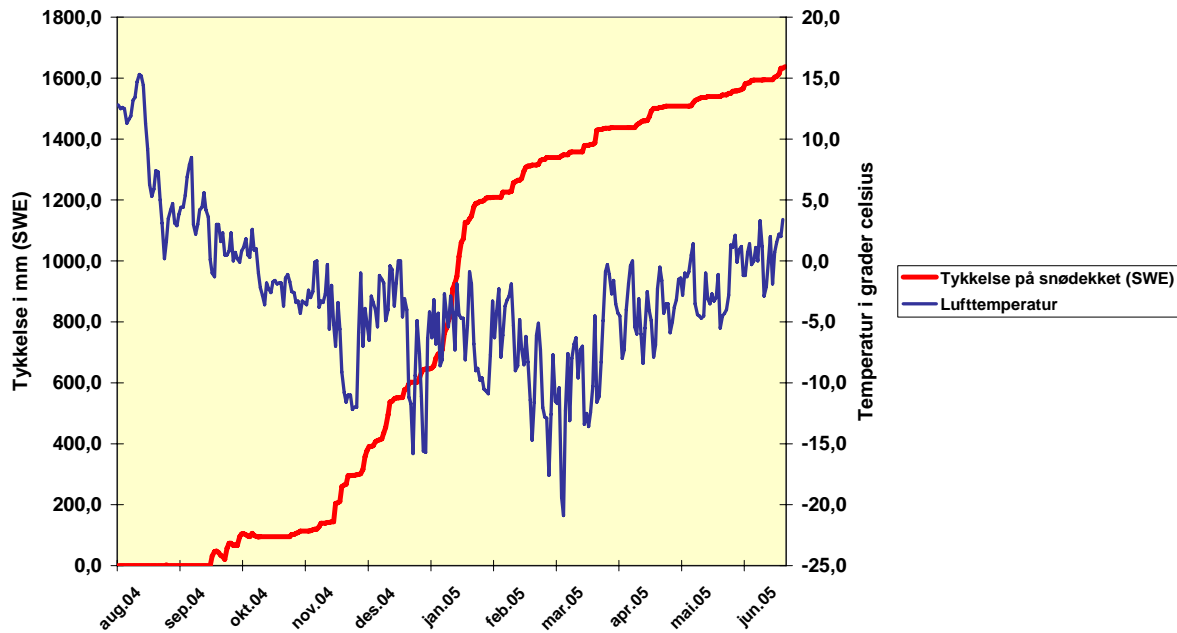
BTS kan variere fra sesong til sesong bl.a. p.g.a. utviklingen av snødekket (Hoelzle m.fl. 1999). Utifra snøpute- (data fra NVE) og miniloggerdata ble snøen liggende fra omkring begynnelsen av november 2003 (met.no). Utifra miniloggerne har BTS vært stabil fra begynnelsen av januar til begynnelsen av april. Det bemerkes at miniloggerne ikke lå i umiddelbar nærhet av de målte BTS-profilene, slik at variasjonen i stabil BTS kan variere betydelig. (Dette sees også mellom miniloggerne selv om avstanden var på få hundre meter, og snødybden over 80 cm.)

I 2003/2004 sesongen utviklet snødekket seg jevnt helt til mai hvor snøsmeltingen begynner. Snødybden i vannekvivalenter nådde 600 mm i løpet av januar. Det antas en stabil BTS fra januar til april. Snødybden var betydelig større i 2004/2005 sesongen enn sesongen før (fig 5.1 og 5.2 ). Denne sesongen nådde snødekket en tykkelse på 1000 mm vannekvivalent allerede i januar, og en stabil BTS antas fra januar til mai, men ingen miniloggere til å validere dette.



Figur 5.1 Utviklingen av snødekket på Sognefjellet i mm vannekvivalent, og lufttemperaturen for sesongen 2003/2004.

Utviklingen av snødekket på Sognefjellet 2004/2005



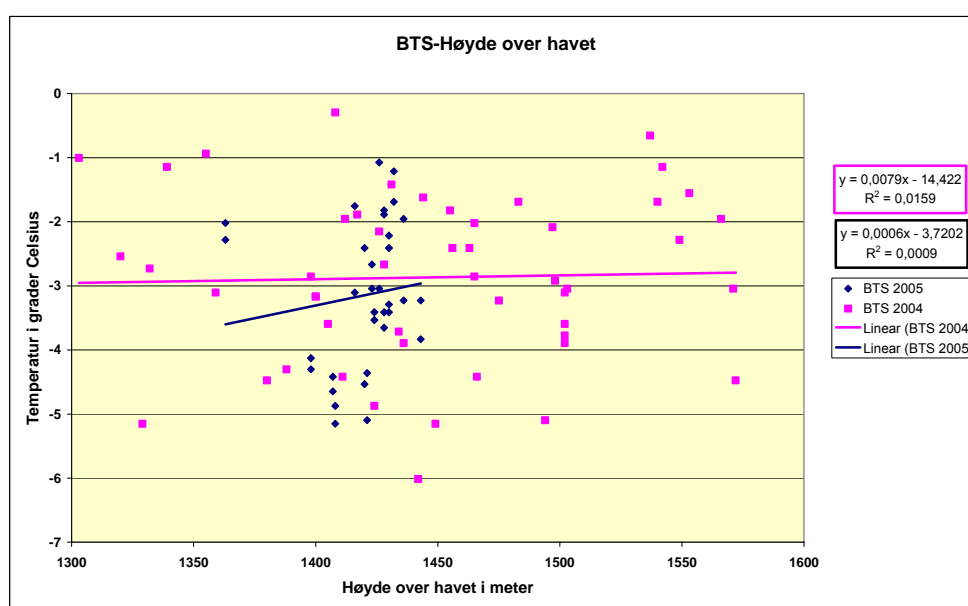
Figur 5.2 Utviklingen av snødekket på Sognefjellet i mm vannekvivalent, og lufttemperaturen for sesongen 2004/2005.

Det ble brukt en multippel lineær regresjonsanalyse for å se hvilke uavhengige variabler (reliefparametre) som hadde noe signifikant bidrag til å forklare den avhengige variabelen BTS. Disse er stråling (potential radiation, PR) som angir hvor mye ståling som bakkeoverflaten mottar i klart vær og kun avhengig helning og aspekt. Helningen angir fallet på bakkeoverflaten. Kurvatur, profilkurvatur og plankurvatur angir hvordan terrenget kurver i tre dimensjoner. Wetness indeks angir fuktighet på bakkeoverflaten. I tabell 5.3 vises alle mulige korrelasjoner mellom variablene som inngår i regresjonsanalysen. BTS er også plottet mot høyden over havet (fig. 5.4). Dette er gjort selv om det ikke er noen korrelasjoner. BTS mot høyde viser en omvendt situasjon med stigende BTS og stigende høyde. Klassifiseringen inndeles i området vest for breen og området øst for breen ved Sognefjellshytta. BTS målingene vest og nord for breen viser kalde verdier ved de høyest beliggende punktene (fig 5.5). Punktene i nordskråningen hadde lav verdi ( $< -3$  °C) ned til omkring 1350 m.o.h. Punktene i sørskråningen viste lave verdier ned til omkring 1450 m.o.h. Det ser ut til å være en forskjell på norvendt og sørvendt skråning for hvor lavt det måles kalde verdier. Punktene øst på Sognefjellet viste stor variasjon i verdiene (fig 5.6). De laveste verdiene på østsiden ble målt på flate områder ca 1400 m.o.h. Verdiene som ble målt i sørvendte skråninger viste høye verdier.

Tabell 5.3 Korrelasjonen mellom BTS (avhengig variabel) og relieffparametre (uavhengige variabler).

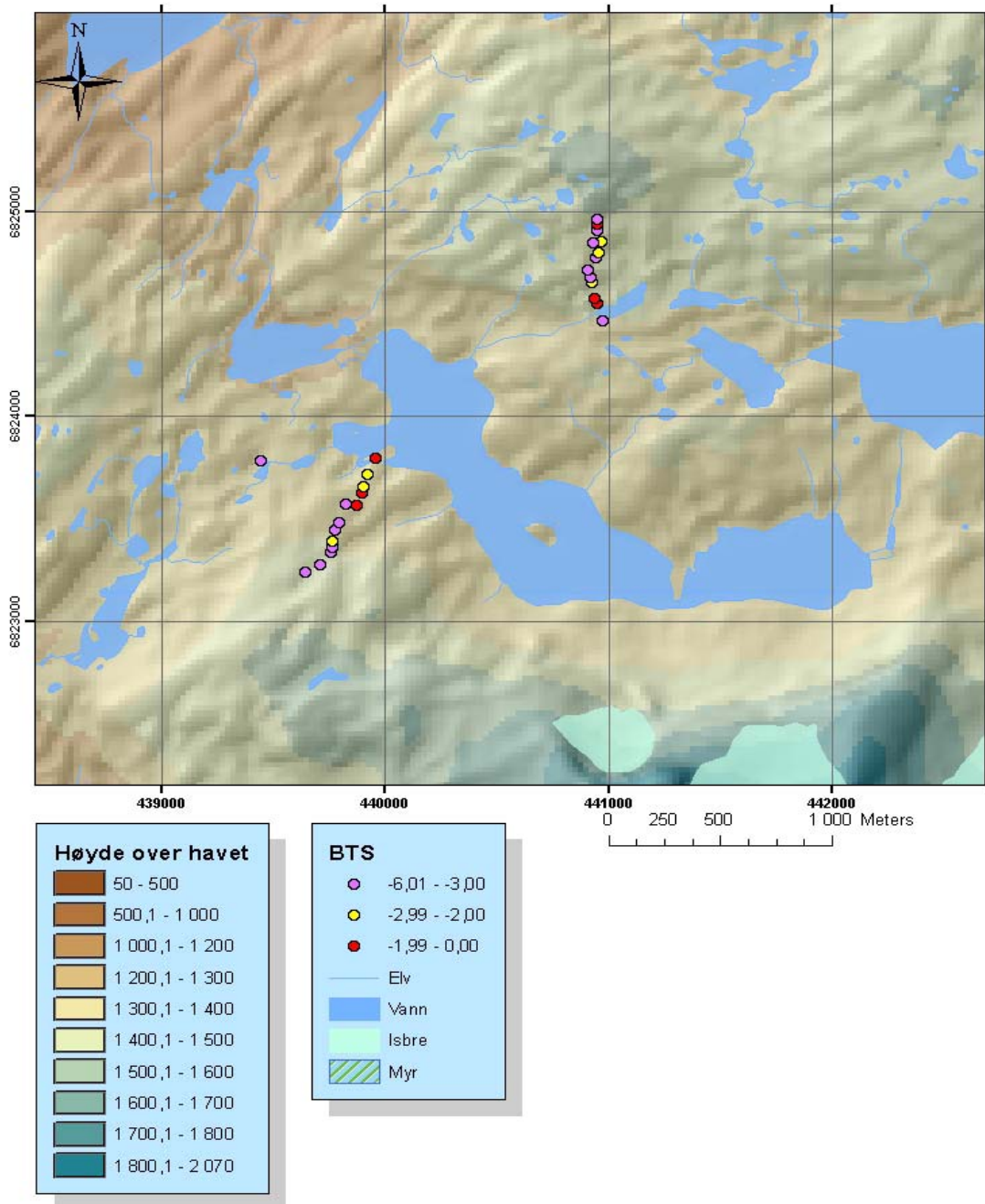
Korr.Koeff. P-verdi	BTS	Høyde	PR	Heln.	Kurv.	Profil- kurv.	Plan- kurv.	Wetness
BTS	1	0,067 0,547	0,133 0,227	0,184 0,093	0,109 0,325	0,005 0,961	0,199 0,070	-0,107 0,332
Høyde		1	0,667 0,000	0,216 0,049	0,333 0,002	-0,271 0,013	0,326 0,002	-0,278 0,011
PR			1	0,287 0,008	0,131 0,236	-0,061 0,580	0,172 0,117	-0,077 0,488
Helning				1	0,198 0,071	-0,117 0,290	0,238 0,029	-0,414 0,000
Kurv.					1	-0,895 0,000	0,899 0,000	0,043 0,528
Profil.kurv.						1	-0,609 0,000	-0,124 0,127
Plan.kurv.							1	-0,045 0,682
Wetness								1

Ved bruk av alle variablene i beregningen ble forklaringsgraden  $R^2$  kun 0,092. BTS-punktene er målt over et høydeintervall fra 1300 – 1570 m.o.h. uten at det er funnet noen korrelasjon mellom BTS og høyde over havet. Ved en klar korrelasjon ville nok den blitt avdekket med denne høydeforskjellen. BTS-verdiene viser heller ingen klar korrelasjon med helning, kurvatur, profilkurvatur, plankurvatur og wetness. Manglende korrelasjon kan bety at datagrunnlaget ikke er godt nok. Flere målte punkter i et større høydeintervall kunne gitt en bedre korrelasjon. På bakgrunn av manglene korrelasjon vil BTS-verdiene analyseres manuelt på bakgrunn av en klassifisering. Figur 5.8 er et kart som antyder fordelingen av permafrost på bakgrunn av en manuell tolkning av resultater fra BTS og miniloggere.



Figur 5.4 BTS plottet mot høyden over havet.

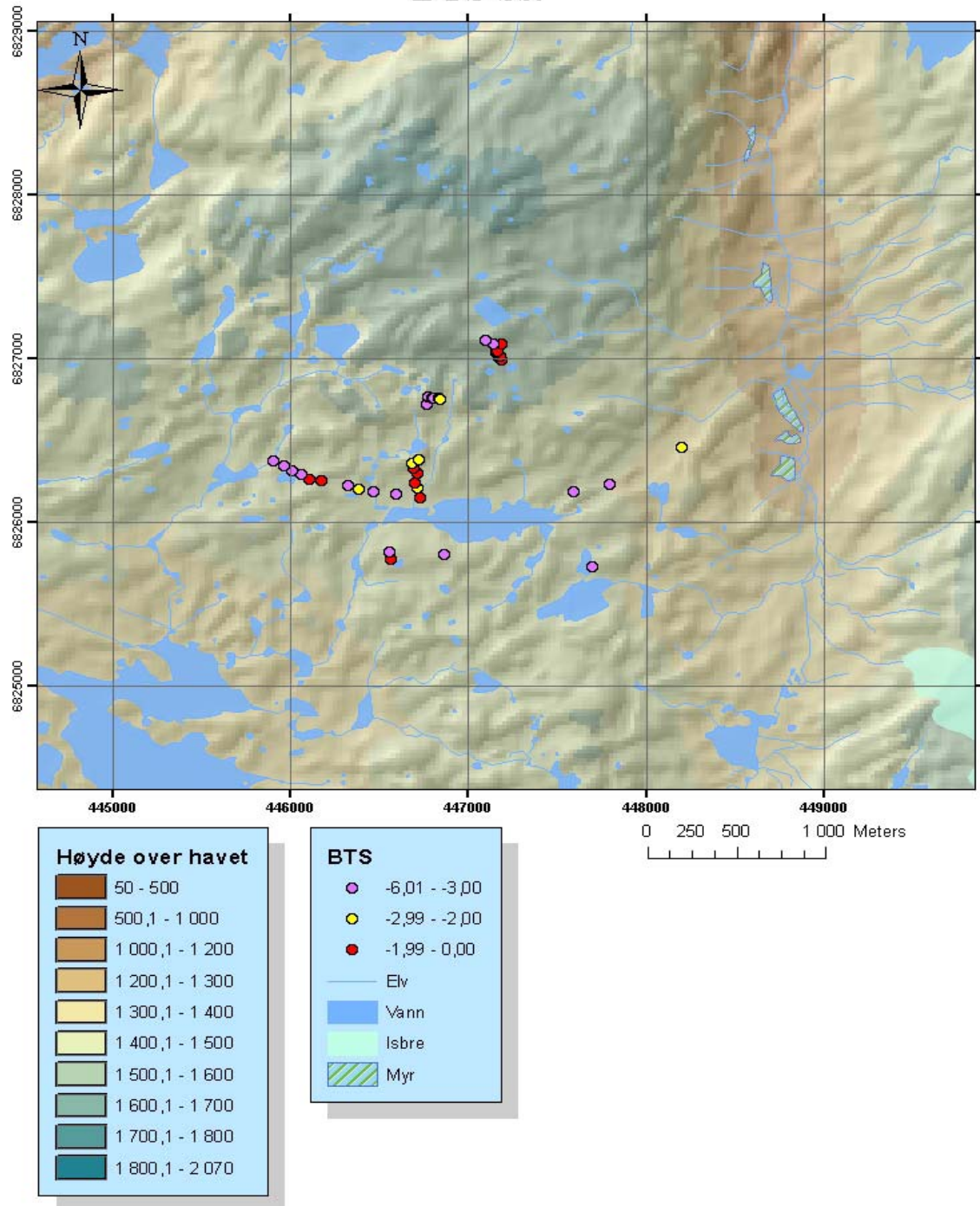
## BTS vest



Figur 5.5 BTS målt vest og nord for Nedre Steindalsbre.



## BTS øst



Figur 5.6 BTS målt øst for breen i området rundt Sognefjellshytta.

## 5.2 Bakkeoverflate temperatur

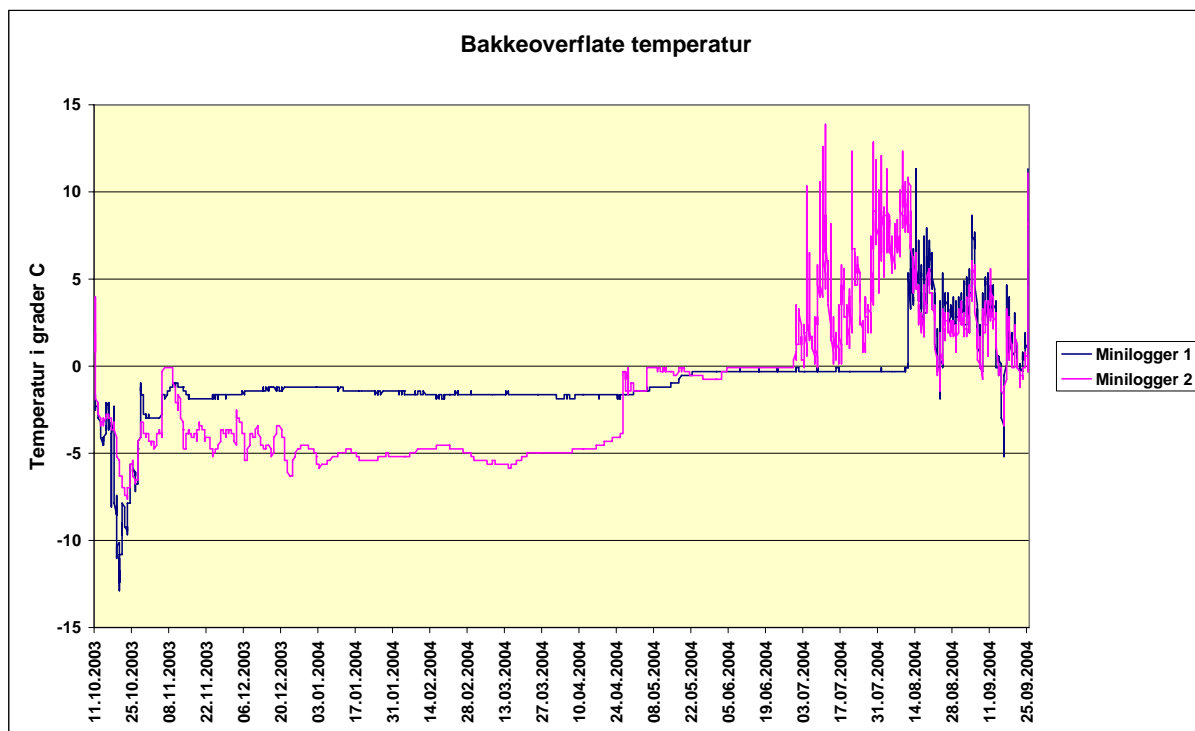
### *Minilogger 1:*

Minilogger 1 ble plassert i morenemateriale foran breen. Ved utplasseringen var det ingen store mengder smeltevann fra breen som kunne forstyrre målingene, og det ble antatt at mengden smeltevann ikke ville utgjøre noe problem ved plasseringen. Snødybden ble også målt ved denne loggeren i mai påfølgende vår og var mer enn fire meter. I starten påvirkes loggeren av lufttemperaturen, men allerede i midten av november stabiliserer temperaturen seg på mellom  $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  og  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Gjennomsnittstemperaturen fra 29/10-2003 til 23/5-2004 er  $-1,53\text{ }^{\circ}\text{C}$ . I denne perioden er temperaturen relativt stabil uten indikasjoner på å ha målt temperaturen i fri luft. Smelteperioden begynte 23/5-2004 og varte helt til begynnelsen av august. (Dette er over en måned lenger enn for miniloggeren på østsiden.) Dette skyldes helt klart forskjellen i mengden snø på de to lokasjonene. Den dype konvekse senkningen foran breen samlet store mengder snø, og er snøfri kun en kort periode på sensommeren. Etter snøsmeltingen har også denne loggeren blitt påvirket av kortsiktige svingninger i lufttemperaturen. Loggerne har ikke vært utplassert et helt år. I det resterende tidsrommet er det brukt temperaturdata fra met. stasjonen på Sognefjellet i beregningen av FDD og TDD. For minilogger 1 er  $FDD = -440,98$  og  $TDD = 145,99$ . Dette gir  $FN = 0,63$ , noe som indikerer permafrost.

### *Minilogger 2:*

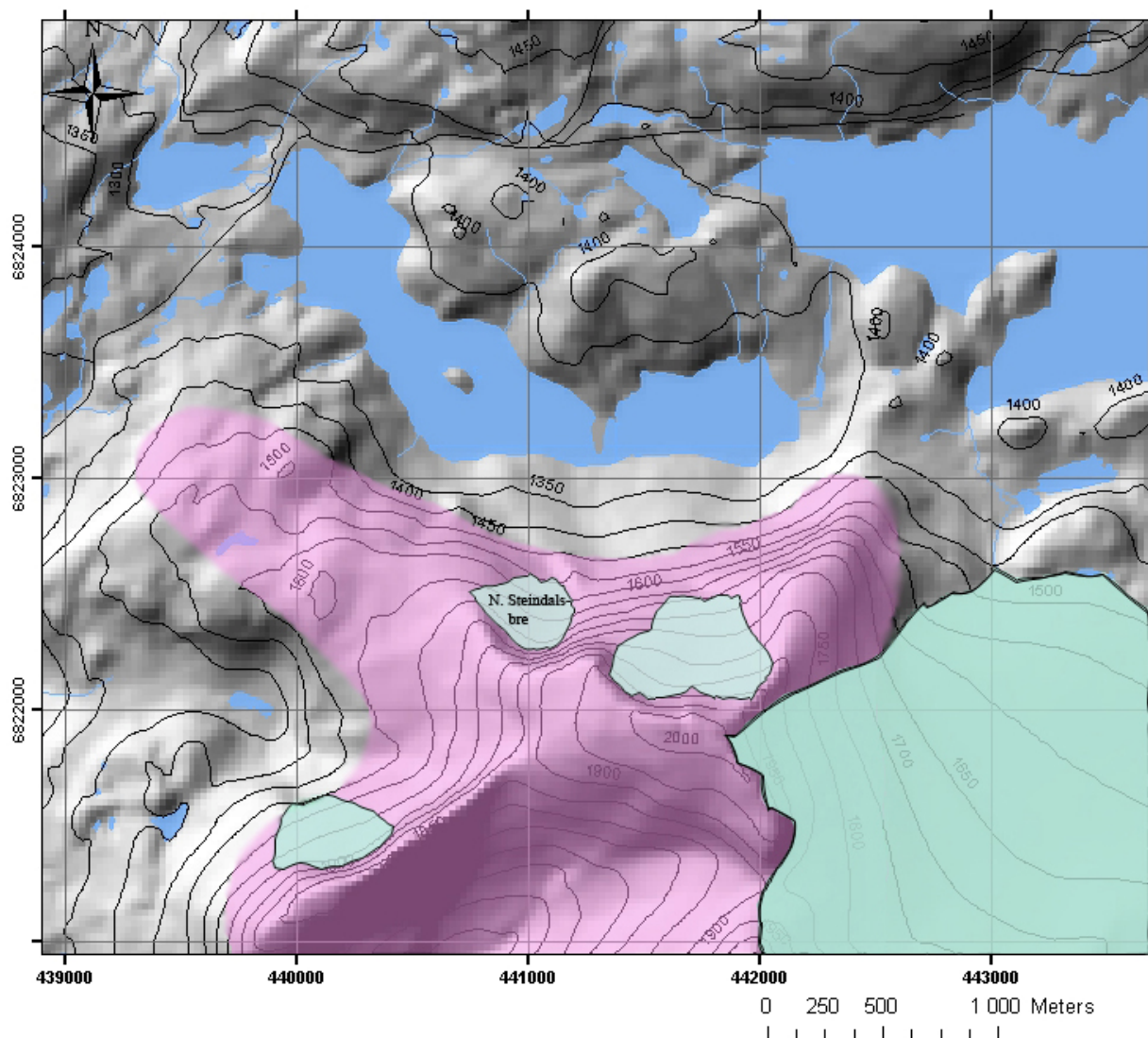
Etter utplassering har loggeren målt kortsiktige svingninger i lufttemperaturen. Dette er også helt naturlig med et porøst materialdekke på kun 10-15 cm tykkelse. I begynnelsen av november sees zero curtain effekt (fig 5.7). Dette kan komme av fuktighet eller et lag med våt snø. Deretter faller temperaturen jevnt og er relativt stabil på  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$  til  $-5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  fra begynnelsen av januar til slutten av april. Beregnes en gjennomsnittstemperatur fra 29/10-2003 til 23/5-2004 så blir denne  $-3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ . I denne tidsperioden er snøsmeltingen utelatt. Medregnes smelteperioden blir gj.temperaturen  $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . I perioden med stabil temperatur så er gj.temperaturen  $-4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Denne tidsperioden utgjør BTS sesongen, som synes å være noe lengre enn for Sølenområdet (Heggem m.fl. 2005). Deretter stiger temperaturen hurtig og stabiliserer seg etter hvert på ca  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  p.g.a. snøsmeltingen. Rundt 1.juli er det igjen snøfritt og miniloggeren påvirkes av kortsiktige variasjoner i lufttemperaturen. Tidlig i mai måned ble snødybden rundt loggeren målt til 85-120 cm i senkningen, mens på moreneryggene var snøen blåst/smeltet vekk. For logger 2 er  $FDD = -990,58$  og  $TDD = 330,67$ .

Dette gir  $FN = 0,63$ , noe som indikerer permafrost.



Figur 5.7 Bakkeoverflatetemperatur ved brefronten (minilogger 1), og på østsiden av breen (minilogger 2).





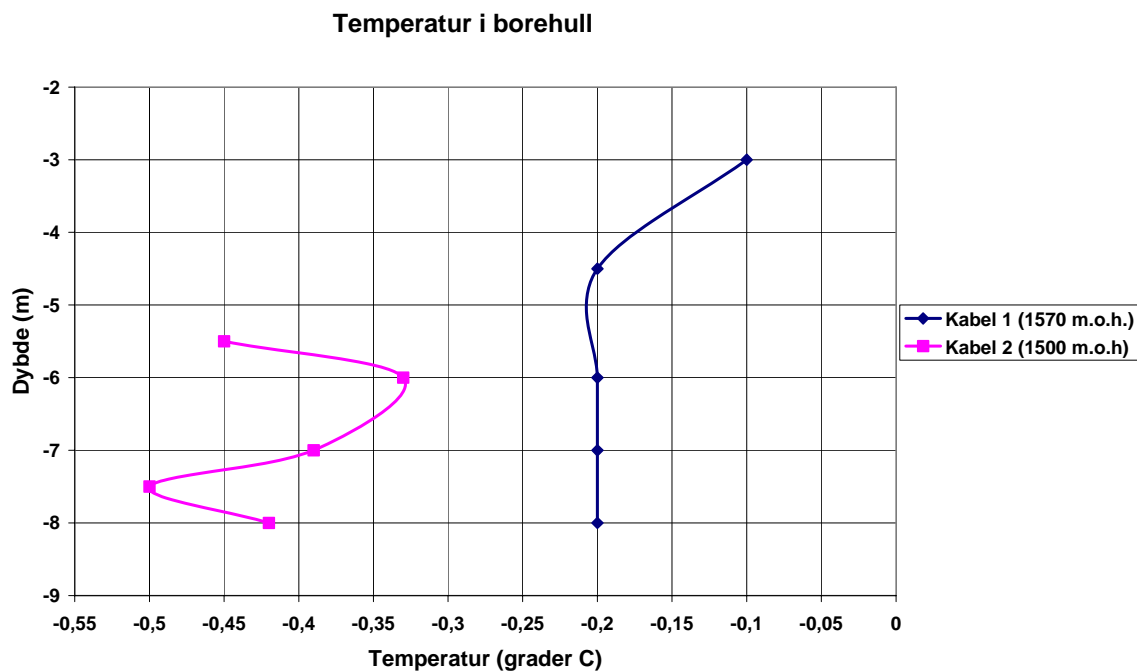
- Bre
- Vann
- Antatt mulig permafrost

*Figur 5.8 Det skraverte området (lilla) er antatt sannsynlig permafrost. Det understrekes at MPA ikke er påvist, og er kun anslått på bakgrunn av BTS- og miniloggerdata.*

### 5.3 Temperatur i borehull i breen

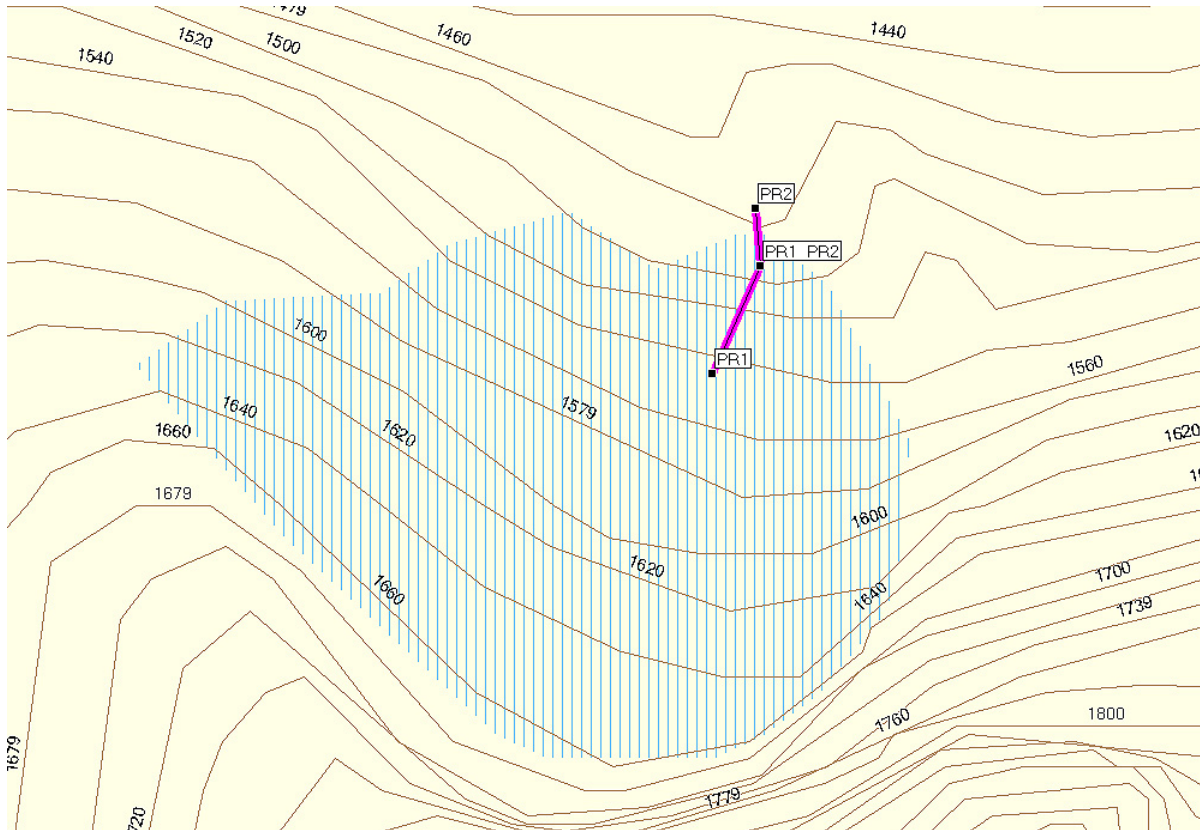
**Kabel 1** ble satt ut 10.05.04 og første avlesning ble gjort dagen etter. Temperaturen har ligget på rundt 0 °C på hver måling uansett dybde ved alle senere avlesninger (fig 5.9). Dette indikerer temperert is i de øvre 8 m av breen. Dypere en dette kan temperaturen både være den samme eller lavere. Usikkerheten er den samme som for termistorene som brukes i BTS-stengene og ligger på  $\pm 0,2$  °C. Snødybden ved målestedet ble i mai måned målt til ca 4-4,5m. Snødybden 50m øst og vest for kabelen ble målt til kun ca 70cm. Snøen lå i et belte fra høyt oppe på breen og nesten ned til fronten. Vindakkumulasjon er trolig årsaken.

**Kabel 2** ble satt ut 29.09.04 og avlest kun fire timer etter nedsenkning. Allerede på dette tidspunktet viste noen av termistorene kaldere verdier enn for kabel 1. Neste avlesning ble gjort 14.10.04 (fig 5.9). Ved andre avlesning var verdiene tydelig under 0 °C. Laveste temperatur ble målt til -0,5 °C. Dette indikerer kald is ved brefronten. Denne delen av breen er trolig bar mesteparten av vinteren, utifra eksisterende bildemateriale tatt i mars måned 2004 og 2005.



*Figur 5.9 Temperaturprofil i breen målt med kabel 1 (1570 m.o.h.) og kabel 2 (1500 m.o.h.). Avlesningen av kablene 14.10.04 ligger til grunn for temperaturprofilene.*

## 5.4 GPR data

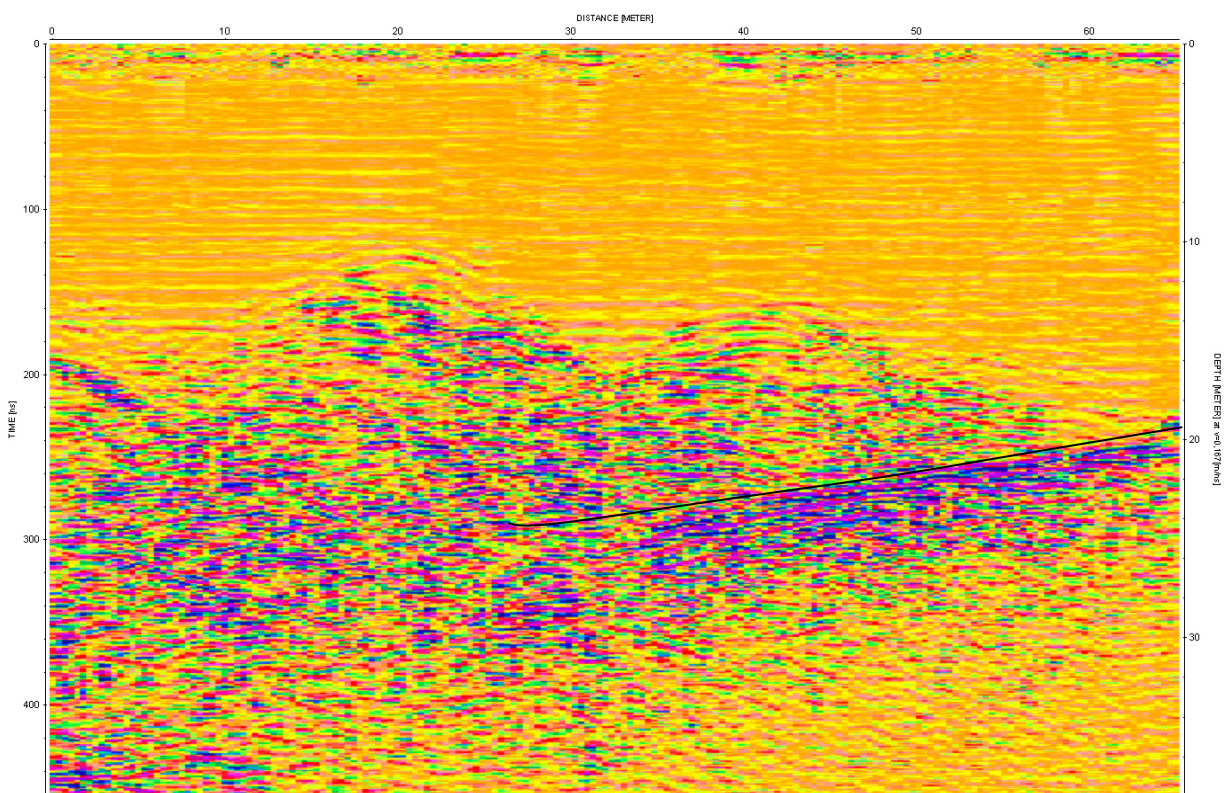


Figur 5.10 Nedre Steindalsbre i blå skravering. Radarprofilene 1 og 2. PR1 er starten på profil 1 og PR1 PR2 er slutten på profil 1 og begynnelsen på profil 2. PR2 er så slutten på profil 2. Det er et avvik mellom profilenes høyde over havet og det som vises på figuren. Dette er fordi referansehøyden (plasseringen av totalstasjonen) er målt inn med en håndholdt GPS. Dette har ingen betydning for høydeforskjellen i hvert profil da det er den relative forskjellen mellom start og stopp punktene som brukes i beregningene.

Radarmålingene ble ikke gjennomført som planlagt, men to av profilene brukes i oppgaven for å identifisere bunnen og tykkelsen på breen i front.

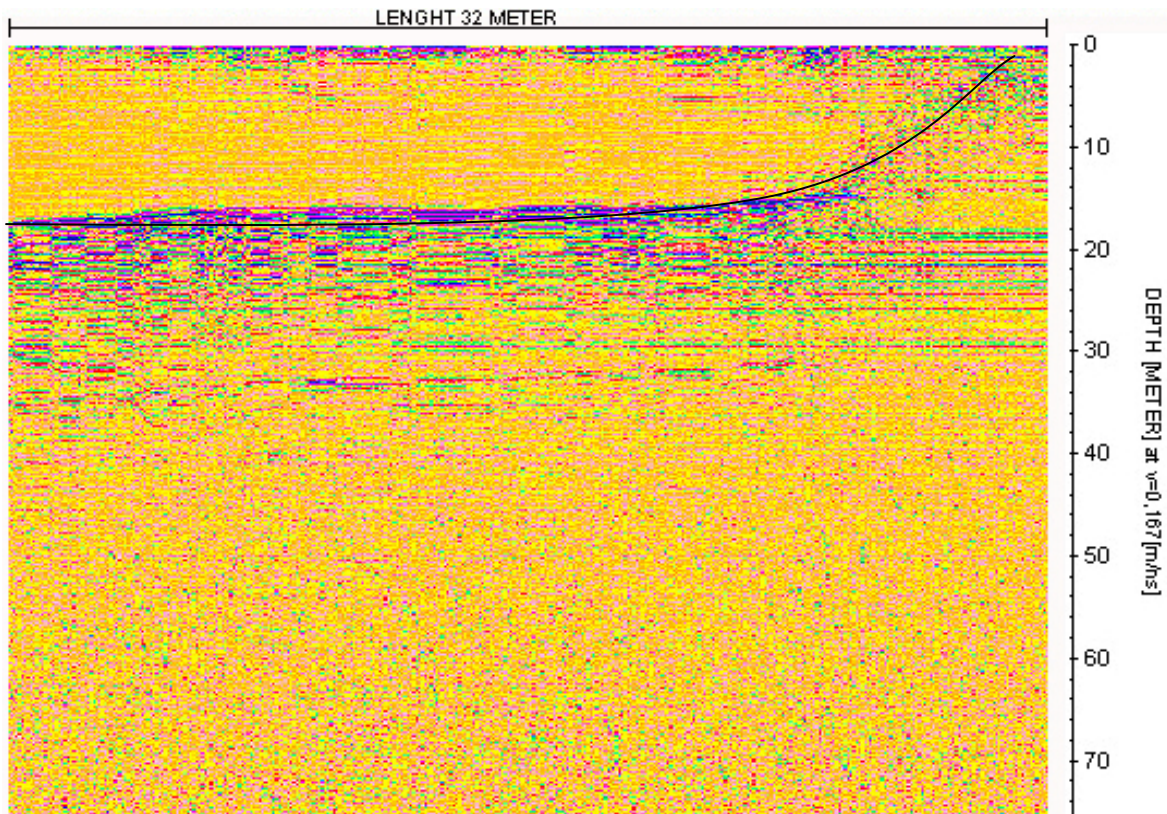
I radargrammet for profil 1 (fig. 5.11) vises en tydelig refleksjon av et flatt grenselag mot slutten av profilet (til høyre på radargrammet). Dette kan antas å være en bunnrefleksjon. Dybden ned til refleksjonen er ca. 25 m midt i profilet og avtar til ca. 20 m på slutten. På starten av profilet er det mye støy/spredning i refleksjonen, og dybden ned til denne refleksjonen anslås til ca 13-15m. Støyen skyldes antagelig stein i breen eller i bresålen. Siden det ikke er kjørt noen profiler på tvers av profil 1 og 2, så kan det heller ikke utelukkes at det er refleksjoner fra siden på underlaget som vises. Profil 1 (fig.5.10 og fig. 5.13) overlapper med profil 2, slik at bunnrefleksjonen sees videre på radargrammet for profil 2 (fig. 5.12).

Dybden til refleksjonen ser ut til å ligge på ca 18 m og avtar til ca 16 m, før den stiger brått mot slutten av profilet. Dette er helt i fronten av breen hvor isen slutter. Den gjennomsnittlige overflatehelningen på breen langs med profilene er  $32^\circ$  for profil 1 og  $46^\circ$  for profil 2. Hvis det antas å være bunnrefleksjonen som sees på radargrammet, så vil helningen på underlaget i profil 1 være noe mindre enn overflatehelningen, og anslås til ca  $25^\circ$ . Helningen på underlaget i profil 2 går mer parallelt med overflaten og ligger på ca  $46^\circ$  (fig. 5.13). Det understrekes at det er snakk om gjennomsnittlige hellningsvinkler og at usikkerhetene rundt beregningene er store.



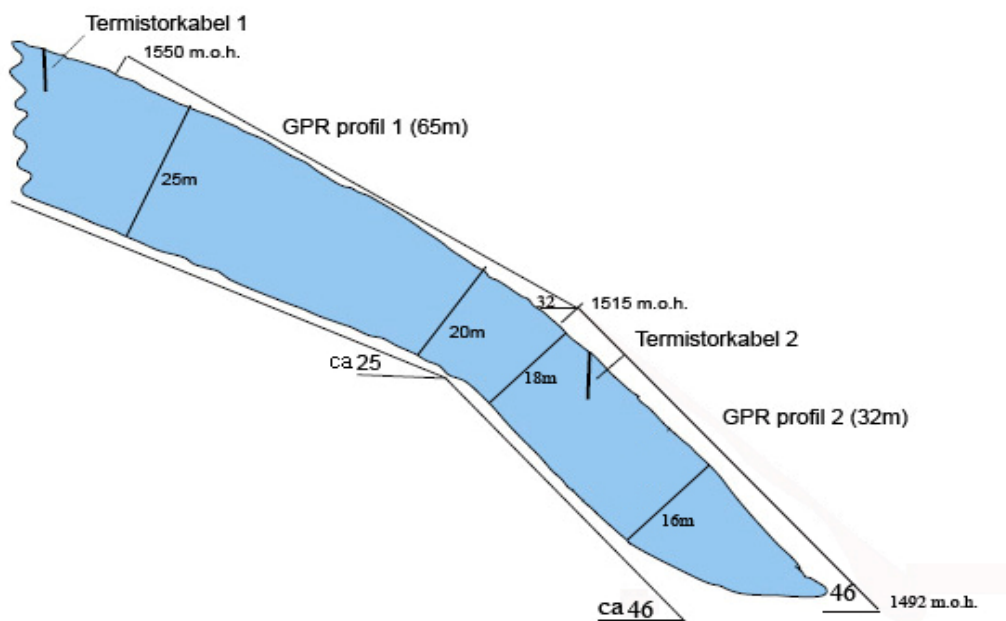
Figur 5.11. Profil 1. Lengden på profilet er 65 m. Hvert "skudd" er avfyrt for hver 15. cm. Y-aksen (dybdeaksen) er forstørret to ganger for bedre å kunne identifisere dybden på de ulike lagene. De blå strukturene er tydelige refleksjoner. Antatt bunnrefleksjon er markert med sort linje.





Figur 5.12 Profil 2. Her er hvert "skudd" avfyrt i tidsintervall. Antatt bunnrefleksjon er markert med sort linje.

### GPR profil og helningsvinkler



Figur 5.13 Oversikt over GPR profiler, termistorkabler, tykkelsen på brefronten og helningsvinkler på underlaget til breen. Størrelsesforholdene er ikke korrekte.

## 5.5 Isdeformasjon

Tykkelsen og helningen på underlaget er kjente størrelser for det samme området på breen.

Beregning av skjærspenningen mellom bresålen og underlaget gir:

$$\tau_b = F \rho g h \sin \alpha \Rightarrow \tau_b = 84 \text{ kPa}$$

Utifra stakemålingene er vinterbevegelsen i overflaten kjent. Overflatebevegelsen i samme området blir:

$$3,4 \text{ m} / 0,5 \text{ år (målt)}$$

Om sommeren stiger plastisiteten i de øvre lagene av breen p.g.a. økt temperatur i isen.

Dermed øker også hastigheten på isflytningen om sommeren. Hastigheten ved brefronten er nok over 7 m/år. Lav hastighet er normalt på tynne breer, selv om helningen på underlaget er stor. Overflatehastigheten målt i oppgaven er også målt i et område hvor temperaturen i isen ligger på grensen til å være temperert. Dette virker også inn på isens plastiske egenskaper og dermed deformasjonshastigheten (Etzelmüller og Hagen, 2005).

Deformasjonshastigheten i området hvor overflatehastigheten er målt er beregnet til:

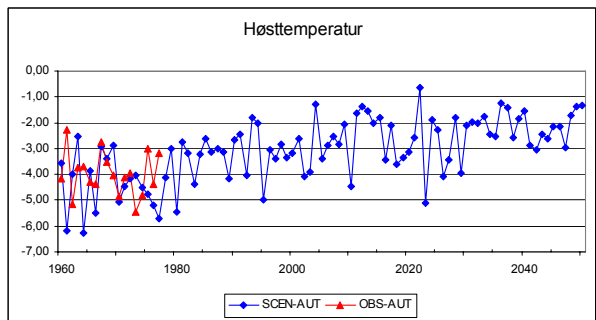
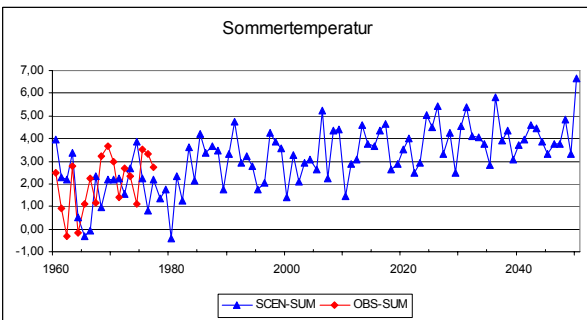
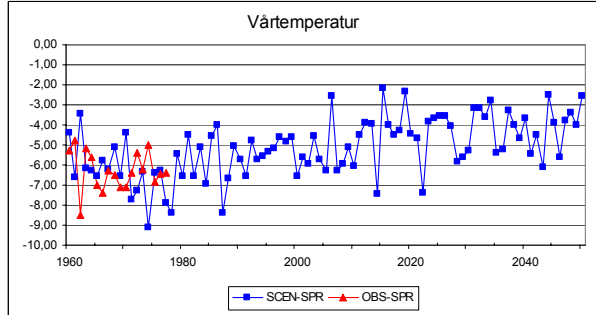
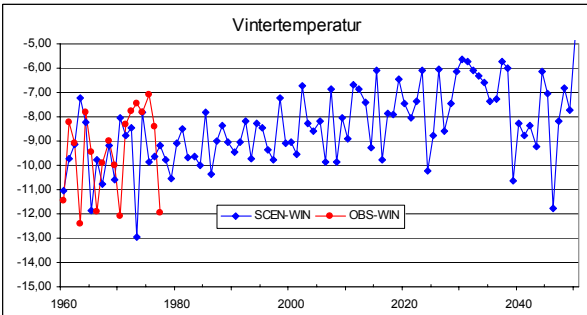
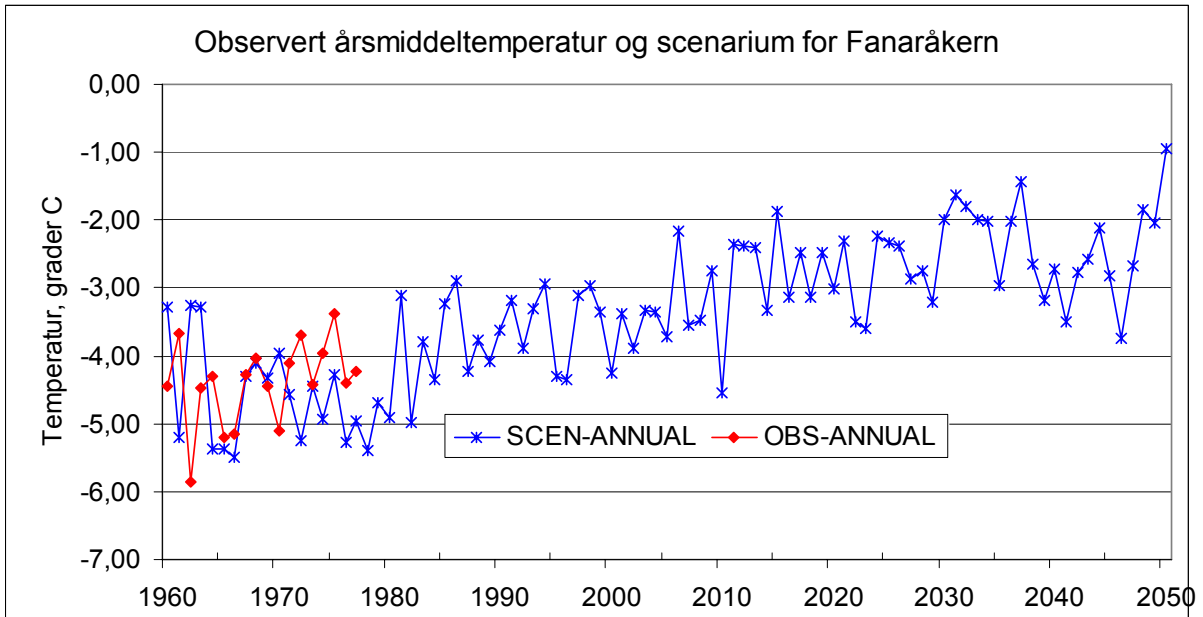
$$U_d = \frac{2A}{n+1} (\rho g \sin \alpha)^n h^{n+1} = 1 \text{ m/år}$$

Utgangspunktet for beregningen er en gjennomsnittlig helning på breens overflate på ca 20°, og en tykkelse på 20m. Det må brukes en gjennomsnittlig helning for at ligningen skal være gyldig (Bjørnsson m.fl., 1996). Det antas utifra differansen mellom deformasjonshastigheten og den målte overflatehastigheten at det er bunnglidning. Det understrekes at det er knyttet stor usikkerhet til beregningen av deformasjonshastigheten på så bratte og tynne breer.

## 6.0 Klimascenarier

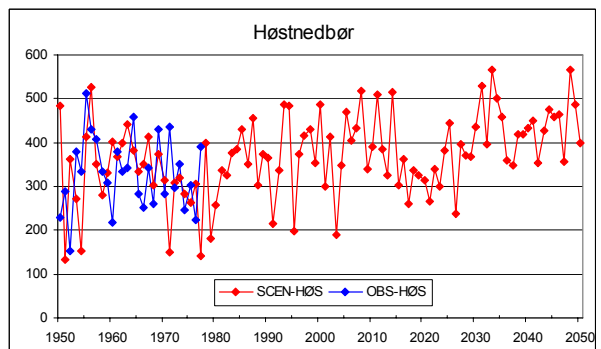
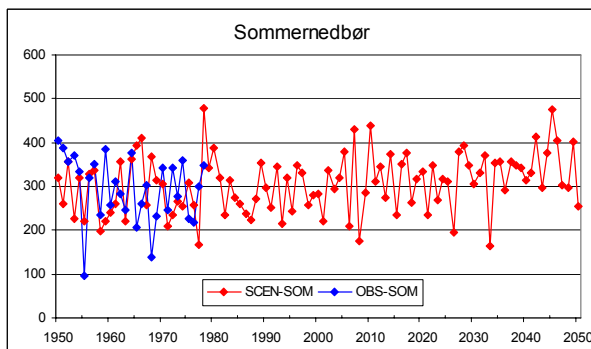
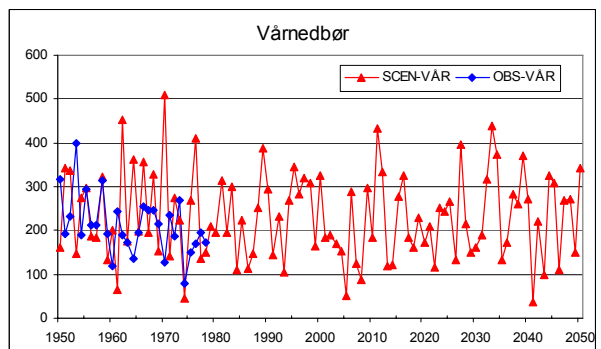
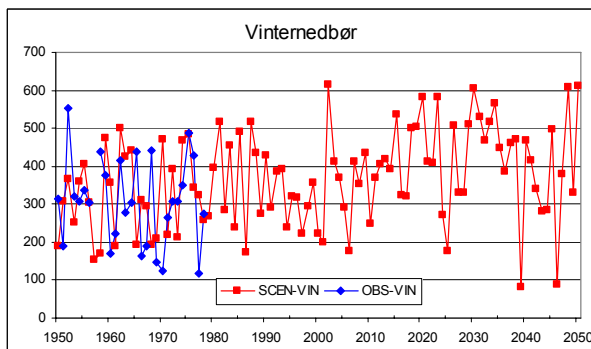
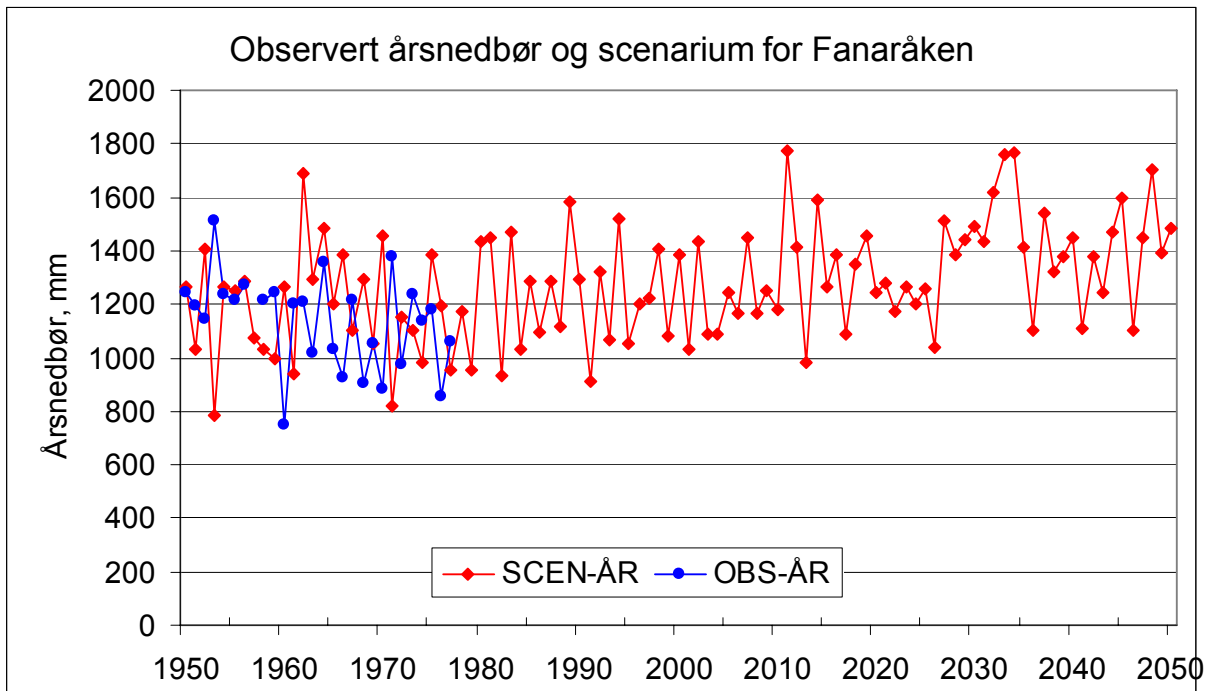
RegClim er et prosjekt som nedskalere globale klimamodeller ned på regionalt nivå (Hanssen-Bauer m.fl., 2003). ECHAM4/OPYC3 er en koblet atmosfære-hav modell. Denne modellen er brukt sammen med data fra 41 målestasjoner for å lage en dynamisk og empirisk nedskalering, som estimerer fremtidig nedbør og lufttemperatur i Norge (Hanssen-Bauer m.fl., 2003). Dette er det fremste verktøyet som finnes i dag for å kunne beregne fremtidige klimaendringer i Norge. Generelt for fastlands Norge er det anslått en økning i lufttemperaturen på om lag 1 til 2,5 °C frem til 2050 (Hanssen-Bauer, m.fl., 2003). Økningen vil være minst langs kysten i sør, og størst i innlandet og i nord. En empirisk og en dynamisk angrepsvinkel gir to ulike scenarier. Empirisk nedskalering gir en høyere beregnet årsmiddeltemperatur (Hanssen-Bauer, m.fl., 2003). Temperaturen om vinteren og våren blir også beregnet til å være høyere med denne metoden, særlig på steder i innlandet som er utsatt for temperaturinversjon, og som vil redusere denne. Det er også antydnet en økning i vindhastighet om vinteren og en reduksjon av snødekket (Hanssen-Bauer, m.fl., 2003). Begge metodene er mer entydige angående nedbøren. Det er antydnet en økning i Vest-Norge om høsten og Sør-Norge om vinteren. Det antas en økning av sommertemperaturen, men mindre enn økningen i vintertemperatur.

Et fremtidig temperaturscenario frem til 2050 er laget for Fanaråken (fig. 6.1). MAAT for Fanaråken antas utifra modelleringen å stige til om lag -2 °C i 2050, mot dagens -4,3 °C. Dette er en betydelig økning som antas å bli størst om vinteren. De andre årstidene får også en temperaturøkning, men av en mer moderat karakter. MAAT for Sognefjellet er ikke beregnet, men det antas også her en betydelig økning. Spesielt i vintertemperaturen, siden avstanden mellom målestasjonene er så kort (Pers.med. Hanssen-Bauer, 2005). Et tilsvarende scenario over nedbøren er laget for både Fanaråken og Sognefjellet. Prognosene for nedbør på de to lokasjonene er ganske like (fig. 6.2 og fig. 6.3). Det antas en økning i årlig nedbør som fordeler seg forskjellig gjennom året. Høsten og vinteren er årstidene med mest økning, mens våren blir omtrent som dagens nivå. Sommeren gir en svak økning. Totalt sett vil økningen frem til 2050 være omtrent 50-75mm i året i forhold til dagens nivå både på Fanaråken og Sognefjellet. Det understrekes at det må sees på den trenden over mange år. Scenariet for enkelt år kan inneholde betydelige feil i modelleringen. Slike feil vil utjevnes over lengre tidsperspektiv (Pers.med. Hanssen-Bauer, 2005).

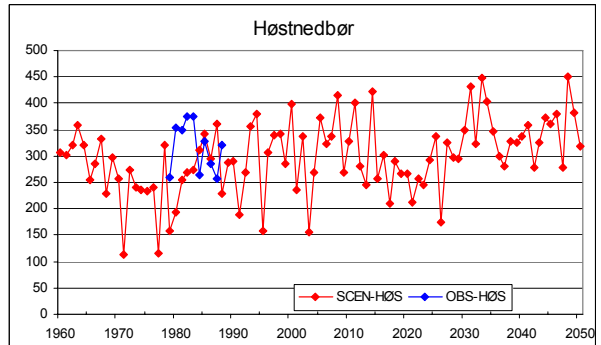
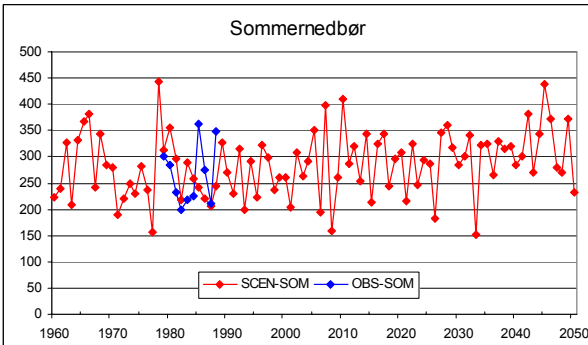
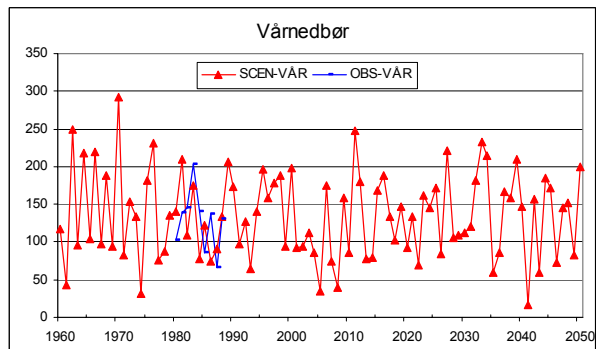
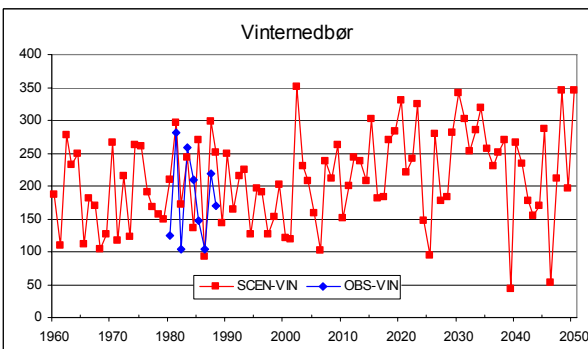
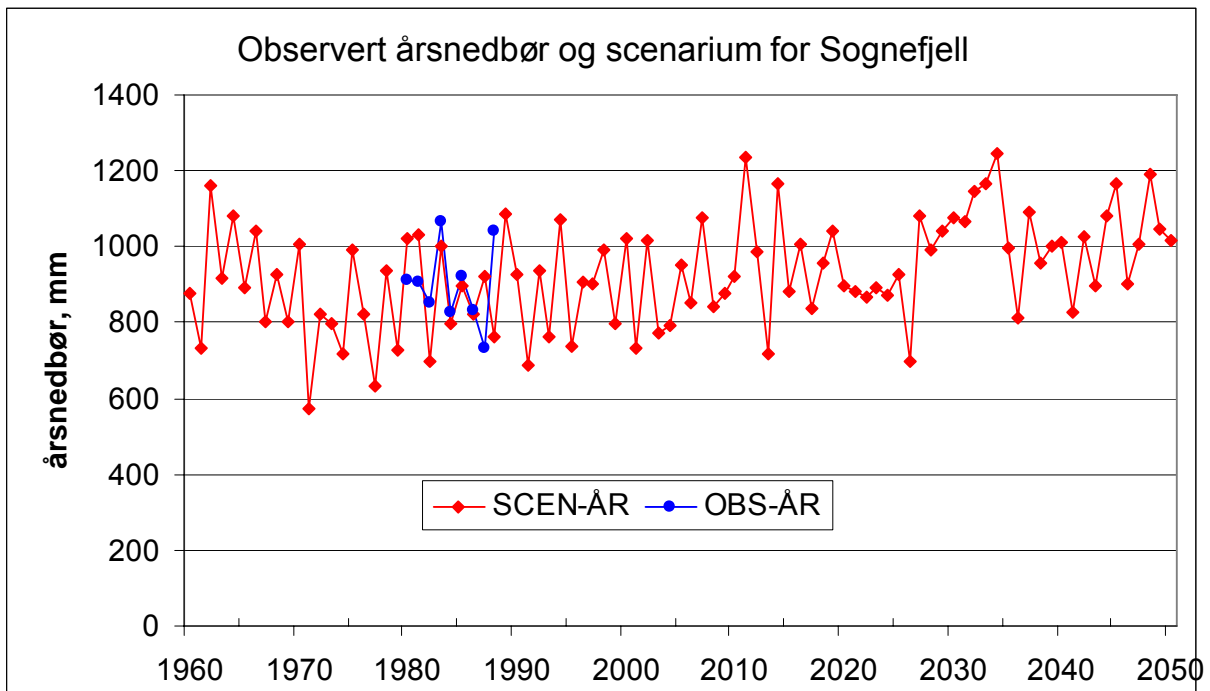


Figur 6.1 Observert årsmiddeltemperatur (rød) og modellert årsmiddel (blå) for Fanaråken, basert på en regional klimamodell utarbeidet av RegClim.





Figur 6.2 Observert årsnedbør (blå) og modellert årsnedbør (rød) for Fanaråken, basert på en regional klimamodell utarbeidet av RegClim.



Figur 6.3 Observervert årsnedbør (blå) og modellert årsnedbør (rød) for Sognefjellet, basert på en regional klimamodell utarbeidet av RegClim.

## 7 Diskusjon

### 7.1 Temperaturforhold i bakken

Hensikten med kartleggingen av overflatetemperaturen på Sognefjellet, og spesielt ved Nedre Steindalsbre, har vært å avdekke permafrost. Nesten like viktig som selve permafrosten er hvilke faktorer som bestemmer utbredelsen. Er disse kjent, er det mulig og modellere hvordan utbredelsen endres med klima og tid.

#### 7.1.1 BTS

Resultatene fra BTS-målingene har ikke vært entydige. Normalt burde det være en korrelasjon mellom BTS og høyde over havet, slik som på bl.a. Dovrefjell og Juvass (Isaksen m.fl, 2002). Ut i fra plottet mellom BTS og høyde, er BTS stigende med stigende høyde. Mest trolig er årsaken at datagrunnlaget er for lite. Flere punkter over større høydeintervall ville kanskje gitt et annet resultat. Figur 2.4 antyder temperatur inversjon på Sognefjellet om vinteren. Dette kan ha en innvirkning på MGST (Mean Ground Surface Temperature), og dermed også BTS. Eksempler på slik påvirkning er kjent fra Canada (Lewkowicz og Ednie, 2004). Dette er en mulig medvirkende årsak til stigende BTS med stigende høyde, spesielt nede i daler hvor kald luft blir stående.

En annen forklaring kan være en eksposisjonavhengighet i utbredelsen av permafrost. Permafrost kan opptre i områder med lav innstråling og høy lufttemperatur. Det finnes eksempler på positiv MAAT og eksisterende permafrost hvis strålingen er tilstrekkelig lav (Funk og Hoelzle, 1992). På Sognefjellet er MAAT  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$  og terrenget er meget kupert med bratte skrenter. En type terreng hvor enkelte steder skjermes godt mot stråling (fig 7.1 og bilde 7.2). Dette forklarer nok hvorfor enkelte målinger tatt ned mot 1300 m.o.h. ga meget kalde verdier. (Disse vil forstyrre korrelasjonen mot høyde over havet.) Effekten av stråling og småkupert terreng er også vanskelig å fange opp hvis oppløsningen i terrengetmodellen er for lav. DTM (Digital Terrain Model) brukt i oppgaven har en oppløsning på 25m og er utarbeidet av Statens Kartverk. For lav oppløsning fanger ikke opp alle små knauser og skrenter, og deres eksposisjon blir heller ikke fanget opp. En fullstendig korrelasjon med innstrålingen vil da ikke kunne registreres.

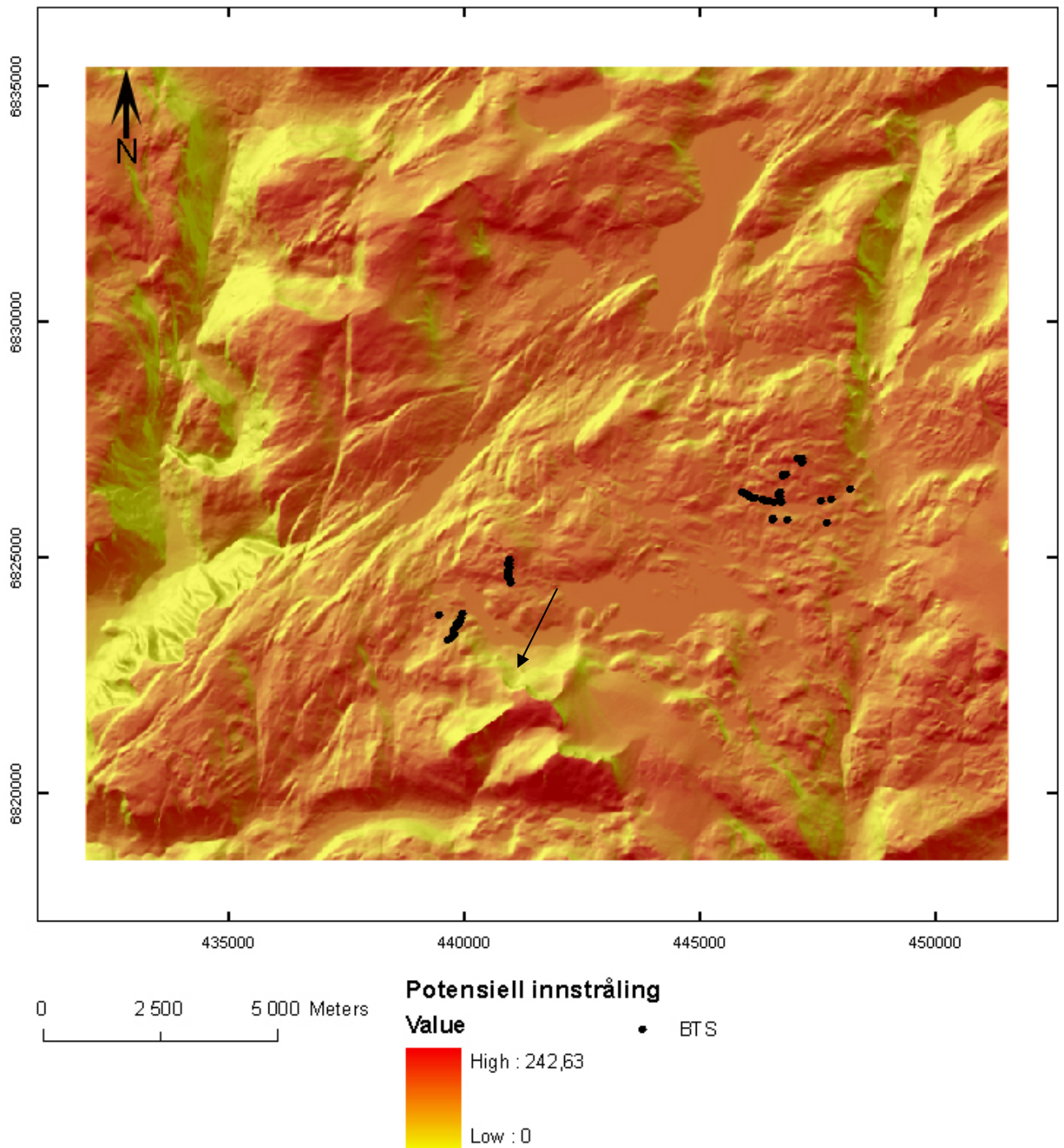


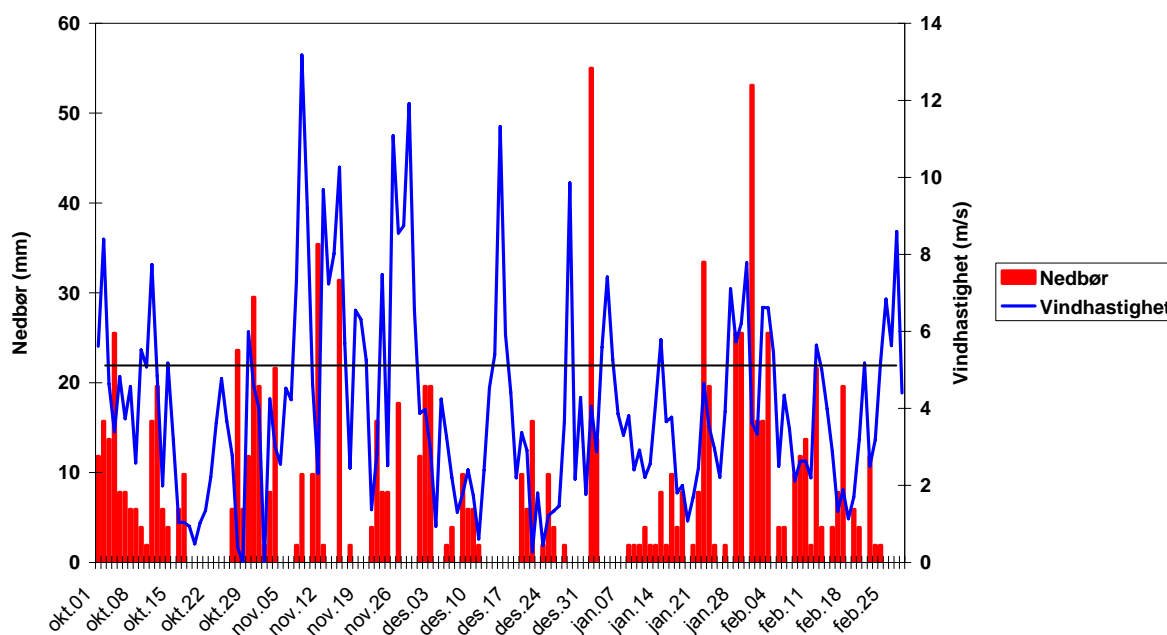
Fig 7.1 Kartet viser variasjonen i potensiell innstråling på Sognefjellet. Variasjonen løper fra  $0 \text{ w/m}^2$  til  $242,63 \text{ w/m}^2$ . Fjellsiden med Nedre Steindalsbre er markert med pil. BTS punktene er markert med sort.



*Bilde 7.2 Et typisk kupert landskap med små knauser og bratte sider på Sognefjellet. Foto: Henning Urdahl.*

Oppbygningen og fordelingen av snødekket er en faktor som påvirker utbredelsen av permafrost (Lewkowicz og Ednie, 2004; Isaksen, m.fl., 2002). Sognefjellet er utsatt for mye vind, og da spesielt i forbindelse med stor lavtrykksaktivitet om høsten og vinteren (fig. 7.3). Dette påvirker også fordelingen av snø. Vind sammen med nedbøren fordeler mye av snøen i senkninger og leheng direkte (fig. 3.3). Denne effekten øker med høyden idet vindhastigheten også øker med høyden (Isaksen, 2002). I tillegg kommer omfordeling av den snø som allerede har falt på bakken. Dette krever høyere vindhastigheter, og avhenger sterkt av snøens metamorfose (McClung og Schaerer, 1993). Kraftig omfordeling av snø kan føre til at det blir målt BTS på steder hvor BTS ikke er stabil. Vind kombinert med det kupert terrenget på Sognefjellet påvirker høyst sannsynlig også snøfordelingen. I forhold til BTS er det satt en grense på snøtykkelsen på 80 cm for når bakkeoverflaten påvirkes av kortsiktige svingninger i lufttemperaturen. Denne påvirkningen blir større desto tynnere snødekke. Barblåste områder har gunstige forhold for permafrost som følge av et stort energitap til atmosfæren i de kaldeste månedene. En del av tapet vil nok oppveies ved at de samme områdene er mer eksponert for stråling enn de mer snørike. Vannmengden i bakkeoverflaten må også antas å være større i senkninger som også samler mye snø. Dette er ugunstig med hensyn til permafrost. Frysningen av vannet gir latent varme og forsinker frysningen av bakkeoverflaten.

Vindpåvirkning av nedbør (snø) på Sognefjellet



Figur 7.3 Vindens direkte påvirkning av nedbøren (snø). Terskelhastigheten 5m/s for når løs snø løftes fra bakken er markert. Det er relativt mange døgn med nedbør og vind på over terskelhastigheten samtidig, eller vind innenfor ett døgn etter at nedbøren har falt. Beregnet i gjennomsnitt fra årene 2000-2004.

### 7.1.2 Miniloggere

Resultatene fra minilogger 1 og 2 ga klare indikasjoner på permafrost. Forskjellen i målte temperaturer var betydelig selv om beregnet FN ble lik for de to miniloggerne. Dette skyldes forskjell i snødybden på de to plasseringene. Ved minilogger 2 ble det snøfritt i månedsskiftet juni/juli, mens ved minilogger 1 ble det snøfritt først i midten av august. Logger 2 målte en gjennomsnittlig stabil BTS på  $-4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  mot logger 1 med  $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Smelteperioden begynte en måned tidligere ved minilogger 2, samt at den varte i over en måned lenger enn for minilogger 1. Mye snø langt utover sommeren skjermet minilogger 1 mot kortsiktige variasjoner i lufttemperaturen (varmegrader) og bidro dermed til en høyere verdi av FN. En lignende sammenheng er også sett på Sølen og Elgåhogna (Heggem, m.fl. 2005). Det skal heller ikke sees bort i fra forskjellen om høsten og vinteren. Minilogger 1 nådde en stabil BTS hurtigere enn minilogger 2. En periode med zero curtain effekt ved minilogger 2 forsinket en stabil BTS. Smeltevann er trolig årsaken til dette fenomenet. Overflatematerialet ved minilogger 2 bestod av relativt kompakt morenemateriale med småstein og grus.

Vanninnholdet er høyere i dette materialet enn overflatematerialet ved logger 1, som bestod av blokker og grovt morenemateriale.

Minilogger 2 var plassert mellom to morener. Foruten materiale fra breen er disse tilført mye rasmateriale fra fjellveggen bak breen. Hvis det er permafrost i området skal det ikke sees bort ifra at disse kan være iskjernemorener. Dette kan være en medvirkende årsak til å forklare den lave temperaturen ved minilogger 2.

BTS ble imidlertid ikke målt helt opptil breen, men resultatene fra miniloggerne er likevel med på validere BTS-målingene i samme nordvendte fjellside. Området rundt Nedre Steindalsbre ligger i en nordvendt fjellside avskjermet mot stråling av fjellet Steindalsnosi. Hvis stråling er av stor betydning på Sognefjellet vil dette danne gunstige forhold for permafrost i fjellsiden rundt breen. De laveste BTS-verdiene er målt i denne fjellsiden vest for breen. Utifra minilogger og BTS-resultater sett under ett må det antas en stor sannsynlighet for permafrost i området rundt Nedre Steindalsbre. Å estimere noen MPA på bakgrunn av BTS- og miniloggerdata er meget vanskelig, og grenser opp mot spekulasjoner. Et forslag kan være at grensen ved Nedre Steindalsbre ligger mellom 1400 – 1500 m.o.h.

## 7.2 Temperaturforhold i breen

Nordvest i Jotunheimen er tettheten av hengebreer en av de største i landet. De fleste av disse breene er lokalisert i nordvendte fjellsider. Hengebreene er i enkelte tilfeller rester av større breer som har smeltet tilbake. Disse breene er meget sensitive ovenfor stråling p.g.a. den bratte overflaten. Nedre Steindalsbre er godt skjermet mot stråling med lokalitet i en nordvendt fjellside, og med en høy fjellvegg som skjermer fra syd. Temperaturen i breen er antagelig sterkt influert av denne avskjermingen. Sammen med strålingen er lufttemperatur og nedbør de mest betydningsfulle faktorene for breens temperaturregime. Resultatene fra temperaturmålingene i borehullene indikerer negative temperaturer i front og temperert is på midten. Lufttemperaturen påvirker breens front i større grad enn resten av breen fordi store mengder snø dekker den øvre delen store deler av året. Brefronten er ofte kun dekket med et tynt lag med snø om vinteren. At den er helt barblåst er heller ikke uvanlig. Dette gir et tap av energi til atmosfæren på dager med negativ lufttemperatur. Spesielt om høsten og vinteren antas det at energitapet over tid påvirker underlaget ved brefronten. Dette energitapet blir ikke alltid erstattet om sommeren fordi breen fungerer som en buffer mot atmosfæren og

underlaget under brefronten forblir frossent (Waller, 2001; Etzelmüller og Hagen, 2005). Høyere oppe på breen er det større tilførsel av snø. Akkumulasjonsmønsteret på breen er i stor grad styrt av vinden. Om høsten og vinteren er vest og sørøst de dominerende vindretningene (fig. 2.5-2.8). Breen ligger i le for sørøstlig vind og dette danner skavler på toppen av fjellveggen bak breen. Det må antas at skavlene tilfører breen noe masse når disse raser ned. Av mer betydning er vinden fra vest. Det transporteres betydelige mengder snø fra vestsiden av breen over på østsiden og inn i botnen. Smeltevann fra snøen refryser i sprekker og kanaler englasialt. Betydelige mengder latent varme blir frigjort og fører til temperert is i dette området (Etzelmüller og Hagen, 2005). Det er ikke gjort noen massebalansemålinger. I juli måned hadde isoverflaten rundt stake 1 smeltet ned ca 1 m. Staken ble så boret ned til tre meters dybde. I løpet av tidsrommet frem til slutten av september hadde staken smeltet ut. Dette viser at breoverflaten ved fronten smeltet ned minimum 4 m i løpet av dette tidsrommet. Antageligvis er ablasjonssesongen kun et par måneder, men med relativt stor avsmelting i juli-august. Selv i smelteperioden var det lite subglasialt smeltevann ved fronten av breen på østsiden. Ved fronten på vestsiden er det derimot observert subglasialt smeltevann. På begge sidene er det svært lite sedimenter foran breen. Dette betyr enten at underlaget er fast fjell og breen er for tynn til erodere på dette, eller at større deler av bresålen er fastfrosset til underlaget (Etzelmüller og Hagen, 2005).

På østsiden er det heller ingen utpreget dannelse av sprekker. Det er noe sprekker lateralt, men ingen større medialt. Liten sprekkdannelse hemmer også smeltevann å trenge ned i breen, og er vanlig for breer som ligger i permafrost områder (Etzelmüller og Hagen, 2005). På vestsiden er det en betydelig dannelse av transversale sprekker. Store indre spenninger som overgår isens bruddstyrke (terskelspenning for brudd) er årsaken til dette (Paterson, 1994). Dette antyder at denne delen av breen ikke er fastfrosset til underlaget.

Videre er det tydelige skjærplan i fronten på østsiden. Polytermale breer hvor fronten er fastfrosset til underlaget og med bunnglidning i øvre deler, fører til en oppbremsing av isflytningen ved fronten. Det vil da dannes en sone med iskompresjon og skjærplan (Benn og Evans, 1998; Etzelmüller, m.fl., 2003). Slike skjærplan sees tydelig i fronten på østsiden (bilde 7.4). Den store mengden stein i skjærplanene skyldes nok mye rasmateriale som innkapsles i isen øverst på breen og følger isflytningen frem til fronten.





Bilde 7.4 Skjærplan i fronten på østsiden. Foto: Henning Urdahl

Ligningen for varmeledning  $T_{(z,t)} = T_s \exp(-z\sqrt{\omega/2\kappa}) \sin(\omega t - z\sqrt{\omega/2\kappa})$  (Paterson, 1994) beskriver hvordan overflateamplituden for lufttemperaturen forplantes nedover i dybden med tiden  $t$ .  $T_s$  er temperaturamplituden på overflaten,  $\omega$  er hastigheten på utbredelsen og  $\kappa$  er den termiske diffusiviteten for is ( $1,09 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). Bruk av denne ligningen forutsetter at det ikke er fritt vann i breen. Ved kabel 1 er breen isoterm med refrysning av englasialt smeltevann. Den frigjorte latente varmen bidrar antagelig med mesteparten av energitilførselen nedover i dybden. Ligningen for varmeledning er da ikke egnet. Ved kabel 2 er det negative temperaturer og antagelig svært lite eller intet fritt vann englasialt, og ligningen kan da brukes. Det tar ca 100 døgn før overflateamplituden har forplantet seg 8 m ned i breen. Temperaturen i de to borehullene ble avlest 14.10.04. Det betyr at temperaturen midt i juli er den amplituden i lufttemperaturen som har påvirket temperaturen på 8 m dyp på avlesningstidspunktet. Antageligvis ville en avlesning på våren vise lavere temperaturverdier.

### 7.3 Risikoanalyse med henblikk på isskred

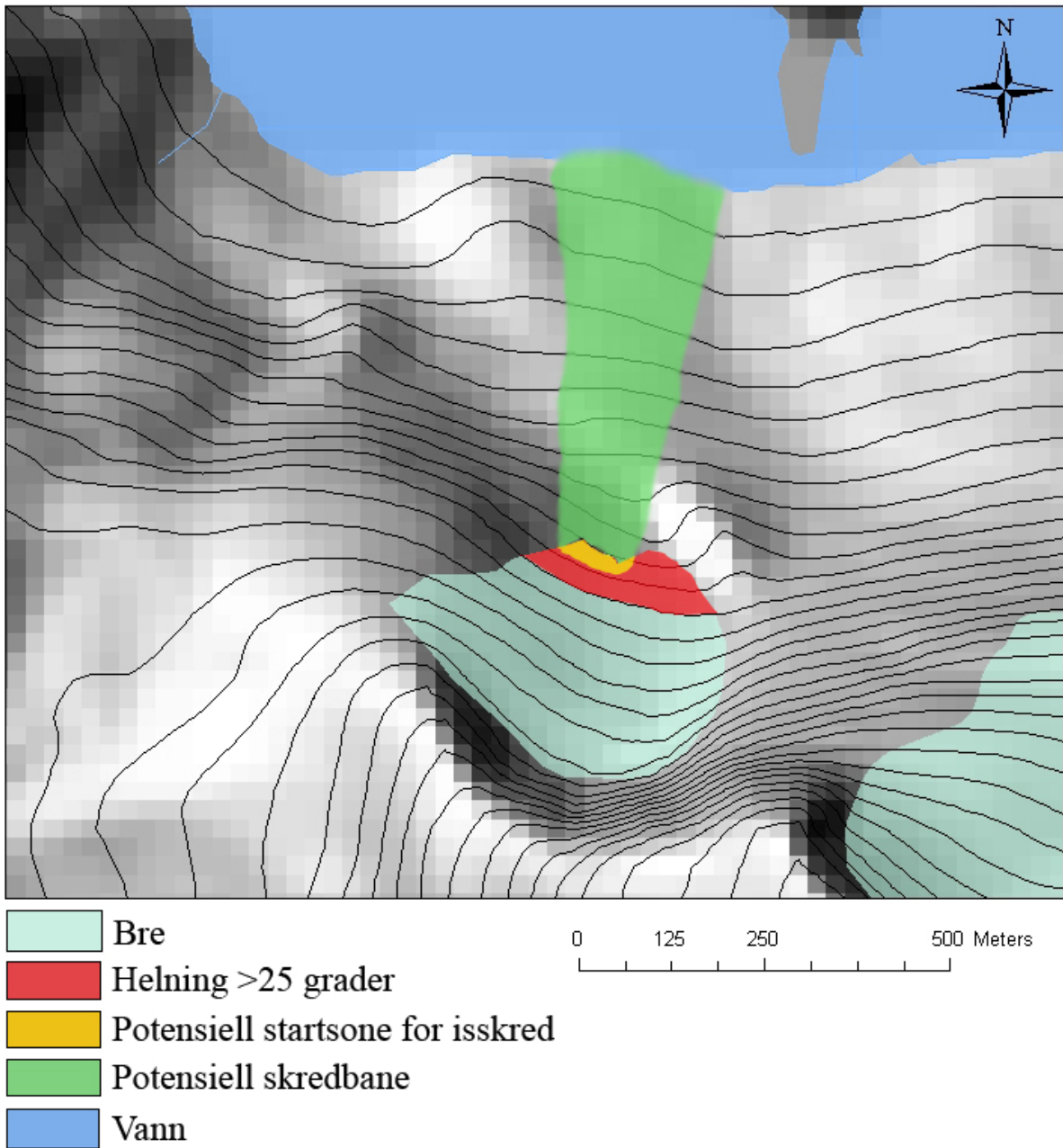
Vurdering av risikoen for isskred fra Nedre Steindalsbre blir gjort på bakgrunn av helningen på underlaget, temperaturen i bakken og i breen, samt breens morfologi. Utløpslengden er beregnet med  $\alpha$  og  $\beta$  metoden (Kristensen og Lied, 2003). Skredbanens form er ikke beregnet, men vurdert etter gravitasjon og minste motstands vei for skredet.

Det er en tydelig knekk på breens underlag noe som sees tydelig i overgangen mellom radarprofil 1 og 2. Denne knekken avspeiles også på overflaten og går på tvers over breen. På østsiden møter brefronten endemorenen som virker som en buffer mot skred. Overflaten har stort sett samme helning langs høydekotene på breens nedre del. Hvis en antar relativt samme forhold mellom helningen på overflaten og underlaget i det samme området, så gir dette en gjennomsnittlig helning på underlaget på over  $25^\circ$  (Rødskravert felt på fig 7.5). Dette området bør etter Salzmann (2004) ansees som ustabil. Nedre del av dette feltet er antatt mye brattere (opp mot  $46^\circ$ ). Hvorvidt denne helningen er gjeldende for breens vestlige del er usikkert, og basert på antagelser.

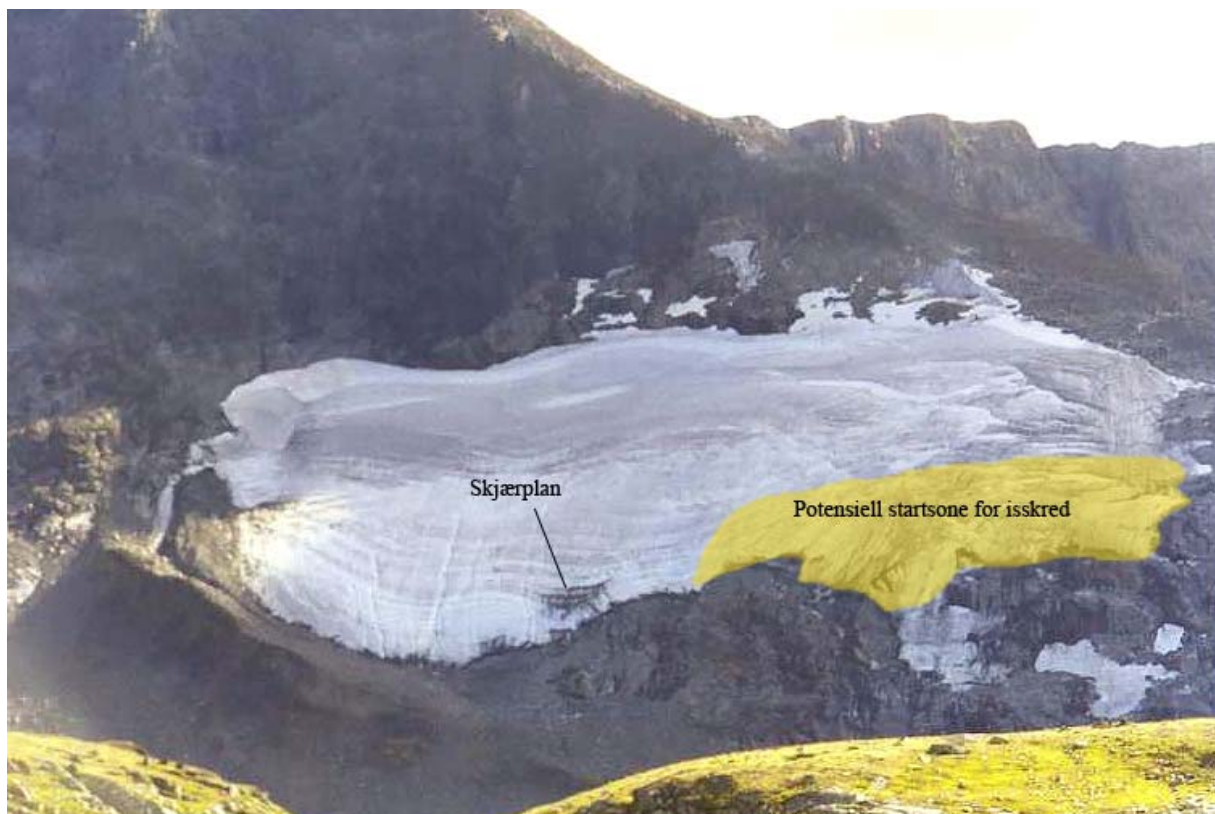
#### ***Skredvolum og utløpslengde:***

Utifra kartleggingen av temperaturregimet antas brefrontens østlige del av å være relativt stabil. Den vestlige delen av fronten må betraktes som en potensiell startzone for isskred etter tidligere empiriske analyser (Salzmann m.fl. 2004; Margreth og Funk, 1999)

Arealet av det rødskraverte feltet er på ca.  $25 \cdot 10^3 \text{ m}^2$ . Med en antatt gjennomsnittstykkelse på 8 m gir dette et volum på ca.  $200 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ . Et gulskravert område på fig 7.5 og 7.6 angir det som trolig kan være en startzone for et isskred. Dette området utgjør omtrent en femtedel av det rødskraverte feltet, og med et antatt volum på maksimalt ca.  $40 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ . Et isskred fra det gulskraverte området vil nok være en blanding av cliff-type og ramp-type A. Utløpslengden for et isskred er beregnet etter  $\alpha$  og  $\beta$  metoden (Kristensen og Lied, 2003), og vil sannsynligvis nå ut over vannet.  $\beta = 10^\circ$  måles ikke før ute i vannet. Et skred vinterstid ville nok fortsette et stykke utover vannet da dette er frosset om vinteren. Hvis et skred går om sommeren, så er det usikkert om det i hele tatt ville nå vannet. Et skred om vinteren ville sannsynligvis utløse større snøskred samtidig. Dette ville gi skredet et betydelig større volum og energi.



Figur 7.5 Oversiktskart som viser ustabile områder på breen, mulig utløpslengde og skredbane.



Bilde 7.6 Gulskravert område ansees for å være ustabil med fare for isskred. Skjærplan fra bilde 7.4 er markert.  
Foto: Henning Urdahl

#### 7.4 Risiko for isskred sett i forhold til en klimaendring

Klimascenariene vil få MPA til å stige betydelig. ELA (Equilibrium Line Altitude) vil også stige betydelig. Økningen i MAAT vil alene antagelig destabilisere en rekke hengebreer i området. Skråninger som før var dekket med snø eller permafrost vil også destabiliseres. Oveflatehelningen i mange skråninger og fjellsider er betinget av permafrost, og når denne forsvinner blir de ustabile (Haeberli m.fl. 1997; Etzelmüller m.fl., 2003).

Økningen i nedbør er også beregnet til å være markant. Denne blir størst om vinteren og større snødybder må da påregnes. Økt tilførsel av snø gir også økt tilførsel av energi når denne smelter og latent varme frigjøres. Dette virker negativt inn på temperaturregimet i både bakken og breen.

Etter dagens klima er det et gunstig forhold mellom MPA og ELA på Nedre Steindalsbre. En klimaendring av ovennevnte størrelse ville enten gjøre at breen smelter vekk, eller at den vokser og blir ustabil. Hvis temperaturen øker mer enn nedbøren i lengre perioder vil dette minske volumet. Hvis derimot nedbøren øker tilsvarende, vil breen opprettholdes med samme

volum eller øke. Dette vil antageligvis destabilisere breen, siden den høyst sannsynlig vil bli fullstendig temperert (Etzelmüller og Hagen, 2005).

## 8 Konklusjon

- Det antas å være permafrost i området rundt Nedre Steindalsbre. Minilogger data, BTS-målinger og geomorfologi indikerer dette. MPA er ikke funnet, men ligger sannsynligvis lavere enn brefronten. Det antas permafrost i underlaget ved brefrontens østlige del. Temperaturregimet i resten av underlaget er ikke kjent, men det antas at større deler ikke er permafrost.
- Temperaturregimet i Nedre Steindalsbre antas å være influert av permafrosten i området. Temperaturen i den østlige delen av fronten antas å ligge under trykksmeltepunktet. Temperaturdata fra borehull og breens morfologi antyder dette. Den vestlige delen av fronten antas å være temperert, og subglasialt smeltevann indikerer dette. Breens øvre del og akkumulasjonsområde antas å være temperert. Dette underbygges av temperaturdata fra borehull.
- Helningen på underlaget er anslått til å være ca.  $46^\circ$  ved frontens nedre del, og ca.  $25^\circ$  ved frontens øvre del. Dette er begrunnet i GPR-målinger. Helningen på underlaget ved den vestlige delen av fronten ansees for å være stort sett den samme, forutsatt et likt forhold mellom overflatehelning og helning på underlaget. Helningen i breens øvre del og akkumulasjonsområde er ikke kjent.
- Etter dagens klima er Nedre Steindalsbre relativt ustabil. Frontens *østlige* del antas å ikke ville generere noen isskred. Dette begrunnes ut i fra temperaturen i bakken, temperaturen i breen og breens morfologi. Morenen foran breen vil antageligvis virke som en buffer mot skred, og fronten viser ingen tegn på å være ustabil. Den *vestlige* delen derimot må regnes som ustabil utifra *antatt* temperatur i bakken og isen, samt frontens form og helningen på underlaget. Utpreget sprekkdannelse i området vitner om at isen utsettes for store spenninger. Ved et eventuelt skred er volumet anslått til maksimalt ca.  $40 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ .
- Etter Reg-Clims modellering av klimaet frem til 2050, er det to scenarier som trer frem.
  - (1) Breen smelter tilbake p.g.a. økningen i MAAT og utgjør ingen fare for omgivelsene.
  - (2) Breen øker i volum p.g.a. økt nedbør. MPA stiger som følge av økt MAAT. Breen blir temperert også i front. Dette medfører at breen blir mer ustabil, og risikoen for isskred øker.

## Referanser

- Alean, J, 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology*, Vol. 31, No. 109.
- Benn, I.D. og Evans, D.J.A. 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold forlag, et medlem av Hodder Headline Group, London.
- Björnsson, H., Gjessing, Y., Hamran, S.E., Hagen, J.O., Liestøl, O., Palsson, F., Erlingsson, B., 1996. The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding. *Journal of Glaciology* 42 (140): 23-32 1996
- Etzelmüller, B., og Hagen, J. H., 2005. Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society, London, Special Publications, 242, 11-27.
- Etzelmüller, B., Berthling, I., Sollid, J.L. 2003. Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology* 52. 87-104
- French, H.M., 1996. *The periglacial environment* 2. Edition. Addison Wesley Longman Limited, Essex, ss. 341
- Funk, M. og Hoelzle, M. 1992. A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* 3. 139-142.
- Glen, J.W., 1955. The creep of polycrystalline ice. *Proceedings Royal Society Series A*, 238, 519-538.
- Haerberli, W., 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9 (1-2): 221-227
- Haerberli, W., Wegmann, M., Vonder Mühl, D. 1997. Slope stability problems related to shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eciogae geol. Helv.* 90. 407-414.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E.J. Haugen, J.E. og Tveito, O.E. 2003. Temperature and precipitation scenarios for Norway: comparison of results from dynamical and empirical downscaling. *Climate Research*, Vol. 25: 15-27

- Heggem, E. S. F., Juliussen, H., Etzelmüller, B., 2005. Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk Geografisk tidsskrift*. Vol. 59. 94-108.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., Krummenacher, B. 1999. Miniature Temperature Dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 10. 113-124.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Käab, A., Polkvoj, A., Galuskhin, I., Evans s.g. 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *NATURAL HAZARDS AND EARTH SYSTEM SCIENCES* 5 (2): 173-187
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R.S., Sollid, J.L. 2002. Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Vol.56, 122-136.
- Ishikawa, M. 2003. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications of permafrost investigation. *Geomorfology* 52, 105-120.
- Kristensen, K. og Lied, K. 2003. Snøskred, Håndbok om snøskred. Vett & Viten. ss. 200.
- Lewkowicz, A. G. og Ednie, M. 2004. Probability Mapping of Mountain Permafrost Using the BTS Method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*. 15. 67-80.
- Lutro, O., 2002. Berggrunnskart Sygnefjell 1518 III, M 1:50000. Norges Geologiske Undresøkelse.
- Lüthi, M.P., og Funk, M., 2001. Modelling heat flow in a cold, high-altitude glacier: interpretation of measurements from Colle Gnifetti, Swiss Alps. *Journal of Glaciology* 47 (157): 314-324
- Margreth, S. og Funk, M. 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches- two case studies from the Swiss and Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology* 30. 157-173.
- McClung, D. og Schaerer, P., 1993. The avalanche handbook. The Mountaineers. ss.271
- Met.no, [http://met.no/snokart/2005/2005\\_05\\_19/swepr.shtml](http://met.no/snokart/2005/2005_05_19/swepr.shtml) [Lesedato: 19.05.05.]
- Nelson, F.E. og Outcalt, S.I. 1987. A Computational Method For Prediction And Regionalization Of Permafrost. *Arctic and Alpine Research* 19, 279-288.
- Nordli, Ø., 2000. Fjellet i snø, vind, sol og take. Det Norske Samlaget. ss. 182.
- Nye, J.F. , 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. *Journal of Glaciology*, 5, 661-690.



- Paterson W.S.B., 1994. The physics of glaciers. 3. Edition. Butterworth-Heinemann
- Plewes, L. A. og Hubbard, B. 2001. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography* 25, (2) 203-236
- Reynolds, J.M. 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons Ltd.
- Robinson, A. 1995. Natursjokk. Grøndahl og Dreyers forlag.
- Salzmann, N., Käab, A., Huggel, C., Allgöver, B., Haeberli, W. 2004. Assessment of the hazard potential of ice avalanches using remote sensing and GIS-modelling. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Vol. 58, (2) 61-73.
- Stuart, A.H. og Pedersen, D.E. 1998. Thermal Regimes Beneath Coarse Blocky Materials. *Permafrost and Periglacial Processes*. 9: ss.107-120.
- Waller, R.I., 2001. The influence of basal processes on the dynamic behaviour of cold-based glaciers. *Quaternary International* 86 117-128.
- Williams, P. J, og Smith, M. W. 1989. Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology. Cambridge University Press ss. 306
- Ødegård, R. S., 1993. Ground and glacier thermal regimes related to periglacial and glacial processes. Case studies from Svalbard and Southern Norway. Universitetet i Oslo.