

En rekonstruksjon av brehistorien til Hardangerjøkulen gjennom de siste 100 årene, basert på fjernanalyse og GIS



Masteroppgave i naturgeografi

Marius Flagtveit Smistad



Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Mai 2015

Forsidebilde: Fotografert fra helikopter over Hardangerjøkulen med utsikt ned mot Rembesdalsskåka, september 2013 (foto av Smistad).

Forord

Denne masteroppgaven inngår som en del av min mastergrad ved Institutt for geografi ved Universitetet i Bergen. Den markerer slutten på fem fantastiske år som geografistudent etter en hektisk innsjutt med mye hardt arbeid og mange dager foran datamaskinen. De siste to årene har vært utrolig lærerik og det har virkelig åpnet opp øynene mine for fjernanalyse og GIS.

Det er mange jeg vil takke. Takk til min hovedveileder Svein Olaf Dahl for at han har vist interesse for prosjektet mitt og for at han klarte å overbevise meg om at dette var oppgaven å satse på. Jeg vil rette en ekstra stor takk til min biveileder Benjamin Robson for god veiledning, deling av kunnskap og alltid ta seg tid til å svare på mine spørsmål når jeg har stått fast. Du har lært meg mye om fjernanalyse. En stor takk til biveileder Liss Marie Andreassen for god veiledning, deling av kunnskap, hjelp til anskaffelse av data og hennes nyttige tilbakemeldinger. Jeg vil også takke Liss og NVE for at jeg fikk mulighet til å arbeide på deres kontorer i Oslo. Takk til Pål Ringkjøb Nielsen for nyttige tilbakemeldinger og dere andre på Institutt for Geografi som alltid har hatt en dør åpen.

Takk til BKK for deres økonomiske bidrag. Det har gitt meg friheter under min tid som masterstudent jeg ikke hadde fått mulighet til uten.

En stor takk til medstudent Max Koller for fine turer i felt sammen, hans hjelpsomhet og hans gode humør. Takk til Simen for at han ble med til Hardangerjøkulen, og jeg vil også takke mine andre medstudenter for fine stunder sammen de siste to årene.

En spesiell takk til Karina, som alltid har troen på meg og har støttet meg gjennom de mest hektiske stunder og til mamma, pappa og søster som alltid stiller opp og har troen. Takk!

Bergen, 15. mai 2015

Marius Flagtveit Smistad

Sammen drag

Breer kan være gode indikatorer på klimaendringer, og er viktig for Norges vannkraftverkproduksjon da avrenning fra breer gir mulighet til å produsere elektrisitet. Platåbreen Hardangerjøkulen, lokalisert på hovedvannskille mellom Vest- og Øst-Norge har opplevd signifikante endringer i areal og volum de siste 100 årene forårsaket av lokale klimatiske endringer. Sima kraftverket, lokalisert i Eidfjord Kommune, kan bli påvirket av breendringene fra Hardangerjøkulen i fremtiden, da etter hvert som breen minker, vil deler av avrenningen skifte retning mot øst - i motsatt retning fra Simakraftverket noe som kan påvirke lokal industrivirksomhet. Basert på fjernanalytisk data av breens areal og beregning av volumendringer siden 1920 til i dag, ser vi at breens areal har minket med -30,9 % og volumendringene viser en nedgang på -6,5 % fra 1961 til 2010. En økning i areal og volumendring er observert fra slutten av 1980-tallet til slutten av 1990-tallet-begynnelsen av 2000-tallet, forårsaket av en sterk positiv NAO-indeks som førte til mye vinternebbør. Vestsiden av Hardangerjøkulen, inndelt etter dreneringsbassenget, viste større endringer enn østsiden, forårsaket av klimatiske forskjeller. Automatisk kartlegging av Hardangerjøkulens areal er utført ved å anvende to ulike klassifiseringsmetoder- objekt-basert-bildeanalyse og piksel-basert-bildeanalyse med syv ulike Landsat-scener mellom 1984-2014 hvor den førstnevnte ga 2 % bedre resultater. «Lille istid» maksimum grenser ble forsøkt kartlagt ved hjelp av historiske kart, tidligere studier, observasjoner fra høyoppløselige-satellitt- og flybilder og høydekurver. I tillegg ble brehastigheten til fire utvalgte breutløp fra Hardangerjøkulen forsøkt beregnet for perioden 2013-2014. Ytterligere undersøkelser må til for at resultatene skal bli signifikante.

Innhold	
Forord	ii
Sammendrag	iii
Figurliste	vii
Tabelliste	ix
Forkortelser	x
1. INTRODUKSJON	1
1.1 Breer som indikator på klimaendringer	1
1.2 Breer i Norge	2
1.3 Fjernanalyse og GIS anvendt i glasiologiske undersøkelser	3
1.4 Formål og problemstillinger	5
2. OMRÅDEBESKRIVELSE	7
2.1 Topografi	7
2.2. Klima	10
2.3 Brehistorie	12
3. TEORETISK RAMMEVERK	14
3.1. Klima og breer	14
3.2 Definisjoner	15
3.3 Fjernanalyse og GIS som verktøy	18
3.4 Fjernanalyse som glasiologisk verktøy: bakgrunn og signifikant arbeid	21
3.4.1 Breareal	21
3.4.1.1 Objekt-basert-bildeanalyse (OBIA) og piksel-basert-bildeanalyse (PBIA).....	23
3.3.1.3 Lille istid grenser	24
3.4.2 Brevolum og overflateendringer	25
3.4.3 Brehastighet	25
4. DATA OG METODE	26
4.1 Data.....	26
4.1.1 Landsat.....	26
4.1.2 ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)...	27
4.1.3 SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre)	28

4.1.4 Flybilder	28
4.1.5 Historiske kart	29
4.1.6 DEM og mosaikk	30
4.2 Kartlegging av breareal, brevolum og brehastighet.....	37
4.2.1 Kartlegging av breens areal.....	37
4.2.1.1 Automatisk klassifisering - OBIA.....	37
4.2.1.2 Automatisk klassifisering – PBIA.....	40
4.2.1.3 Manuell kartlegging	40
4.2.1.4 Kartlegging av Lille istid maksimum morener	41
4.2.2 Beregning av breens volum- og overflateprofil	41
4.2.3 Måling av breens hastighet	41
5. RESULTATER.....	43
5.1 Arealendringer på Hardangerjøkulen basert på tre ulike metoder.....	43
5.1.1 Arealendringer	43
5.1.2. Resultater fra OBIA og PBIA	47
5.1.3 Lille istid maksimum målt med fjernanalyse.....	49
5.2 Volum- og overflateendringer på Hardangerjøkulen fra 1961 til 2010.....	50
5.3. Endringer vest/øst	54
Tabell 7. Prosentvis volumendring vest/øst for inndelte perioder og gjennomsnittlig.....	56
5.4 Breens bevegelse mellom 2013-2014.....	56
5.5 Korrelasjon med klimatisk data og in-situ data	57
5.5.1 Korrelasjon med klimatisk data	57
5.5.1.1 Sammenheng mellom breareal og temperatur for perioden 1920-2014.....	59
5.5.1.2 Sammenheng mellom breareal, nedbør og NAO	60
5.5.2 Korrelasjon med in-situ data	63
6. DISKUSJON.....	64
6.1 Feil og usikkerhet i data brukt i denne undersøkelsen.....	64
6.1.1 Snø-, skygge og skydekke.....	64

6.1.2 Systematiske feil i datatidsserien for breareal	68
6.1.3 Systematiske feil i datatidsserien for brevolum	69
6.2 Usikkerhet i klassifisering og digitalisering av breareal	71
6.2.1 Automatisk klassifisering.....	71
6.2.2 Manuell kartlegging	73
6.2.3 Høyoppløselig satellittbilder sammenlignet med Landsat-bilder	74
6.2.4 Kartlagt Lille istid maksimum	75
6.4 Målt brevolum- og høydeendringer	76
6.5 Endringer i areal og volum vest/øst basert på dreneringsbasseng	79
6.6 Feil i resultat fra utregnet brehastighet	79
6.7 Forsinkelser mellom klimaavvik og brerespons	81
6.8 Drivkraft ansvarlig for klima- og breendringer	83
6.9 Resultater sammenlignet med andre studier av Hardangerjøkulen	83
6.9.1 Breareal	83
6.9.2 Brevolum.....	84
6.10 Fordeler og ulemper med fjernanalytiske undersøkelser av breer i Sør-Norge – erfaringer fra denne undersøkelsen.....	85
6.11 Trender.....	86
6.11.1 Klimatiske- og glasiologiske trender i Norge	86
6.11.2 Glasiologiske trender fra Alpene, Østerrike, og New Zealand, sammenlignet med Hardangerjøkulen.....	87
6.12 Framtiden til Hardangerjøkulen.....	88
6.13 Påvirkning i turisme og økonomi som følge av endringer på Hardangerjøkulen forårsaket av klimaendringer	89
7. KONKLUSJON.....	90
8. FORSLAG TIL VIDERE ARBEID.....	92
9. REFERANSER.....	94
APPENDIKS.....	101

Figurliste

Figur 1. Kumulativ massebalansemålinger for perioden 1963-2010 for utvalgte Norske breer, fra den mest maritime breen; Ålfotbreen, til den mest kontinentale; Gråsubbreen (figur hentet fra Åkesson, 2014).	3
Figur 2. Bilde av Rembesdalsskåka, september 2013 tatt fra helikopter.	7
Figur 3. Istykkelse og bunntopografi fra 2010.	8
Figur 4. Oversiktskart over Hardangerjøkulen.....	9
Figur 5. Gjennomsnittlige nedbør og temperatur målinger, månedlige fra normalperioden 1961-1990, Finse målestasjon. Figuren nedlastet fra klima.met.no	11
Figur 6. Vindrose, frekvensfordeling av vindretning for perioden 1969-1994 på Finse for månedene jan, feb, mar, apr, nov og des. Figuren nedlastet fra klima.met.no.	11
Figur 7. Utsnitt av området ved Rembesdalsskåka. Morenelinjer indikert med tykke svarte linjer (Liestøl, 1962).....	12
Figur 8. Fjernanalytiske instrumenter og plattformer (Jensen, 2007).	16
Figur 9. Når en bruker papir er det ofte vanskelig å skille romlige og midlertidige landform mønstre. Lagdeling av GIS (Napieralski et al., 2007).....	17
Figur 10. Seksjoner av det optiske- og mikrobølge spekteret, og båndlengde til Landsat ETM+, ASTER og aktiv mikrobølge sensorer (Raup et al., 2007; Kargel et al., 2014).	19
Figur 11. Grafisk illustrasjon av Landsat programmet fra EROS (Wulder et al., 2012).	20
Figur 12. Tre bilder av Hardangerjøkulen med ulike båndkombinasjoner vist med Landsat 8 bilde fra 2014.	21
Figur 13. Flytdiagram for den generelle prosessen av de to automatisk klassifiserings teknikkene (Albert, 2002).	22
Figur 14. Utsnitt av Hardangerjøkulen som viser de to ulike segmenteringsverdier	24
Figur 15. Bølgelengdeverdier (x-akse) for båndene til Landsat 8 OLI sensor, sammenlignet med båndene til Landsat 7 ETM+ sensor.	26
Figur 16. ASTER sine to satellitter med mulighet til å kombinere bildene til stereobilder(Toutin, 2002).....	28
Figur 17. Historisk kart av Hardangerjøkulen tegnet en gang i perioden 1908-1935.....	30
Figur 18. Flytdiagram for metoder brukt ved generering av DEM fra ASTER-bilder (Toutin, 2011). Den venstre kolonnen viser metodene brukt i denne undersøkelsen.	33
Figur 19. Punktdiagrammet med høydeforskjellene mellom DEM2004 og DEM2013 etter co-registrering	34

Figur 20. Multiresolution flyttdiagram hentet fra eCognition user manual (2013).....	38
Figur 21. OBIA av Hardangerjøkulen i eCognition.	40
Figur 22. Graf av arealendringer	45
Figur 23. Arealendringer (km ²) for Hardangerjøkulen for utvalgte år mellom 1920-2014.	46
Figur 24. Graf med resultater fra de automatiske klassifiseringsmetodene av Hardangerjøkulens areal, sammenlignet med manuell digitalisering.	47
Figur 25. Forskjeller i kartlegging mellom de ulike kartleggingsmetodene av breareal.....	48
Figur 26. Kartlegging av Lille istid maksimum	50
Figur 27. Graf av brevolumendringer på Hardangerjøkulen.....	51
Figur 28. Overflateendringer mellom DEM2004 og DEM2010 på Hardangerjøkulen. En større endring er synlig på vestsiden	52
Figur 29. Overflateendringer mellom DEM1995 og DEM2010 på Hardangerjøkulen.	53
Figur 30. Hardangerjøkulen delt opp i vest/øst ut i fra dreneringslinjene	54
Figur 31. Graf av korrelasjon mellom Finse og Bergen Florida målestasjon for klimaperioden 1957-1990.....	58
Figur 32. Sammenhengen mellom målt areal til Hardangerjøkulen og lufttemperatur for perioden 1920-2014.....	60
Figur 33. Sammenhengen mellom kartlagt arealendring til Hardangerjøkulen, nedbør og NAO (data fra Hurrel, 2014) for perioden 1920-2014.....	62
Figur 34. Sammenhengen mellom arealet og volumet til Hardangerjøkulen med massebalansen	63
Figur 35. To Landsat-bilder av Hardangerjøkulen fra 1998 og 2014 som viser ulik mengde sesongsnø	66
Figur 36. To ulike Landsat 5 bilder av Hardangerjøkulen fra 2011 med 1 måneders mellomrom. Utsnitt av østsiden markerer store forskjeller i sesongbasert snø.....	67
Figur 37. 10 faste høydepunkt sammenlignet med DEM2010.....	70
Figur 38. Hvor bre møter omkringliggende landskap; hva skal inkluderes som bre	72
Figur 38. Manuell deling av sesongsnø og bre.....	72
Figur 40. Leirbottskåka etter og før bruk av median filter Kernel 3x3. venstre: Støy fjernet med Kernel 3x3 median filter. Høyre: Støy ikke fjernet etter klassifisering	72
Figur 41. Antakelser på utstrekningen til Lille Istid maksimum. Utsnitt av østsiden på Hardangerjøkulen.	75
Figur 42. Helningsgradmodell av DEMSK.....	77

Figur 43. DEM2010 og DEMSK sammenlignet for å få frem usikkerheten i data fra Kartverket.....	78
Figur 44. Brebevegelser på Rembedalskåka.	80
Figur 45. Trenden for sommertemperatur fra 1920 til i dag.	86
Figur 46. Modellert brevolum av Hardangerjøkulen for perioden 1905 til 2100 (Giesen og Oerleman, 2010).....	88

Tabelliste

Tabell 1. OBIA sammenlignet med PBIA en studie av breer på 4 ulike tilnæringsmåter i tre testområder (Canada, Grønland og Himalaya) (Rastner et al., 2014).	24
Tabell 2. Oversikt over Landsat-serien	27
Tabell 3. Flybilder -viser dato for datafangst, type kamera/brennvidde, målestokk på flybildene, flyhøyde, serie og dekning av flybilder.....	29
Tabell 4. Oversikt over kart/satellittdata brukt i denne undersøkelsen.	36
Tabell 5. Endringer av breareal på Hardangerjøkulen mellom 1920-2014 inndelt i ulike perioder.....	44
Tabell 6. Prosentvis arealendring for vest/øst i inndelte perioder. Årlig gjennomsnittlig endring basert på beregninger fra inndelte perioder.....	55
Tabell 7. Prosentvis volumendring vest/øst for inndelte perioder.	56
Tabell 8. Målt hastighet for fire utvalgte utløpsbreer på Hardangerjøkulen	56
Tabell 9. Oversikt over værstasjoner brukt i denne undersøkelsen.....	58
Tabell 10. Deler av breen dekket av skygge og skydekke (i %).	
Tabell 11. Root mean square error (RMSE) av DEMer brukt i denne undersøkelsen.....	69
Tabell 12. Oversikt over fordelene og ulempene med PBIA og OBIA (Rastner et al., 2014). 73	
Tabell 13. Manuell digitalisering av brearealet med Landsat-bildene, kartlagt to ganger med måneder mellomrom uten referanse	74
Tabell 14. Volumverdier vist i m ³	76
Tabell 15. Resultater fra Giesen (2009) av tre utløpsbreer på Hardangerjøkulen, sammenlignet med funnene for denne undersøkelsen.....	81
Tabell 16. Manuell digitaliserte arealendringer målt i denne undersøkelsen sammenlignet med data fra NVE (Andreassen, et al., 2012).	84

Forkortelser

°C	Grader Celsius
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
DEM	Digital elevation model/Digital høydemodell
ETM+	Enhanced thematic mapper plus
GCP	Ground control points
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
mm/m/km	millimeter/meter/kilometer
m ² /km ²	Kvadratmeter/kvadratkilometer
m ³ /km ³	Kubikkmeter/kubikkilometer
moh.	meter over havet
m w.e	meter water equivalent
NAO	Nord Atlantisk Oscillasjon
NDSI	Normalized- Difference Snow Index
NDVI	Normalized-Difference Vegetation Index
NVE	Norges vassdrags- og energidirektorat
OBIA	Object-based-image analysis/Objektbasert klassifisering
OLI	Operational Land Imager
PBIA	Pixel-based-image analysis/Pikselbasert klassifisering
RMSE	Root mean square error
SAR	Synthetic aperture radar
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
TIR	Thermal infrared
TM	Thematic mapper

SWIR	Short – wave infrared
VNIR	Visible and near-infrared

1 INTRODUKSJON

1.1 Breer som indikator på klimaendringer

I følge Vaughan et al., (2013) er isbreer gode indikatorer på klimatiske endringer og er i stor grad viktig å overvåke da det vil være de lokale isbreene som vil bidra mest til økning av havnivå det neste århundre. Ved hjelp av direkte målinger (*in-situ*) og fjernanalytiske målinger fra satellitter og andre plattformer, har man observert endringer i klimasystemet i nesten 200 år. Globale observasjoner av breer startet på midten av 1800-tallet med instrumentelle målinger for temperatur, mens de mer omfattende og detaljerte observasjonene av breer er tilgjengelig fra 1950 og frem til i dag. Siden 1950 har atmosfæren og havet blitt varmere, snø og is har minsket, havnivået har steget og konsentrasjonen av drivhusgasser i atmosfæren har økt (Vaughan et al., 2013). I verste fall blir det estimert at havnivået vil stige med 58,3 meter hvis innlandsisen på Antarktis smelter og 7,36 meter hvis innlandsisen på Grønland smelter. Smelter alle isbreene globalt, vil havet stige med 0,41 meter (Vaughan et al.). Det lokale klimaet fastsetter akkumulasjonsprosesser som f.eks. snø, snøras, rimformasjon, frost og regn i tillegg til ablasjons prosesser (f.eks. smelting og avrenning, fordamping, vind, kalving). Kombinert, blir dette summert via massebalansen til breen (Imhof et al., 2012). Det har forårsaket at breer over hele verden har mistet areal og masse med få unntak hvor breen har økt (e.g., Oerlemans, 2005). Til tross for en økning i massebalansen, noe som antyder en økning i vannsyklusen (vann samlet på jorden i alle faser) ser vi også en økning i sensitiviteten massebalansen har til temperatur og nedbør. Det har resultert i stigende tilskudd av breers påvirkning til økning av havnivå fra 0,15 mm/årlig i 1961-1976 (10% av total havnivå økning) til 0,41 mm/årlig i 1988-1998 (27% av total havnivå økning) (Dyurgerov, 2003). Breers bidrag til havet har altså potensial til å stige globalt på grunn av økende snøakkumulering mulig forårsaket av antropogene tilskudd av CO₂ til atmosfæren som påvirker temperaturen (Vaughan et al., 2013). Lufttemperatur påvirker i stor grad endringer på breen, da det er relatert til balansen i stråling, varmetransport og det kontrollerer om nedbøren kommer i fast form eller flytende form. Endringer i massebalanse over flere år, forårsaker endring i volum og overflateprofil som videre fører til deformering og glidning av isen. På grunn av isens dynamiske reaksjon, vil utslaget bli at breen endrer seg i lengde (areal) og at breen blir tynnere og tykkere (Kargel et al., 2014).

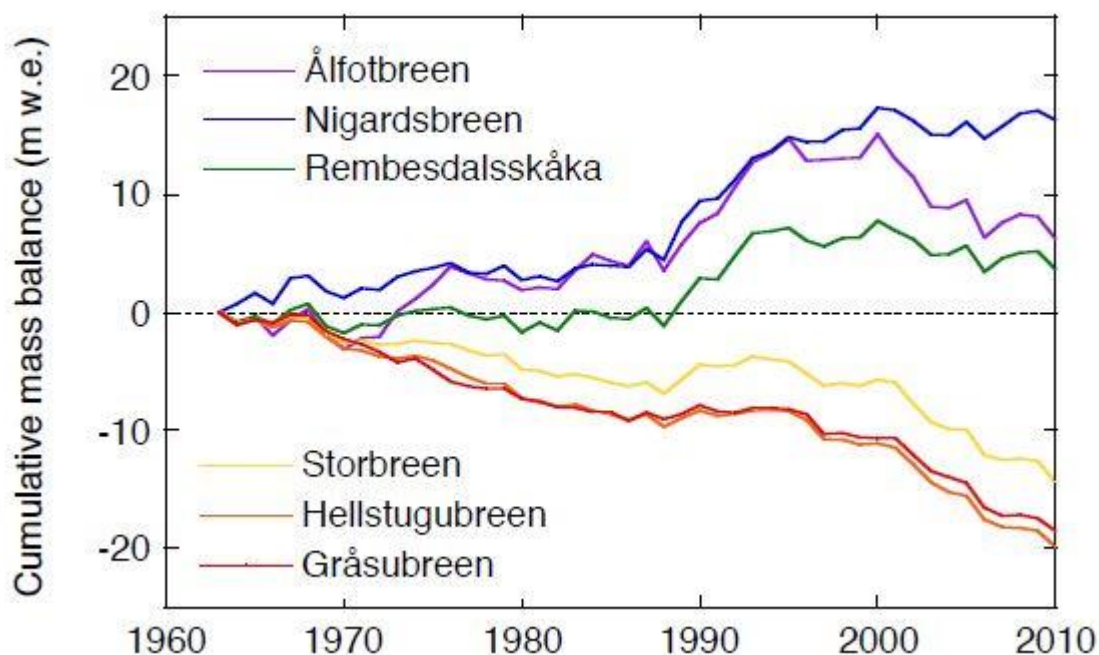
1.2 Breer i Norge

Det totale brearealet i Norge er 2692 km² basert på Landsat-bilder fra 1999-2006 hvor den største delen er lokalisert i Sør-Norge (1523 km², 57 %) (Andreassen et al., 2012). Breer er en viktig vannressurs i Norge da 15 % av Norges elektrisitet stammer fra avrenning fra nedbørsfelt delvis dekket av bre (Winsvold et al., 2014) derfor er massebalansen i stor grad viktig for alle breer. I tillegg har breene også estetiske verdier, spesielt i forhold til turisme. Breer i Norge bidrar altså til samfunnsnyttige formål og er hensiktsmessig å overvåke især i forbindelse med fremtidige endringer av breers avrenning og konsekvensen det vil ha for vannkraftverkene.

Sima kraftverk i Eidfjord kommune, Hordaland består av to vannkraftstasjoner; Lang-Sima og Sy-Sima kraftverk. Sy-Sima har Rembedalsvatnet (figur 4) som inntaksmagasin og har Norges største turbiner. Statkraft er største eier, 65 %, og har driftsansvaret. De andre eierne er BKK (ca 26%) og Sunnhordaland Kraftlag (ca 9%) (Rosvold, 2015). Hardangerjøkulen er Norges sjette største bre og har innvirkning på samfunnet med tanke på bl.a. vannkraft og turisme. Ikke desto mindre, bidrar kraftverket til arbeidsplasser i lokalmiljøet og Norge.

På 1930- og 1940-tallet trakk breer seg tilbake de fleste steder i Norge som følge av en kombinasjon av høy sommertemperatur og lav vinternedbør (Laumann og Nesje, 2009). I motsetning til trenden vi så da, økte breene i Norge på 1990-tallet betraktelig forårsaket av mye vinternedbør (Nesje, 2005). Siden år 2000, har trenden igjen snudd, da vi ser hurtigere tilbaketrekking enn noen gang, hovedsakelig på grunn av høy sommertemperatur og en lengre ablasjonssesong (Laumann og Nesje, 2009). Felles for alle breene i Norge siden 2001, er nedsmelting. Globalt gjelder det samme for hele det 20-århundre, med unntak av flere maritime breer som har rykket frem i enkelte perioder (Andreassen et al., 2012).

Rembedalsskåka blir ut i fra figur 1 betraktet som en maritim bre da kumulative vannekviddistans (m w.e.) målinger er positiv fra slutten av 1980 tallet frem til i dag. Hardangerjøkulen har vært gjenstand for systematiske massebalanseundersøkelser og målinger i over 50 år startet i 1963 av Norges Polarinstitut før Norges vassdrags og-energidirektorat (NVE) tok over målingene i 1987 (Andreassen et al., 2012). Deler av Hardangerjøkulen ble forsøkt kartlagt allerede i 1848 og 1864 (rektangelkart) og senere mer utfyllende og nøyaktig i 1920-25 (gradteigskart).



Figur 1. Kumulativ massebalansemålinger for perioden 1963-2010 for utvalgte Norske breer, fra den mest maritime breen; Ålfotbreen, til den mest kontinentale; Gråsubreen (figur 3). (data fra NVE, figur hentet fra Åkesson, 2014).

1.3 Fjernanalyse og GIS anvendt i glasiologiske undersøkelser

Fjernanalytiske metoder og geografiske informasjonssystem (GIS) er ideell for storskala kartlegging av f.eks. store kontinentale isdekker på Grønland og i Antarktisas. Metodene er også nyttig for kartlegging av isbreer, da man har global satellittdekning av jordoverflaten, noe som gir muligheter til å undersøke fjerntliggende breer hvor det er vanskelig å gjøre direkte målinger. Avanserte analyseringsprosesser blir brukt til å kartlegge endringer av isbreer som f.eks. automatiske analyser basert på piksler og objekter fra bilder. Optiske satellitt-bilder har vist seg og være effektiv og nyttig i forbindelse med overvåking av breer (e.g Paul et al., 2013a; Winsvold et al., 2014), derfor ble bl.a. satellittdata brukt i denne undersøkelsen. Ved bruk av optiske sensorer til kartlegging av breareal og brevolum, må ulike kriterier oppfylles før de kan anvendes i analyseringsprosesser; de skal helst korrespondere med slutten av ablasjonsperioden september, tidlig oktober, sesongbasert snø i områdene rundt breen må være minimal for at det enkelt skal kunne være mulig å skille mellom snø og is, ved bruk av optisk sensorer må også skydekke være minimalt og gridstørrelsen må være hensiktsmessig (Rabatel et al., 2005). Satellittdata basert på radar, har ikke samme forutsetningene og har fordelen med å være uavhengig av dagslys og skydekke. Synthetic aperture radar (SAR) mikrobølger penetrerer gjennom skyer og tørr snø men kan fungere dårlig for kartlegging av breomkrets da kontrasten ikke er god nok mellom morene utenfor

breens margin og breen (Jaenicke et al., 2006). En studie utført av Kelly (2002), tok i bruk SAR-bilder til å overvåke Hardangerjøkulens likevektslinje i perioden 1995/96 med gode resultater sammenlignet med undersøkelsene gjort i felt av NVE. Med tanke på at breer også er en viktig vannressurs, er det av stor interesse å estimere volumet til breer. Digitale høydemodeller (DEM) generert gjennom fotogrammetri og LIDAR-scanning, kan for eksempel brukes for å innhente informasjon om volum- og overflateendringer (e.g. Andreassen et al., 2002; Kaab, 2008). Det er viktig å merke seg at innflytelse på anvendte metoder vil variere avhengig av bretype og omgivelser, derfor vil DEM kvaliteten variere i relasjon til anvendt metode, tid og sted (Paul et al., 2013b).

I denne undersøkelsen av brehistorien til Hardangerjøkulen fra 1920 til i dag, er fjernanalytisk data innhentet med formål om å studere endringer i areal (km^2), volum (km^3), overflateprofil (m) og hastighet (meter per år). I tillegg er klimadata brukt for å korrelere endringene i areal og volum til endringer i klima. Resultatene er sammenlignet med tidligere fjernanalytiske studier av Hardangerjøkulen (Andreassen et al., 2012) og modeller (Giesen og Oerlemans, 2010; Åkesson, 2014), i tillegg til studier gjort *in-situ* (i felt) (Nesje og Dahl, 1991; Hauge, 2001; Giesen, 2009; data fra NVE).

1.4 Formål og problemstillinger

Formål

Oppgaven har et metodisk fokus med formål om å utforske mulighetene til å ta i bruk fjernanalyse og geografiske informasjonssystem som verktøy for å undersøke endringer på platåbreen Hardangerjøkulen gjennom de siste 100 årene. En undersøkelse av «Lille istid» maksimum morenegrenser og brehastigheten til fire utløpsbreer mellom årene 2013-2014 på Hardangerjøkulen er også forsøkt kartlagt med fjernanalytiske metoder.

Problemstillinger:

1. Kan man ved hjelp av fjernanalyse og GIS, kartlegge endringer i breareal, brevolum og brehøyde på Hardangerjøkulen fra de siste 100 årene?
2. Hvilke av de automatiske klassifiseringsmetodene objekt- og pikselbasert, egner seg best til å kartlegge Hardangerjøkulens areal?
3. Hvordan har lokale klimaendringer påvirket breareal- og- brevolumendringer på Hardangerjøkulen de siste 100 årene?
4. Kan man ved hjelp av fjernanalytiske metoder, kartlegge «Lille Istid» maksimum areal av Hardangerjøkulen?
5. Er det mulig å beregne brehastigheten med fjernanalyse mellom årene 2013-2014 fra fire utvalgte breutløp på Hardangerjøkulen?

Kartlagte arealendringer på Hardangerjøkulen kan deles opp i tre tidsperioder: Fra Lille istid maksimum til 2014, basert på manuell kartlegging; fra 1920 til 2014, basert på manuell kartlegging; og fra 1984 til 2014 basert på de to automatiske klassifiseringsmetodene. Volum- og overflateendringene er basert på tidsperioden 1961 til 2010 og brehastigheten på fire utvalgte utløpsbreer er basert på tidsperioden 2013-2014. Klimaendringene sammenlignes med tidsperioden 1920-2014 for breareal og *in-situ* massebalansemålingene sammenlignes med breareal og brevolum for tidsperioden 1963-2014.

I kapittel 2 presenteres Hardangerjøkulen som studieområdet, i tillegg til en kort oppsummering av brehistorien fra Lille istid til i dag. Kapittel 3 gir en kort innføring av det teoretiske rammeverket for denne undersøkelsen. Kapittel 4 presenterer datamaterialet benyttet i denne undersøkelsen, metodene benyttet til å framstille digitale høydemodeller og anvendte metoder til å fremstille resultatene. Kapittel 5 presenterer resultatene, hvor klimatiske data og *in-situ* massebalansedata også vil bli sammenlignet med areal- og volumendringer. I kapittel 6 diskuteres datamaterialet anvendt i undersøkelsen, metodene og resultatene, i tillegg

vil resultater fra andre undersøkelser av Hardangerjøkulen, bli satt opp mot resultatene fra denne undersøkelsen. Klimatiske og glasiologiske trender vil bli diskutert og hvilke framtidssikter Hardangerjøkulen har. Kapittel 7 oppsummerer de viktigste resultatene basert på problemstillingene, før til slutt, ulike eksempler til videre forskning av Hardangerjøkulen presenteres i kapittel 8.

2 OMRÅDEBESKRIVELSE

2.1 Topografi

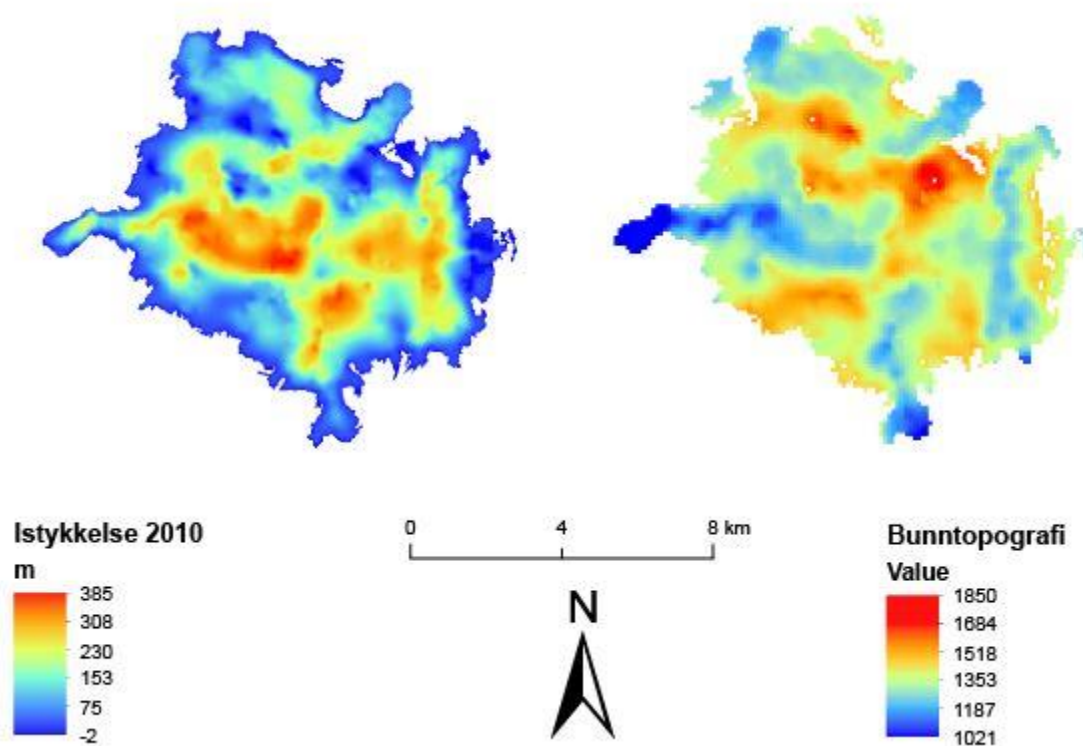
Hardangerjøkulen er lokalisert i Ulvik og Eidfjord kommuner, Hordaland, lengst nord på Hardangervidda mellom Bergensbanen og Simadalen ca. 150 km fra vestkysten (figur 4). Den er Norges sjette største bre og blir kategorisert som en platåbre med et flatt akkumuleringsområde som dekker et platå og består av flere breutløp (Andreassen et al., 2012). Basert på NVEs siste arealmålinger var arealet 71.28 km² (2003) med en bremykkelsen på opptil 380 m på det tykkeste og gjennomsnittlig ca. 150 m. Breen varierer i høyde fra ca. 1020 til 1865 moh. (figur 4). Breen er lokalisert på hovedvannskille mellom Hardangerfjorden og Hallingdalen og inngår som en del av landskapsvernområde Skaupsjøen/Hardangerjøkulen og er et tilleggende verneområde for Hardangervidda Nasjonalpark. Figur 2 viser utløpsbreen Rembesdalsskåka tatt fra helikopter.



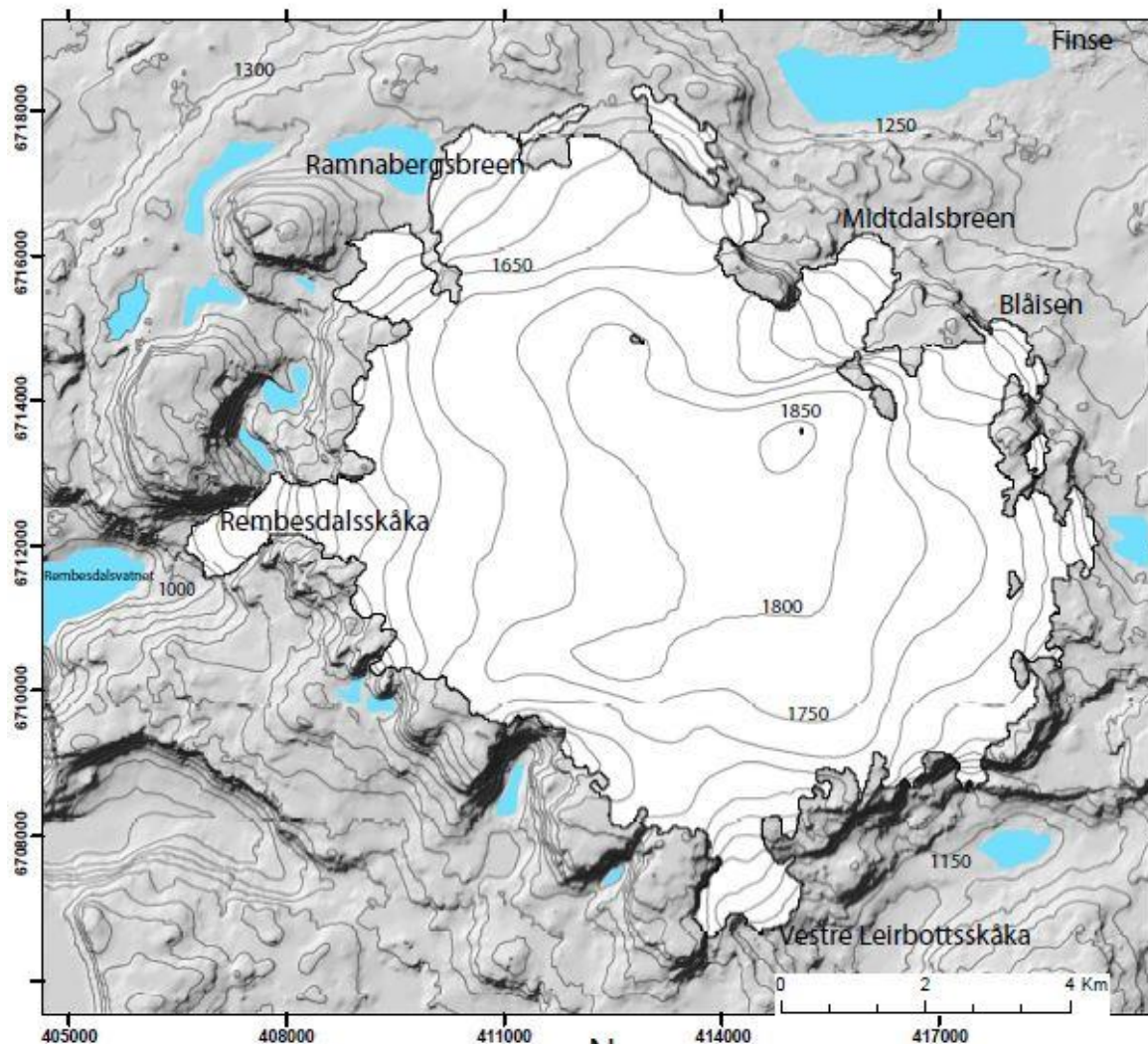
Figur 2. Bilde av Rembesdalsskåka, september 2013 tatt fra helikopter.

Data fra NVE viser bunntopografien og istykkelsen (2010) (figur 3) hvor seks store bassenger under Hardangerjøkulen er synlig. Bremykkelsen er størst i øvre deler av dreneringsområdet til Rembesdalsskåka og fyller breen en stor botn i sørvestre del av platået. Øst for Ramnabergnuten kalver breen i dag ut i et vann som har blitt betydelig større de siste årene.

Ut i fra bunntopografien, vil breen trolig fortsette å kalve tilbake enda én kilometer før berggrunnen blir liggende over dagens vannspeil (Melvold et al., 2011). Med tanke på Simakraftverket, er dette viktig informasjon, da ettersom isen fortsetter å trekke seg tilbake, vil smeltevannet i fremtiden kunne gå i en annen retning enn kraftverket i Simadalen.



Figur 3. Istykkelse og bunntopografi fra 2010, vist i meterskala (data fra NVE).

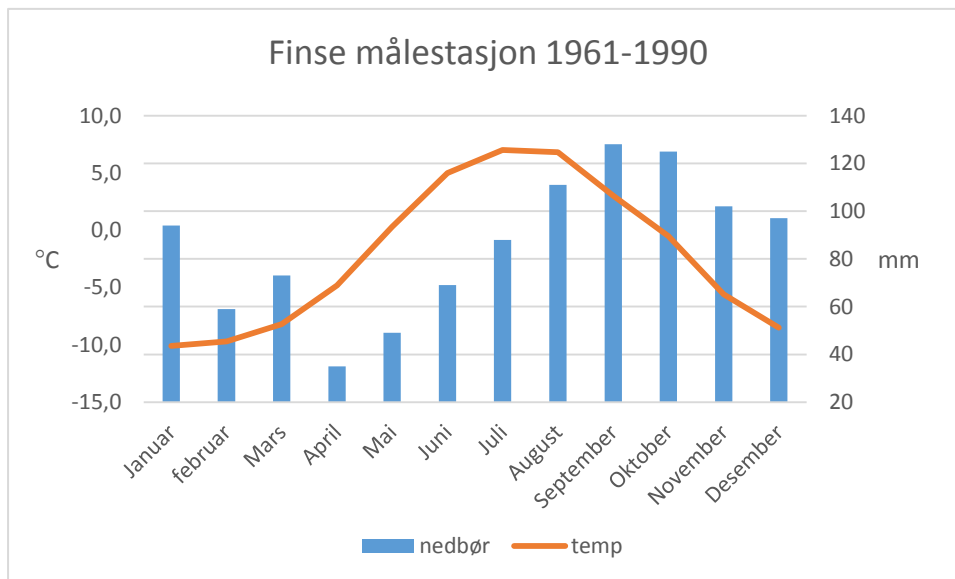


Figur 4. (øvre): Oversiktskart over Hardangerjøkulen (konstruert ut i fra idè av Giesen (2009)). Redigert skyggemodell og 50m kontur intervaller generert fra Kartverkets DEMSK og brepolygon fra 2003 (Andreassen et al 2012). Koordinatsystem UTM sone 32 (WGS84). (nederst til venstre) Navn på utløpsbreer i Sør-vest Norge og stedsnavn (polygoner nedlastet fra glims.org). (S,H,G befinner seg i Jotunheimen).

2.2. Klima

Hardangerjøkulen ligger på grensen mellom å ha et maritimt klima og kontinentalt klima. Maritime breer nær kysten har høyere masseomsetning enn breer lokalisert lengre øst i tørrere forhold. Vinternedbør er viktigst for variasjonen av maritime breer i vest, mens variasjoner i sommertemperatur påvirker kontinentale breer i øst (Andreassen et al., 2005). Mye av årsaken til endringer i vinternedbør er lav- og høytrykkene som er avgjørende for jordens temperaturfordeling. En liten men systematisk endring i utstrekning, intensitet eller bane til lav- og høytrykkene vil føre til systematiske endringer i det lokale klima. «Vestavindsbeltet» dominerer vindforholdene i Nord-Europa og er område hvor lavtrykk oppstår og forplanter seg vinterstid. Indikatoren på styrken til vestavindsbeltet for bl.a. Vest-Norge er indeksen for den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO). NAO beskriver trykkforskjellen mellom lavtrykket ved Island og høytrykket ved Azorene. Når begge trykksystemene er sterke, (høyere enn normalt lufttrykk ved Azorene og lavere enn normalt lufttrykk ved Island) er NAO-indeksen høy og når begge er svake er NAO-indeksen lav. I perioder med positiv NAO-indeks, gir det fuktig og milde vintre i sørvestlige deler av Skandinavia (Nesje, 2005). Breer vokser når den får tilførsel av snø og is og den mister masse av ulike ablasjonsprosesser (Nesje et al., 2000). Begrepet «Lille istid» refererer ikke direkte til klima, men til siste periode da breene utvidet seg globalt og fortsatte å øke til tross for at fronten av breen varierte (Grove, 2001). I følge Grove (2001) og Nesje og Dahl (2003), nådde lille istids maksimum i Skandinavia på 16- og midt 1700-tallet. Basert på lichenometriske dateringer av morener ved Blåisen, utført av Andersen og Sollid (1971) viser maksimum grense av Lille istid en alder på ca. 1750 A.D. og vil derfor bli referert til i denne undersøkelsen.

Et resultat av fremherskende vind fra nord-vest og sør-øst (figur 6) i kyststrøkene er at nedbøren blir drevet av vinden og fjellkjeden langs vestkysten fører til at nedbøren minker hurtig fra kysten til innlandet. Det fører til at breene får akkumulasjonsmønstre om vinteren (Østrem et al., 1988). Finse målestasjon (breddegrad: 60,6003, Lengdegrad: 7,501) har i klimaperioden 1961-1990 årlig nedbør på 1030 mm og årlig temperatur på -2,1 °C (figur 5).



Figur 5. Gjennomsnittlige nedbør og temperatur målinger, månedlige fra normalperioden 1961-1990, Finse målestasjon. Figuren nedlastet fra eklima.met.no

Vindrose, frekvensfordeling av vind

Vindretning deles i sektorer på 30°

Frekvensfordeling av vindhastighet i prosent %

Vindhastighet (m/s)

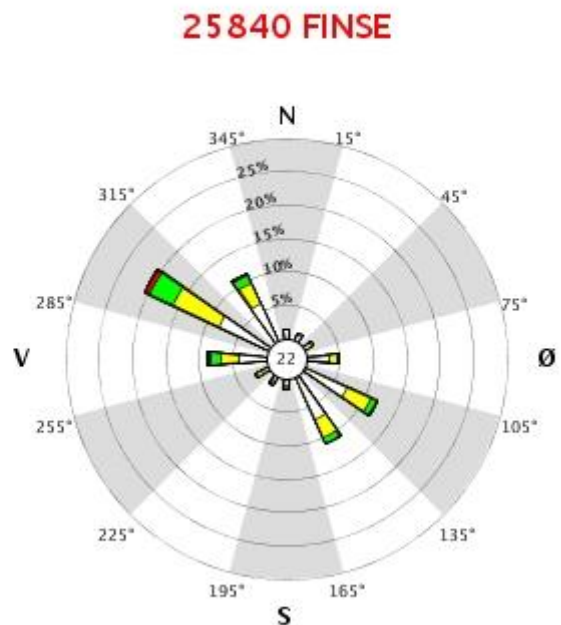
- > 20.2
- 15.3-20.2
- 10.3-15.2
- 5.3-10.2
- 0.3-5.2

Stille (%)

22



År: 1969 - 1994
 jan, feb, mar, apr, nov, des
 Tidspunkt: 1, 7, 13, 19 (NMT)



Figur 6. Vindrose, frekvensfordeling (%) av vindretning for perioden 1969-1994 på Finse for månedene jan, feb, mar, apr, nov og des. Figuren nedlastet fra eklima.met.no.

2.3 Brehistorie

Studier av Hardangerjøkulens utbredelse er beskrevet i litteraturen tilbake til holosen og frem til i dag (Liestøl, 1962; Nesje og Dahl, 1991; Dahl og Nesje, 1994; Nesje et al., 1994; Kelly, 2002; Giesen og Oerlemans, 2010; Andreassen et al., 2012)). Detaljert informasjon om holosene bresvingninger av skandinaviske breer er blitt rekonstruert og mye tyder på at Hardangerjøkulen har eksistert siden 3800 BP (Nesje og Dahl, 1991). I tråd med denne studien, vil kun tidligere resultater fra «Lille istid» og frem til i dag bli presentert.

Rembedalsskåki – den største breutløperen fra Hardangerjøkulen, gjorde et stort framstøt i midten av 1700-tallet hvor den nesten nådde helt over mot vestbredden av Rembedalsvatnet. Morenene fra denne tiden kan tydelig sees på begge sider av vannet, og videre oppover dalen mot Hardangerjøkulen indikert i figur 7 (Liestøl, 1962). Flere tydelige rygger ligger over disse, tilhørende en større brestrøm fra Hardangerjøkulen. Denne har nådd sammen med hovedisen fra vestsiden av Hardangerjøkulen (Liestøl, 1962).



Figur 7. Morenelinjer indikert med tykke svarte linjer (Liestøl, 1962)

I følge Nesje et al., (2008a) skyldes de hurtige brefremrykkene som er historisk dokumentert på tidlig 1800-tallet i Vest-Norge, en økning i vinternedbør, således nedbør som snø på breene pga. milde og fuktige vintre. Det korrelerer bra med den nord atlantiske oscillasjon på slutten av 1700-tallet og frem til midten av 1800-tallet (Nesje et al., 2008b). Nesje og Dahls (1991) undersøkelser på Blåisen viste også til en nedgang av likevektslinjen på 130 meter under Lille istids maksimum.

NVE har foretatt flere undersøkelser av isbreene på Norge Fastland. De har brukt satellittbilder fra Landsat over perioden 1999-2006 for å identifisere og kartlegge nåværende omfang av isbreer i Norge (Andreassen et al., 2012). I tillegg har NVE kartlagt is-tykkelsen og bunntopografien (Melvold et al., 2011) og som beskrevet tidligere utført massebalansemålinger og frontendringer på Rembedalskåka (Kjøllmoen et al, 2011; Andreassen et al., 2005).

3 TEORETISK RAMMEVERK

Dette kapittelet gir en kort innføring i viktige begreper og metoder som brukes i oppgaven. Formålet med kapittelet er ikke å gjøre rede for det tekniske rundt tema, men å gi leseren et overordnet innblikk i hvordan en har kommet frem til resultatene i denne undersøkelsen.

3.1. Klima og breer

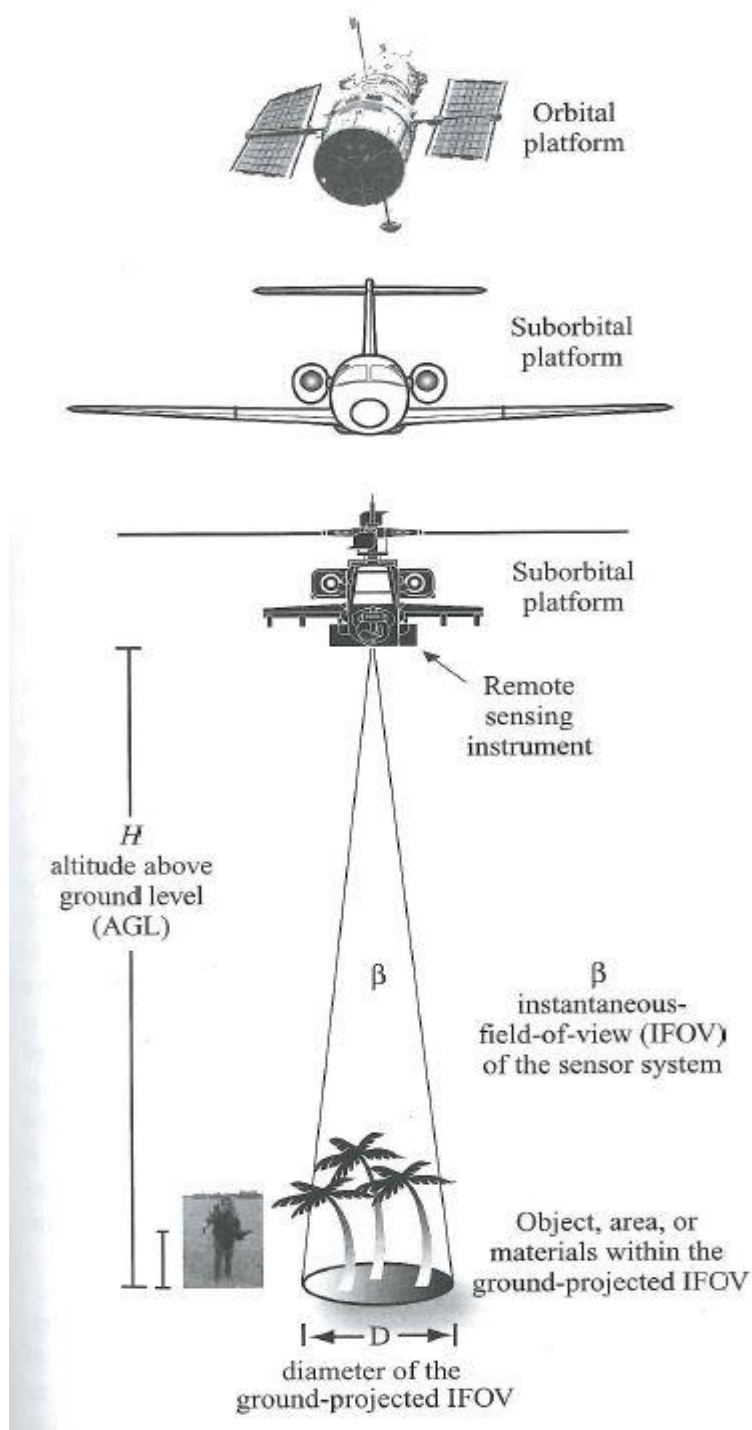
Breer spiller en avgjørende rolle i de fleste høyfjellssystemer. På grunn av sin nærhet til smelteforholdene, er is-relaterte transportsystemer spesielt følsomme for klimaendringer. I følge Paul et al., (2013a) er mye av grunnen fordi isen er på trykksmeltepunktet (tempererte breer), det vil si at overskudd av energi forårsaker smelting av isen. Isbreer regulerer geometrien (areal og overflateprofil) for å skape likevekt forårsaket av fremherskende klimatiske forhold som kontrollerer masseendringer. Dermed, transporteres flytmassen fra akkumuleringsområdet til ablasjonsområdet, separert av likevektslinjen, hvor nedsmelting blir utfallet. Indikasjoner på geometriskendring i breer som følge av en reaksjon på klimaforandringer, kan måles ved å undersøke bl.a. vertikale endringer, hastighet og størrelse/lengde. De ulike parameterne er relatert til hverandre i ulike tidsperspektiv da f.eks. årlig massebalanse er en direkte reaksjon på de fremherskende meteorologiske forholdene for et år. Endringer i breens hastighet og størrelse/lengde er et resultat av klimatiske endringer over en lengre periode, derfor vil det være vanskeligere å antyde årsakene til disse parameterne (Paul et al., 2013b). Derfor er overvåking av et dynamisk høyfjellsterreng viktig som bidrag til klimaovervåking (Kääb, 2002). Breer er som sagt også viktig knyttet til endringer i havnivå, pga. de består av en betydelig del av verdens ferskvann (König et al., 2001). Responstiden til breer blir målt ut i fra hvor lang tid det tar før breen fullfører sin justering til klimaendringer (Jóhannesson et al., 1989). Isbreers respons til klimaforandringer avhenger av geometrien og omgivelsene. For å avdekke klimasignaler inne i breen, er det nødvendig å skille mellom klimasensitivitet, og respons tiden (tiden det tar for en bre å oppnå en ny likevekt). Responstiden for brevolum er målt i forhold til tiden det tar for en bre å regulere geometrien sin som følge av klimaendringer. Det kan variere fra årtier i maritimt (fuktig-varmt) til årtusener i kontinentalt (tørt-kaldt) klima. Den kombinerte effekten av volumareal og høydeareal kan forårsake at responstiden til volum kan øke i kombinasjon med breareal (Raper og Braithwaite, 2009). Massebalansen utgjør forskjellen mellom snøakkumulasjon om vinteren og smelting av snø og is om sommeren. Konsekvensen av en positiv massebalanse kan indikere en økning av breen mens en negativ massebalanse kan

indikere en nedgang. Breens massebalanse er i hovedsak avhengig av lufttemperatur, solstråling og nedbør (Oerlemans, 2005).

3.2 Definisjoner

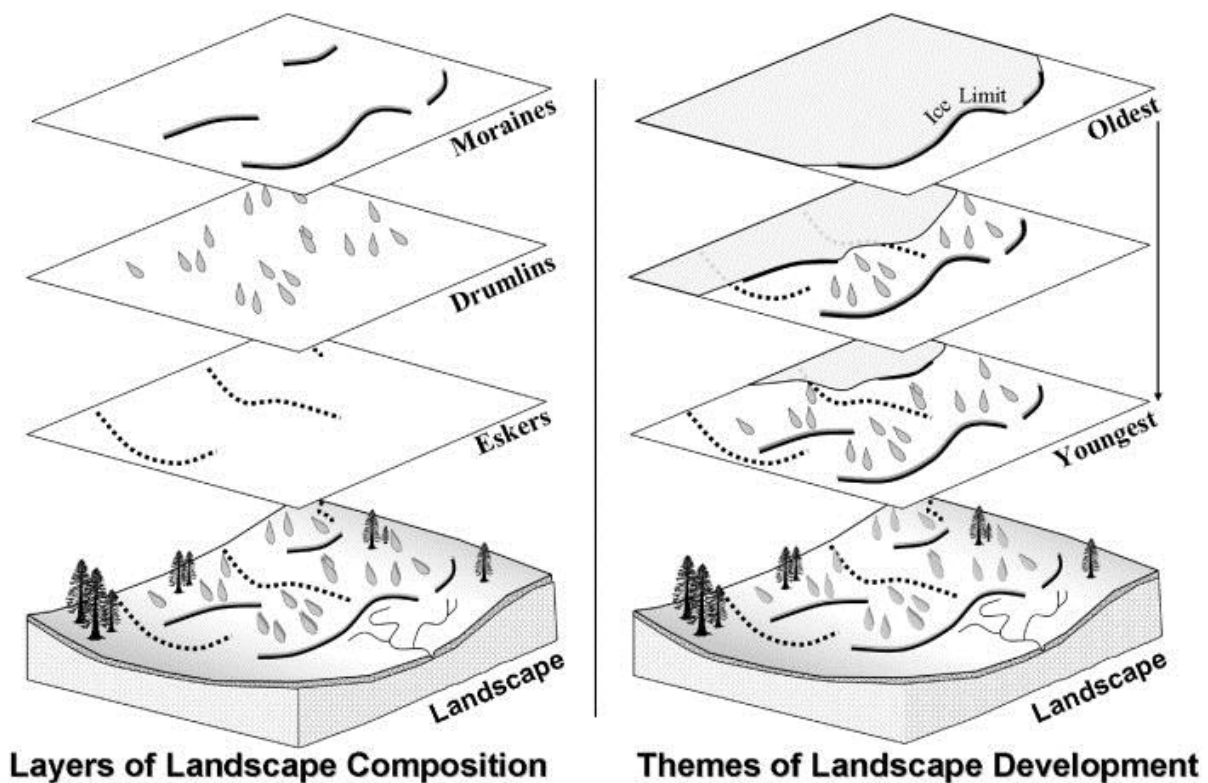
Begrepet «fjernanalyse» kommer av det engelske ordet «remote sensing» og kan defineres på flere måter. Fjernanalyse omhandler identifisering og måling av stråling i ulike bølgelengder reflektert eller avgitt fra objekter eller materiell og med mulighet for å identifisere og kategorisere i angitt klasse, substans og romlig distribusjon (Graham, 1999). En vid definisjon er «læren om objekter og fenomener uten å være i direkte kontakt fysisk». Begrepet ble først brukt i USA på 1950-tallet og blir i dag beskrevet som «*vitenskapen om identifisering, observering og måling av et objekt uten å komme i direkte kontakt med det*». Mange ulike plattformer kan brukes til å innsamle fjernanalytisk data (figur 8), hvor satellitt (e.g., Andreassen et al., 2002) og fly (e.g., Racoviteanu et al., 2009) er mye brukt for kartlegging av bre. Krimmel og Meier (1975) var blant de første til å utføre en glasiologisk undersøkelse med fjernanalyse ved å bruke ERTS- satellitten (Earth Resources Technological Satellite) til å identifisere snølinjer i fjelltrakter. Østrem (1975) var blant de første til å hevde at det var en klar sammenheng mellom likevektslinjen og massebalanse. Forfatteren brukte satellitter fra ERTS til å determinere posisjonen og høyden til likevektslinjen på breer deretter sammenligne med topografiske kart. Et lineært forhold mellom høyden til likevektslinjen på slutten av sommersesongen og netto masse balanse ble funnet (Østrem, 1975).

Remote Sensing Measurement



Figur 8. Fjernanalytiske instrumenter samler informasjon om objekter eller fenomener innenfor «instantaneous-field-of view» av sensorsystemet uten å være i direkt kontakt med det. Instrumentene kan være lokalisert rett over bakken, eller om bord fly eller i en satellittplattform (Jensen, 2007).

GIS er en forkortelse for geografiske informasjonssystem. Et GIS kan defineres som en samling av dataprogramvare og data brukt for å se og håndtere informasjon om geografiske steder, analysere romlige forhold og modellere romlige prosesser (figur 9). GIS gir rammer for innhenting og organisering av romlig data og tilhørende informasjon for visning og analysering (ESRI, 2011). GIS gir mulighet til effektivt å analysere og modellere i forskjellig skala; både tidsmessig og romlig av ulike landskapsobjekter (figur 5). Digitale høydemodeller (DEM) kan gi grunnlag for undersøkelse av landskapet tredimensjonalt med kombinasjon av satellittbilder eller flybilder (Napieralski et al., 2007).



Figur 9. Når en bruker papir er det ofte vanskelig å skille romlige og midlertidige landform mønstre. GIS gir muligheten til å dele opp landformene i ulike lag og arrangere de i forskjellige tema (Napieralski et al., 2007).

3.3 Fjernanalyse og GIS som verktøy

Fjernanalytiske instrumenter gir muligheten til å innhente informasjon om objekter eller geografiske områder uten å være fysisk tilstede. Fra da fotokameraet ble oppfunnet til dagens moderne satellitter, har man innsamlet informasjon om jordens overflate. Datainnsamling gjort i felt av forskere (*in-situ*) eller av instrumenter plassert i felt, startet derimot tidligere. Vedrørende innsamling av data innenfor glasiologi, blir denne metoden sett på som best egnet til for eksempel innsamling av massebalansedata av breer. Flybåren fjernanalyse vil derimot egne seg best til innsamling av informasjon om isdekker, tykkelse, smeltemønster og hastighet, mens fjernanalyse basert på satellitter er den eneste måten å innsamle omfattende, ensartede og jevnlig globale observasjoner av isbreer og isdekker (Raup et al., 2007).

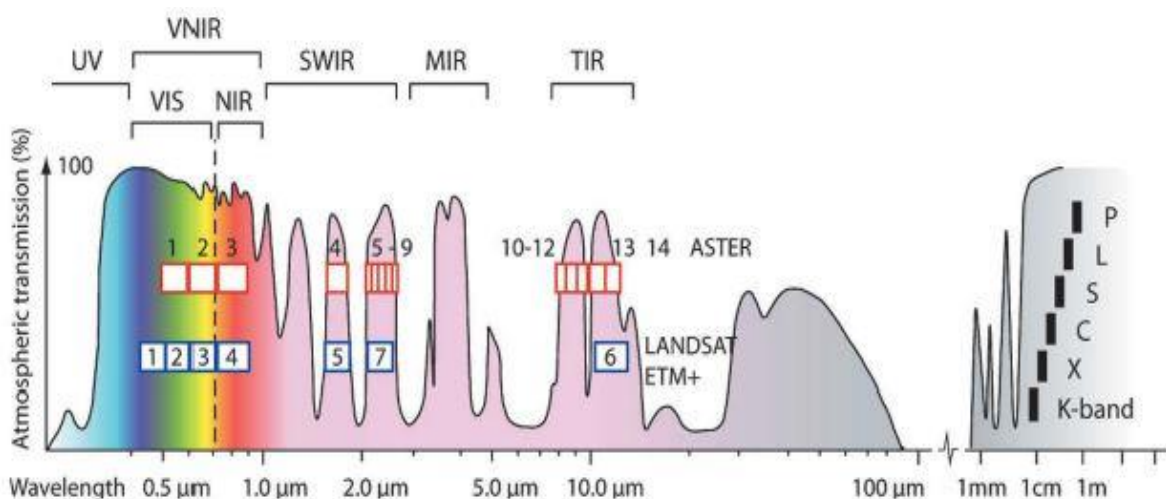
Allerede i 1908, ble fly brukt som plattform til å innhente flybilder, ikke før i 1960 med satellitten Corona, startet innsamlingen av satellittbilder (Jensen, 2007). I dag finnes det mange ulike fjernanalytiske datakilder som gir mulighet til å registrere endringer av f.eks. breer, kontinuerlig over lengre tid, da teknologien har utviklet seg til et særdeles nyttig verktøy for glasiologiske undersøkelser (e.g., König et al., 2001). Globalt, finnes det mange breer og spesielt de to største (Antarktika og Grønland) er avsidesliggende for detaljerte *in-situ* målinger og strekker seg over store områder (Raup et al., 2007). Flere fjernanalytiske storskala undersøkelser er blitt gjort på begge isdekkene (Rignot et al., 2011; Bevan et al., 2012), undersøkelser som ikke hadde vært mulig uten fjernanalyse.

Hvorvidt en isbre kan bli vellykket studert fra fjernanalyse, avhenger av det elektromagnetiske spekteret (figur 10) og romlige og tidsmessige vedtak av den eksterne data som skal brukes. Egenskapene til breen – knyttet til bl.a. albedoeffekten av breens overflate må være synlig fra luften eller verdensrommet (Gao og Liu, 2001). Optiske satellitter er som sagt avhengig av gode værforhold da den optiske linsen ikke penetrerer gjennom tett skydekke, noe som kan være et problem i et kystklima hvor det er høy luftfuktighet og mild temperatur (Raup et al., 2007, Andreassen et al., 2008).

I teorien er det lett å skille den unike spektrale signaturen av snø og is fra andre materialer i de fleste sammenhenger. I praksis derimot, er det ikke like lett. Albedoen av snø- og isoverflater forandres dramatisk med alder og støv. Spesielt langs breens kant, hvor eksponert is blir dekket av støv og utvikler et lag som ligner på de omkringliggende bremorenene. Snø og is sin refleksjon er avhengig av skråningsgrad og beliggenhet på overflaten, senitvinkel og asimut til solen, i tillegg til senitgrad og asimut til satellittsensoren. På grunn av at satellitten og solens geometri er fastsatt under bildeopptak, vil helningsgrad og beliggenhet være årsaken

til ytterlige variasjoner i refleksjonen av is målt av satellitter. Bratte isvegger og bresprekker vil være dekket av skygge og ha lav refleksjonsverdi på bildet (Albert, 2002).

Optiske satellitt-bilder kan komme i forskjellige utgaver med f.eks. ulik grad av oppløsning (Landsat 30 m; WorldView2 0,3 m; SPOT 2.5 m; ASTER 15 m), dekningsgrad og spektrale bånd (figur 10). Til tross for at enkelte satellitter har bedre oppløsning, noe som kan være en fordel for mer detaljerte studier, er dekningsgraden ofte større på satellittene med mindre oppløsning. Dette er kriterier som må diskuteres ut i fra hvilke mål man har ved anvendelse av satellittbilder. ASTER-bilder har blitt brukt til globale observasjoner av land siden år 2000, og gir muligheter for å produsere høy-oppløselige stereoskopiske bilder og detaljerte digitale høydemodeller (DEM) over breområder (Gao og Liu, 2001; Kääb, 2004). DEM generert fra ASTER-sensoren er en nyttig og gunstig måte å konstruere høydemodeller på. Sensoren har nesten global dekning og utfører et scan jorden rundt på 16 dager, og bildenes vide dekning (60 km) gjør den til en veldig nyttig ressurs for overvåking og analyse av kryosfæren.

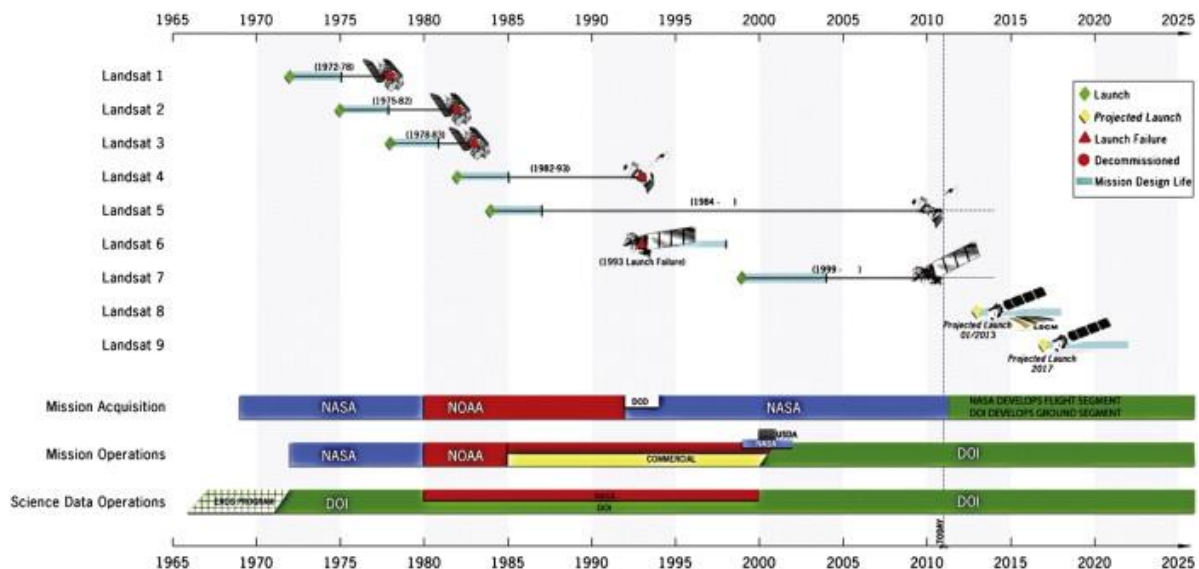


Figur 10. Atmosfærisk penetrering, seksjoner av det optiske- og mikrobølge spekteret, og båndlengde til Landsat ETM+, ASTER og aktiv mikrobølge sensorer. UV: ultrafiolett; VIS: synlige; NIR: nær-infrarød; SWIR: kortbølge infrarød; MIR: midt infrarød; TIR: termisk infrarød; P-K: radarbånd (Raup et al., 2007; Kargel et al., 2014).

DEMer representerer Jordens relieff digitalt og er viktig i flere fjernanalytiske studier innen f.eks. glasiologi og hydrologi da det gir mulighet til å undersøke volumendringer og andre parametere på breer. DEM, eller digitale høydemodeller, kommer av det engelske uttrykket «digital elevation model» og vil i denne undersøkelsen bli henvist med forkortelsen DEM. DEM fra flybilder, avhengig av skala og pikselstørrelse kan ha en vertikal nøyaktighet fra centimeter til meter og oppløsning fra meter til desimeter (Kääb og Vollmer, 2000). DEMer med større nøyaktighet kan en også oppnå med flybåren laserscanning (LIDAR), en teknikk i stadig utvikling, spesielt anvendelig for overvåking av bre og permafrost. Laserscanning

bruker en såkalt aktiv sensor; den sender ut laserpulser og gir mulighet for gode resultater over snø, i motsetning til fotogrammetri – målinger med flyfoto, som har vanskelig for å skille kontrastene i det optiske spekteret. Høydemodeller er helt nødvendig for geometrisk korrigerings i produksjon av ortofoto (Kartverket, 2014). Ortofoto er basert på flere fjernanalytiske bilder satt sammen til ett bilde, justert ved hjelp av kontrollpunkt og triangulering (Jensen, 2007). LIDAR står for «Light Detection and Ranging» og baserer seg på teknologien til laser og radar. Lidar-teknologi kan brukes til å samle høydedata som er nøyaktig, tidsbesparende og lønnsomt i ulendt terreng (Wehr og Lohr, 1999)

Landsat- serien har samlet bilder av jordas overflate siden 1972, noe som gjør det til lengste kontinuerlige anskaffet samling av rombasert observasjoner (figur 11) (Wulder et al., 2012). I dag er det to operative Landsat-satellitter som går under prosjektet «*Landsat Data Continuity Mission*» (LDCM)» hvor USGS har det overordnede ansvaret for satellittoperasjoner,



Figur 11. Grafisk illustrasjon av Landsat programmet fra EROS (Earth Resources Observation and Science) begynnelse i 1965 gjennom dagens situasjon og planlagt fremtid. Figuren viser dato for oppskytning, design og hvor lenge satellittene var operativ (Wulder et al., 2012).

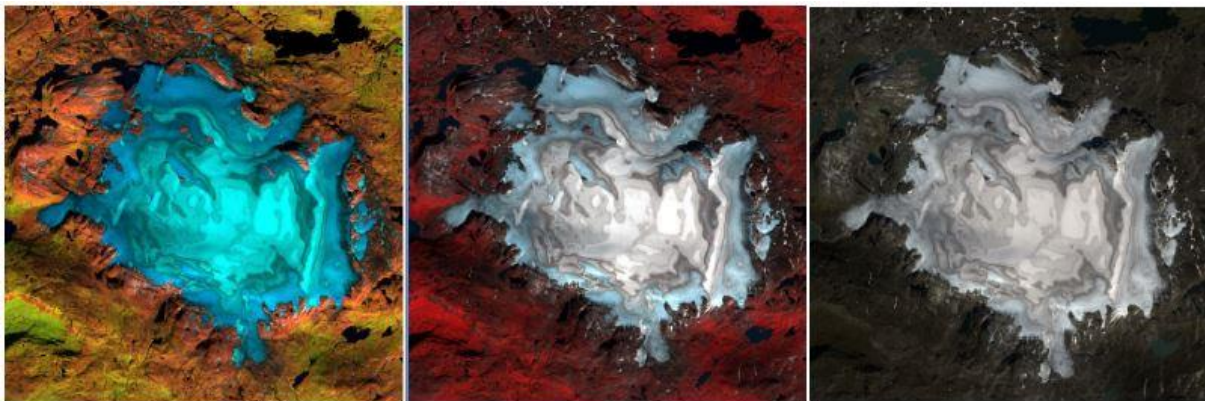
innsamling, arkivering og distribusjon av data. Satellittene Landsat 7 og 8, opererer i en nær-sirkulær, nær-polar, solsynkronisert bane, 716 kilometer over jordoverflaten. Observasjoner foregår i en 16-dagers syklus i samme bane som tidligere Landsat-satellitter 4 og 5. Data fra Landsat 7 og 8 er sammenlignbar med data fra tidligere Landsat-satellitter for undersøkelse av jordens overflate over tid (Irons et al., 2012). En endring i datapolitikken i 2008, førte til at arkivert Landsat-data holdt av United Geological Service (USGS) ble frigjort for allmennheten på internett, noe som forårsaket en drastisk økning i forskning basert på Landsat-data (Wulder et al., 2012).

3.4 Fjernanalyse som glasiologisk verktøy: bakgrunn og signifikant arbeid

3.4.1 Breareal

GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) er et internasjonalt prosjekt etablert for å tilegne seg satellittbilder fra alle verdens breer, analysere omfanget og forandringer til breene og fastsette dataforandringene. Prosjektet har gjennom sine retningslinjer for kartlegging av verdens breer, gitt en betegnende standardisert metode for prosessen. Kompleksiteten til et glasiologisk landskap kan være vanskelig å tolke for en analytiker. Med hensyn til dette har GLIMS utført eksperimenter kalt GLACE (GLIMS analysis comparison experiment) med flere deltakere for å avsløre forskjeller i tolkning av breareal som førte til at det ble utformet retningslinjer for kartlegging av bre i GLIMS analyseveiledning (Raup et al., 2007). Beste metoden for kartlegging og overvåkning av breomfang bruker den optiske delen av det elektromagnetiske spekteret (Raup et al., 2007). GLIMS prosjektet definerer en bre tilpasset fjernanalyse som: «En bre eller flerårig snømasse, identifisert av en enkel GLIMS-bre ID, består av is og snø observert i slutten av ablasjonsperioden, eller i forhold til tropiske breer, etter smelting av sesongbasert snø. Dette inkluderer alle sammenhengende kilder som bidrar med is til hovedbreen, i tillegg til deler dekket av morene (Racoviteanu et al., 2009).

Kartlegging av bre fra multispektrale bilder har blitt brukt i undersøkelser i over tre tiår (figur 13). Ved å kombinere de ulike båndene satellittene bruker, kan en enklere skille mellom for



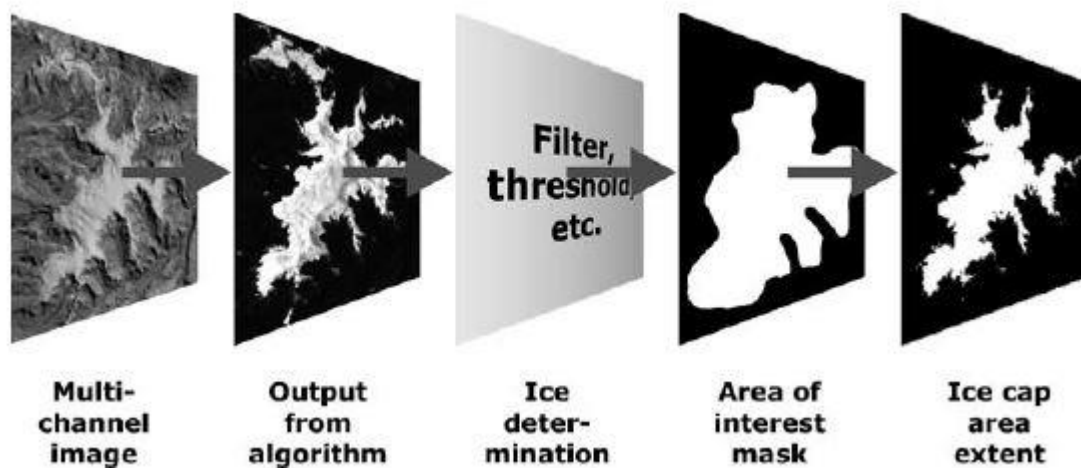
Figur 12. Landsat 8 (2014) fargesammensetning av Hardangerjøkulen. (Venstre): TM bånd swir-nir-red sammensetning av falske-farger. (midten): nir-red-green sammensetning av falske-farger. (Høyre): rød-grønn-blå sammensetning av ekte-farger.

eksempel bre/is og stein/vegetasjon (figur 12). For Landsat brukes da f.eks.

båndkombinasjonen Swir-Nir-Red (e.g., Paul, 2002; Andreassen et al., 2008; Paul et al., 2013a). Det har resultert i flere anvendelige kartleggingsmetoder hvor metodene varierer ut i fra områder og topografiske forhold, men alle metodene er basert på den lave refleksjonen av is og snø i det kortbølgete infrarøde (SWIR) spekter mot høy refleks i visuelt spekter (VIS) ved

klassifisering av bre (Dozier, 1989). Blant annet har Landsat, ASTER og SPOT disse kvalitetene (Paul og Kääb, 2005).

Mange ulike klassifiseringsteknikker blir brukt ved fjernanalytiske studier; overvåket klassifisering, ikke-overvåket klassifisering, utydelig klassifisering og satellittbånd matematikk og terskel teknikk (Albert, 2002). Normaliserte-ulikhet snø-indeks (NDSI), er en båndratio brukt til kartlegging av bre. Den er basert på de spektrale forskjellene av snø og is i den grønne synlige delen av bølgelengdene og midt infrarød ($TM2-TM5/TM2+TM5$) (Albert, 2002). Tematiske bånd TM fra Landsat blir brukt som terskel ratio og har ifølge flere (e.g., Paul et al., 2004a; Paul et al., 2004b; Andreassen et al., 2008; Paul et al., 2013b) vist seg å være en nøyaktig, hurtig og robust metode for utregning av breens areal, spesielt for ren is. Terskel ratioen $TM3/TM5$ gir best resultat når deler av breen er lokalisert i skygge- og når breen er dekket av avfall. I motsetning til mange områder i verden hvor morenedekkede breer utgjør et problem når en bruker bånd-ratio metoden, er breer i Norge generelt lite dekket av morene (Andreassen et al., 2012). Båndforholdet $TM3/TM5$ (rød/swir) har en tendens til å klassifisere vannoverflater som bre (avhengig av vannets uklarhet) i motsetning til $TM4/TM5$ (Paul et al., 2013b) mens $TM4/TM5$ har en tendens til ikke å klassifisere is og snø i skyggelagt område (Andreassen et al., 2008).



Figur 13. Flyttdiagram for den generelle prosessen av de to teknikkene. Produktet av hver klassifiseringsmetode, er filtrert på ulike måter for å finne breens areal, en maske er deretter anvendt for alle teknikkene for så å kun inkludere omgående areal av interesse (Albert, 2002).

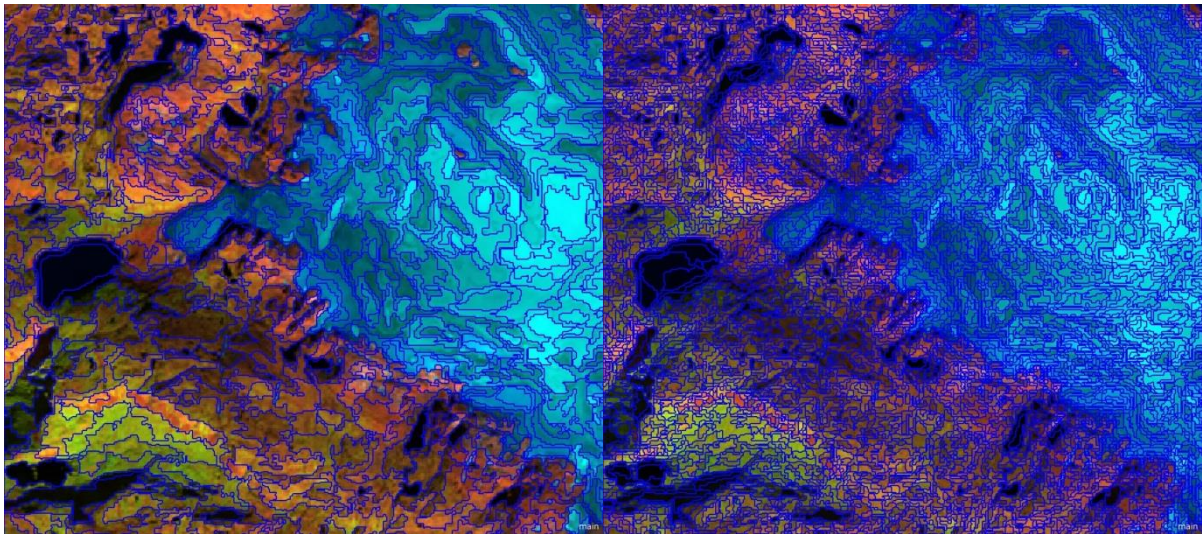
Kartlegging av breer manuelt kan være tidkrevende når en skal korrigere for feil manuelt. Automatisk klassifisering fra optiske satellitter fungerer bra for ren is, men en må ta høyde for at klassifiseringen blir ukorrekt. Dette fordi ulike overflater på breen som f.eks. vann,

sesongbasert snø og isfjell dannet fra en kalvende bre ikke inngår som en del av breen og vil bidra til ukorrekt mål av breens areal (Albert, 2002).

3.4.1.1 Objekt-basert-bildeanalyse (OBIA) og piksel-basert-bildeanalyse (PBIA)

Historisk sett har PBIA vært i føringen når det kommer til klassifisering av multispektrale bilder (Rastner et al., 2014). Metoden tar for seg den spektrale informasjonen i pikslene i de ulike bildebåndene og klassifiserer hver piksel basert på variasjonen i refleksjonsverdiene karakteristisk for hvert bånd (e.g., Albert, 2002; Paul et al., 2013b; Winsvold et al., 2014). Kok et al., (1999) beskriver OBIA som en filosofi innenfor bildeforståelse. Menneskers syn er i stor grad kapable til å gjenkjenne objekter og klasser i et bilde. Innenfor denne type analyse, er intuitiv forståelse viktig (Kok et al., 1999). I hovedsak er det post-prosesseringen som utgir den største fordel fra PBIA ved at det gir anledning til å fjerne uønskede elementer f.eks. isfjell, sjøis osv. (Rastner et al., 2014). OBIA tar i bruk romlig informasjon i tillegg til spektral informasjon. Størrelse, tekstur og forhold mellom objektene tas høyde for under analysen, dette danner objekter som blir modellert under segmenteringsprosessen da hvert objekt består av en gruppe piksler som har tilnærmet lik verdi (figur 14) (eCognition, 2013). Objektene kan f.eks. være en bypark eller en innsjø som har tilnærmet like pikselverdier noe som gjør det hensiktsmessig å samle pikslene for området som et helt objekt. Videre kan man da anvende ulike algoritmer for hvilke type prosess en ønsker å kjøre. I denne undersøkelsen ble «*multiresolution segmentation*» algoritme brukt. Denne type segmenterings-algoritme blir brukt til å minimere den gjennomsnittlige heterogeniteten lokalt av bildeobjekter for en oppgitt oppløsning av bildeobjektene. Den kan slå sammen piksler eller bildeobjekter (eCognition, 2013).

Hvor stor objektene skal være bestemmes ut i fra scale-parameter som en må tilegne en verdi til. Høyere verdi gir større objekter, lavere gir mindre objekter. Ytterlige to parametere - shape og compactness, må tilegnes verdier for å utføre segmenteringen. En kan tilegne verdier opp til 0,9 for begge parametere. Verdien en gir bestemmer i hvilken grad formen skal gi innflytelse til segmenteringen sammenlignet med farge. Verdien en tilegner compactness gir en relativ vekt mot jevnhet (Rastner et al., 2014).



Figur 14. (Venstre): scaleverdi 200. (Høyre): scaleverdi 50. Shape 0.1 og compactness 0.5 lik på begge. Bildene er fra Landsat 8 (2014).

Bildeobjektene som blir produsert etter segmentering kan gi mer semantisk informasjon enn informasjon utelukkende fra spekteret (Borna et al., 2014). Problemer en må ta høyde for, er f.eks. hvorvidt grad av vekt en skal tilføye hvert enkelt bånd for å skape et geografisk objekt som gir mening (Tian og Chen, 2007). De få studiene av bre gjort med OBIA har vist gode resultater (tabell 1).

Tabell 1. En undersøkelse av Rastner et al. (2014) sammenligner OBIA med PBIA av breer på 4 ulike tilnæringsmåter i tre testområder (Canada, Grønland og Himalaya). Objektbasertklassifisering (OBIA) gir bedre resultater enn pikselbasert (PBIA) (Rastner et al., 2014).

Region	Classification accuracy in % (correctly classified)				Classification accuracy in % (wrongly classified)			
	OBIA 1	OBIA 2	PBIA 1a	PBIA 1b	OBIA 1	OBIA 2	PBIA 1a	PBIA 1b
Watkins range/Greenland	98.5	98.6	95.5	98.3	4.1	3.6	6.9	6.9
Everest region (Himalaya)	-	88.5	55.5	76.6	-	-	-	-
Coast mountains /Canada	-	94.5	96.2	96.6	-	3.8	8.6	5.9

3.3.1.3 «Lille Istid» maksimum grenser

Noen få studier har forsøkt å kartlegge isbreers utbredelse fra Den lille istid kun basert på fjernanalytiske metoder (Fischer et al., 2015). Andre har i tillegg til fjernanalyse brukt *in-situ* målinger for å godkjenne kartleggingen av morenene som var synlig (Baumann et al., 2009). Uten *in-situ* målinger vil mye av undersøkelsen være basert på tolkning av bilder uten mulighet til å verifisere resultatene. I tillegg er man avhengig av høyoppløselig data som kan være kostbar og vanskelig å skaffe, f.eks. flybilder og DEM. Det finnes også andre metoder man kan bruke for å estimere Lille Istids grenser; Åkesson, (2014) brukte f.eks. modelleringsmetoder for å se på dynamikken på Hardangerjøkulen fra lille istid til i dag.

Modelleringen var basert på historiske kalibrerte massebalanse data fra morener fra Lille Istid maksimum (1750) og frontposisjoner fra morener.

3.4.2 Brevolum og overflateendringer

Å undersøke endringer i breens høyde er en vanlig metode for å estimere volum og masseforandringer på breer og kan utføres ved å sammenligne flere DEMer (e.g., Kääb, 2005). Vertikale forandringer i terrenget forandrer seg over tid; DEMer kan være indikatorer for glisiale og geomorfologiske prosesser som for eksempel bresvingninger og massebevegelse. Ved å subtrahere DEMene, kan man si noe om de vertikale forandringene (Kääb et al., 2005).

Majoriteten av tilgjengelig DEM-datasett er basert på fotogrammetri, hvor overlappende bilder fra stereoskopisk data blir brukt til å generere DEMer (e.g., Quincey et al., 2014). Høydemåling basert på laser og radar er også i større grad blitt mer vanlig. ASTER og SPOT er eksempler på satellitter som innehar denne funksjonen, i tillegg til flyfoto (Andreassen et al., 2002; Vignon et al., 2003; Kaab, 2008; Paul et al., 2013b).

Digitale høydemodeller representeres normalt som regulære gridceller (Fisher og Tate, 2006) hvor hver piksel (firkant) har en verdi som viser romlig oppløsning og høydeverdi, vanligvis i meter som samsvarer med datum (Quincey et al., 2014). Nøyaktigheten av DEMen kan estimeres ved å sammenligne høydeverdier fra DEM/punktskyer med faktiske målte høydeverdier, vist i formel (1). Root mean square error (RMSE) er den mest vanlige måten å estimere feilverdier på DEMer:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_i \sum_j (z_{ij} - z_{ijr})^2}{n}} \quad (1)$$

Hvor z_{ij} viser høydedata fra lokalitet (i, j) på DEMen og z_{ijr} viser høydedata fra refererte høydepunkt av samme lokalitet (Fisher og Tate, 2006).

3.4.3 Brehastighet

Breers geometri domineres av balansen mellom akkumulering, vanligvis nedbør som snø, og ablasjon, og gjennom smelting når temperaturen er over frysepunktet. I tillegg vil isens bevegelser i systemet ha en innvirkning på breens geometri og forandringer i klimaet kan forandre dynamikken og massebalansen til breen direkte (Kääb, 2004). Fjernanalyse har vist seg å være en viktig og god metode for uthenting av informasjon om breers hastighet, flere studier med gode resultater beviser dette (e.g., Scambos et al., 1992; Quincey et al., 2009; Paul et al., 2013b).

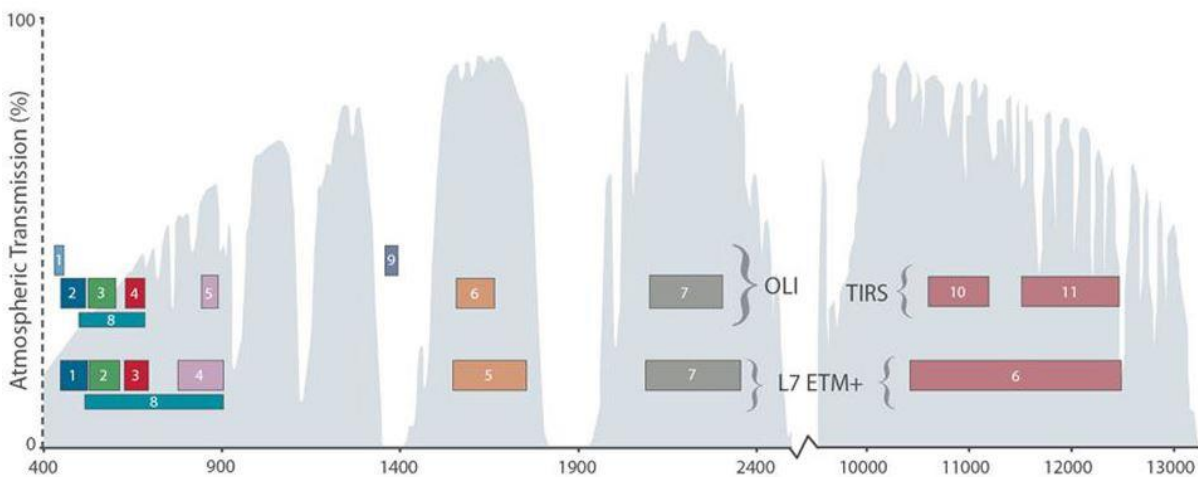
4 DATA OG METODE

4.1 Data

I denne undersøkelsen har fjernanalytisk data blitt brukt for å fremstille endringer på Hardangerjøkulen. Alle data brukt i undersøkelsen er georeferert til koordinatsystemet Universal Transverse Mercator coordinate system (UTM) sone 32 med datum World Geodetic System 1984 (WGS84). Satellittbilder, historiske kart, flybilder, digitale høydemodeller (tabell 4) og metoder vil bli presentert og beskrevet i dette kapittelet

4.1.1 Landsat

Landsat 5 Thematic Mapper TM, Landsat 7 Thematic Mapper Plus (ETM+) og Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) er blitt brukt til kartlegging av Hardangerjøkulens areal fra 1984 til 2014 (tabell 2). Justeringer av Landsat 8 har ført til små endringer i båndenes spektrale verdier og datakvalitet noe som gir forbedringer for identifisering av jordens overflate (figur 15) (Irons et al., 2012). Det påvirker også implementering av terskel og ratio-verdier i klassifiseringsprosessen og gjør det mindre brukervennlig når en skal transformere de automatiske metodene mellom sensorene.



Figur 15. Bølgelengdeverdiene (x-akse) for båndene til Landsat 8 OLI sensor, sammenlignet med båndene til Landsat 7 ETM+ sensor. Figur hentet fra http://landsat.usgs.gov/ldcm_vs_previous.php.

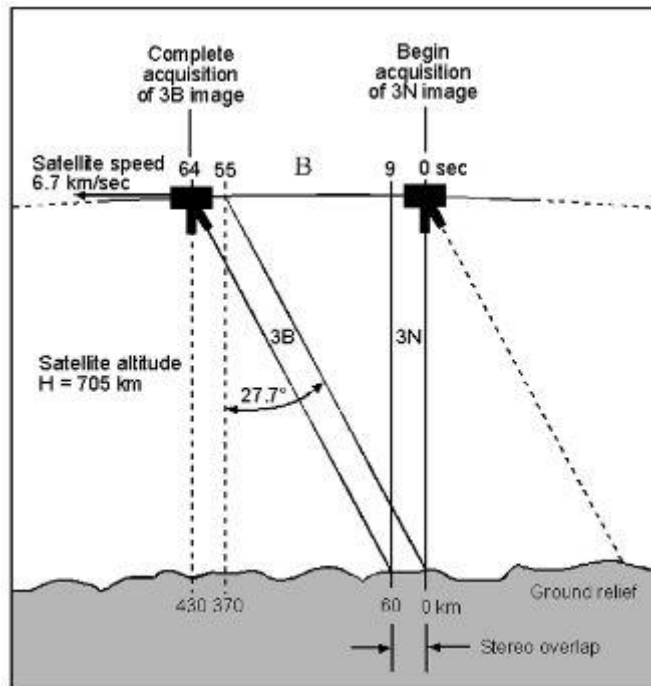
I alt ble 29 Landsat-bilder nedlastet (appendiks 1) fra USGS sine nettsider (USGS, 2015). Bildene var allerede georeferert til UTM koordinatsystem og WGS84 datum. Kun syv av bildene hadde optimale forhold (lite sesongbasert snø, skygge og skydekke) og kunne brukes i undersøkelsen, et vanlig problem for fjernanalytiske undersøkelser basert på optiske satellittbilder av breer i Norge (Paul og Andreassen, 2009). De 22 andre bildene ble forkastet på grunn av skydekke og/eller sesongbasert snø noe som er vanlig langs vestkysten i Norge tidlig høst (Marshall et al., 1994).

Tabell 2. Oversikt over Landsat-serien, når de ble lansert og tatt ut av drift. I tillegg til bånd og pikselstørrelse i meter. Landsat 1-3 hadde opprinnelig oppløsning på 80 m, men ble senere oppdatert til 60 m. Landsat 7 og 8 har et pankromatisk bånd med oppløsning på 15 meter (bånd 8).

Satellitt	Lansert	Ute av drift	Bånd	Piksel størrelse (m)
Landsat 1	23/07/1972	01/06/1978	4-7	60
Landsat 2	22/01/1975	27/07/1983	4-7	60
Landsat 3	05/03/1978	07/09/1983	4-8	60
Landsat 4	16/07/1982	14/12/1993	1-7	30
Landsat 5	01/03/1984	21/12/2012	1-7	30
Landsat 7	15/04/1999	-	1-8	30 (15)
Landsat 8	11/02/2013	-	1-11	30 (15)

4.1.2 ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)

Ett ASTER level-1A scene fra 30.06.2004 (ID: AST_L1A. 003:2024900702) med 15 m gridstørrelse ble nedlastet fra USGS (USGS, 2015). ASTER-bilder består av 15 ulike bånd, og to av dem er stereoskopisk; bånd 3N og 3B i det synlige- nær infrarøde- spekteret med oppløsning på 15 meter. De to båndene utgjør stereobilde par (figur 16) med mulighet for DEM-generering (kapittel 4.1.6.2).



Figur 16. ASTER sine to satellitter. Den fremste (til venstre på figuren) har to teleskop, hvor et av teleskopene peker bakover 27,7 grader og overlapper med satellitten bak. Det gir mulighet til å kombinere de to bildene i stereo (Toutin, 2002).

4.1.3 SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre)

Ett SPOT bilde fra 3. september 2002 med pikselverdi på 2.5 meter ble gjort tilgjengelig for undersøkelsen av Institutt for Geografi. Bildet er pre-prosessert og inneholder ikke stereoskopiske data, dermed er det ingen mulighet til å generere digital høydemodell. Bildet ble brukt til sammenligning og kvalitetskontroll av flybildene og arealendringer etter 2002.

4.1.4 Flybilder

Flybilder fra 1961 og 1984 tatt av Widerø Flyveselskap, distribuert av Statens Kartverk ble kjøpt inn av Institutt for Geografi (tabell 3 og 4). Flybildene fra 1984 ble ikke brukt i undersøkelsen, da bildene fremstod som uskarpe og det ble derfor vanskelig å finne objekter som matchet mellom referansebilde og bilde fra 1984. Kontrollpunktene ble for unøyaktig i tillegg til at deler av breen på sørsiden manglet. Av de totalt 61 bildene fra 1961, hadde 34 av bildene tilstrekkelig dekning over Hardangerjøkulen. Disse bildene ble brukt til å generere en mosaikk brukt til manuell digitalisering av breareal (kapittel 4.1.6.1). Bildenes samlede størrelse på nesten 5 gigabyte ga store utfordringer under prosessering.

Tabell 3. Viser dato for datafangst, type kamera/brennvidde, målestokk på flybildene, flyhøyde, serie og dekning av flybilder. På grunn av høy flyhøyde og bred skala ble ikke bilde fra 1984 brukt.

Dato	Kamera type/brennvidde	Målestokk	Flyhøyde m.o.h	Serie	Oppdragsgiver
31.08.1961	RC5m Avigon 163/15,2cm	1:20 000	4400	L, M, N, O, P	Norsk luftfoto og fjernmåling
10.08.1984	RC10/15 cm	1:40000	7400	16-2, 16- 1	Widerøe's flyveselskap

I tillegg til det historiske flyfotoet, ble ortofoto fra 2008 og 2010 brukt i undersøkelsen. Ortofotene fra 2008 ble nedlastet fra norgebilder.no med gridstørrelse på 0,5 m og ortofotene fra 2010 ble produsert av TerraTec med oppløsning på 20 cm og gitt av NVE. I enkelte tilfeller overlappet ikke bildene, noe som forårsaket små hull (TerraTec, 2010). Bildet kan man også kombinere med punktene og konstruere tre-dimensjonale bilder (e.g., Hu et al., 2012). Bildene ble brukt til manuell digitalisering av brearealet og kvalitetskontroll.

4.1.5 Historiske kart

Fire historiske kart utgitt i 1848, 1864, 1932 og 1974 ble lastet ned fra Kartverket sine nettsider (<http://kartverket.no/Kart/Historiske-kart/Historiske-kart-galleri/#12/448>) (tabell 4). Kartet utgitt 1932 ble oppmålt i 1920-25, og kartet utgitt i 1974 ble oppmålt 1955 og brukt som en del av den manuelle digitaliseringen av Hardangerjøkulens areal. De ble georeferert i ArcMap 10.2 med SPOT-bilde (2002) som referanse på grunn av bildets høye oppløsning. Mellom fem og 10 kontrollpunkt var tilstrekkelig for tilfredsstillende resultater. Punktene ble valgt i henhold til lokaliteter som har endret seg lite over lengre tid (Raup et al., 2007). De to eldste kartene var håndtegnet og viste kun deler av breen (tabell 4). Brekannten ble digitalisert og brukt som tolkning over omfanget av breen for utarbeiding av Lille Istids maksimum grenser basert på stedslokaliteter i terrenget rundt Hardangerjøkulen. Figur 17 er et eksempel på et historisk kart uten alder på når kartleggingen fant sted.



Figur 17. Kart av Hardangerjøkulen tegnet en gang i perioden 1908-1935. Kartet er trolig klippet ut fra et skolekart av Hordaland med målestokk 1:150000 og limt på en papplate. Det finnes derfor ingen opplysninger om når kartet ble laget annet enn objektene vist som kan indikere antatt årstall (se Bergensbanen) (personlig kommentar, O. Søndena, 2014). Dette kartet ble ikke brukt i undersøkelsen.

4.1.6 DEM og mosaikk

I denne undersøkelsen er ulike digitale høydemodeller brukt for å utforske forandringer i breens overflate over en tidsperiode fra 1961 til 2011. Dette kapittelet presenterer de ulike metodene for hvordan DEMene ble generert. Seks digitale høydemodeller (DEM1961, DEM1973, DEM1995, DEM2004, DEM2010 og DEMSK) blir beskrevet i dette kapittelet. Alle DEMene bortsett fra DEM1995 og DEMSK ble generert enten i ArcMap 10.2, ERDAS IMAGINE 2014 og PCI Geomatica 2013, tilgjengelige programvarer disponibel på Institutt for Geografi.

DEMSK ble nedlastet direkte fra Statens Kartverkets nettsider (Kartverket, 2015) av studieområdet basert på DEM fra hele Norge med en gridstørrelse på 10 meter og standardavvik på $\pm 4-6$ m. Høydeinformasjonen som ligger til grunn for modellen er høydekurver og høydepunkt fra FKB (Felles KartdataBase), kystkontur, vann og større elver

med høydeinformasjon. I følge Andreassen et al., (2012) er det stor usikkerhet omkring når Kartverket utførte kartleggingen, da det varierer fra år til år over hele Norge. Kartene DEMen gradvis har blitt oppdatert fra, stammer fra flyfoto tatt gjennom de siste 20 årene, dermed er det vanskelig å si om hele Hardangerjøkulen har blitt oppdatert, til tross for at Kartverket presenterer DEMSK fra januar 2011 med oppdaterte filer fra august 2012 samt august 2013. De siste oppdaterte ortofotoene fra norgebilder.no av Hardangervidda 2013 (hvor Hardangerjøkulen er inkludert), viser at bildene er tatt 20.07.2013. Det tar tid å prosessere bildene, derav er det tvilsomt om Kartverket har oppdatert DEMen til august 2013. Derfor blir DEMen betegnet som DEMSK og ikke brukt som en del av volumberegningene, kun som referanse-DEM i denne undersøkelsen. I tillegg ble det anvendt en DEM fra 1995 fra Statens Kartverk med 25 meter gridstørrelse. Den har derimot riktig årstall for hele Hardangerjøkulen (personlig kommentar, Andreassen, 2015).

I tillegg ble en DEM av bunntopografien (2010) av Hardangerjøkulen brukt til utregning av brevolumet, og en DEM av istykkelsen (2010), brukt til illustrasjoner i figur 3 og 45 (data fra NVE, Melvold et al., 2011).

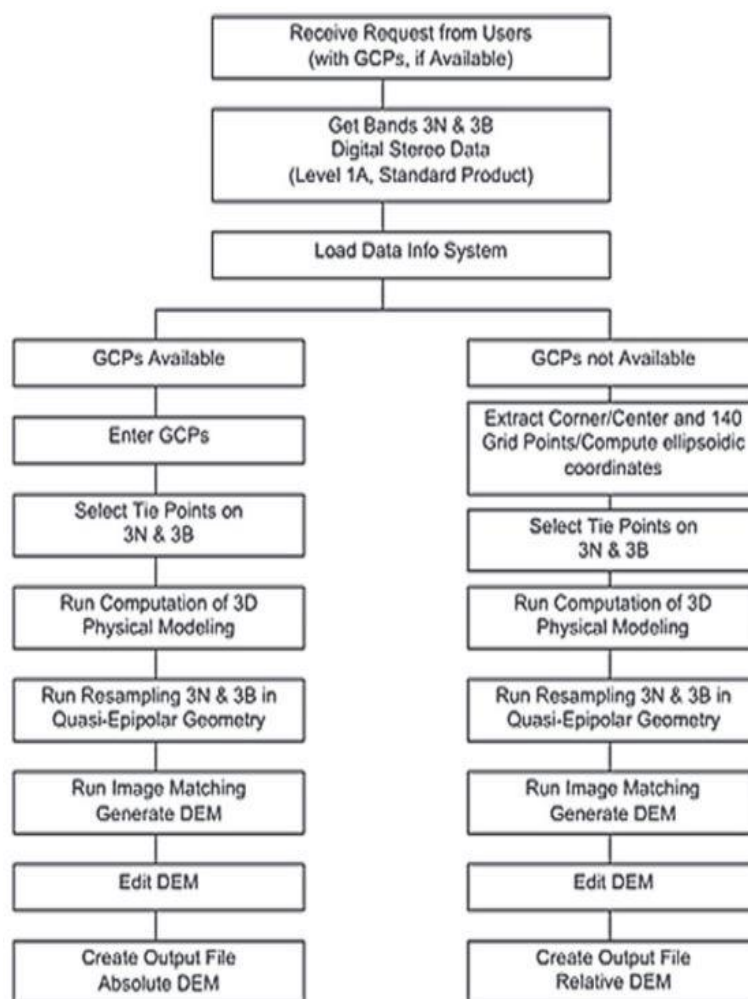
4.1.6.1 Generering av DEM og mosaikk fra flybilder (1961)

En DEM og mosaikk fra 1961 ble forsøkt generert fra flybilder ved bruk av fotogrammetriverktøyet IMAGINE photogrammetry i ERDAS IMAGINE 2014. Manualen *LPS project manager tour guides* ble brukt som mal til å utarbeide mosaikken. Det ble en tidkrevende prosess som følge av at enkeltbildene var store TIFF-filer (ca. 150 mb.), dermed tok genereringen lang tid. Et kalibreringssertifikat (vedlegg 4) ble brukt til å kalibrere bildene til riktig kamera (tabell 3). Deretter ble totalt ca. 200 kontrollpunkt plottet inn (koordinater og z-verdier) valgt ut i fra lokaliteter som sammenfallet på bildene fra 1961 og fra referansekartene (Norgeskart 2014, FKB-høydepunkt, Norge Digitalt 2014 og SPOT 2002). I tillegg ble det brukt «*tie points*», kun basert på objekter som sammenfallet med hverandre uten koordinater og z-verdier. Kun stabile terrengpunkt av områder utenfor breen ble brukt som kontroll- og tie points. Det var ikke mulig å observere objekter på breen som sammenfallet med referansekartene på grunn av metningsgraden i bildene. Bildene ble ortorektifisert og lappet sammen til en mosaikk med verktøyet *Mosaic pro* med default innstillinger i ERDAS IMAGINE 2014 med 0,23 m oppløsning. Mosaikken ble brukt i utregningen av arealet til Hardangerjøkulen., DEMen ble forsøkt generert med verktøyet eATE i ERDAS IMAGINE 2014 med default innstillinger. Resultatet kunne ikke brukes

videre i undersøkelsen på grunn av store feilverdier. Prosesseringen var veldig tidkrevende, derfor ble det ikke metoden gjort flere ganger.

4.1.6.2 Generering av ASTER DEM2004

De stereoskopiske båndene 3N og 3B var de eneste bildene som ble brukt til å generere en DEM fra ASTER-bilder (figur 16.). I programvaren PCI Geomatica 2014 ble verktøyet *Orthoengine 2014* brukt til å generere DEM2004 ved hjelp av en veiledningsmanual (PCI PCIGEO MATICS, 2014). Riktig projeksjon for GCP og output ble valgt og bildene ble importert inn i programvaren som en felles fil (*HDF*) i «optical satellite modelling» verktøyet, implementert i programvaren og deretter ble *Toutin's model* valgt (Toutin, 2004). Deretter ble de to båndene 3N og 3B linket til hverandre med «tie points» fra områder som sammenfallet på begge bildene. 10 terrengpunkt fra bakken (GCP) ble innsamlet mellom referansekart (SPOT 2002 og FKB-høydepunkt) og ASTER bildet fra områder som var enkle å gjenkjenne på begge bilder f.eks. store steiner, og innsjøer (Kääb, 2002). DEM2004 ble prosessert med en gridstørrelse på 10 meter.

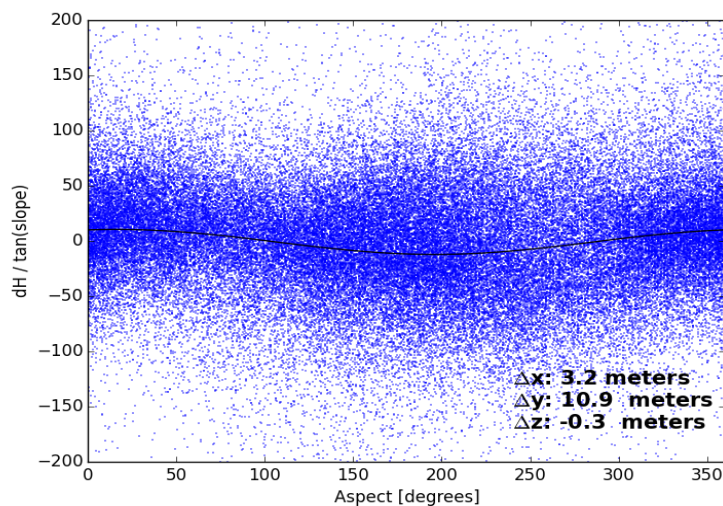


Figur 18. Flytdiagram for metoder brukt ved generering av DEM fra ASTER-bilder (Toutin, 2011). Den venstre kolonnen viser metodene brukt i denne undersøkelsen.

Co-registrering av DEM2004

For å minimalisere feilene i DEM2004 etter generering, ble Nuth og Kääb's (2011) metode for co-registrering og korreksjon av satellittdatasett brukt. DEM2004 ble sammenlignet med Kartverkets DEMSK som er den mest nøyaktige høydemodellen med utsnitt utenfor Hardangerjøkulens område, med standardavvik i høyde på $\pm 4-6$ meter. Hensikten er å korrigere for skiftninger i retningene x, y og z for å analysere høydeforskjeller fra antatt stabilt terreng (utenfor breens område). Altså er det ulikt RMSE målinger, fordi den tar kun høyde for det vertikale. Feil assosiert med stereoskopiske DEMs er relatert til feilene i stereoscenens orientering, enten fra kontrollpunktene (GCP) eller fra algoritmenes evne brukt for å lokalisere tilsvarende punkt på to eller flere bilder (Nuth og Kääb, 2011). Feilen kan også ligge hos satellitten når bildet blir tatt forårsaket av ujevn topografi med skarpe og høye tinder og dårlig optisk kontrast (f.eks. snø) (Kääb, 2005). I tillegg til dette, kan store mengder sesongbasert snø være en faktor som påvirker resultatet. I følge Elvhøy (2005) oversteg ikke

snødybdemålinger gjort 26. mai 2004 ved Rembedalsskåka fem meter. En kan forvente ytterlige smelting da ASTER-bildet ble tatt 30. juni 2004. Likevel er bildet tatt tidlig i ablasjonssesongen, og sett i sammenheng fra andre bilder fra samme periode, vil det ligge store mengder sesongbasert snø i juni/juli måned på og rundt breen De to ulike DEMene ble klippet i ArcMap slik at begge hadde likt område - Hardangerjøkulen ekskludert. Forholdet mellom høydeforskjeller og retningen på terrenget (aspekt) som er relatert til x-y forandringer mellom vektor ble utregnet. Forholdet mellom feil i høyde og aspekt kan forklares ut i fra formen på punktdiagrammet i figur 19, hvor sammenhengen mellom det vertikale avviket av DEM2004 og DEMSK vises. Dh indikerer høydeforskjeller i forbindelse med helningsgrad og aspektet indikerer endringer i retning øst-vest (Nuth og Käab, 2011). Første prosessering av DEMene indikerte en forskjell i x på -36.,7 meter, y -6,7 m og z 0,8 m. Andre prosessering (figur 19) viste en forskjell x; 3.2 m, y; 10,9 m og z; -0,3 m, noe som indikerer at feilen er innenfor en piksel (15 m). Dette ble sett på som tilstrekkelig, da det var høydeendringene og volumet som var i fokus.



Figur 19. Punktdiagrammet viser høydeforskjellene mellom DEM2004 og DEM2013 og sammenhengen mellom det vertikale avviket, normalisert av skråning-tangenten (y-akse) og terreng aspekt (x-akse) etter andre prosessering.

4.1.6.3 Generering av DEM1961 og DEM1973 fra høydekurver

Høydekurver i vektorformat fra 1961 og 1973 med 50 meter intervall ble gitt av NVE (tabell 4). Høydekurven fra 1961 er basert på de samme flybildene anvendt i denne undersøkelsen, og et topografisk kart ble konstruert med fotogrammer av Widerøes Flyveselskap A/S. Kartet hadde målestokk 1:20000 med ekvidistanse 10 m. Kartet ble senere skannet av NVE til digitalt bruk (personlig kommentar, Andreassen, 2015). Det antas at den samme prosessen ble utført for høydekurvene fra 1973. De ble omgjort til digitale høydemodeller med standard (default) innstillinger gjort i *topo to raster* - verktøyet i ArcMap 10.2 med en pikselverdi på 50 meter. Det inkluderer interpolasjonsmetoden *natural neighbor* og jevnhet (*maximum number of iterations*) satt til 20.

4.1.6.4 DEM2010 fra LIDARdata

Fra NVE ble LIDAR-data fra 2010 gjort tilgjengelig for undersøkelsen. Oppdragstakeren for innsamling av data var TerraTec AS, et selskap som leverer kart og 3D modeller basert på data fra landmåling, laserskanning og flyfoto. Datainnsamlingen er foretatt i WGS84 Euref89 sone 32, utført den 29. september 2010 på ettermiddagen ved bruk av en Leica ALS50 SNR 99 phase 2 lasersensor. Flyhøyden var på ca. 3000 m.o.t. og ga en punkttetthet (pkt/m²) på 0,5 med en forventet nøyaktighet på 40 cm. Formatet ble utgitt i LAS-format med terrengpunkter lagt i klasse 2 (bakken) og inndelt i 35 filer for å redusere punktmengden i hver fil (TerraTec, 2010). Filene ble implementert til et LAS-datasett i ArcMap 10.2, hvor verktøyet *LAS dataset to raster* med innstillinger satt til standard, ble brukt til å generere en DEM med pikselstørrelse på 2 meter. Den ble brukt til kvalitetssikring av de øvrige DEMene og beregning av volumendringer.

Tabell 4. Oversikt over kart/satellitdata resultatene i denne undersøkelsen er basert på.

Dato	Type	Skala/grid str.	Dekning	Kartlagt av
1848	Rektangel kart	1:100 000	Nordøst av Hardangerjøkulen	Löitn, L. Broch
1864	Rektangelkart	1:100 000	Sørvest av Hardangerjøkulen	Kapt. Lowzow
Oppmålt 1920/25. Utgitt 1932	Gratteigskart	1:100 000	Hele Hardangerjøkulen	Norges Geografiske Oppmåling
Oppmålt 1920/25 Revidert 1955. Utgitt 1974	Gratteigskart	1:100 000	Hele Hardangerjøkulen	Norges Geografiske Oppmåling
31.08.1961	Flybilder	1:20 000	Hele Hardangerjøkulen	Widerøe's Flyveselskap A/S
Juli/aug 1961	Høydekurver (DEM1961)	1:20 000	Hele Hardangerjøkulen	Widerøe's Flyveselskap A/S
1973	Høydekurver (DEM1973)		Hele Hardangerjøkulen	
11.08.1984	Landsat 5	30	Hele Hardangerjøkulen	Landsat
06.08.1988	Landsat 5	30	Hele Hardangerjøkulen	Landsat
1995	Digital høydemodell (DEM1995)	25 meter	Hele Hardangerjøkulen	Kartverket
03.09.1998	Landsat 5	30	Hele Hardangerjøkulen	Landsat
03.09.2002	SPOT	2,5	Hele Hardangerjøkulen	SPOT
15.09.2002	Landsat 7	30 (15)	Hele Hardangerjøkulen	Landsat
09.08.2003	Landsat 5	30	Hele Hardangerjøkulen	Landsat
30.06.2004	ASTER (DEM2004)	15	Hele Hardangerjøkulen	ASTER
18.08.2008	Ortofoto	0,5 meter	Hele Hardangerjøkulen	Kartverket
Våren 2010	Digital høydemodell-Bunntopografi	100 meter	Hele Hardangerjøkulen	NVE
29.09.2010	Digital høydemodell (DEM2010)	2 meter	Hele Hardangerjøkulen	Terratec
29.09.2010	Ortofoto	0,2 meter	Hele Hardangerjøkulen	Terratec
16.09.2011	Landsat 5	30	Hele Hardangerjøkulen	Landsat
	Digital høydemodell (DEMSK)	10 meter	Hele Hardangerjøkulen	Kartverket
15.09.2014	Landsat 8	30 (15)	Hele Hardangerjøkulen	Landsat

4.2 Kartlegging av breareal, brevolum og brehastighet

Dette kapittelet presenterer metodene brukt i denne undersøkelsen. Metodearbeidet ble utført ved hjelp av en kombinasjon av programvarer: ArcMap 10.2, eCognition Developer 64 9.0, ERDAS Imagine 2014, PCI Geomatica 2014 og CIAS. Både areal-og volumendringer ble delt inn i to polygon med *split tool* i ArcMap 10.2; vest og øst på bakgrunn av inndelt dreneringsbasseng. I tillegg ble arealet for utvalgte dreneringsbasseng utregnet (appendiks 2).

4.2.1 Kartlegging av breens areal

To ulike automatiske klassifiseringsmetoder ble anvendt for å granske best egnet verktøy til å måle arealet til Hardangerjøkulen; OBIA og PBIA. Metodene ble deretter sammenlignet med arealet fra manuell digitalisering. For analysen av OBIA og PBIA med optiske satellittbilder, er kun Landsat-bilder brukt og sammenlignet med resultatene fra manuell digitalisering. Før en studie av breers areal, må utgangspunktet for undersøkelsen defineres; skal breens areal presenteres som enkelt brepolygon, eller skal brepolygonet deles i separerte dreneringsbasseng. I denne undersøkelsen vil Hardangerjøkulen bli presentert som en enkel enhet, og inndelt i vest og øst basert på dreneringsbasseng (figur 30). Breområder som har smeltet fra iskapen etter første kartlegging har blitt inkludert i analysen for å få frem arealet i sin helhet fordi det ville vært vanskelig å skille delene som har blitt stående alene i senere tid. Mindre enheter av snø og is som ikke har en sammenheng med breen ble ikke tatt med som en del av arealet (Racoviteanu et al., 2009). Breomkretsene ble lagret som shapefiler og prosessert videre i ArcMap 10.2. Presisjonen er estimert ved å legge til prosentverdi av over- og under-klassifiserte resultater av breareal fra de ulike årene. Det viser forskjellen fra de ulike metodene sammenlignet med de manuelle digitaliserte resultatene.

4.2.1.1 Automatisk klassifisering - OBIA

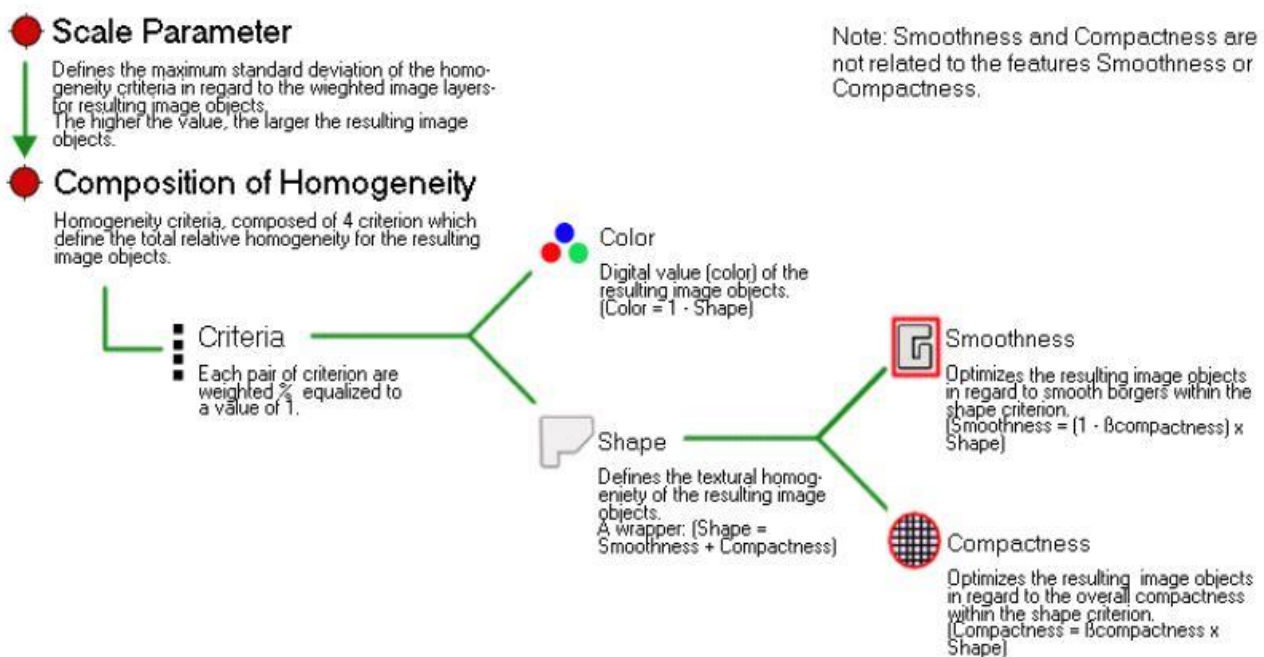
Programvaren eCognition Developer ble brukt til å klassifisere syv Landsat-bilder fra 1984 til 2014 (tabell 4).

I eCognition ble et nytt prosjekt startet for hvert enkelt utvalgt Landsat-bilde. De spektrale båndene ble lagt inn i prosjektet og beskrevet med sin spektrale egenskap (rød, blå, nær infrarød, osv.). To ulike DEMer (DEM1995 og DEM2010) og to helningsgradmodeller generert fra DEMene, ble også lagt inn i prosjektet, derav sammenfallet de ikke alltid med omrisset. For eksempel ble DEM1995 brukt til analyse av Landsat-bilde fra 1984. De digitale høydemodellene ble brukt til å klassifisere områder hvor stille vann kunne befinne seg (lavere enn breen) i tillegg til skråning (vann i områder med en helningsgrad <2 grader). Et utsnitt av Landsat-bildene ble deretter generert med en oppløsning og pikselstørrelse på 30 meter for

Landsat 5-bildene og 15 meter for Landsat 7 og 8, da de hadde pankromatiske bånd. Utsnittet ble generert for å spare prosesseringstid med fokus på Hardangerjøkulen (eCognition, 2013).

For å få frem kontrastene i Landsat-bildene mellom omkringliggende landskap og bre, ble båndkombinasjon 5,4,3 (swir1-nir-red) brukt ettersom den blir beskrevet som den best egnede kombinasjonen for å visuelt skille bre/is fra fjell/stein (figur 12) (e.g. Paul, 2002; Andreassen et al., 2008).

Deretter ble algoritmen *multiresolution segmentation* (figur 20) (kapittel 3.4.1.1) tilføyd i «prosess treet» med påfølgende verdier for *Scale*, *shape* og *compactness*; 10-15, 0,1 og 0,3, for Landsat 5- og -7- bildene og for Landsat 8; 100, 0,1 og 0,5. Dette var fordi den radiometriske oppløsningen er høyere (12bit) på Landsat 8 i motsetning til Landsat 5 og 7 (8bit) (kapittel 4.1.1) noe som førte til at grupperingene av objektene ble for små at ved bruk av lave *scale* verdier på Landsat 8. *Shape* og *compactness* ble satt til 0,1 og 0,5. Grunnen til det er at ved bruk av lavere parameterverdier på Landsat 8, ble grupperingen av objektene for små. Alle båndene og modellene ble tilført lik vektgrad (1), da alle båndene ble brukt i klassifiseringen. Først og fremst var det viktig å skille breen fra de omkringliggende omgivelsene som bart fjell og vann. To ulike klasser ble derfor opprettet (vann og bre). På nordvestsiden har Ramnabergsbreen utløp til en bredemt innsjø, derfor var det nødvendig å klassifisere vann først, da det er vanlig at innsjøer blir inkludert som en del av breen under

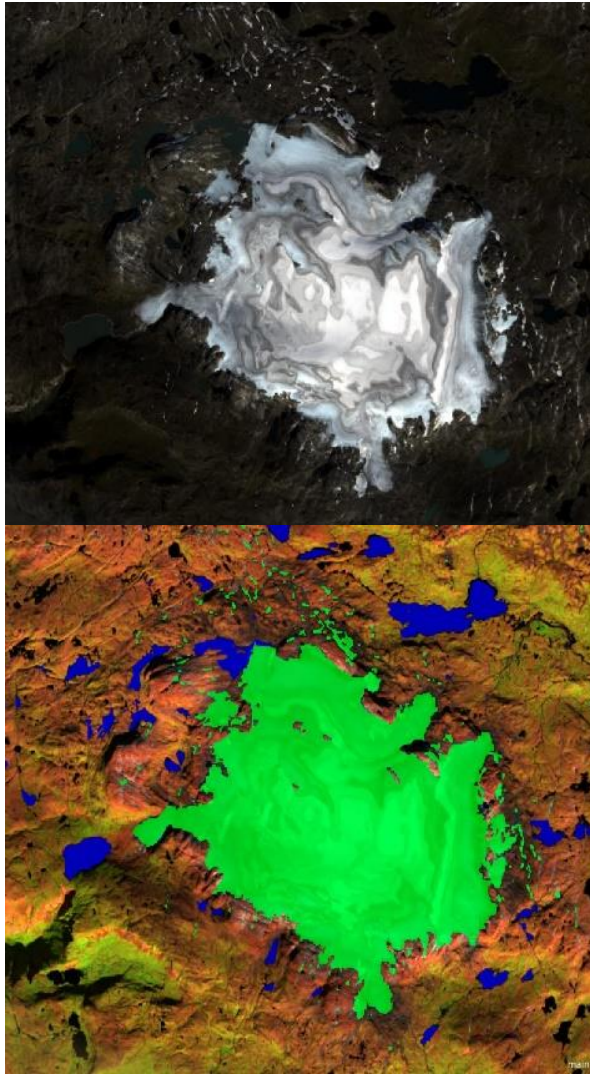


Figur 20. Multiresolution flytdiagram hentet fra eCognition user manual (2013)

klassifisering (e.g., Andreassen et al., 2008).

PBIA har i motsetning til OBIA en tendens til kun å kartlegge deler av en innsjø, avhengig av uklarheten i vannet (Rastner et al., 2014). Flere ulike båndverdier og terskelverdier ble forsøkt testet for at vannet skulle bli godt nok klassifisert. Det som fungerte best var en kombinasjon av: $TM4/TM5 \leq 1.6$, $DEM \leq 1500$, $Helningsgrad < 8$, og $NDWI \geq 0.08$. Det betyr at angitte verdier over eller under (indikert med \geq og \leq) ble klassifisert som vann (figur 21).

Brearealet ble automatisk klassifisert i Landsat-bildene ved bruk av båndforholdet $TM4/TM5 \geq 2$, $TM3/TM5 \geq 2$ og $NDSI \geq 0.5$. Ettersom Landsat-bildene var ulike, ble terskelverdiene for Landsat 8 mindre ($TM4/TM5 \geq 1.3$, $TM3/TM5 \geq 1.5$). Etter at bre- og vannklassen var klassifisert, ble alle objektene klassifisert som bre slått sammen ved hjelp av algoritmen *merge region* (eCognition, 2013) (figur 21). Deretter ble de ferdigstilte polygonene eksportert til ArcMap 10.2 for å fjerne polygoner som ikke var en del av breen. I ArcMap ble brearealet utregnet og ulike figurer ble illustrert med formål å visualisere brearealendringene for datasettet.



Figur 21. OBIA av Hardangerjøkulen i eCognition. (Øverst): Landsat-bilde med «naturlig» båndkombinasjon rød-grønn-blå. (Nederst): klassifisert bilde nederst «falsk» båndkombinasjon swir1-nir-rød (grønn farge indikerer is/bre, blå farge indikerer vann).

4.2.1.2 Automatisk klassifisering – PBIA

Breens areal ble automatisk skissert med båndratioen TM4/TM5 (nir/swir) i ArcMap 10.2 med raster calculator. For best mulig resultat ble det brukt en terskelverdi mellom 1 og 3 ut i fra type hvilken Landsat-bilde som ble brukt. Median filter (3x3 Kernel) ble brukt for å fjerne unødig snø utenfor breens areal ved hjelp av verktøyet «focal statistics» i ArcMap, deretter ble bildene reklassifisert til 2 klasser – bre/ikke bre og deretter konvertert fra raster til polygon (Andreassen et al., 2008).

4.2.1.3 Manuell kartlegging

Hardangerjøkulen ble digitalisert manuelt ved bruk av polygoner i ArcMap for å sammenligne med de to automatiske metodene. Automatisk kartlegging av ren is er å foretrekke foran manuell digitalisering da det anbefales å bruke manuell digitalisering kun til nødvendige korreksjoner av deler på breen som er kartlagt feil, f.eks. morene og skygge (Paul et al.,

2013a). Ulike båndkombinasjoner ble brukt til å digitalisere brearealet manuelt. Rød-grønn-blå og swir-nir-red ble brukt på Landsat-bildene for å skille is fra vegetasjon/stein. Digitaliseringen av Landsat-bildene ble gjort manuelt to ganger med flere ukers mellomrom for å observere eventuelle forskjeller i tolkningen.

4.2.1.4 Kartlegging av Lille istid maksimum morener

Omfanget av Hardangerjøkulens maksimale utbredelse under lille istid (LIA) ble kartlagt basert på tidligere kartlegginger av morenegrenser utført av Hauge (2001) på Rembedalskåki og Nesje og Dahl (1991) på Blåisen. Morenegrensene ble tilpasset observerte objekter fra høyoppløselige flybilder og satellittbilder fra norgebilder.no. Det totale brearealet rundt hele Hardangerjøkulen, ble forsøkt digitalisert manuelt ved hjelp av skyggemodell fra DEMSK og historiske kart (1848, 1864 og 1920-25). Feltundersøkelser ble forsøkt utført ved hjelp av GPS-punktmålinger for å knytte observasjonene i felt, med den fjernanalytiske analysen, da det gir mulighet til å verifisere de fjernanalytiske målingene (e.g., Baumann et al., 2009). GPS målingene ble ikke brukt i undersøkelsen da uventede hindringer i felt (bl.a. dårlig vær) førte til at feltundersøkelsene ble avsluttet tidligere enn planlagt.

4.2.2 Beregning av breens volum- og overflateprofil

Ved å kombinere en DEM av bunntopografien under Hardangerjøkulen, med DEMer fra overflaten, var det mulig å beregne breens totale relative volum fra de respektive DEMene årene 1961, 1973, 1995, 2004, 2010. Før beregningene må hver enkel DEM tilpasses breens areal til det aktuelle året hvor det var tilgjengelig. Feil i polygon fra 1973 og 1995 gitt av NVE, førte til at andre estimerte areal ble brukt. Det ble utført i ArcMap med *clip*-verktøyet. For DEM1961; areal1961, DEM1973; areal1984, DEM1995; areal1998, DEM2004; areal2003, og DEM2010; areal2010. Volumet ble beregnet ved å trekke fra breens høyde med den subglasiale høyden i «*raster calculator*» -verktøyet i ArcMap 10.2. Det ga pikselverdier for tykkelsen på isen (e.g., Kääh et al., 2005). Deretter ble verdiene multiplisert med cellestørrelsen, høyde og bredde (100m), for så å konvertere hver piksel til relativt volum (m^3) ved hjelp av verktøyet *zonal statistics* i ArcMap. Resultatene ble konvertert fra m^3 til km^3 .

4.2.3 Måling av breens hastighet

To sett med optiske bilder (2013-2014) fra Landsat 8, ble brukt til å utregne hastigheten på breen med 1 års mellomrom. Bildene ble klippet til samme område og koordinatsystem for likt utgangspunkt. Pankromatiske gråtonebilder fra Landsat 8 med en pikselstørrelse på 15 meter ble brukt i undersøkelsen. Forflytningen av objekter på breen må derfor være mer enn 15 meter for at undersøkelsen skal bli signifikant og overflate endringer som følge av

smelting, deformasjon, nedbør osv., må være liten nok til at objekter gjenkjennes i begge datasett (Kääb, 2004; Paul et al., 2013b). Image correlation software CIAS, programvaren brukt i analysen, måler den horisontale overflateforandring basert på gråtoner i bildene og gir dermed muligheten til å se på forandring (i meter) i angitte områder av breoverflaten (Kääb og Vollmer, 2000; Heid og Kääb, 2012).

Målingene i CIAS ble gjort med co-registrering hvor objekter ble matchet mot stabile objekter uten endring mellom de to bildene. Korrelasjons algoritmen «normalized cross-correlation» ble brukt med en referanse blokk størrelse på 15 piksler og søkeområde på 100 piksler. Utløpsbreene Rembedalskåka, Blåisen, Midtdalsbreen og Vestre Leirbottnsbreen ble valgt ut hver for seg og ca. 10 koordinatpunkt ble plottet for hver bre. Et polygon ble deretter tegnet inn over aktuelt område og første iterasjon starter. Data ble eksportert inn i excel for prosessering og eksportert videre inn i ArcMap som vektorpunkt ved bruk av kommandoen «add XY data». I ArcMap ble punktene orientert til lengde og retning visualisert med piler (Kääb og Vollmer, 2000; Heid og Kääb, 2012).

5 RESULTATER

Dette kapittelet presenterer resultatene for denne undersøkelsen. Resultatene fra kartleggingen av Hardangerjøkulens areal basert på de tre ulike metodene OBIA, PBIA og manuell; digitalisering av Lille istid maksimum; volumendringer og overflateendringer; endringer mellom vest/øst; og brehastighet vil bli presentert først. Avslutningsvis presenteres sammenhengen mellom klimatisk data og årlig *in-situ* massebalansedata med breareal- og volumendringer fra denne undersøkelsen.

5.1 Arealendringer på Hardangerjøkulen basert på tre ulike metoder

Resultatene i kapittel 5.1.1 illustrert i figur 22, 23 og tabell 5 baserer seg på bakgrunn av de manuelle digitaliserte polygonene av Hardangerjøkulen. Hele datasettet fra 1920 til 2014 er tatt i betraktning. Kapittel 5.1.2 tar utgangspunkt i tidsserien fra 1984 til 2014 basert på Landsat-bildene hvor hensikten var å sammenligne resultater fra OBIA PBIA og den manuelle digitaliseringen. Kapittel 5.1.3 presenterer resultatene fra digitaliseringen av Lille istids grenser.

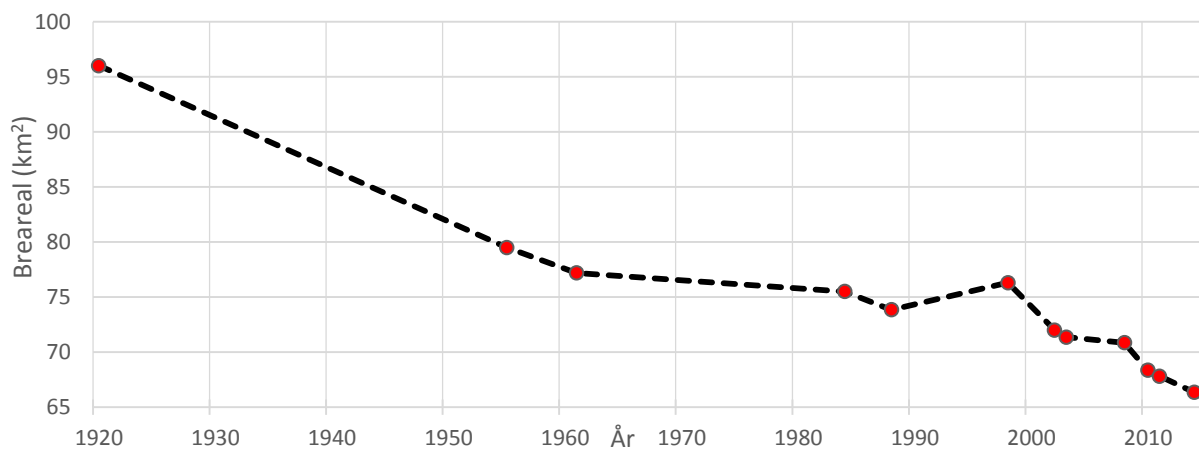
5.1.1 Arealendringer

Til tross for at det ikke er årlige verdier for hele tidsserien, viser resultatene en klar nedadgående trend av arealet med en periode hvor breen øker (figur 22 og 23, tabell 5). Den årlige gjennomsnittlige endringen (å^{-1}) i km^2 og prosent (%) mellom periodene er utregnet for å få en komplett tidsserie fra 1920-2014 (tabell 5). Det utelukkes ikke at det er andre endringer mellom årene som ikke oppfanges. Dataen presentert i undersøkelsen indikerer en 30 prosent nedgang av arealet fra 1920 til 2014. Perioden frem mot 1961 viser en total nedsmelting på nesten 20 km^2 i løpet av 41 år, før en meget stabil periode begynner fra 1961 til 1984 hvor $1,8 \text{ km}^2$ forsvinner fra Hardangerjøkulen. Det er kun en periode hvor det foregår økning i breareal, og det er fra 1988 til 1998 da øker breen, totalt $2,45 \text{ km}^2$. Deretter oppstår en kraftig nedsmeltingsperiode hvor breen har en nedgang fra 1998-2002 på 4 km^2 . Det indikerer store klimatiske endringer i løpet av en forholdsvis kort periode. Den samme trenden i hurtig nedsmelting av breareal er også betegnende for perioden 2008-2010 med en nedsmelting på ca. $2,5 \text{ km}^2$. Denne perioden viser størst årlig-prosentvis endring av alle periodene beskrevet i tabell 5. Fra 2010 og frem til 2014, ser vi at breen fortsetter å miste areal, da ca. 2 km^2 . En samling av ulike år (figur 23), illustrerer store frontendringer på utløpsbreene Rembesdalsskåki, Midtdalsbreen, Blåisen, Vestre Leirbotsskåka og størst endring

er synlig på Ramnabergsbreen. Endringer ser ut til å være større i vest enn i øst, noe som beskrives nærmere i kapittel 5.3.

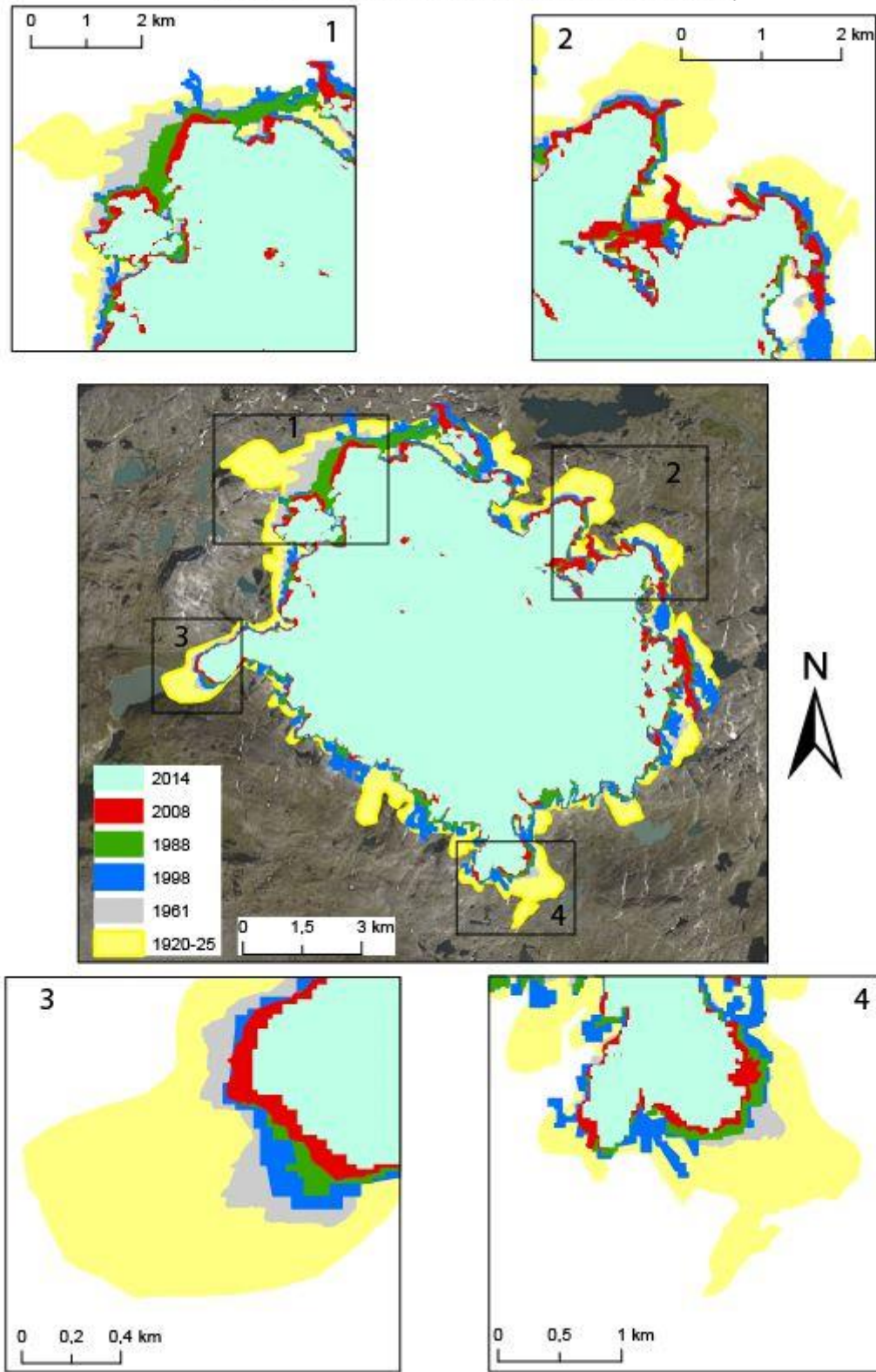
Tabell 5. Endringer av breareal på Hardangerjøkulen mellom 1920-2014 inndelt i ulike perioder. Årlig endring er gjennomsnittlige tall for hver periode. Tabellen viser prosentvise- og absolutte arealendringer for hver periode og årlige areal- og prosentvise endringer. Til venstre i kolonnen vises total areal for hvert enkelt år.

År	Areal km ²	Periode	Endring i areal (km ²)	Endringsrate (%)	Årlig gj.snitt. endring (km ² å ⁻¹)	Årlig gj.snitt. endringsrate (% å ⁻¹)
1920-25	96,2	1920-1955	-16,7	-17,36	-0,48	-0,5
1955	79,5	1955-1961	-2,3	-2,89	-0,38	-0,48
1961	77,2	1961-1984	-1,7	-2,2	-0,07	-0,1
1984	75,5	1984-1988	-1,65	-2,19	-0,41	-0,55
1988	73,85	1988-1998	2,45	3,32	0,25	0,33
1998	76,3	1998-2002	-4,3	-5,64	-1,1	-1,41
2002	72	2002-2003	-0,63	-0,87	-0,63	-0,87
2003	71,37	2003-2008	-0,51	-0,71	-0,1	-0,14
2008	70,86	2008-2010	-2,51	-3,54	-1,26	-1,77
2010	68,35	2010-2011	-0,53	-0,78	-0,53	-0,78
2011	67,82	2011-2014	-1,47	-2,17	-0,49	-0,72
2014	66,35					



Figur 22. Endringer til brearealet av Hardangerjøkulen fra 1920 til 2014 digitalisert manuelt i ArcMap 10.2. Røde prikker indikerer serien av bilder brukt for kartlegging. Se tabell 4 for hvilke data som er brukt. Stiplede linjer indikerer kun sammenhengen mellom datapunktene for å illustrere minking.

Arealendringer på Hardangerjøkulen for utvalgte år



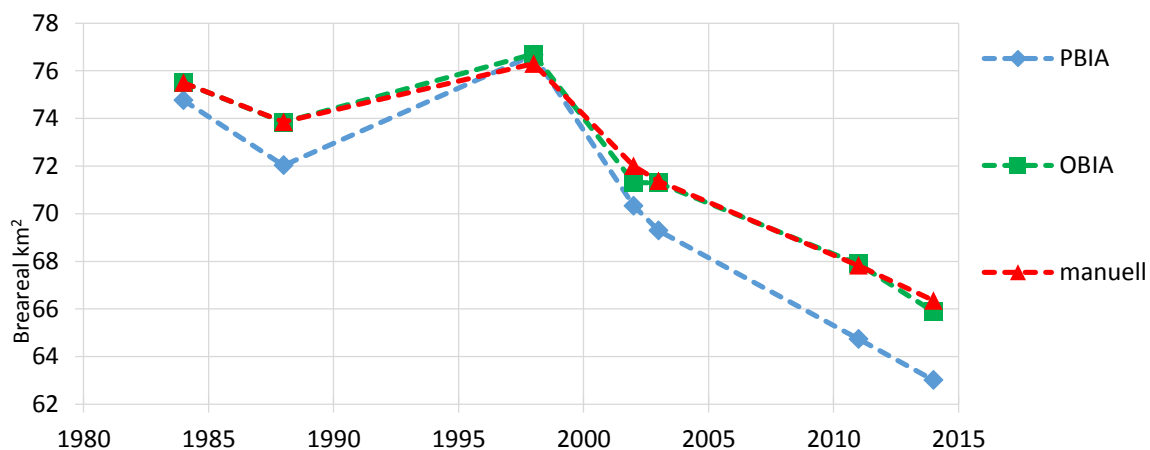
Figur 23. Arealendringer (km²) for Hardangerjøkulen for utvalgte år mellom 1920-2014. (1) Ramnabergsbreen og (2) Midtdalsbreen og Blåisen (3) Rembesdalsskåki (4) Vestre Leirbottskåka.

5.1.2. Resultater fra OBIA og PBIA

Formålet med å sammenligne to automatiske klassifiseringsmetoder med hverandre, er å undersøke hvilken metode som egner seg best for klassifisering av platåbreen Hardangerjøkulen.

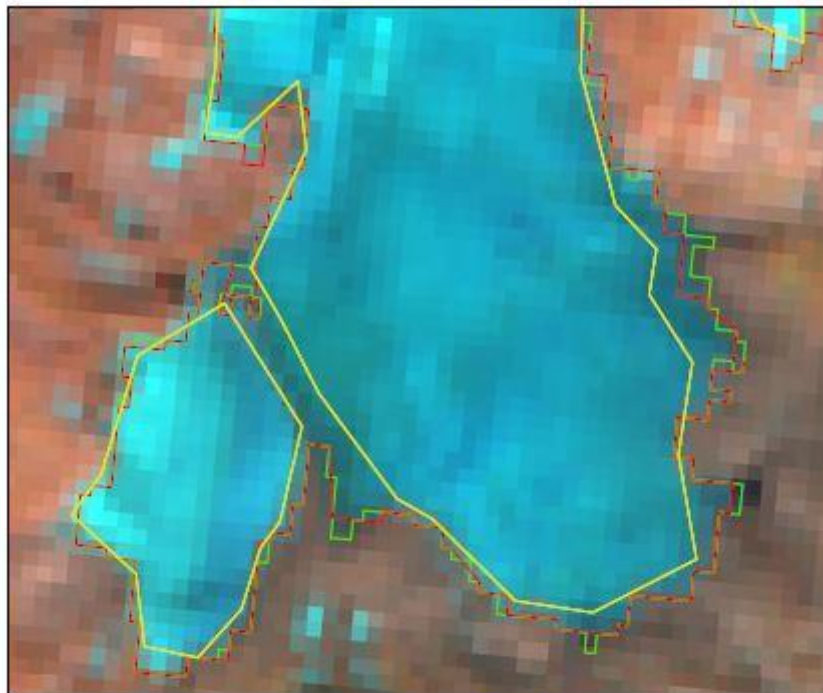
Totalt sett, ga OBIA bedre resultater enn PBIA sammenlignet med de manuelle digitaliserte målingene som blir sett på som de beste i denne undersøkelsen. De korrelerte med 99,66 % mens PBIA korrelerte med 97,35 % (figur 24). Ved nærmere undersøkelse (figur 25) ser man forskjellene godt mellom de ulike metodene. PBIA skiller breen i to, til tross for at isen er klar og tydelig (figur 25, øverst). OBIA ser derimot ut til å inkludere sesong snø på bilde nederst i figur 25. Landsat-bildene valgt for undersøkelsen hadde gode forhold, med lite skygge og sesongsnø og store deler av breens rene is var synlig på flere av bildene (figur 12).

Arbeidsmengden ble derfor betraktelig redusert. Hvis kvaliteten til bildene var dårligere, ville det ført til mer bearbeiding av feil-klassifiserte områder. OBIA har større muligheter for etterarbeid enn PBIA, dette utgjør kanskje den viktigste forskjellen. Fordelen med metoden i denne undersøkelsen, var muligheten til å fjerne uønskede klassifiserte områder, ved og enkelt velge feilklassifiserte objekter og omklassifisere de til egnet klasse. PBIA fra 2011 hadde et avvik på -4,54 prosent sammenlignet med det manuelle omrisset, noe som tilsvarer over 3 km². Resultatene fra 1998, viste et avvik på 0,48 prosent. I dette tilfellet ga PBIA bedre resultater enn OBIA (0,52 prosent).



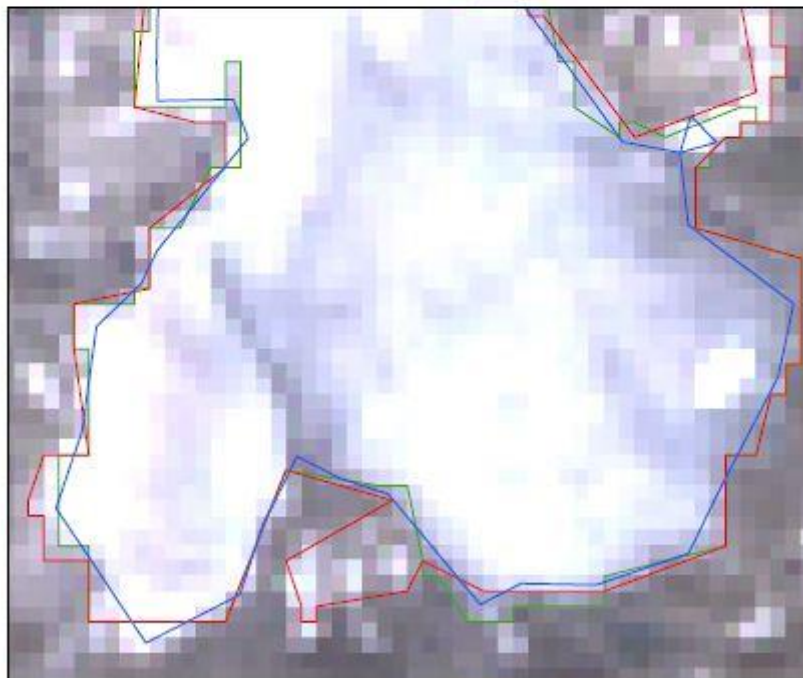
Figur 24. Resultater fra de automatiske klassifiseringsmetodene av Hardangerjøkulens areal, sammenlignet med manuell digitalisering. De stiplede linjene indikerer kun sammenhengen mellom de kartlagte årene.

Vestre Leibottsskåka



0 300 600 m

2014 PBIA
2014 OBIA
2014 manuell



0 300 600 m

2003 PBIA
2003 OBIA
2003 manuell

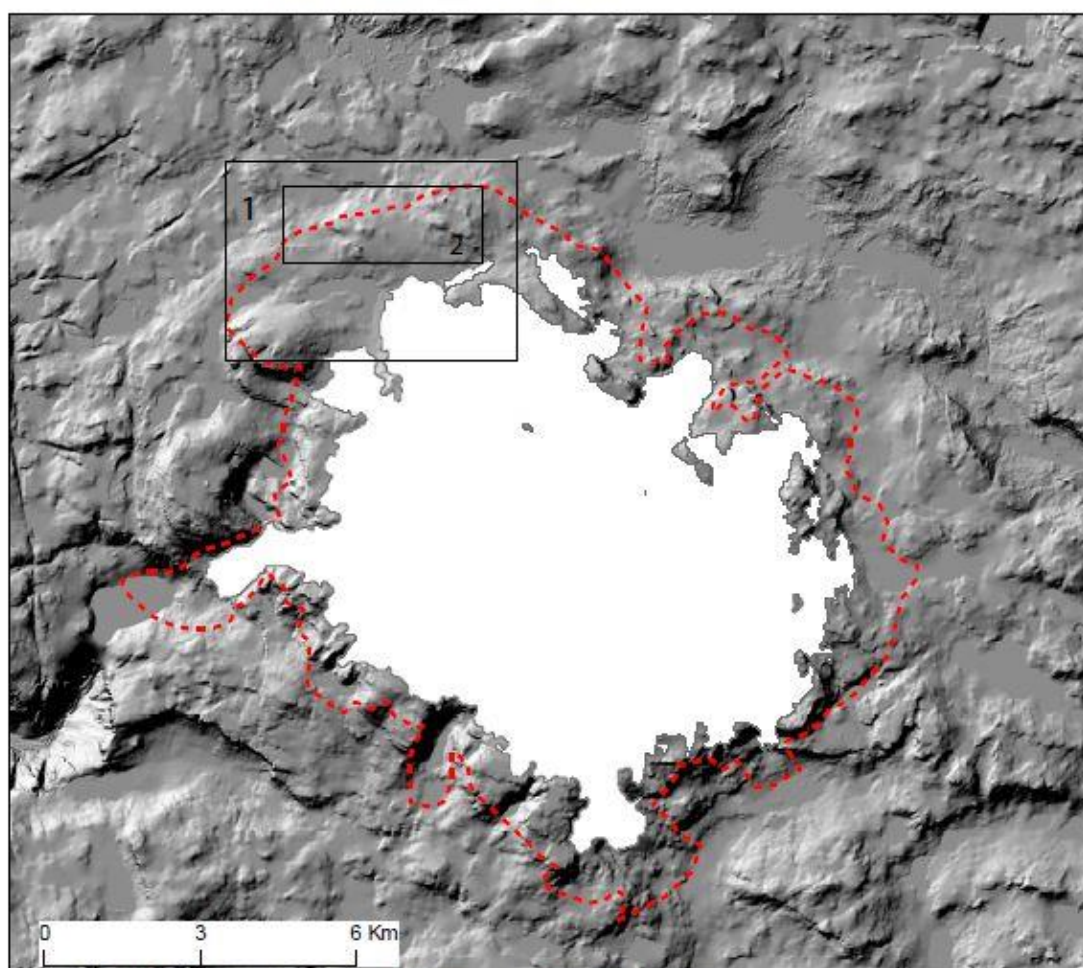
N
▲

Figur 25. Utsnitt av Vestre Leribottsskåka. (Øverst): båndkombinasjon swir-nir-red med omkrets fra de tre ulike metodene i 2014. (Nederst): båndkombinasjon red-green-blue med omkrets fra de tre ulike metodene i 2003.

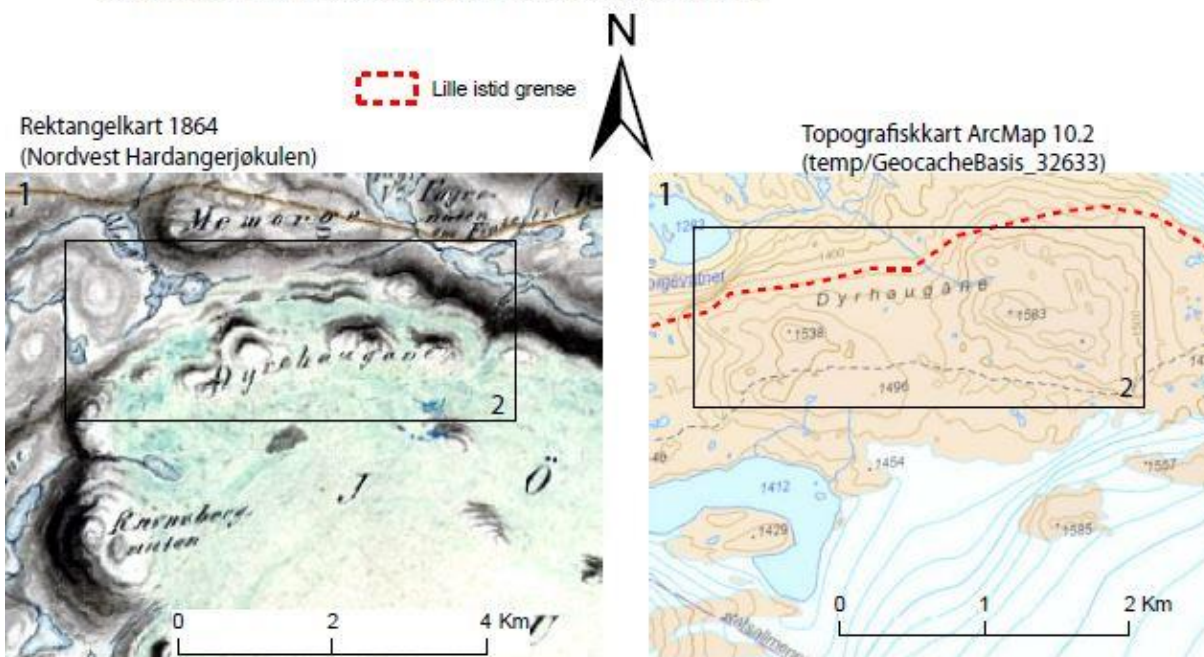
5.1.3 Lille istid maksimum målt med fjernanalyse

Den fjernanalytiske kartleggingen av Lille istid maksimum av Hardangerjøkulen, viste et areal på ca. 117 km² (figur 26), 21 km² større enn arealet i 1920. Mye tyder da på at breen har holdt seg forholdsvis stabil gjennom denne perioden. Indikasjoner på Hardangerjøkulens utbredelse under lille istid maksimum ser man spesielt ved Rembesdals-skåki, Midtdalsbreen og Blåisen. Kartleggingen utført fra 1920-25 (96 km²) er brukt som utgangspunkt for breens utbredelse under Lille istid maksimum ettersom maksimum lille istids grenser har hatt et større omfang enn i 1920. Det historiske rektangelkartet fra 1864 viste den sørvestlige delen av Hardangerjøkulen. Kartet ble benyttet til å knytte stedsnavnet Dyrhaugane (figur 26 bilde 2), beskrevet på det historiske kartet, med dagens topografiske kart. Området befinner seg nordvest på Hardangerjøkulen, hvor kartet fra 1864 viser at breen går rundt og forbi disse to fjelltoppene på 1538 og 1583 meter. Sørsiden og østsiden av Hardangerjøkulen var de vanskeligste områdene å tolke, da det har blitt gjort få studier i områdene og det var vanskelig å observere morener og andre konturer i landskapet. Disse områdene ble forsøkt kartlagt ved å tolke topografien med en skyggemodell som referanse i tillegg til høyoppløselige satellitt- og flybilder.

Hardangerjøkulen Lille istid maksimum



Bakgrunn: DEMSK skyggemodell. Breomkrets (2003): Data fra NVE



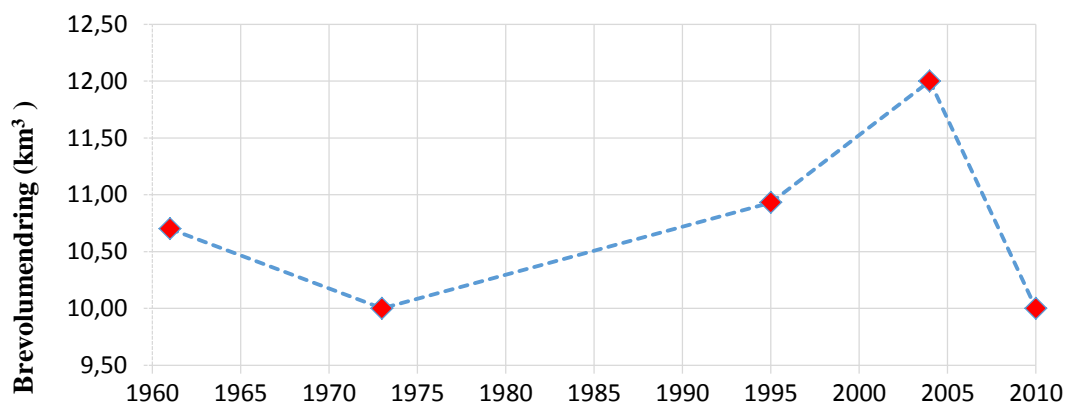
Figur 26. (øverst): Rød stiplet linje indikerer Lille Istid maksimum. (Nede til venstre): utsnitt av rektangelkart fra 1864. (nede til høyre): topografisk kart fra 2010 med Lille istid maksimum grenser indikert i rød stiplet linje. Som man ser på rektangelkartet går breen rundt og forbi Dyrhaugane.

5.2 Volum- og overflateendringer på Hardangerjøkulen fra 1961 til 2010

Ved å ta i bruk fem DEMer fra 1961 til 2010 og en DEM av bunntopografien (2010), har det vært mulig å beregne relative volum- og overflateendringer på Hardangerjøkulen. DEM1995, DEM2004 og DEM2010 ble brukt til å illustrere overflateendringer, da de var mest nøyaktig.

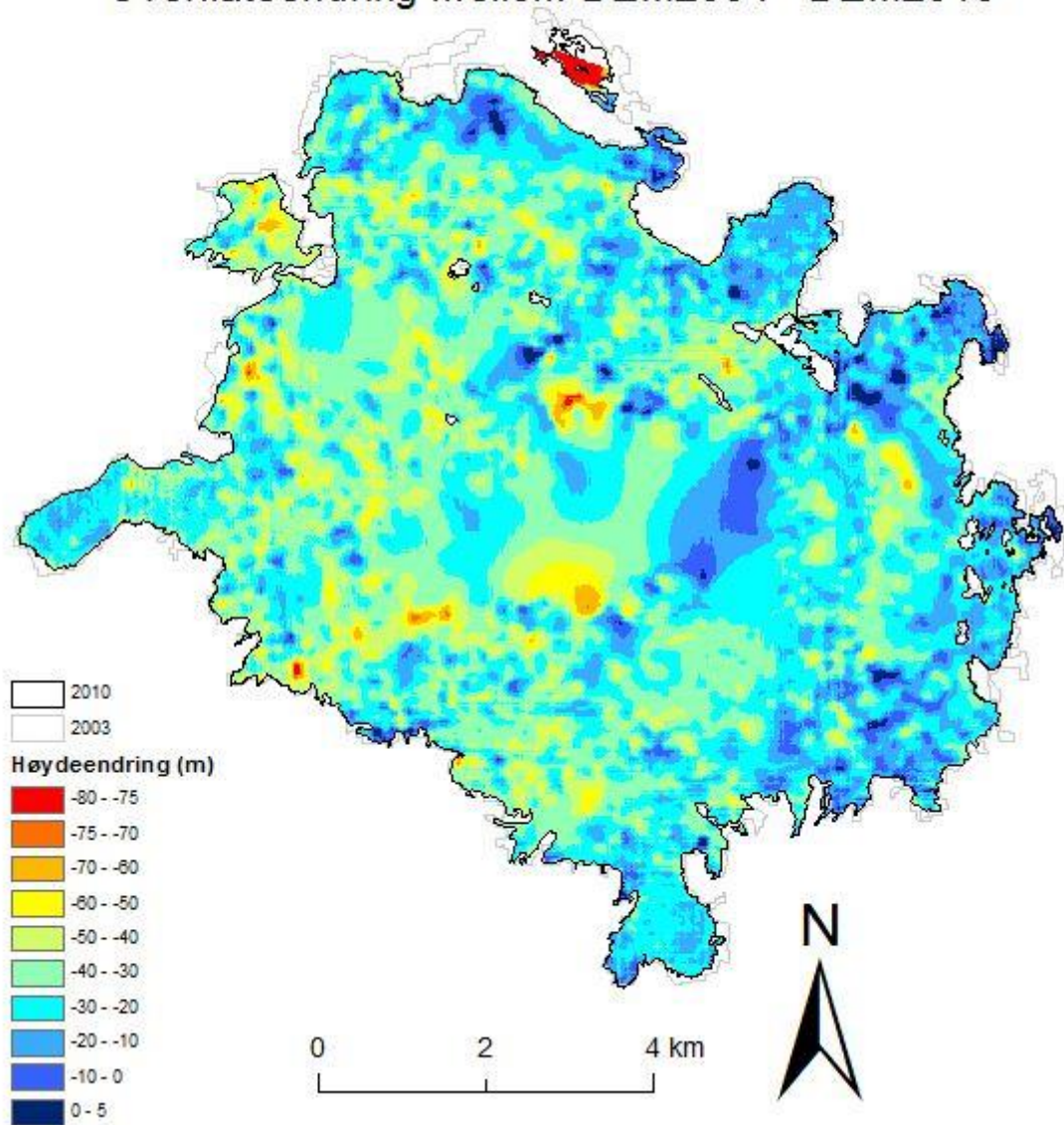
Resultater fra DEM1961 viser et totalt volum på 10,7 km³ (figur 27). Fram til 1973, får breen en liten nedgang på 0,7 km³, før den ytterlig øker frem mot 1995 til 10,9 km³. I perioden mellom 1995 og 2004, øker breen med 1,1 km³ fra 10,9 km³ til 12 km³ (10 % økning).

Resultatene kan sees i sammenheng med økning av breareal for perioden 1988-1998 (3 % økning). Fra 2004 til 2010 ser vi en sterk nedgang av brevolum. 2 km³ forsvinner på 6 år noe som forårsaker store vertikale nedsmeltinger (figur 27 og 28), spesielt på vestsiden (tabell 8). Gjennomsnittlig overflateendring på Hardangerjøkulen i perioden 2004-2010 er på ca. -29 meter for hele breen, og ca. -13 meter mellom 1995-2010. På utløpsbreene Rembesdalsskåki og Ramnabergsbreen, ser vi en nedsmelting på opptil 50 meter (figur 28 og 29). Midtre og sørlige deler av breens vestside ser ut til å ha mye nedsmelting. Ramnabergsbreen og deler av Rembesdalsskåki får størst nedsmelting, mens Midtdalsbreen og Blåisen opplever minst endring. Flere områder på Blåisen viser en vertikal økning med opptil 5 meter i perioden 2004-2010 (figur 29) mulig forårsaket av sesongsnø eller feil i data. Øverste breflekk på figur 28 og 29 viser høyest overflateendring, sannsynligvis forårsaket av feil i data på grunn av høy helningsgrad (se figur 40: modell av helningsgrad).



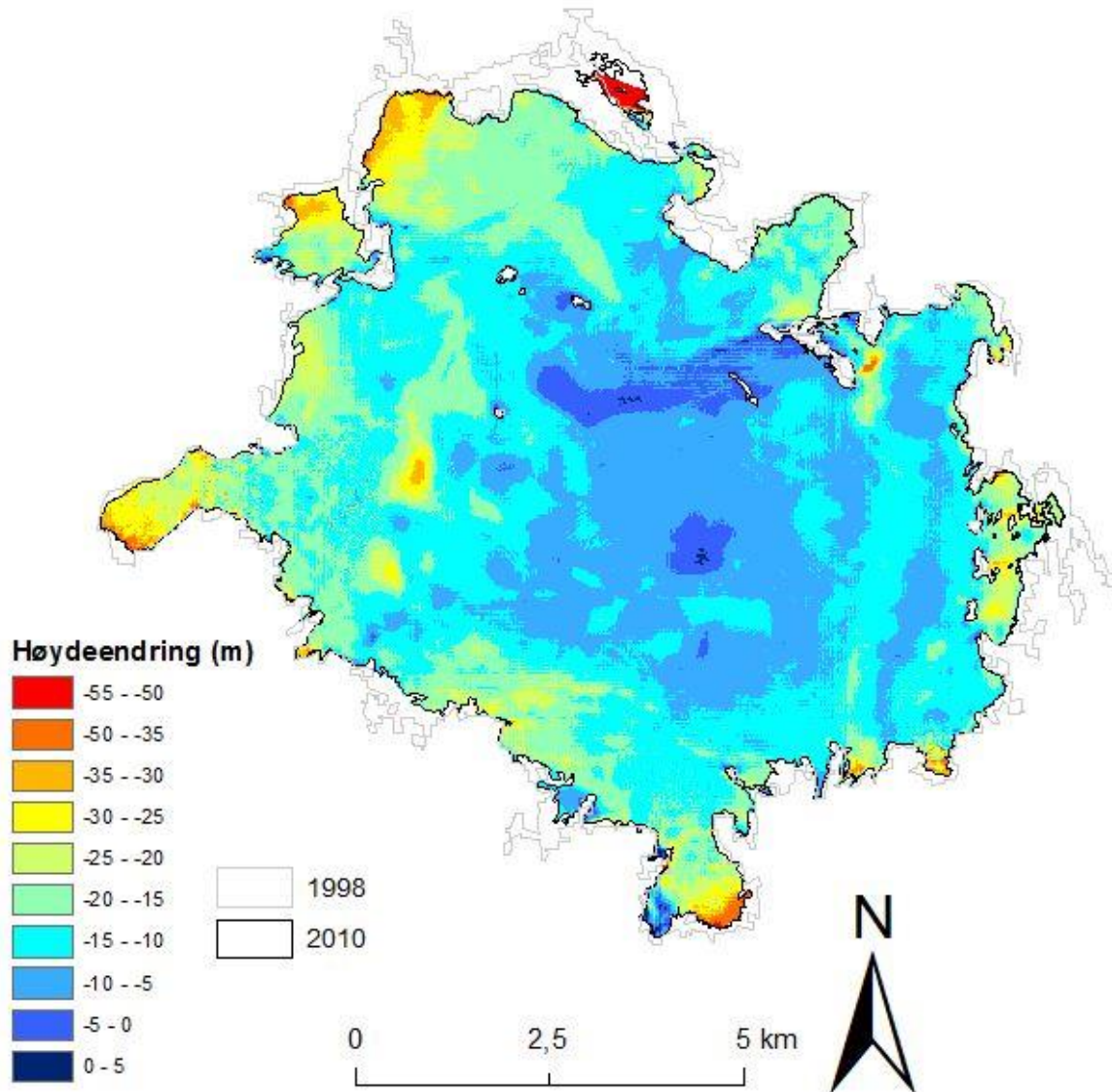
Figur 27. Brevolumendringer av Hardangerjøkulen fra 5 ulike DEMer basert på DEM fra bunntopografien til Hardangerjøkulen

Overflateendring mellom DEM2004 - DEM2010



Figur 28. Overflateendringer mellom DEM2004 og DEM2010 på Hardangerjøkulen. En større endring er synlig på vestsiden

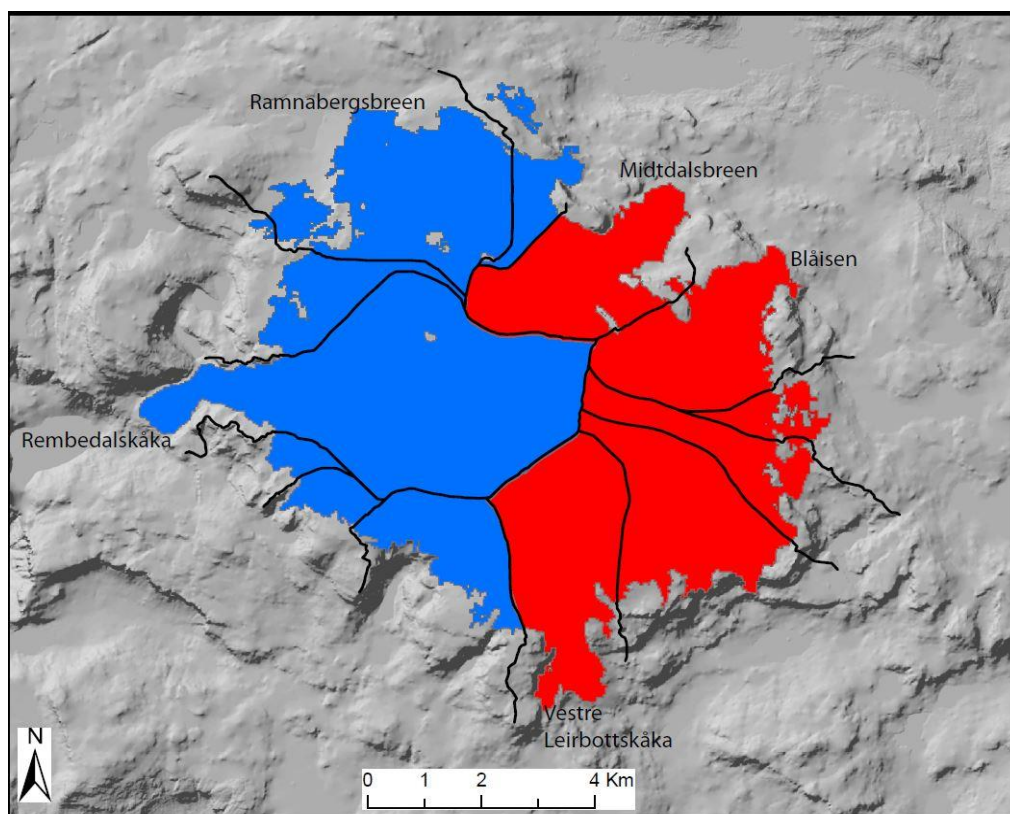
Overflateendring mellom DEM1995 - DEM2010



Figur 29. Overflateendringer mellom DEM1995 og DEM2010 på Hardangerjøkulen. En større endring er synlig på vestsiden.

5.3. Endringer vest/øst

Å avdekke forskjellene fra vest- og østsiden av Hardangerjøkulen (figur 31), kan gi en indikasjon på hvilke del av breen som endrer seg mest da den ligger på grensen til å ha et maritimt klima i vest og et kontinentalt klima i øst. Tatt i betraktning de lokale klimatiske forskjellene i området, som følge av framtreddende vindretning fra vest-sørvest og nedbørsfordeling, ser vi totalt sett en større prosentvis endring på vestsiden av breen enn østsiden både i areal og volum (tabell 7 og 8). Endringene vist i tabellene viser forskjellen (%) i areal og volum målt mellom vest og øst.



Figur 30. Hardangerjøkulen er delt opp ut i fra dreneringslinjene (data fra NVE) og videre delt inn i øst (rød sone), vest (blå sone) (2014 polygon). DEMSK er brukt for generering av skyggemodell. Areal og volumendringene er utregnet for de øvrige sonene mellom 1920-2014 for breareal og 1961-2010 for brevolum. (tabell 6 og 7).

Arealendringene viser at vestsiden hadde de største variasjonene enn hva østsiden hadde for periodene mellom 1920-2014. Totalt sett var ikke forskjellen særlig stor, men spesielt 3 perioder bemerker seg der hvor vestsiden har større årlige endringer enn østsiden (2010-2011, 1998-2002, 1955-1961) (tabell 7). Ramnabergsbreen endrer seg mest av alle utløpsbreene (appendiks 2) for tidsperioden 1920-2014. For perioden 1920 til 1955 er endringene større på

østsiden av Hardangerjøkulen. Fra 1955 til 1961 ser vi derimot større endringer i vest og nesten ingen endring i øst. Fra 1984 til 1988 er endringene større i vest før en økning i perioden 1988 til 1998 viser de største økningene i øst. Ytterligere minkinger starter fra 1998 til 2002, mest på vestsiden før østsiden opplever en ørliten større endring i perioden 2002-2003. Fra 2003 til 2008 er endringene størst i vest før endringene blir størst i øst i perioden 2008-2010. 2010-2011 har små endringer i øst, større i vest før de største endringene foregår i øst for perioden 2011-2014. Tatt i betraktning de årlig gjennomsnittlige endringene, utregnet ut i fra hver periode, ser vi de største endringene i vest på -2,5 % i 2010-2011 for perioden hvor to år er beregnet etter hverandre.

Tabell 6. Prosentvis arealendring for vest/øst i inndelte perioder. Årlig gjennomsnittlig endring basert på beregninger fra inndelte perioder.

År	vest	øst	Årlig endring vest (% å ⁻¹)	Årlig endring øst (% å ⁻¹)
2011-2014	-2,64 %	-3,48 %	-0,88	-1,16
2010-2011	-2,46 %	-0,19 %	-2,46	-0,19
2008-2010	-2,56 %	-3,90 %	-1,28	-1,95
2003-2008	-2,26 %	-1,20 %	-0,45	-0,24
2002-2003	-0,66 %	-0,87 %	-0,66	-0,87
1998-2002	-9,15 %	-6,06 %	-2,3	-1,15
1988-1998	4,40 %	6,20 %	0,44	0,62
1984-1988	-4,03 %	-3,89 %	-1	-0,97
1961-1984	-0,31 %	-1,38 %	-0,013	-0,06
1955-1961	-4,51 %	-0,17 %	-0,75	-0,03
1920-1955	-15,96 %	-18,74 %	-0,45	-0,53

Volumendringene viser at vestsiden hadde de største endringene sammenlignet med østsiden for perioden 1961-2010 (tabell 8). Gjennomsnittlig, forholder breen seg forholdsvis stabil på vest- og østsiden i perioden fra 1961 til 1995 med en større endring på østsiden enn vestsiden i perioden 1973-1995. Fra 1995 til 2004 ser vi en større endring på vestsiden, før nedsmeltinger fra 2004 til 2010 fører til ytterligere større endringer på vestsiden enn østsiden

Tabell 7. Prosentvis volumendring vest/øst for inndelte perioder og gjennomsnittlig.

År	vest	øst	Årlig endring vest (% å ⁻¹)	Årlig endring øst (% å ⁻¹)
2004-2010	-18,46 %	-12,96 %	-2,3	-1,62
1995-2004	10,7 %	8 %	1,53	1,14
1973-1995	1,72 %	2,04 %	0,08	0,09
1961-1973	0 %	-2 %	0	0,16

5.4 Breens bevegelse mellom 2013-2014

Breens hastighet i perioden 2013 til 2014 ble forsøkt målt for utløpsbreene Blåisen, Rembedalskåka, Vestre Leirbottskåka og Midtdalsbreen. Resultatene er vist som gjennomsnittlige-, median-, minimum- og maksimum- verdier for hver enkelt undersøkt utløpsbre vist under klassifisering i ArcMap 10.2 (tabell 9).

Gjennomsnittlig hastighet lå på rundt 100 meter (mer for Blåisen) for alle utløpsbreene. Medianverdiene ga derimot mindre verdier (bortsett fra Blåisen). Hastigheter over 450 meter virker urealistisk og vil bli diskutert nærmere i *kapittel 7.4* da resultatene også viste bevegelser oppstrøms, noe som må skyldes feil i anvendt metode.

Tabell 8. Målt hastighet for fire utvalgte utløpsbreer på Hardangerjøkulen. Fire ulike verdier er vist.

Utløpsbre	Gj.snitt (m)	Median (m)	Maks (m)	Min (m)
Blåisen	188	199	491	4,6
Vestre Leir.	96	38	472	0,3
Rembedalskåki	119	67	536	3,3
Midtdalsbreen	126	53	534	0,8

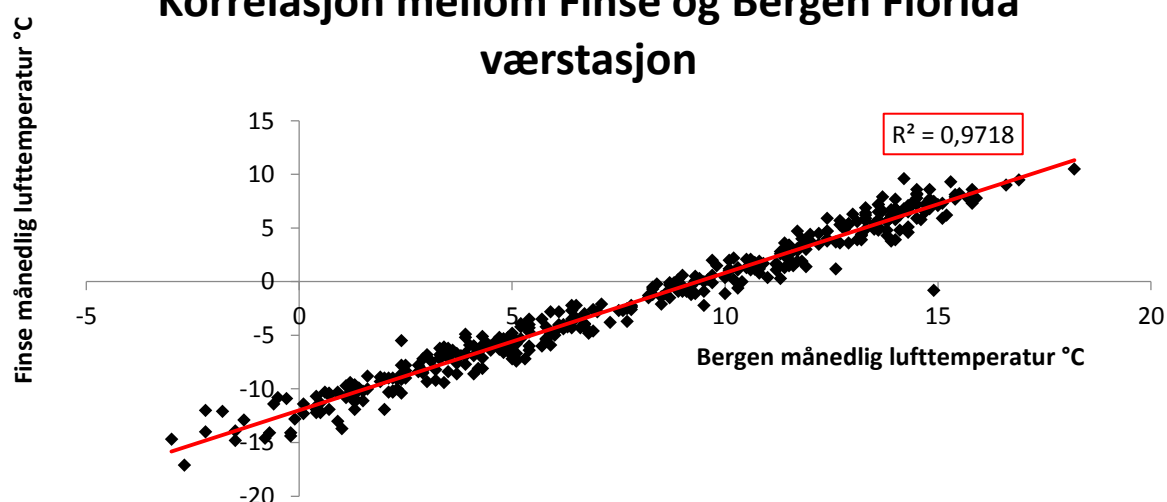
5.5 Korrelasjon med klimatisk data og *in-situ* massebalansedata

Arealendringene og volumendringene på Hardangerjøkulen kan knyttes opp mot klima basert på variasjoner i nedbør, temperatur og den Nord Atlantiske Oscillasjon (NAO). Dette kapittelet tar sikte på å se på virkningen disse parameterne har hatt på breen gjennom ablasjonsperioden mai til september for lufttemperatur (figur 30) og akkumulasjonsperioden oktober til april for nedbør (figur 31). I tillegg kan NAO knyttes opp mot nedbør. Forslag til responstiden av når klimaendringer gir utslag på breen blir også presentert. I tillegg er årlige *in-situ* massebalansemålinger fra 1963 til 2014 målt av NVE på Rembesdals-skåka, sammenlignet med breareal- og volumendringer kartlagt i denne undersøkelsen.

5.5.1 Korrelasjon med klimatisk data

På grunnlag av klimadata nedlastet fra eklima.met.no av Meteorologisk Institutt (www.eklima.met.no) (tabell 9) er to tidsserier konstruert for lufttemperatur (mai-sept) og nedbør (okt-april) fra 1920-2014. Årlige NAO indeks-verdier (Hurrell, 2014) er brukt for perioden 1920-2014. På grunn av manglende data for lufttemperatur fra værstasjoner i nærheten av Hardangerjøkulen, ble Bergen Florida/Fredriksberg brukt som erstatning. En korrelasjon mellom Finse og Bergen værstasjon på 0,9718 (R^2) ble påvist (figur 31) og kan dermed brukes som erstatning for Finse værstasjon. Nedbørdata baseres på ulike værstasjoner tilgjengelig i nærheten av Hardangerjøkulen (tabell 9.). Det må tas høyde for feil i dataen, da det forekommer lokale nedbørsforskjeller for de ulike værstasjonene (Giesen and Oerlemans, 2010). Det mangler også verdier fra 1968-1969 og 1974. For denne undersøkelsen vil verdiene være tilstrekkelig nok til å vise en trend og korrelasjon mellom breareal og nedbør.

Korrelasjon mellom Finse og Bergen Florida værstasjon



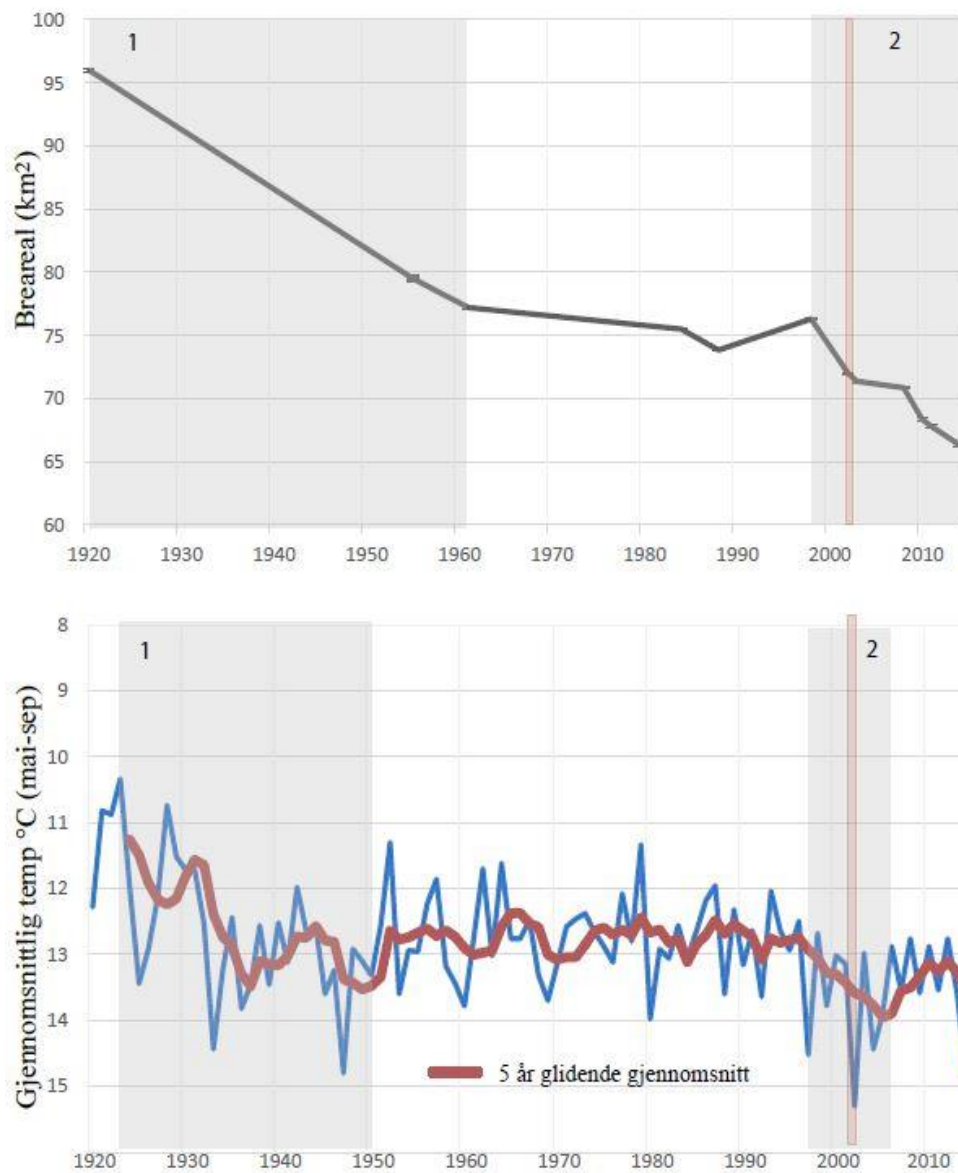
Figur 31. Korrelasjon mellom Finse og Bergen Florida målestasjon for klimaperioden 1957-1990. Korrelasjonskoeffisient (R^2) mellom værstasjonene er 0,97. På grunn av ufullstendig dataserie for Finse, blir Bergen værstasjon brukt som grunnlag for temperaturmålinger for perioden 1920-2014.

Tabell 9. Oversikt over værstasjoner brukt i denne undersøkelsen. N (nedbør) og T (temperatur) viser parametere brukt for hver enkelt værstasjon

Stasjon	WMO nr.	M.O.H.	Distanse fra bre(km)	Meteorologiske parametere	Periode
Finse	25840	1224	8	N	1970-1973
Finse 1	25850	1224	8	N	1921-1924
Slirå	25900	1300	9	N	1925-1967
Finsevatn	25830	1210	9	N	2010-2014
Liset	49750	748	15	N	1975-2009
Bergen	50560	41	120	T	1905-1948
Fredriksberg					
Bergen Florida	50540	12	120	T	1949-2014

5.5.1.1 Sammenheng mellom breareal og temperatur for perioden 1920-2014.

Relasjon mellom arealet til Hardangerjøkulen og sommertemperatur for ablasjonsperioden (mai-sep) mellom 1920-2014 sammenlignes i grafene i figur 32. Grafen for temperatur viser også glidende gjennomsnitt 5 år. Med unntak av perioden etter 1998 (2), er det lite som tyder på at temperaturen har hatt en effekt på breens areal, bortsett fra periode (1) på slutten av 1920-tallet frem til ca. 1950 hvor man ser en drastisk økning i temperatur på nesten 2 °C. Dette er vanskelig å påvise ut i fra hull i datasettet fra 1920-1955. Etter 1950, forholder temperaturen seg forholdsvis stabil frem til ca. 1995, da brearealet viser samme trend fra 1961 og frem til 1998. Økningen i breareal ser ikke ut til korrelere med temperatur. Fra ca. 1995 og frem til 2005 ser man en økning i temperatur på ca. 1 °C. Brearealet minker med 5,64 % for perioden 1998-2002. Det korrelerer bra i sammenheng med økende temperaturer fra 1995 til 2005. Frem mot 2014 ser vi at temperaturen synker, før den i 2013-2014 øker igjen. Responsen mellom økende sommertemperatur og nedgang av breareal, ser ut til å ha en forsinkelse på rundt 1 år, illustrert med rød stolpe i figur 32 hvor rekordåret for varmeste temperatur gjennom tidsperioden var i 2002 og den nest hurtigste årlige minkingen skjedde i perioden 1998-2002. Temperaturendringen ser ut til å ha en sammenheng med Hardangerjøkulens endringer når forandringene foregår hurtig.

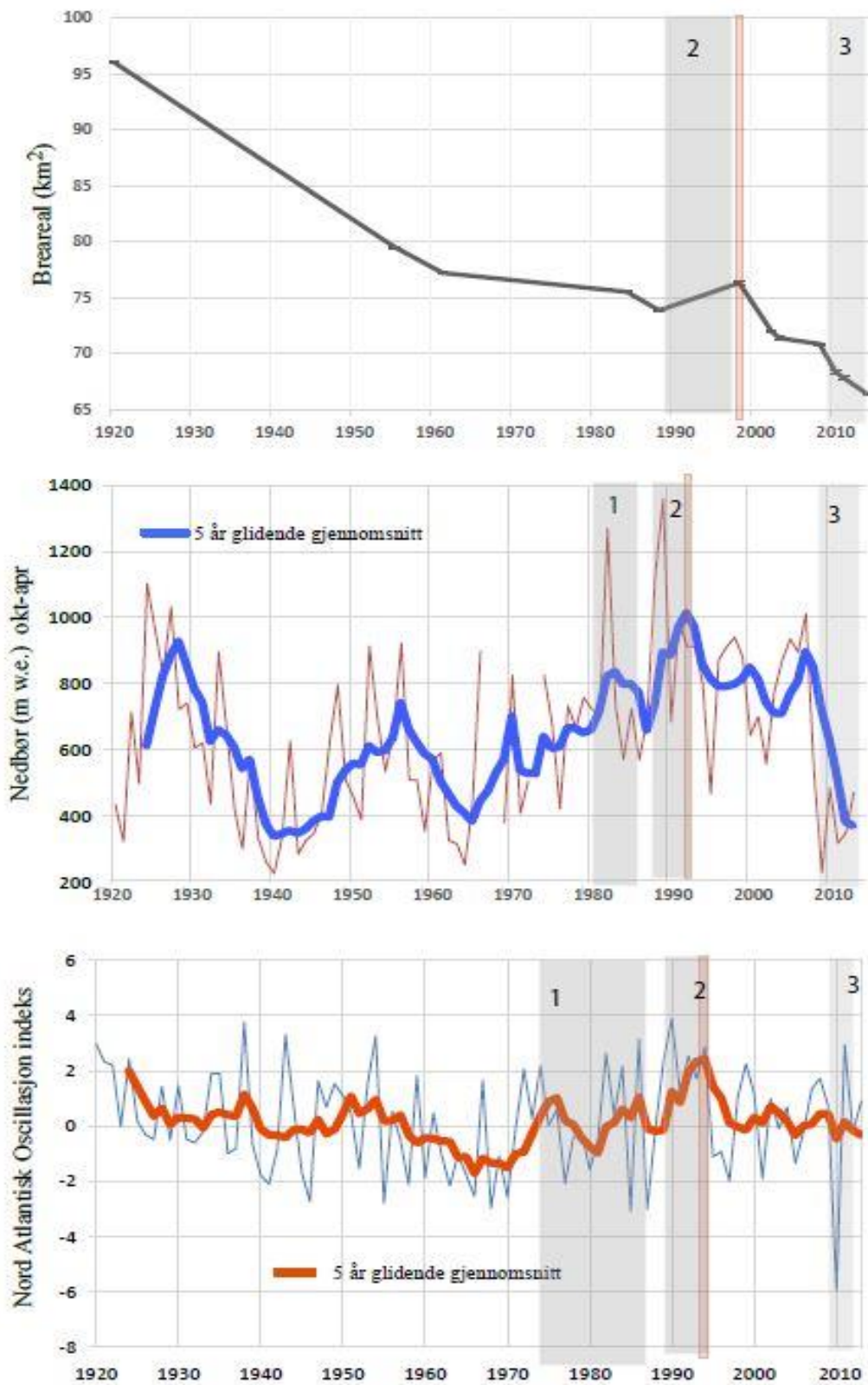


Figur 32. Kobling mellom måltareal til Hardangerjøkulen og lufttemperatur (merk at y-aksen i nederste graf er vendt om for å fremheve korrelasjonen mellom grafene) for perioden 1920-2014. De markerte områdene (grå) indikerer samsvarende trender og stolpene (rød), indikerer forsinkelser på klimaresponsen.

5.5.1.2 Sammenheng mellom breareal, nedbør og NAO

Relasjonen mellom Hardangerjøkulens areal, vinternedbør (akkumulasjonsperioden okt-apr) og årlig NAO-indeks sammenlignes i figur 33. for perioden 1920-2014. Grafene for nedbør og NAO markerer også glidende gjennomsnitt på fem år.

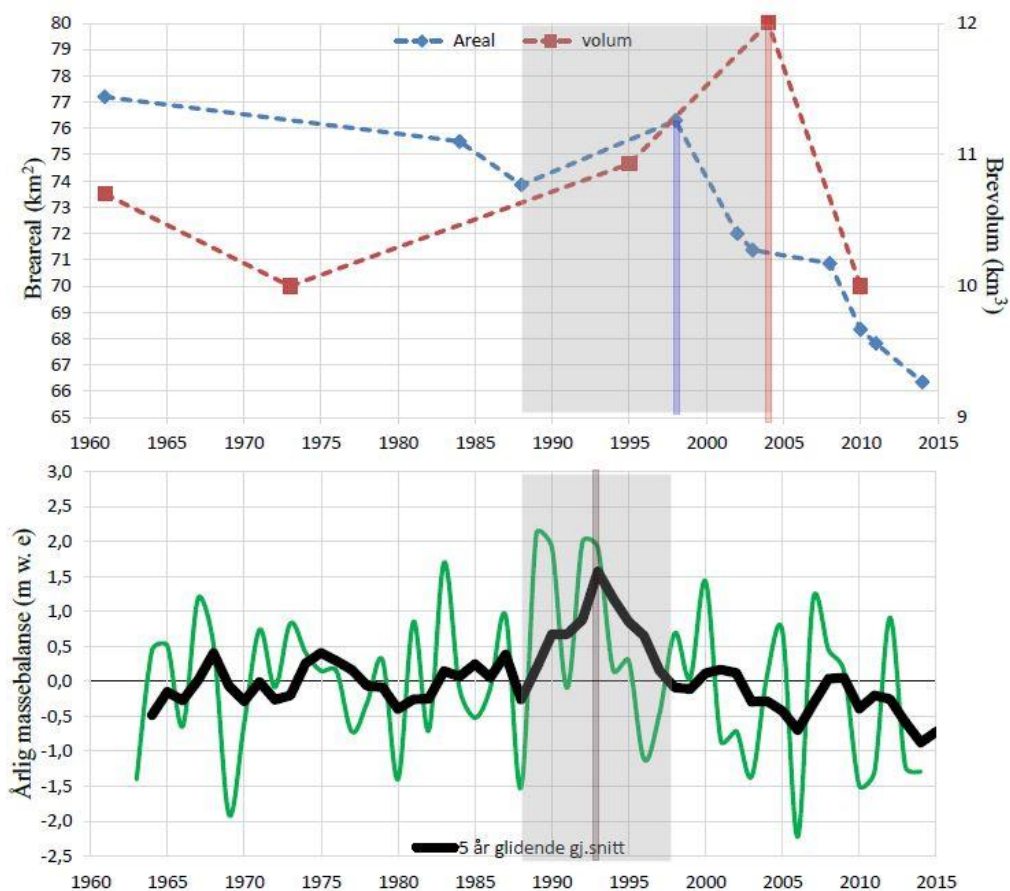
Den første perioden (1), markerer en økning i nedbør som korrelerer godt med en økende NAO-indeks. Ingen sammenheng til brearealet er påvist for den perioden, da arealet minker. For periode nummer 2 derimot, bidrar en sterk NAO til mer nedbør, noe som fremkaller Hardangerjøkulen sitt areal til å vokse. Perioden viser en klar økning i breareal for perioden 1988-1998 på 3,3 prosent. En økning i nedbør og NAO indeks starter i 1989 og varer frem til 1993-94. Responstiden ser ut til å være på 4-5 år for nedbør og breareal. Responstiden til NAO og nedbør ser ut til å være innenfor 1 år. Samsvarende trender i sone 3, viser en sterk nedgang i NAO, som fører til lavere vinternedbør, som igjen fører til hurtig minking av brearealet. Det er vanskelig å påvise responstiden i dette tilfellet, da det forekommer minking i areal hele tiden uten klare trender i NAO og nedbør



Figur 33. Viser kobling mellom kartlagt arealendring til Hardangerjøkulen, nedbør (eklima.met.no) og NAO (data fra Hurrell, 2014) for perioden 1920-2014. De markerte områdene (grå) indikerer samsvarende trender og stolpene indikerer forsinkelser på klimaresponser.

5.5.2 Korrelasjon med *in-situ* massebalansedata

Norges vassdrags- og energidirektorat har gjennomført *in-situ* massebalansemålinger på Hardangerjøkulen nærmere bestemt utløpsbreen Rembesdalsskåka, fra 1963 til 2014. Figur 34 viser sammenhengen mellom Hardangerjøkulens areal og volum, med årlige massebalanseverdier. Perioden fra 1961 til 1984 forholder seg relativt stabil for både areal og volum, noe som samsvarer bra med sporadiske verdier for massebalanse. Fra ca. 1987 frem til ca. år 2000 (se glidende gj.snitt), forholder massebalansen seg positiv nesten hele perioden. I dette tidsrommet ser man eneste økning av breens areal gjennom hele tidsperioden og den største volumøkningen (2004). Som beskrevet tidligere er NAO-indeksen positiv rundt samme periode da det fører til økende nedbør. En forskjell på seks år fra når brearealet når sin topp (1998) og når brevolumet når sin topp (2004) er vanskelig å tolke noe ut i fra, da det forekommer hull i datasettene. Fra 1998 til 2014 minker arealet kraftig (ca. 13 %) noe volumet også gjør fra 2004 til 2010 (ca. 16 %) til tross for enkelte år med positiv massebalanse.



Figur 34. Viser koblingen mellom arealet og volumet til Hardangerjøkulen med massebalansen (data fra NVE) til breen (Rembesdalsskåka) for perioden 1963-2014. Markert område (grå) indikerer samsvarende trend mellom datasettene. Stiplede linjer indikerer sammenhengen mellom datasettene. Støpene indikerer topp i areal og volum forårsaket av en sterk positiv massebalanse.

6 DISKUSJON

Denne undersøkelsen har hatt som mål å rekonstruere brehistorien til Hardangerjøkulen fra 1920 til 2014 i tillegg har det vært forsøkt å kartlegge «Lille istid maksimum» og brehastigheten fra 2013-2014 basert på fjernanalyse og geografiske informasjonssystem. Ulike teknikker og metoder har blitt brukt til å studere breparametere for å få en forståelse av hvordan breen har endret seg over en lengre periode og hvordan klimaet har påvirket til dette. Dette kapittelet presenterer feilene og usikkerheten i datamaterialet brukt i undersøkelsen. Anvendte metoder og presenterte resultater vil bli diskutert. Forsinkelser mellom klimaavvik og brerespons i tillegg til klimatiske drivkrefter som kan ha forårsaket endring på Hardangerjøkulen vil bli diskutert. Resultater gjort i denne undersøkelsen vil bli sammenlignet med andre studier gjort på Hardangerjøkulen og erfaringer fra denne undersøkelsen vil bli diskutert. Klimatiske og glasiologiske trender globalt, regionalt og lokalt vil også bli diskutert sett i lys av endringene hendt på Hardangerjøkulen og tidligere studier gjort på Hardangerjøkulen vil bli sammenlignet med resultater fra denne undersøkelsen. Fremtiden til Hardangerjøkulen vil bli presentert til slutt sammen med konsekvenser klimaendringer kan ha på turisme og økonomi, forårsaket av endringer på Hardangerjøkulen.

6.1 Feil og usikkerhet i data brukt i denne undersøkelsen

6.1.1 Snø-, skygge og skydekke

Satellitt sensorer har sine begrensninger i forhold til grad av oppløsning når en utfører målinger. Optiske satellitter er avhengig av gode værforhold da linsen ikke penetrerer gjennom tett skydekke. Nevnt tidligere, er dette ofte et problem i kystklima hvor luftfuktigheten er høy og temperaturene er milde. Dette var et problem for studieområdet i denne undersøkelsen i tillegg til sesongbasert snøforhold. Tabell 10 viser deler av breen dekket av skygge og skydekke. Kun et av bildene hadde synlig skydekke, heldigvis lokalisert midt over breen, da det ikke ble utslagsgivende for den automatiske klassifiseringsprosessen. På grunn av breens forholdsvis lave helningsgrad, var kun ca. 0,5 prosent av breen dekket av skygge. Arealet av områder dekket av skygge og skydekke ble mål manuelt og omgjort til prosent i forhold til breens areal for de utvalgte årene. Hadde derimot skydekke vært utslagsgivende på alle tilgjengelige Landsat-bilder, kunne automatiske metoder blitt anvendt for å avdekke skydekke og gjenopprettelse av bildet med rene piksler ville vært mulig (e.g., Jin et al., 2012). For ytterligere studier, hadde det vært interessant, da det hadde gitt en mer komplett dataserie.

Tabell 10. Deler av breen dekket av skygge og skydekke (i %). Digitalisert manuelt i ArcMap 10.2 hvor ulike båndkombinasjoner ble brukt for å få frem skygge og skydekke best mulig.

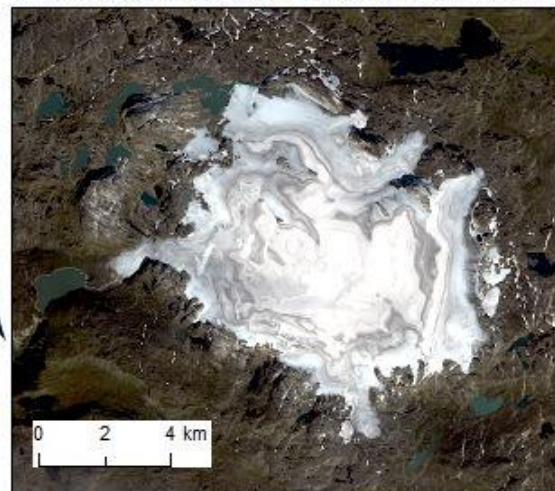
Dato	Sensor	Piksel- størrelse (m)	Deler av breen dekket av skygge i %	Deler av breen dekket av skydekke i %
16/09 2014	Landsat 8(OLI)(TIRS)	15	0,41	0
16/09 2011	Landsat 5TM	30	0,37	7,09
09/08 2003	Landsat 5TM	30	0,17	0
15/09 2002	Landsat 7ETM+	15	0,40	0
03/09 1998	Landsat 5TM	30	0,33	0
06/08 1988	Landsat 5TM	30	0,19	0
11/08 1984	Landsat 5TM	30	0,28	0

Identifikasjon av snø og is kan by på problemer når en bruker fjernanalyse. Albedoeffekten av snø og is- overflater forandrer seg ut i fra sesong, alder og grad av støv. Nær breens margin, hvor eksponert is kommer i kontakt med vegetasjon kan støv tildekke isen slik at det er vanskelig å se forskjell på hvor is møter vegetasjon. Dette kan forårsake at pikslene langs bremarginen vil få en kombinasjon av is og omkringliggende overflatemateriell, som resulterer i et signal det ikke er lett å tolke (Albert, 2002). Av erfaring fra tidligere studier, er det ikke formålstjenlig å bruke bilder med sesongbasert snø utenfor breens areal ved kartlegging av breer, da arbeidsmengden vil øke betraktelig etter prosessering for å justere breområder og områder utenfor dermed vil manuell redigering mest sannsynlig være nødvendig (Paul et al., 2013b). Det viste seg umulig å finne satellittbilder med null prosent sesongbasert snø til tross for at de utvalgte bildene ble tatt på sensommeren (august/september) hvor det er minst snø i fjellene. Bildet fra 1998 (3 september) (figur 35) utmerket seg spesielt med mer sesongbasert snø enn de øvrige bildene noe som understøttes av økende nedbør i perioden på 1990-tallet. Bildet fra 2014 (15 september) (figur 35) viste derimot mindre mengder, da også store deler av ren is er synlig på Hardangerjøkulen.

Landsat 5. Båndkombinasjon 321 (naturlig) - 03.09.1998

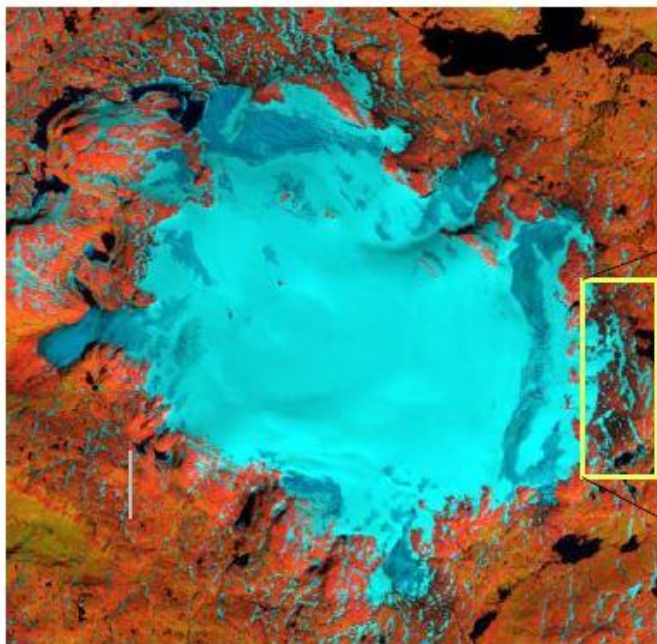


Landsat 8. Båndkombinasjon 432 (naturlig) - 15.09.2014

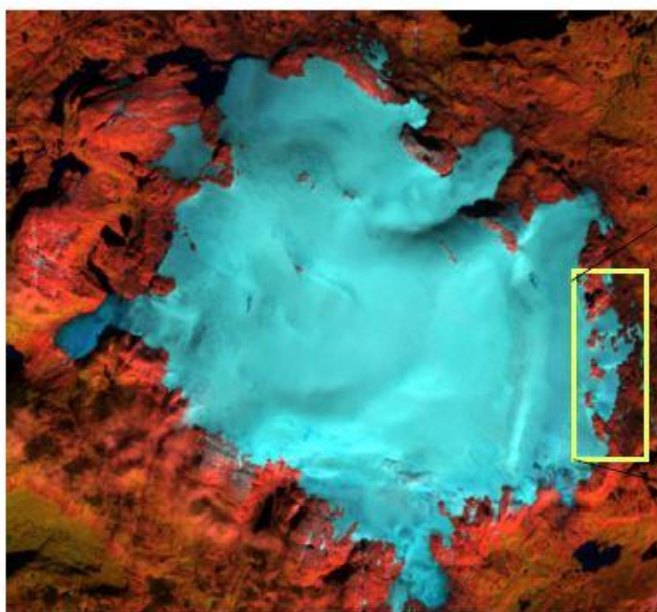


Figur 35. Forskjellig mengder sesongsnø ut i fra grad av vinternedbør. 1990-tallet var preget av store nedbørsmengder, mens 2014 viste lite nedbør.

Et Landsat-bilde fra 14.07.2011 (appendiks 1) som ikke ble brukt i denne undersøkelsen på grunn av mye snø rundt breen, ble sammenlignet med bildet tatt 16.09.2011 brukt i undersøkelsen (figur 36). Arealet målt etter automatisk klassifisering (OBIA) fra Landsat-bildet tatt 14.07 var ca. 10 km² (ca. 13 prosent) større enn arealet målt med Landsat-bildet fra 16.09. Feil i kartlagt breareal forårsaket av sesongsnø kan altså være utslagsgivende på resultatene og må tas høyde for i en undersøkelse av breer.



Scene ID: LT5199018201195KIS01 Dato: 14.07.2011



Scene ID: LT51990182011259MOR00 Dato: 16.09.2011

Figur 36. To ulike Landsat 5 bilder av Hardangerjøkulen fra 2011 med 1 måneders mellomrom. Utsnitt av østsiden markerer store forskjeller i sesongbasert snø.

6.1.2 Systematiske feil i datatidsserien for breareal

Nøyaktigheten i brearealresultatene påvirkes av oppløsningen på bildene. Pikselstørrelsen for anvendt data brukt i undersøkelsen av Hardangerjøkulens areal varierer fra 0,23, 0,5, 0,2 meter (tre ortofoto mosaikk, 1961, 2008, 2010), 15 meter (to Landsat 7 og 8- pankromatisk bånd-bilder) og 30 meter (fem Landsat 5- bilder) sett bort i fra de historiske kartene. Ut i fra Williams et. al., (1997), sin formel (2) for kalkulering av feil, kan en betegne usikkerhetsmomenter ved å undersøke de spektrale forskjellene (pikselstørrelse) i antall anvendte bilder brukt i undersøkelsen av Hardangerjøkulens areal. Ettersom satellittbilder kun gir et to-dimensjonalt bilde av breer og omkringliggende terreng, er det den spektrale forskjellen som er viktig til og nøyaktig å kartlegge brearealet (Williams et al., 1997).

$$(2) \quad E\sqrt{n}$$

Hvor E er feilen i målingen (pikselstørrelsen) og n er antall målinger. Det gir en nøyaktighet på $\pm 42,4$ meter for Landsat-5 bildene noe som tilsvarer ca. 2-3 piksler. En nøyaktighet på $\pm 21,2$ meter (1-2 piksler) er utregnet for Landsatt 7- og 8-bildene og $\pm 0,6$ meter for mosaikkene. Landsat 7-8 og Landsat-5 gir $\pm 33,5$ m. I følge Andreassen et al., (2008) vil nøyaktigheten av kartlegging i regioner hvor man ikke behøver å bruke manuell justering være bedre enn 3 %. Alle datasettene sammen gir en nøyaktighet på ± 70 meter.

Breareal kartlagt med historiske kart kan ha stor usikkerhet, da utfordringer knyttet til sesongbasert snødekke illustrert som en del av breen kan gi misvisende informasjon om breens faktiske areal (e.g., Winsvold et al., 2014). De fire historiske kartene utgitt i 1848, 1864, 1932 og 1974 ble som sagt forsøkt georeferert i ArcMap 10.2. Kartene fra 1848 og 1864 hadde RMSE verdier på ± 50 m og ± 38 m. De øvrige hadde under ± 10 m.

Gradteigskartene fra 1920-25 og 1955 ble brukt til å beregne breens areal, men karthøydene ble ikke brukt. Det hadde vært mulig å digitalisert høydekurvene illustrert på kartet og generert en DEM fra de, men kurvene ble sett på som for utydelig til at resultatene hadde vært gode. Likevel, er breer vektlagt på kartet med tanke på omkringliggende breer i området (Omnsbreen, Nord for Hardangerjøkulen vises tydelig). Det er derfor med stor sannsynlighet at kartet fremviser det faktiske omfanget av Hardangerjøkulen i 1920-1925 og 1955.

Rektangelkartene fra 1848 og 1864 er derimot ikke like nøyaktig. Ut i fra georefereringen (± 50 m og ± 38 m) var det mulig å beregne nøyaktigheten, men kartene er mest sannsynlig overdimensjonert da det ser u til at breen nesten rekker helt ned til Finsevatnet. Kartet gir likevel en god indikasjon på breens omfang på vestsiden, med mindre tegneren har inkludert

litt for mye sesongsnø langs brekanten, selv om lite tyder på det når omkringliggende landskap ikke har snø.

Mosaikken generert fra flybildene (1961) hadde RMSE-verdi på ± 25 m. Bildet ble eksportert til ArcMap 10.2 og georeferert med SPOT-bildet og 9 kontrollpunkt ble brukt til å forbedre bildet ytterligere. En RMSE verdi på $\pm 23,63$ ble påvist. Ettersom det ikke er hensiktsmessig å uthente kontrollpunkt fra breen på grunn av dens dynamikk, var det forventet å få feilverdier. Resultatene etter den manuelle digitaliseringen av mosaikken viste at brearealet stemte med 99 % sammenlignet med breareal kartlagt av NVE for 1961. Resultatene ble derfor ansett som brukbar og kunne dermed brukes som en del av tidsserien for breens areal.

6.1.3 Systematiske feil i datatidsserien for brevolum

Den digitale høydemodellen generert fra flybildene kunne ikke brukes i volumutregning på grunn av store feil. Feilene skyldtes mest sannsynlig få fotogrammetriske punkt å sammenligne med over breen på grunn av dårlig kontrast, og feil i trianguleringen på grunn av nunataker som stakk opp fra isen, skygge og dype bresprekker (Quincey et al., 2014).

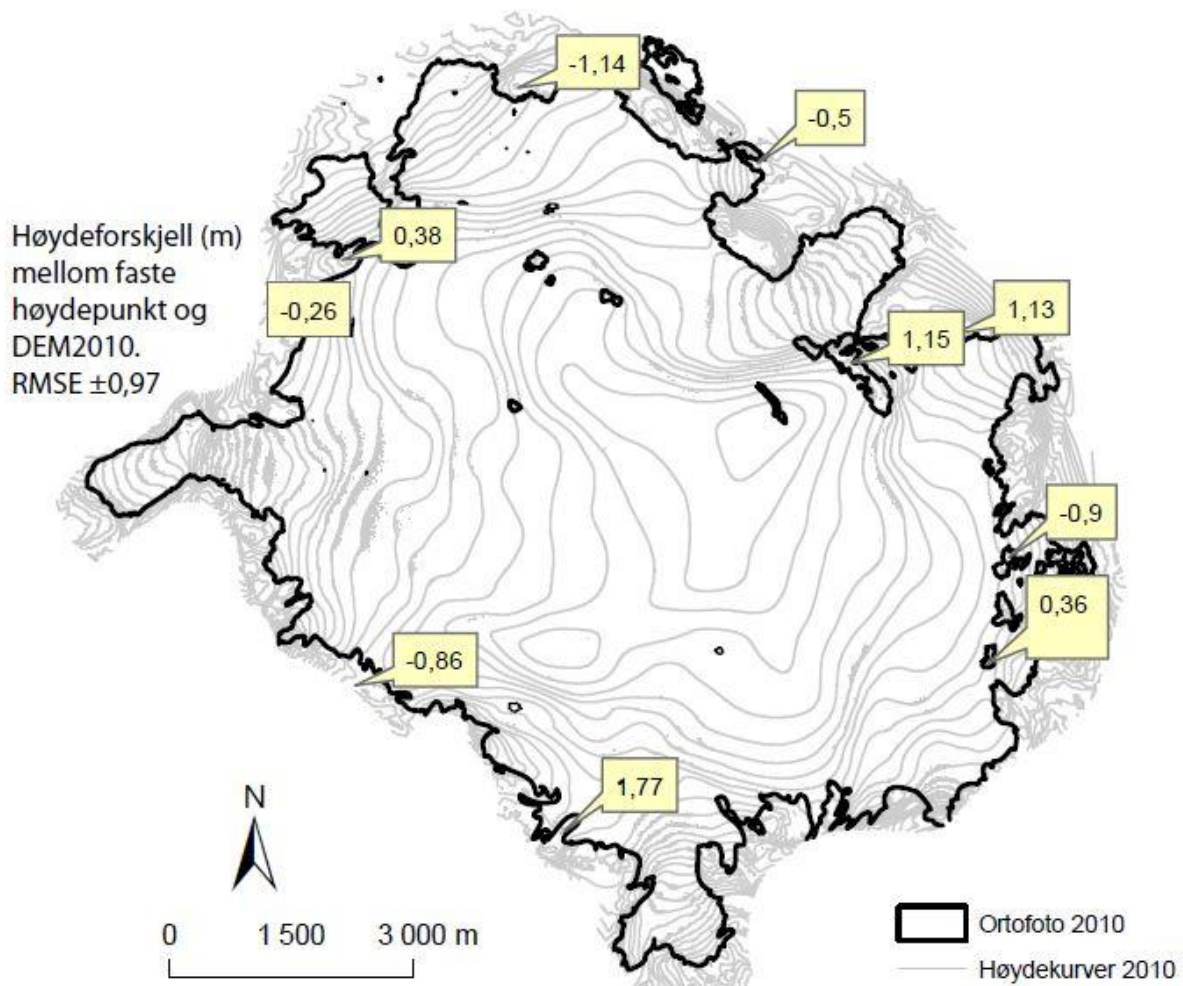
DEM1961 generert fra høydekurver gitt av NVE, ble brukt istedenfor.

DEMene brukt til utregning av brevolum ble systematisk testet for usikkerhet med formel (1). 10 faste høydepunkt (FKB-data) fra områder utenfor Hardangerjøkulens areal ble først sammenlignet med DEM2010 for beregning av høydeendringer (figur 37). En usikkerhet på ± 1 meter ble påvist etter utregning med formel (1) med maks avvik på 2 meter. Deretter ble de øvrige DEMene sammenlignet med DEM2010 fra de samme 10 høydepunktene og utregnet med formel (1). I tillegg ble maks avvik beregnet for DEMene (tabell 11).

Tabell 11. Root mean square error (RMSE) av digitale høydemodeller brukt i denne undersøkelsen. Verdiene baseres på 10 kontrollpunkt tatt utenfor breens areal på DEMene sammenlignet med faste høydepunkt fra FKB.

DEM	RMSE (m)	Maks avvik
DEM1961	± 20	29 m
DEM1974	± 27	49 m
DEM1995	± 4	8 m
DEM2004	± 11	22 m
DEM2010	± 1	2 m
DEMSK	± 2	3 m

DEM2010, DEM1995 og DEM2004 har best nøyaktighet og ble derfor brukt til å lage figurer å beregne overflateendringer mellom datasettene. På de øvrige DEMene varierer feilene fra ± 4 -27 m på, noe som skaper stor usikkerhet i volumberegningene. Usikkerheten i DEMer generert fra ASTER-bilder, ligger i følge Toutin, (2002) på mellom ± 15 -60 m vertikalt avhengig av type terreng og ± 15 -50 m horisontalt. DEM2004 blir derfor sett på som brukbar ettersom en RMSE verdi på ± 11 meter ble påvist. Etter co-registreringen mellom DEM2004 og DEMSK ble det påvist en forskjell på 0,3 meter vertikalt, noe som kan betraktes som misvisende ettersom RMSE verdien ble ± 11 og maks avvik i høyde er beregnet til 22 m, men som forklart i kapittel 4.1.2, er metoden annerledes og ikke sammenlignbar. Ytterlig co-registrering av de andre DEMene var ikke mulig, da de fleste DEMene kun hadde utsnitt av Hardangerjøkulen og ikke stabile områder utenfor da metoden avhenger av det.



Figur 37. 10 faste høydepunkt sammenlignet med DEM2010.

To typer feil påvirker målingene av breens vertikale endringer. Horisontale (planimetriske) og vertikale (altimetric). De planimetriske feilene henviser til horisontale skiftninger av korrekte høydeverdier, da de feilaktige østlige/nordlige lokalitetene enten er systematisk eller varierer i en eller flere retninger (Quincey et al., 2014).

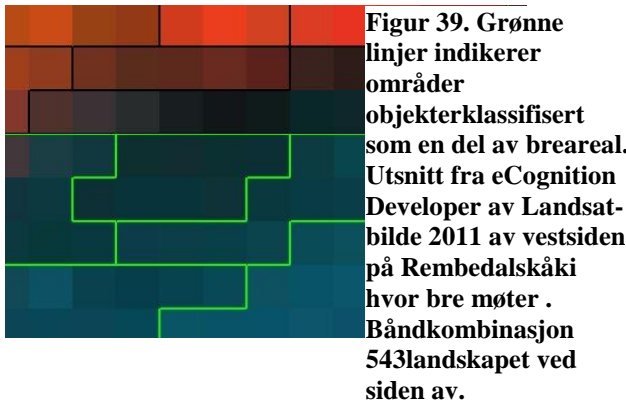
Ettersom datasettene for areal- og volumendringene ikke hadde årlige verdier, ble den prosentvise gjennomsnittlige endringen utregnet av årene mellom hver observasjon for å få årlige verdier (%/år). Med tanke på at man har ulike verdier for hver tidsperiode, vil f.eks. en konstant årlig nedgang i en periode ha andre årlige verdier i en annen periode. Uansett hvilke metode en bruker, vil ikke resultatene være fullkommen, fordi uavhengige svingninger kan oppstå for hvert enkelt år. Resultatene vil derimot kun være en indikasjon på hvordan breen forandrer seg årlig, men det vil kun være antakelser ut i fra gjennomsnittlige verdier.

6.2 Usikkerhet i klassifisering og digitalisering av breareal

6.2.1 Automatisk klassifisering

Denne undersøkelsen avdekket at OBIA er den beste metoden til å kartlegge Hardangerjøkulens areal. Tilsvarende resultater har funnet sted i andre studier av breer (e.g., Rastner et al., 2014). Ytterligere undersøkelser hadde vært optimalt for å avdekke systematisk- statistisk- signifikante forskjeller mellom OBIA og PBIA, basert på ulike algoritmer (e.g., Duro et al., 2012). Sammenligningen av OBIA og PBIA er i denne undersøkelsen basert på hvilke metode som kartla Hardangerjøkulens areal mest lik manuell digitalisering. Styrken til OBIA og eCognition over PBIA og ArcMap 10.2 var for denne undersøkelsen håndteringen av bildeinformasjonen og mulighetene man har til å vektlegge de parameterne en vil bruke (tabell 12, Rastner et al., 2014). Spesielt muligheten til å velge ulike segmenteringsverdier (scale, shape og compactness) og båndverdier gjorde det lett å ta høyde for forskjellene i Landsat-sensorene. Kvaliteten av segmenteringsresultatene er avhengig av datakvaliteten (f.eks. støy, romlig og spektral oppløsning) og segmenteringsverdiene da det er to typer feil som oftest skjer under segmentering: over-segmentering og under-segmentering (Möller et al., 2007) (eks. figur 14). Over-segmentering; når et objekt, f.eks. en innsjø, blir delt opp i flere objekter. Under-segmentering; når flere ulike objekter, f.eks. en innsjø og vegetasjon blir gruppert til ett objekt (Liu og Xia, 2010). I denne undersøkelsen var det spesielt vanskelig å skille mellom overgangen fra is og sesongbasert snø/morene (figur 38) noe som kunne føre til at det ble tatt subjektive valg av hva som skal være en del av breens areal og hva som ikke skal være en del av breens areal (figur 39). Ettersom det kan lede til ulike resultater, ble de ulike parameterverdiene ansvarlig for klassifisering av breen, utprøvd

mange ganger for og minst mulig manuelt endre de automatiske klassifiseringsresultatene. Felles for OBIA og PBIA var at klassifisert breareal var sterkt avhengig av hvilke terskelverdi som ble brukt (e.g., Winsvold et al., 2014). Landsat-bildet fra 1998 hadde litt mer sesongbasert snø enn de øvrige, noe som førte til enkelte komplikasjoner under automatisk klassifisering. Figur 39 viser hvor breen møter sesongbasert snø, der manuelle endringer ble utført for å skille antatt breareal med sesongbasert snø.



Figur 39. Grønne linjer indikerer objekter klassifisert som en del av breareal. Utsnitt fra eCognition Developer av Landsat-bilde 2011 av vestsiden på Rembedalskåki hvor bre møter . Båndkombinasjon 543 landskapet ved siden av.



Figur 38. Landsat-bildet fra 1998 var det bildet med mest sesongbasert snø. Etter klassifisering i eCognition, måtte en ta subjektive valg for hva som skulle inkluderes som en del av breen og hva som ikke skulle inkluderes. Utsnittet er fra utløpet til Ramnabergsbreen hvor grønn sammenhengende objekt nederst, indikerer breareal, båndkombinasjon 543.

Andre verktøy som ble til stor hjelp i eCognition, var «image layer mixing», det gjorde det lett å kombinere ulike bånd med hverandre for og best mulig få frem kontrastene mellom breen og omkringliggende landskap. Prosesseringsmulighetene etter avsluttet klassifisering, gjorde det enkelt å kombinere de ulike klassene sammen og fjerne eller legge til objekter etter ønske. PBIA ga ikke like store muligheter i ArcMap 10.2 som i eCognition, da etterproseringen var mer begrenset. Likevel viste algoritmen median filter Kernel 3x3 brukt til å jevne ut resultatene etter klassifiseringen, at PBIA gir gode resultater til tross for mindre muligheter til etterbehandling (figur 40). PBIA klassifiseringen som helhet ble også utført



Figur 40. Leibottskåka etter og før bruk av median filter Kernel 3x3. venstre: Støy fjernet med Kernel 3x3 median filter. Høyre: Støy ikke fjernet etter klassifisering

mye hurtigere (timer) enn OBIA klassifiseringen (dager), mye på grunn av tiden det tok å bli kjent med programvaren eCognition.

Tabell 12. Oversikt over fordelene og ulempene med PBIa og OBIA (Rastner et al., 2014).

	Fordeler	Ulemper
PBIa	<ul style="list-style-type: none"> - Lavere sensitivitet for valgt terskel - Lav beregningstid - Fanger detaljer - Kartlegger store områder 	<ul style="list-style-type: none"> - Stor andel «flekete» piksler - Begrensete muligheter for etterbehandling - Endelig resultat avhengig av input-bånd - Begrenset overførbarhet - Ekspert kunnskap nødvendig
OBIA	<ul style="list-style-type: none"> - Høyere nøyaktighet enn PBK pga. vektlegging av skråning og temperatur (lysstyrke) - Enkelt og justerbar regelsett - Klassifiserer, etterbehandler & eksporterer i ett regelsett - Flere muligheter for etterbehandling - Høy overførbarhet - Mindre avhengig av ytterlig input-data (f.eks. DEM) pga. etterbehandlings muligheter. 	<ul style="list-style-type: none"> - Avhengig av nøyaktig kartlegging ved segmentering prosedyre - Kostbar programvare - Nødvendig med kunnskap om programvare - Krever stor grad av tildeling av virtuelt minne og beregningskostnader - Prosess avhengig av segmentering mengde ->nødvendig med delsett - Klassisk programvare for GIS eller fjernanalyse nødvendig for forhåndsbehandling av data

Regelsettet som ble brukt i eCognition ble utformet på en enkel måte med kun to anvendte klasser (bre og vann) da Hardangerjøkulen ikke hadde de største utfordringene sammenlignet med breer med mye morenedekke og i breer lokalisert i bratte fjellskråninger (bortsett fra liten del nord på breen). Derfor er det vanskelig å si om regelsettet brukt i denne undersøkelsen for brekartlegging kan overføres til andre regioner uten å regulere segmenterings- og terskelverdiene.

6.2.2 Manuell kartlegging

I denne undersøkelsen ble Landsat-bildene manuelt digitalisert to ganger med måneders mellomrom (tabell 10) for å avdekke forskjellene i tolkning av brearealet. I enkelte tilfeller (1984 og 1998) er det over 1 km² avvik fra hverandre. Det viser at manuell digitalisering har svakheter og må tas hensyn til. Hvilke piksel en skal inkludere som is vil være subjektiv, likt når en bruker automatisk klassifisering, spesielt når en undersøkelse utført av Paul et al.,

(2013a) konkluderer med at den automatiske metoden er minst like nøyaktig som manuell digitalisering. Sett i ettertid, kunne man kartlagt brearealet manuelt f.eks. 10 ganger med ukers mellomrom og brukt gjennomsnittlige målinger av de ulike målingene til å få et representativt areal av de ulike parameterne.

Tabell 13. Manuell digitalisering av brearealet med Landsat-bildene, kartlagt to ganger med måneder mellomrom uten referanse, for å avdekke forskjell i tolkning av breareal.

År	Manuell 1. (km²)	Manuell 2. (km²)
2014	66,31	66,35
2011	67,82	68,46
2003	71,37	72,18
2002	72,00	72,26
1998	76,3	77,72
1988	73,85	73,72
1984	75,48	76,80

Arealendringene påvist på vest og østsiden viser relativt små endringer fra vest og øst. Endringene ser ut til å være spesifisert for dreneringsbassenget hvor Ramnabergsbreen befinner seg (appendiks 2). De andre dreneringsbassengene ser ut til å ha mindre endringer.

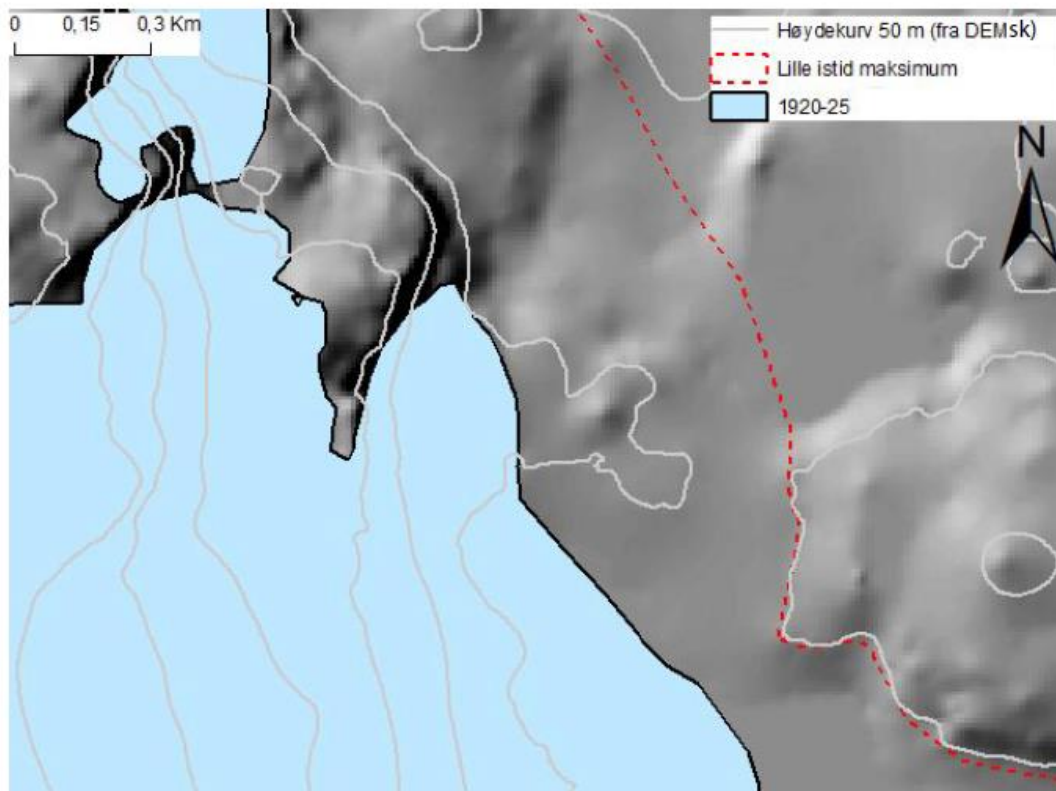
6.2.3 Høyoppløselig satellittbilder sammenlignet med Landsat-bilder

Landsat-bildene har i sammenheng med høyoppløselig data fra f.eks. SPOT og ortofoto, medium oppløsning. Med tanke på at bildene brukt i automatisk klassifisering har en oppløsning på 15 og 30 meter, vil det være naturlig at detaljer blir utelatt. SPOT-bildet (03.09.2002) tatt 12 dager før Landsat-bildet (15.09.2002) ga grunnlag for å avdekke forskjellene mellom ulikheter i breens areal på bakgrunn av pikselstørrelse og nøyaktigheten av breareal uthentet fra Landsat-bilder (e.g., Paul et al., 2003). Påfølgende resultater av den manuelle digitaliseringen av høyoppløselig SPOT-bilde viste 72,48 km², 0,67 % økning (0,48 km²) i breareal fra den manuelle digitaliseringen av Landsat-bilde. Valg av data avhenger av hvilket formål studiet har og må være opp til hver enkel forsker å bestemme grad av oppløsning nødvendig for og best mulig kartlegge breareal. Fordi Landsat-bildene gir mulighet til å studere jordoverflaten over en lengre periode i motsetning til andre multispektrale data, ble satellitten ansett som mest formålstjenlig for denne undersøkelsen.

Det er også blitt påvist at bildene samsvarer godt med høyoppløselig satellittbilde fra SPOT (e.g. Paul et al., 2003).

6.2.4 Kartlagt Lille istid maksimum

Ettersom metodene brukt i undersøkelsen ikke er mulig å gjengi systematisk og kvantitativt, kan resultatene kun sees på som et estimat til hvordan arealet til Hardangerjøkulen var under Lille istid maksimum. Tolkningen av Lille istid maksimum var spesielt problematisk på sør- og østsiden av breen, da kartleggingen ikke er sammenlignet med tidligere antakelser. Dette området har derfor stor usikkerhet. Ingen observerte morener som kunne gi indikasjoner på Hardangerjøkulens størrelse ble observert. Her er kartleggingen basert på konturene i landskapet, noe som gjør det veldig usikkert (figur 41). Høydekurver med 50 meter ble valgt for å få frem områdene hvor topografien endret seg drastisk, da etter å prøvd med ulik ekvidistanse, ble det sett på som mest anvendelig å bruke høydekurver med høy ekvidistanse mellom kurvene. Observert sammenheng mellom utbredelsen sett på Rektangelkartet og stedsnavnet Dyrhaugane, ble brukt som referanse på hvordan breens utbredelse var under kartleggingen. Kartlegger kan ha inkludert sesongsnø som en del av breen, derfor hersker det stor usikkerhet rundt det observerte brearealet. «Lille istid maksimum kan for øvrig også hatt



Figur 41. Utsnitt av østsiden på Hardangerjøkulen, viser Lille antakelser på hvor Lille Istid grenser har gått, basert på høydekurver og konturene i landskapet fra skyggeDEMSK.

større utbredelse under Lille Istid Maksimum enn vist på kartet fra 1864. Resultatet er til tross for den store usikkerheten tatt med i undersøkelsen, for å vise nytteverdien med historiske kart og fjernanalyse.

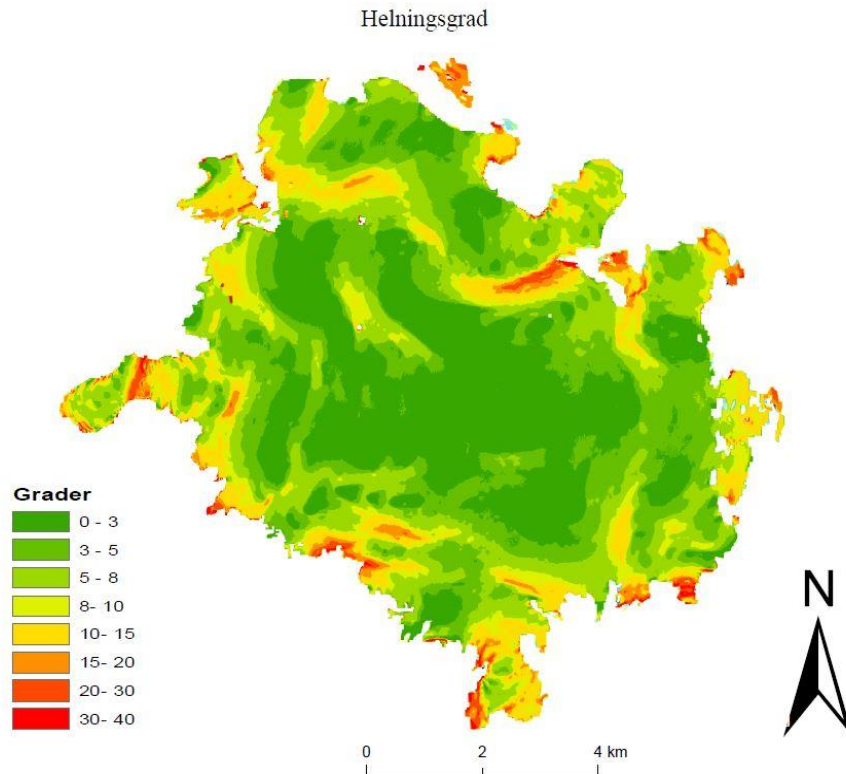
Det hadde vært interessant å ta i bruk objektbasert klassifisering med høyoppløselig multispektrale bilder og LIDARDEM til og automatisk kartlegge morener for videre undersøkelse. Da hadde det vært mulig å observere morenene som har en tydelig økning i høyde, ulik omkringliggende landskap og klassifisert dem automatisk (e.g., Fischer et al., 2015).

6.4 Målt brevolum- og høydeendringer

Ettersom bunntopografien var kjent, var det kort prosess å kalkulere volumet til Hardangerjøkulen. De relative høydeendringene og volumendringene ga resultater som indikerte økning og redusering av volum og høyde i de ulike periodene. Volumet etter konvertering fra m^3 til km^3 ga en mer generell beskrivelse, noe tabell 5 indikerer. Enkelte volumverdier ble fremstilt veldig lik i tabellen (f.eks. DEM1974 og DEM2010), men etter nærmere undersøkelse av m^3 verdiene (tabell 14), ser man en mer detaljert ulikhet. Øverst på figur 28 og 29, ser vi en feil i datasettet, da veldig høye overflateendringer vises. Mest sannsynlig skyldes det den høye helningsgraden på ca. 30 grader (figur 42), noe som kan føre til at hele overflaten ikke er synlig. Området er for øvrig dekket av bre og tatt med i beregningene (også i arealberegningene). Høydeendringer i områder hvor helningsgraden er høy, kan ha stor usikkerhet, vist av Hodgson (1995) som demonstrerte hvordan helningsgrad og retning påvirker kalkuleringer av overflaten. Ved å bruke DEM for utregning av overflaten, påstår Hodgson (1995) at gridverdiene representert for hver enkel celle vil kunne utgjøre 1.6-2 ganger høyere verdier for arealet på grunn av helningsgradens innvirkning. Dette er ikke tatt høyde for i denne undersøkelsen, men det hadde vært interessant å se nærmere på.

Tabell 14. Volumverdier vist i m^3

DEM	Volum m^3
2010	10035695159
2004 (før co-registrering)	11957866699
2004 (etter co-registrering)	12013070828
1995	10933250000
1973	10036612830
1961	10772590786



Figur 42. Helningsgradmodell generert fra DEMSK nedlastet fra Kartverket

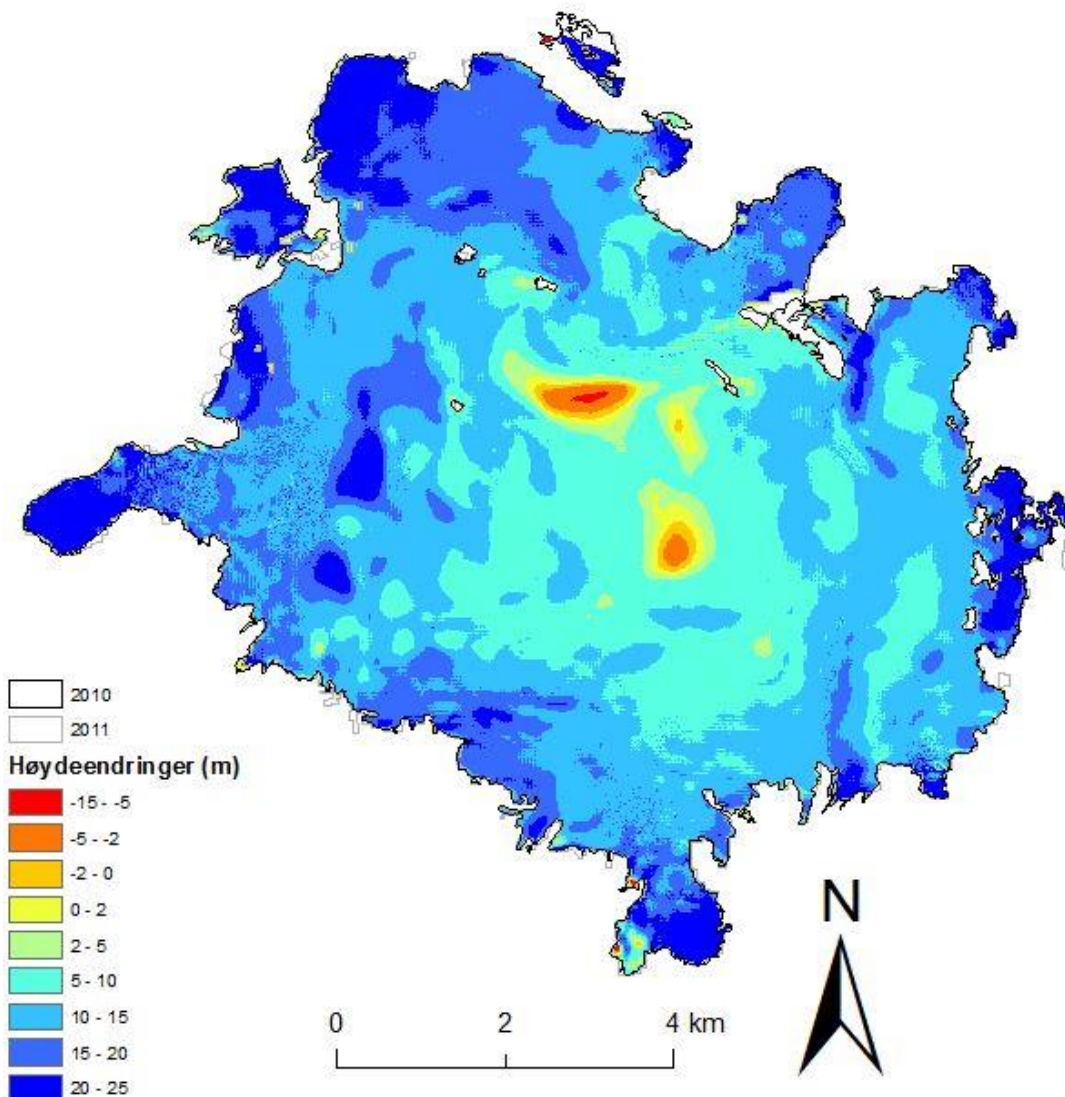
ASTER-bildene DEM2004 er basert på, er tatt 30. juni da det kan forekomme store snømengder, men i følge Elvhøy (2005), oversteg ikke snødybdemålingene 5 meter ved Rembedalskåki i mai samme år. Tatt i betraktning at usikkerheten i dataen er ± 11 m (maks avvik 22 m), er endringene på opp mot 80 meter øverst i bildet så ekstreme at det må være forårsaket av samme feil som nevnt over. De største høydeendringene ser ut til å være på vestsiden (figur 28 og 29) noe som korrelerer bra med beregnet volum fra vest og øst.

Bunntopografien viser at det er seks store bassenger under Hardangerjøkulen – det største i øvre del av Rembedalskåka der hvor breen er opptil 380 meter tykk og fyller en stor botn sørvest på platået (Melvold et al., 2011). Videre forklarer Melvold et al., (2011), at noe mer vann vil drenere mot Finse enn mot Rembedalen enn i dag hvis breen forsvinner, på grunn av at dagens isskille ligger mellom Midtdalsbreen og Rembedalskåka, omtrent 700 øst for vannskillet under breen.

DEM1961 og DEM1973 var de modellene med størst usikkerhet (maks avvik vertikalt på 29 m og 49 m) og må tolkes deretter. Det var ikke mulig å co-registrere DEMene etter Nuth og Käab's (2011) metode, da utsnittet utenfor breen ikke var stort nok.

Ettersom DEMSK hadde ukjent årstall, var det som sagt ikke mulig å bruke DEMen til volum- og høydeendring-estimering. Basert på informasjon fra Kartverket, er DEMen som sagt fra 2011 med oppdatert data fra 2012 og 2013. Estimerte høydeendringer mellom DEM2010 og DEMSK viser derimot at breen har økt med opptil 25 meter på flere av utløpsbreene (figur 44). Det tyder på at Hardangerjøkulen ikke er en del av oppdateringen til Kartverket, da trenden for brearealet viser at breen minker i størrelse derav kan man indikere at DEMSK må være oppmålt på et tidligere tidspunkt, før 2010.

Høydeendringer mellom DEM2010 - DEMSK



Figur 43. DEM2010 og DEMSK sammenlignet for å få frem usikkerheten i data fra Kartverket, da Kartverket informerer om at den er fra 2011 med oppdaterte filer fra 2012 og 2013. Mye tyder på at dette ikke stemmer da vi ser en økning i høyde jevnt over hele breen fra 2010.

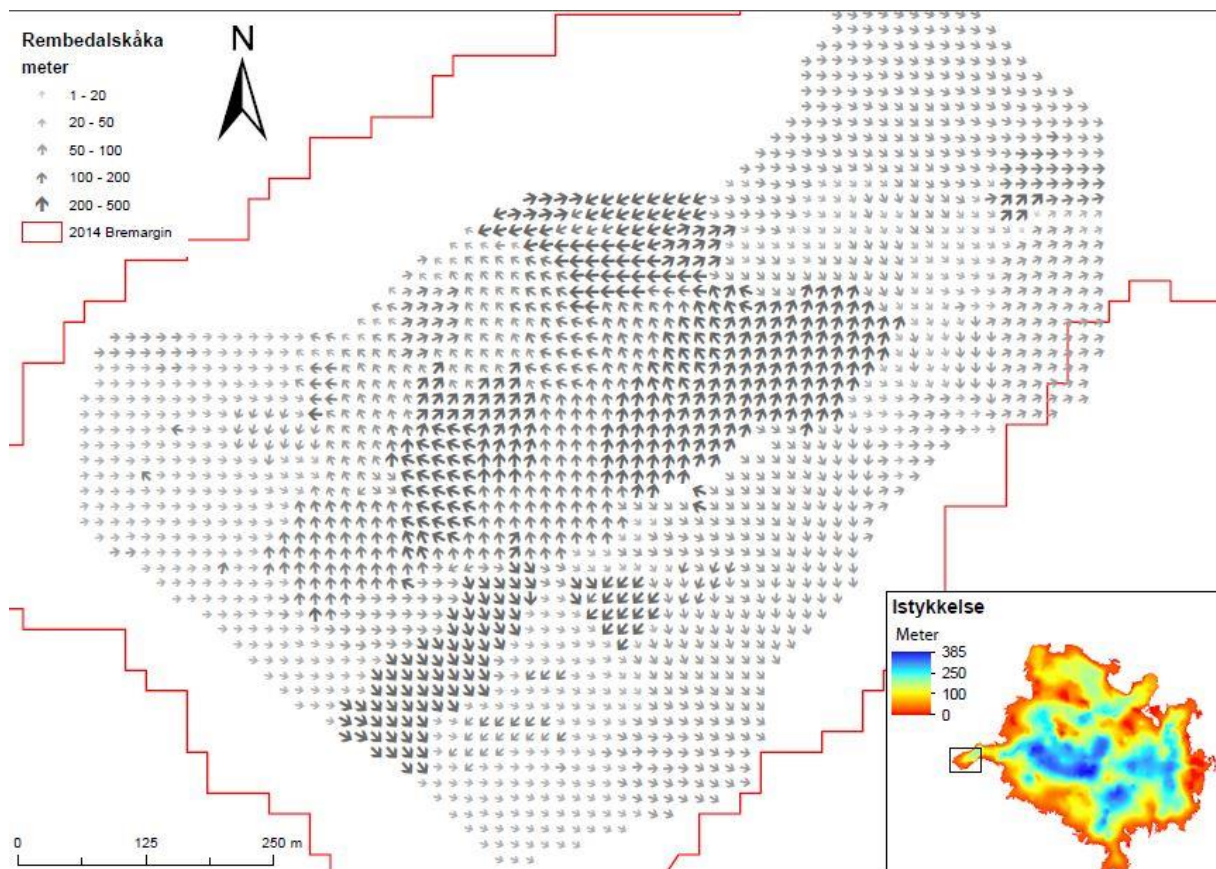
6.5 Endringer i areal og volum vest/øst basert på dreneringsbasseng

Resultatene viser at det foregår større endringer på vestsiden enn østsiden av Hardangerjøkulen. Hovedvannskille deler breen i to og gir vestsiden et mer maritimt klima enn østsiden hvor klimaet er mer kontinentalt. Sør-vest Norge har fremherskende vindretning fra vest, en maritim luftstrøm (Green og Harding, 1980) som sender med seg nedbør mot vestsiden av breen. Breen vil også være dekket av mer snø på vestsiden, som fører til en større albedo-effekt (større refleksjon) (Oerlemans, 1992). Mye tyder på at dette kan være årsaken til man ser en større endring i vest. Ut i fra oppdelingen mellom vest og øst (figur 30) basert på dreneringslinjene og helningsgraden (figur 42.) er det lite synlig hvilke side som har mest helning. Rembedalskåka har et bratt brefall mot slutten, noe også Vestre Leibottskåka har. Langs brekanten på østsiden har Blåisen også et bratt brefall mot slutten, uten at dette ser ut til å påvirke endringene særlig mye. Sett ut i fra ulikhetene i areal mellom dreneringsområdene hvor de utvalgte utløpsbreene befinner seg (appendiks 2), endrer Ramnabergsbreen seg mest i areal fra 1920 til 2014 med en nedgang på nesten 50 %. Ingen av de andre dreneringsområdene er i nærheten av å endre seg like mye (Rembedalskåka 10 %, Midtdalsbreen 28,7 %, Blåisen 29,2 %, Vestre Leirbottskåka 24 %). Dreneringsbassenget til Ramnabergsbreen er mest sannsynlig årsak til at vestsiden opplever de største endringene, da de øvrige dreneringsbassengene med størst endring befinner seg på østsiden.

Volumendringene er ikke beregnet innenfor de enkelte dreneringsbassengene, men ettersom Ramnabergsbreen har store arealendringer, er det stor sannsynlighet at dette området også er skyld i de store forskjellene i volum for vest og øst.

6.6 Feil i resultat fra utregnet brehastighet

Brens hastighet på fire utvalgte utløpsbreer ble forsøkt målt fra perioden 2013-2014. Resultatene har åpenbare feil forårsaket av flere mulige årsaker. Mest sannsynlig skyldes feilene at det ikke var synlige sammenligner mellom bildene f.eks. morene. For at bilde-matching skal kunne utføres må breens bevegelser overstige oppløsningen av pikslene og forandringene på overflaten må være minimal i henhold til bl.a. sesongbasert snø, smelting og deformering. På grunnlag av disse kriteriene er passende grunnlag for optisk data uker til år (Paul et al., 2013b). Figur 44. viser feilene som oppstod under prosessering i CIAS. Det er



Figur 44. Viser brebevegelser på Rembedalskåka, sørvestlig utløpsbre på Hardangerjøkulen for perioden 2013-2014 i tillegg til modell av istykkelsen (NVE, 2010)

åpenbare feil da retningen indikert med piler viser bevegelser oppstrøms noe som ikke er sannsynlig da helningen (figur 40) har en variasjon fra 8-30 grader. Hadde breen vært dekket av morenemateriale, eller oppløsningen på bildene var høyere slik at man kunne ha observert store bresprekker, hadde det vært enklere å registrere objekter fra bildene med hverandre. Kontrasten var ikke god nok da dette ikke var tilfellet (e.g., Käab, 2004; Quincey et al., 2009). Likevel ble det bestemt at metoden og resultatene skulle være med i undersøkelsen til tross for de åpenbare feilene. Valget ble tatt på grunnlag av å vise til at fjernanalytiske

metoder har sine svakheter og viktigheten av å være kritisk til metode og resultater. Ytterlige undersøkelser av Hardangerjøkulens hastighet hadde vært interessant å utføre med andre typer programvarer, som f.eks. *cosi corr* (Ayoub, 2014), da CIAS er lite brukervennlig og ga ekstremt dårlige resultater. Programvaren var dessverre ikke tilgjengelig for denne studien. Det hadde også vært mulig å bruke satellittbilder med bedre oppløsning og kortere tidsperiode over flere år og sammenlignet hastigheten fra de ulike årene (e.g., Howat et al., 2007).

En undersøkelse av breens bevegelse utført av Giesen (2009) *in-situ* med GPS-staker på tre ulike utløpsbreer, viste at resultatene fra denne undersøkelsen ikke korrelerte med den (tabell 15).

Tabell 15. Resultater fra Giesen (2009) av tre utløpsbreer på Hardangerjøkulen, sammenlignet med funnene for denne undersøkelsen.

Giesen (2009)	Bevegelse (m)	Smistad (2015)	Bevegelse (m) (gj.snitt og median)
Blåisen 15.05.2005- 23.10.2005	33	Blåisen 27.08.2013- 15.09.2014	188 og 199
Midtdalsbreen 14.05.2005- 18.03.2006	19	Midtdalsbreen 27.08.2013- 15.09.2014	126 og 53
Rembesdalsskåka 13.05.2005- 11.11.2005	46	Rembesdalsskåka 27.08.2013- 15.09.2014	119 og 67

Ettersom resultatene fra Giesen (2009) er nesten 10 år eldre er det likevel vanskelig å forutsi at enkelte hastigheter vist på f.eks. Rembesdalsskåka, ikke stemmer, men som figur 44 viser, kan det uansett ikke stemme at bevegelsene og hastighetene går oppstrøms.

6.7 Forsinkelser mellom klimaavvik og brerespons

Ettersom dataserien ikke hadde årlig verdier, er responstiden til Hardangerjøkulen kun beskrevet ut i fra observasjoner på grafene (figur 32 og 33).

Perioden mellom 1920 til 1955 og mellom 1961 viser minking i breareal (figur 32) og økende temperatur. Imidlertid er det ingen arealverdier å vise til. Temperaturen stiger med nesten 2 °C frem til da, men det er ikke mulig å påvise noen forsinkelser i breresponsen mellom temperatur og areal. Året 2002 var den varmeste sommeren gjennom hele perioden noe som korrelerer bra med den raske tilbaketrekkingen fra 1998 til 2002. Ettersom brearealet er utregnet på slutten av sommeren/tidlig høst i 2002 er det mye som tyder på at breen kan ha

smeltet en del i løpet av sommeren under de høye sommertemperaturene. På grunn av hull i datasettet mellom 1998 og 2002, er det likevel vanskelig å påpeke nøyaktig responstid. Breen kan ha smeltet og økt mellom årene som ikke er representert i denne undersøkelsen, men det tyder på responstiden på en endring i breareal vil være mellom 1 og 4 år som følge av en endring i temperaturen. Forsinkelser i breresponsen som følge av avvik i vinternedbør for akkumulasjonssesongen, og årlig NAO indeks, er kun tatt utgangspunkt i perioden hvor Hardangerjøkulen øker i areal (1988-1998) (figur 33). Dette fordi det illustrerte en tydelig sammenheng mellom grafene da vi så en økning av alle parameterne. Som følge av hull i datasettet mellom 1988 og 1998 er en generell responstid observert. Ut i fra den påstanden vil responstiden ligge mellom 1 og 10 år før en økning i breen er mulig å observere som følge av økende nedbør. NAO-indeksen og nedbør når sin topp i 1989-1990 noe som forårsaker økningen i areal frem mot 1998. Ut i fra Nesjes (2005) forklaring om at variabiliteten i responstid er stor og kan variere fra 3-4 år for bratte og små breer til 15-60 år eller lenger for maritime breer med lavere helning, kan man indikere at funnene i denne undersøkelsen, til en viss grad samsvarer med Nesjes (2005). I følge Nesje et al., (2000) har NAO og vinternedbør (des-mar) en korrelasjon (r^2) på 0,37 over Hardangerjøkulen, en forholdsvis lav korrelasjon begrunnet med Hardangerjøkulens lokalitet på vannskille med et maritimt klima i vest og kontinentalt klima i øst.

Volumendringene ble ikke sammenlignet med temperatur, nedbør og NAO. Valget ble tatt på bakgrunn av de store hullene i datasettet og usikkerheten i resultatene. Figur 34 viser derimot korrelasjonen mellom breareal, volum og massebalanse. Fra slutten av 1980-tallet ser vi en økning i massebalansen frem til 1998, noe som korrelerer veldig bra med brearealet. Volumet øker i samme periode, men pga. hull i datasettet mellom 1973 og 1995, er det vanskelig å påpeke korrelasjonen mellom parameterne for denne perioden. Fra perioden 1995 til 2004 er det sannsynlig at en sterk positiv massebalanse er årsaken til økningen, før den avtar frem mot 2010 hvor volumet synker med 16 % fra 2004. 2006 viste en sterk negativ massebalanse, noe som samsvarer med en kraftig nedgang i volum fra 2004 til 2010. Årlig massebalansen er derimot positiv i 2004, 2005, 2007, 2008 og 2009 for Hardangerjøkulen (Rembedalskåka) (figur 34) noe som kunne ha forårsaket en økning i volum da vi også ser at sommertemperaturen går ned med 1 °C fra 2005-2011 (figur 32). Mye tyder på at det ikke har vært nok nedbør i inneværende periode og smelting har vært et faktum. Responstiden er ofte kortere for brevolum, da nedbøren får en direkte innvirkning på høydeendringene, mens for brearealet tar det lenger tid før massene blir transportert til bremarginen og forårsaker

endringer i areal (Nesje, 2005). Det er ikke mulig å indikere godt nok i denne undersøkelsen, da datasettet for volum har store hull. I følge Nesje (2005) fører også høyere sommertemperaturer til en umiddelbar nedsmelting og tilbaketrekning, da temperaturer i isen i ablasjonssonen allerede er nær smeltepunkt. Ekstra tilførsel i varme fører dermed til umiddelbar smelting. Responstiden blir dermed mindre under perioder med tilbaketrekking enn perioder med fremstøt. Skal man estimere en responstid for brevolum, vil den derimot være fra 1-10 år basert på observasjoner i figur 34 i denne undersøkelsen.

6.8 Drivkraft ansvarlig for klima- og breendringer

I perioden 1996/97 - 2004 trakk Briksdalsbreen (I Jotunheimen) seg tilbake 230 m som følge av effekten av høy sommertemperaturer (Nesje, 2005). Det korrelerer med resultatene fra Hardangerjøkulen da vi så en sterk minking i breareal etter 1998.

Tidsserien for denne undersøkelsen viser kun *en* periode hvor det har foregått økning av breens areal (1988-1998). NAO indeksen var veldig positiv i 1990 noe som førte til mye vinternedbør i området rundt Hardangerjøkulen. Breen ble betraktelig større frem mot 1998 som følger av økende vinternedbør. I følge Elvehøy (1998) hadde Hardangerjøkulen 140% mer nedbør i perioden 1963-96 enn perioden før. Det er lite trolig at temperaturendringer har påvirket fremrykket da temperaturen økte i samme periode. Mest sannsynlig er det den store økningen i nedbør for inneværende periode som har skyld i økning i areal og volum. Høyere sommertemperaturer kombinert med mindre nedbør på 2000-tallet ser ut til å være skyld i minkingen, da spesielt i perioden etter 1998 for areal og etter 2004 for volum. Nedbøren avtar kraftig fra 2009, noe som forårsaker ytterligere minking i areal frem mot 2014.

6.9 Resultater sammenlignet med andre studier av Hardangerjøkulen

6.9.1 Breareal

Av de fjernanalytiske undersøkelsene, vist i tabell 16, sammenfaller to av de meget bra (1961 og 2003). Resultatene fra Andreassen et al., (2012) areal i 2003, målt med terskelratio TM3/TM5 samsvarer perfekt med de manuelt digitaliserte resultatene (2003) for denne undersøkelsen. Imidlertid viser de pikselbaserte resultatene 69,29 km². Det utgjør en forskjell på over 2 km². Med andre ord samsvarte de ikke når lik klassifiseringsmetode ble brukt. Tatt i betraktning at terskelratioen TM4/TM5 ble brukt istedenfor i denne undersøkelsen vil det si at best egnet ratio for det aktuelle året 2003 er TM3/TM5. Metodene brukt for kartlegging av areal i 1961 er manuell digitalisering for begge undersøkelsene. En forskjell på 0,3 og 2,2 km²

blir påvist. Polygon fra 1988 (data fra NVE), kartlagt automatisk med båndforholdet $TM3/TM5 \geq 2.4$ og $TM1 \geq 60$, viser at beregningene har $0,3 \text{ km}^2$ forskjell.

Tabell 16. Manuell digitaliserte arealendringer målt i denne undersøkelsen sammenlignet med data fra NVE i *Inventory of Norwegian glaciers* (Andreassen et al., 2012). NVEs målinger er basert på tidligere rapporter, Liestøls breliste (1962) og digitaliserte kart av Hardangerjøkulen. Areal fra 2003 er basert på Landsat automatisk klassifisering med terskel $TM3/TM5$ (Andreassen et al., 2012). Der hvor årstallet sammenfaller (1961 og 2003) er resultatene omtrent helt lik.

År	Areal, km^2	År	Areal, km^2 (Smistad, 2015)
1936 (Liestøl)	78	1920	96
1961	76,9	1961	77,2
1961	75		
1973	74,1	1984	75,5
1988	74,2	1988	73,9
1995	72,4	1998	76,3
2003	71,3	2003	71,4

Hauge (2001) utførte glasiogeologiske og kvartærgeologiske undersøkelser i områdene rundt Rembedalskåki ved bruk av lichenometri og Schmidt hammer. Utførte observasjoner og dateringer samsvarer godt med observerte morener fra høyoppløselig satellittbilder og flybilder i denne undersøkelsen. Ifølge Liestøl (1962); Andersen and Sollid (1971); og Nesje (pers.komm) referert til i Åkesson (2014) tabell 3.1, er Lille istid maksimums (1750) areal 114 km^2 . Det korrelerer greit med funnene gjort i denne undersøkelsen på 117 km^2 . Ytterligere sammenligninger er ikke mulig, da det ikke er funnet et totalt breareal av «Lille istid maksimum».

6.9.2 Brevolum

Giesen og Oerlemans (2010) studie av Hardangerjøkulen, baserte seg på modellsimuleringer av breens respons til klima i det 20 århundre og hvordan breen ville respondere til fremtidige klimaprojeksjoner i det 21 århundre. Modelleringsene illustrer en overestimert sammenlignet med volumendringene kalkulert i denne undersøkelsen. De modellerte resultatene viser at volumet var ca. 12 km^3 i 1961. Fra 1980 ($11,5 \text{ km}^3$) og frem til år 2000 øker volumet nesten 1 km^3 før det synker igjen til 12 km^3 i 2005. Volumet beregnet i fra DEM2004 gjort i denne studien, viser like verdier (12 km^3).

Åkesson (2014) brukte modelleringsmetoder til å simulere volumendringer på Hardangerjøkulen fra Lille istid til i dag. Sammenlignet med resultatene gjort i denne undersøkelsen, viser de modellerte brevolum omtrent like verdier ($10\text{-}12 \text{ km}^3$), og med

lignende økning fra ca. 1980 frem til år 2004. En nedgang er også synlig frem mot 2010. Med tanke på at dette er modelleringer, er det rom for stor usikkerhet, spesielt i terreng med bratt helningsgrad (Åkesson, 2014).

6.10 Fordeler og ulemper med fjernanalytiske undersøkelser av breer i Sør-Norge – erfaringer fra denne undersøkelsen

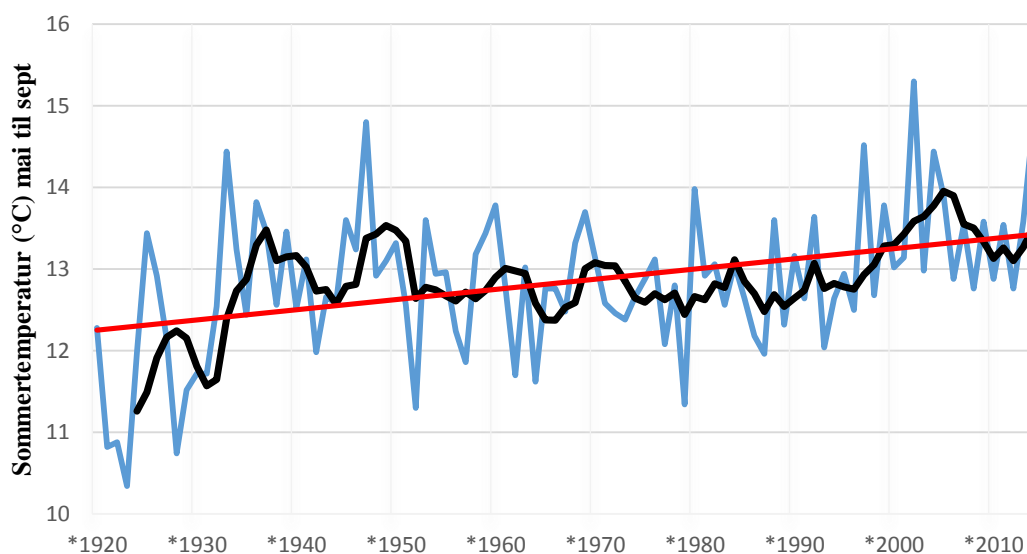
Med tanke på erfaringer fra denne undersøkelsen, er det både fordeler og ulemper ved å bruke fjernanalyse til å kartlegge breer i et maritimt klima i Sør-Norge. Etersom klimaet er preget av nedbør og hyppig skydekke, ble det vanskelig å uthente optiske satellittbilder uten skydekke. CORONA-bilder var ikke brukbar for området, da det kunne utvidet tidsserien ytterligere. Dette er svakheter som kan gjøre kartleggingen ufullstendig da det optimale hadde vært å ha årlige målinger hvor bildet er tatt på samme dato. Likevel, vil det i teorien være mulig å få lite eller intet skydekke hver gang en satellitt utfører målinger for de aktuelle områdene, da det ofte kommer an på tilfeldigheter i vær-situasjonen på grunn av spesielt skiftende vær over breer. I tillegg forekommer det sesongbasert snø i høyfjells-områder store deler av året, spesielt for Hardangerjøkulen innenfor tidsrommet oktober til juli, noe som ytterligere reduserer sjansen til å bruke optiske satellittbilder, da kun august og september hadde brukbare bilder til kartlegging av Hardangerjøkulen.

Flere av DEMene som ble brukt til utregning av volum- og overflateendringer hadde stor usikkerhet. Ved bruk av ulike data, i dette tilfellet DEMer basert på høydekurver, flybilder, satellitt og LIDAR, er det store rom for feil. Luftbåren kartlegging av breer med LIDAR er en metode som gir høy nøyaktighet. Utførelsen krever derimot spesielle kvalifikasjoner og er kostbart, i motsetning til f.eks. generering av DEM fra ASTER-satellitt, men med dårligere oppløsning. Spesielt i områder hvor helningsgraden er høy, kan det føre til feil i data. Det er også viktig å være kritisk til datamateriale man skal bruke i undersøkelsen, da ofte datamaterialet er behandlet og er et produkt av ulike datagrunnlag samlet til ulike tider (f.eks. DEMer fra Statens Kartverk). Rettere sagt er det flere ulike satellittplattformer som gir mulighet til å generere høyoppløselig DEM, men ofte er kostnaden høy.

6.11 Trender

6.11.1 Klimatiske- og glasiologiske trender i Norge

Som beskrevet tidligere ser vi at breer over hele verden smelter som følge av klimaendringer. Hovedtendensen i sommertemperatur for Norge de siste 100 årene er at den har økt og vi opplever varmere temperaturer om sommeren (figur 45). Fra 1920 frem til cirka 1930 lå sommertemperaturen på rundt 12 °C før den hurtig steg frem mot 1940 på 1 °C. Temperaturen holdt seg stabil helt frem til slutten av 1990-tallet før den ytterlige steg med ca. 1 °C. En total økning på ca. 2 °C i sommertemperatur er dermed synlig for de siste 100 årene. Vi ser den



Figur 45. Gjennomsnittlig sommertemperatur (mai-sept) for Bergen fra 1920 til 2014. Rød linje indikerer trenden, svart linje er glidende gjennomsnitt på 5 år. (Data fra eklime.met.no).

samme tendensen i nedbør. Utviklingen av nedbør på Vestlandet de siste 100 årene er at det har blitt våtere, spesielt tydelig for de siste 20 årene (Meteorologisk institutt, 2015). Dette gjenspeiles i breendringene; basert på fjernanalytiske målinger av breareal for hele Norge ser vi en nedgang på 11 % fra 1947 til 2006 (Winsvold et al., 2014), noe som korrelerer bra med resultatene gjort i denne undersøkelsen hvor vi ser en nedgang på 11 % fra 1955 til 2008. Felles for alle breene i Norge var masseøkning på 1990-tallet, forårsaket av økende vinternedbør (Andreassen et al., 2005; Nesje et al., 2008a) noe som også førte til en økning i breareal og volum på Hardangerjøkulen for perioden 1988-1998 for breareal og 1973-2004 for brevolum. Etter dette har trenden for breer i Norge, overvåket av NVE, vært tilbaketrekking, også vist i brearealet og volum (frem til 2010) for Hardangerjøkulen. I følge

Kjøllmoen et al., (2008), så man derimot en økning i volum forårsaket av positiv massebalanse i 2007 for 9 av 12 breer i Sør-Norge.

Ut i fra S. Baumanns (2009) kartlegging av Lille istid maksimum morener i Jotunheimen ved bruk av fjernanalytiske metoder, krympet arealet fra midten av 1750-årene frem til 2003 med ca. 35 %. Robsons (2012) fjernanalytiske resultater fra 1864 til 2003 av Folgefonna viste lignende resultater da samlet for alle tre breene som utgjør Folgefonna (Nordfonna, Midtfonna og Sørfonna) krympet med 39 %. Sammenlignet med resultatene gjort i denne undersøkelsen, mister Hardangerjøkulen 39 % av arealet sitt fra Lille istid maksimum til 2003 noe som indikerer en lignende trend for flere breer i Sør-Norge fra Lille Istid.

6.11.2 Glasiologiske trender fra Alpene, Østerrike, og New Zealand, sammenlignet med Hardangerjøkulen

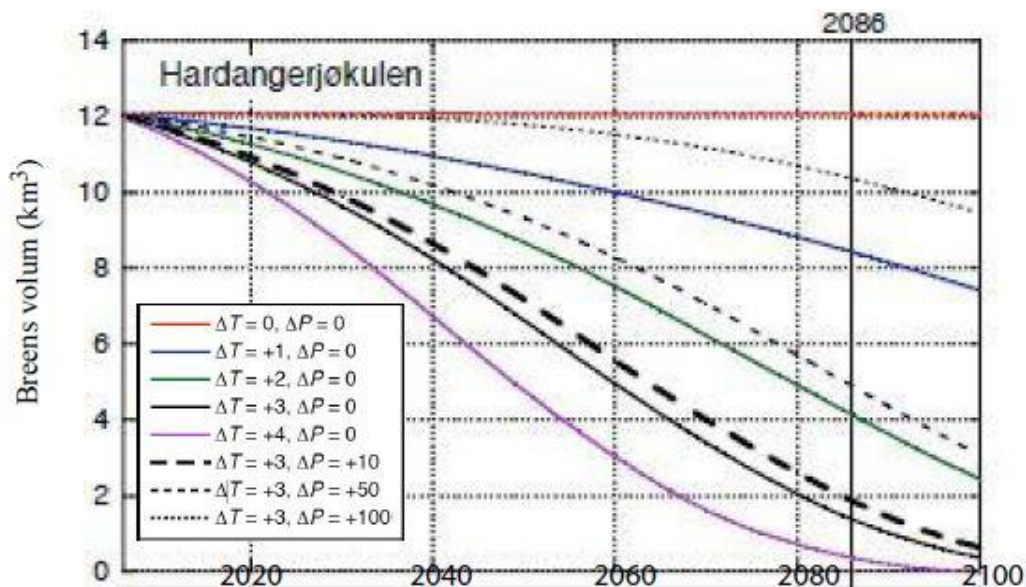
Ut i fra ulike breparametere som årlige massebalanse, høyde på likevektslinje, akkumulasjonsområde og endringer i overflateprofil av over 300 breer globalt, kom Dyurgerov, (2003) frem til at breer endret seg hurtig i perioden 1961-1998. Den samme trenden for Hardangerjøkulen vises, men enda større endringer forekom etter 1998, da brearealet minket i høyere fart enn perioden før. Både brevolumet og brearealet til Hardangerjøkulen har hatt en eller flere perioder med økning som følge av en økning i vinternedbør. En studie gjort av Abermann et al., (2009) fra Alpene i Østerrike, viser en nedgang i breareal på 8,2 % fra 1997-2006, noe som korrelerer bra med Hardangerjøkulen, da brearealet minket med 7,1% for perioden 1998-2008. En studie av Chinn et al., (2005) viser at New Zealand opplevde breøkning fra tidlig 1980-tallet frem til rundt 2000, bl.a. forårsaket av en positiv NAO-indeks som ga økende nedbør, noe som samsvarer godt med Hardangerjøkulen. Økningen på New Zealand, var den største siden slutten av Lille Istid. Fischer et al., (2015) utførte en fjernanalytisk undersøkelse av breer i Østerrike fra «Lille istid maksimum» til 2012 basert på høy-oppløselig data og påviste en nedgang i breareal på 66 %. Hardangerjøkulen opplevde mindre endringer i breareal, da på 44 % fra Lille istid maksimum til 2014. Ytterligere sammenligninger av endringer i breareal fra andre studier i verden, er å finne i Barry (2006).

Ut i fra Vaughan et al., (2013) estimeringer om at havnivået vil fortsette å øke i fremtiden, vil breer globalt, så vel som Hardangerjøkulen, stå for en del av dette da vi ser en klar minking av breer over hele verden (Vaughan et al., 2013).

6.12 Framtiden til Hardangerjøkulen

Som følge av framtidige klimaendringer basert på en kombinasjon av naturlig klimavariabilitet og et resultat av menneskelig påvirkning grunnet utslipp av klimagasser fra fossilt brensel og endret arealbruk (Hanssen-Bauer et al., 2009), vil Hardangerjøkulen sin eksistens være truet i fremtiden. For å kunne si noe om hvordan framtidens klima vil bli, må man vite hvordan klimaet i fortiden har vært. Basert på scenariorier beskrevet over og globale beregninger av klimasystemets respons på disse, vil årsmiddeltemperaturen i følge rapporten «Klima i Norge 2100», på Vestlandet øke fra 1,9 °C til 4,2 °C. Videre blir det estimert økt nedbør frem mot 2100 med en gjennomsnittlig økning for Norge på 5 til 30 prosent.

Vestlandet kan oppleve en økning i vinternedbør på opptil 40 %, men riktig nok er det store usikkerhetsmomenter rundt framtidige klimaestimeringer, spesielt regionale (Hanssen-Bauer et al., 2009). Ut i fra klimatiske projeksjoner basert på modellering, utført av Giesen og Oerlemans (2010) vil Hardangerjøkulen forsvinne rundt 2100 med en temperatur økning på 3-4 °C (figur 46). Til tross for en økning i nedbør på 50 %, vil breen nesten være nedsmeltet i 2100. Lite tyder da på at de estimerte verdiene fra Vaughan et al., (2013) om økende nedbør i fremtiden, vil kunne forårsake økning av breer da den økende temperaturen vil ha større effekt.



Figur 46. Figur fra Giesen og Oerleman (2010) som viser modellert isvolum av Hardangerjøkulen for perioden 1905 til 2100 med ulike klimatiske scenarier fra 2006 til 2100. Temperatur (ΔT som °C) og nedbør (ΔP i %) endringer er konstante gjennom årene (Giesen og Oerleman, 2010). Modellen viser at med 4 °C økning vil breen forsvinne totalt i 2100.

6.13 Påvirkning i turisme og økonomi som følge av endringer på

Hardangerjøkulen forårsaket av klimaendringer

Finse er et populært stoppested for turister. Hardangerjøkulen ligger innenfor rekkevidde og er attraktivt område både om vinteren og sommeren for turgåing på ski og til fots. Arrangerte turer på breen av erfarne brefølgere er også mulig store deler av året. Ifølge Aall og Høyer (2005), påvirker klimaendringene turismen i Norge. Fra slutten av 1800- til 1930-tallet var breer i Norge et populært reisemål. I perioden tidlig 1930-tallet til slutten av 1960 talreslet, minket mange av utløpsbreene til Jostedalsbreen. Rundt samme tid dalte interessen blant turistene. I dag (2005) er det mange turistaktiviteter sentrert rundt breene til Jostedalsbreen, bl.a. brekltring, brevandring. Som følge av den pågående klimaendringsdebatten, ser vi i dag en økning av interessen for breer, både av forskere, utdanning og turisme (Aall and Høyer, 2005). Det er grunn til å tro at Sima Kraftverk vil bli påvirket av Hardangerjøkulens minkinger som følge av klimaendringer, da avrenningen fra breen kan skifte retning etter hvert som breen blir mindre. Mellom Midtdalsbreen og Rembesdalsskåka ligger Hardangerjøkulens høyeste punkt, omtrent 700 m øst for vannskillet under breen. Noe mer vann vil derfor drenere mot Finse enn mot Rembesdalen enn i dag hvis breen forsvinner (Melvold et al., 2011). For Norge som helhet, vil derimot klimaendringer ha en positiv økonomisk effekt på Norges kraftproduksjon. En studie utført av Seljom et al., (2011) forklarer at som følge av (modellerte) klimaendringer for Norge i fremtiden, vil etterspørselen etter oppvarming og nedkjøling bli redusert, noe som fører til reduserte energisystem- og elektrisitetsproduksjon-kostnader.

7 KONKLUSJON

Denne undersøkelsen har brukt fjernanalyse og geografiske informasjonssystem til å kartlegge brehistorien til Hardangerjøkulen de siste 100 årene. I tillegg ble en undersøkelse av «Lille Istid maksimum» morener forsøkt utført basert på tidligere studier, manuell kartlegging og tolkning av fjernanalytisk data og en undersøkelse av hastigheten til fire utvalgte breutløp med 1 års mellomrom. Data basert på satellittbilder, flybilder, DEMer og historiske- og topografiske -kart, har gjort det mulig å observere endringer på Hardangerjøkulen uten feltarbeid. Basert på anvendte metoder og problemstillingene presentert i kapittel 1.4, kan vi konkludere med følgende:

1. Ved hjelp av fjernanalytiske metoder har brearealet til Hardangerjøkulen blitt kartlagt fra 1920 til 2014. Basert på manuelle digitaliseringer av Hardangerjøkulens areal fra 1920 til 2014 har breens areal minket med -30,9 %. Inndelingen av vest/øst viser størst minking i areal på vestsiden av breen de siste 100 årene, hvor dreneringsbassenget til Ramnabergsbreen har de største endringene. Trolig skyldes det at Hardangerjøkulen er lokalisert på vannskille mellom vest og øst, hvor vestsiden har et maritimt klima med mer nedbør, mens østsiden har et kontinentalt klima med mindre nedbør. I tillegg blir Hardangerjøkulen møtt av den fremherskende vindretningen fra vest, en maritim luftstrøm som sender med seg nedbør mot vestsiden av breen. Hardangerjøkulen hadde en periode hvor brearealet økte med 3,3 % fra 1988 til 1998. Fra 1998 til 2014 akselererer minkingen av Hardangerjøkulen til siste målte nivå på $66,4 \text{ km}^2$. Dette korrelerer bra med andre trender og undersøkelser. Det er derimot flere usikkerhetsmomenter av kartlagt breareal, da flere ulike datasett med ulik oppløsning er brukt. Sesongbasert snø og svak oppløsning langs brekanten var også et problem med tanke på hva som skulle inkluderes som en del av breen. Denne undersøkelsen viste at man kan sammenligne ulike DEMer til å beregne relative volumendringer med DEM fra bunntopografi, og overflateendringer av Hardangerjøkulen basert på optiske satellitt stereobilder fra ASTER, topografiske kart, og LIDAR. Tabell 11 viser usikkerheten i anvendt data hvor den største svakheten ligger i DEM1961 og DEM1973. DEM2004 viste forholdsvis gode resultater sammenlignet med DEM2010, men ytterligere beregninger rundt usikkerheten hadde vært informativt. Den relative volumendringen viste at Hardangerjøkulen hadde sin største utbredelse i 2004 (12 km^3), med en nedgang på ca. 17 % frem til 2010 (10 km^3). Endringene er større enn for breareal med ca. 4 % nedgang i samme periode. I

likhet med arealendringene ser vi en størst volum- og overflateendring på vestsiden av breen i perioden 1961-2010.

2. OBIA ga best resultater sammenlignet med PBIA. Resultatene for hver av metodene ga en likhet på 99,7% for OBIA, og 97,4% for PBIA, sammenlignet med den manuelle digitaliseringen. Til tross for at begge metodene ga gode resultater og at OBIA brukte lenger prosesseringstid, vil OBIA være å foretrekke som metode på grunnlag av at resultatene var bedre og brukervennligheten større enn PBIA for en fjernanalytisk undersøkelse av arealendringer på Hardangerjøkulen.
3. Registrerte vinternedbørsmålinger og gjennomsnittlig sommertemperaturmålinger viste endringer i klima som forårsaket merkbare endringer på Hardangerjøkulens areal og volum, spesielt for perioden 1988-1998 for areal da en økning i nedbør forårsaket av en sterk positiv NAO-indeks, ga en økning i areal på 3,3 % og en økning i volum på 20 % fra 1973 til 2004. Årlige *in-situ* massebalansemålinger utført av NVE, korrelerte med en økning i volum og areal for samme periode. En temperaturøkning på over 1 °C på begynnelsen av 2000-tallet, førte til en sammenhengende periode hvor Hardangerjøkulens areal minket. Basert på observasjoner fra figur 32 og 33 ser det ut til at responstiden er innenfor 1 år for temperatur og 4-5 år for nedbør, da hull i data ikke kunne gi en mer nøyaktig antakelse.
4. Fra «Lille istid maksimum (1750) til 2014, ble det tolket at Hardangerjøkulen har redusert sitt areal med -44 %. Etersom resultatene fra kartleggingen av Lille istid maksimum ikke er signifikante og stor usikkerhet er knyttet til kartlagt areal, kan ikke resultatene gjengis. Forfatter foreslår ytterligere fjernanalytiske undersøkelser med høyoppløselig multispektrale bilder hvor automatisk klassifisering kan anvendes.
5. Brehastigheten til de fire utløpsbreene på Hardangerjøkulen (Midtdalsbreen, Blåisen, Rembesdalsskåka og Vestre Leirbottskåka) mellom 2013-2014 viste urealistiske verdier bl.a. med bevegelser oppstrøms. Sammenlignet med andre resultater (tabell 15), korrelerer heller ikke verdiene da forskjellen i bevegelse er for stor. Beregnet median viser mest realistiske verdier for Rembesdalsskåka.

8 FORSLAG TIL VIDERE ARBEID

Denne masteroppgaven i naturgeografi har blitt utarbeidet over et tidsrom på 1 år. Ulike spørsmål har blitt besvart, så vel som at nye spørsmål har oppstått. Hardangerjøkulen er i stadig endring, og med mer tid og større datagrunnlag, vil det være mulig å foreta ytterligere fjernanalytiske undersøkelser eller gjøre mer detaljerte undersøkelser av breen. Ettersom det ikke ble utført feltarbeid for denne undersøkelsen, vil det for fremtidige undersøkelser være en fordel å utføre det for å verifisere resultatene, spesielt med tanke på «Lille istid» maksimum grenser på sør- og østsiden av Hardangerjøkulen hvor man har lite kunnskap om område. Av fjernanalytiske undersøkelser gjort i denne undersøkelsen, er det ting som kunne vært forbedret. Men ettersom denne oppgaven baserte seg på flere ulike metoder, er en mer generell fremgangsmåte vist. Forslag til fremtidig forskning av Hardangerjøkulen basert på fjernanalytiske metoder presenteres i dette kapittelet.

1. Nye optiske satellitter som Sentinel-2 og -3 har høyere tids- og romlig- oppløsning enn f.eks. Landsat. Satellittene kan anvendes til bruk av kartlegging av breer, da også snøkornstørrelse og innhold av forurensing- variabler som er nyttig for modellering av snøprosesser og hydrologi (e.g., Malenovský et al., 2012).
2. Ettersom Hardangerjøkulen ofte er dekket av skydekke, som følge av det maritime klimaet på Sør-Vestlandet, vil satellittdata basert på radarteknologi kunne gi data når optiske bilder ikke er tilgjengelig. Data i mikrobølgespekter kan brukes til bl.a. å undersøke hastigheten til breen og likevektslinjen, da denne teknologien er uavhengig av skydekke, solinnstråling og objekter på overflaten i motsetning til optisk satellittdata (e.g., Rignot et al., 2011).
3. I området rundt Hardangerjøkulen, så vel som på Hardangerjøkulen, er preget av turisme og rekreasjon. På grunn av breens dynamiske natur, kan den forårsake skade på mennesker som ferdes i området på- eller rundt breen. Bratte brefall ved utløpsbreene kan være risikable å ferdes i med tanke på skredfare, spesielt i ablasjonssesongen når det foregår nedsmeltinger. En fjernanalytisk undersøkelse av risikable områder rundt Hardangerjøkulen kan være formålstjenlig. En studie gjort av Salzmann et al., (2004) brukte bl.a. DEM og Landsat-bilder for å studere potensielle bratte breer i Sveits hvor skred kunne forekomme. Metoden er rask og systematisk og kan utføres i andre regioner, men tilnæringsmåten må komplimenteres med *in-situ* målinger fra eksperter (Salzmann et al., 2004).
4. Observasjoner fra gjentakende luftbåren laserhøydemåling, kan gi indikasjoner på relative høydeendringer av overflaten til Hardangerjøkulen. Suksessfulle studier gjort av isdekket

på Grønland (Krabill et al., 2000) og ismasser på Svalbard (Bamber et al., 2004), har bevist at metoden kan utføres med stor nøyaktighet (10 cm).

VEDLEGG

Sammen med papiropgaven av er det vedlagt en CD med 4 vedlegg av resultatene.

Vedlegg 1: Shapefiler av breareal inndelt i mapper: OBIA, PBIA, manuell og skygge/skydekke.

Vedlegg 2: Filer av beregnet brevolum og co-registrering av DEM2004

Vedlegg 3: Microsoft Excel filer av brehastighet

Vedlegg 4: Kalibreringssertifikat for prosessering av flybilder

Tilgang til ytterligere data f.eks. satellittbilder, DEM, historiske kart etc., kontakt forfatter på email: marius.smistad@gmail.com

9 REFERANSER

- AALL, C. & HØYER, K. G. 2005. Chapter 14: Tourism and climate change adaption: the Norwegian case. In: HALL, C., M., & HIGHAM, J. (eds.) *Tourism, recreation, and climate change*.
- ALBERT, T. H. 2002. Evaluation of Remote Sensing Techniques for Ice-Area Classification Applied to the Tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. *Polar Geography*, 26, 210-226.
- ANDERSEN, J. L. & SOLLID, J. L. 1971. Glacial Chronology and Glacial Geomorphology in the Marginal Zones of the Glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 25, 1-38.
- ANDREASSEN, L. M. 2015. Personlig kommunikasjon. NVE.
- ANDREASSEN, L. M., ELVEHØY, H., JACKSON, M., KJØLLMOEN, B. & GIESEN, R. H. 2011. Glaciological investigations in Norway in 2010. *NVE report 3*.
- ANDREASSEN, L. M., ELVEHØY, H. & KJØLLMOEN, B. 2002. Using aerial photography to study glacier changes in Norway. *Annals of Glaciology*, 34, 343-348.
- ANDREASSEN, L. M., ELVEHØY, H., KJØLLMOEN, B., ENGESET, R. V. & HAAKENSEN, N. 2005. Glacier mass-balance and length variation in Norway. *Annals of Glaciology*, 42, 317-325.
- ANDREASSEN, L. M., PAUL, F., KÄÄB, A. & HAUSBERG, J. E. 2008. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *The Cryosphere*, 2, 131-145.
- ANDREASSEN, L. M., WINSVOLD, S. H., PAUL, F. & HAUSBERG, J. E. 2012. Inventory of Norwegian Glaciers. In: WINSVOLD, S.H., et al. (ed.). Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- AYOUB, F. L., SÉBASTIEN; AND AVOUAC, JEAN-PHILIPPE 2014. User's Guide to COSI-CORR Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation. In: TECHNOLOGY, C. I. O. (ed.). 1200 East California Blvd, Pasadena, CA 91125, USA
- BAMBER, J., KRABILL, W., RAPER, V. & DOWDESWELL, J. 2004. Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. *Geophysical Research Letters*, 31, L12402.
- BAUMANN, S., WINKLER, S. A. & ANDREASSEN, L. M. 2009. Mapping glaciers in Jotunheimen, South-Norway, during the "Little Ice Age" maximum. *The Cryosphere*, 3, 231-243.
- BEVAN, S. L., LUCKMAN, A. J. & MURRAY, T. 2012. Glacier dynamics over the last quarter of a century at Helheim, Kangerdlugssuaq and 14 other major Greenland outlet glaciers. *The Cryosphere*, 6, 923-937.
- BORNA, K., MOORE, A. B. & SIRGUEY, P. 2014. Towards a vector agent modelling approach for remote sensing image classification. *Journal of Spatial Science*, 59, 283-296.
- CHINN, T., WINKLER, S., SALINGER, M. J. & HAAKENSEN, N. 2005. RECENT GLACIER ADVANCES IN NORWAY AND NEW ZEALAND: A COMPARISON OF THEIR GLACIOLOGICAL AND METEOROLOGICAL CAUSES. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 141-157.
- DAHL, S. O. & NESJE, A. 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4, 269-277.
- DOZIER, J. 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28, 9-22.
- DURO, D. C., FRANKLIN, S. E. & DUBÉ, M. G. 2012. A comparison of pixel-based and object-based image analysis with selected machine learning algorithms for the

- classification of agricultural landscapes using SPOT-5 HRG imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 259-272.
- DYURGEROV, M. 2003. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology*, 282, 164-176.
- ECOGNITION 2013. Trimble eCognition Developer User Guide. Arnulfstrasse 126, D-80636 Munich, Germany: Trimble Germany GmbH.
- ELVEHØY, H. 2005. Glaciological investigations in Norway in 2004 Chapter 6. Hardangerjøkulen. In: KJØLLMOEN, B. (ed.). Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- ELVHØY, H. 1998. Glasiologiske undersøkelser i Norge 1996 og 1997 (Hardangerjøkulen). In: KJØLLMOEN, B. (ed.). Norges vassdrags- og energidirektorat.
- ERDAS. 2009. *LPS project manager tour guides* [Online]. USA: ERDAS, Inc. Tilgjengelig fra: http://classes.engr.oregonstate.edu/cce/fall2012/cce201-001/Photogrammetry/LPS_PM_classinstructions.pdf [Accessed 1.05 2015].
- ESRI. 2011. *GIS dictionary* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://support.esri.com/en/knowledgebase/GISDictionary/term/GIS> [Accessed 03.02 2015].
- FISCHER, A., SEISER, B., STOCKER WALDHUBER, M., MITTERER, C. & ABERMANN, J. 2015. Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. *The Cryosphere*, 9, 753-766.
- FISHER, P. F. & TATE, N. J. 2006. Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography*, 30, 467-489.
- GAO, J. & LIU, Y. 2001. Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review. *Progress in Physical Geography*, 25, 520-540.
- GIESEN, R. 2009. *The ice cap Hardangerjøkulen in the past, present and future climate*. Utrecht University.
- GIESEN, R. H. A. & OERLEMANS, J. 2010. Response of the ice cap Hardangerjøkulen in southern Norway to the 20th and 21st century climates. *The Cryosphere*, 4, 191-213.
- GREEN, F. H. W. & HARDING, R. J. 1980. The Altitudinal Gradients of Air Temperature in Southern Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62, 29-36.
- GROVE, J. M. 2001. The Initiation of the "Little Ice Age" in Regions Round the North Atlantic. *Climatic Change*, 48, 53-82.
- HALL, D. K., BAYR, K. J., SCHONER, W., BINDSCHADLER, R. A. & CHIEN, J. Y. L. 2003. Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from the ground and space (1893-2001). *Remote Sensing of Environment*, 86, 566-577.
- HANSEN-BAUER, I., H. DRANGE, E.J. FØRLAND, L.A. ROALD, K.Y. BØRSHEIM, H. HISDAL, D. LAWRENCE, A. NESJE, S. SANDVEN, A. SORTEBERG, S. SUNDBY & ÅDLANDSVIK, K. V. O. B. 2009. Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing. Oslo: Norsk klimasenter.
- HAUGE, B. 2001. *Holocene breifluktasjoner ved Rembedalskåki, sørvestlige Hardangerjøkulen, med spesiell vekt på Den Lille Istid*. Hovedfagsoppgave, Universitetet i Bergen.
- HEID, T. & KÄÄB, A. 2012. Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 339-355.
- HODGSON, M.E. 1995. What cell size does the computed slope/aspect angle represent? *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*, 61, 513-517.

- HOWAT, I. M., JOUGHIN, I. & SCAMBOS, T. A. 2007. Rapid Changes in Ice Discharge from Greenland Outlet Glaciers. *Science*, 315, 1559-1561.
- HU, X., ZHANG, Z., DUAN, Y., ZHANG, Y., ZHU, J. & LONG, H. 2012. LIDAR PHOTOGRAMMETRY AND ITS DATA ORGANIZATION. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, XXXVIII-5/W12, 181-184.
- HURRELL, J. N. C. F. A. R. S. 2014. *The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based)*. [Online]. Tilgjengelig fra: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based> [Accessed 01 Mar 2015].
- HURRELL, J. W. & DESER, C. 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 78, 28-41.
- IMHOF, P., NESJE, A. & NUSSBAUMER, S. U. 2012. Climate and glacier fluctuations at Jostedalbreen and Folgefonna, southwestern Norway and in the western Alps from the 'Little Ice Age' until the present: The influence of the North Atlantic Oscillation. *The Holocene*, 22, 235-247.
- IRONS, J. R., DWYER, J. L. & BARSI, J. A. 2012. The next Landsat satellite: The Landsat Data Continuity Mission. *Remote Sensing of Environment*, 122, 11-21.
- JAENICKE, J., MAYER, C., SCHARRER, K., MÜNZER, U. & GUDMUNDSSON, Á. 2006. The use of remote-sensing data for mass-balance studies at Mýrdalsjökull ice cap, Iceland. *Journal of Glaciology*, 52, 565-573.
- JENSEN, J. R. 2007. *Remote Sensing of the Environment - An Earth Resource Perspective*, United States of America - Upper Saddle River, NJ 07458, Pearson Education, Inc.
- JIN, S., HOMER, C., YANG, L., XIAN, G., FRY, J., DANIELSON, P. & TOWNSEND, P. A. 2012. Automated cloud and shadow detection and filling using two-date Landsat imagery in the USA. *International Journal of Remote Sensing*, 34, 1540-1560.
- JÓHANNESSEN, T., RAYMOND, C. F. & WADDINGTON, E. D. 1989. A Simple Method for Determining the Response Time of Glaciers. In: OERLEMANS, J. (ed.) *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Springer Netherlands.
- KAAB, A. 2008. Glacier Volume Changes Using ASTER Satellite Stereo and ICESat GLAS Laser Altimetry. A Test Study on EdgeØya, Eastern Svalbard. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 2823-2830.
- KARGEL, J. S., LEONARD, M. P. B., A. KÄÄB & RAUP(EDS), B. 2014. *Global land ice measurements from space*, Springer.
- KARTVERKET. 2014. *Terrengmodeller- land* [Online]. Norge: Kartverket. Tilgjengelig fra: <http://www.kartverket.no/Kart/Kartdata/Terrengmodeller/Terrengmodell-10-meters-grid/> [Accessed 20.08 2014].
- KARTVERKET. 2015. *Digital terrengmodell 10 m, UTM 32* [Online]. Norge: Kartverket. Tilgjengelig fra: <http://data.kartverket.no/download/content/digital-terrengmodell-10-m-utm-32> [Accessed 20.08 2014].
- KELLY, R. E. J. 2002. Estimation of the ELA on Hardangerjokulen, Norway, during the 1995/96 winter season using repeat-pass SAR coherence. *Annals of Glaciology*, 34, 349-354.
- KJØLLMOEN, B. E., ANDREASSEN, L. M., ELVEHØY, H., JACKSON, M., GIESEN, R. H. & AND WINKLER, S. 2008. Glaciological investigations in Norway in 2007. In: KJØLLMOEN, B. (ed.). Oslo: NVE.
- KOK, R. D., SCHNEIDER, T. & AMMER, U. 1999. OBJECT-BASED CLASSIFICATION AND APPLICATIONS IN THE ALPINE FOREST ENVIRONMENT. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 32.
- KRABILL, W., ABDALATI, W., FREDERICK, E., MANIZADE, S., MARTIN, C., SONNTAG, J., SWIFT, R., THOMAS, R., WRIGHT, W. & YUNGEL, J. 2000.

- Greenland Ice Sheet: High-Elevation Balance and Peripheral Thinning. *Science*, 289, 428-430.
- KRIMMEL, R. M. A. M., M.F. 1975. Glacier applications of ERTS images. *Journal of Glaciology*, 15, 391-402.
- KÄÄB, A. 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57, 39-52.
- KÄÄB, A. 2004. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Butan Himalaya. *Remote Sensing of Environment*, 94, 463-473.
- KÄÄB, A. 2005. *Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep*, Zürich, Schriftenreihe Physische Geographie.
- KÄÄB, A., HUGGEL, C., FISCHER, L., GUEx, S., PAUL, F., ROER, I., SALZMANN, N., SCHLAEFLI, S., SCHMUTZ, K., SCHNEIDER, D., STROZZI, T. & WEIDMANN, Y. 2005. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 527-554.
- KÄÄB, A. & VOLLMER, M. 2000. Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 315-326.
- KÖNIG, M., WINTHER, J.-G. & ISAKSSON, E. 2001. Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*, 39, 1-27.
- LAUMANN, T. & NESJE, A. 2009. The impact of climate change on future frontal variations of Briksdalsbreen, western Norway. *Journal of Glaciology*, 55, 789-796.
- LIESTÖL, O. 1962. Et seneglacialt breframstøt ved Hardangerjøkulen.
- LIU, D. & XIA, F. 2010. Assessing object-based classification: advantages and limitations. *Remote Sensing Letters*, 1, 187-194.
- MALENOVSKÝ, Z., ROTT, H., CIHLAR, J., SCHAEPMAN, M. E., GARCÍA-SANTOS, G., FERNANDES, R. & BERGER, M. 2012. Sentinels for science: Potential of Sentinel-1, -2, and -3 missions for scientific observations of ocean, cryosphere, and land. *Remote Sensing of Environment*, 120, 91-101.
- MARSHALL, G. J., DOWDESWELL, J. A. & REES, W. G. 1994. The spatial and temporal effect of cloud cover on the acquisition of high quality landsat imagery in the European Arctic sector. *Remote Sensing of Environment*, 50, 149-160.
- MELVOLD, K., LAUMANN, T. & NESJE, A. 2011. *Kupert landskap under Hardangerjøkulen* [Online]. Norge: GEO. Tilgjengelig fra: <http://www.geoforskning.no/reportasjene/38-kupert-landskap-under-hardangerjokulen> [Accessed 29.11.2014 2014].
- METEOROLOGISK INSTITUTT. 2015. *Vestlandet siden 1900* [Online]. Tilgjengelig fra: http://met.no/Klima/Klimautvikling/Klima_siste_150_ar/Regioner/Vestlandet/ [Accessed 21.04 2015].
- MÖLLER, M., LYMBURNER, L. & VOLK, M. 2007. The comparison index: A tool for assessing the accuracy of image segmentation. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 9, 311-321.
- NAPIERALSKI, J., HARBOR, J. & LI, Y. 2007. Glacial geomorphology and geographic information systems. *Earth-Science Reviews*, 85, 1-22.
- NESJE, A. 2005. Briksdalsbreen in western Norway: AD 1900-2004 frontal fluctuations as a combined effect of variations in winter precipitation and summer temperature. *The Holocene*, 15, 1245-1252.
- NESJE, A., BAKKE, J., DAHL, S. O., LIE, Ø. & MATTHEWS, J. A. 2008a. Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27.

- NESJE, A. & DAHL, S. O. 1991. Holocene glacier variations of Blåisen, Hardangerjøkulen, central Southern Norway. *Quaternary Research*, 35, 25-40.
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 2003. The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- NESJE, A., DAHL, S. O., LØVLIE, R. & SULEBAK, J. R. 1994. Holocene glacier activity at the southwestern part of Hardangerjøkulen, central-southern Norway : evidence from lacustrine sediments. *The Holocene*, 4, 377-382.
- NESJE, A., DAHL, S. O., THUN, T. & NORDLI, Ø. 2008b. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 789-801.
- NESJE, A., LIE, Ø. & DAHL, S. O. 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15, 587-601.
- NUTH, C. & KÄÄB, A. 2011. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5, 271-290.
- OERLEMANS, J. 1992. Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. *Journal of Glaciology*, 38, 223-232.
- OERLEMANS, J. 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science*, 308, 675-677.
- PAUL, C. HUGGEL, A. KÄÄB, T. KELLENBERGER & M. MAISCH 2003. Comparison of TM-derived glacier areas with higher resolution data sets. *EARSeL eProc*, 2, 15-21.
- PAUL, F. 2002. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data. *International Journal of Remote Sensing*, 23, 787-799.
- PAUL, F. & ANDREASSEN, L. M. 2009. A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM plus data: challenges and change assessment. *Journal of Glaciology*, 55, 607-618.
- PAUL, F., BARRAND, N. E., BAUMANN, S., BERTHIER, E., BOLCH, T., CASEY, K., FREY, H., JOSHI, S. P., KONOVALOV, V., BRIS, R. L., MÖLG, N., NOSENKO, G., NUTH, C., POPE, A., RACOVITEANU, A., RASTNER, P., RAUP, B., SCHARRER, K., STEFFEN, S. & WINSVOLD, S. 2013a. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 54, 171-182.
- PAUL, F., BOLCH, T., KÄÄB, A., NAGLER, T., NUTH, C., SCHARRER, K., SHEPHERD, A., STROZZI, T., TICCONI, F., BHAMBRI, R., BERTHIER, E., BEVAN, S., GOURMELEN, N., HEID, T., JEONG, S., KUNZ, M., LAUKNES, T. R., LUCKMAN, A., MERRYMAN BONCORI, J. P., MOHOLDT, G., MUIR, A., NEELMEIJER, J., RANKL, M., VANLOOY, J. & VAN NIEL, T. 2013b. The glaciers climate change initiative: Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. *Remote Sensing of Environment*.
- PAUL, F., HUGGEL, C. & KÄÄB, A. 2004a. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sensing of Environment*, 89, 510-518.
- PAUL, F. & KÄÄB, A. 2005. Perspectives on the production of a glacier inventory from multispectral satellite data in Arctic Canada: Cumberland Peninsula, Baffin Island. *Annals of Glaciology*, 42, 59-66.
- PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T. & HAEBERLI, W. 2004b. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 31, L21402.

- PCI GEOMATICS 2014. *OrthoEngine - extracting a DEM from ASTER data. Geomatica 2014 tutorial* [Online]. Available: <http://www.pcigeomatics.com/pdf/geomatica/tutorials/AsterDEMExtraction.pdf> [Accessed 02.05 2015].
- QUINCEY, D. J., COPLAND, L., MAYER, C., BISHOP, M., LUCKMAN, A. & BELÒ, M. 2009. Ice velocity and climate variations for Baltoro Glacier, Pakistan. *Journal of Glaciology*, 55, 1061-1071.
- QUINCEY, D. J. B., MICHAEL P.; KÄÄB, ANDREAS; , BERTHIER, E., BORIS FLACH, T. B., MANFRED; BUCHROITHNER, ULRICH KAMP;, , KHALSA, S. J. S., ; , TOUTIN, T., HARITASHYA, U. K. R., ADINA; & SHRODER, J. F. A. R., BRUCE H. 2014. *Global land ice measurements from space Chapter 5 Digital terrain modeling and glacier topographic characterization*, Springer.
- RABATEL, A., DEDIEU, J.-P. & VINCENT, C. 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and massbalance time series; validation on three French glaciers 1994-2002. *Journal of Glaciology*, 51.
- RACOVITEANU, A. E., PAUL;, F., RAUP;, B., KHALSA;, S. J. S. & ARMSTRONG, R. 2009. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land and Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 53, 53-69.
- RAPER, S. C. B. & BRAITHWAITE, R. J. 2009. Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *The Cryosphere*, 3, 183-194.
- RASTNER, P., BOLCH, T., NOTARNICOLA, C. & PAUL, F. 2014. A Comparison of Pixel- and Object-Based Glacier Classification With Optical Satellite Images. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, 7, 853-862.
- RAUP, B., KÄÄB, A., KARGEL, J. S., BISHOP, M. P., HAMILTON, G., LEE, E., PAUL, F., RAU, F., SOLTESZ, D., KHALSA, S. J. S., BEEDLE, M. & HELM, C. 2007. Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project. *Computers & Geosciences*, 33, 104-125.
- RIGNOT, E., MOUGINOT, J. & SCHEUCHL, B. 2011. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 333, 1427-1430.
- ROBSON, B.A. 2012. *A remote sensing investigation into the evolution of Folgefonna Glacier over the last 150 years*. Masteroppgave, University of Bergen.
- ROSVOLD, K. A. 2015. *Sima kraftverk* [Online]. Norge: Store Norske leksikon. Tilgjengelig fra: https://snl.no/Sima_kraftverk [Accessed 21.04 2015].
- SALZMANN, N., KÄÄB, A., HUGGEL, C., ALLGÖWER, B. & HAEBERLI, W. 2004. Assessment of the hazard potential of ice avalanches using remote sensing and GIS-modelling. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 58, 74-84.
- SCAMBOS, T. A., DUTKIEWICZ, M. J., WILSON, J. C. & BINDSCHADLER, R. A. 1992. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment*, 42, 177-186.
- SELJOM, P., ROSENBERG, E., FIDJE, A., HAUGEN, J. E., MEIR, M., REKSTAD, J. & JARLSET, T. 2011. Modelling the effects of climate change on the energy system—A case study of Norway. *Energy Policy*, 39, 7310-7321.
- SØNDENÅ, O. 2014. Personlig kommunikasjon. Avdeling for spesialsamlinger Universitetsbiblioteket i Bergen.
- TERRATEC 2010. Laserskanning Hardangerjøkulen. Norway: TerraTec AS.

- TIAN, J. & CHEN, D. M. 2007. Optimization in multi-scale segmentation of high-resolutionsatellite images for artificial feature recognition. *International Journal of Remote Sensing*, 28, 4625-4644.
- TOUTIN, T. 2002. Three-dimensional topographic mapping with ASTER stereo data in rugged topography. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40, 2241-2247.
- TOUTIN, T. 2011. ASTER Stereoscopic Data and Digital Elevation Models. *Land Remote Sensing and Global Environmental Change*.
- USGS. 2015. *EarthExplorer* [Online]. U.S. Geological Survey. Tilgjengelig fra: <http://earthexplorer.usgs.gov> [Accessed 10.10 2014].
- VAUGHAN, D. G., COMISO, J. C., ALLISON, I., CARRASCO, J., KASER, G., K., R., MOTE, P., MURRAY, T., PAUL, F., REN, J., RIGNOT, & E., S., O., STEFFEN, K., AND ZHANG, T. 2013. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: STOCKER, T. F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX AND P.M. MIDGLEY (EDS.) (ed.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA,: Cambridge University Press.
- VIGNON, F., ARNAUD, Y. & KASER, G. Quantification of glacier volume change using topographic and ASTER DEMs. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International, 21-25 July 2003* 2003. 2605-2607 vol.4.
- WEHR, A. & LOHR, U. 1999. Airborne laser scanning—an introduction and overview. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54, 68-82.
- WILLIAMS, R. S., ;, HALL, J., 'D. K.,; , SIGURDSON, Q. & CHIEN, J. Y. L. 1997. Comparison of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973-92 *Annals of Glaciology*, 24.
- WINSVOLD, S. H., ANDREASSEN, L. M. & AND KIENHOLZ, C. 2014. Glacier area and length changes in Norway from repeat inventories. *The Cryosphere*, 8.
- WULDER, M. A., MASEK, J. G., COHEN, W. B., LOVELAND, T. R. & WOODCOCK, C. E. 2012. Opening the archive: How free data has enabled the science and monitoring promise of Landsat. *Remote Sensing of Environment*, 122, 2-10.
- ØSTREM, G. 1975. ERTS data in glaciology - An effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery. *Journal of Glaciology*, 15.
- ØSTREM, G., DALE SELVIG, K. & AND TANDBERG, K. 1988. Atlas over breer i Sør-Norge (Atlas of glaciers in south Norway). Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- ÅKESSON, H. 2014. *Simulating the climatic response of Hardangerjøkulen in southern Norway since the Little Ice Age*. Masteroppgave, University of Bergen.

APPENDIKS

Appendiks 1. Nedlastede Landsat-bilder i undersøkelsen. Anvendte bilder har optimale forhold. De resterende bildene ble ikke brukt pga. dårlig sky- og/eller snø- forhold. Bildene er lastet ned fra USGS sine nettsider.

Dato	Sensor	Scene ID	Oppløsning (m)	Brukt
09.07.1975	Landsat 2	LM22150181975190AAA04	60	Nei
28.07.1975	Landsat 2	LM22160181975209FAK03	60	Nei
09.08.1976	Landsat 1	LM22160181976222GMD03	60	Nei
27.08.1976	Landsat 1	LM22160171976240AAA02	60	Nei
19.07.1984	Landsat 5	LT51990181984201KIS00	30	Nei
11.08.1984	Landsat 5	LT5200018191984224KIS00	30	Ja
23.06.1986	Landsat 5	LT51990181986174KIS00	30	Nei
13.08.1987	Landsat 5	LT51990181987225XXX02	30	Nei
06.08.1988	Landsat 5	LT52000181988219KIS00	30	Ja
30.06.1996	Landsat 5	LT51990182006181KIS00	30	Nei
16.07.1996	Landsat 5	LT51990182006197KIS00	30	Nei
11.08.1998	Landsat 5	LT51990181998223KIS00	30	Nei
03.09.1998	Landsat 5	LT52000181998246KIS00	30	Ja
12.07.1999	Landsat 7	LE72000181999193SGS03	30 (15 PAN)	Nei
06.08.1999	Landsat 7	LE71990181999218SGS00	30 (15 PAN)	Nei
25.09.2000	Landsat 7	LE71990182000269SGS00	30 (15 PAN)	Nei
28.09.2001	Landsat 7	LE71990182001271SGS00	30 (15 PAN)	Nei
15.09.2002	Landsat 7	LE71990182002258SGS00	30 (15 PAN)	Ja
09.08.2003	Landsat 5	LT51990182003221MTI010	30	Ja
08.08.2006	Landsat 5	LT52000182006220KIS00	30	Nei
27.07.2010	Landsat 5	LT51990182010208KIS01	30	Nei
29.09.2010	Landsat 5	LT51990182010272KIS01	30	Nei
14.07.2011	Landsat 5	LT51990182011195KIS01	30	Nei
16.09.2011	Landsat 5	LT51990182011259MOR00	30	Ja
26.07.2013	Landsat 8	LC82000182013207LGN00	30 (15 PAN)	Nei
10.08.2013	Landsat 8	LC82000182013191LGN00	30 (15 PAN)	Nei
27.08.2013	Landsat 8	LC82000182013239LGN00	30 (15 PAN)	Ja
14.10.2013	Landsat 8	LC82000182013287LGN00	30 (15 PAN)	Nei
15.09.2014	Landsat 8	LC82000182014258LGN00	30 (15 PAN)	Ja

Appendiks 2. Arealendringer for utvalgte dreneringsområder.

Dreneringsbasseng	2014	2011	2010	2008	2003	2002	1998	1988	1984	1961	1955	1920	år
Rembesdalsskåka	17,06	17,23	17,23	17,28	17,37	17,34	17,55	17,33	17,43	17,58	17,72	18,86	km ²
Ramnabergsbreen	7,77	8,11	9,03	9,50	10,01	9,76	10,87	10,77	11,44	11,97	12,48	14,81	km ²
Middalsbreen	6,13	6,23	6,33	6,54	6,53	6,52	6,84	6,58	6,68	6,94	7,03	8,60	km ²
Blåisen	6,12	6,31	6,30	6,65	6,58	6,61	7,12	6,60	6,96	6,99	6,97	8,67	km ²
Vestre Leirbottsskåka	7,56	7,78	7,71	7,85	8,00	8,09	8,36	8,03	8,31	8,18	8,13	9,96	km ²