

# Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna



**Erlend Førre**

Masteroppgave i geovitenskap



Institutt for Geovitenskap

Universitetet i Bergen

2012



## Abstract

Nordfonna is a well mapped plateau glacier on the Folgefonna Peninsula in Hardanger, western Norway. The marine location of the glacier makes it sensitive to climatic change; Nordfonna is therefore well suited for scientific investigations to understand glacial and climatic fluctuations. The aim of this thesis is to create a subglacial topographic map for Nordfonna, and over the subglacial drainage basins. Based on collected data, the thesis will discuss challenges related to climatic research based on sediment data from proglacial lakes. Possible natural hazards to the proglacial areas are discussed, in addition to possible future challenges for Folgefonn Summer-ski center. There is also made an estimate of the glacier ice volume.

The generated topographic map is created by use of Ground Penetrating Radar. The experience acquired during this thesis is used as a foundation for the discussion concerning the method's suitability for subglacial mapping.

## Sammendrag

Nordfonna er den nordligste av de tre breene på Folgefonnhalvøya i Hardanger. Nordfonna er en godt vitenskapelig kartlagt isbre. Breens plassering gjør den sensitiv for klimatiske endringer og kan hjelpe forskere å forstå glasielle og klimatiske fluktasjoner. Målet med denne oppgaven er å lage et kart over topografien under Nordfonna, og avgjøre subglasielle dreneringsretninger. Med bakgrunn i innsamlede data, belyses enkelte utfordringer med klimaforskning basert på data fra proglasielle vann. Oppgaven diskuterer også hvordan topografiske forhold under breen kan føre til fremtidige utfordringer for Folgefonn Sommarskisenter og breforlandet. På bakgrunn av bunntopografiske data er det laget et isvolumestimat for Nordfonna.

Arbeidet med oppgaven har gitt mange erfaringer med metodene georadar og breradar. Erfaringene legger grunnlaget for en diskusjon om metodenes egnethet til kartlegging av subglasiell topografi.



## Forord

Det er flere jeg ønsker å takke for deres bidrag underveis i arbeidet med oppgaven. Først en stor takk til min veileder, Dr. Scient. Jostein Bakke, for gode råd, faglig kunnskap, og god veiledning. Jeg er også takknemlig for familien Bakkes gjestfrihet, og lån av sommerhus i Jondal i sammenheng med feltarbeidet.

En spesiell takk til NVE ved Kjetil Melvold som stilte med breradarutstyr og fagkunnskap under feltarbeidet. Jeg må også takke for hjelpen Melvold har bidratt med i sammenheng med prosessering av breradardata etter feltarbeidet og for lån av selvskrevet programvare. En takk går også til Statkraft som fant interesse for oppgaven og bidro økonomisk. Takk til Hordaland fylkeskommune sin miljøavdeling for tillatelse til snøscooterkjøring i Folgefonna Nasjonalpark.

En stor takk går også til Folgefonna Breførarlag ved Åsmund Bakke for hjelp med snøscooter, breutstyr, god sikkerhet under feltarbeidet og for overnatting på Juklafjord og Breførarlagets brakke ved Folgefonna Sommarskisenter. Takk til Helge Einar Svåsand ved Folgefonna Sommarskisenter for drahjelp, med prepareringsmaskin, i bratt terreng under datainnsamlingen ved Jordalsbreen.

Takk til medstudenter på institutt for geografi for et godt miljø, og for hjelp underveis. Takk til Anders, Hildegunn og Monica for fine stunder ved instituttet. En spesiell takk til Pål R. Nielsen for gode faglige og tekniske tips. Takk også til medstudenter ved institutt for geovitenskap. Takk også til Ben Robson og Anders B. Greibesland for hjelp med ArcGIS.

Stor takk til korrekturlesere.

Til slutt ønsker jeg å takke min kjære Birgitte som har holdt ut med meg i innspurten på oppgaven. Tusen takk for kaffe og godsaker som har blitt servert i en travel tid.

Bergen, 9. januar 2012

Erlend Førre

## Innholdsfortegnelse

<b>ABSTRACT</b> .....	<b>III</b>
<b>SAMMENDRAG</b> .....	<b>III</b>
<b>FORORD</b> .....	<b>V</b>
<b>INNHALDSFORTEGNELSE</b> .....	<b>VI</b>
<b>FIGURLISTE</b> .....	<b>VIII</b>
<b>TABELLISTE</b> .....	<b>XI</b>
<b>1 INNLEDNING OG INTRODUKSJON TIL STUDIEOMRÅDET</b> .....	<b>1</b>
1.1 INNLEDNING .....	1
1.2 PROBLEMSTILLING .....	2
1.2.1 Hovedproblemstilling: .....	2
1.2.2 Underproblemstillinger: .....	2
1.3 OMRÅDEBESKRIVELSE .....	3
1.4 KLIMA PÅ FOLGEFONNHALVØYA .....	7
1.5 FOLGEFONNAS HISTORIE .....	8
1.6 TIDLIGERE ARBEID VED NORDFONNA .....	9
<b>2 METODE</b> .....	<b>11</b>
2.1 GEORADAR / BRERADAR .....	11
2.1.1 Instrumentets oppbygningen .....	12
2.1.2 Fysiske prinsipper for en georadar/breradar .....	13
2.1.3 EM-bølgers spredning og geometri .....	15
2.1.4 Viktige parametre ved metoden .....	17
2.1.5 Feilkilder .....	20
2.2 REFLEX .....	20
2.2.1 Import av data .....	21
2.2.2 Ulike prosesseringssteg .....	21
2.4.3 Tolking av ulike reflektorer .....	23
2.3 GPS (GLOBALE POSISJONSSYSTEMER) .....	23
2.4 GEOGRAFISKE INFORMASJONSSYSTEMER (ESRI ARCGIS) .....	23
<b>3 DATAINNSAMLING, PROSESSERING OG TOLKNING AV DATA</b> .....	<b>25</b>
3.1.1 Søknader .....	25
3.1.2 Detaljplan for datainnsamlingen .....	26
3.2 VALG AV OPPTAKSPARAMETRE OG UTFØRING AV FELTARBEID .....	26
3.2.1 Valg av opptaksparametre .....	27
3.2.2 Georadar-undersøkelser .....	28

3.2.3 Breradar-undersøkelser.....	29
3.3. IMPORT AV DATA.....	30
3.4 PROSESSERING OG TOLKNING AV RADARDATA.....	30
3.4.1 Valg av reflektor.....	31
3.4.2 Utrekninger i Excel.....	33
3.4.3 Import og prosessering av radardata i ArcMap.....	34
3.5 FEILKILDER.....	37
3.5.1 Prosessering i REFLEX.....	37
3.5.2 Feilkilder ved bruk av geo- og breradar.....	38
3.5.3 Feilkilder i GPS data.....	38
3.5.4 Feilkilder i ArcGIS.....	38
<b>4.0 RESULTAT OG TOLKNING .....</b>	<b>39</b>
4.1 OVERFLATETOPOGRAFI.....	39
4.2 SUBGLASIAL TOPOGRAFI.....	41
4.2.1 Topografien under Jordalsbreen.....	44
4.2.2 Topografien under Juklavassbreen.....	47
4.3. SUBGLASIALE BASSENGER UNDER NORDFONNA.....	49
4.3.1 Dreneringsretninger basert på subglasial topografi.....	51
4.3.2 Volumestimat for subglasiale vann under Nordfonna.....	53
4.3.3 Subglasiale bassenger under Jordalsbreen.....	54
4.3.4 Subglasiale bassenger under Juklavassbreen.....	55
4.4. ISTYKKELSE.....	56
4.4.1 Istykkelse ved Jordalsbreen.....	57
4.4.2 Istykkelse ved Juklavassbreen.....	60
4.4.3 Detaljert isvolumestimat.....	61
<b>5 DISKUSJON.....</b>	<b>63</b>
5.1 VURDERING AV GPR SOM METODE FOR Å KARTLEGGE SUBGLASIALT TERRENG.....	63
5.2 NORDFONNA, EN PLATÅBRE?.....	65
5.3 JORDALSBREEN I ET VARMERE KLIMA.....	66
5.4 NATURFARER FRA FOLGEFONNA I ET VARMERE KLIMA.....	67
5.5 DRENERINGSRETNINGER OG KLIMAFORSKNING.....	69
<b>6.0 OPPSUMMERING OG KONKLUSJON.....</b>	<b>71</b>
<b>ETTERORD.....</b>	<b>73</b>
<b>APPENDIKS.....</b>	<b>74</b>
<b>LITTERATURLISTE.....</b>	<b>75</b>

## Figurliste

FIGUR 1: FELTOMRÅDET, NORDFONNA. STEDSNAVNENE PÅ KARTET ER DE SOM BRUKES I OPPGAVEN. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP BASERT PÅ DATA FRA 1980 UTGITT AV NORGES KARTVERK. ....	4
FIGUR 2: OVERSIKTSKART OVER FOLGEFONN REGULERINGSOMRÅDE. DEN GRØNNE LINJEN VISER OMRÅDET FOR FOLGEFONNA NASJONALPARK. DRENERINGSOMRÅDENE ER DELT INN MED RØDBRUNE LINJER. FIGUREN ER HENTET FRA STATKRAFT SIN HJEMMESIDE.....	6
FIGUR 3: SNØMENGDE PÅ NORDFONNA VED SLUTTEN AV AKKUMULASJONSSESONGEN I MM VANNEKVIVALENTER. FIGUREN ER HENTET FRA SENORGE.NO.....	8
FIGUR 4: BREVARIASJONER UNDER HOLOSEN FOR NORDFONNA. FIGUREN ER HENTET FRA NESJE ET AL., 2008. ....	9
FIGUR 5: EN ENKEL FREMSTILLING AV HVORDAN EN GEORADAR FUNGERER. FIGUREN ER HENTET FRA DANIELS, 2004: 16. ....	11
FIGUR 6: HVORDAN ET GPR-SYSTEM ER SATT SAMMEN AV ULIKE KOMPONENTER. FIGUREN ER MODIFISERT ETTER NEAL, 2004. ....	12
FIGUR 7: A) VISER EN ANTENNE SOM ER Plassert OVER BAKKENIVÅ. B) VISER FELTET NÅR ANTENNE ER Plassert I KONTAKT MED BAKKEN. FIGUREN ER HENTET FRA ANNAN, 2009. ....	15
FIGUR 8: EM-FELTETS FORM FOR MATERIALER MED ULIKE DIELEKTRISKE EGENSKAPER, HER ETTER RELATIV PERMITTIVITET. VANN = 81 OG IS = 3.2 FIGUREN ER HENTET FRA ANNAN, 2009. ....	16
FIGUR 9: EM-BØLGERES REISE FRA TX TIL RX. A = DIREKTEBØLGE I LUFT, G= DIREKTEBØLGE GJENNOM MATERIALET, C = REFRAKTERT SIGNAL, R = ØNSKET SIGNAL FRA REFLEKTOR. FIGUREN ER HENTET FRA ANNAN, 2009.....	16
FIGUR 10: BILDE VISER EN MALÅ RAMAC ANTENNE SOM ER PRAKTISK I ULENDT TERRENG. DENNE ER OGSÅ VELDIG MOBIL DA UTSTYRET KAN PAKKES I EN SEKK OG BÆRES PÅ RYGGEN. FOTO: JOSTEIN BAKKE.....	17
FIGUR 11: ULIKE KONFIGURASJONER FOR ANTENNEORIENTERING. FIGUREN ER MODIFISERT ETTER ANNAN, 1992A. ....	18
FIGUR 12: PRØVEINTERVALL NEDOVER EN PRØVE/MÅLINGER ER AVSTANDEN MELLOM PUNKTENE. ....	19
FIGUR 13: STABLING AV PRØVER SUMMERER FLERE PRØVER OG LAGER ET SNITT AV DISSE SOM LAGRES. FIGUREN ER MODIFISERT ETTER RØNNING, 2011. ....	19
FIGUR 14: FIGUREN VISER EN BRERADARPROFIL FØR PROSESSERING. Y-AKSEN VISER TID SOM KAN REGNES OM TIL DYBDE, MENS X- AKSEN VISER ANTALL MÅLINGER, SOM OGSÅ ER BEVEGELSE I ROM. DE KRAFTIGE VANNRETTE LINJENE ER DIREKTEBØLGER, MENS DE KURVEDE LINJENE ER SIGNALER FRA REFLEKTORER. I STARTEN OG SLUTTEN FOR PROFILEN ER DET VANNRETTE STREKER SOM DRAS UT, DETTE SKJER PÅ GRUNN AV AT DET LOGGES DATA MENS RADAREN STÅR S I RO. PROFILET ER ET SKJERMDUMP FRA REFLEX. ....	21
FIGUR 15: FORSTERKNING AV SIGNALER NEDOVER EN PRØVE. HER LAGT HORIZONTALT. FIGUREN ER HENTET FRA ANNAN, 1992B. ...	22
FIGUR 16: FIGUREN VISER FIGUR 14 NÅR PROFILEN NESTEN ER FERDIGPROSESSERT. ALLE PROSESSERINGSSTEGENE ER GJORT MED UNNTAK AV VALG AV REFLEKTOR. DET KOMMER TYDELIG FREM AT DET BLANT ANNET ER KORRIGERT MIGRASJON, NULLPUNKTET ER FLYTTE OG REFLEKTORER ER FORSTERKET. FIGUREN ER ET SKJERMDUMP FRA REFLEX.....	22
FIGUR 17: FIGUREN VISER PROFIL SOM SKAL SAMLES INN UNDER FELTARBEIDET. FIGUREN ER LAGET I MAPSOURCE. ....	26
FIGUR 18: BRERADARANTENNE PÅ SLEP ETTER EN SNØSCOOTER. FOTO: ERLEND FØRRE.....	27
FIGUR 19: MONTERING AV GEORADAR UTSTYR PÅ SNØSCOOTER. FOTO: ÅSMUND BAKKE. ....	28
FIGUR 20: FIGUREN VISER INNSAMLEDE GEORADARPROFILER. LAGET I MAPSOURCE ETTER IMPORTERT GPS LOGG. ....	28
FIGUR 21: FIGUREN VISER INNSAMLEDE BRERADARPROFILER. LAGET I MAPSOURCE ETTER GPS KJØRELOGG. ....	29



FIGUR 22: VISER EN GEORADARPROFIL VED ET DYPT OMRÅDE. PROFILEN HAR KUN EN TYDELIG BUNNREFLEKTOR I DEN ENE (HØYRE) ENDEN. FIGUREN ER ET SKJERMDUMP FRA REFLEX. ....	32
FIGUR 23: FIGUREN VISER EN BRERADARPROFIL FOR ET DYPT OG GRUNT OMRÅDET. BUNNREFLEKTOREN ER TYDELIG FOR STORE DELER AV PROFILEN, MEN DER DET ER GRUNNT FORSVINNER BUNNREFLEKTOREN BAK DIREKTEBØLGGEN. FIGUREN ER ET SKJERMDUMP FRA REFLEX.....	32
FIGUR 24: FIGUREN VISER EN BRERADARPROFIL DER BUNNREFLEKTOR ER VALGT. FOR ET OMRÅDE LANGS PROFILEN ER BUNNREFLEKTOR UTYDELIG, DET ER IKKE VALGT EN REFLEKTOR FOR DET OMRÅDET. FIGUREN ER ET SKJERMDUMP FRA REFLEX. ....	32
FIGUR 25: FIGUREN VISER PROFIL MED VALGT BUNNREFLEKTOR FOR GEORADAR- OG BRERADARDATA. OMRÅDET UTENFOR ISKANTEN (MERKET MED RØDT) ER BASERT PÅ TOPOGRAFI DATA FRA 1980, MENS OVERFLATE DATA FOR OMRÅDET INNENDFOR ISKANTEN ER LASERDATA FRA 2007. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP.....	35
FIGUR 26: FIGUREN VISER NORDFONNA SIN OVERFLATE BASERT PÅ LASERSCANNING. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP.....	39
FIGUR 27: FIGUREN VISER HØYDEENDRING I METER FOR NORDFONNAS OVERFLATE FRA 1997 TIL 2007. FIGUREN ER HENTET FRA NVE, 2008. ....	40
FIGUR 28: FIGUREN VISER TOPOGRAFIEEN UNDER NORDFONNA. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP.....	41
FIGUR 29: 3D FIGUR OVER NORDFONNA SETT FRA SKRÅTT OVENFRA I SØR. KVITNADALEN ER NÆRMEST, MENS JUKLADALS BREEN OG JORDALS BREEN ER LENGST BORTE OG FORSVINNER BAK HØYERE TOPOGRAFI. NEDERST I HØYRE HJØRNE ER DET EN LITEN 3D FIGUR FOR OVERFLATEN TIL NORDFONNA. FIGUREN ER LAGET I ARCSCEEN. ....	43
FIGUR 30: FIGUREN VISER JORDALS BREEN, PLATÅET OVER OG EN FJELLYRGG SOM AVGRENSER OMRÅDET I SØR OG I ØST. TERSKEL B VISER NORD-SØR VANNSKILLET. SØR FOR TERSKEL B DRENERER VANNET OVER TERSKEL C MOT JUKLAVATNET. NORD FOR TERSKEL B DRENERER VANNET NORDOVER OVER TERSKEL A MOT DRAVLADALSVATNET. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP. ....	44
FIGUR 31: BILDE A VISER JUKLAVASSBREEN SETT MOT ØST (AUGUST 2010). BILDE B VISER SKYRDALSFOSSEN, JUKLAVATNET OG JUKLAVASSBREEN MELLOM 1871-1875. JUKLAVASSBREEN ER LENGRE FREMME PÅ 1870-TALLET ENN I DAG (BILDE A). UTSNITTET PÅ BILDE VISER DE SAMME OMRÅDENE, OG EN KAN SE EN BREUTLØPER SOM GÅR OVER TERSKEL C OG NED TIL JUKLAVATNET. I DAG ER DELER AV DETTE OMRÅDET ISFRITT. PILEN VISER HVOR BILDE A ER TATT I FRA. FOTO: BILDE A: PÅL R. NIELSEN 2010. BILDE B: KNUD KNUDSEN, BILLESAMLINGEN, UIB) .....	45
FIGUR 32: 3D FIGUR OVER TOPOGRAFIEEN UNDER JORDALS BREEN OG PLATÅET, SETT FRA NORD -NORDØST. I BAKGRUNNEN ER FJELLYRGGEN SOM AVGRENSER OMRÅDE I SØR OG I ØST. HEISMASTENE ER PLASSERT RETT NED PÅ FJELLET RETT UNDER 2006 POSISJONEN PÅ BREENS OVERFLATE. TERSKEL B ER CA. 5 M HØYERE ENN TERSKEL C, DETTE GJØR AT VANN DRENERER VESTOVER MOT JUKLAVATNET FOR OMRÅDET SØR FOR TERSKEL B. FIGUREN ER LAGET I ARCSCEEN.....	46
FIGUR 33: FIGUREN VISER TOPOGRAFIEEN UNDER JUKLAVASSBREEN. BREEN HAR FIRE TERSKLER SOM ER MARKERTE. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP. ....	47
FIGUR 34: 3D FIGUREN VISER TOPOGRAFIEEN UNDER JUKLAVASSBREEN SETT FRA NORD. FIGUREN ER LAGET I ARCSCEEN. ....	48
FIGUR 35: FIGUREN VISER TOPOGRAFIEEN UNDER NORDFONNA MED VANN FYLT I DE STØRSTE OVERFORDYPNINGENE. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP.....	50
FIGUR 36: FIGUREN VISER DRENERINGSOMRÅDENE FOR TOPOGRAFIEEN UNDER NORDFONNA. GRØNNE OMRÅDER DRENERER MOT STATKRAFT SINE VANNMAGASINER, MENS RØDE OMRÅDER DRENERER MOT SØRFJORDEN I ØST. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP. ....	52

FIGUR 37: FIGUREN VISER ET VOLUMESTIMAT FOR FLERE AV VANNENE SOM KAN DANNES I ET SENARIO DER NORDFONNA IKKE EKSISTERER. DEN RØDBRUNE OG GRØNNE LINJEN VISER ØST-VEST VANNSKILLE FOR IS OVERFLATE- OG BUNNTOPOGRAFI. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP. ....	53
FIGUR 38: 3D-FIGUREN VISER TOPOGRAFIEN UNDER JORDALSMBREEN VED ET SENARIO DER BREEN ER BORTE OG DE FLESTE OVERFORDYPNINGER ER FYLT MED VANN. HEISMASTEN ER PLASSERT LODDRETT UNDER 2006 POSISJONEN PÅ ISOVERFLATEN. TERSKLENE SOM STYRER DRENERINGSRETNINGENE ER MARKERT MED SORTE STREKER. FIGUREN ER LAGET I ARCSCEINE.....	54
FIGUR 39: 3D FIGUREN VISER TOPOGRAFIEN UNDER JUKLAVASSMBREEN FOR ET SENARIO DER NORDFONNA IKKE EKSISTERER. DE FLESTE OVERFORDYPNINGER ER FYLT MED VANN TIL TERSKELNIVÅ. TERSKLENE NEVNT I TEKSTEN ER MARKERT. FIGUREN ER LAGET I ARCSCEINE.....	55
FIGUR 40: FIGUREN VISER ISTYKKELSEN FOR NORDFONNA. ISTYKKELSEN ER KALKULERT UT I FRA MÅLT DYBDE MINUS TI METER MED SNØ. BREUTLØPERNE BOTNABREEN OG DETTEBREEN HAR IKKE INTERPOLERT ELLER MÅLT ISTYKKELSE, MEN ER KALKULERT UT I FRA "BASAL SHARE STRESS". FIGUREN ER LAGET I ARCMAP. ....	57
FIGUR 41: FIGUREN VISER ISTYKKELSEN FOR JORDALSMBREEN. HEISMASTENE TIL FOLGEFONNA SOMMARSKISENTER ER MARKERT FOR PLASSERINGEN I 2006. FIGUREN VISER AT DET ER TYNN IS VED HEISMAST 8. HER ER DET 30 METER MED IS PÅ DET TYKKESTE. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP. ....	59
FIGUR 42: FIGUREN VISER ISTYKKELSE FOR JUKLAVASSMBREEN. OMRÅDET UTEN DATA SOM ER OMRINGET AV IS ER NUNATAKEN TVERRHORGGA. FIGUREN ER LAGET I ARCMAP. ....	60
FIGUR 43: FIGUREN ER EN ENKEL FREMSTILLING AV HVORDAN <i>SURFACE VOLUME</i> FUNGERER. VOLUM A ER VOLUMET MELLOM TOPOGRAFIEN UNDER BREEN OG OPP TIL LINJE (1700 MOH.). VOLUM B ER VOLUMET MELLOM ISENS OVERFLATE OG LINJEN. FIGUREN ER LAGET I PAINT. ....	61
FIGUR 44: BILDET VISER MÅGE VED SØRFJORDEN I HARDANGER. STEDET LIGGER PÅ EN STOR VIFTE TROLIG AVSATT ETTER SISTE ISTID. FOTO: JAN RABBEN.....	68

## Tabelliste

TABELL 1: MATERIALERS RELATIVE (DIELEKTRISKE) PERMITTIVITET (ER) OG HASTIGHET (V). TABELLEN ER MODIFISERT ETTER DANIELS, 2004 OG ANNAN, 2009.....	15
TABELL 2: TABELLEN VISER DATA EKSPORTERT FRA REFLEX, UTREGNING AV KORRIGERT DYBDE OG UTREGNING AV BUNNTOPOGRAFISK HØYDE. KOLONNE 1, 2 OG 3 ER DE TRE DELENE TIL FORMELEN OVER, DISSE DELENE ER SATT SAMMEN I KOLONNEN FOR <i>CORRECTED DEPTH</i> . TABELLEN ER HENTET FRA EXCEL-FIL FOR REFLEXDATA FRA DAG 1. ....	33
TABELL 3: TABELLEN VISER AREALFORDELINGEN TIL DRENERINGSOMRÅDENE UNDER NORDFONNA. DRENERINGSOMRÅDE 1-3 DRENERER TIL STATKRAFT SINE VANNMAGASINER, MENS OMRÅDE 4-6 DRENERER MOT SØRFJORDEN I ØST. TABELLEN ER BASERT PÅ UTREGNINGER I ARCMAP. ....	51
TABELL 4: TABELLEN VISER ESTIMERTE VERDIER FOR MAGASINERINGSVOLUM TIL OVERFORDYPNINGENE UNDER BREEN, ISVOLUM, SNØVOLUM, VOLUM VANN BUNDET OPP I SNØ OG ISMASSEN OG GWH SOM ER BUNDET OPP I NORDFONNA. I TILLEGG VISER FIGUREN AREALET TIL DE ULIKE DRENERINGSOMRÅDENE UNDER NORDFONNA. TABELLEN ER BASERT PÅ UTREGNINGER I ARCMAP. ....	62



# 1 Innledning og introduksjon til studieområdet

## 1.1 Innledning

Nordfonna er et område hvor det de siste årene er gjort mye arbeid i sammenheng med klimaforskning. Så sent som i mai 2011 ble det gjort en masteroppgave om brefluktasjoner og klimaendringer på Botnabreen (Nielsen, 2011). Klimaforskning knyttet til Nordfonna er i hovedsak basert på sedimentkjerner fra proglasiale vann; Dravladalsvatnet (Bakke et al., 2005b), Vetlavatn og Vassdalsvatn (Bakke, 2005a), Goddalsvatnet (Nielsen, 2011) og Raundalsvatnet (Tolo, 2008). Et topografisk kart over terrenget og dreneringsområder under breen kan benyttes for å validere disse sedimentkjernene og gi økt forståelse for breens historie. Et kart over bunntopografien kan også brukes til å gi bedre forståelse og bedre modeller for breens fremtid.

Flere av vannene rundt Folgefonna er regulert for vannkraftproduksjon. Et kart over topografien og dreneringsretningene under breen kan gi verdifull informasjon om fremtidig kraftproduksjon for Statkraft og Sunnhordaland Kraftlag (SKL). Kunnskap om terrenget under breen, spesielt breutløperen Jordalsbreen, er også interessant for Folgefonn Sommarskisenter. Dette kan blant annet gi informasjon om skisenterets fremtidige levedyktighet. Gjennom arbeidet med oppgaven gjøres det mange erfaringer om metoden, Ground Penetrating Radar (GPR) på is, som kan benyttes ved et videre arbeid på Midt- og Sørfonna.

Oppgavens tema og problemstillinger var motiverende å ta fatt på, både på grunn av dens faglighet, men også på grunn av mine erfaringer med Nordfonna og Folgefonn Sommarskisenter.

## 1.2 Problemstilling

### 1.2.1 Hovedproblemstilling:

*Hvor godt stemmer overflatetopografien til Nordfonna med topografien under breen?*

### 1.2.2 Underproblemstillinger:

*UP1: Finnes det subglasiale vannskillere under Nordfonna som har stor betydning for dreneringsretningene i et fremtidig varmere klima med en annen utbredelse av breen?*

*UP2: Finnes det potensiale for dannelse av innsjøer dersom breen trekker seg tilbake?*

*UP3: Hva er samlet isvolum i Nordfonna?*

*UP4: Hvilke implikasjoner har topografien under Folgefonna for tidligere publiserte rekonstruksjoner av breens utbredelse tilbake i tid?*

*UP5: Hvor godt egnet er georadar og breradar som metode til å undersøke topografien under en isbre?*

### 1.3 Områdebeskrivelse

Sentralt i Hardanger, mellom Sørfjorden i øst og Hardangerfjorden i vest, ligger Folgefonnhalvøya. Deler av halvøyens fjellplatå er dekket av tre separate breer. Samlet har disse tre breene navnet Folgefonna, og er delt inn i Sør-, Midt- og Nordfonna. Av disse er Sørfonna størst og den tredje største breen i Norge med et areal på 161 km<sup>2</sup> (NVE, 2011a). Midtfonna er den minste av de tre, med et areal på ca. 11 km<sup>2</sup> (Tvede, 2008: 28). Nordfonna er den nest største av de tre breene med et areal på ca. 26 km<sup>2</sup> og er Norges åttende største bre. Fra 1981 til 2008 har det samlede arealet på Folgefonna minket i utstrekning med ca. 5 km<sup>2</sup> (Tvede, 2008: 28).

I 2005 ble Folgefonna Nasjonalpark opprettet. Nasjonalparken omfatter en stor del av Folgefonnhalvøya, og mesteparten av brearealet inngår i den (se figur 2). Den største delen av ismassen som ikke er inkludert i nasjonalparken, finnes helt nord på Nordfonna. Grunnen til at dette området ikke er inkludert, er lokaliseringen av Folgefonna Sommarskisenter.

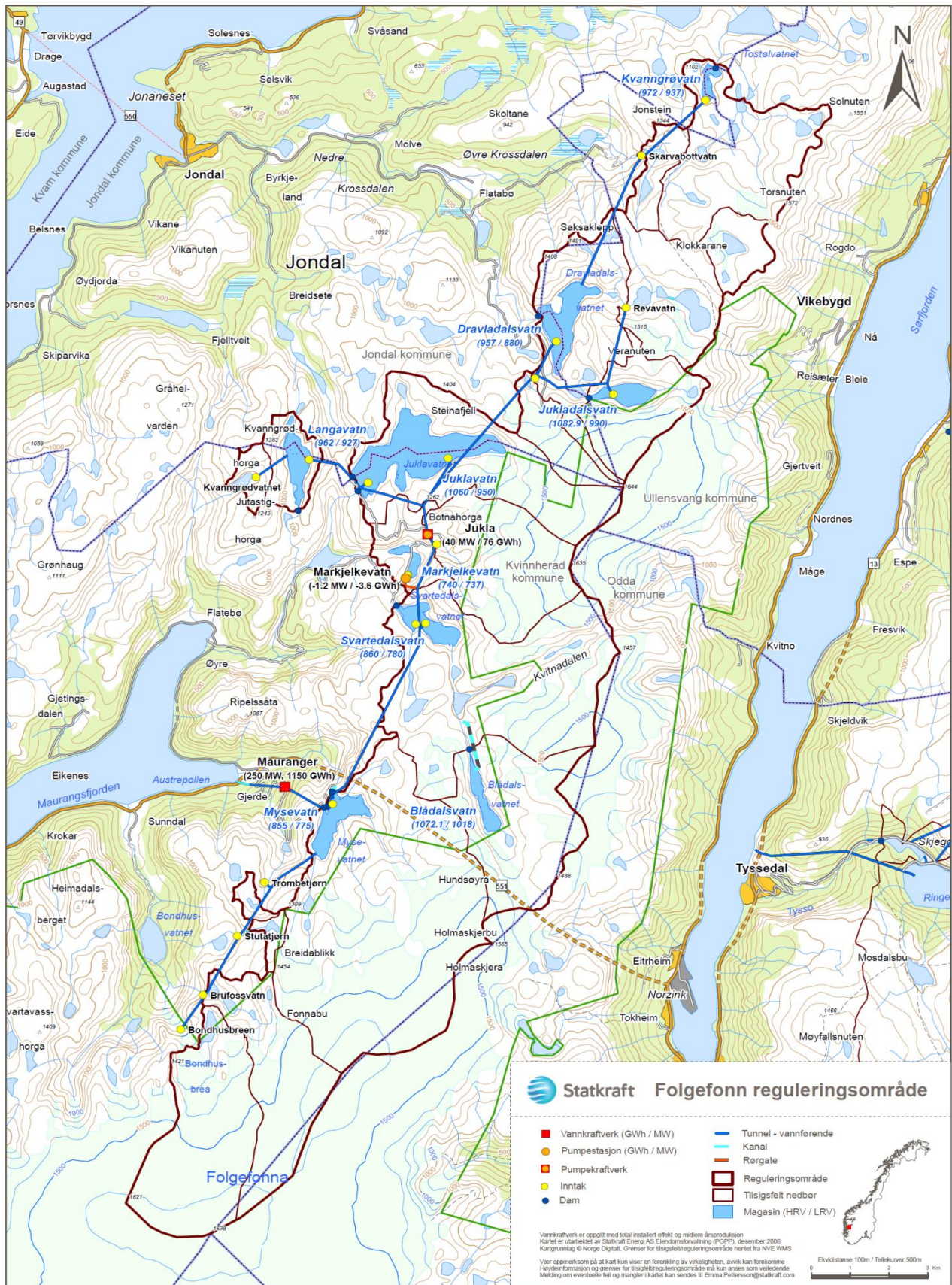
Nordfonna ble valgt som studieområde for denne oppgaven på grunn av relativt lett tilgang vinterstid. Nordfonna er ca. 7,5 km lang, og 6,6 km bred og har en tilnærmet sirkulær form. På sørsiden av breen ligger Kvitnadalen, en dypt utskåret dal, som skiller breen fra Midtfonna (se figur 1). I øst grenser breen til fjellsider som stuper ned mot Sørfjorden. I nord ligger Jukladalsvatnet og Dravladalsvatnet, mens avgrensingen i vest går ved Juklavatnet, Botnane og Svartedalshorga. Breens høyeste punkt er målt til 1644 moh., og isen strekker seg helt ned til ca. 1000 moh. ved Dettebreen (Bakke, 2005a). Om sommeren er mesteparten av ismassene på trykksmeltepunktet, noe som gjør at Nordfonna klassifiseres som en temperert bre (Nesje, 1995: 16). Skillet mellom akkumulasjon og ablasjonsområdet (ELA) har variert mellom 1550 moh. og 1360 moh. gjennom de siste 5200 årene, men ligger i dag 1465 moh. (Bakke, 2005a).





Fra plataet på Nordfonna går det flere små og store utløpsbreer med ulik gradient. Dettebreen i øst, Svartedalsbreen, Botnabreen og Juklavassbreen i vest, Jordalsbreen i nordvest og Jukladalsbreen i nord. Noen av breutløperne strekker seg ned mot proglasiale vann som ligger rundt breen. Med unntak av vannene på østsiden av breen, er de andre vannene innlemmet i Folgefonn reguleringsområde for kraftproduksjon. Dette gjør at store deler av dreneringen fra Nordfonna havner i Statkraft sine vannmagasiner (Statkraft, 2008). Nordfonna er delt inn i flere dreneringsområder, avhengig av hvilke vannmagasin det dreneres til. På figur 2 er dreneringsområdene delt inn med rødbrune linjer. Statkraft har også tegnet inn øst-vest-vannskillet langs isoverflatens høyeste punkt.

Gjennom tunneler og rørgater føres det vann fra Dravladalsvatnet, Jukladalsvatnet, Juklavatnet, Markjelkevatnet og Svartedalsvatnet til Mysevatnet før det dreneres ned til Mauranger kraftstasjon (se figur 2). Vann som drenerer mot Kvitnadalen i sør, har et naturlig fall vestover til Svartedalsvatnet (Statkraft, 2008). I 2008 ble det produsert 1150 GWh ved Mauranger vannkraftverk (Bakkehøi, 2011). Dette tilsvarer litt mer enn det Drammen by bruker i løpet av et år (Vasskraftkommunar, 2011). Det produseres også strøm ved Jukla pumpekraftverk. I 2008 var produksjonen 76 GWh (Bakkehøi, 2011). Juklavatnet har et årlig tilsig på 127 millioner  $m^3$  fra dreneringsfeltet på breen, både smeltevann og nedbør. Det totale tilsiget fra hele dreneringsfeltet til Juklavatnet, er 193 millioner  $m^3$  vann. Magasinet har en utnyttelse på 236 millioner  $m^3$  fra høyest regulerede vannstand (HRV) til lavest regulerede vannstand (LRV) pluss tilsig. Kraftproduksjon av vannet fra Juklavatnet tilsvarer 540 GWh i 2008.



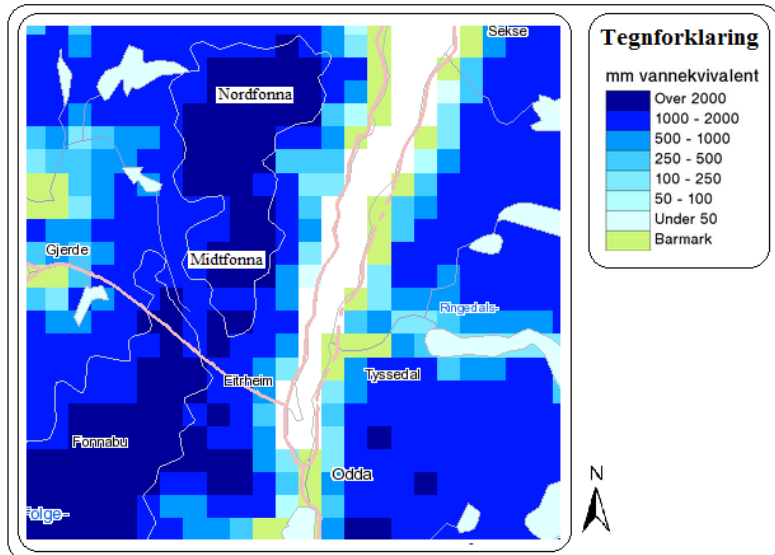
Figur 2: Oversiktskart over Folgefonn reguleringsområde. Den grønne linjen viser området for Folgefonna Nasjonalpark. Dreneringsområdene er delt inn med rødbrune linjer. Figuren er hentet fra Statkraft sin hjemmeside.

### **1.4. Klima på Folgefonnhalvøya**

Klimaet rundt Folgefonna er klassifisert som temperert og fuktig, med kjølige somrer og milde vintrer (Ahrens, 2008). Klima defineres som det gjennomsnittlige været over en gitt 30års periode, der siste normalperiode regnes fra 1960 til 1991 (Sulebak og Sjøstrøm, 2007). Det fuktige klimaet på Folgefonnhalvøya er styrt av vestavindsbeltet og Den Nord-Atlantiske strømmen (Golfstrømmen). Dette gir mildere temperaturer enn for andre områder på samme breddegrad. Der den milde luften fra sør møter kald luft fra nord ligger Polarfronten. I dette skillet dannes det sterke lavtrykk som føres innover mot Skandinavia og norskekysten (Bakke et al., 2005b). Når luftstrømmene kommer innover norskekysten fra sør og vest, presses de oppover i kaldere luftlag i møte med fjellplatået på Folgefonnhalvøya. Den varme, fuktige luften kjøles ned (Tvede, 2008: 30) og kondenserer. Det dannes da orografisk forsterket frontnedbør (Ahrens, 2008).

Basert på siste normalperiodes nedbørsverdier fra målestasjonene ved Kvamskogen (455 moh.) og Ullensvang Forsøksgård (12 moh.), er det mulig å regne ut nedbørsverdier ved ELA på Nordfonna. Målestasjonene, ligger på hver sin side av Folgefonna, henholdsvis Kvamskogen vest for breen og Ullensvang i regnskygge på østsiden av breen. Dersom nedbøren øker ca. 8 % per 100 høydemeter, hvilket er diskutert i Haakensen 1989, gir dette en gjennomsnittlig årsnedbør på 3151 mm eller 4332 mm, avhengig av om det legges til grunn data fra henholdsvis Kvamskogen eller Ullensvang. Tidligere gjennomsnittsmålinger som er gjort på Nordfonna har tilsvart til 3500 mm årsnedbør, der 70 % har kommet som snø og 30 % som regn (Tvede, 2008: 30). Basert på data fra Kvåle, estimerte Bakke (2005b) en nedbørsmengde på 3350 mm for likevektslinjen (ELA) på nordsiden av Nordfonna. Dette er noe lavere enn de andre nedbørsdataene, sett bort fra data fra Ullensvang som ligger i regnskygge, øst for Folgefonnhalvøya.

Figur 3 viser snømengde for Nordfonna datert den 30. april 2011. Dette kan regnes om til snødybden på breen ved å bruke formelen nedenfor, der 2000 mm = gjennomsnittlig nedbør ved slutten av akkumulasjonssesongen og 0,2 til 0,3 = faktor for mildt metamorfosert snø (Paterson, 1994: 9). Ved faktoren 0,2 for metamorfosert snø er snømengden ved slutten av akkumulasjonssesongen på ti meter.



Figur 3: Snømengde på Nordfonna ved slutten av akkumulasjonssesongen i mm vannekvivalenter. Figuren er hentet fra SeNorge.no.

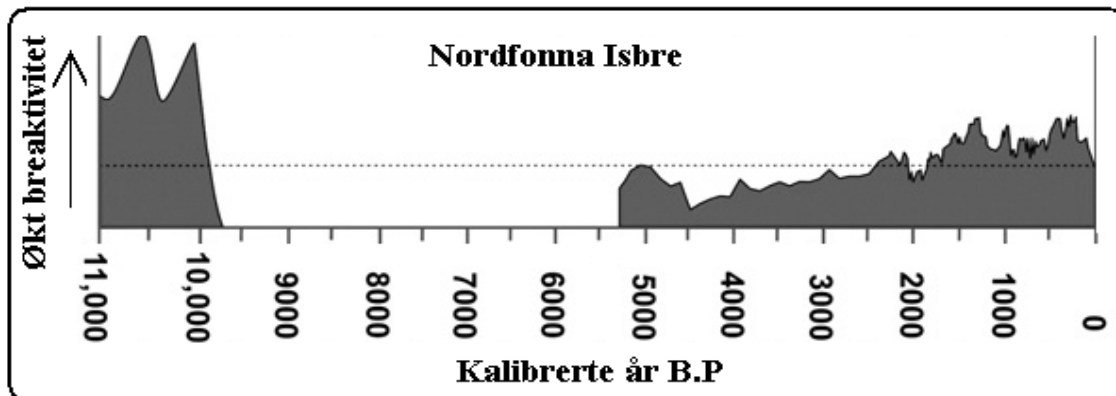
$$2000 \text{ mm} / 0,2 = 10 \text{ m}$$

Temperaturen på Nordfonna styres av det maritime klimaet som breen befinner seg i. Likevel er temperaturen på breen ganske lav da fjellplatået ligger ca. 1200-1600 moh. Dersom temperaturen følger lapseraten så synker den ca. 0,6 grader C per 100 høydemeter (Tvede, 2008: 30). Temperaturen er derfor ca. 7-8 grader C lavere på breen enn ved havnivå.

### 1.5 Folgefonnas historie

Det har vært flere istider og mellom-istider i Norge. Den siste istiden var på slutten av Yngre Dryas og tidlig Holosen. I overgangen mellom Yngre Dryas og Holosen beskriver Bakke et al. (2005a) tre brefremstøt ved Nordfonna. Fremstøtene Jondal Event 1 (11 150-11 050 år B.P. (før nåtid)), Jondal Event 2 (10 050 – 10 450 år B.P.) og Erdal Event 1 (10 000 – 9900 år B.P.) ELA var ved brefremstøtene ca. 230 m, 220 m og 210 m lavere i forhold til dagens ELA, justert for landhevning. Basert på sedimentkjerner fra Dravladalsvatnet, var Nordfonna borte i perioden fra 9600 år B.P. til 5200 år B.P. (Bakke et al., 2005b), ELA var på det tidspunktet høyere enn fjellplatået. Da ELA sank 5200 år B.P, kom isen tilbake (Bakke et al., 2005b). Nordfonna bygde seg gradvis opp i perioden mellom 4600 og 2300 år B.P., og først 2300 år B.P. var breen på dagens størrelse. 2200 år B.P. kom det to raske brefremstøt (Bakke

et al., 2005b). Under lille istid (LIA) fra 1400 til 1930, økte Nordfonna i størrelse på grunn av lavere sommertemperaturer og økt nedbør (Bakke et al., 2005b). Ekspansjonen skjedde ikke synkront over hele breen, men kom i ulike fremstøt (Furdal, 2010). LIA var også preget av variasjoner av ELA (se figur 4), Bakke et al., (2005b) har forklart dette med endringer i temperatur som har medført at vinternedbør i perioder har falt som regn.



Figur 4: Brevariasjoner under Holosen for Nordfonna. Figuren er hentet fra Nesje et al., 2008.

## 1.6 Tidligere arbeid ved Nordfonna

Det første kjente arbeidet som er gjort på Folgefonna er utgitt i boken «Om Sneebræen Folgefon» av S.A. Sexe i 1864. Boken inneholdt detaljerte skildringer av breutløpere, isens temperatur, målinger av isbevegelse og beskrivelse av sprekkestrukturen til breen (Sexe, 1864). Før dette var det gjort noen skriftlige beskrivelser av presten Peder Claussøn Friis i 1613 (Ryvarden og Wold, 1991). En annen viktig kilde er bilder tatt på slutten av 1800-tallet av Knud Knudsen. Den første kontinuerlige dokumentasjonen fra Nordfonna er bilder tatt av Jon Bleie, bilder av Dettebreen og Raunsdalen i tidsrommet 1925 til 1940 (Tolo, 2008).

Mengden empiriske data fra Folgefonna økte drastisk da vann i deler av området rundt de tre breene skulle legges i rør og brukes til kraftproduksjon på 1960-tallet. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) startet samtidig opp med massebalansemålinger og lengdemålinger av Bondhusbreen (Nesje et al., 2004). Arve Tvede leverte i 1972 en hovedfagsoppgave i naturgeografi ved Universitetet i Oslo. Oppgaven omhandlet de glasio-klimatiske forholdene rundt Folgefonna. Tvede utførte undersøkelser ved ni breutløpere ved Midt- og Sørfonna og massebalansemålinger for Midtfonna gjennom to sesonger. I etterkant av hovedfagsoppgaven

har Tvede alene og sammen med andre gitt ut flere publikasjoner knyttet til Folgefonna (Tvede 1973, Tvede og Dyrkorn 1973, Tvede og Liestøl 1977 og Tvede 1994). I 1993 utførte Hagen et al. (1993) en unik studie av subglasiale prosesser ved Bondhusbreen, Sørfonna. Undersøkelsene ble utført ved å benytte dreneringskanalene som er konstruert for å fange opp subglasial drenering fra breen. Arbeidet rundt Folgefonna har økt siden slutten av 1990-tallet, særlig i sammenheng med HOLSCATRANS-prosjektet (*Holocene glacier and climate variations along a north-south Scandinavian Transect*). Gjennom doktorgradprosjekter ved Universitetet i Bergen (UiB) skulle det lages høyoppløselige rekonstruksjoner av brevariasjoner langs et nord-sør transekt i Skandinavia. I doktoravhandlingen til Jostein Bakke (2005), ble det laget en kontinuerlig rekonstruksjon av endringer for ELA ved Nordfonna. I sammenheng med opprettelsen av Folgefonna Nasjonalpark ble det utført en konsekvensutredning der åtte dalfører ble kvartærgeologisk kartlagt (Bakke et al., 2000). Etter doktoravhandlingen fra 2005 er det skrevet flere masteroppgaver knyttet til brevariasjoner rundt Folgefonna. I Furdal (2010) er det gjort en sammenstilling av data hentet fra disse oppgavene. Dette gav en kartlegging av brefluktasjoner under LIA for elleve breutløpere rundt Folgefonna, hvorav fem tilhører til Nordfonna (Furdal, 2010). I 2011 ble enda en masteroppgave fullført som tok for seg brefluktasjoner ved Botnabreen, en breutløper på vestsiden av Nordfonna (Nielsen, 2011).

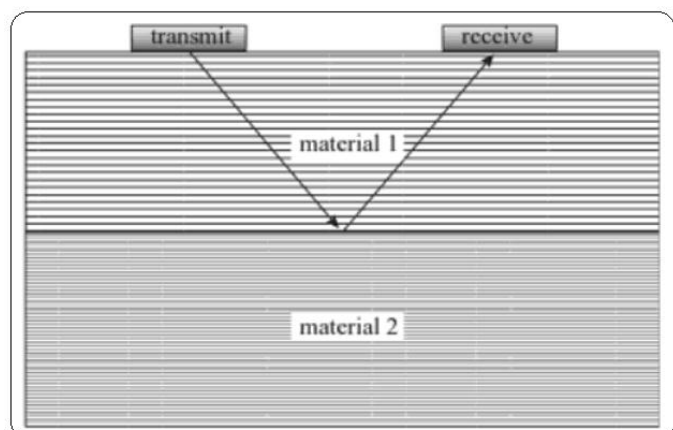
## 2 Metode

I denne oppgaven er det benyttet ulike metoder for innsamling av empiriske data for å kartlegge topografien under Nordfonna. Datainnsamlingen er gjort med Ground Penetrating Radar (GPR), med en kommersiell 25 MHz antenne og en ikke-kommersiell 8 MHz antenne. Det meste av metodekapitlet brukes derfor til å presentere og diskutere GPR som metode. Kombinasjonen av to ulike frekvenser er ikke tidligere anvendt i slike undersøkelser. Malå sitt system er ikke brukt på temperte breer, som Folgefonna, tidligere. Noe av oppgaven tar derfor sikte på å evaluere dataene samlet inn med Malå sitt oppsett. Denne oppgaven vil også legge noe vekt på hvordan radar benyttes på is, samt hvor godt metoden er egnet til subglasial kartlegging.

### 2.1 Georadar / breradar

GPR er den mest utbredte betegnelsen for metoden som er brukt i denne oppgaven, men metoden har også flere navn. De vanligste av disse er *impulse radar*, *surface radar*, *ground probing radar* og *georadar*. *Ice radar* eller *Glacier radar* (breradar) brukes oftest om ikke-kommersielle georadarsystemer for bruk på snø- eller isdekke. For enkelhets skyld vil GPR brukes i oppgaven som en fellesbetegnelse på radarsystemene georadar og breradar. Betegnelsen georadar vil benyttes for et kommersielt radarsystem med 25 MHz som sentralfrekvens, mens betegnelsen breradar benyttes for et ikke kommersielt-radarsystem med 8 MHz som sentralfrekvens. En georadar og en breradar er basert på de samme måleprinsippene, men hovedforskjellen er at sentralfrekvensen i de ulike systemene er best tilpasset ulike bruksområder.

Georadar og breradar er basert på en geofysisk teknikk som er utviklet for ikke-ødeleggende undersøkelser av undergrunnen (Davis og Annan, 1989). Dette gjøres ved bruk av et elektromagnetisk (EM)-felt som spres nedover i grunnen (Annan, 1992b). Den elektromagnetiske bølgen som sendes, blir laget av en senderantenne (Tx). Det

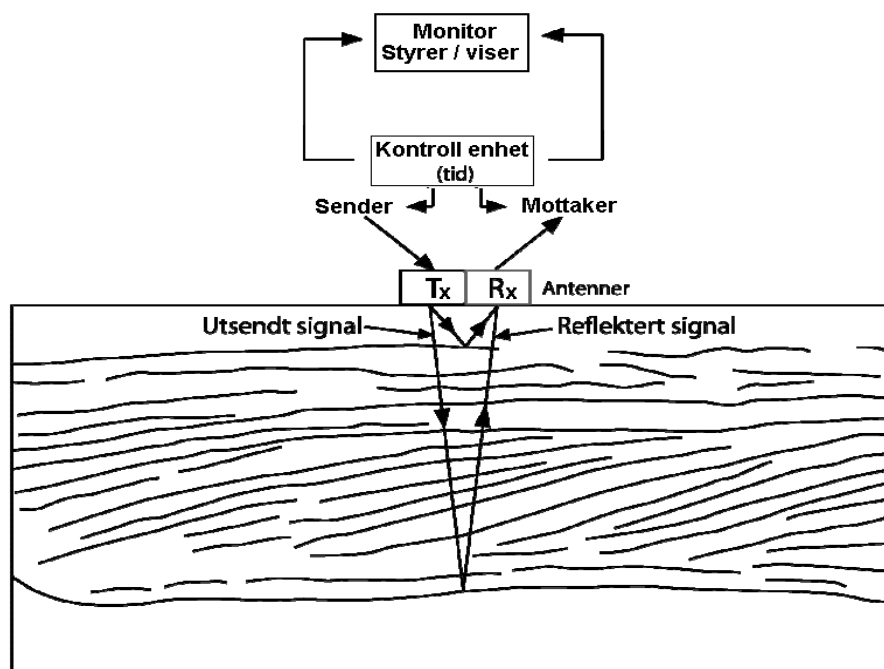


Figur 5: En enkel fremstilling av hvordan en georadar fungerer. Figuren er hentet fra Daniels, 2004: 16.

sendte EM-signalet blir reflektert av reflektorer i bakken. Disse har dielektriske egenskaper som skiller seg fra materialet rundt (se figur 5). Det reflekterte signalet oppfattes av en mottakerantenne (Rx), som sender et signal til en computer, som digitaliserer og lagrer signalet. Det mottatte signalet kan i ettertid prosesseres og tolkes. Tiden fra signalet er sendt ut til det registreres (toveis gangtid) forteller dybden, dersom hastigheten i det mediet EM-bølgene forplanter seg gjennom er kjent (Annan, 1992b).

### 2.1.1 Instrumentets oppbyggingen

En geo- eller breradar består av flere ulike komponenter. Utstyrets sammensetning avhenger av radartype, samt hva en er ute etter å kartlegge. Det finnes flere produsenter av kommersielt georadarutstyr, men en breradar nyttet i denne oppgaven er spesiallaget og er ikke kommersiell. Alle systemer består av to antenner, en sender- og en mottakerantenne (Tx og Rx). Disse er koblet til en kontrollenhet som styrer utsendelse av EM-bølger gjennom Tx, og mottar signalet som blir fanget opp av Rx. Kontrollenheten sender informasjonene videre til en monitor hvor en kan styre kontrollenheten og se på det mottatte signalet. Figur 6 viser hvordan komponentene i systemet er knyttet til hverandre. Innenfor hvert system finnes det ulike variasjoner av antenner, kontrollenheter og monitører. Hvilke enheter som benyttes avgjøres av bruksområdet og systemene en har tilgang til (Annan, 1992b).



Figur 6: Hvordan et GPR-system er satt sammen av ulike komponenter. Figuren er modifisert etter Neal, 2004.



### 2.1.2 Fysiske prinsipper for en georadar/breradar

Når en EM-bølge sendes ut fra en antenne, vil signalet ha en frekvens på mellom 3-1000 MHz, avhengig av hvilken antenne som benyttes (Mauring, 1995, Hubbard og Glasser, 2005). Videre, når et elektrisk felt sendes ut fra en antenne og treffer et materiale, oppstår en strøm av elektriske ladninger i dette materialet. To typer elektriske ladninger kan oppstå i et materiale; ledningsstrøm (conduction current) og forskyvningsstrøm (displacement current) (Annan, 1992b).

*Ledningsstrøm* som treffer et materiale, påvirker de frie elektronene. De begynner å bevege seg i den metalliske delen i materialet. De frie elektronene vil motarbeide sine omgivelser ved bevegelse, og dermed avgi varmeenergi (Annan, 1992b). Elektrolytisk ledning er en annen form for ledningsstrøm. Denne forekommer når ioner begynner å bevege seg i et oppløst materiale. Dette kan skje i en masse med et gitt vanninnhold (Baker et al., 2007), som innsjøsedimenter eller en temperert isbre. Når et vannmolekyl utsettes for en ladning, begynner det og rotere. Rotasjonsbevegelsen til ionet overfører energi, i form av varme, til det omliggende materialet (Lillestøl et al., 2001). Dette fører til at EM-feltet avtar i styrke (Annan, 1992b). Evnen til ledningsstrøm måles i Simens/meter og har benevnelsen elektrisk ledningsevne ( $\sigma$ ). Høy ledningsevne fører til at mer energi spres i materialet, samt at energi tappes fra det elektromagnetiske feltet (Baker et al., 2007). Den elektriske ledningsevnen er i hovedsak påvirket av materialets vanninnhold og oppløste ioner i materialet. Høy vannmektighet og høyt innhold av oppløste ioner øker den elektriske ledningsevnen (Hubbard og Glasser, 2005), og svekker det elektromagnetiske feltet. Feltet vil da ikke trenge så langt ned i grunnen som ved lav elektrisk ledningsevne.

*Forskyvningsstrøm* er en annen form for elektrisk ladning som påvirker et materiale. Dette er en ladning som ikke har noen bevegelse, men en polarisering. Når et atom utsettes for en elektromagnetisk ladning, vil elektronene orientere seg og danne en ny stabil posisjon (Annan, 1992b). Dette skaper en polarisering som følge av at elektronene i atomet har forflyttet seg (Baker et al., 2007). Atomet får en positiv og en negativ side. Energien som lagres i atomet ved polariseringen, er reversibel. Når feltet fjernes, vil energien frigis, og elektronene går tilbake til sin opprinnelige posisjon (Annan, 1992b). Med overvekt av elektroner på den ene siden av kjernen, vil atomets polarisering motarbeide EM-feltets strømretning. Sterkere polarisering gir derfor økt motstand mot feltets ledning (Hinchliffe og Munn, 1985). Relativ permittivitet ( $\epsilon_r$ ) er et mål på materialets polariseringsevne (Neal,

2004). Den relative permittiviteten øker med vanninnholdet i materialet, fordi vann er det geologiske materialet med høyest relativ permittivitet. Høyt vanninnhold demper derfor det elektromagnetiske feltet, og det avtar raskere nedover i dypet.

*Hastighet* ( $v$ ) for en EM-bølge gjennom et medium, styres i hovedsak av den relative permittiviteten. Hastigheten kan variere noe ved endring av antennefrekvens, men ytterst lite for frekvenser under 1 GHz (Baker et al., 2007). Høy relativ permittivitet gjør at motstanden i et materiale øker, og hastigheten til EM-bølgen reduseres. Hastigheten ( $v$ ) måles som oftest i meter per nanosekund (m/ns), og noen ganger i meter per mikrosekund ( $\mu$ ). For vakuum er hastigheten 0,3 m/ns, men for is er den ca. 0,168 m/ns (Kovetz, 2000). Hastigheten i is avhenger av luft og vanninnhold. Dette avhenger også av hvilke type ismasser som undersøkes (Daniels, 2004: 440), se tabell 1 neste side. Ved tidligere GPR undersøkelser av tempererte ismasser i Norge er det benyttet hastigheten 0,169 m/ns (Sætrang og Holmquist, 1987, Sætrang og Wold, 1986). Nyere undersøkelser har benyttet hastigheten 0,168 m/ns (Melvold og Schuler, 2008). Dersom en kjenner korrekt hastighet for et gitt materiale, kan dybden til en reflektor i dette materialet beregnes som en funksjon av tid og hastighet. Hastigheten kan finnes ved formelen nedenfor dersom en vet materialets relative permittivitet. EM-bølgers hastighet i vakuum ( $c$ ) = 0,3 m/ns og  $(\epsilon_r)$  = materialets relativ permittivitet.

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Dersom materialets dielektriske egenskaper ikke er kjent, kan hastigheten finnes ved fem ulike metoder (Annan, 1992b)

1. Ved å bruke tabellverdier, som i tabell 1. Dette er generelle verdier for et gitt materiale, og er funnet gjennom mange forsøk. Verdien er nær den virkelige verdien, men kan ha noen lokale forskjeller.
2. Dersom dybden for et punkt er kjent kan den gjennomsnittlige hastigheten i et materiale ned til punktet regnes ut på basis av dette.
3. Hastigheten kan finnes ved empirisk testing av et materials dielektriske egenskaper i et laboratorium.
4. Hastigheten kan finnes ved å bruke prosesseringsverktøy i programvare for radarprosessering dersom datasettet inneholder en eller flere hyperboler.

5. Det kan foretas en Common Mid-point (CMP) analyse. Det utføres målinger på ett sted, der antenneseparasjonen endres stegvis. Med bakgrunn i dybde-, tidsdata og data om antenneseparasjonen kan hastigheten regnes ut.

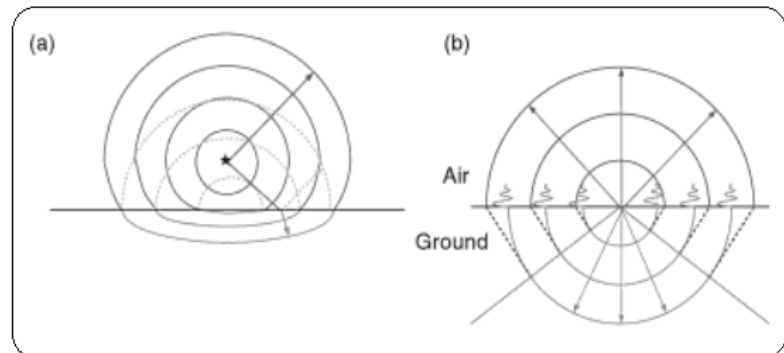
*Dempning* ( $\alpha$ ) er avgjørende for hvordan et elektromagnetisk felt spres i et medium. Dempningen styres av mediets relative permittivitet, elektriske ledningsevne, hvilken antennefrekvens som benyttes, og i noen tilfeller også den magnetiske permeabiliteten i materialet. Av disse tre faktorene er det antennefrekvensen og den elektriske ledningsevnen som er viktigst (Mauring, 1995).

**Tabell 1: Materialers relative (dielektriske) permittivitet ( $\epsilon_r$ ) og hastighet (v). Tabellen er modifisert etter Daniels, 2004 og Annan, 2009**

Material	Relativ permittivitet ( $\epsilon_r$ )	Hastighet (v)
Luft	1,0	0,3
Ferskvann	81,0	0,033
Saltvann	81,0	0,033
Polar snø	1,4 - 3,0	0,194 - 0,252
Polar is	3,0 - 3,15	0,168
Temperert is	3,2	0,1677
Ren is	3,2	0,1677
Is på ferskvann	4,0	0,15
Havis	2,5 - 8,0	0,078 - 0,157
Permafrost	1,0 - 8,0	0,106 - 0,300

### 2.1.3 EM-bølgers spredning og geometri

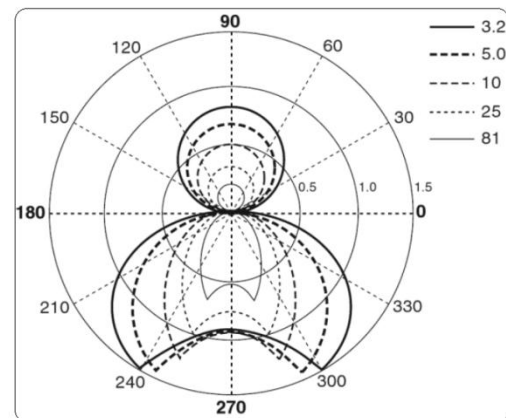
Det elektromagnetiske feltet som dannes rundt senderantennen (Tx) spres på ulike måter avhengig av antennens plassering, orientering og det omliggende materiale. Det er derfor avgjørende at det tas hensyn til dette. Dersom antennen ligger over bakkenivå vil det



**Figur 7: a) viser en antenne som er plassert over bakkenivå. b) viser feltet når antenne er plassert i kontakt med bakken. Figuren er hentet fra Annan, 2009.**

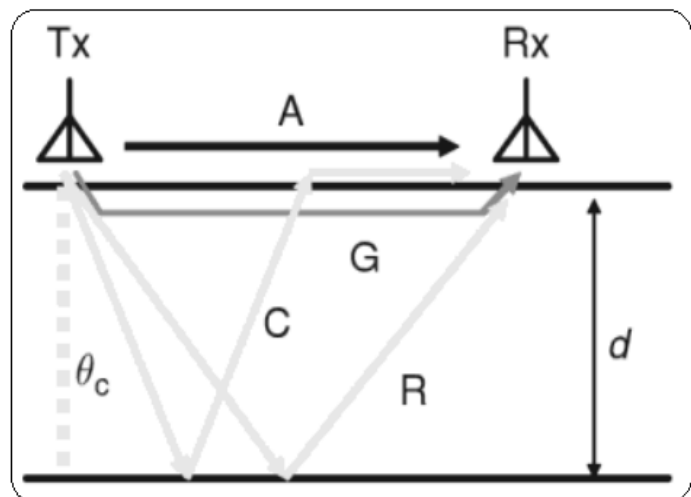
meste av feltet ligge i luften, og noe trengte nedover i grunnen (se figur 7). Dersom Tx ligger i overgangen mellom luft og bakke vil det elektromagnetiske feltet trengte dypere (Annan, 2009).

Figur 8 viser forskjellen mellom spredningsfeltet. Når bakkens elektriske og magnetiske egenskaper legges til, vil EM-feltets form endre seg (figur 8), her sett i fra antennens lengderetning (Annan, 2009). Figuren viser hvordan den relative permittiviteten påvirker EM-bølgens rekkevidde, fra lav relativ permittivitet (3.2 - is) til høy relativ permittivitet (81 - vann). Figuren viser at signalet gjennom is går dypere og bredere enn om det går gjennom vann.



Figur 8: EM-feltets form for materialer med ulike dielektriske egenskaper, her etter relativ permittivitet. Vann = 81 og Is = 3.2 Figuren er hentet fra Annan, 2009.

Når en EM-bølge sprer seg utover fra senderantennen, vil den registreres av mottakerantennen til ulik tid. Fordi det er flere ulike veier mellom antennene vil et sendt signal registreres flere ganger. Figur 9 viser at de ulike veiene fra senderantennen til mottakerantennen er delt inn i ulike kategorier; direktebølger, refrakterte bølger og reflekterte bølger.



Figur 9: EM-bølgers reise fra Tx til Rx. A = direktebølge i luft, G = direktebølge gjennom materialet, C = Refraktert signal, R = ønsket signal fra reflektor. Figuren er hentet fra Annan, 2009.

*Direktebølger* er det signalet som går

mellom de to antennene uten å bli reflektert av noe annet. Det er to typer direktebølger; en som går gjennom luften og en som går gjennom mediet (isen). Bølge A i figur 9 er direktebølgen gjennom luften. EM-bølge gjennom vakuum ( $c$ ) har en hastighet på 0,3 m/ns (Thorkildsen, 2010). Bølge G er direktebølgen som går gjennom mediet der hastigheten styres av materialets EM-egenskaper.

*Reflekterte* bølger er vist i figur 9 ved bølge R, og er det ønskede signalet. Bølgen reflekteres som følge av endringer i de dielektriske egenskapene i grunnen (Annan, 1992b).

*Refrakterte* bølger er vist i figuren over ved bølge C. Dette er bølger som reflekteres, men som får en kritisk refraksjon når den bryter overflaten til materialet (Mauring, 1995).

Hastigheten for denne bølgen styres av materialets hastighet ( $v$ ), som er før og etter refraksjonene.

*Diffrakterte* bølger oppstår når et signal treffer en punktreflektor som står i stor kontrast til omliggende materialet. Dette kan for eksempel være et rør eller en stein. Det dannes buer eller hyperbol i det lagrede signalet.

*Multipler* er et signal som blir logget for andre gang. Det vil si at signalet er reflektert mer enn én gang. Disse vises ofte ved at de har dobbel gangtid, det vil si at toveis gangtid er repetert/doblet, og at vinkelen til den falske reflektoren er dobbelt så bratt som vinkelen til den reelle reflektoren (Mauring, 1995).

### 2.1.4 Viktige parametre ved metoden

Ved bruk av geo- eller breradar er det nødvendig å se på de ulike parametrene som påvirker metoden. Dersom disse ikke er korrekte, kan det være vanskelig å få gode resultater. I verste fall kan også resultatet være galt. I avsnittet under blir de ulike parametrene gjennomgått og det diskuteres hvordan disse påvirker metoden.

*Frekvens* ( $f$ ) velges ut i fra et kompromiss mellom penetrasjonsdybde og oppløsning. Lavfrekvente antenner kan undersøke dypere ned i grunnen, mens høyfrekvente antenner gir bedre oppløsning av grunnens lagdeling (Bristow og Jol, 2001). Ulike antenner

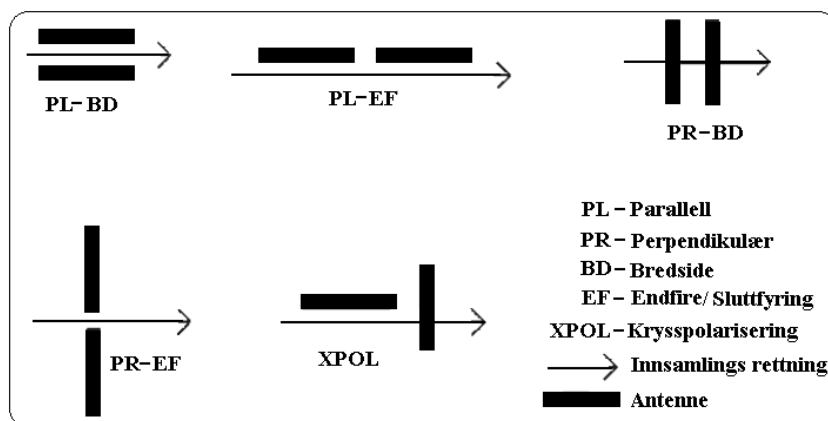


**Figur 10:** Bilde viser en Malå RAMAC antenne som er praktisk i ulendt terreng. Denne er også veldig mobil da utstyret kan pakkes i en sekk og bæres på ryggen. Foto: Jostein Bakke.

har også ulik lengde; en lavfrekvent antenne er lengre enn en høyfrekvent

antenne. Antennevalget påvirkes derfor også av terrenget i feltområdet, figur 10 viser en Malå RAMAC 25 MHz RTA ("Rough Terrain Antenna") antenne som er praktisk i ulendt terreng.

Antenneorienteringen er hvordan sender- og mottakerantenne plasseres i forhold til hverandre og innsamlingsretningen (Annan, 1992b). Figur 11 viser fem ulike



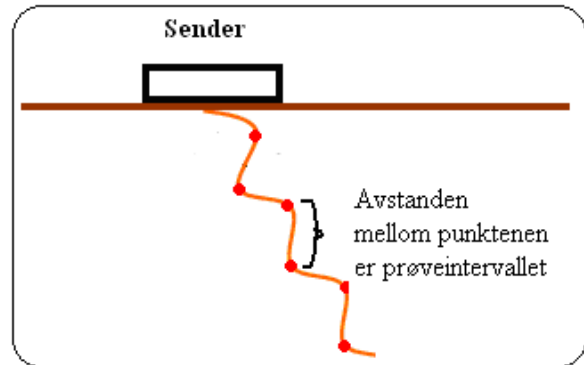
antenneorienteringer. Noen antenneorienteringer er

bedre egnet til målinger i noen materialtyper enn andre. Den mest brukte er *Perpendikular Broadside* (PL-BD). Denne har mindre sidereflekser, og mer av energien kommer fra reflektorer i kjøreretningen (Daniels, 2004). Hvilken orientering som benyttes begrenses ofte av hva som er praktisk mulig å få til med det antennesystemet som skal brukes. Dersom disse skal stå på tvers av innsamlingsretningen, må det være plass nok rundt dem, og de bør ligge på noe som gjør at de ikke henger seg fast. Er valget en lavfrekvent antenne, kan antenneorienteringe PR-BD bli vanskelig da slike antenner kan være over 20 meter brede. *Antenneseparasjon* ( $s$ ) er avgjørende for penetrasjonsdybde og for kvaliteten på resultatet (Annan, 1992b). Dersom en øker antenneseparasjonen kan et horisontalt plan få en kraftigere refleksjon. En tommelfingerregel for antenneseparasjon ( $s$ ) er at den skal være ca. 20 % av dybden til det som skal undersøkes (Annan, 1992b).

*Tidsvindu* ( $w$ ) er den tiden mottakeren er åpen for å ta imot et reflektert signal. Fra et EM-signal blir sendt til det reflekteres og registreres i mottakerantennen går det en viss tid. Dersom tidsvinduet er mindre enn toveis gangtid vil ikke signalet bli registrert. Det er derfor viktig at tidsvinduet er lengre enn toveis gangtid ned til nederste reelle reflektor. Det er anbefalt at den overstiger toveis gangtid med  $\frac{1}{3}$  (Annan, 1992b). Minimumsverdi for tidsvindu kan regnes ut ved formelen under der ( $d$ ) er dybde ned til reflektor og ( $v$ ) er hastigheten til materialet.

$$W = 1,3 * \frac{2d}{v}$$

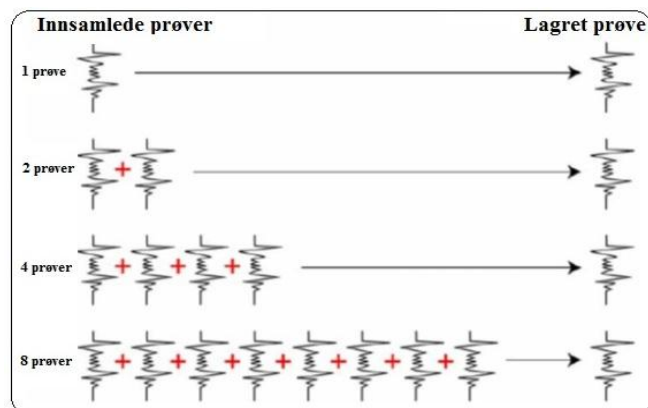
Prøveintervallet ( $t$ ) er avstanden i tid mellom punktene som registreres i det de analoge reflekterte pulsene blir digitalisert, se figur 12. For hvert punkt på bølgen blir det lagret et signal når bølgen når mottakerantennen. Dersom intervallet mellom punktene er for langt, er en i fare for ”aliasing” i tid. Det vil si at en ikke klarer å fange opp endringene nedover i grunnen (Annan, 1992b). Prøveintervallet bør ikke overstige en halv bølgelengde, og måles i tid oppgitt i nanosekund. Dette kan også regnes ut ved formelen under, men prøveintervallet må ikke overstige  $t$ . Frekvensen ( $f$ ) er den som skal brukes radarundersøkelsen.



Figur 12: Prøveintervall nedover en prøve/målinger er avstanden mellom punktene.

$$t = \frac{1000}{6f}$$

Stabling av data er en metode som brukes for å øke kvaliteten på dataene som samles inn. Ved hvert målepunkt tas det flere prøver som legges sammen, og det regnes ut et snitt av disse. Dermed blir signal/støy-forholdet høyere (Annan, 1992b).



Figur 13: Stabling av prøver summerer flere prøver og lager et snitt av disse som lagres. Figuren er modifisert etter Rønning, 2011.

Flyttavstand ( $n_x$ ) er avstanden mellom hver måling i rom. Det er et mål på hvor lang avstand det skal være mellom hver måling for å kunne gjengi undergrunnen på en god måte. For å unngå aliasing må ikke flyttavstanden være større enn  $\frac{1}{4}$  av bølgelengden til materiale i undergrunnen (Annan, 1992b). Dette kan regnes ut ved uttrykket som er gitt under der ( $c$ ) er 0,3 m/ns, ( $f$ ) er antennefrekvensen og ( $\epsilon_r$ )= materialets relativ permittivitet.

$$n_x = \frac{c}{4f\sqrt{\epsilon_r}}$$

### 2.1.5 Feilkilder

Dersom en følger retningslinjene gitt blant annet av matematiske formler for de ulike parameterne, kan noen feil ved datainnsamlingen unngås.

De to største feilkildene kalles aliasing, og kan forekomme i tid og i rom. *Aliasing i tid* er en av de vanligste feilene som gjøres ved bruk av GPR (Daniels, 2004). Ved aliasing i tid er prøveintervallet for kort, og endringer nedover i undergrunnen blir ikke oppdaget. Det er derfor viktig at prøveintervallet ikke overstiger en halv bølgelengde (Annan, 1992b). *Aliasing i rom* forekommer først når flyttavstanden blir for stor slik at en ikke oppdager endringer langs profilet (Annan, 1992b). For å unngå dette er det viktig at maksimal flyttavstand regnes ut ved formelen for flyttavstand i forrige kapittel.

Feilkilder knyttet til frekvens og tidsvindu kan føre til at en refleksjon fra ønsket reflektor, ikke når frem til mottakerantenne eller at signalet ikke registreres av mottakerantennen. Ved gal frekvens kan det utsendte signalet dempes i materialet og forsvinner før det når reflektor eller mottakerantenne. Dersom tidsvinduet er for kort, kan mottakerantennen slutte å «lytte» før det reflekterte signalet når frem. Begge tilfeller vil ikke gi et resultat som det er mulig og arbeidet videre med.

Er antenneseparasjonen for kort kan det føre til støy i det innsamlede datasettet. En reflektor kan da bli utydelig og vanskelig å skille ut. Dersom reflektoren ikke kan kjennes igjen, vil en mangle data for det kartlagte området.

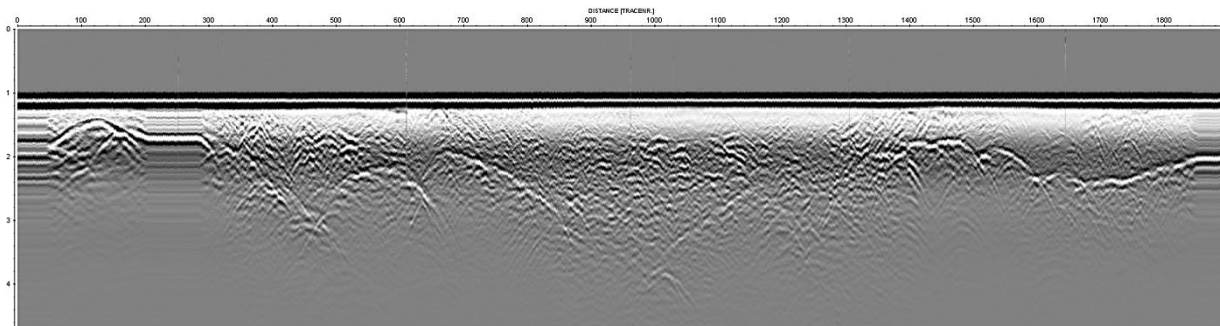
## 2.2 REFLEX

REFLEX er et program for prosessering og tolkning av blant annet radardata. Programmet har mange ulike funksjoner og filter som kan brukes på de innsamlede dataene og andre seismiske datasett. Ved hjelp av ulike filtre gjøres en prosessering av rådataene og en kan lettere isolere ønskede reflektorer noe som gjør tolkningen lettere. De viktigste prosesseringsstegene benyttet i oppgaven er beskrevet i kapittel 2.2.2.



### 2.2.1 Import av data

Når data importeres inn i REFLEX, er det viktig at dette gjøres med de riktige parameterne. Dette avhenger av hva slags radar og hvilke antenner som er benyttet ved datainnsamlingen. Eksempel på parametere det må tas hensyn til er *input format*, *output format* og *time dimension*. Etter at dataene er importert kan de se ut som figur 14. Figur 14 viser en breradarprofil før prosessering.



Figur 14: Figuren viser en breradarprofil før prosessering. Y-aksen viser tid som kan regnes om til dybde, mens x-aksen viser antall målinger, som også er bevegelse i rom. De kraftige vannrette linjene er direktebølger, mens de kurvede linjene er signaler fra reflektorer. I starten og slutten for profilen er det vannrette streker som dras ut, dette skjer på grunn av at det logges data mens radaren står s i ro. Profilet er et skjermdump fra REFLEX.

### 2.2.2 Ulike prosesseringssteg

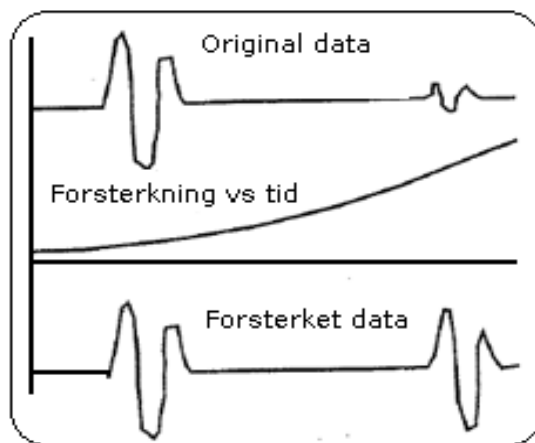
*Static correction* fjerner tid fra toppen av datasettets y-akse. Det vil si at en flytter nullpunktet for dybde, fra toppen og ned til ønsket punkt på y-aksen. Denne korreksjonen kalles også for «time-zero adjustment». Prosessen gjøres for å oppnå korrekt dybde for reflektorene i grunnen. Korreksjonene flytter nullpunktet ned til den øverste reflektor for direktebølgene. Figur 14 viser avstanden mellom originalt nullpunkt og direktebølgens øverste reflektor. Denne avstanden er fjernet i figur 16.

*Trace interpolation* er et prosesseringssteg som er nødvendig for at resultatet skal stemme med GPS-data. Ikke alle signaler som sendes ut fra antennen får sitt unike GPS-punkt. Avhengig av utstyr og innstillinger kan for eksempel annethvert eller hvert fjerde signal få et GPS-punkt. Dette gjør at en må interpolere avstanden for signaler uten GPS-data slik at disse får et GPS-punkt.

*Edit Traces* brukes for å fjerne korrupte data eller stillestående data dersom disse ikke forsvinner ved trace interpolation. Dette må gjøres for at profilen skal være sammenhengende og med lik geografisk avstand, måleskala. Det vil si at en cm. på profilen er en gitt avstand i virkeligheten, og at denne er lik for hele profilen.

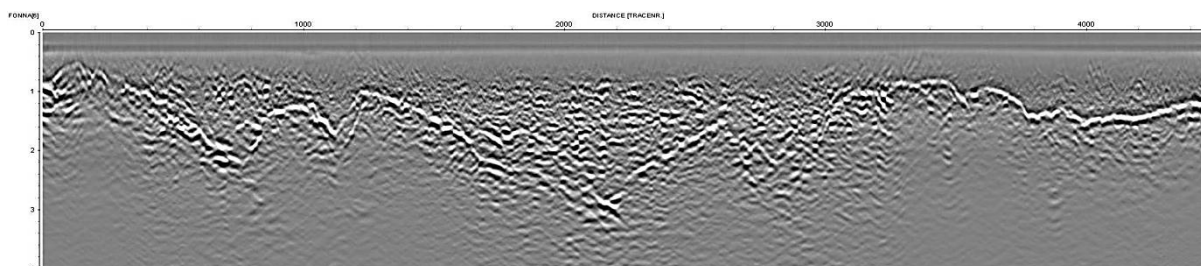
*Dewow-filter* reduserer lavfrekvent støy som forstyrrer de ønskede høyfrekvente signalene. Når det sendes ut et signal, induserer dette lavfrekvent støy i grunnen. Denne støyen legger seg over de høyfrekvente signalene i en måling. Denne støyen kan reduseres og nesten fjernes dersom antenneavstanden øker (Mauring, 1995).

*Gain* gjør at et lagret signal forsterkes for et gitt tidsrom i profilet. Et sendt signal dempes på vei nedover i grunnen. Dette gjør at refleksjoner fra større dyp er svakere enn fra grunne reflektorer. Ved å bruke filter kan signaler fra ønsket dybde forsterkes, og reflektoren tydeliggjøres. Dette gjøres ved at amplituden til det reflekterte signalet økes og/eller at grunne signaler svekkes (Annan, 1992b), se figur 15.



Figur 15: Forsterkning av signaler nedover en prøve. Her lagt horisontalt. Figuren er hentet fra Annan, 1992b.

*Migrasjon* gjør at diffraksjoner forsvinner og at kurvede reflektorer får riktigere posisjon (Mauring, 1995) og riktigere helning. Dersom dette ikke gjøres, vil kurver virke flater enn det de er i virkeligheten, og dybden kan underestimeres (Bristow og Jol, 2001: 21). Figur 16 viser hvordan profilen i figur 14 ser ut etter at alle prosesseringsstegene er gjennomført. Utfordringen ved migrasjon av data samlet langs et profil ved tidstrigging, er at det kan være ulik avstand mellom radarsignalene som sendes ut. Dette kan omgås ved bruk av odometerhjul om dette er tilgjengelig og om hjulet fungerer i feltområdet.



Figur 16: Figuren viser figur 14 når profilen nesten er ferdigprosessert. Alle prosesseringsstegene er gjort med unntak av valg av reflektor. Det kommer tydelig frem at det blant annet er korrigert migrasjon, nullpunktet er flytte og reflektorer er forsterket. Figuren er et skjermdump fra REFLEX.

### **2.4.3 Tolking av ulike reflektorer**

Tolking og isolering av ulike reflektorer gjøres etter at alle prosesseringsstegene er gjennomført. Prosesseringen er gjort for å forsterke den ønskede reflektoren, slik at valget av reflektor blir lettest mulig. Valget av reflektor kan gjøres manuelt eller automatisk. Et manuelt valg betyr at en tegner profilen selv. Ved automatisk reflektorvalg beregner programmet hvilke reflektor som er sterkest. Ved automatisk valg kan den spore litt av og en må manuelt korrigerer den tilbake til ønsket reflektor. Automatisk valg av reflektor baseres på matematiske kalkuleringer av sterkest reflektor. Dette er derfor mer objektivt enn ved manuelt valg. Etter at reflektor er valgt, eksporteres denne sammen med den gitte verdien for materialets hastighet (v).

### **2.3 GPS (Globale Posisjonssystemer)**

Det finnes ulike typer GPS mottakere. I sammenheng med denne oppgaven er det benyttet en Topcon GR-3 GPS, en DGPS (differensiell GPS) og flere håndholdte Garmin GPSmap mottakere. En DGPS er mer nøyaktig enn en vanlig GPS mottaker, da denne også mottar korreksjonssignaler fra en basestasjon eller fra satellitt. Korreksjonssignalet inneholder informasjon om tidsforskjellene i signalene som DGPS-mottakeren mottar fra satellittene. Dette gjør det mulig å regne ut feilmarginen i tidssignalene og få korrekte målinger. Ved bruk av DGPS kan en få korrekte data helt ned på meter nivå. En håndholdt GPS mottaker har derimot en feilmargin på 5-10 meter.

### **2.4 Geografiske Informasjonssystemer (ESRI ArcGIS)**

For visualisering av radardata er det benyttet ArcMap og ArcScene, en del av programpakken ArcGIS (versjon 10.0), fra ESRI Software. Dette programmet gjør det mulig å legge inn punktdata, interpolere mellom disse og lage ulike kart. Hvilke kart som lages avhenger av hvilke datasett som brukes, og hvordan disse fremstilles. Det er brukt mange ulike funksjoner og prosesseringssteg i ArcMap. Hvilke funksjoner som er brukt står beskrevet i appendiks 6.



## 3 Datainnsamling, prosessering og tolkning av data

Feltområdet er Nordfonna, den nordligste av de tre breene som utgjør Folgefonna. Nordfonna ble valgt fordi den er lett tilgjengelig sommer som vinter. Dataene som skal brukes i oppgaven er basert på geo- og breradarprofilering. For å sikre et effektivt feltarbeid og gode radardata er det to faktorer som er avgjørende for når dataene ble samlet inn. Et effektivt feltarbeid oppnås ved å benytte snøscooter til å trekke geo- og breradaren. Snøscooterkjøring på en bre krever at det er trygge snøbruer over bresprekkene. Dette medfører at feltarbeid bør være gjort innenfor eller rett etter akkumulasjonssesongen. For å sikre gode radardata er det viktig at feltarbeidet blir utført før ablasjonssesongen. I ablasjonssesongen er det høyt vanninnhold i breen, noe som øker dempningen av EM-bølger og gir dårligere radarresultater. Samlet var disse faktorene avgjørende for at feltarbeid ble utført om vinteren.

### 3.1.1 Søknader

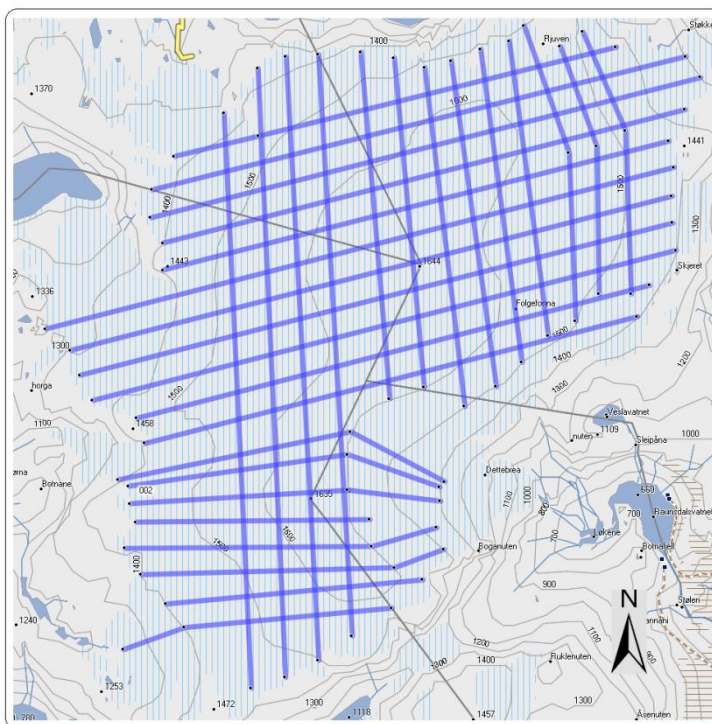
Tidlig januar 2011 ble det sendt søknader til Hordaland Fylkeskommune, NVE og Statkraft. Disse var utformet i tett samarbeid med veileder. Tillatelse til motorferdsel i nasjonalparken var avgjørende for et effektivt feltarbeid. Grunnet oppgavens vitenskapelige formål, fikk vi tillatelse av Hordaland Fylkeskommunes miljøavdeling.

UiB har ikke en breradar, og det var nødvendig at NVE som hadde dette utstyret kunne delta i prosjektet. NVE var positive til prosjektet og stilte med både utstyr og personell til å drifte dette.

Søknaden til Statkraft gjaldt økonomisk støtte til direkte utgifter knyttet til feltarbeidet. Dette var nødvendig da det var behov for å leie scooter og brefører. Statkraft var også positive, og vi fikk den støtten vi trengte for å kunne utføre feltarbeidet.

### 3.1.2 Detaljplan for datainnsamlingen

Før feltarbeidet startet, var det viktig å kartlegge hvor det var mulig og hvor vi ønsket å utføre med geo- og breradarundersøkelser. Ved hjelp av MapSource (versjon 6.16.3), et kartprogram levert av Garmin, ble kartet vist i figur 17 laget. Figuren viser profilinjene som skulle kartlegges. Avstanden mellom hver linje er ca. 250 m. For breutløperne ble det ikke tegnet slike profil i forkant av feltarbeidet. Hvilke profil en ønsket å kartlegge for brearmene ble avgjort etter at breutløperen var besiktiget. Ikke alle utløpere var



**Figur 17: Figuren viser profil som skal samles inn under feltarbeidet. Figuren er laget i MapSource.**

mulige å kartlegge. Det er derfor satt fokus på to breutløpere, Jordalsbreen og Juklavassbreen. Det var vanskelig å forutsi et kjøremønster for å kartlegge disse. Valget av kjørerute måtte derfor gjøres underveis i feltarbeidet. Profilene tegnet i MapSource ble importert på en GPS mottaker som ble montert på snøscooteren. Det var da mulig å følge rutenettet selv med dårlig sikt.

### 3.2 Valg av opptaksparametre og utføring av feltarbeid

Feltarbeidet ble utført i to separate bolker. Fire dager med georadar-undersøkelser (30.mars og 9.-11.april 2011) og to dager med breradar-undersøkelser (2.-3.mai 2011). Geo- og breradar-undersøkelsene ble utført sammen med Folgefonna Breførarlag AS ved Åsmund Bakke. Breradar-undersøkelsene var et samarbeid med NVE representert ved Kjetil Melvold.

I forkant av feltarbeidet var opptaksparametrene kalkulert. Dette var utgangspunktet for innstillingen av geo- og breradarsystemene, men det ble gjort noen endringer underveis. Kapittel 3.2.1 viser hvilke parametervalg som ble gjort.

### 3.2.1 Valg av opptaksparametre

*Frekvensvalget* påvirkes av hvilket utstyr som er tilgjengelig. Bjerknessenteret har en georadar med 25 MHz som laveste antennefrekvens. I tillegg stilte NVE med en breradar med antennefrekvens på ca. 8 MHz.

*Antenneorientering* styres av lengden på antennen i denne sammenhengen. Bjerknessenteret sin Malå RAMAC 25 MHz antenne er 15m lang, mens NVE sin 8 MHz breradarantenne er 40m pluss valgt antenneseparasjon. Med denne typen antenner er det vanskelig å bruke en annen antennekonfigurasjon enn PL-EF (Parallell endfire), se figur 11.

*Antenneseparasjon* skal være ca. 20 % av dybden, se kapittel 2.1.4. Dersom en setter dybde til ca. 300 m skal avstanden mellom antenne være ca. 60 m for 8 MHz antenne. For 25 MHz antennen skal avstanden være 10m om dybden er 50 m. Dette er et problem da det ikke er mulig å endre på antenneseparasjonene for Malå RAMAC 25 MHz antennen. Den er monostatisk og var derfor 6,5 m. Antenneseparasjonene for 8 MHz antennen var først ca. 50 m. Dette ga litt støy i datasettet og antenneseparasjonen ble raskt endret til 67 m, som ga bedre resultater. Figur 18 viser breradarantenne på slep etter en snøscooter.



**Figur 18:** Breradarantenne på slep etter en snøscooter. Foto: Erlend Førre.

*Tidsvinduet* regnes ut ved bruk av formelen i kapittel 2.1.4. For 25 MHz-antennen skal denne være minimum 1200 ns. Maksimum tidsvindu for kontrollenheten er 3825 ns. For 8 MHz-antennen skal tidsvinduet være minimum 4642 ns. Tidsvinduet ble satt til 3825 ns for datainnsamlingen med georadar (25 MHz) og 10 240 ns med breradar (8 MHz).

*Flyttavstanden* avhenger av scooterens hastighet og tidstrigging for kontrollenheten. Det er viktig at denne ikke blir for stor da dette kan gi aliasing i rom. Et ønske om å ha god oppløsning på datasettet påvirker radarinnstillingene. For georadardataene ble tidstriggingen satt til 0,2 s. Dette gir en flyttavstand på ca. 1,1 m ved en hastighet på 20 km/t. For breradardataene kunne en ikke justere tidstriggingen. Breradaren sendte ut et signal for hver 0,5s. Dette gir en flyttavstand på 2,78 m ved hastighet på 20 km/t. Alle radarundersøkelsene på snøscooter ble utført med en hastighet på 15-20 km/t.

Datainnsamlingen til fots/truger ble gjort med gangfart i nedoverbakke, og snitthastigheten ble målt til 5,5 km/t med GPS. Dette minker flyttavstanden, og romlig aliasing er dermed ikke et problem. For å unngå for store datasett ble tidstriggingen satt til ett sekunds intervall.

*Stablingen* av radarsignal er satt til 16 for både geo- og breradar. Dette sikrer høyere kvalitet og tydeligere data.

*Prøveintervallet* er satt til 0,2 ns for georadardata og 10 ns for breradar data.

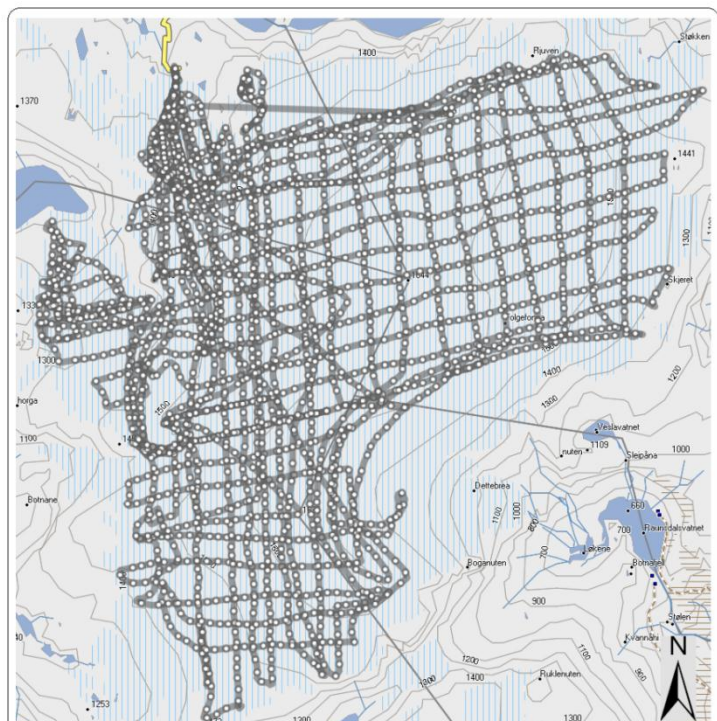
### 3.2.2 Georadar-undersøkelser

Undersøkelsene ble utført ved å montere antennen til en slede som ble trukket av en snøscooter, se figur 19. Antennen ble hengende etter sleden. På sleden var monitor, kontrollenhet og DGPS mottaker for georadarsystemet. Det var også mulig å sitte bak på sleden og kontrollere innsamlet data.



Figur 19: Montering av georadar utstyr på snøscooter. Foto: Åsmund Bakke.

Figur 20 viser hvilke områder som er dekket med breradar. Enkelte områder var ikke mulig å kartlegge. Hovedårsaken til at noen områder er utelatt er for bratte helningsvinkel til å kjøre med snøscooter. Dette gjelder for områdene knyttet til Botnabreen, Dettebreen, Jukladalsbreen og Svartedalsbreen. Noen av disse kunne vært kartlagt til fots, men for å avgrense oppgaven ble det satt fokus på Juklavassbreen og Jordalsbreen. Totalt ble det samlet inn ca. 280 km med georadarprofiler.



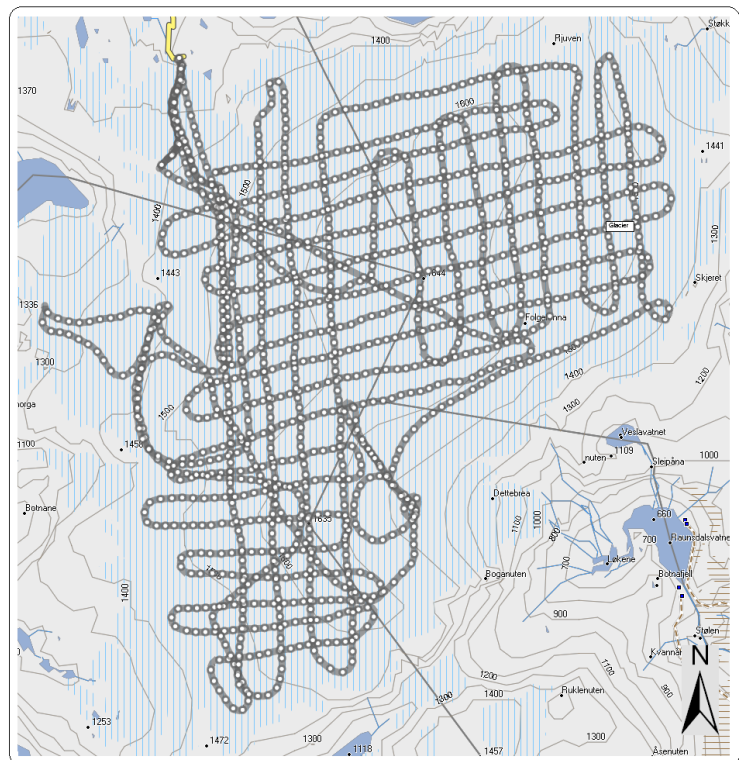
Figur 20: Figuren viser innsamlede georadarprofiler. Laget i MapSource etter importert GPS logg.



### 3.2.3 Breradar-undersøkelser

NVE sin breradar hadde en annen konfigurasjon enn georadar-systemet. Der var antennen fysisk delt i to, med én senderantenne (20 m) og én mottakerantenne (20 m). På midten av hver antenne er det et akebrett med utstyret montert. Senderantennen var bakerst, med et akebrett som inneholdt en GPS-mottaker og en computer som kontrollerte utsendingen av EM-signaler. Fremst var mottakerantennen, med et akebrett som inneholdt en computer der data logges og en monitor til å se innsamlet data og for å kontrollere opptaksparametere.

Breradarundersøkelsene er utført over store deler av breen med unntak av kantene, se figur 21. Et 110 m langt tog med dyrt utstyr skal behandles med forsiktighet. Det krever også plass når en skal snu et så langt «tog». Det ble derfor vanskelig og risikabelt å bevege seg for nær brekanten og bratte helninger. Breutløperne Juklavassbreen og Jordalsbreen ble delvis undersøkt, men ikke så grundig som med georadarutstyret. Totalt er det samlet inn ca. 150 km med breradarprofiler.



**Figur 21:** Figuren viser innsamlede breradarprofiler. Laget i MapSource etter GPS kjøreløgg.

### 3.3. Import av data

Innsamlet data importeres inn i REFLEX (versjon 6.0.5) for prosessering. Det er to datasett per profil som skal importeres, en radarprofil og en posisjonsprofil (GPS eller DGPS). En DGPS-profil for georadardata kan importeres uten at det gjøres noen prosesserings i forkant. Import av GPS-profil for breradardata kan først gjøres etter at GPS-profilen er gitt samme «tid» som breradarprofilen. På grunn av at breradaren og GPS-mottakeren fra Topcon er to forskjellige systemer, kan det være en forskjell i tidsangivelsen til systemene. Dette gjør at bre- og GPS-profilen kan ha ulik «tid». Korrigeringen av tidsforskjellen mellom de to profilene gjøres i et VirtualBasic-program skrevet av Kjetil Melvold ved NVE. Det står mer om hvordan dette er gjort i appendiks 1. Når korreksjonene av tiden i GPS- og radarprofilen er gjort kan GPS-profilen importeres i REFLEX og settes sammen.

### 3.4 Prosessering og tolkning av radardata

En importert radarprofil går gjennom flere prosesseringssteg før dataene er gode nok til at det kan velges en reflektor. Mange av korreksjonene og filtrene er forklart i kapittel 2.3.2, men ikke alle stegene er beskrevet der. I appendiks 6 er det laget et flytskjema for prosesseringsrekkefølgen til hver enkelt profil. For de fleste radarprofil var rekkefølgen den sammen, men med noen variasjoner. Prosesseringsrekkefølgen for en profil og hva de ulike prosesseringene gjør er beskrevet under.

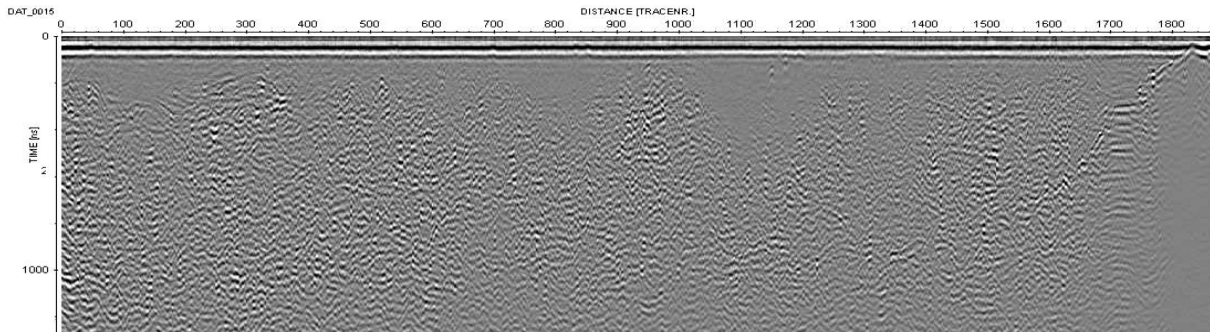
1. *Dewow-filter* fjerner lavfrekvent støy og gir en tydeligere profil.
2. *Static correction* gjøres ved at nullpunktet på y-aksen flyttes til toppen av øverste direktebølge. Forskjellen for en profil før og etter denne korreksjonen kan ses i figur 14 og 16 i kapittel 2.3.2.
3. *TraceHeaderMenu* brukes for at GPS- eller DGPS-profilen som hører til valgt radarprofil importeres inn i REFLEX og settes sammen.
4. *TraceHeaderTabella* kalkulerer avstanden mellom to (D)GPS-signal og summerer akkumulert avstand. Dette er gjort med bakgrunn i GPS- eller DGPS-data.
5. *TraceInterpolation* kalkulerer en gjennomsnittsavstand mellom to radarsignaler med kjent plassering (GPS eller DGPS koordinater). Radarsignal som ikke har et GPS- eller DGPS-koordinat får dette ved interpolering. Dette gjør at feil ved migrasjon, når avstanden mellom punktene er kjent, begrenses.

6. *EditTraces* brukes for å slette stillestående deler i radarprofilen og i GPS- eller DGPS-profilen. Dette kommer frem ved å se på figur 14 og 16.
7. *Migration* er et filter som brukes for å korrigere helningsvinkelen til kurvede reflektorer. Hyperbler forsvinner også ved bruk av migrasjon.
8. *Gain*: Forsterker signaler nedover y-aksen. Dypere reflektorer forsterkes og grunnere reflektorer kan svekkes. Ønsket reflektor fremheves og valg av reflektor er enklere.
9. *Pick*: Tolkning/valg av bunnreflektor kan være objektiv eller subjektiv, avhengig om dette gjøres ved *auto pick* eller *manual pick*. Det brukes i hovedsak *auto pick*, men med muligheten til å korrigere det automatiske valget av bunnreflektor.
10. *Save as ASCII-columns*: gjør at den valgte reflektoren eksporteres med en valgt hastighet ( $v$ ). I dette tilfellet er dette hastigheten for EM-signaler i is. Dybden ned til markert reflektor kan da kalkuleres. Mer om valg av reflektor i neste kapittel.

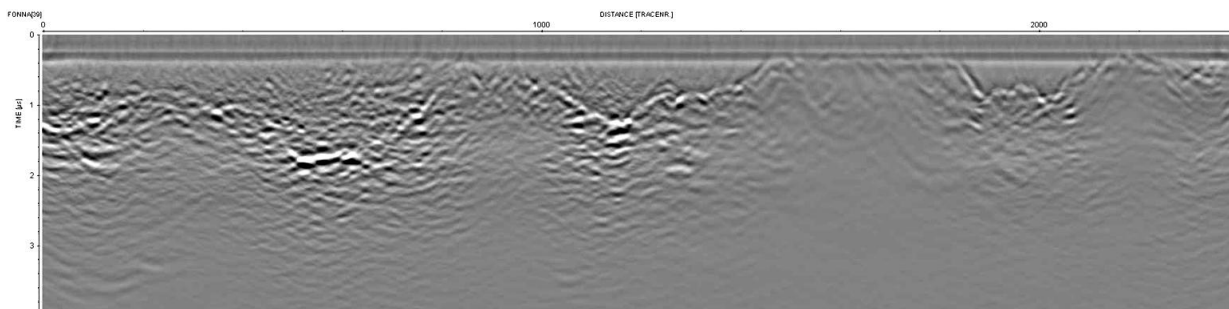
### 3.4.1 Valg av reflektor

Etter at data er importert og prosessert er det ikke sikkert at en har fått frem data som kan tas med videre. Et av problemene ved bruk av frekvensen 8 MHz er at den ved grunne områder ikke får resultater som kan benyttes. Dette fordi bunnreflektor forsvinner bak direktebølgene som strekker seg ned til 30m. Problemet er motsatt ved bruk av 25 MHz antenne. Dempningen i isen gjør at en ikke får resultater fra en dyp reflektor, mens grunne reflektorer kommer tydelig frem. Dette gjør at av totalt 140 georadarprofiler er 85 av profilene av god nok kvalitet til at de kan brukes. Av 48 innsamlede breradarprofil er 47 brukt. Dette viser fordelene med å kombinere radardata samlet inn med 8 MHz og 25 MHz antenner. Uten denne kombinasjonen vil det mangle radardata for flere områder under Nordfonna.

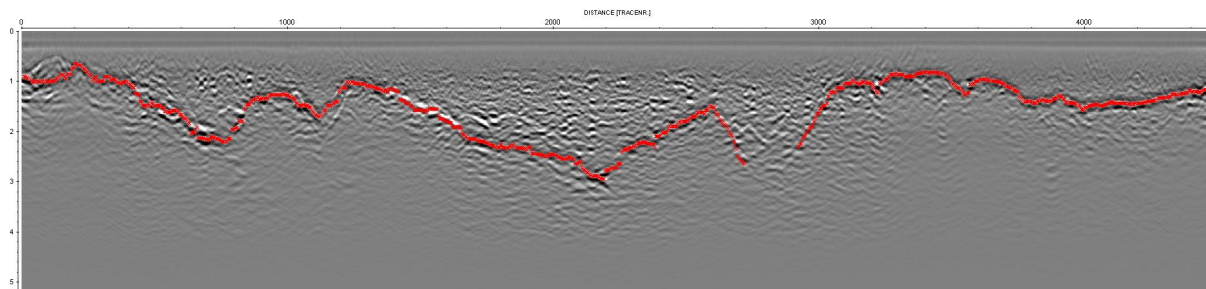
Det er ikke hele profilen som har tydelig reflektor. Dersom det ikke er mulig å velge tydelig reflektor, er dette unngått. For enkelte georadarprofil velges det derfor kun reflektor i endene der bunnreflektor er tydelig, se figur 22. For breradarprofiler er problemet motsatt. Der blir dataene vanskelige å skille fra direktebølgene når istykkelsen er mindre enn 30 m. Figur 23 viser hvordan reflektorsignalet forsvinner bak direktebølgen.



Figur 22: Viser en georadarprofil ved et dypt område. Profilen har kun en tydelig bunnreflektor i den ene (høyre) enden. Figuren er et skjermdump fra REFLEX.



Figur 23: Figuren viser en breradarprofil for et dypt og grunt området. Bunnreflektoren er tydelig for store deler av profilen, men der det er grunnst forsvinner bunnreflektoren bak direktebølgen. Figuren er et skjermdump fra REFLEX.



Figur 24: Figuren viser en breradarprofil der bunnreflektor er valgt. For et område langs profilen er bunnreflektor utydelig, det er ikke valgt en reflektor for det området. Figuren er et skjermdump fra REFLEX.

Ved eksport av data fra REFLEX brukes det tabellverdien (tabell 1) for hastighet ( $v$ ), som er 0,168 m/ns for is. EM-signalets hastighet i is er også kalkulert i REFLEX ved å bruke gradienten til en hyperbel. Dette er blant annet gjort for profil 29 dag 1 og profil 12 dag 4. Disse ga verdiene 0,166 m/ns og 0,169 m/ns. Samme metode ble også utført på flere av profilene underveis. Variasjonen var mellom 0,164 m/ns til 0,173 m/ns. Det er også gjort et forsøk på CMP-analyse. CMP-analysen fikk korrupte radardata på grunn av ødelagte antenner, og kunne derfor ikke arbeides videre med i REFLEX. Nordfonna er en antatt homogen ismasse. Is er et godt kjent og undersøkt materiale. Dette gjør at tabellverdien trolig er til å stole på. Hastigheten på 168 m/ns som er benyttet i denne oppgaven er trolig representativ for ismassene på Nordfonna.

### 3.4.2 Utrekninger i Excel

ASCII filen som er eksportert fra REFLEX er en \*.PCK-fil, som åpnes i Excel. Denne inneholder seks kolonner: akkumulert distanse mellom radarsignal, breddegrad, lengdegrad, høyde, toveis gangtid og dybde ned til valgt reflektor. Før disse dataene kan importeres i ArcGIS må dybde ned til reflektor korrigeres og det må regnes ut verdier for topografisk høyde. En radarprofil kan inneholde flere tusen punkter (rader i Excel), korrigeringen og utregningen må gjøres for hvert punkt for hver eksporterte \*.PCK fil. For å slippe å gjøre samme utregning mange ganger, er alle eksporterte \*.PCK-fil samlet i seks filer, en for hver dag med datainnsamling. Før utregningen konverteres PCK-filen til en vanlig \*.xls-fil. Utrekningen kan da gjøres en gang for hver Excel fil og kopieres for hvert punkt.

Korreksjonen for antenneavstanden mellom antennene Tx og Rx er nødvendig for å unngå underestimerte dybdeverdier. Korreksjonen er gjort ved formelen under, der  $v_{Ice}$  er EM-bølgers hastighet i is = 168 m/ $\mu$ s,  $TWT$  er toveisgangtid,  $Dist$  er antenneavstanden mellom Tx og Rx = 67 m for breradarantenne og 6,5 m for georadarantenne,  $v_{Air}$  er EM-bølgers hastighet i vakuum = 300 m/ $\mu$ s.

$$Depth = \sqrt{\left(\frac{v_{Ice}}{2}\right)^2} * \sqrt{\left(TWT + \frac{Dist}{v_{Air}}\right)^2} - \sqrt{\left(\frac{Dist}{2}\right)^2}$$

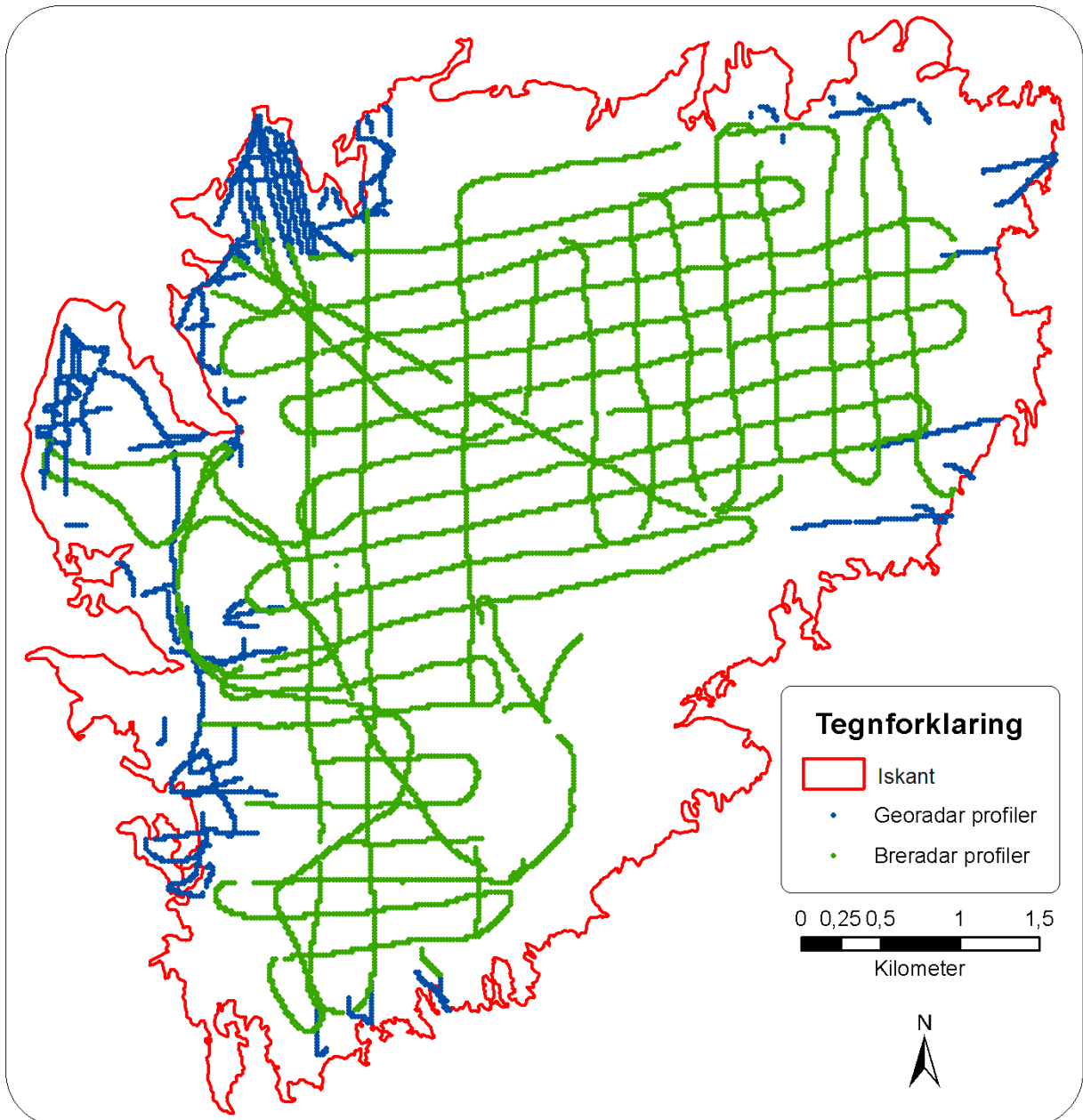
Korreksjonen gjøres for alle seks \*.xls filene. Tabell 2 viser hvordan dette er gjort i Excel. Formelen over er delt i tre deler som regner ut *Corrected Depth*, som er korrigert dybde. Ut i fra korrigert dybde regnes det ut en ny høyde for topografien under breen. Dette er gjort ved å trekke korrigert dybde (*Corrected Depth*) fra høyde (*Height*).

**Tabell 2:** Tabellen viser data eksportert fra REFLEX, utregning av korrigert dybde og utregning av bunntopografisk høyde. Kolonne 1, 2 og 3 er de tre delene til formelen over, disse delene er satt sammen i kolonnen for *Corrected Depth*. Tabellen er hentet fra Excel-fil for REFLEXdata fra dag 1.

Distance	Latitude	Longitude	Height	TWTns	Depth	TWT us	Corrected Depth	Topographic Height	1	2	3
76,976	6678358,01	357721,69	1400,12	375,06369	31,5053	0,38	33,17	1367,0	7056	0,1574	10,563
78,108	6678357,28	357722,55	1400,25	377,993896	31,7515	0,38	33,41	1366,8	7056	0,1597	10,563
79,24	6678356,54	357723,42	1400,38	380,924072	31,9976	0,38	33,66	1366,7	7056	0,1621	10,563
80,372	6678355,75	357724,22	1400,51	380,924072	31,9976	0,38	33,66	1366,8	7056	0,1621	10,563
3762,801	6673903,48	358969,84	1546,7	587,476929	49,3481	0,59	51,06	1495,6	7056	0,3711	10,563
3763,962	6673902,35	358970,07	1546,51	584,539551	49,1013	0,58	50,82	1495,7	7056	0,3675	10,563
3765,123	6673901,21	358970,29	1546,31	581,602173	48,8546	0,58	50,57	1495,7	7056	0,3639	10,563
3766,284	6673900,07	358970,52	1546,11	578,664795	48,6078	0,58	50,32	1495,8	7056	0,3604	10,563

### 3.4.3 Import og prosessering av radardata i ArcMap

Etter korreksjon for antenneavstand og utregninger av bunntopografisk høyde, er \*.xls filen klar for import i ArcMap. Dette gjøres ved å importere filen som xy-data. Alle data ligger da som attributtavhengig i kartlaget og en kan velge hvilke data som skal gjengis eller brukes i ulike prosesseringssteg. I tillegg til radardata er det også importert noen eksterne data. NVE utførte i august 2007 en laserskanning for Nordfonna isoverflate (NVE, 2008). Basert på laserscanningen ble det laget en DEM (digital elevation model) som viser høyden for isoverflaten. Det ble også laget en oppdatert modell for Folgefonna areal. I tillegg er det også importert topografidata utgitt av Norges kartverk i 1980 for området rundt Nordfonna. Alle resultatene som presenteres videre er basert på disse tre datasettene; radardata, laserdata og topografidata for området rundt breen (se figur 25).



Figur 25: Figuren viser profil med valgt bunnreflektor for georadar- og breradardata. Området utenfor iskanten (merket med rødt) er basert på topografidata fra 1980, mens overflate data for området innendfor iskanten er laserdata fra 2007. Figuren er laget i ArcMap.

Ved produksjonen av kartdata i ArcMap benyttes det mange funksjoner i ulike rekkefølger. Noen av funksjonene som benyttes beskrives kort under, mens fremgangsmåten for hvert kartlag vises i flytskjema i appendiks 6.

- *Merge* er en funksjon som setter sammen flere kartlag av samme type. Brukes blant annet for å slå sammen seks \*.xls datasett til et kartlag.
- *Clip* er en funksjon som brukes for å ta vare på data innenfor et valgt område. Brukes blant annet for å fjerne radardata som ligger utenfor breens iskant, og ta vare på radardata som ligger innenfor. *Clip* brukes for vektordata, mens *Extract by mask* brukes for rasterdata.
- *Edit* er en funksjon for å editere data, enten i attributt Tabellen eller visuelt ved tegning. Funksjonen brukes blant annet til å trekke ut områder fra et datasett, som ved å dele datalaget for dreneringsområder i seks forskjellige datasett. Funksjonen brukes også til å regne ut istykkelsen. Et gjennomsnittlig ti meter tykt snødekke (NVE, 2011b) må trekkes i fra verdien *Corrected Depth* i attributt Tabellen for å få istykkelsen.
- *Point to raster* brukes for å konvertere punktdata til rasterdata. Blir blant annet brukt for å «vaske» radardata slik at de er lettere å bearbeide. Det vil si at alle radarpunkter innenfor et område på 20x20 meter slås sammen til et punkt med den verdien som er representert flest ganger.
- *Raster to point* er en konverteringsfunksjon som brukes for å gjøre rasterdata om til vektordata. Dette brukes for å gjøre «vasket» radardata klart for interpolering ved funksjonen *Topo to raster*.
- *Topo to raster* brukes for å interpolere verdier mellom punktdata. Funksjonen brukes for å gi verdier til områdene mellom radardata. Dette gjøres for å få frem topografiske data for områdene under breen. Innstillingen for oppløsning settes lik oppløsningen gitt ved prosesseringssteget *Point to raster*.
- *Contour* brukes for å lage høydekoter på bakgrunn av interpolerte rasterdata. Dette er en forenkling av rasterdataene, men lages for å kunne lage TIN (Triangulated Irregular Network)-datasett.
- *Create TIN* brukes for å visualisere kart med skygger slik at de får en delvis 3D effekt. Flere slike datasett vises i kapittel 4, for eksempel figur 26.



## 3.5 Feilkilder

### 3.5.1 Prosessering i REFLEX

Feilkilder i forbindelse med prosesseringen i REFLEX henger sammen med de ulike prosesseringsstegene. Ikke alle prosesseringssteg gir feilkilder, men noen av dem gjør. Feilkildene listes opp under etter prosesseringsrekkefølgen.

*Static correction* brukes for å korrigere nullpunktets plassering. Nullpunktet kan plasseres på feil sted, dette kan gi feil utgangspunkt for å beregne dybde. For å forhindre at dybden overdrives eller underestimeres plasseres nullpunktet ved direktebølgens første reflektor.

*TraceInterpolation* korrigerer avstanden mellom to radarsignaler ved interpolering mellom GPS- eller DGPS-signaler. Dersom tiden mellom hvert logget GPS- eller DGPS-signal øker, øker også feilmarginen knyttet til interpoleringen av koordinater til en radarprofil. Det er derfor logget GPS- og DGPS-data hvert sekund for å minimere feilmarginen ved *TraceInterpolation*. Korrigeringen eliminerer feil som kan oppstå ved migrasjon av radardata med ulik avstand mellom hvert radarsignal.

*Migration* korrigerer helningsvinkelen til kurvede reflektorer. Dersom *Migration* ikke utføres, kan en kurvet reflektor fremstå slakere enn det den er i virkeligheten. Ved veldig bratte kurver øker feilmarginen ved migrasjon, helningen kan da fremstå for bratt eller for slak.

*Pick* brukes for å velge en bunnreflektor som skal eksporteres. Prosesseringssteget er utsatt for feil ved muligheten til å velge gal reflektor. Det er derfor valgt å bruke *auto pick* som gjøres matematisk, og er mindre subjektiv. Det kan likevel bli feil ved bruk av *auto pick* og valget av reflektor må manuelt korrigeres underveis. Det kan også oppstå feil med å velge en fortsettende linje for reflektor etter et brudd i denne. Reflektorvalg er også vanskelig for svake reflektorer som er vanskelig å skille fra omliggende støy.

*Save as ASCII-columns* gir dybden ned til en reflektor ved at det legges inne en verdi EM-bølgens hastighet i is. utfordringer kan oppstå for områder der isen ikke er homogen, om det noen steder for eksempel skulle være økt vanninnhold i isen. EM-hastigheten gjennom isen vil endres og dybden ned til reflektor feilkalkuleres. Det er også en feilmargin knyttet til EM-signalets bevegelse gjennom et snølag, som har en annen hastighet enn is. EM-signalets hastighet gjennom snø varierer fra 0,194-0,252 m/ns (Daniels, 2004) og fra 0,170-0,250 m/ns (Lalumiere, 2006). Dette er høyere enn hastigheten for is, og gjør at dybden og istykkelsen

kan være noe underestimert. Dette gir en underestimert dybde på 0,1 m til 3,3 m ved et ti meter dypt snølag.

### 3.5.2 Feilkilder ved bruk av geo- og breradar

De to største feilkildene ved bruk av radar er aliasing i tid og rom. Aliasing gjør at endringer overses, og kan gi en gal representasjon enten i tid eller i rom. Dersom en får aliasing i rom kan endringer i topografien overses. Endring i helning kan overses og et område kan presenteres som flatt, mens det egentlig har en konkav eller konveks form. Aliasing i rom er forsøkt unngått ved gode forberedelser ved valg av opptaksparametre, se kapittel 3.2.1.

Rutenettet laget i forkant er også et verktøy for å sikre tilstrekkelig oppløsning på datasettet, og unngå aliasing i rom. Ved å kjøre etter et rutenett er en tryggere på at datainnsamlingen er jevnt fordelt utover breen, se figur 17.

### 3.5.3 Feilkilder i GPS data

Ved bruk av GPS er det normalt en feilmargin på 5-10 meter i forhold til den faktiske posisjonen. For å minimere feilmarginen ble tidsdata fra en basestasjon brukt for å sikre bedre presisjon. Ved å bruke DGPS og tidsdata fra basestasjon minimeres feilmarginen. Posisjonen kan dermed gis med en feilmargin på under en meter. Dette er en unøyaktighet som er akseptabel i dette studiet der relativt store områder skal kartlegges. Utfordringen i dette studiet var å koble tidsfilen til breradardatene. Dersom denne koblingen ikke gjøres riktig kan det flytte deler av radarprofilen slik at radardataene får feilaktig geografisk plassering. GPSens posisjon i forhold til breradarens offset korrigeres også for i VirtualBasic programmet.

### 3.5.4 Feilkilder i ArcGIS

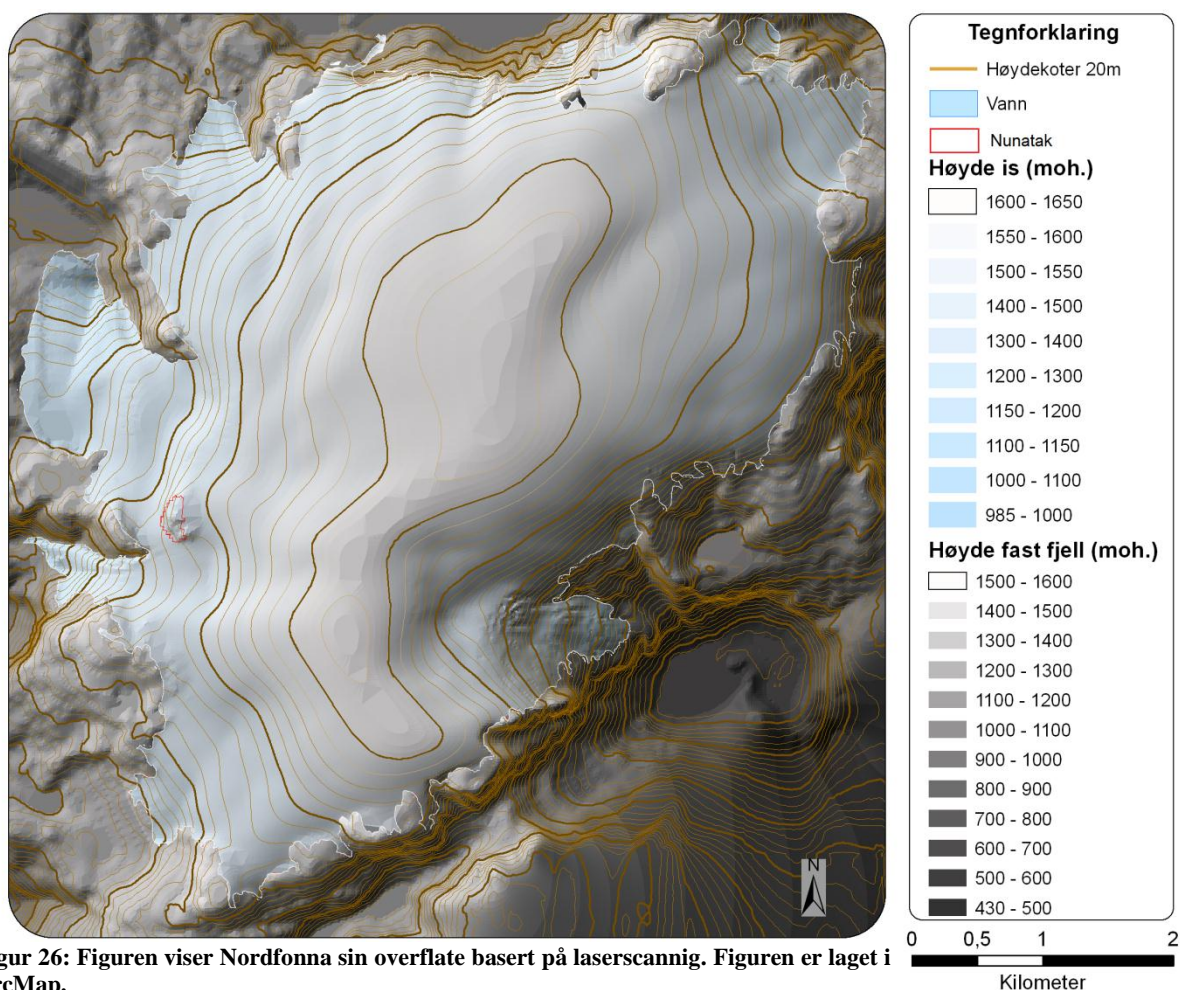
*Point to raster* funksjonen brukes for å vaske datasett slik at de er lettere å arbeide med. Under en slik prosess fjernes ekstremverdier (verdier som ikke samsvarer med de rundt), som er ønskelig. Ved bruk av denne prosessen kan også korrekte verdier fjernes og punktet gis en ny verdi som er feilaktig. Dette er greit dersom den nye verdien ikke avviker stort fra den reelle verdien.

*Topo to raster* er en funksjon som er anvendt for å interpolere verdier mellom profilene. Dette er kalkulerter verdier og er derfor ikke sanne. Likevel er dette en akseptert metode å lage data for områder som en ikke kjenner noe til.

## 4.0 Resultat og tolkning

### 4.1 Overflatetopografi

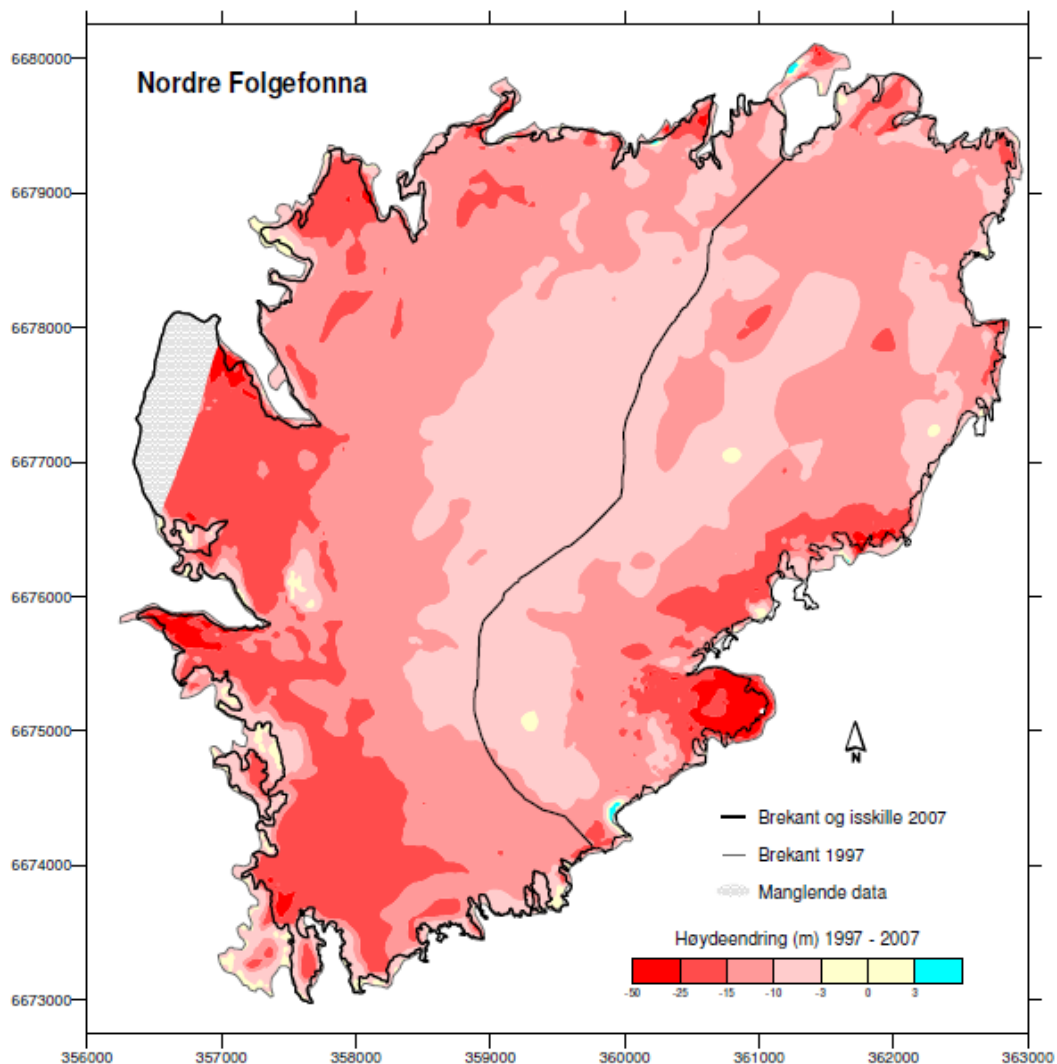
Figur 26 viser overflatetopografien til Nordfonna. Overflatetopografien er fremstilt i ArcMap med basis i laserdata (2007) for breen, og høydedata (1980) utenfor breen. Isen har to toppe; Nordtoppen på 1636 moh. og Sørtoppen på 1630 moh. Dette avviker fra topografidata fra 1980 oppgitt i kapittel 1.3. og kan trolig ses i sammenheng med den vertikale nedsmeltingen vist i figur 27. Det laveste punktet er bunnen av Dettebreen som er målt til 985 moh. Folgefonnas areal er kalkulert i ArcMap til å være 26,41 km<sup>2</sup>. Arealet er trolig noe mindre i 2011 enn i 2007, på grunn av bresmelting de siste årene. Blant annet er de to utløperne ved Vestre- og Østre Jukladalsbreen borte, og iskanten ligger oppe på fjellplataet ved Jukladalsbreen. Det kalkulerte arealet gir likevel en god pekepinn for arealet til Nordfonna.



Figur 26: Figuren viser Nordfonna sin overflate basert på laserscannig. Figuren er laget i ArcMap.

Figur 26 er ikke korrekt for alle deler av breen. Nunataken Tverrhorga ved toppen av Juklavassbreen er ikke merket som fast fjell. Grunnet manglende laserdata for område ved Juklavassbreen er det også noe usikkerhet knyttet til Juklavassbreens vestre kant.

Isoverflaten til Nordfonna har endret seg fra 1997 til i dag. Figur 27 viser høydeendring i meter for de ulike stedene av breen. Figuren viser at de høyeste punktene av breen i 2007 var 5-10 m lavere enn isoverflaten målt i 1997 (NVE, 2008). De mest dramatiske høydereduksjonene finnes nederst i noen av utløpsbreene. Her er det områder som har hatt en negativ høydeendring på opp til 50 m.

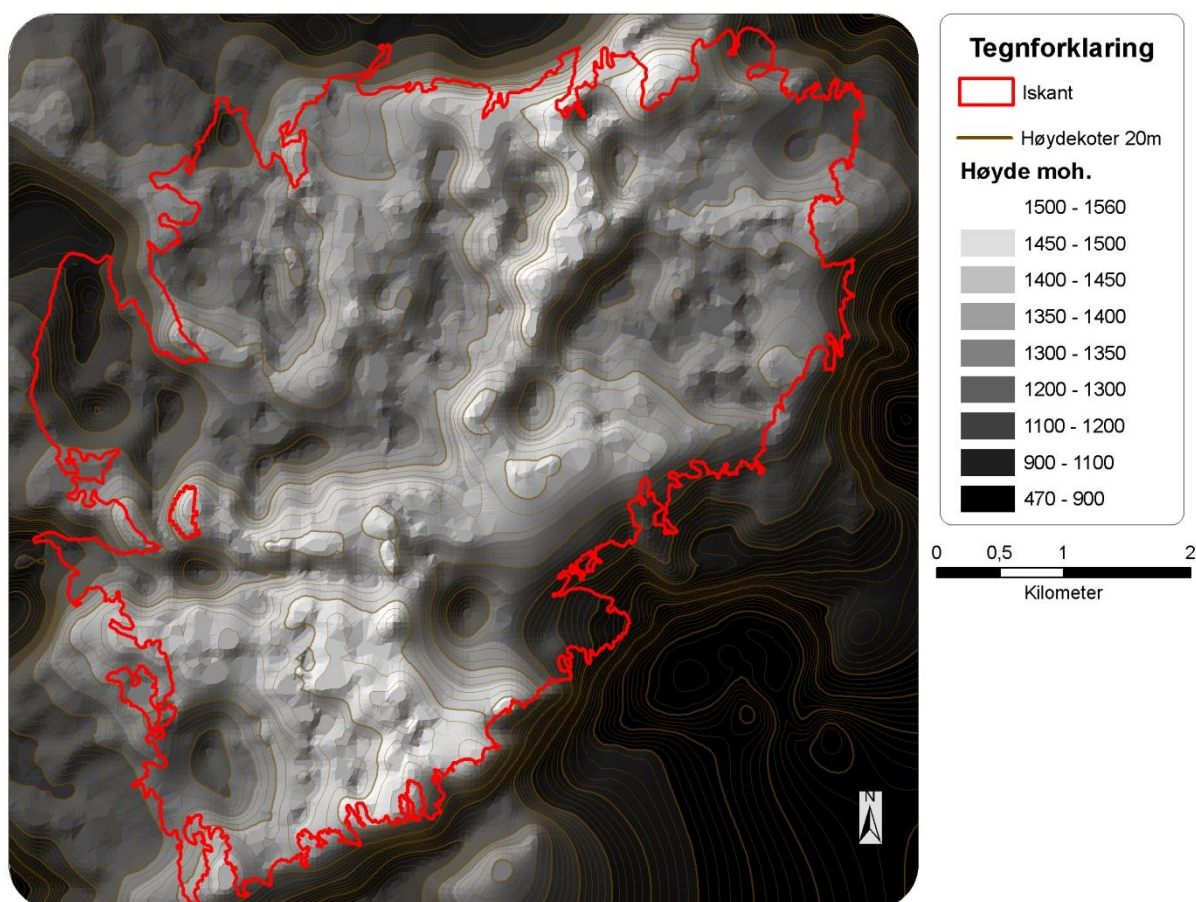


**Figur 27:** Figuren viser høydeendring i meter for Nordfonnas overflate fra 1997 til 2007. Figuren er hentet fra NVE, 2008.

## 4.2 Subglasial topografi

Figur 28 og 29 viser topografien under Nordfonna. Figur 28 viser området sett ovenfra, mens figur 29 viser området sett fra sørsiden av breen. Dette får bedre frem 3D-landskapet, men gjør at nordlige deler av breen forsvinner. Figur 28 er produsert i ArcMap ved bruk av utregnet høyde for subglasial topografi. Tabell 2 i kapittel 3.4.2 viser slike høydeverdier under «Topographic Height», som er regnet ut ved å trekke *Corrected Depth* fra radarens GPS-høyde (*Height*).

Den høyeste fjelltoppen som er kartlagt ligger på 1570 moh., og ligger nesten rett under Sørtoppen av breen som er målt til 1630 moh. Det høyeste punktet for isens overflate, se kapittel 4.1, har også en høy fjelltopp under seg. Fjelltoppen under Nordtoppen er noe lavere med sine 1551 moh. Disse fjelltoppene følger en fjellrekke som strekker seg fra sør til nord, og deler området i en østlig og vestlig del. Topografien under Nordfonna varierer mellom høye topper og dalbunner. Området mellom Nordtoppen og Jukladalsbreen ligger høyt, og har en liten fjellrygg som strekker seg fra Ruven og vestover til Jukladalsbreen Vest.



Figur 28: Figuren viser topografien under Nordfonna. Figuren er laget i ArcMap.

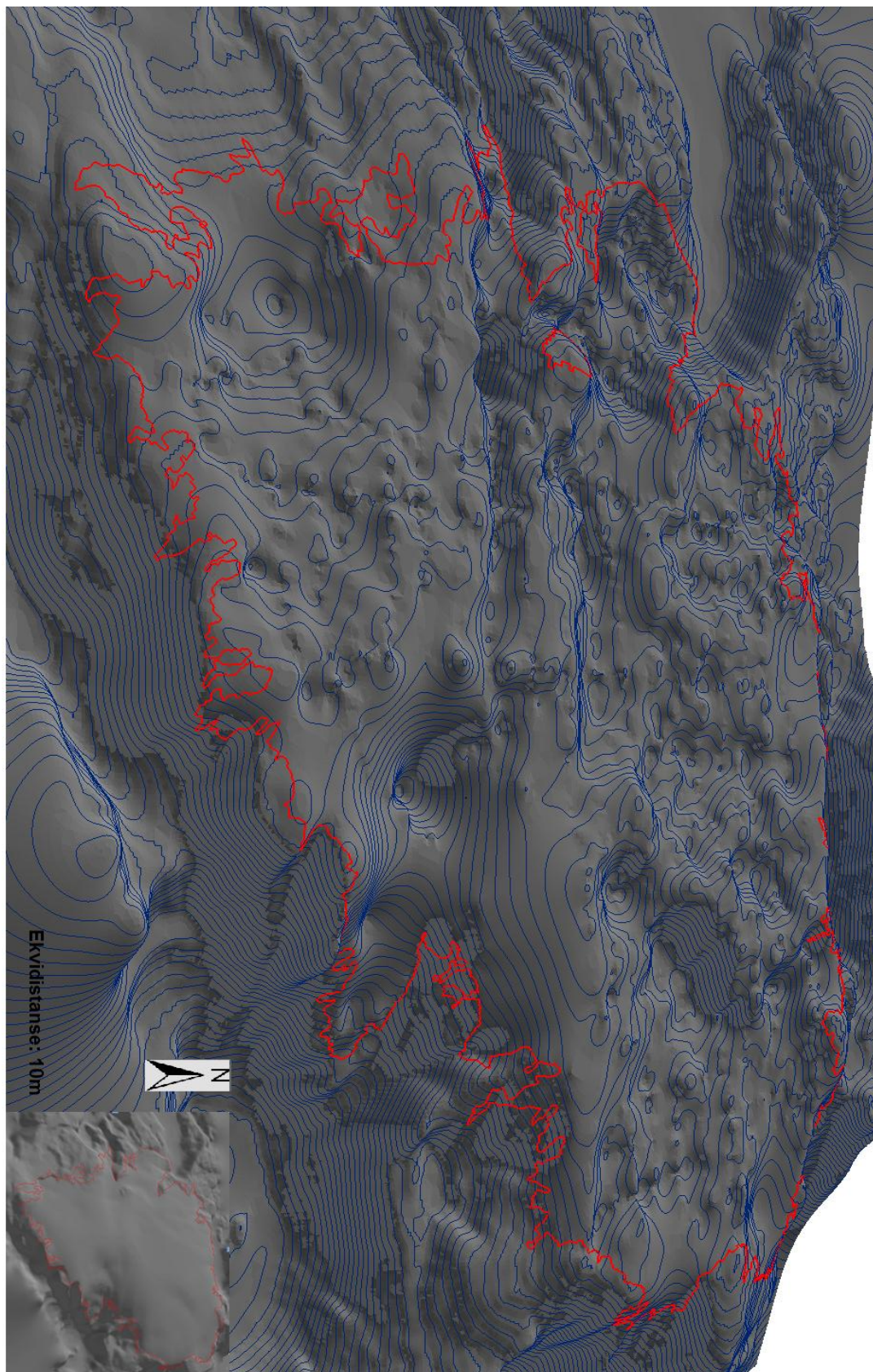
På vestsiden av Nordtoppen starter en dal som går sørover mot midten av Nordfonna. Der bøyer den vestover og fortsetter ned Juklavassbreen. Dette vil trolig påvirke hvordan vannet og isen drenerer til de proglasiale vannene på nord og vestsiden av Nordfonna. Fra Botnabreen og østover strekker det seg en dal mot Dettebreen.

Figur 29 er laget i ArcScene på bakgrunn av datasettet brukt i figur 28 (3D figurene 29, 32 og 34 som er laget i ArcScene inneholder ikke målestokk, og nordpilen er ikke helt korrekt). For deler av området gir begge figurene et godt bilde av hvordan det ser ut under Nordfonna. Det er likevel noen områder der gjengivelsen av virkeligheten er noe mer usikker. Langs kantene av breen er det en del steder med for lang avstand mellom radardata og topografidata, se figur 25 i kapittel 3.4.3. Dette fører til at det interpoleres over store avstander, som gir dårlig oppløsning og økt usikkerhet om dataenes korrekthet. Dette gjelder spesielt for Jukladalsbreen, Svartedalsbreen, Botnabreen og Dettebreen. I et forsøk på å få best gjengivelse av topografien er det benyttet en variasjon av formelen for «basal shear stress» (Paterson, 1994: 240).  $\tau = 100 \text{ kPa}$ ,  $\rho = 910$ ,  $g = 9,81$ ,  $\sin \alpha =$  helningsvinkel,  $h =$  høyde eller dybde.

$$\tau = \rho * g * h * \sin \alpha$$

Dette er gjort for Botnabreen og Dettebreen. Ved bruk av formelen regnes istykkelsen ut ved å ta utgangspunkt i overflatehelningen til isen. Ved å trekke kalkulererte istykkelse fra overflatehøyden får en høyden for topografien under brearmen. Det er knyttet en del usikkerhet til denne utregningen da denne baserer seg på at isen har en perfekt plastisitet. Utregningen ga også flere ulike resultater, både for «slope»-kalkuleringen i ArcMap og for selve «basal shear stress»-utregningen i *Raster Calculator*. Utregningen ble kun utført for Botnabreen og Dettebreen, og ikke for Svartedalsbreen og Jukladalsbreen.

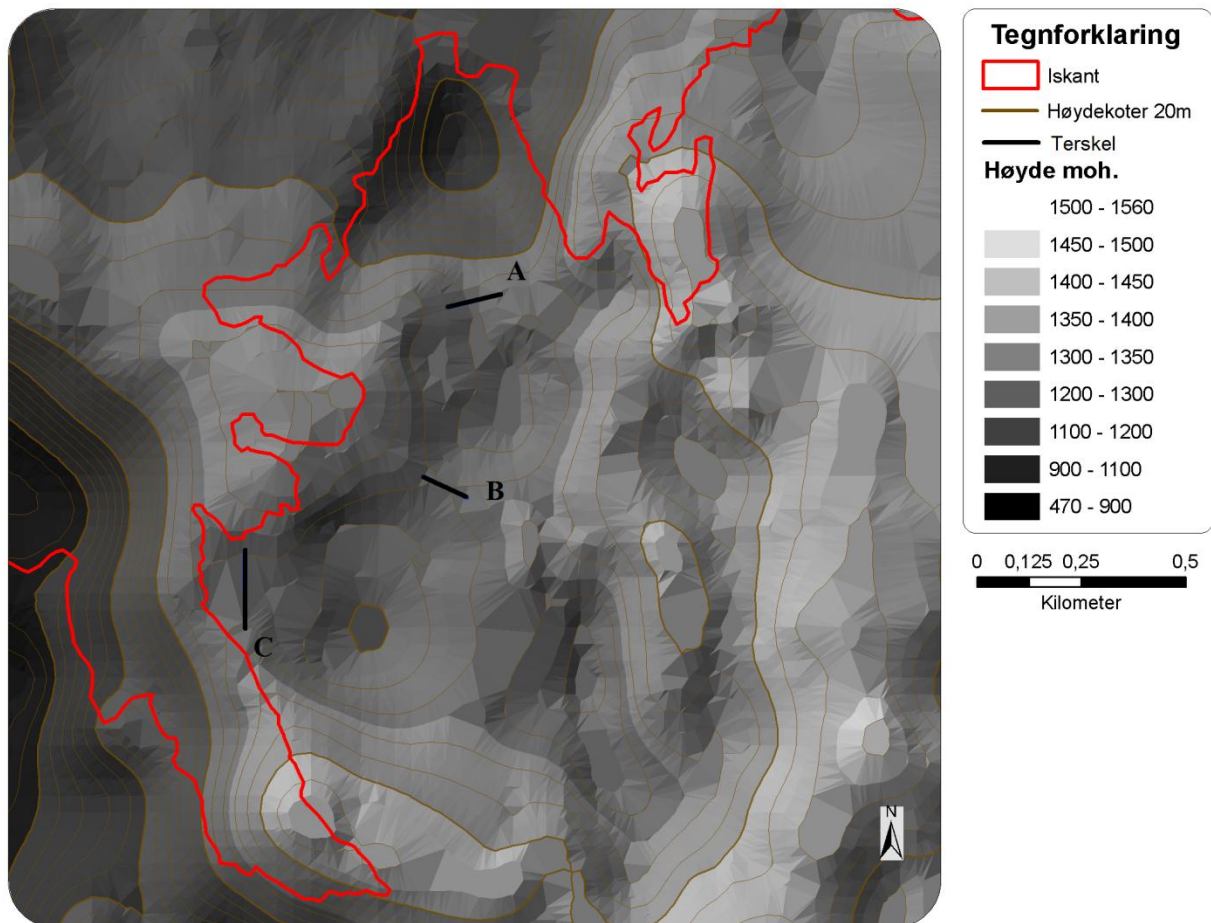
Øverst ved Botnabreen og Dettebreen er det dype depresjoner. Bunnen til overfordypningen har riktige høydeverdier, som er basert på radardata. Dataene for terskelen som ligger nedenfor hver av disse overfordypningene er noe mer usikre. Disse er interpolerte og kan derfor være over- eller underestimert.



Figur 29: 3D figur over Nordfonna sett fra skrått ovenfra i sør. Kvitnadalen er nærmest, mens Jukladalsbreen og Jordalsbreen er lengst borte og forsvinner bak høyere topografi. Nederst i høyre hjørne er det en liten 3D figur for overflaten til Nordfonna. Figuren er laget i ArcScene.

### 4.2.1 Topografien under Jordalsbreen

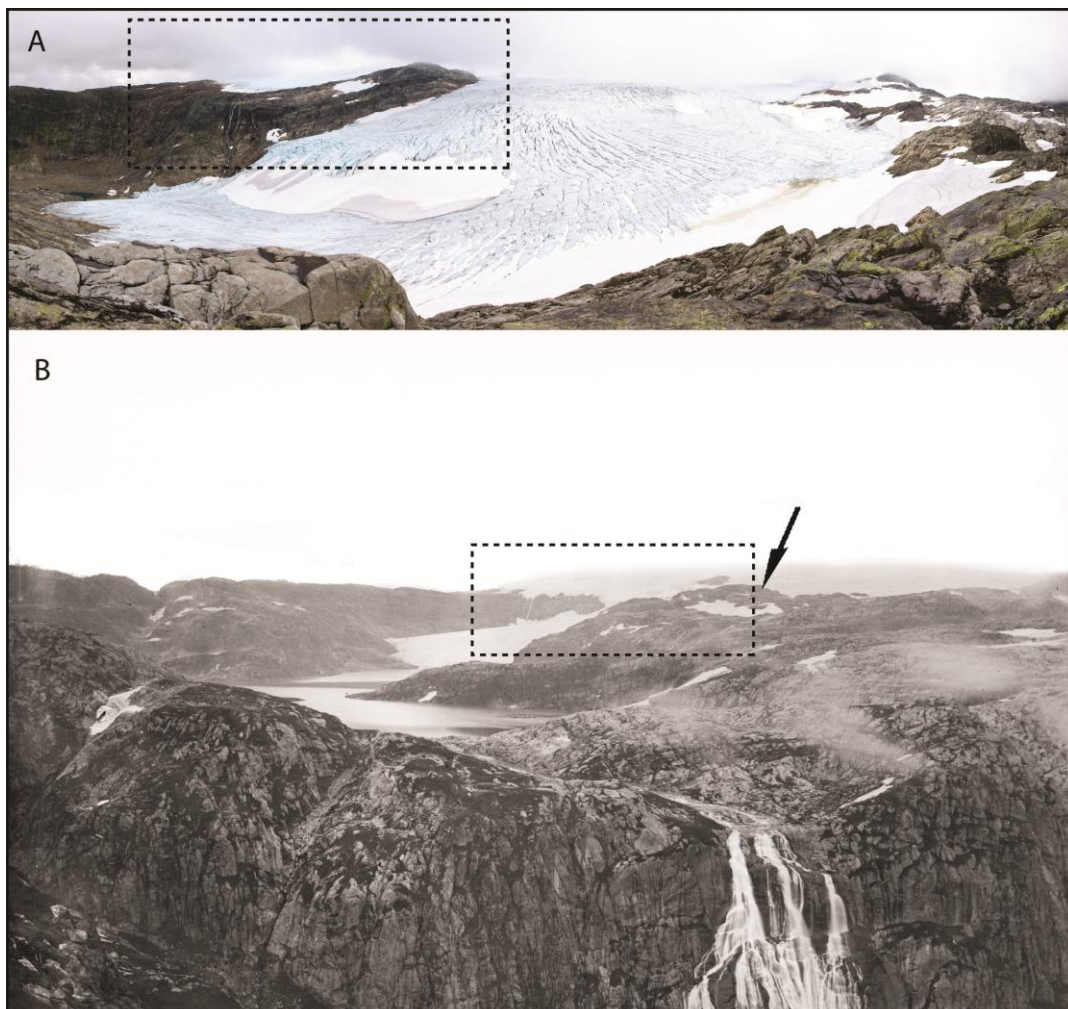
Topografien under Jordalsbreen er detaljert kartlagt for å avdekke terrenget under Folgefonna Sommarskisenter. De nordligste delene i figur 30 er i hovedsak basert på georadardata, siden området ikke egnet seg for kartlegging med en 110 m lang antenne. Figuren viser en bratt fjellside under skiheisen, som strekker seg fra 1170-1320 moh. Området ovenfor er et platå som ligger mellom 1320-1360 moh. Skillet mellom platået og fjellsiden ligger ved heismast nummer åtte, sett fra nord mot sør på figur 32. Her er det en terskel (terskel A) med en overfordypning på sørsiden. Platået sør for terskel A har fjellrygger som ligger i øst og sør, og som skiller området fra Juklavassbreen og dalen knyttet til denne. Fjellryggene ligger ca. 1400 moh., men har topper opp mot 1460moh.



**Figur 30:** Figuren viser Jordalsbreen, platået over og en fjellrygg som avgrensner området i sør og i øst. Terskel B viser nord-sør vannskillet. Sør for terskel B drenerer vannet over terskel C mot Juklavatnet. Nord for terskel B drenerer vannet nordover over terskel A mot Dravladalsvatnet. Figuren er laget i ArcMap.

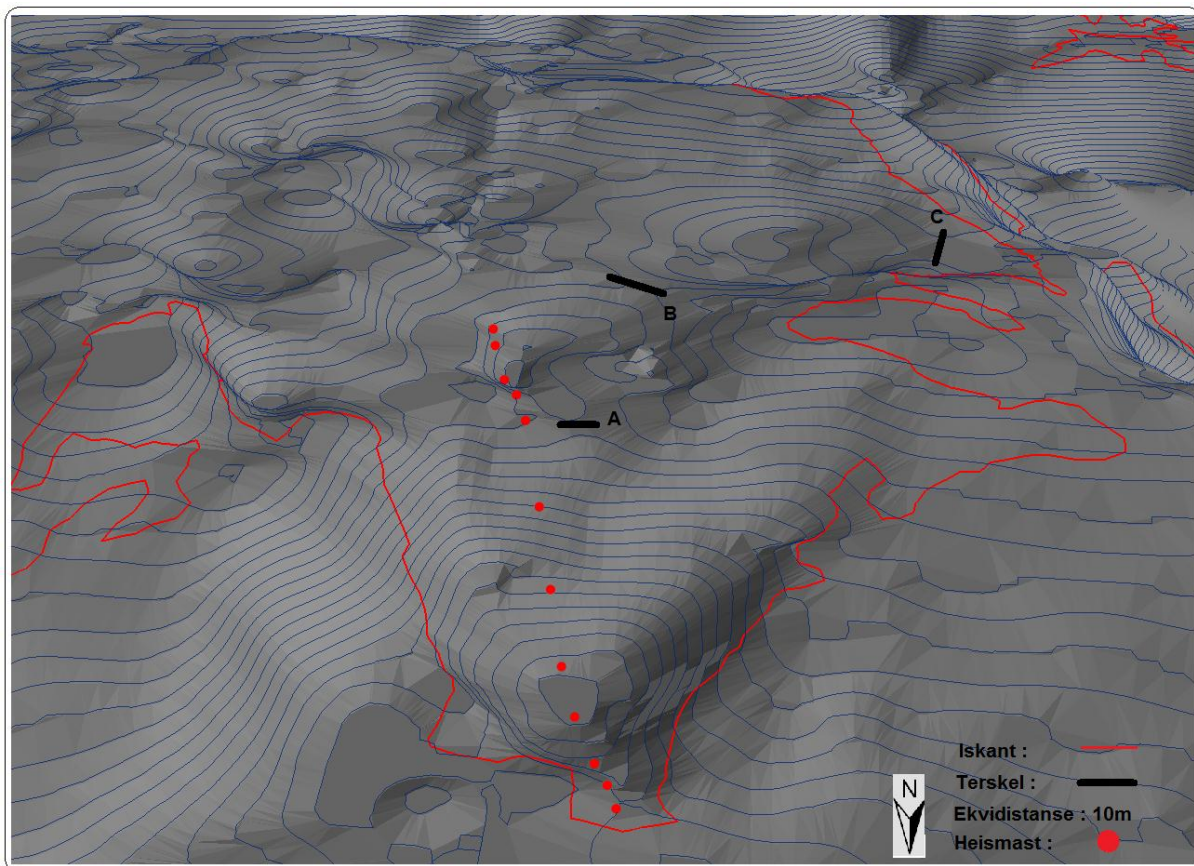


Ved heismast åtte i skisenteret er det store sprekker (Statens-Kartverk, 2006), trolig på grunn av isens akselerasjon når den flytter seg fra plataået, over terskel A og ned den bratte fjellsiden. Hastigheten til isen øker også når den skal forbi innsnevringen skapt av fjell på øst og vestsiden av terskelen (Singh et al., 2011). Plataået er relativt flatt og isen som tilføres skisenteret fra plataået kommer trolig fra høydedraget som ligger sørøst for terskel A og B. Den sørligste delen av plataået heller mot terskel C som ligger helt i vest mot Juklavatnet. Terskel C ligger ca. 5 m lavere enn terskel B, noe som gjør at dreneringen for den sørlige delen av plataået går vestover. Figur 31, bilde A fra 1871-1875 viser et breutløp fra plataået som går over terskel C, og ned mot Juklavatnet. Figur 31 bilde B viser samme området tatt i 2010. Området er isfritt og viser at isen kan strømmer vestover mot terskel C og Juklavatnet, noe som trolig kan påvirker istilførselen nordover mot terskel B, terskel A og Jordalsbreen.



Figur 31: Bilde A viser Juklavassbreen sett mot øst (august 2010). Bilde B viser Skyrdalsfossen, Juklavatnet og Juklavassbreen mellom 1871-1875. Juklavassbreen er lengre fremme på 1870-tallet enn i dag (bilde A). Utsnittet på bilde viser de samme områdene, og en kan se en breutløper som går over terskel C og ned til Juklavatnet. I dag er deler av dette området isfritt. Pilen viser hvor bilde A er tatt i fra. Foto: Bilde A: Pål R. Nielsen 2010. Bilde B: Knud Knudsen, Billedsamlingen, UiB)

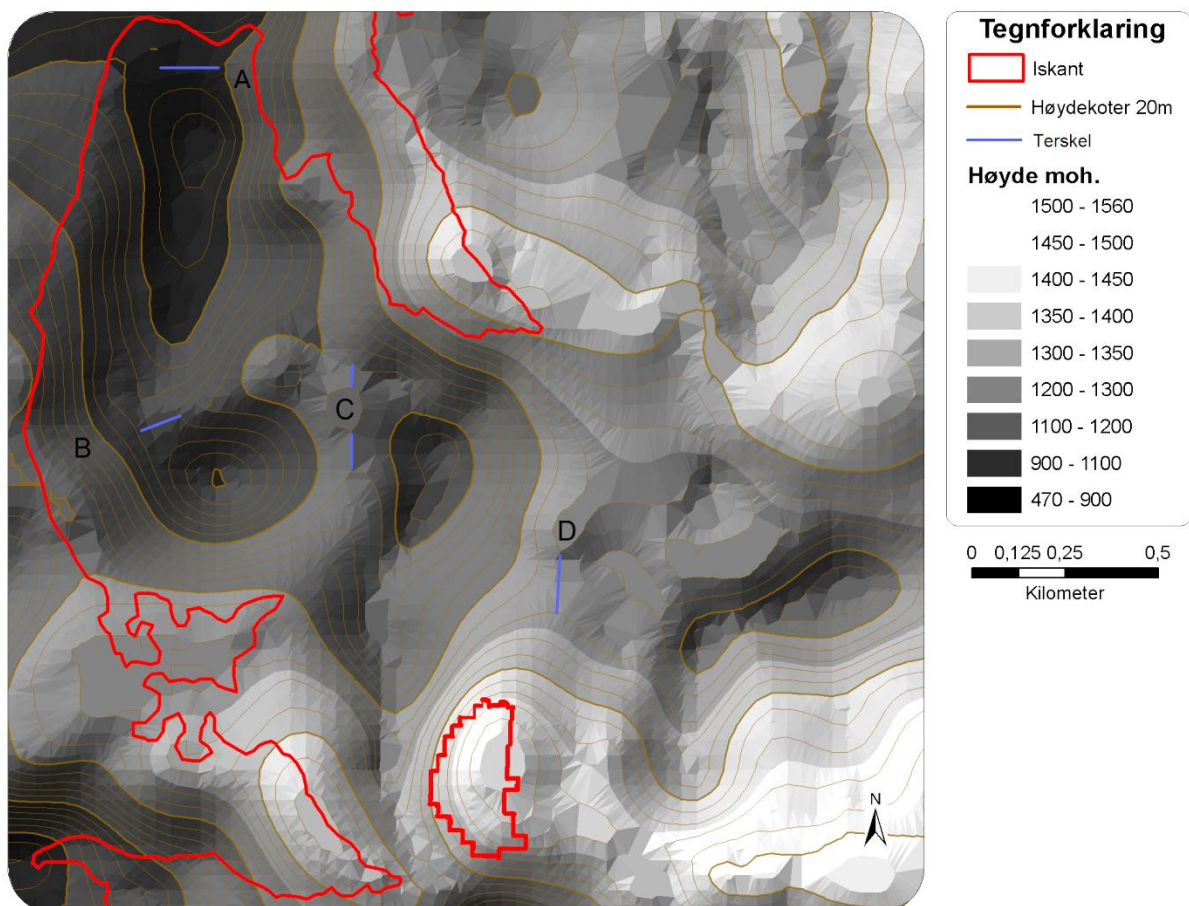
Feilkildene til figurene 30 og 32 er relativt liten da området er meget godt kartlagt, se figur 25 i kapittel 3.4.3. Det kan likevel nevnes at heismastene i figur 32 har noe usikre koordinater. Disse er ikke målt med GPS, men funnet ved hjelp av flyfoto fra 2006 (Statens-Kartverk, 2006). Mastene er også flyttet noe mellom 2006 og 2011. På figur 32 kan det se ut som om de ikke står på linje, noe som skyldes at mastene følger topografien og det nordvestlige perspektivet til 3D figuren. Figur 41 som ses ovenfra viser at mastene ligger noenlunde på linje. Høyden til mastene er ikke korrekte da de er plassert på fjell, loddrett under den virkelige posisjon på breens overflate.



Figur 32: 3D figur over topografien under Jordalsbreen og platået, sett fra nord -nordøst. I bakgrunnen er fjellryggen som avgrensner område i sør og i øst. Heismastene er plassert rett ned på fjellet rett under 2006 posisjonen på breens overflate. Terskel B er ca. 5 m høyere enn terskel C, dette gjør at vann drenerer vestover mot Juklavatnet for området sør for terskel B. Figuren er laget i ArcScene.

### 4.2.2 Topografien under Juklavassbreen

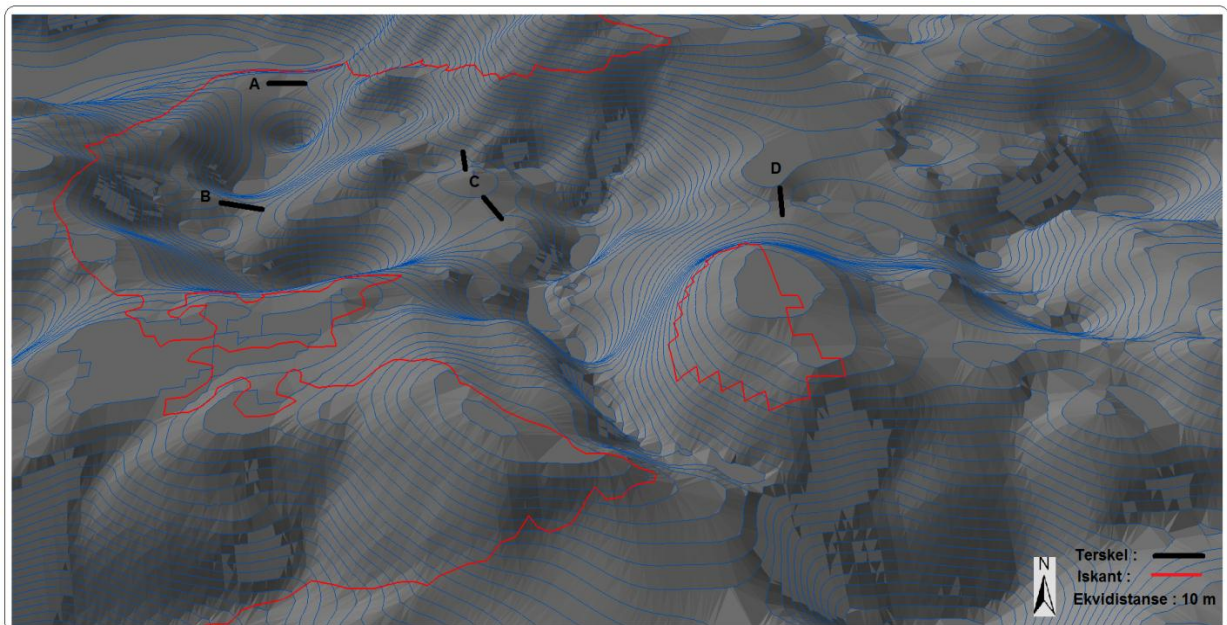
Figuren for Juklavassbreen er basert på både georadar- og breradardata. Nederste del er kun kartlagt med georadar, da det ikke var mulig å kjøre i dette området med breradarutstyret. Lenger oppe i brefallet er det derimot brukt breradar, fordi det var for dypt til at georadarundersøkelsene penetrerte isen og på grunn av god fremkommelighet. Topografien under Juklavassbreen er kupert og varierende. Helt nordvest på figur 33 er det en overfordypning på 45 m før breen når terskel A, som skiller overfordypningen fra Juklavatnet. Terskelens laveste punkt mellom overfordypningen og Juklavatnet er på 1094 moh., noe som er 34 m høyere enn Juklavatnets høyeste regulerte vannstand på 1060 moh. Dette gjør at vannet som eventuelt samler seg sør for terskel A, ikke er en del av vannmagasinet knyttet til Folgefonn reguleringsområde.



Figur 33: Figuren viser topografien under Juklavassbreen. Breen har fire terskler som er markerte. Figuren er laget i ArcMap.

Fra overfordypningen sør for terskel A stiger terrenget slakt opp til terskel B. Bak denne ligger det to overfordypninger. Fra de to overfordypningene stiger terrenget bratt opp på nordsiden av brearmen mot terskel C som ligger lenger øst i dalen. Øst for terskel C er det en grunn overfordypning, før en ny bratt stigning løfter dalen opp på et platå øst for terskel D. Platået strekker seg et stykke østover, før det utenfor kartet bøyer nordover mot Jukladalsbreen (se figur 28).

Feilkildene knyttet til figur 33 og 34 er manglende data for nordlige delen av brearmen ved terskel C og D. Her er det over 200 m mellom profilene grunnet bratt terreng som gjorde det vanskelig å kartlegge. Terskel A er interpolert, og kan derfor være over eller underestimert. Som for de andre figurene er det også noe usikkerhet knyttet til iskanten, da denne trolig er noe mer tilbaketrukket enn for fire år siden.

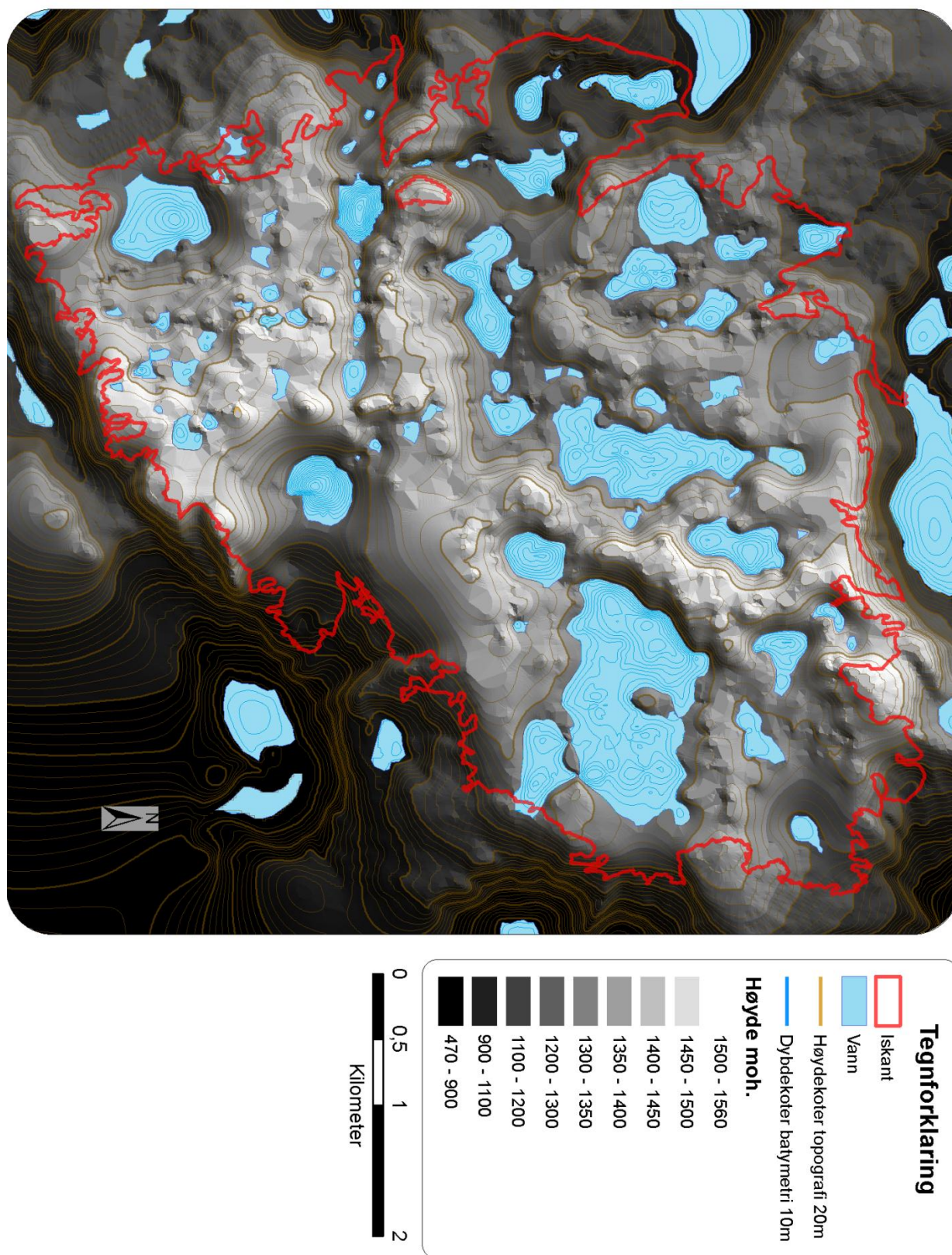


**Figur 34:** 3D figuren viser topografien under Juklavassbreen sett fra nord. Figuren er laget i ArcScene.

### **4.3. Subglasiale bassenger under Nordfonna**

Ved å bruke funksjonen «Fill Sinks» i ArcMap er det mulig å fylle alle depresjoner i terrenget opp til terskelnivå. Dette gjør det mulig å visualisere hvordan området under Nordfonna kunne sett ut dersom breen var borte. Figur 35 viser et topografisk kart der de største overfordypningene er fylt med vann. Det som er av interesse er størrelsen til noen av vannene, spesielt de to store vannene som ligger på hver side av den subglasiale Nordtoppen og den tilhørende fjellrekken. Vannet i vest ligger på 1380 moh. og er 60 m dypt. Det østre vannet er på samme høyde, men er 95 m dypt rett øst for fjellrekken. Ved en eventuell nedsmelting av Nordfonna kan det oppstå subglasiale sjøer. Disse demmes opp av terskler i terrenget, isdemninger/isterskler eller endemorener. Dersom disse demmes opp av isdemninger eller endemorener kan demningen holde så lenge vanntrykket ikke overstiger trykket fra det som holder vannet på plass. Dersom istrykket for en isdemning blir mindre enn vanntrykket, løftes isen opp og vannet strømmer ut (Singh et al., 2011). En slik vannstrøm kalles for en GLOF (glacier lake outburst flood). En GLOF kan også ses i sammenheng med is- eller snøråst ut i et proglasialt vann eller ved hurtig kalving ut i et proglasialt vann. (Richardson og Reynolds, 2000). Store ismasser som raser eller faller ned i et proglasialt vann kan skape en «displacement wave» (Richardson og Reynolds, 2000), en flodbølge. Størrelsen for disse avhenger av ismassens størrelse og hastigheten den treffer vannet med (Singh et al., 2011). Risikoen for en katastrofal GLOF øker ved et morenedemmet vann (Richardson og Reynolds, 2000). Slike kan dannes ved en eventuell tilbaketrekning der breen stopper opp eller rykker frem i en liten periode. Sedimentene avsettes når breen rykker frem eller ved et stopp før en videre tilbaketrekning (Nesje, 1995: 79). Dette kan danne en dam av morenematerialet. Dersom det går en GLOF ut i et morenedemmet vann, kan morenedammen kollapse (Rana og Shrestha, 2000). Vann mengden som drenerer nedover er da trolig større enn ved en flodbølge.

En feilkilde for figur 35 er at kotene for batymetrien viser topografisk høyde, og ikke dybden til vannet. Dybden kan finnes ved å telle høydekoter nedover. Vanndybden for de dype overfordypningene ovenfor Dettebreen og Botnabreen er noe usikkert da tersklene som demmer opp vannene er dårlig kartlagt.



Figur 35: Figuren viser topografien under Nordfonna med vann fylt i de største overfordypningene. Figuren er laget i ArcMap.

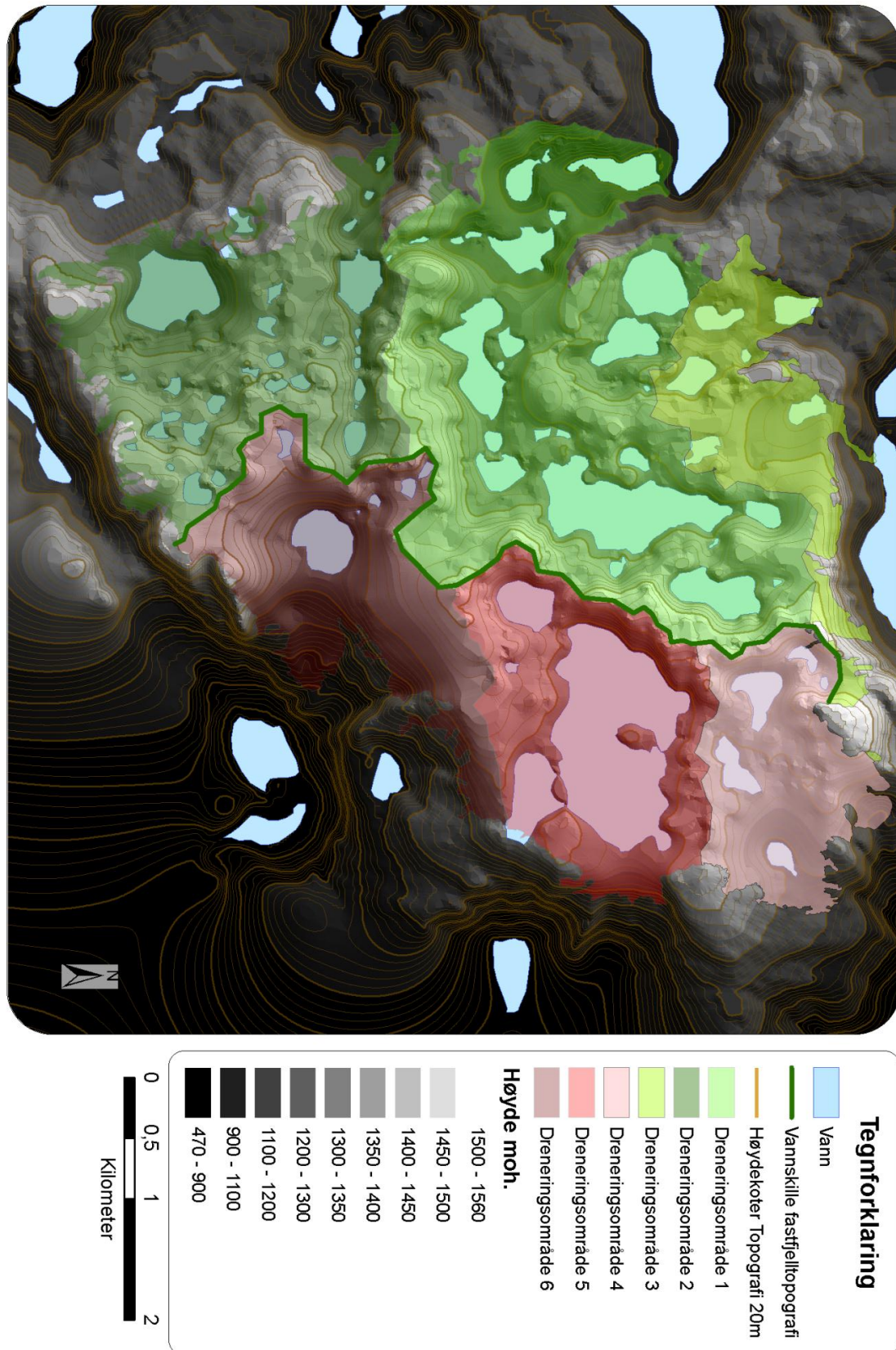
### 4.3.1 Dreneringsretninger basert på subglasial topografi

Prosesseringsfunksjonen «Basin» i ArcMap er brukt til å kalkulere dreneringsretninger og dreneringsområder. Figur 36 viser Nordfonna delt opp i seks ulike dreneringsområder. Dreneringsområdene er delt inn i ulike fargevariasjoner av grønn og rød. De røde områdene drenerer mot øst, ned mot Sørfjorden, og bort fra Folgefonn reguleringsområde. De grønne områdene drenerer nord- og sørvest, til vannmagasiner knyttet til Folgefonn reguleringsområde. Det er tydelig at vannskillet går langs fjellrekken som strekker seg fra nord til sør, se grønn linje i figur 36. For de grønne dreneringsområdene drenerer område 1 til Juklavatnet, område 2 til Svartedalsvatnet og område 3 til Jukladal- og Dravladalsvatnet.

Dreneringsområdene varierer i størrelse, tabell 3 viser arealfordelingen. Samlet har dreneringsområder som har tilsig mot nord- og sørvest et areal på 16,5 km<sup>2</sup>, mens tilsiget mot øst kommer fra et 9,9 km<sup>2</sup> stort dreneringsområde. Dreneringsområde 1 er overraskende stort, og gjør dreneringsområde 3 mindre enn det overflatetopografien skulle tilsi. Årsaken til dette er dalen som starter ved toppen av Juklavassbreen og strekker seg helt nord til Jukladalsbreen inngår i dette dreneringsområdet. Dreneringsområde 1 tar også areal fra deler av plataet ovenfor Jordalsbreen. Dette på grunn av et lavere passpunkt mot Juklavatnet i vest enn mot skisenteret og Dravladalsvatnet i nord. Passpunktet som hindrer drenering mot nord, ligger rett sør for vannet under heismast tolv i skisenteret, se terskel B i figur 30.

Tabell 3: Tabellen viser arealfordelingen til dreneringsområdene under Nordfonna. Dreneringsområde 1-3 drenerer til Statkraft sine vannmagasiner, mens område 4-6 drenerer mot Sørfjorden i øst. Tabellen er basert på utregninger i ArcMap.

Dreneringsområde	Areal område (KM <sup>2</sup> )
<i>Område 1</i>	<i>9,02</i>
<i>Område 2</i>	<i>5,2</i>
<i>Område 3</i>	<i>2,26</i>
<i>Område 4</i>	<i>2,34</i>
<i>Område 5</i>	<i>4,08</i>
<i>Område 6</i>	<i>3,5</i>
<i>Totalt</i>	<i>26,4</i>

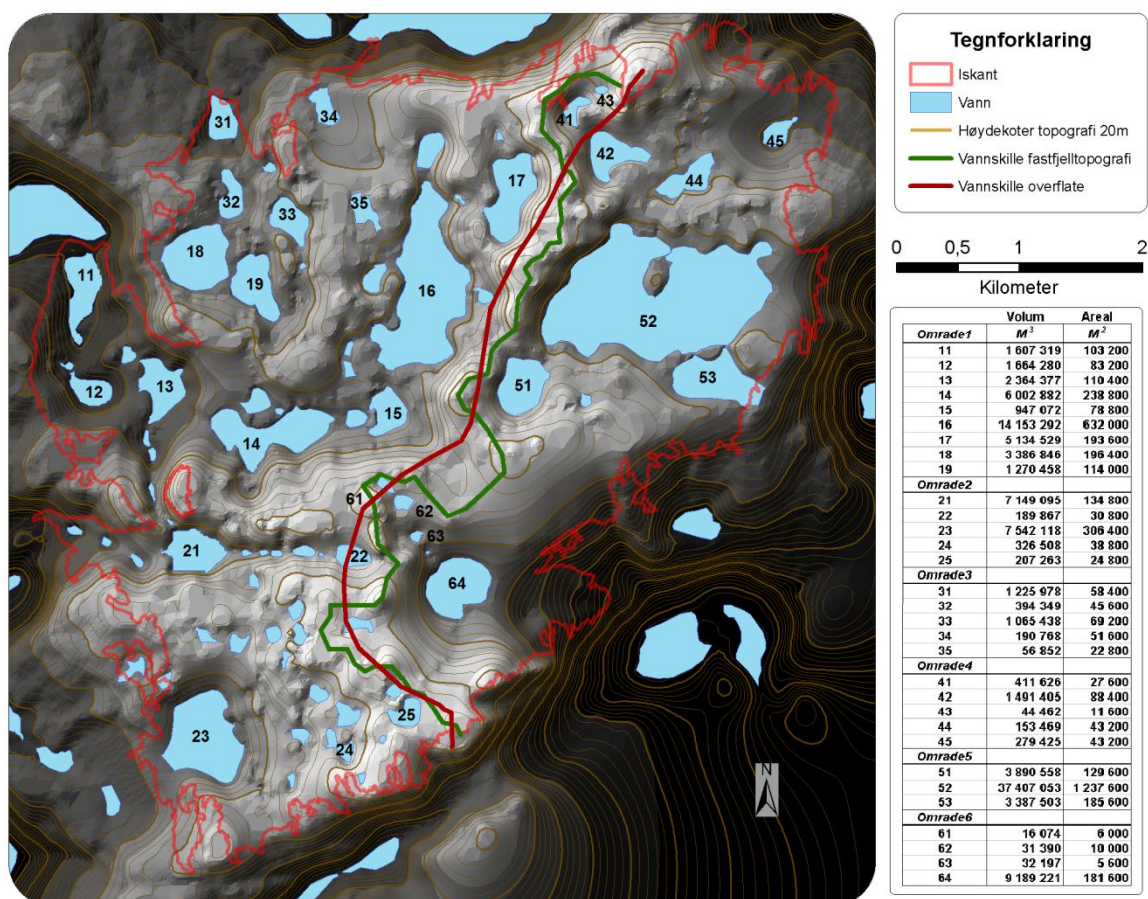


Figur 36: Figuren viser dreneringsområdene for topografien under Nordfonna. Grønne områder drenerer mot Statkraft sine vannmagasiner, mens røde områder drenerer mot Sørfjorden i øst. Figuren er laget i ArcMap.



### 4.3.2 Volumestimat for subglasiale vann under Nordfonna

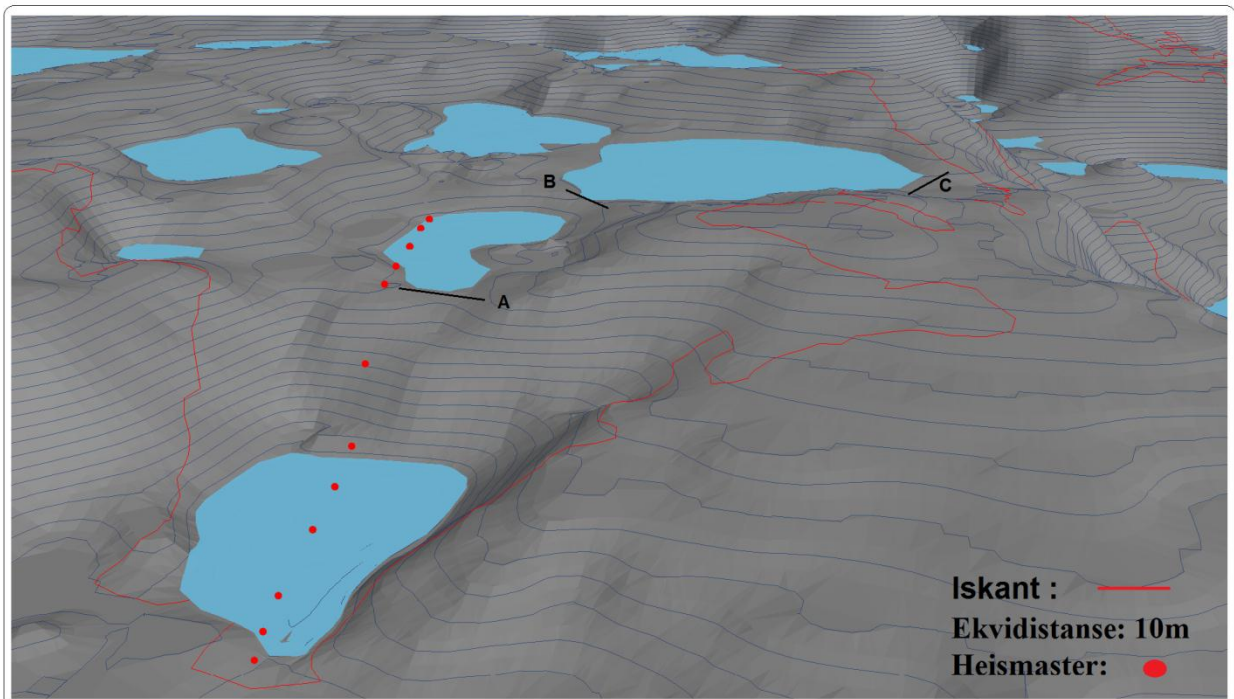
Magasineringskapasiteten for de potensielle vannene under Nordfonna er kalkulert ved bruk av metoden «CutFill» i ArcMap. CutFill kalkulerer volumet for hver enkelt depresjon opp til terskelnivå. Volumene er listet opp i tabellen knyttet til figur 37. Volumet for vannet vest for Nordtoppen (nr. 16) er kalkulert til å være ca. 14 millioner m<sup>3</sup>. Dette tilsvarer nesten halvparten av volumet til Jukladalsvatnet (Bakkehøi, 2011). Estimert vannvolum for vann nummer 52 er 37,4 millioner m<sup>3</sup>. Vann 52 kan henge sammen med vann 53 som er 3,4 millioner m<sup>3</sup>. Årsaken for usikkerheten er ulike interpoleringer gir verdier der tersklene som skiller vann 53 og 52 er 2m lavere og 1 m høyere enn terskelen på fig 37 som skiller vannene i figur 37. Det totale vannvolumet for alle vannene er kalkulert til å være ca. 111,2 millioner m<sup>3</sup>. Summen av arealet for alle vannene er ca. 4,5 km<sup>2</sup>, dette er nesten 1/6 av det totale arealet til Nordfonna.



Figur 37: Figuren viser et volumestimat for flere av vannene som kan dannes i et scenario der Nordfonna ikke eksisterer. Den rødbrune og grønne linjen viser øst-vest vannskille for is overflate- og bunntopografi. Figuren er laget i ArcMap.

### 4.3.3 Subglasiale bassenger under Jordalsbreen

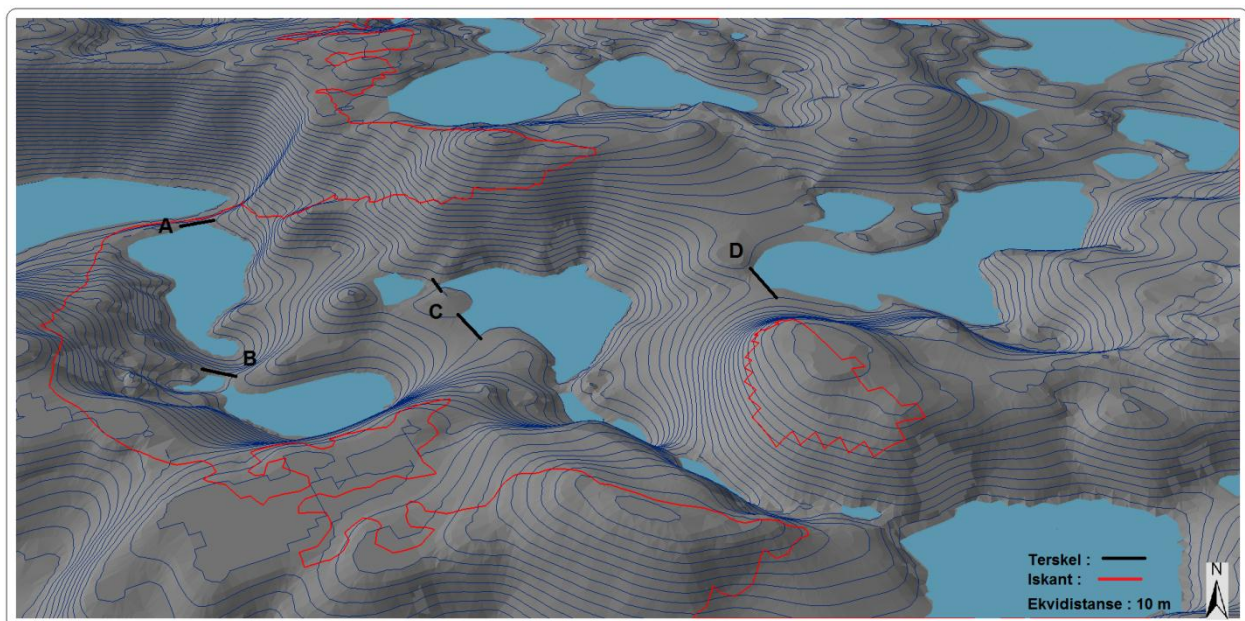
Når alle depresjonene er fylt med vann, er det fire middels store og to små vann på plataet ovenfor Folgefonn Sommarskiser. Av de fire vannene drenerer de to sørligste mot Juklavatnet, og ikke mot Jordalsbreen. Dette på grunn av at terskel B er noe høyere enn terskel A. De to nordligste drenerer nordover og ned i vannet som fyller depresjonene i bunnen av brearmen. Herfra drenerer vannet nordover mot Dravladalsvatnet som ligger utenfor figur 38.



Figur 38: 3D-figuren viser topografien under Jordalsbreen ved et scenario der breen er borte og de fleste overfordypninger er fylt med vann. Heismasten er plassert loddrett under 2006 posisjonen på isoverflaten. Tersklene som styrer dreneringsretningene er markert med sorte streker. Figuren er laget i ArcScene.

#### 4.3.4 Subglasiale bassenger under Juklavassbreen

Figur 39 viser hvordan det kunne sett ut under Juklavassbreen dersom isen var borte, og alle depresjonene var fylt med vann. Det er tydelig at det er flere trinn nedover dalen med overfordypninger. Figuren viser også de to vannene som ligger helt sør på plataet ovenfor Jordalsbreen. På figuren er det mulig å se hvor vannet trolig vil renne over terskelen og ned mot Juklavatnet. Det er flere potensielle områder nedover dalen hvor det kan dannes et subglasial vann demt opp av breen. Ved en eventuell smelting av Nordfonna, kan et slikt vann dannes. Dette kan utgjøre en fare for vannmagasinet ved Juklavatnet og for områdene nedenfor ved en GLOF i form av en katastrofetapping. En GLOF ved kalving ut i et proglasialt vann kan skape en flodbølge som kan forårsake brå og hurtige flommer nedstrøms for hendelsen (Singh et al., 2011). Juklavatnet kan også fungere som et sikkerhetstrinn for områdene nedenfor ved en GLOF, fordi magasinet kan ta vare på store mengder vann dersom det er tappet ned til LRV.



Figur 39: 3D figuren viser topografien under Juklavassbreen for et scenario der Nordfonna ikke eksisterer. De fleste overfordypninger er fylt med vann til terskelnivå. Tersklene nevnt i teksten er markert. Figuren er laget i ArcScene.

#### 4.4. Istykkelse

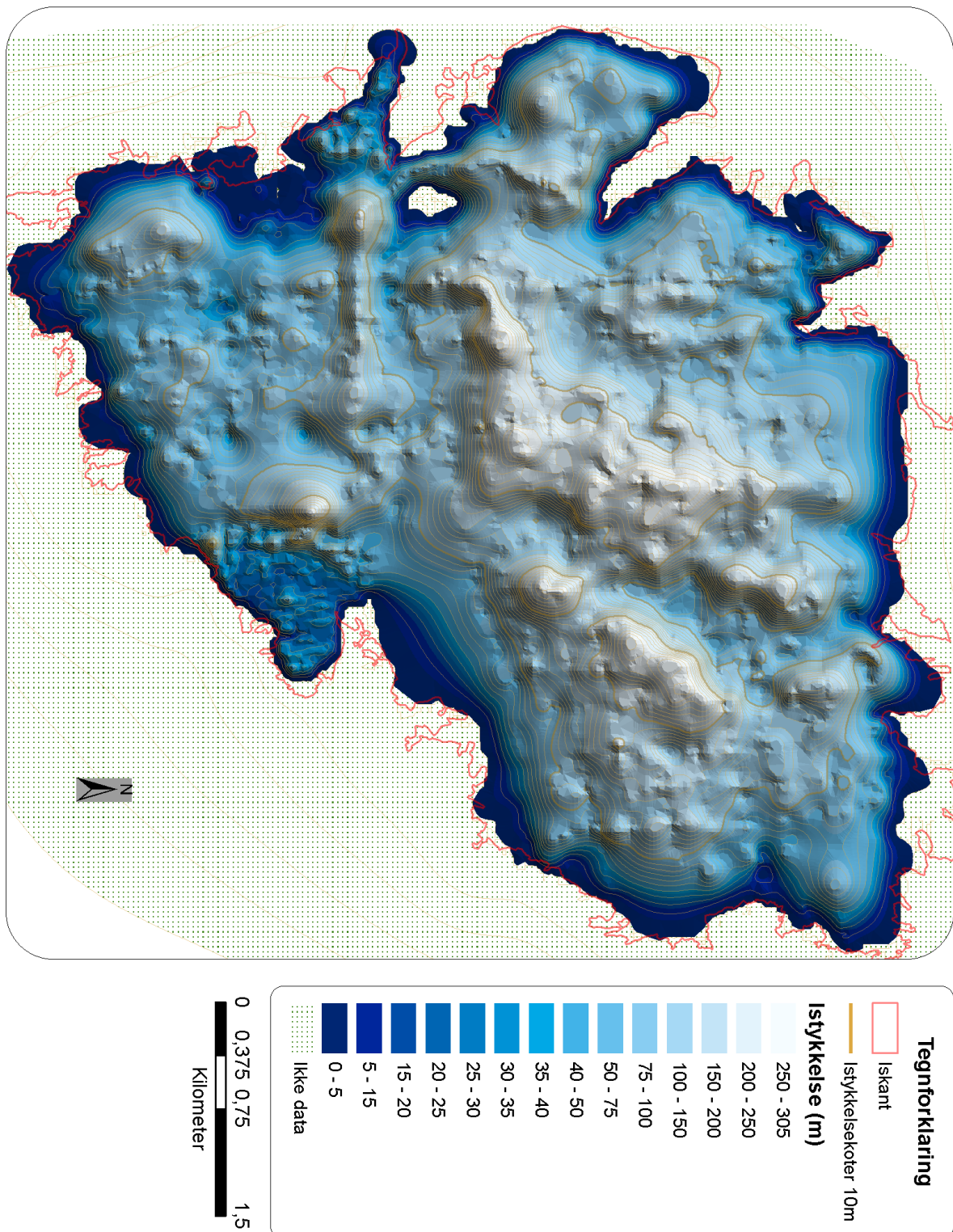
Istykkelsen er regnet ut basert på radarprofilene minus 10 m vintersnø, som er trukket fra dybde ved funksjonen *Edit*. Istykkelsen mellom radarprofilene er interpolert ved bruk av «Topo to raster» i ArcMap. Figur 40 viser at istykkelsen på Nordfonna varierer fra noen meter til 305 m på det tykkeste. Områdene med tykkest is er øst og vest for fjellryggen under Nordtoppen. Her er isen for store deler av området mellom 250 m og 290 m tykk. Det eneste stedet der isen er over 300 m tykk er på vestsiden av fjellryggen. Dette punktet ligger i midten av dalen som har sør-nord retning, og som er knyttet til Juklavassbreen. Isen er også tykk ved depresjonene til Botnabreen og Dettebreen. Her er isen henholdsvis 215 m og 248 m tykk. Isen er tykkest ved de topografiske depresjonene, og dette gjelder spesielt for depresjoner som ligger der overflaten på breen er høyest. Det er likevel overraskende å se hvor kort avstand det er mellom isens tykkeste punkt og Nordtoppen, hvor isen kun er litt over 60 m tykk. Dette viser at det området der breen er høyest, ikke nødvendigvis er det området med tykkest is.

Det er noen feil med istykkelsen ved Dettebreen og Botnabreen i figur 40. Dataene er kalkulert etter “basal share stress” (Paterson, 1994: 240). Det er gjort flere utregninger for å få et godt resultat, men resultatet har vært noenlunde likt. Estimaten som er vist i figur 40 for de to breene er veldig ulikt de estimatene en har fra kartlagte breearmer som Jordalsbreen og Juklavassbreen. En sammenligning med disse breene er likevel vanskelig da Jordalsbreen og Juklavassbreen har vesentlig lavere gradient enn Botnabreen og Dettebreen.

Figur 40 har en del områder uten data langs iskanten. Mangelen gjør at interpoleringen i ArcMap henter data fra nærmeste kjente punkt. Dette er oftest topografidata utenfor breen som har istykkelseverdien “0”, og programmet gir denne verdien til områder som er innenfor iskanten.

Det er også feil i istykkelsen der snølaget er mer eller mindre enn 10 m tykt, fordi istykkelsen er basert på tykkelse målt i april minus snølaget (10 m).

Kartet viser også tydelige linjer med små forhøyninger i terrenget der radarprofilen er samlet inn. Årsaken til dette er den valgte oppløsningen på datasettet for fremvisningen av istykkelse. De målte radarpunktene er fikserte og ikke interpolerte, og kommer derfor tydeligere frem for datasett med høy oppløsning.



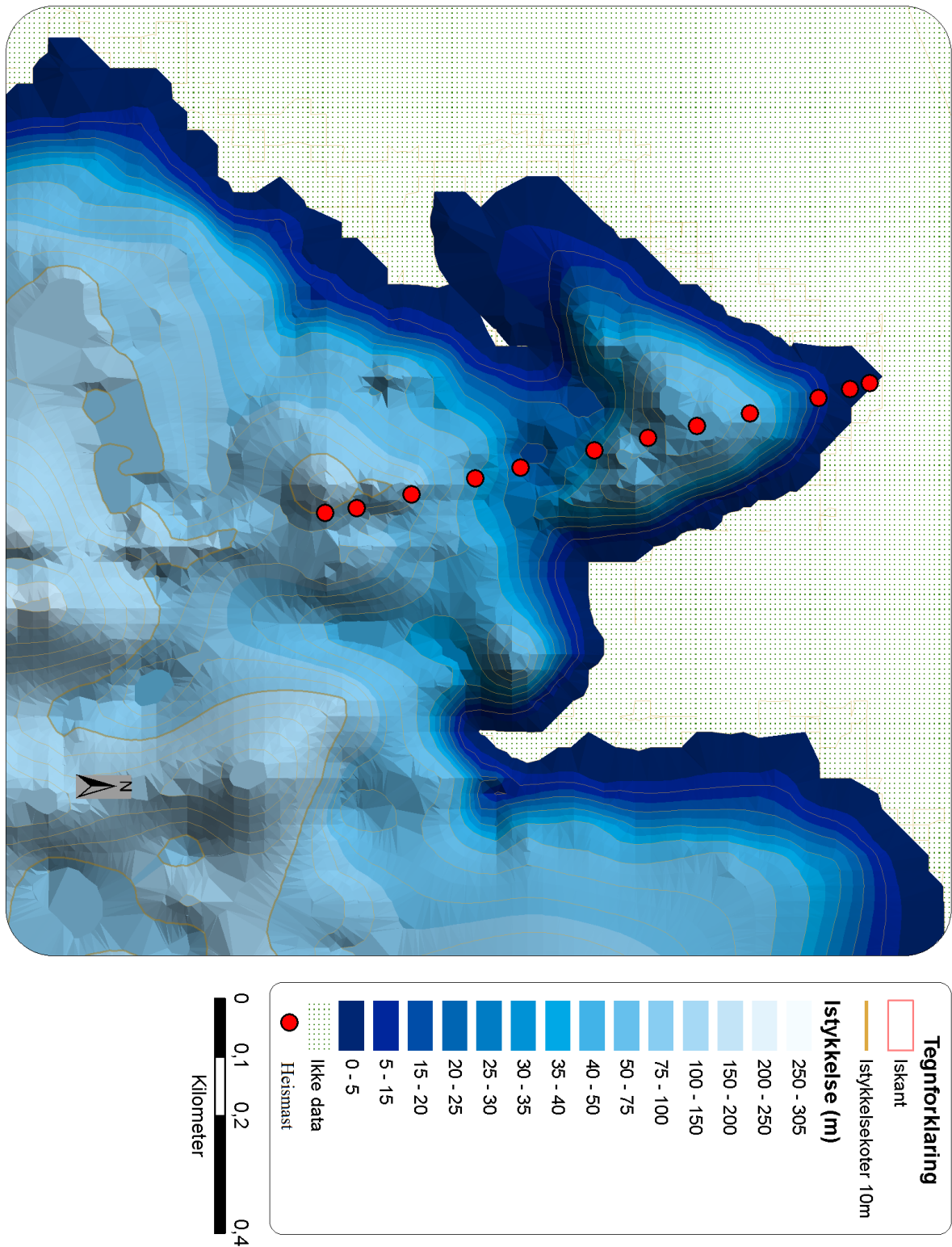
**4.** Figur 40: Figuren viser istykkelsen for Nordfonna. Istykkelsen er kalkulert ut i fra målt dybde minus ti meter med snø. Breutløperne Botnabreen og Dettebreen har ikke interpolert eller målt istykkelse, men er kalkulert ut i fra  $F_i$  "basal share stress". Figuren er laget i ArcMap.

Lenger nede, ved heismast fem i bunn av brearmen, er isen 75 m tykk. Området har en jevn

istykkelse om en ser bort fra partiet ved terskel A og langs iskanten. Ved terskel A er isen fra 20 m til 30 m tykk. Fra vest- til østkanten av Jordalsbreen er det ca. 370 m på det smaleste ved heismast 8 (Statens-Kartverk, 2006). Ismassene ved terskelen snevres inn av fast fjell på begge sider. Heismast tolv, lengst sør, står ved depresjonen bak terskelen A. Her er istykkelsen målt til 100 m.

Figur 41 har liten feilmargin da dette området er detaljert kartlagt. Avstanden mellom profilene kjørt for Jordalsbreen er ca. 50-80 m. Området som ligger vest for terskel A og B ved Jordalsbreen mangler også noe data, her er det ca. 200 m til nærmeste profil før iskanten.

Kartleggingen av den sørlige delen av plataet har ikke vært like detaljert, med en avstand mellom profilene på ca. 150 m. Unntaket er helt sør, ved overgangen til Juklavassbreen, hvor avstanden er ca. 250 m mellom profilene.

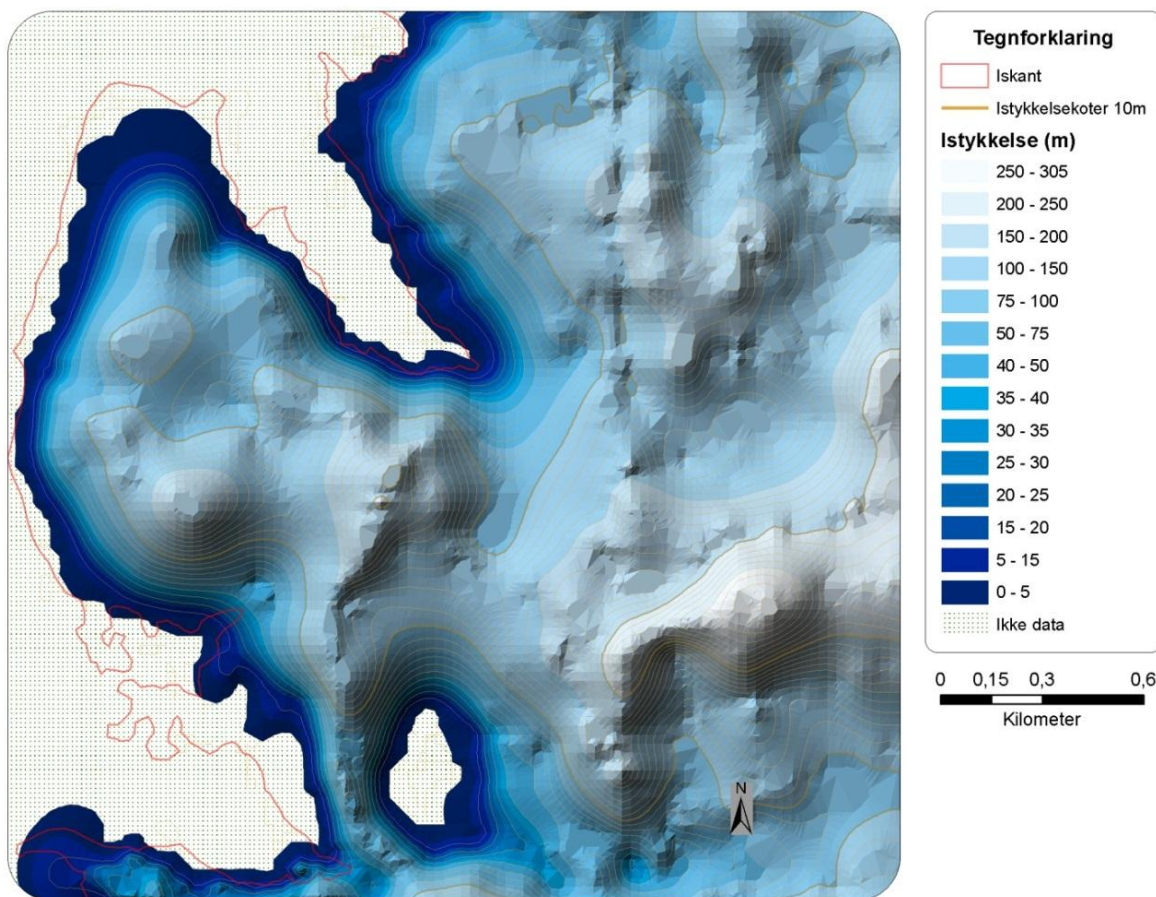


Figur 41: Figuren viser istykkelsen for Jordalsbreen. Heismastene til Folgefonna Sommarskisenter er markert for plasseringen i 2006. Figuren viser at det er tynn is ved heismast 8. Her er det 30 meter med is på det tykkeste. Figuren er laget i ArcMap.

#### 4.4.2 Istykkelse ved Juklavassbreen

Juklavassbreen har flere områder med veldig tykk is. Figur 42 viser at isen er tykkest øst for terskel C som er beskrevet i kapittel 4.2.2. Her er istykkelsen målt til 215 m midt mellom nunataken og fjellryggen nord for brearmen. Istykkelsen ved skaret mellom Tverrhorga og fjellryggen vest for Juklavassbreen er 94 m på det tykkeste. Lenger nede på Juklavassbreen er det to dype punkter. Sør for terskel A er isen 120 m tykk, mens den litt lengre sørøst er 195 m. Øst for selve brearmen, på plataet beskrevet i kapittel 4.2.2, er isen målt til å være hele 293 m tykk.

Feilmarginene for dette kartet er størst langs iskanten. Juklavassbreen er ikke like godt kartlagt som Jordalsbreen. Spesielt nordsiden av brearmen hvor det ble gjort færre radarmålinger på grunn av isens overflate. Det samme gjelder for den nordlige delen av fjellsiden opp mot plataet.



Figur 42: Figuren viser istykkelse for Juklavassbreen. Området uten data som er omringet av is er nunataken Tverrhorga. Figuren er laget i ArcMap.

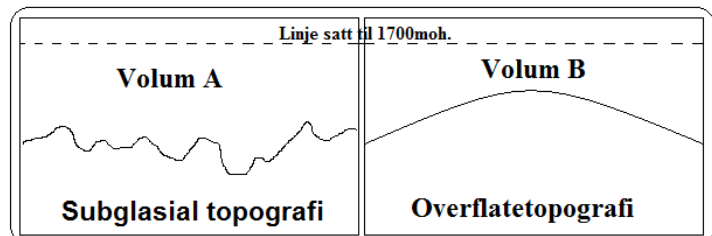


#### 4.4.3 Detaljert isvolumestimat

Et detaljert isvolumestimat er kalkulert ved bruk av tre ulike funksjoner i ArcMap, *TIN Difference*, *Cut and Fill*, og *Surface Volume*. Disse funksjonene baserer seg på data for Nordfonnas overflatetopografi og topografien under breen. For å sikre en god kalkulering av volumet er de tre metodene sett opp mot hverandre.

- *TIN Difference*-metoden kalkulerer volumforskjellen mellom to TIN-datasett. Denne metoden ga et volumestimat på 2667 millioner m<sup>3</sup>.
- *Cut and Fill* tar utgangspunkt i ett kartlag og legger kartlag nummer to over. Det kalkuleres hvor volumet øker (og hva det øker med) og hvor volumet minker (og hva det minker med). Denne metoden ga et volumestimat på 2647 millioner m<sup>3</sup>.

- *Surface Volume* tar utgangspunkt i et gitt plan (i dette tilfellet 1700 moh.), og regner volumet fra planet og ned til det bestemte kartlaget.



Dette ble først gjort for kartlaget for subglasial topografi (A), så

**Figur 43:** Figuren er en enkel fremstilling av hvordan *Surface Volume* fungerer. Volum A er volumet mellom topografien under breen og opp til linje (1700 moh.). Volum B er volumet mellom isens overflate og linjen. Figuren er laget i Paint.

for kartlaget for isens overflatetopografi (B), se figur 43. Deretter ble volumet for kartlag B trukket fra volumet for kartlag A. Dette ga et volumestimat på 2640 millioner m<sup>3</sup> som er 8,83 % av de 30 000 millioner m<sup>3</sup> som er det totale isvolumet for hele Folgefonna (Tvede, 2008: 25).

Gjennomsnittet for de tre estimatene gir Nordfonna et totalt isvolum på 2651 millioner m<sup>3</sup>. Dette må korrigeres for de ti meter med snø som, som utgjør et volum på 264 millioner m<sup>3</sup>. Isvolumet er da ca. 2387 millioner m<sup>3</sup>. Dersom isvolumet deles på arealet (26,41 km<sup>2</sup>) til breen, vil den gjennomsnittlige istykkelsen til Nordfonna være ca. 90,3 m. Dette er ca. 65 m lavere enn den estimerte gjennomsnittstykkelsen for hele Folgefonna som er 150m (Tvede, 2008: 27).

Isvolumet kan gjøres om til vannekvivalenter ved å multiplisere volumtallet med 0,91, som er isens tetthet. Volumet for snølaget ganges med faktoren for mildt metamorfosert snø. Dette gir et vannvolum på 2171 millioner m<sup>3</sup> for isbreen og 52,8 millioner m<sup>3</sup> for snølaget, og et total vannvolum på 2225 millioner m<sup>3</sup>. Dette tallet er trolig noe overdrevet, fordi ismassene

inneholder noe luft og har sprekker nedover i breen. Dersom alt dette vannet hadde gått gjennom Jukla pumpekraftverk og Mauranger vannkraftverk ville dette produsert ca. 5100 GWh, noe som tilsvarer det årlige strømforbruket til Oslo og Stavanger kommune (SSB, 2011). Dette er trolig ikke realistisk, da store deler av vannet fra Nordfonna ikke drenerer vestover.

Tabell 4 viser estimerte verdier for magasineringsvolum i overfordypningene, isvolum, volum vann bundet opp i ismassen og GWh som er bundet opp i Nordfonna. Det største dreneringsområde er dreneringsområde 1 som har et estimert isvolum på ca. 1246 millioner m<sup>3</sup>. Dette utgjør 47 % av det totale isvolumet til Nordfonna. Dreneringsområde 5 er det nest største etter isvolum. Med sine 545 millioner m<sup>3</sup> utgjør dette området 20,5 % av det totale isvolumet.

	Areal område (KM <sup>2</sup> )	Magsinering (millioner M <sup>3</sup> )	Volum is (millioner M <sup>3</sup> )	Volum snø (millioner M <sup>3</sup> )	Volum vannekvivalenter (millioner M <sup>3</sup> )	Strøm ved Mauranger (GWh)
<b>Omrade 1</b>	9,02	37,5	1168,8	90,2	1081,6	2474,8
<b>Omrade 2</b>	5,2	16,26	278	52	263,4	602,6
<b>Omrade 3</b>	2,26	22,3	97,4	22,6	93,2	213,1
<b>Omrade 4</b>	2,34	2,44	148,6	23,4	139,9	320,1
<b>Omrade 5</b>	4,08	44,8	509,2	40,8	471,5	1078,9
<b>Omrade 6</b>	3,5	9,3	185	35	175,4	401,2
<b>Totalt</b>	<b>26,4</b>	<b>132,6</b>	<b>2387</b>	<b>264</b>	<b>2225,0</b>	<b>5090,7</b>

Tabell 4: Tabellen viser estimerte verdier for magasineringsvolum til overfordypningene under breen, isvolum, snøvolum, volum vann bundet opp i snø og ismassen og GWh som er bundet opp i Nordfonna. I tillegg viser figuren arealet til de ulike dreneringsområdene under Nordfonna. Tabellen er basert på utregninger i ArcMap.

Kraftproduksjonen for området er ikke reell da Nordfonna ikke smelter helt bort med det første, men det indikerer hvor mye energi det er i vannet som er bundet opp i breen. Antall GWh i tabellen er basert på GWh produsert av vann tappet fra Juklavatnet gjennom Jukla- og Mauranger kraftstasjon i 2010 (Bakkehøi, 2011).

## 5 Diskusjon

### **5.1 Vurdering av GPR som metode for å kartlegge subglasialt terreng**

I denne oppgaven har georadar og breradar blitt brukt for å kartlegge subglasial topografi. Gjennom arbeidet er det avslørt styrker og svakheter ved metoden. I kapittel 3.5 og kapittel 4 står det beskrevet flere feilkilder knyttet til metoden. Feilkildene viser at GPR er en metode der mange faktorer spiller inn. Det kan skapes usikkerhet til dataene dersom en ikke er oppmerksom feilkildene. Prosessene og arbeidet som ligger bak denne oppgaven er derfor kontinuerlig dokumentert for å ha kontroll med dataene. Appendiks 1, 2, 3, 4, 5, og 6 som ligger ved oppgaven, viser detaljer om hvordan dataene er samlet inn og bearbeidet. Dette gjør det mulig å gå tilbake og kontrollere dataene og de prosessene som ligger bak resultatene.

Feilkildene knyttet til datainnsamlingen er det god oversikt over, og feilmarginer kan kalkuleres. Mer kritisk er områder langs iskanten og ved brearmer hvor det ikke er kartlagt med radar. Dette gjør at det mangler data for disse områdene, og interpoleringen er usikker på grunn av avstanden mellom de faste holdepunktene. Denne feilkilden kan blant annet medføre usikkerhet rundt Nordfonnas areal og isvolum. Trolig er ikke usikkerheten for isvolumet så stort, da isen oftest er tynn i kantene. Likevel er det noen breutløpere som kan inneholde mer eller mindre is enn vist i figurene i kapittel 4.4. For områder som er kartlagt med både geo- og breradar er det to datasett som kan settes opp mot hverandre. Der disse datasettene har krysset hverandre har de vist en stor grad av samsvar. Samsvaret mellom datasettene er med på å styrke troverdigheten til radardataene. Det er eksempler på avvik mellom radardataene, noe som oftest skyldes prosesseringssteg som er hoppet over, regnefeil i \*.xls-filen eller feil ved reflektor valg. Ved avvik er det gått tilbake til datasettet til de berørte profilene. Feilen er funnet og korrigert, enkelte feiltolkninger er også fjernet. Dersom datasettene ikke samsvarer etter korrigerings er det valgt å bruke det datasettet med tydeligst bunnreflektor.

Feilkilder i sammenheng med prosesseringen av radardata er mange, og er beskrevet i kapittel 3.5. Alle profilene som er brukt i oppgaven er prosessert i REFLEX, og noen er også prosessert i programmet RadEx for å kontrollere resultatene fra REFLEX. Her har det ikke vært store variasjoner, trolig fordi mange av prosesseringsstegene bygger på de samme matematiske prinsippene. Den største tolkningsfeilen etter prosessering av GPR-dataene er

valget av bunnreflektor. Valget er derfor gjort så nøyaktig som mulig, ved å passe på at automatisk markering av reflektor følger reflektoren så tett som mulig. Ved usikkerhet er det ikke merket reflektor.

En annen feilkilde er knyttet til konverteringen av EM-signalets hastighet gjennom is til istykkelse. Ved bruk av tabellverdi er det i oppgaven brukt hastigheten ( $v$ ) = 0,168 m/ns. Som beskrevet i kapittel 3.4.1 hadde de fleste profilene en hastighet tett opp til tabellverdi, men noen varierte mellom 0,172 m/ns til 0,164 m/ns. En slik feilkilde medfører en feilmargin i forhold til tabellverdi på +/- 1 m for en dybde på 50 m, og en feilmargin på +/- 7 m for en dybde på 300 m. Det er også usikkert at isen er homogen og at hastigheten er den samme. Tempererte breer inneholder både vann og luft som har stor forskjell i EM-egenskaper. En må også ta høyde for snølaget som ligger over isen har en annen hastighet og at tykkelsen for denne varierer. Basert på verdiene for EM-bølgers hastighet og mengden snø, kan dybden og istykkelsen være underestimert fra 0,1 til 3,33 m ved maks snødybde på ti meter.

Feilkilder knyttet til kalkulering og til fremstillingen av radardata ved hjelp av GIS er beskrevet i kapittel 4. Her er det mange små feilkilder som bygger på de matematiske utregningene i programmet. Det er én feilkilde som er viktig å diskutere; interpolering mellom kjente datapunkter. For flere områder er avstanden mellom kjente datapunkter (som er målt med radar) stor. Dette gjelder spesielt langs iskanten, i bratte helninger og for noen av brearmene. Dette gjør at programmet regner ut verdier for disse områdene. Når avstanden mellom de kjente datapunktene øker, øker også usikkerheten til dataene. Det ble gjort et forsøk på økt nøyaktighet for to av brearmene, Dettebreen og Botnabreen, ved bruk av teoretiske støttepunkter. Formelen for «basal shear stress» gir teoretisk istykkelse for brearmen, som igjen danner grunnlaget for støttepunktene. Resultatet fra denne kalkuleringen er svært ulik resultatet for kartlagte brearmer. Utregning av teoretiske støttepunkter er derfor kun gjort for to av brearmene for å vise en støtte metode til radardata. Usikkerheten er stor for brearmer det hverken er regnet ut støttepunkter for eller er blitt kartlagt, da disse er basert på interpolasjon. Ved fremtidige radarundersøkelser av bre kan det anbefales at alle brearmer kartlegges, ved bruk av snø scooter, til fots eller ved bruk av helikopter.

I sammenheng med oppgavene er det gjort gode erfaringer med å bruke GPR som metode for å kartlegge topografi under en isbre. På grunn av muligheten for en rask og effektiv datainnsamling er det mulig å samle inn data fra store områder. Det gir også mulighet til å samle inn data med en høy oppløsning (kort avstand mellom hver profil). Det er knyttet noen

større feilkilder til denne metoden. Dersom en er klar over feilkildene når dataene samles inn og arbeides med i ettertid, er det mulig å begrense disse. Dette gjør det mulig å ha kontroll over hvor stor feilmarginen er, og gjør at data basert på radarundersøkelser er ganske troverdige. En annen fordel med GPR-data er muligheten til å bearbeide dem i et geografisk informasjonssystem. Dette gir store muligheter for utregninger og gode visuelle løsninger for å presentere dataene.

## **5.2 Nordfonna, en platåbre?**

En platåbre er definert som en iskappe som ligger over et fjellplatå eller viddelandskap, og har breutløpere i alle retninger (Singh et al., 2011). Nordfonna er av NVE definert som en platåbre (Østrem et al., 1988). Men hvor godt passer definisjon «platåbre» for Nordfonna? Breen ligger på noe som kan se ut som et høyfjellsplatå. Nordfonna har også flere breutløpere rundt hele breen. Problemet med definisjonen er topografien under ismassene er mye mer komplisert enn den rolige isoverflaten indikerer. Store deler av topografien under isen består av et kupert terreng med daler, overfordypninger og topper. Et område sør på breen, mellom Dettebreen, Svartedalsbreen og Botnabreen har lite relieff og kan ligne et platå. Er dette nok til at Nordfonna kan kalles en platåbre? Hvor stor del av en bre må ligge på et platå eller en vidde for å bli definert som en platåbre?

På bakgrunn av informasjonen om topografien under Nordfonna kan det for deler av breen være motstridende å definere den til å være en platåbre. Det er imidlertid interessant å registrere at Jostedalsbreen er definert som en platåbre av NVE selv om det gjennom topografisk kartlegging av det subglasiale landskapet er funnet daler under breen som er dekket med 600 m is (Østrem et al., 1988). Dersom Jostedalsbreen er en platåbre er det dermed nærliggende å definere Nordfonna som en platåbre. Med denne bakgrunnen er det mulig definisjonen på en platåbre bør vurderes. Om litteraturen har en for vid definisjon for en platåbre, er kanskje en problemstilling som kan ses nærmere på. Dette er en diskusjon som ligger utenfor denne oppgavens område.

### **5.3 Jordalsbreen i et varmere klima**

Sommerskisereterets plassering ved Jordalsbreen ligger flott til i forhold til publikum og breens tilgjengelighet. I nærhet til Bergen, Norges nest største by, er skisenteret kun en biltur unna om en ønsker å stå på ski en sommerdag. Men skisenterets plassering på Jordalsbreen kan også by på problemer. Ved å ligge plassert på en brearm gjør skisenteret seg avhengig av vinternedbør for å ha nok snø utover sommersesongen. Dersom snøen smelter bort, kan blåis og bresprekker sette en stopper for driften. Fra 1997 til 2007 har Jordalsbreen minket med 15-25 m i høyde på grunn av negativ netto massebalanse etter ablasjonssesongen og akkumulasjonssesongen. Jordalsbreen ligger under dagens gjennomsnittlige ELA (1465 moh.) (Bakke et al., 2005a). For at breen skal opprettholdes er den avhengig av istilførsel fra Nordfonnas akkumulasjonsområde. Figur 30 viser at istilførselen til Jordalsbreen trolig kommer fra et begrenset område. I tillegg er det ikke sikkert at all isen fra dette området drenerer mot Jordalsbreen, men at noe drenerer vestover mot Juklavatnet.

På grunn av topografien kan istilførselen fra akkumulasjonsområdene mot ablasjonsområdene ved Jordalsbreen minke om Nordfonna smelter. Dette gjør at Jordalsbreen ligger utsatt til ved en eventuell klimaforverring eller en fortsettelse av trenden fra 1997-2007. En større bekymring for Jordalsbreen og spesielt skisenteret, er terskel A i figur 38 rett under heismast åtte. Dersom isens overflate senkes 20-30 m vil terskelen komme opp i dagen. Om isen får en vertikal nedsmelting på 20 m vil det kun vær to smale armer som binder nedre del av Jordalsbreen til resten av Nordfonna. Hvis den vertikale nedsmeltingen når 30 m kan denne delen av Jordalsbreen bli separert fra resten av Nordfonna. Dersom dette skulle skje mister skisenterets nedre del, fra heismast én til heismast åtte, all istilførsel. Isen som ligger igjen nedenfor terskel A vil da kollapse i løpet av få år. Det er ikke utenkelig at en slik hendelse kan forekomme, om breens utvikling i perioden 1997-2007 tas i betraktning. Figur 4-11 i NVE (2008) viser at Jordalsbreen hadde en vertikal nedsmelting på 15-25 m i løpet av perioden fra 1997-2007. Det er derfor en reell mulighet for at det samme kan skje de neste ti årene. Om dette skulle skje vil Folgefonn Sommarskiserter ha et dårlig grunnlag for videre drift.

#### **5.4 Naturfarer fra Folgefonna i et varmere klima**

Kartleggingen av det subglasiale landskapet under Folgefonna i denne oppgaven viser at det under breen er potensiale for mange innsjøer dersom breen begynner å trekke seg tilbake. Ved en eventuell smelting av Nordfonna kan det dannes subglasiale vann. Subglasiale vann kan ha drenering over en fjellterskel, og er da stabile. Dersom det er breen som danner terskelen eller forhøyer en fjellterskel, utgjør dette en ustabil tilstand (Lillestøl et al., 2001). Ved en ustabil tilstand er det fare for at dammen ikke kan holde på vannet (Tweed og Russell, 1999), og en GLOF kan forekomme. En GLOF kan føre til store skader på omgivelsene den berører, alt etter dens størrelse og kraft. Dette vil påvirke breforlandet uavhengig av hvor på Nordfonna den inntreffer, men kan for noen områder være en naturkatastrofe og fare for mennesker. En GLOF i tilknytning til Juklavassbreen er ikke utenkelig. Isras eller hurtig kalving ut i proglasiale vann ved en smelting av breen kan skape GOLF (Richardson og Reynolds, 2000). Steder som for eksempel øst for Nordtoppen og på nordsiden av Juklavassbreen har bratte fjellsider. Når gradienten øker, øker også mengden energi som utløses ved ras eller kalving (Singh et al., 2011). Dette kan skape en GOLF på østsiden av Nordfonna.

Et av områdene som kan være utsatt for naturfarer som følge av en tilbaketrekking/nedsmelting av breen er Måge. Måge ligger på en vifte ved Sørfjorden, se figur 44. Måge ligger rett øst for iskanten ved overfordypning 52 og 53 i dreneringsområdet 5 (se figur 37). Viften består av løsmaterialer, og er trolig avsatt etter siste istid, etter som viften innlandsisen rensket «Sørfjorden» for sedimenter referanse (Gjessing, 1956). Løsmaterialet på de store flatene på Måge er karakterisert som skredmaterialet fra det store gjelet (Brekke et al., 2008).

Topografien øst for Nordtoppen legger til rette for et vann som kan inneholde nærmere 41 millioner m<sup>3</sup> om vann nummer 52 og 53 henger sammen. Dersom det bygges opp en isterskel over fjelltersklene i øst til vann 52 og 53, kan dette område romme enorme mengder vann som kan utløses ved en GLOF. Isras eller hurtig kalving fra Nordtoppen ut i vann 52 kan skape en GLOF som kan ødelegge en morenedam. Vannet strømmes østover mot de laveste tersklene i øst, ned Mågejuvet mot Måge og avsetter løsmaterialer når flomvannet når erosjonsbasis. Med bakgrunn i dette er det derfor ikke utenkelig at viften er delvis dannet av løsmaterialet avsatt ved en eller flere GLOF fra Nordfonna. Vannet kan også dreneres mot Katladal nord for Måge og ned i Sørfjorden.

For å kunne si noe om hvor stor fare det er for en GLOF fra Nordfonna, og hvordan dette har påvirket eller kan påvirke landskapet krever mer kartlegging. Ved en eventuell kartleggingsprosess er det viktig å se på vannmagasinene sin rolle ved en GLOF. Enten som en beskytter av, eller som en trussel mot, breforlandet.



**Figur 44:** Bildet viser Måge ved Sørfjorden i Hardanger. Stedet ligger på en stor vifte trolig avsatt etter siste istid.  
**Foto:** Jan Rabben.



## 5.5 Dreneringsretninger og klimaforskning

Øst-vest dreneringsretningen for overflatetopografien til Nordfonna stemmer godt med øst-vestdreneringen under breen. Fordelingen av nord-sør dreneringen under breen stemmer derimot ikke med dreneringen på isoverflaten. Dreneringsområdene i figur 2 stemmer ikke med dreneringsområdene i figur 36. Dette gjelder spesielt fordelingen av vann nordover og vestover. Dreneringsområde 3 (se figur 36) som drenerer nordover, er mindre enn det som kommer frem i figur 2. Dette betyr at storparten av vannet som drenerer fra Nordfonna mot Statkraft sine vannmagasiner ender opp i Juklavatnet i vest, og ikke i Jukladalsvatnet og Dravladalsvatnet i nord. Det som er av større betydning for Statkraft er øst-vest vannskillet for topografien under isen. Vannskillet under breen er nærmest identisk med vannskillet for overflatetopografien, se figur 37. Dette gir et nedbørsfelt på 16,5 km<sup>2</sup> av Nordfonna som drenerer mot Statkraft sine vannmagasiner.

Maritime platåbreer som Nordfonna egner seg godt som en klimaindikator da den responderer hurtig på massebalanseendringer (Bakke et al., 2005b). Måling av mengden med minerogene sedimenter i et proglasialt vann er en utbredt metode for beregning av likevektslinjen. Et eksempel på en slik studie er en artikkel publisert av Bakke, J. (2005b). Artikkelen legger til grunn at sedimentkjernen viser når det er en isbre i et vanns dreneringsområde (Bakke et al., 2005b). Dette er en grei antagelse, problemet oppstår først om en antar at Nordfonna ikke var til stede hvis det ikke er spor etter denne i sedimentkjerner fra Dravladalsvatnet. I Bakkes artikkel er det tatt utgangspunkt i breens overflatetopografi for å definere dreneringsområdet, noe som gir et dreneringsområde fra breen på 12 km<sup>2</sup> (Bakke et al., 2005b). Dette stemmer ikke med dreneringsområdet for topografi under breen, vist i tabell 3, som er 2,26 km<sup>2</sup> av breens areal. Ved feil i beregning av dreneringsområdet, kan styrken på og tolkningen av signalet i sedimentkjernepróven være galt. Dette er en usikkerhetsfaktor som må nevnes ved etablering av en ELA-kurve for en bre basert på data fra et proglasialt vann.

Bresignalet som er funnet i Dravladalsvatnet tar ikke høyde for hva som skjer når breen ligger sør for den topografiske forhøyningen under Jukladalsbreen og terskel B ved Jordalsbreen. Dersom Nordfonna er sør for disse dreneringsskilleene, vil dreneringen av sedimenter fra breen gå sør- og vestover, og ikke mot nord og Jukladalsvatnet og Dravladalsvatnet. Dette medfører at signalet om breens tilstedeværelse er borte i Dravladalsvatnet, selv om breen eksisterer. Dette viser at det kan være nødvendig å ha kontroll over sedimentasjonsprosessen for flere proglasiale vann rundt en isbre for å kunne etablere en sikrest mulig ELA-kurve. Sedimentene

i Juklavatnet kan være en kilde til økt forståelse av Nordfonnas eksistens tilbake i tid. Dette gir informasjon om sedimentasjon fra 47 % av breens areal. En sedimentkjerne fra Juklavatnet kan trolig avkrefte eller bekrefte resultatene funnet i kjernen fra Dravladalsvatnet.

Overfordypninger oppstrøms for vann der en sedimentkjerne er tatt, kan fungere som sedimentfeller. Dette medfører at et signal i sedimentkjernen fra, for eksempel Dravladalsvatnet, er svakere enn det brestørrelsen egentlig skulle tilsi. Slike overfordypninger kan også skape anomalier i sedimentasjonsprosessen. Dette kan skje ved at en brearm beveger seg fremover, tar med seg en mengde sedimenter fra overfordypningen, og avsetter disse sammen med nye sedimenter nedstrøms for overfordypningen. En anomali kan også forårsakes av en flodbølge forårsaket av isras eller kalving. Flodbølgen som skapes kan modifisere sedimentene nedstrøms. Dette kan skape forstyrrelser i en sedimentkjerne, og forstyrrelsene kan tolkes til å skyldes flom, men også økt breaktivitet. Figur 12 i Bakke (2005b) viser anomalisekvenser i en ELA-kurve basert på sedimentkjerne fra blant annet Dravladalsvatnet. I perioder der ELA har store svingninger er det også flere anomalier. Disse anomaliene kan være tegn på brefremstøt eller GLOF forårsaket av kalving eller tapping av et bredt innsjø.

Topografien under Nordfonna kan hjelpe til med å gi en bedre forståelse for ELA-variasjonen mellom enkelte brearmer. Et eksempel på dette er Botnabreen og Dettebreen. Under LIA ble det indikert en antifase mellom brearmene (Nielsen, 2011). Disse ELA-variasjonene ble tolket til å være påvirket av vekslingene mellom negativ og positiv NAO-indeks (North Atlantic Oscillation). Positiv NAO-indeks gir en vest-sørvestlig vindretning, mens negativ NAO-indeks gir en forsterket østlig vindretning (Shabbar et al., 2001). Hypotesen om at Dettebreen og Botnabreens antifase er forårsaket av vedvarende endring i vindretningen, kan styrkes av dreneringsområdene knyttet til breene. Begge utløpsbreene har små dreneringsområder, se figur 28. Dette gjør at fremherskende vindretning trolig får økt betydning for breutløpernes ELA.

## 6.0 Oppsummering og konklusjon

Våren 2011 ble radardata for topografien under Nordfonna samlet inn. I løpet av sommeren og høsten 2011 er radardata blitt prosessert og tolket. På bakgrunn av datasettene er det laget ulike kart. Kartene er benyttet for å gi svar på noen av problemstillingene i oppgaven, og for å nå målet med å sammenligne overflatetopografien med topografien under breen. Basert på resultatene i oppgaven kan følgende konklusjoner trekkes frem:

- Ved å kombinere to ulike antenner under datainnsamlingen, har det vært mulig å få gode resultater fra områder med både tynn og tykk is. Dette gir resultater fra større deler av breen.
- Der data fra de ulike antennene overlapper hverandre får en også kvalitetsikret dataene ved å sette dem opp mot hverandre.
- Metoden er godt egnet til subglasial kartlegging. Metoden har gjort det mulig å få gode data fra et relativt stort område, samt å fremstille resultatene ved bruk av GIS.
- Topografien under Nordfonna er variert og består av fjellplatå, daler, overfordypninger og fjelltopper. Dette legger til rette for dannelse av innsjøer om breen skulle trekke seg tilbake. Det kan også dannes subglasiale sjøer i en smelteperiode.
- Topografien under breen er i noen områder svært forskjellig fra overflatetopografien. Mens for andre områder stemmer overflatetopografien og bunntopografien svært godt, som ved breens høyeste punkter.
- Dreneringsretningen under Nordfonna har et relativt likt øst-vest skille som overflatetopografien. Dreneringsretninger for andre deler av breen stemmer derimot ikke helt med overflatetopografien. Et eksempel på dette er området sør for Jukladalsbreen hvor dreneringen går sørover i stedet for nordover mot Jukladalsvatnet. Ved et varmere klima eller ved en annen utbredelse av breen medfører subglasiale vannskillinger, som det ved Jukladalsbreen, til endring i dreneringsretningen.
- Det nordligste dreneringsområdet for breens overflate som drener mot Dravladalsvatnet er av Bakke et al., 2005b satt til  $12 \text{ km}^2$ , mens det samme dreneringsområdet for topografien under Nordfonna (området 3) bare er  $2,26 \text{ km}^2$ .
- Dreneringsområdet 1 tar opp 47 % av Nordfonnas totale areal. Juklavatnet er derfor en nøkkellokalitet for å forstå dreneringshistorien fra Nordfonna.

- Topografien under Jordalsbreen har terskler som kan skape utfordringer for sommerskisenterets fremtidige drift. På det tykkeste er det kun 30 m is ved terskel A. Det gjør at det er en reell fare for at isen som ligger over terskel A kan smelte bort i løpet av 10 år om trenden fra 1997-2007 fortsetter. Nedre del av Jordalsbreen kan da separeres fra Nordfonna, og grunnlaget for driften av Folgefonna Sommarskisenteret kan forsvinne.
- Topografien under breen har mange overfordypninger som ved en eventuell tilbaketrekning av breen kan fylles med vann. Ved et fremrykk kan breen ha tatt med seg eldre sedimenter og avsatt disse sammen med nye sedimenter. Dette kan ha skjedd ved Jordalsbreen, vannet i bunn av skisenteret kan ha inneholdt sedimenter som ved et brefremstøt er tatt med og avsatt i Dravladalsvatnet. Anomalier i bresignalet fra Nordfonna i sedimentkjernen fra Dravladalsvatnet kan kanskje forklares ved slike hendelser.
- Anomaliene i sedimentkjernen fra Dravladalsvatnet kan også være skapt av en GLOF, enten ved hurtig kalving ut i et proglasialt vann eller tapping av en bredemmet eller morenedemmet innsjø. Flombølgen kan ha tatt med seg nye og gamle sedimenter og avsatt disse i Dravladalsvatnet.
- Ved en eventuell tidligere nedsmelting av breen kan overfordypningen øst for Nordtoppen ha lagt til rette for flom ned Mågejuvet, forårsaket av en eller flere GLOF. Viften som Måge ligger på kan være delvis dannet av løsmaterialer som er avsatt fra et eller flere flomforløp ned Mågejuvet.
- Isvolumet for Nordfonna er kalkulert til å være 2387 millioner m<sup>3</sup>. Dette tilsvarer 2225 millioner m<sup>3</sup> vann, som ved kraftproduksjon gjennom Jukla pumpekraftverk og Mauranger vannkraftverk tilsvarer ca. 5100 GWh.

## Etterord

Kunnskapen om topografien og dreneringsretningen under Nordfonna viser at subglasial topografi er en viktig faktor for å forstå historien og fremtiden til breen og området rundt. Dataen er også nyttig for næringslivet. Både Statkraft og Folgefonn Sommarskisenter kan gjøre nytte av dataene.

Resultatene fra oppgaven legger også til rette for videre arbeid i området. Under er det noen forslag til videre arbeid tilknyttet Nordfonna.

- Nye analyser av allerede innsamlede sedimentkjerner kan ses i sammenheng med topografidata.
- Sedimentkjerner fra nøkkellokaliteten Juklavatnet kan samles inn og analyseres.
- Historiske og muligheten for fremtidige naturkatastrofer / naturfarer ved Nordfonna kan kartlegges.
- En detaljert kartlegging av viften ved Måge og dannelsen av denne.
- Detaljert kartlegging med GPR ved de områdene på Nordfonna som er dårlig kartlagt i arbeidet med denne oppgaven

Under arbeidet med metoden er det også gjort noen erfaringer som kan benyttes ved lignende undersøkelser ved resten av Folgefonna.

- Det anbefales at det brukes to forskjellige antenner. En lavfrekvent antenne som rekker dypt, og en med høyere frekvens.
- For å danne best mulig bilde av topografien under breen, og gjøre korrekte kalkuleringer av isvolum, anbefales det også at iskanten og breutløpere kartlegges.
- Ved bruk av høyfrekvent antenne kan det lages et snøtykkelseskart. Snødybden kan da korrigeres med økt nøyaktighet. Topografien under breen og istykkelsen vil da få en riktigere gjengivelse. Allerede innsamlet radardata kan suppleres med nye data.

## Appendiks

- Appendiks 1: Kobling av GPS- og breradraprofil.
- Appendiks 2: Innsamling- og prosesseringsdetaljer.
- Appendiks 3: REFLEX prosessering.
- Appendiks 4: Visualisering av prosesserte radarprofil.
- Appendiks 5: Utregninger av eksportert radardata.
- Appendiks 6: Flytskjema for ArcMap.

## Litteraturliste

- Ahrens, C. D. (2008) *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*, Belmont, CA, Thomson Brooks/Cole.
- Annan, A. P (1992b) Ground Penetrating Radar Workshop Notes. Ontario, Sensors & Software Inc.
- Annan, A. P (2009) *Electromagnetic Principles Of Ground Penetrating Radar*. I Jol, Harry M. (red.) *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Amsterdam, Elsevier.
- Baker, G. S., Jordan, T. E. og Pardy, J. (2007) An introduction to ground penetrating radar (GPR). *Geological Society of America Special Papers*, 432, 1-18.
- Bakke, J., Dahl, S. O. og Diesen, M. (2000) Folgefonna Nasjonalpark. Oppfølgjande utgreiningar 2000. Kwartærgeologi. Bergen, Institutt for Geografi, UiB.
- Bakke, J., et al. (2005a) Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20, 179-198.
- Bakke, J., et al. (2005b) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Bakkehøi, H. (2011) Nøkkeltall for Nordfonna dreneringsområdet. Mail kommunikasjon utg. Oslo, Statkraft.
- Brekke, N. G. (Ed.):, et al. (2008) *Folgefonna og fjordbygdene*, Bergen, Nord 4.
- Bristow, C. S. og Jol, H. M. (2001) Ground penetrating radar in sediments. Bath, Geological Society Publishing House.
- Daniels, D. J. (2004) *Ground penetrating radar*, London, Institution of Electrical Engineers.
- Davis, J. L. og Annan, A. P. (1989) Ground-Penetrating radar for High-resolution mapping of soli and roc stratigraphy 1. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
- Furdal, H. (2010) Brefluktuasjonar og klimaendringar under "Den Vesle Istid" kring Folgefonna. *Institutt for Geografi*. Bergen, UiB.
- Gjessing, J. (1956) Om iserosjon, fjorddal- og dalendedannelse. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 15, 243-269.
- Haakonsen, N. (1989) Akkumulasjon på breene i Norge vinteren 1988-89.
- Hagen, J. O., et al. (1993) Subglacial investigations at Bondhusbreen, Folgefonna, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 47, 117-162.
- Hinchliffe, A. og Munn, R. W. (1985) *Molecular electromagnetism*, Chichester, Wiley.
- Hubbard, B. og Glasser, N. (2005) *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*, Chichester, Wiley.
- Kovetz, A. (2000) *Electromagnetic theory*, Oxford, Oxford University Press.
- Lalumiere, L (2006) Ground Penetrating Radar for Helicopter Snow and Ice Surveys. *Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences 248*. Dartmouth, Nova Scotia, Bedford Institute of Oceanography.
- Lillestøl, E., Lien, J. R. og Hunderi, O. (2001) *Varmelære og elektromagnetisme*, Oslo, Universitetsforl.
- Mauring, E. (1995) *Målinger med georadar: teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak*, Trondheim, NGU.
- Melvold, K. og Schuler, T. V. (2008) Mapping of subglacial topography using GPR for determining subglacial hydraulic conditions. I Hauck, C. og Kneisel, C. (red.) *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University.
- Neal, A. (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.

- Nesje, A. (1995) *Brelære*, Kristiansand, Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., et al. (2004) Breen: klimaindikator og landskapsskulptør. *Naturhistorisk vegbok: Hordaland*. Bergen, Bergen museum.
- Nielsen, P. R. (2011) Brefluktuasjoner og klimaendringer på Botnabrea, Folgefonna, gjennom seinholosen. *Institutt for Geografi*. Bergen, UiB.
- NVE (2008) Hydrologiske undersøkelser ved Maurangervassdraget. I Kjøllmoen, Bjarne (red.) Oslo, NVE.
- NVE (2011a) Glaciological investigations in Norway in 2010. I Kjøllmoen, Bjarne (red.) Oslo, The Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE).
- NVE (2011b) Snømengde i millimeter. I Se-Norge (red.).
- Paterson, W. S. B. (1994) *The physics of glaciers*, Oxford, Butterworth/Heinemann.
- Rana, B. og Shrestha, A. B. (2000) Hazard assessment of the Tsho Rolpa Glacier Lake and ongoing remediation measures. *Nepal Geological Society*, 22.
- Richardson, S. D. og Reynolds, J. M. (2000) An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International*, 65-66, 31-47.
- Ryvarden, L. og Wold, B. (1991) *Norges isbreer*, [Oslo], Universitetsforlaget.
- Sexe, S. A. (1864) *Om Sneebraen Folgefon*, Universitetsprogram Christiania.
- Shabbar, A., Huang, J. og Higuchi, K. (2001) The relationship between the wintertime north Atlantic oscillation and blocking episodes in the north Atlantic. *International Journal of Climatology*, 21, 355-369.
- Singh, V. P., Haritashya, U. K. og Singh, P. (2011) *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*, Dordrecht, Springer.
- SSB, Statistisk-sentralbyrå (2011) Energibruk, kommunefordelt. 2008-2009. *Statistisk sentralbyrå*. <http://www.ssb.no/energikomm/>.
- Statens-Kartverk (2006) Norge i Bilder. 2006.
- Statkraft (2008) Folgefonn Reguleringsområdet. I Eiendomsforvaltning, Statkraft Energi AS (red.) Oslo.
- Sulebak, J. R. og Sjøstrøm, K. H. (2007) *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*, Bergen, Fagbokforl.
- Sætrang, A.C. og Holmquist, E. (1987) Kartlegging av istykkelse på Nordre Jostedalsbreen.
- Sætrang, A.C. og Wold, B. (1986) Results from radio echo sounding on parts of the Jostedal ice cap. *Annals of Glaciology*, 8.
- Thorkildsen, O. I. H. (2010) Bruken av georadar som metode innfor kvartærgeologiske studiar og undersøking av torvområde, Æråsdalen, Andøya. *Institutt for Geografi*. Bergen, Universitetet i Bergen (UiB).
- Tolo, A. J. (2008) Brefluktuasjoner og klimaendringer på Dettebrea, Folgefonna, gjennom Sein-Holosen. Bergen, A.J.Tolo.
- Tvede, A (red.) (2008) *Den store fonna. Om glasiologi, hydrologi og klima*, Bergen.
- Tweed, F. S. og Russell, A. J. (1999) Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. *Progress in Physical Geography*, 23, 79-110.
- Vasskraftkommunar, Landssamanslutninga av (2011) Norsk vannkraftproduksjon - nøkkeltall. Oslo.
- Østrem, G., Selvig, K. D. og Tandberg, K. (1988) *Atlas over breer i Sør-Norge*, Oslo, Avdelingen.