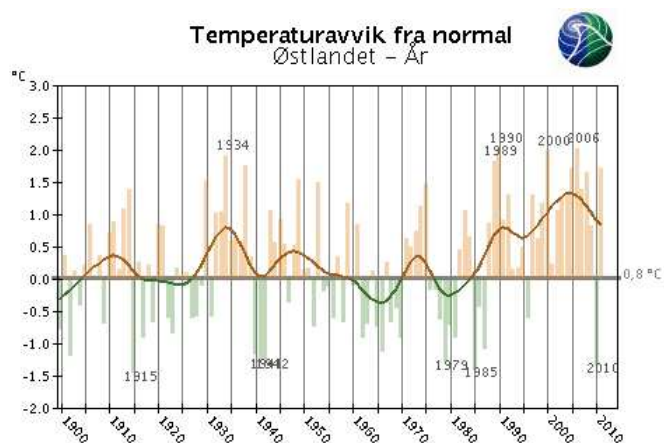
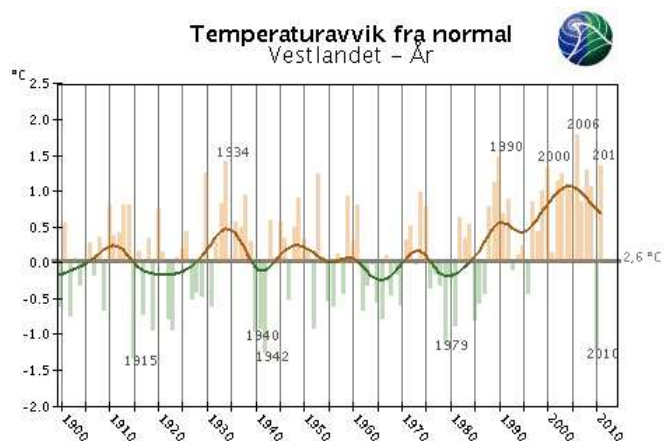


Østlandet og Vestlandet på 1600-, 1700- og 1900-tallet.

Klimatologiske likheter og forskjeller.

Kari Lise Grønnæss



Østlandet og Vestlandet på 1600-, 1700- og 1900-tallet. Klimatologiske likheter og forskjeller.

Kari Lise Grønnæss



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Naturgeografi, hydrologi og geomatikk

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

01.06.2012

© **Kari Lise Grønnæss, 2012**

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Veileder: Ole Humlum

Forside: Figurer hentet fra Meteorologisk Institutt (met.no, 2012)

Sammendrag

Paleoklimatologi er viktig for å kunne forutse kommende klimavariasjoner. 1600- og 1700-tallet regnes for å være en del av den lille istid. Den lille istid er en globalt kjøligere periode, og som for det nordiske området kan avgrenses fra 1300-1920 (Humlum 2010). Men innad i 1600- og 1700-tallet ser man forholdsvis store variasjoner både med tanke på temperatur og nedbør. For å finne ut noe om klimaet i Norge under disse århundrene så kan man se til lange tidsserier som kan fortelle oss noe om for eksempel temperaturvariasjonene i Norge i denne periode. En slik temperaturserie er fra Sentral-England, og går helt tilbake til midten av 1600-tallet (Parker et al. 1992). I tillegg til slike lange serier kan man bruke historisk informasjon og proxydata.

Undersøkelser tyder på at 1600-tallet var et århundre med forholdsvis lave gjennomsnittstemperaturer og med forholdsvis lite vinternedbør. Første halvdel av 1700-tallet i Norge var derimot preget av høyere vintertemperaturer og mye vinternedbør. Og denne økningen i nedbør kan hvertfall delvis ha vært årsaken til at vestlandsbreene fikk sitt lille istids maksimum rundt 1750 (Nesje og Dahl 2003). Mot slutten av 1700-tallet fikk man igjen kaldere gjennomsnittstemperaturer, og lavere vinternedbør. 1900-tallet regnes i motsetning til 1600- og 1700-tallet som et relativt varmt århundre, men også her ser man variasjoner i temperatur og nedbør i de instrumentelle seriene fra både Østlandet og Vestlandet (met.no 2012). Iøynefallende i disse seriene er en temperaturtopp rundt 1930, kjøligere temperaturer mellom 1960 og 1980, før man igjen fikk temperaturstigning fram mot årtusenskiftet. Først steg vintertemperaturene rundt 1985, mens sommertemperaturene fulgte etter rundt 1990-tallet. Sammen med økningen i vintertemperatur på 1980-tallet fikk man også en økning i vinternedbør. Denne sammenhengen mellom vintertemperatur og vinternedbør kobles ofte opp mot den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) som er et atmosfæremønster som påvirker vintertemperaturer og vinternedbør i Europa. Temperatur- og nedbørsseriene fra 1900-tallet viser variasjoner i at temperatur og nedbør ofte svinger ganske likt for Østlandet og Vestlandet, selv om Østlandet er forholdsvis kontinentalt og Vestlandet er forholdsvis maritimt, og selv om utgangverdiene er forskjellige. Seriene viser også at variasjoner i temperatur og nedbør kan være knyttet til en spesifikk årstid.

Forord

Det nærmer det seg leveringsdagen for masteroppgaven, og jeg vil først få lov til å takke min veileder Ole Humlum for gode råd og alltid åpne dører på kontoret (og for å være veldig raskt til å svare meg på mail). Jeg har hatt noen fine år her ved Institutt for geofag, med masse ny kunnskap og spennende turer.

Jeg har studert mange år ved UiO, og det er mange som har bidratt til å gjøre studietiden min så hyggelig og spennende. Lunsjer og kaffepauser med studievennene mine fra realfag og fra geo, LPU som har gitt meg mye morro og masse spennende utfordringer, og ikke minst biojentene som har holdt sammen fra første dag på Lektor- og adjunktprogrammet. Uten dere ville ikke studietiden vært den samme.

Jeg vil også takke familien som har støttet meg gjennom alle årene med studier, og Kevin som har oppmuntret meg underveis.

Innholdsfortegnelse

1	Innledning.....	8
1.1	Problemstilling.....	9
1.2	Studieområde.....	10
1.2.1	Typiske trekk for Vestlandet og Østlandet.....	11
2	Teori.....	13
2.1	Klimautvikling i Holosen.....	13
2.2	Teorier om årsaker til klimavariasjoner i Nord-Europa de siste århundrer.....	14
2.3	Klimatrekk i Norge.....	16
2.3.1	Köppens klimasoner.....	16
2.3.2	Golfstrømmens betydning for Skandinavia.....	16
2.3.3	Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO).....	17
3	Metode.....	18
3.1	Instrumentelle meteorologiske tidsserier.....	19
3.1.1	De meteorologiske dataene.....	20
3.1.2	De ferdiglagde temperatur- og nedbørsseriene.....	20
3.1.3	De meteorologiske dataene fra Sentral-England.....	21
3.1.4	Usikkerheter.....	22
3.2	Værrelaterte dagbøker og dokumenter.....	22
3.2.1	Usikkerheter.....	23
3.3	Proxydata som forteller noe om klimaet indirekte.....	23
3.3.1	Usikkerheter.....	25
4	Resultater.....	26
4.1	Generelt om den lille istid.....	26
4.2	1600- og 1700-tallet.....	27
4.2.1	Temperaturserie fra Sentral-England.....	27
4.3	Norge på 1600- og 1700-tallet.....	33

4.3.1	Sesongvariasjoner i Norge på 1600- og 1700-tallet	34
4.3.2	Isbreer, skred og flom i Norge på 1600- og 1700-tallet	37
4.4	Norge på 1900-tallet	41
4.4.1	Trender i temperatur og nedbør for hele landet fra 1900	43
4.4.2	Temperatur og nedbør hjelper oss i å dele opp landet i klimasoner.....	45
4.4.3	Temperatur- og nedbørsutvikling for Østlandet og Vestlandet.....	45
4.4.4	Variasjoner i temperatur og nedbør mellom vinter og sommer, for Vestlandet og Østlandet.....	48
4.4.5	Andre undersøkelser som forteller oss noe om klima i Norge på 1900-tallet....	49
5	Diskusjon.....	52
6	Konklusjon	60
7	Referanser.....	64

1 Innledning

Hvis klima skal defineres smalt så kan man si at klima er været over tid (met.no 2012), mens en bredere definisjon kan være at klima er en statistisk beskrivelse av gjennomsnittet og variasjonen av relevante parametere over en periode fra måneder til millioner av år (IPCC 2007). Disse parameterne kan for eksempel være temperatur, nedbør og vind.

Dagens interesse for klima og klimaforandringer gir et stort behov for detaljerte beskrivelser av klimahistorien, både globalt og mer regionalt. Et av målene med paleoklimatologi er å fylle hullene i kunnskap om klimaforandringer opp gjennom historien, mens et annet mål kan være å studere hvordan menneskene har tilpasset seg slike forandringer i klima (Kastellet et al. 1998).

Klimaforandringer skjer på flere ulike tidsskalaer. Det kan være korttidsforandringer i klimaet over noen år til forandringer som varer i århundrer, eller årtusener. I løpet av de siste århundrene har befolkningen økt raskt, og samfunnet har utviklet seg tilsvarende raskt. Det har derfor gått fra å være et miljø der menneskene påvirket lokalt, til et miljø der menneskene påvirker mer globalt (Bradley og Jones 1992a).

Ved å fokusere på de siste århundrene er det mulig å lage et forholdsvis detaljert bilde av klimavariasjonene for denne perioden. Dette gjør det også mulig å registrere og studere variasjoner i viktige faktorer (indre og ytre) som man mener kan ha påvirket klimaet de siste århundrene. Uten å forstå hvordan disse faktorene har påvirket klimaet i fortiden vil det være vanskelig å spå eller forutse kommende klimaforandringer. Derfor kan man si at for å forstå hvordan klimaet vil variere i framtiden, må man forstå hvordan og hvorfor klimaet varierte i fortiden (Bradley og Jones 1992a). Det er da også viktig å studere variasjoner i klima på for eksempel både 10- og 100-årsskala, fordi dette kan hjelpe oss med å finne ut hva slags variasjoner i klima man kan forvente seg på ulike skalaer i framtiden (Bradley og Jones 1992a).

Fra 1850-2005 har man hatt en global temperaturøkning på ca 0,76 °C, mens varmetrenden de siste 50 årene har vært ca 0,13 °C per tiår (IPCC 2007). Årsaken, eller årsakene, til denne globale temperaturøkningen er enda ikke fullstendig forstått, men mange forskere tror det er

en antropogen komponent som virker sammen med naturlige variasjoner i klimasystemet (Kastellet et al. 1998).

For å finne ut hvor mye et slikt antropogen signal påvirker trengs det kvantitativ kunnskap om alle de "naturlige" faktorene som påvirker klimaet (Barnett et al. 1996). Man må også ha kunnskap om både de romlige og tidsmessige mønstrene for klimaforandringer over de siste århundrene (Mann et al. 1998).

Lange rekonstruksjoner av tidligere klima baserer seg enten på naturlige arkiver som iskjerner, treringundersøkelser og lignende, gjerne i kombinasjon med tidlige instrumentelle data, eller med historiske data (Luterbacher et al. 2004). Det er også viktig med regionale rekonstruksjoner, og ikke bare globale, fordi variasjoner i klima regionalt kan maskeres av rekonstruksjoner globalt (Luterbacher et al. 2004). Det er også på regional skala klimaforandringer merkes.

Rekonstruksjoner av tidligere klima i Norge kan basere seg på lange instrumentelle serier, historiske data og naturlige arkiver som for eksempel treringundersøkelser. Et eksempel kan være en kombinasjon av proxydata og instrumentelle serier, som for eksempel innhøstingsdato for bygg kombinert med gamle temperaturserier.

1.1 Problemstilling

Hvordan varierer de meteorologiske parameterne temperatur og nedbør for Østlandet og Vestlandet gjennom 1600- og 1700- og 1900-tallet?

Underspørsmål:

Er variasjonene i temperatur og nedbør like for Østlandet og Vestlandet?

Er variasjonene i temperatur og nedbør like for sommerhalvåret og vinterhalvåret?

Innholdet i oppgaven springe noe frem og tilbake mellom Østlandet og Vestlandet, og med noen gjentakelser, for å få fram ulike sammenhenger rundt disse problemstillingene.

1.2 Studieområde

Norge strekker seg over mange breddegrader (57-71 °N) og har lang kyststripe, store fjellområder og vidder, og flate landbruksområder i innlandet. Studieområdet for denne oppgaven er Sør-Norge, nærmere bestemt Østlandet og Vestlandet (Figur 1 og Figur 2).

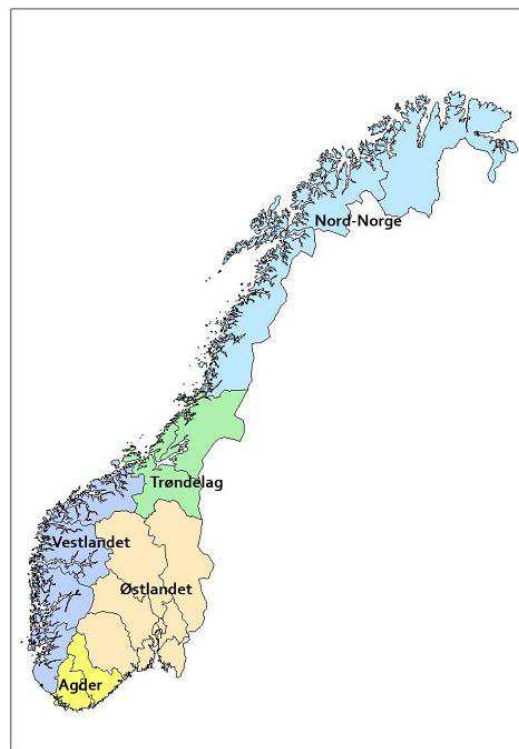
Studieområdet strekker seg altså fra kystnære områder i vest til mer kontinentale innlandsområder i øst. I noen figurer er temperaturserier fra Bergen valgt ut til å representere hele Vestlandet, og tilsvarende representerer Rena Østlandet. Bergen befinner seg 60 °N og 5 °Ø, mens Rena befinner seg 61 °N og 11 °Ø (Figur 3). Disse er valgt ut fordi de representerer henholdsvis et relativt maritimt og et relativt kontinentalt klima, i tillegg til at disse temperaturseriene er forholdsvis lange og uten store hull.



Figur 1, Norge i Europa, hentet fra: Google earth

1.2.1 Typiske trekk for Vestlandet og Østlandet

Klimaet i Skandinavia domineres hovedsakelig av vestlige vinder året rundt. Men av og til forstyrres dette av andre vindretninger, som fra sør og øst, og disse kan gi spesielt kalde eller varme, og tørre perioder (Martyn 1992). Lufttemperaturen i Norge avhenger mye av hvor høyt over havet man befinner seg, men også av avstanden fra havet. Været i Skandinavia påvirkes av syklonvirksomheten i Atlanterhavet. I Atlanterhavet får man dannet sykloner i den såkalte polarfronten der subtropisk varm luft møter kald polarluft (met.no 2012). Regjerende vindretning er fra sørvest, og dette gjør at når syklonenes luftmasser



Figur 2, Norge med landsdeler, hentet fra: (met.no 2012)



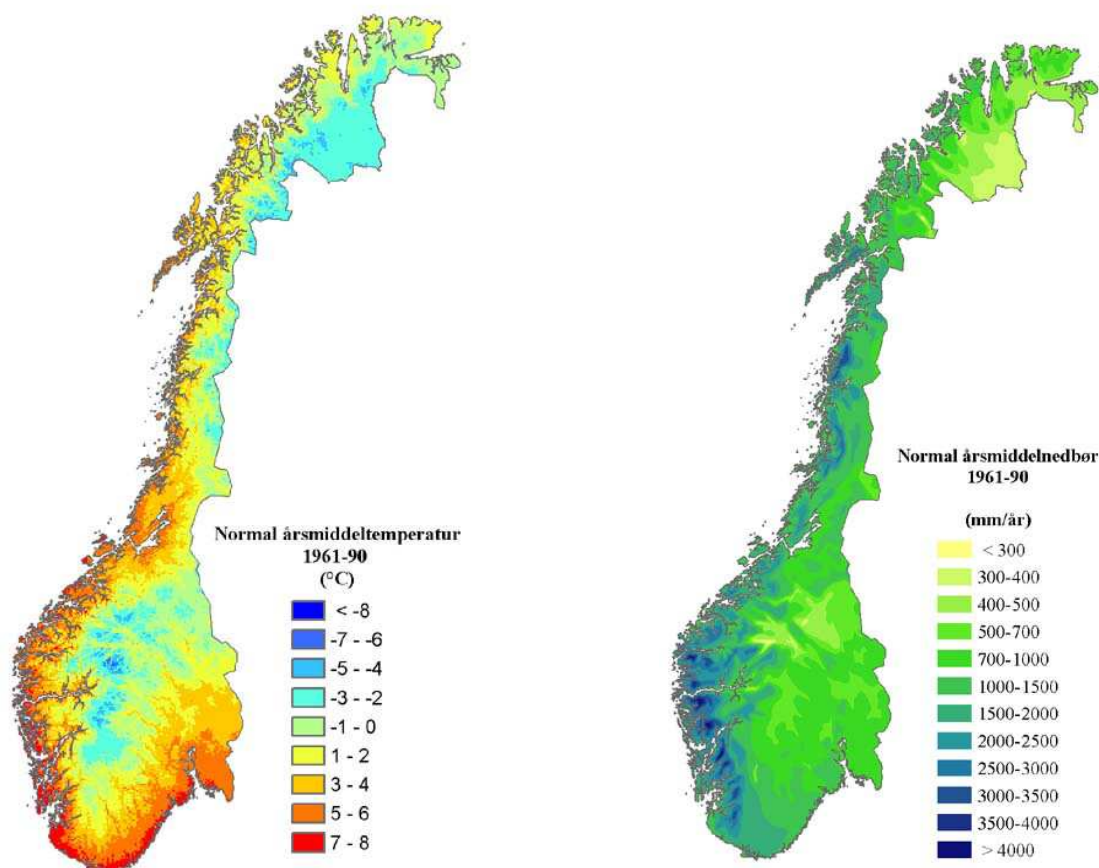
Figur 3, Bergen og Rena, hentet fra: Google earth

treffer Vestlandet vil man få mye frontnedbør og orografisk nedbør ved at de varme luftmassene presses opp og avkjøles av de massive fjellområdene nær kysten. Når disse luftmassene senere når Østlandet har de både gitt fra seg mye nedbør, og blitt adiabatisk varmet opp under nedstigningen fra fjellområdene. Man får en regnskyggeeffekt her. Dette fører til en tørrere værtype på Østlandet (Liljequist 1970, met.no 2012). Fra vest til øst har man

altså en forholdsvis bratt nedbørsgradient med over 3000 mm nedbør i året i på Vestlandet, til

300 mm nedbør i året noen steder på Østlandet (Figur 4). For områdene nær kysten faller det meste av årsnedbøren om høsten, mens områdene i innlandet får mest nedbør om sommeren (Liljequist 1970). Nedbør om sommeren på Østlandet er ofte bygenedbør som dannes når

bakken varmer opp luftmassene slik at de blir ustabile (met.no 2012). Siden Østlandet er preget av et innlandsklima med varme sommere og kalde vintere, vil vinterne på Østlandet ofte gi inversjoner i dalstrøkene når klarvær gjør at de langbølgede strålene unnslipper om natta, og den tunge kalde luften samles nær dalbunnen (met.no 2012). Det årlige temperaturintervallet er mindre nær kysten i Norge enn på Østlandet (Martyn 1992). Dette er fordi vann har stor varmekapasitet, og det fører til at havet utjevner temperaturforskjellene i atmosfæren nær seg. Varme oppmagasineres om sommeren og gjør at høsten og vinteren er forholdsvis milde, mens vår og sommer er forholdsvis svale fordi oppvarmingen av havet skjer langsomt. Maritime luftmasser tar også opp rikelig med vanndamp fra havet. Dette, sammen med den utjevne sesongtemperaturen, er typisk for et maritimt klima (Liljequist 1970). Over land får man en større temperaturamplitude i løpet av et år fordi landområdene både varmes opp og kjøles ned raskere enn havet. I et kontinentalt klima er sommerne varmere og vinterne kaldere enn ved kysten (Liljequist 1970). I tillegg er tilførselen av vanndamp mindre her, og man har derfor en lavere årsnedbør. Det er mulig å beregne en enkel kontinentalitetsindeks som forteller oss noe om hvor kontinentalt et område er. Dette kan gjøres ved å beregne differansen mellom middeltemperaturen i årets varmeste og kaldeste måned (Liljequist 1970).



Figur 4, Normal årsmiddeltemperatur og normal årsmiddelnedbør 1961-1990. Hentet fra: (met.no 2012)

2 Teori

2.1 Klimautvikling i Holosen

Tidsepoken Holosen regnes å vare fra ca 11500 år siden og fram til i dag. I begynnelsen av Holosen var store deler av Skandinavia dekket av innlandsis som hadde begynt å smelte tilbake på dette tidspunktet. Innlandsisen over Skandinavia var helt smeltet vekk for ca 9000 år siden (Sørbel 1999).

Generelt var første og midtre del av Holosen perioder med varmere klima, og dette medførte tilbakesmelting av breer (Nesje et al. 1991). For 11500 år siden fikk man en klar stigning i vintertemperaturer opp mot dagens vintertemperaturer (Nesje et al. 2005). Disse varme årtusenene etter smeltingen av innlandsisen og fram til ca 5000 år siden, settes i forbindelse med økt innstråling om sommeren på grunn av gunstige orbitalbaner (Renssen et al. 2009). Høyere sommertemperatur i tidlige deler av Holosen fikk flere breer til å smelte helt bort, og disse vokste ikke fram igjen før ca 2000 BP (karbon14-år) (Karlén 1988). Andre breer varierte i størrelse gjennom hele Holosen.

Det har tidligere vært sagt at interglasialen Holosen har vært preget av forholdsvis små temperaturvariasjoner, men forskning tyder nå på større klimavariasjoner enn først antatt (Nesje et al. 2005). Nesje et al. (2005) fant ut ved å undersøke marine og terrestriske proxydata at første del av Holosen (mer enn 8000 kalender år siden) ble avbrutt av flere brå klimaforverring. Mellom Yngre Dryas og ca 8000 kalenderår siden hadde man minst tre slike klimaforverring. Dette var Preboreal fra 11300-11150, Erdalen event fra 1030-9700 og Finse event for ca 8200 kalenderår siden. Etter Finse event fikk man en varmere periode fra 7600-5500 med temperaturer 1,5-2,0 °C varmere enn dagens temperaturer (Nesje et al. 2005). Seppä et al. (2009) anslo ved å se på 36 pollenstudier som kan knyttes til sommer- og årstemperaturer at den varme perioden kalt Holocene Thermal Maximum (HTM) fant sted mellom 8000 og 4800 kalenderår siden for Nord-Europa.

For ca 5000 kalenderår siden fulgte en generell temperatursenking (Seppä et al. 2009). Fra studier av finske treringer ser man en økt variabilitet etter 5800 kalenderår siden. Kaldere perioder fant man rundt 6000, 5000, 4000-3800, 2500, 1500 år siden og under den lille istid (Nesje et al. 2005). Seppä et al. (2009) mener at uregelmessighetene i sen-Holosen i Nord-Europa kan skyldes forandringer i den dominante sirkulasjonstypen i hav og atmosfæren.

Under middelalderen (700-1300 år siden) hadde man temperaturer som var 0,5-0,8 °C varmere enn i dag. Mens for den lille istid som fulgte etter middelalderen fikk man både en global senking i temperatur og perioder med økt nedbør (Nesje et al. 2005). Etter undersøkelser av flere breer i Norge mener Matthews (1991) at mange av disse hadde sin største utbredelse siden innlandsisen forsvant under den lille istids maksimum. Etter den lille istid opplevde man igjen en generell og forholdsvis rask varmetrend (Seppä et al. 2009).

2.2 Teorier om årsaker til klimavariasjoner i Nord-Europa de siste århundrer

Med forholdsvis store klimavariasjoner i Nord-Europa fra lille istid og fram til i dag er det interessant å se noen teorier om årsaker til disse variasjonene. Som tidligere nevnt har man hatt en generell global temperaturøkning på 0,76 °C fra 1850- 2005, og en økning på 0,13 °C per tiår de siste 50 årene (IPCC 2007). Mange forskere tror at denne økningen skyldes en kombinasjon av en antropogen komponent og variasjoner i ”naturlige” faktorer som påvirker klimasystemet (Kastellet et al. 1998), selv om fordelingen mellom disse fortsatt er uklar. En hypotese er at denne antropogene komponenten er økt konsentrasjon av CO₂ i atmosfæren. IPCC (2007) estimerer en økning i konsentrasjonen av drivhusgassen CO₂ i atmosfæren fra 280 ppm. til 379 ppm. fra førindustriell tid og fram til 2005, og at den primære kilden til denne økningen skyldes bruk av fossilt brennstoff.

Før 1850 opplevde man derimot en kaldere periode, som ofte blir kalt den lille istid. Den lille istid avløste den varmere perioden i middelalderen, og den siste halvdel av 1600-tallet er ofte sett på som den kaldeste perioden under den lille istid i Europa (Humlum 2010). Hvilke drivkrefter eller ”naturlige” faktorer som har påvirket klimasystemet under den lille istid og fram til i dag, er et viktig forskningsfelt for å kunne prøve å spå framtidens klimavariasjoner.

Lamb (1995) peker på flere slike naturlige faktorer eller drivkrefter som kan ha påvirket klimasystemet, men særlig legger han vekt på variasjoner i innstråling fra sola og aerosoler i atmosfæren etter vulkanutbrudd. Shindell et al. (2003) mener også at det er variasjonen i innstråling fra sola, og vulkansk aktivitet, som er de primære drivkreftene i variasjonen i klimasystemet i førindustriell tid.

Variasjoner i innstråling fra sola har blitt satt i sammenheng med solflekkvariasjoner på sola. Desto flere solflekker, desto mer øker innstrålingen fra sola på jorda. For variasjoner i

solflekkaktivitet er det funnet flere periodisiteter. Et minimum for solflekkaktivitet de siste århundrene fant sted under Maunder Minimum-perioden mellom 1645-1715 (Bradley og Jones 1992b). Denne perioden sammenfaller godt med både den lille istid, og med en periode med lave gjennomsnittstemperaturer i Europa.

Gass og aerosoler som slynges ut i atmosfæren under et eksplosivt vulkanutbrudd kan også påvirke klimaet på jorda i noen år etter utbruddet. Man får lavere gjennomsnittstemperaturer på grunn av økt mengde aerosoler som hindrer noe av innstrålingen fra sola. Hvor mye et slikt vulkanutbrudd påvirker klimaet avhenger av hvor mye materiale som blir slynget ut i atmosfæren, hvor høyt det ble slynget ut og av den atmosfæriske sirkulasjonen (Bradley og Jones 1992b).

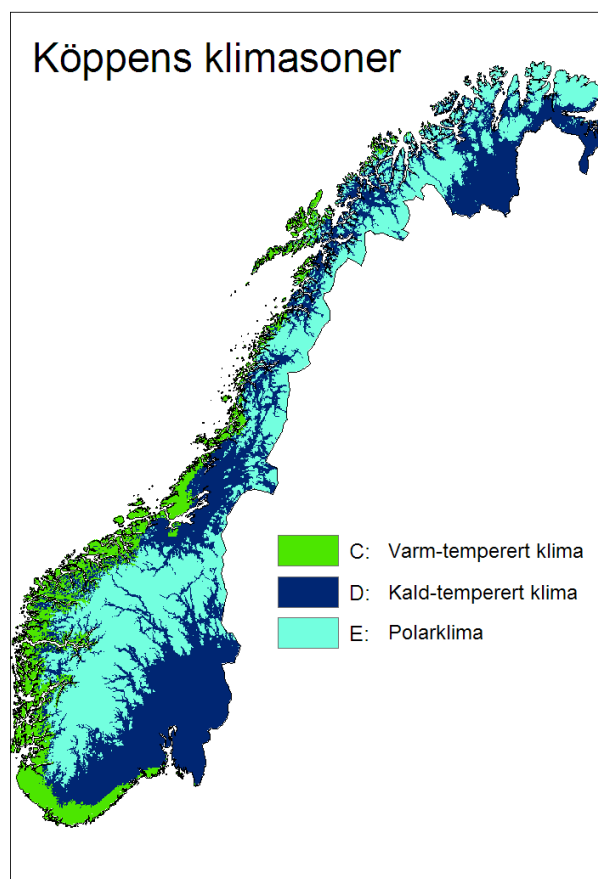
Lean et al. (1995) rekonstruerte variasjonen av innstråling fra sola fra 1610 til 1995, og fant at 74 % av temperaturanomaliene fra 1610 til 1800 kunne forklares ved variasjoner i innstråling fra sola, mens 56 % kunne forklares fra 1800 til 1995. Tilsvarende så indikerte Crowley (2000) i sine undersøkelser at 41-64 % av variasjonene i temperatur i tiårene før 1850 kan skyldes variasjoner i innstråling fra sola og vulkansk aktivitet.

For områdene rundt Nord-Atlanteren så betyr havsirkulasjonen med energitransport opp mot polområdene mye, og derfor er dette også en viktig faktor for klimaforandringer (Humlum 2010). Sentralt her står variasjoner i Golfstrømmen gjennom historien.

2.3 Klimatrekk i Norge

2.3.1 Köppens klimasoner

Ifølge Köppens klimasoneinndeling kan Norge deles inn i 3 klimasoner (Figur 5) (met.no 2012). Store deler av kyststripa befinner seg i klimasone C, varmtemperert sone. Denne sonen kjennetegnes av at gjennomsnittstemperaturen for årets kaldeste måned ligger mellom 18 °C og -3 °C, og at klimaet ikke er for tørt. Østlandet, Trøndelag og indre deler av Finnmarksvidda befinner seg i klimasone D, kaldtemperert klima. Denne klimasonen kjennetegnes ved at gjennomsnittstemperaturen i årets kaldeste måned er under -3 °C, og varmeste måned er over 10 °C. Fjellområdene og deler av Nordland, Troms og Finnmark befinner seg i klimasone E, polarklima, også kalt høyfjellsklima. Her er middeltemperaturen under 10 °C i årets varmeste måned (met.no 2012)



Figur 5, Köppens klimasoner i Norge. Hentet fra: (met.no 2012)

2.3.2 Golfstrømmens betydning for Skandinavia

Den generelle havsirkulasjonen bringer oppvarmet overflatevann fra tropiske farvann mot de polare regionene. I Nord-Atlanteren står Golfstrømmen for fluksen av varmt vann mot høyere breddegrader ved at den har en arm der varmt vann krysser over Atlanterhavet fra Nord-Amerika, mot de Britiske øyer, Færøyene, Island og Skandinavia. Denne armen kalles den Nordatlantiske drift. Golfstrømmen og den Nordatlantiske drift transporterer store mengder varme mot Arktis, og varmer opp Vest-Europa i prosessen (Latif et al. 2000).

For å illustrere dette kan man sammenlikne årsmiddeltemperaturen på stedet Iqaluit, i området Nunavut i Canada, med byen Trondheim i Norge. Begge disse stedene ligger 63 °N, og begge befinner seg nær Atlanterhavskysten. Årsmiddelnormalen i Iqaluit (1961-1990) ligger på -9,5

°C (National climate Data and Information Archive, Canada), mens i Trondheim er årsmiddelnormal (1961-1990) 4,8 °C (met.no 2012).

I forholdsvis varme perioder i Holosen, som nå, ligger Færøyene midt i armen av den Nordatlantiske drift. Dette skjer fordi det i varme perioder får en nordoverskiftning av den Nordatlantiske drift, mens i kaldere perioder er den Nordatlantiske driften svakere, og hovedarmen har en mer sørlig retning. Dette medfører at kaldt polarvann, som kommer ned langs østsiden av Island, kan trekke helt ned til Færøyene. Dette skal ha skjedd flere ganger under den lille istid (Humlum 2010).

2.3.3 Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO)

Den nordatlantiske oscillasjon (NAO) er det dominerende mønsteret i variasjonen av atmosfæresirkulasjonen over Atlanterhavet. Den tydelige sesongvariasjonen i posisjon og intensitet er relatert til hvor sterke vestavindsbeltene over Atlanterhavet, og inn mot Europa, er (Hurrell 1995, Luterbacher et al. 2001b). Den nordatlantiske oscillasjon (NAO) er også et klimatisk fenomen som beskriver forandringer i styrken på høytrykk over Asorene og lavtrykk over Island, og hvordan vekslingen i styrken mellom disse spesielt påvirker vintertemperatur og vinternedbør i Europa (met.no 2012). For å beskrive denne oscillasjonen bruker man ofte en NAO-indeks der en positiv indeks beskriver at lavtrykket over Island er svakere enn normalt i forhold til styrken av Asorer-høytrykket, og dette medfører ofte milde og nedbørsrike vintere for Skandinavia. En negativ indeks beskriver lavtrykket over Island som sterkere enn normalt i forhold til Asorer-høytrykket, og dette gir typisk kalde og tørre vintere for Skandinavia (met.no 2012). Luterbacher et al. (2001b) har forsøkt å rekonstruere variasjonen NAO-indeks tilbake til år 1500 ved hjelp av instrumentelle meteorologidata og proxydata.

3 Metode

For å undersøke klimahistorien i Norge fra den lille istid og fram til i dag, er det flere ulike metoder man kan bruke. En type informasjon om klimahistorie finner man ved å studere lange instrumentelle meteorologiske tidsserier, for eksempel temperaturserier og nedbørsserier. Slike serier er vanligvis ikke lengre enn rundt 150 år i Norge, men globalt finnes det noen få lengre serier som strekker seg rundt 250 år tilbake. Derfor trengs det også andre typer informasjon og data som kan hjelpe oss å utvide bildet av klimahistorien. En slik type informasjon finner man i værrelaterte dagbøker, og i dokumenter der historiske hendelser som tørke og ualminnelig kalde eller nedbørsrike perioder har blitt nedtegnet. En siste type informasjon man kan se til er ulike typer klimasensitive fysiske og biologiske fenomener, der man ut ifra disse kan si noe om klimaet indirekte. Dette kalles for proxydata (Lamb 1995). For at slike proxydata skal kunne sammenliknes med nyere data må disse dataene ofte kalibreres. Dette kan for eksempel gjøres ved at noen tidlige temperatur- eller nedbørsserier overlappes med proxydataene. Ut ifra dette kan det lages likninger som kobler de to datasettene slik at temperatur- eller nedbørsserien kan ekstrapoleres lengre bakover i tid (Bradley og Jones 1992a).

I oppgaven vil det hovedsakelig bli brukt instrumentelle meteorologiske tidsserier for å undersøke temperatur og nedbør på Østlandet og Vestlandet for 1900-tallet, mens for 1600- og 1700-tallet vil det bli brukt både instrumentelle meteorologiske tidsserier, studier av værrelaterte dagbøker og dokumenter og studier av proxydata. Mer informasjon om de ulike metodene for å studere klimahistorie i Norge følger under, og usikkerheter diskuteres for hver av disse.

3.1 Instrumentelle meteorologiske tidsserier

Det finnes instrumentelle værstasjoner i Norge med data som går tilbake til tidlig på 1800-tallet, men et mer organisert nettverk av instrumentelle målinger av blant annet temperatur og nedbør kom først på plass da Meteorologisk Institutt ble stiftet i 1866 (Nordli et al. 2003).

I Norge finnes det i dag flere typer værstasjoner som måler meteorologiske parametere. Dette er automatiske værstasjoner, manuelle værstasjoner og rene nedbørstasjoner (met.no 2012). Meteorologiske data som måles på disse stasjonene er blant annet temperatur, nedbør, lufttrykk, vindretning og vindstyrke. Observasjoner som stammer fra samme værstasjoner, og av samme værelement, kan samles i en tidsserie. Alle slike observasjoner som har blitt utført, og tidsserier laget av Meteorologisk Institutt, er gjengelig i deres klimadatabase eklima.no. Tidsserier fra eklima.no har blitt benyttet aktivt i denne oppgaven.

Lange tidsserier som viser temperatur- og nedbørsvariasjoner for et område over tid er viktig for å se på klimautviklingen i Norge. Slike serier viser ofte månedsmiddeltemperaturen eller månedsnedbør som er gjennomsnittet av alle døgnmiddeltemperaturene, eller summering av døgnnedbørsmålingene gjennom en måned.

Døgnmiddeltemperaturen for et sted er gjennomsnittstemperaturen gjennom et temperaturdøgn, og kan beregnes ut ifra denne formelen:

$$t = N - k*(N - \min)$$

hvor t er døgnmiddeltemperaturen, $N = 1/3 (t_{06} + t_{12} + t_{18})$, dvs. gjennomsnittet av temperaturen kl 06, 12 og 18, k er en faktor som varierer med sted og måned, \min er temperaturdøgnet minimumstemperatur (met.no 2012).

Månedsmiddeltemperaturen forteller altså noe om gjennomsnittstemperaturen gjennom en måned, men den sier lite om ytterpunktene i månedstemperaturen. Minimums- og maksimumstemperaturen over en måned kan også være interessant ut ifra et klimahistorisk perspektiv, men dette vil ikke blitt prioritert her.

Døgnnedbøren for et sted er all nedbør som har falt gjennom et nedbørsdøgn, og månedsnedbøren er all nedbør som har falt gjennom en måned (met.no 2012).

Det er vanlig å oppgi disse månedsmiddeltemperaturene og månedsnedbøren sett i forhold til temperaturnormaler og nedbørnormaler. En temperaturnormal for et sted er gjennomsnittsverdier over en 30-årsperiode (met.no 2012). Nå (2012) er standard

normalperiode fra 1961-1990. Månedsmiddeltemperaturen for et sted oppgis ofte i antall °C avvik fra temperaturnormalen, mens månedsnedbøren oppgis ofte i prosentavvik fra nedbørsnormalen (met.no 2012).

I denne oppgaven har det blitt brukt både meteorologisk data, og ferdiglagde temperatur- og nedbørsserier. Alt er hentet fra Meteorologisk Institutt sine nettsider (met.no) eller klimadatabasen deres (eklima.no). Det er også blitt hentet meteorologiske data fra den britiske ekvivalenten av Meteorologisk Institutt, nemlig UK Met Office.

3.1.1 De meteorologiske dataene

De meteorologiske dataene som har blitt lastet ned fra eklima.no er årsmiddeltemperaturer, eller sesongmiddeltemperaturer. Disse dataene kan være hentet fra en værstasjon, eller fra flere værstasjoner i et område. Dataene ble lastet inn i Office-pakkens Excel, hvor det ble laget punktdiagram som viser temperaturutviklingen for de aktuelle stedene over tid. I noen av disse figurene ble det også lagt til en trendlinje som viser et glidende gjennomsnitt med 10-årsperiode. Disse punktdiagrammene viser da for eksempel de enkelte års årsmiddeltemperatur, og man kan observere variasjonen fra år til år. Trendlinjen er et hjelpemiddel for å se om det finnes trender i dataene, det vil si om temperaturene over tid beveger seg i en bestemt retning. Et glidende gjennomsnitt tar gjennomsnittet av et bestemt antall datapunkter, og bruker dette gjennomsnittet som et punkt for trendlinja. For å finne neste punkt i trendlinja skifter man rammen med det bestemte antallet datapunkter en posisjon, slik at det første datapunktet ekskluderes og et nytt punkt inkluderes. Denne prosessen gjentas gjennom alle datapunktene, og man står igjen med et glidende gjennomsnitt som trendlinje.

De meteorologiske dataene som ble lastet ned fra eklima.no er kontinuerlige observasjonsrekker fra utvalgte værstasjoner. For å se om det skjer noen utvikling i temperatur over tid, er det viktig at målingene er blitt gjort under mest mulig like forhold. Det vil si at man helst bør ha temperaturmålinger fra samme sted, at målingene er gjort på samme tid, og helst bør målingene være gjort av samme person hvis det er manuelle avlesninger.

3.1.2 De ferdiglagde temperatur- og nedbørsseriene

De ferdiglagde temperatur- og nedbørsseriene som har blitt benyttet i oppgaven er hentet fra det Meteorologiske Institutt sine egne nettsider eller klimadatabase (Figur 19, Figur 20, Figur 21, Figur 22, og Figur 23). Disse viser årsmiddeltemperaturen og sesongmiddeltemperaturen, eller årsnedbøren og sesongnedbøren for et område over tid. Men disse er vist i forhold til

temperaturnormalen og nedbørsnormalen for det aktuelle området. De meteorologiske dataene som ligger bak disse figurene er valgt ut, og grafene er laget av Meteorologisk Institutt selv. På disse grafene ser man også en trendlinje beregnet av Meteorologisk Institutt. Disse ferdiglagde temperatur- og nedbørsseriene fra Meteorologisk Institutt er serier som er laget for å representere et større område over tid. Her har Meteorologisk Institutt trolig brukt temperatur- og nedbørs observasjoner fra flere værstasjoner i de aktuelle områdene. Informasjon om hvilke værstasjoner dataene i disse figurene er hentet fra har blitt etterspurt i e-post til Meteorologisk Institutt, uten at det har blitt mottatt noe svar. Det samme gjelder for beregningen av trendlinjene i disse figurene.

I Norge har man gode temperatur- og nedbørsserier som går tilbake til 1900. For å utvide disse temperaturseriene bakover er en mulighet å se til lengre temperaturserier fra andre land som ligger i nærheten av Norge, og med ganske likt klima. Hvis disse temperaturseriene viser seg å være ganske like, eller varierer likt over tid, kan den lengste serien kanskje brukes til å si noe om temperaturvariasjonene i Norge lengre bakover. I denne studien er det naturlig å se til en av de lengste temperaturseriene i Europa som er fra Sentral-England (Manley 1974), og til en lang temperaturserie fra Uppsala i Sverige (Moberg og Bergström 1997).

3.1.3 De meteorologiske dataene fra Sentral-England

De meteorologiske dataene fra Sentral-England ble lastet ned fra UK Met Office Hadley Centre sine nettsider. Dataene er årsmiddeltemperaturer og månedsmiddeltemperaturer for Sentral-England fra 1659-2011, og er basert på månedsmiddeltemperaturer som Manley (1974) samlet. Disse dataene ble lastet inn i Office-pakkens Excel, og her ble det laget punktdiagram (Figur 8) som viser temperaturutviklingen for Sentral-England over tid. Disse punktdiagrammene viser da for eksempel de enkelte års årsmiddeltemperatur, og man kan observere variasjonen fra år til år. I noen av disse figurene ble det også lagt til en trendlinje som viser et glidende gjennomsnitt med 10-årsperiode. Trendlinjen er som tidligere nevnt et hjelpemiddel for å se om det finnes trender i dataene, det vil si om temperaturene over tid beveger seg i en bestemt retning. Det ble også lagd et stolpediagram (Figur 9) som viser forskjellen mellom årsmiddeltemperaturen de enkelte årene fra 1659-1800 og den oppgitte normaltemperaturen (1961-1990) for området som var ca 9,5 °C (Parker et al. 1992).

Ved å laste ned disse temperaturdataene fra Sentral-England kan man undersøke hvor godt disse korrelerer med temperaturseriene i Norge for en gitt periode (Figur 10). Senere kan man

vurdere å bruke denne korrelasjonen til å si noe om temperaturutviklingen i Norge på 1600- og 1700-tallet.

3.1.4 Usikkerheter

Det finnes flere usikkerheter ved temperaturserier og nedbørsserier basert på meteorologiske data. Særlig gjelder dette for seriene som strekker seg over mange tiår. Menneskelige feil, flytting av værstasjon, feil på instrumentene, opphold i måleseriene eller feil i behandling av data er usikkerheter som man må ta med i betraktningen når man bruker slike meteorologiske data. Videre er det også en usikkerhet hvis avlesningstidspunktene hos en værstasjon har blitt endret. Meteorologiske data kan også ha blitt påvirket av urbanisering hvis værstasjonene befinner seg i nærheten av en by.

Ferdige tidsserier kan være en kombinasjon av flere ulike serier som er blitt tilpasset hverandre, eller homogenisert, for å få serien lengst mulig. Med dette så kan kanskje steds spesifikke variasjoner forsvinne. I oppgaven er temperaturserier fra Bergen og Rena i ett tilfelle valgt til å representere henholdsvis Vestlandet og Østlandet. Om disse temperaturseriene er representative for de områdene sin temperaturer eller temperatursvingninger over tid, er en usikkerhet.

Å lage regionale tidsserier som skal kunne gjelde et større område kan gjøres ved at flere parallelle serier fra samme område kombineres til en serie. Det kan heve kvaliteten på seriene at er observasjoner fra flere værstasjoner som brukes for å lage en slik serie for et større område. Men utvelgelsen av de aktuelle måleseriene vil være en usikkerhet. Det vil trolig også være tilfelle at noen værstasjoner både kommer til, og faller fra, i løpet av serien. Dette kan føre til mindre kontinuitet.

3.2 Værrelaterte dagbøker og dokumenter

Værrelaterte dagbøker og historiske dokumenter som kan brukes for å finne ut noe om klimahistorien i Norge beskriver ofte en eller flere meteorologiske parametere direkte, for eksempel temperatur og nedbør. Dette kan være private dagbøker, nedtegnesler i kirkebøker, aviser og brev om for eksempel ualminnelige kalde, varme eller nedbørsrike perioder. I denne oppgaven har det ikke blitt brukt direkte meteorologiske data fra private dagbøker, men slike nedtegnelser som har blitt studert av forskere er med i oppgaven gjennom kvalitativ

bakgrunnsinformasjon om Norge på 1600- og 1700-tallet (Kastellet et al. 1998, Nordli et al. 2003, Furseth 2006, Humlum 2010).

3.2.1 Usikkerheter

Når slike værrelaterte dagbøker og dokumenter blir studert er det viktig at kildene har oppgitt når og hvor et værphenomen eller en hendelse skjedde, og hvor lenge det varte (Kastellet et al. 1998). Det er et poeng at man bør vite om værobservasjonene er skrevet ned tidsmessig og geografisk i nærheten av observasjonene som blir beskrevet (Ogilvie 1992). Menneskelige feil som unøyaktighet i observasjoner, avlesning av instrumenter eller nedtegnelsen av disse, er usikkerheter ved slike kilder.

Det er også fordelaktig om man vet noe om observatørens motivasjon til å samle riktige og nøyaktige data (Lamb 1995, Kastellet et al. 1998) Hvis man vet noe om observatørens status, yrke og lignende, kan dette være med å styrke dataene. En mulighet er å sammenlikne dataene med proxydata fra andre registre. Til slutt kan det nevnes at også observatørens personlige erfaringer og bakgrunn kan påvirke beskrivelser eller nedtegnelser (Ogilvie 1992).

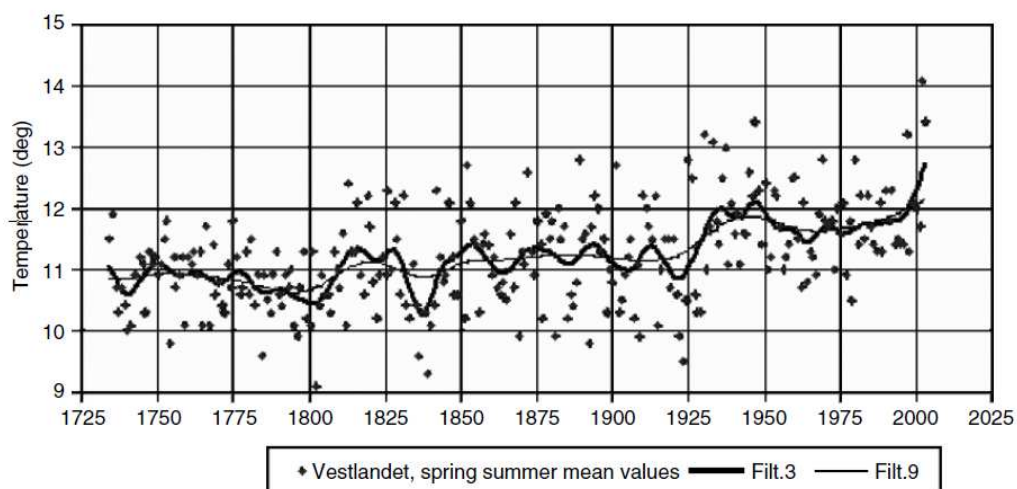
3.3 Proxydata som forteller noe om klimaet indirekte

Proxydata er fysiske eller biologiske fenomener som er klimasensitive, og forteller oss derfor noe om klimaet indirekte. Det vil si at en endring i klima vil påvirke disse fysiske eller biologiske fenomenene. Proxydata kan være nedtegnelser om sjøis, store flommer, hendelser tilknyttet breer, trerestingstørrelse, høstingsdato for korn og lignende. Væravhengige naturlige fenomener som flommer, tørke, islegging og opptining av innsjøer og hav kalles noen ganger også for parameteorologiske fenomener (Bradley og Jones 1992a). For mange proxydata som blir brukt til rekonstruksjon av klima så sier ofte den enkelte proxydataen kun noe om en bestemt årstid. Derfor kan man ikke bruke kun denne ene proxydatasamlingen for å finne ut noe om temperatur eller nedbør for et helt år (Bradley og Jones 1992b). Flere studier der ulike proxydata knyttes til klimautviklingen i Norge indirekte har blitt brukt i denne oppgaven. Under vil jeg komme med eksempler på noen av disse.

Fremvekst og tilbakesmelting av breer kontrolleres i hovedsak av to parametere: vinternedbør og sommertemperatur. Ut ifra dette kan fremvekst hos en bre både skyldes økt vinternedbør eller lavere sommertemperatur, eller en kombinasjon av begge. Motsatt er det for breer som smelter tilbake. Her kan dette skyldes en økning i sommertemperatur eller mindre

vinternedbør, eller en kombinasjon av begge. Slik kan fremvekst eller tilbakesmelting hos breer fortelle oss noe om klimautviklingen på dette stedet. Dette kan også gjøres ved å studere landformer etterlatt av breen, som for eksempel endemorener, eller ved å studere historiske nedtegnelser om størrelse. Utfordringen vil være å bestemme om det er vinternedbør eller sommertemperatur, eller en kombinasjon, som har hatt mest å si for fremveksten eller tilbakesmeltingen for den aktuelle breen på det aktuelle tidspunktet.

Treringundersøkelser i Nord-Norge korrelerer godt med gjennomsnittlig sommertemperatur for månedene april til august (Briffa et al. 1990). Klimatiske rekonstruksjoner kan gjøres ved hjelp av målinger av treringbredden for de enkelte årene, maksimum tetthet i treringene og isotopstudier av treringene (Bradley og Jones 1992a). Briffa et al. (1990) rekonstruerte sommertemperaturer for Fennoskandia tilbake til år 500 ut ifra sine studiene. Tilsvarende kan nedtegnelser om når isen smeltet vekk fra innsjøer fortelle oss noe om utviklingen i senvintertemperaturen. Nedtegnelser om når isen gikk fra Randsfjorden mellom 1769-1869 viste seg å korrelere godt med gjennomsnittstemperaturer for februar, mars og april (Nordli et al. 2007a). Innhøstingsdatoer for bygg i Norge har også blitt brukt for å rekonstruere variasjoner i vår- og sommertemperaturer for de enkelte årene (Nordli et al. 2003). Innhøstingsdatoer funnet i flere dagbøker fra Vestlandet ble sammen med andre proxydata, og instrumentelle målinger, brukt for å rekonstruere vår- og sommertemperaturen på Vestlandet fra 1734-2006 (Figur 6) (Nordli et al. 2003).



Figur 6, Rekonstruert temperaturserie fra Vestlandet, vår- og sommertemperaturer, 1734-2006 (hentet fra: (Nordli et al. 2003))

Store flommer i Norge er ofte en kombinasjon av snøsmelting og regn (Norges vassdrags-og energidirektorat 2012). Dette skjer gjerne om våren og sommeren når snøsmelting i fjellet i kombinasjon med mye regn gjør at elvene kan gå langt over sine bredder. Gjerner kan det også skje hvis grunnen er mettet med vann. Nedtegnelser om slike flommer i Norge kan fortelle noe om både hvor mye snø som falt vinteren før i fjellområdene, men også hvor rask og kraftig snøsmeltingen var dette året. Hvis man går fra en kald vår til en uvanlig varm sommer kan dette føre til at nesten all snøen i fjellet smelter samtidig. Dette er en typisk flom i de store elvene på Østlandet som har store nedbørsfelt/tilsigsområde over mange høydemetere (Norges vassdrags-og energidirektorat 2012). Derfor er vår- og sommertemperaturene også en viktig faktor her.

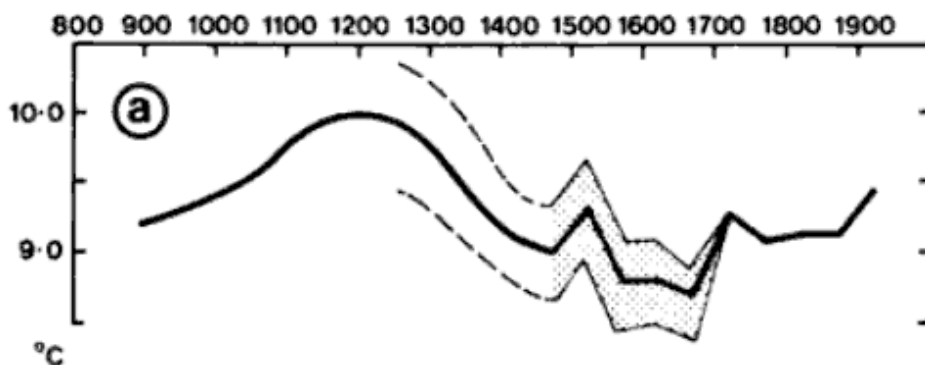
3.3.1 Usikkerheter

Ved ulike typer proxydata finnes det også flere usikkerheter. En slik usikkerhet oppstår nettopp fordi slike proxydata kun indirekte kan kobles til klima, og det kan derfor også være andre prosesser enn den man undersøker som påvirker proxydataene. Det kan også være en forsinkelse i reaksjonen til noen av proxydataene etter en klimaendring. Og med en rekonstruksjon basert på proxydata kan man ofte se at to variabler korrelerer eller samvarierer, men man kan ikke ut ifra dette si noe om kausaliteten mellom variablene. Hvis proxydataene er menneskelige nedtegnelser over tid, kan usikkerheter også oppstå her. Eksempler på dette er hvis det har blitt byttet observatør eller type såkorn. En usikkerhet er at ved parameteorologiske kilder kan beskrivelser av hendelser ha blitt overdrevet, eller feilaktig beskrevet. Å undersøke originalkilder i slike tilfeller er viktig (Bell og Ogilvie 1978).

4 Resultater

4.1 Generelt om den lille istid

Den lille istid er et begrep som brukes for å beskrive noen århundrer sent i Holosen med forholdsvis lav gjennomsnittstemperatur globalt. Dette var en periode der mange breer vokste mer fram enn både århundrene før og etter (Grove 1988). Den lille istid fulgte etter middelalderen sin temperaturtopp rundt 1200 A.D. (Anno Domini) (Figur 7). Lamb (1995) mener man kan se på hele perioden fra 1190 til 1900 som en del av den lille istids utvikling, men det har også vært vanlig å anta en tidsperiode globalt fra 1500-tallet til 1800-tallet skriver Ogilvie (1992). Diskusjoner rundt begrepet "den lille istid" oppstår fordi både initieringen, avslutningen og temperatursvingningene under den lille istid var forskjellig fra sted til sted. Et eksempel er at noen breer i Alpene vokste fram rundt 1370, 1670 og 1860 (Holzhauser et al. 2005), mens mange breer i Skandinavia begynte først å vokste fram mot slutten av 1600-tallet og hadde sine lille istids maksimum rundt 1750 (Grove 2001).



Figur 7, Temperaturserie basert på historiske og meteorologiske data for England. Gjennomsnittlig årstemperatur over 200-, 100- og 50-årsbolker der usikkerheten er markert. Hentet fra: (Lamb 1995).

I Norge begynte enkelte breer å vokse på 1300-tallet, og som nevnt hadde flere breer i Norge sitt lille istids maksimum rundt 1750 (Grove 2001). Dette vil si at de rundt 1750 opplevde sin største utstrekning i areal og volum. Avslutningen av den lille istid i Norge blir ofte satt så sent som 1920 fordi man etter dette hadde en markant tilbakesmelting av breer i Skandinavia (Nesje og Dahl 2003). Matthews (1977) anslo en senking av temperaturen i Norge med 1 °C for lille istids maksimum og en senking av ELA (likevekstlinja på breer) i Norge med 140-145 meter sammenliknet med i dag. Bakgrunnen for disse beregningene var studier av

træringer fra Gudbrandsdalen, og å sammenlikne denne treringveksten med variasjoner på Storbreen i Jotunheimen (Matthews 1977). I store trekk kan man for det nordiske området avgrense den lille istid til tidsrommet 1300-1920 (Humlum 2010).

Jeg ønsker her å beskrive noen sider ved klimaet i Norge på 1600- og 1700-tallet. For å gjøre dette vil jeg undersøke om jeg kan utnytte en lang temperaturserie fra Sentral-England som strekker seg tilbake til 1600-tallet, fordi man i Norge ikke har så gamle serier. I tillegg vil jeg bruke historiske beskrivelser og studier av proxydata fra Norge og Nord-Europa.

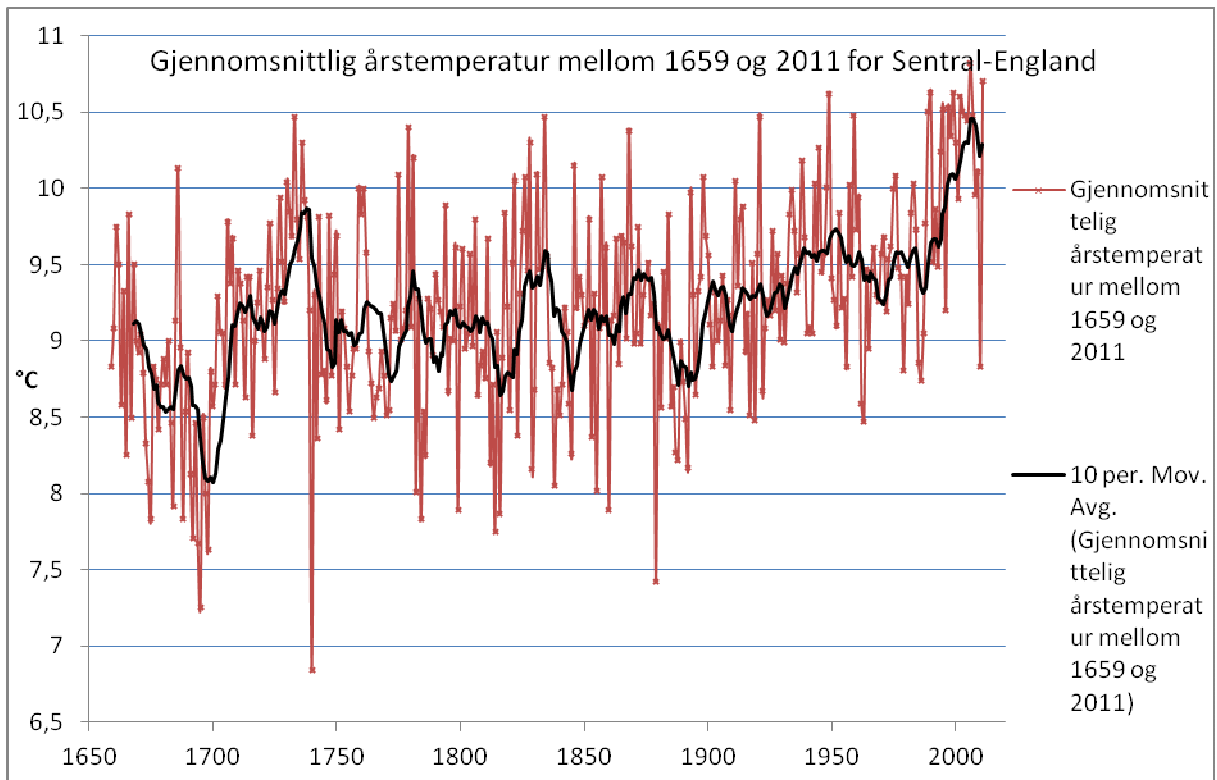
4.2 1600- og 1700-tallet

4.2.1 Temperaturserie fra Sentral-England

En av de lengste instrumentelle temperaturseriene i Europa kommer fra Sentral-England. Manley (1974) samlet inn data om månedlige gjennomsnittstemperaturer fra 1659-1973. Senere presenterte Parker et al. (1992) gjennomsnittlig døgnstemperatur fra samme materialet for perioden 1772-1991. Dataene for nyere år har blitt oppdatert av UK Meteorological Office (2012). Dataene er hentet fra et område mellom sørlige Midlands og sentral Lancashire i Sentral-England (Parker et al. 1992).

Temperaturserien med gjennomsnittlig månedstemperatur fra 1659 er basert på nøye utvalgte observasjoner (Parker et al. 1992). Før 1722 fantes det ingen overlappende instrumentelle serier, og derfor måtte Manley (1974) bruke ulike dagbøker med værobservasjoner fra Utrecht, i Nederland, for å gjøre serien komplett. Manley (1974) ønsket mest mulig lange og uavbrutte serier. I tillegg ville han unngå veldig urbaniserte områder og steder med uheldig geografi som ville påvirke temperaturen mye (Parker et al. 1992). Usikkerheter i denne serien vil blant annet være bytte av sted for observasjoner, urbanisering og forandring av tidspunkt for observasjon (Parker et al. 1992).

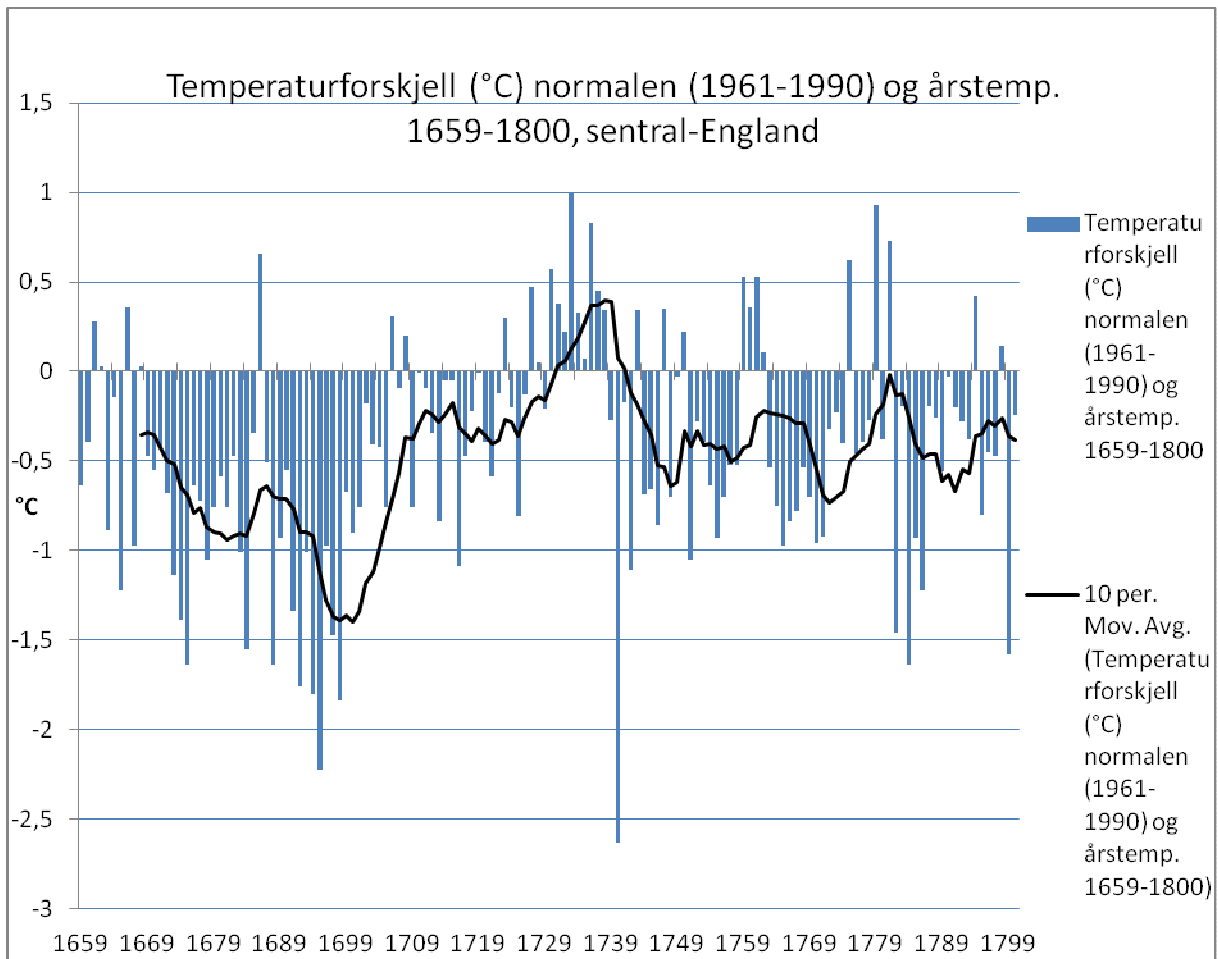
Figur 8 er basert på disse dataene, og grafen viser gjennomsnittlig årstemperatur i Sentral-England fra 1659 til 2011.



Figur 8, Gjennomsnittlig årstemperatur Sentral-England fra 1859-2011 med glidende gjennomsnitt. Data samlet av Manley (1974) og Parker et al. (1992) og data lastet ned fra: (Met Office 2012)

På Figur 7 og Figur 8 ser vi at slutten av 1600-tallet var kaldere i Sentral-England enn i århundrene etter. Figur 8 viser hvordan gjennomsnittlig årstemperatur flere år mot slutten av 1600-tallet lå under 8,0 °C. På 1700-tallet fikk man ifølge figuren en ganske rask stigning i gjennomsnittlig årstemperatur mellom 1700 og 1740, før gjennomsnittlig årstemperatur igjen varierte mellom 8 og 10,5 °C etter 1740. Den meteorologiske standardperioden (1961-1990) hadde en gjennomsnittlig årstemperatur på 9,5 °C i Sentral-England (Parker et al. 1992). Figur 9 viser hvordan gjennomsnittlig årstemperatur i Sentral-England fra 1650-1800 varierte i forhold til standardtemperaturen fra 1961-1990. Man ser at med unntak av noen få år, og en periode rundt 1730, var gjennomsnittlig årstemperatur mellom 1659 og 1800 kaldere enn i standardperioden 1961-1990. Særlig mot slutten av 1600-tallet ser man at flere av årene nærmet seg ned mot 2 °C kaldere enn standardperioden 1961-1990.

På grunn av Englands plassering i den vestlige del av Nord-Atlanteren mener man at de trendene man kan se i England også kan være retningsgivende for et større område i Europa (Lamb 1995). Særlig kan variasjonene i den engelske temperaturserien være en god representasjon for de kystnære områdene i Nordvest-Europa (Humlum 2010), og da inkluderer dette de kystnære områdene i Norge.



Figur 9, Temperaturforskjell mellom normalen (1961-1990) og gjennomsnittlig årstemepratur 1659-1800 i Sentral-England (Parker et al. 1992).

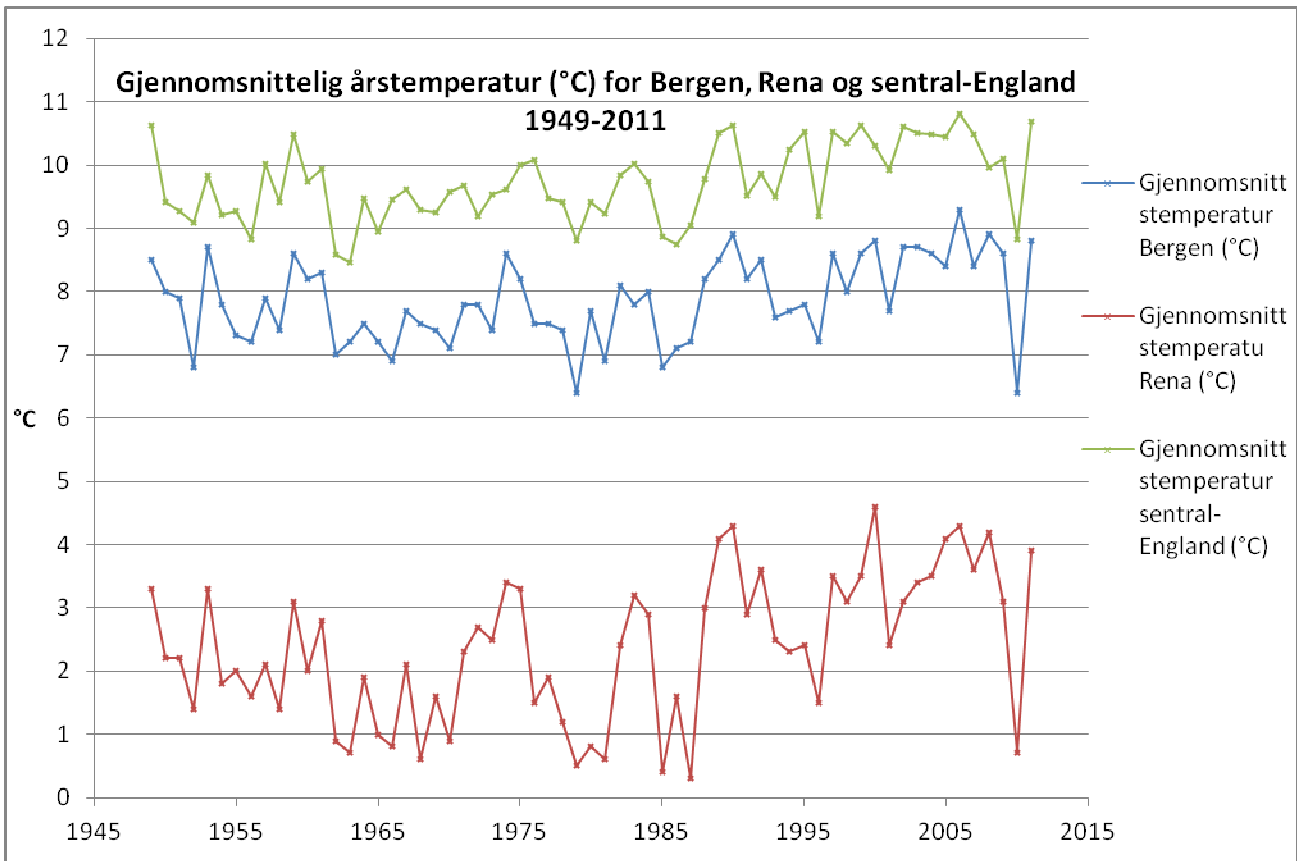
Ut ifra dette er det interessant å se hvordan en temperaturserie fra Østlandet og Vestlandet varierer i forhold til temperaturserien fra Sentral-England. Siden de norske temperaturseriene ikke går så langt tilbake som den engelske serien har jeg valgt å sammenlikne perioden 1949-2011 fra den engelske serien med serier fra Østlandet og Vestlandet for sammen perioden i Figur 10.

I Figur 10 ser man en temperaturserie fra Bergen som jeg lar representere Vestlandet, en temperaturserie fra Rena som jeg lar representere Østlandet, og temperaturserien fra Sentral-England. Figuren viser hvordan temperatursvingningene for Vestlandet og Sentral-England i store trekk følger hverandre. Det vil si at når det en skjer en temperaturendring i serien fra Sentral-England så finner man en tilsvarende endring, og i ganske lik størrelsesorden (antall °C), i serien fra Vestlandet. Dette til tross for forskjellig årsmiddeltemperatur og geografisk plassering (breddegrad) for Vestlandet og Sentral-England. I Figur 10 ser man også hvordan temperaturserien fra Østlandet følger hovedsvingningene fra temperaturseriene fra Vestlandet

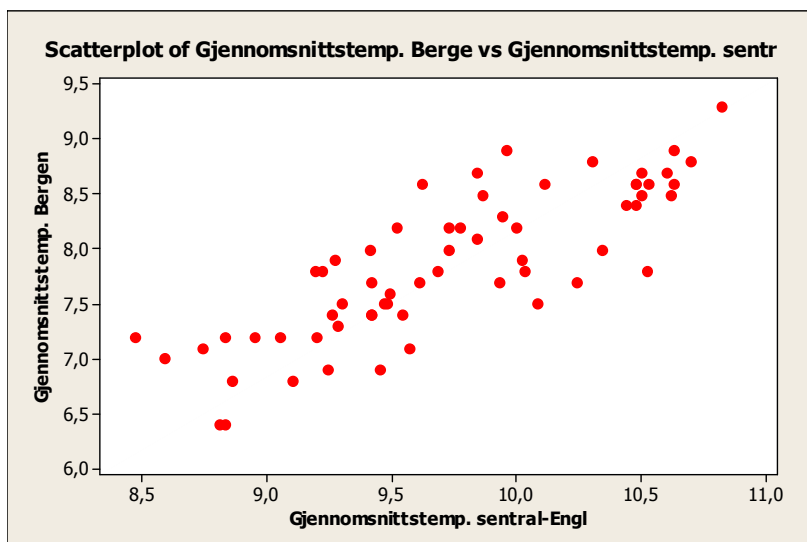
og Sentral-England, men at det kan virke som om variasjonen i antall °C er større. Til tross for at temperaturserien fra Østlandet og Vestlandet ligger nærmere hverandre med tanke på breddegrad og avstand, er gjennomsnittlig årstemperatur for Vestlandet mer lik temperaturserien fra Sentral-England enn den fra Østlandet. Ved å beregne en kontinentalitetsindeks av dataene fra sental-England (Parker et al. 1992) fra 1661-1690 fikk vi indeksen 12,9. Beregningen ble gjort ved å finne differansen mellom årets kaldeste og varmeste måned (Liljequist, 1970) over en normalperiode. Tilsvarende beregninger av kontinentalitetsindekser ble gjort for Sentral-England (Parker et al. 1992), Bergen og Rena (eklima.no) for perioden 1961-1990, og ga indekser på henholdsvis 12,2, 12,5 og 25,1.

For å se nærmere på hvordan de tre temperaturseriene samvarierer/svinger i forhold til hverandre ble verdiene fra to og to temperaturserier satt inn i et scatterplott for å se på korrelasjonen mellom disse (Figur 11, Figur 12, Figur 13). Korrelasjon er et mål på styrken og retningen på en lineær avhengighet mellom to kvantitative variabler (Moore og McCabe 2006). Korrelasjonskoeffisienten varierer mellom -1 og 1. En korrelasjonskoeffisient nær 0 indikerer et svakt lineært forhold mellom variablene, mens styrken i forholdet øker når korrelasjonskoeffisienten nærmer seg -1 og 1. En positiv korrelasjonskoeffisient indikerer en positiv assosiasjon mellom variablene (Moore og McCabe 2006), og det vil si at hvis den ene variabelen øker så øker den andre også. Fra scatterplottene (Figur 11, Figur 12, Figur 13) ser man at alle tre figurene har forholdsvis høy positiv korrelasjon, og med alle korrelasjonskoeffisientene over 0,81. Størst korrelasjon finner man mellom temperaturserien fra Rena og Bergen med en korrelasjonskoeffisient på 0,908. Dette betyr at samvariasjonen var størst mellom temperaturserien fra Rena og Bergen. Minst korrelasjon finner man mellom temperaturseriene fra Sentral-England og Rena.

Målet ved å sammenlikne disse temperaturseriene i Figur 10 fra 1949-2011 er å se om svingningene i temperaturserien fra Sentral-England også finnes i temperaturseriene fra Østlandet og Vestlandet. Dette synes å være tilfelle i begge seriene, men i størst grad i serien fra Vestlandet. Ut ifra dette kan det være rimelig at temperaturserien fra Sentral-England som går tilbake til 1659 kan være med på å fortelle noe om temperaturvariasjonene i Norge på 1600- og 1700-tallet, og særlig for Vestlandet.



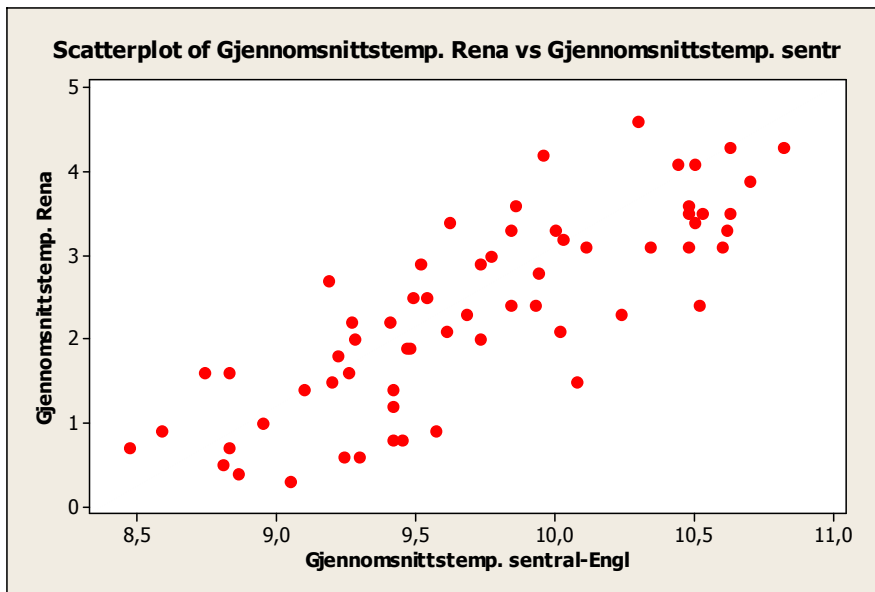
Figur 10, Temperaturserier fra Sentral-England (data hentet fra: (Parker et al. 1992)), Rena og Bergen (data hentet fra: (eklima.no 2012)) viser variasjoner i gjennomsnittlig årstemperatur fra 1949-2011.



**Correlations:
Gjennomsnittstemp.
Bergen;
Gjennomsnittstemp.
sentral-Engl**

Pearson correlation of
Gjennomsnittstemp. Bergen
and Gjennomsnittstemp.
sentral-Engl = 0,826
P-Value = 0,000

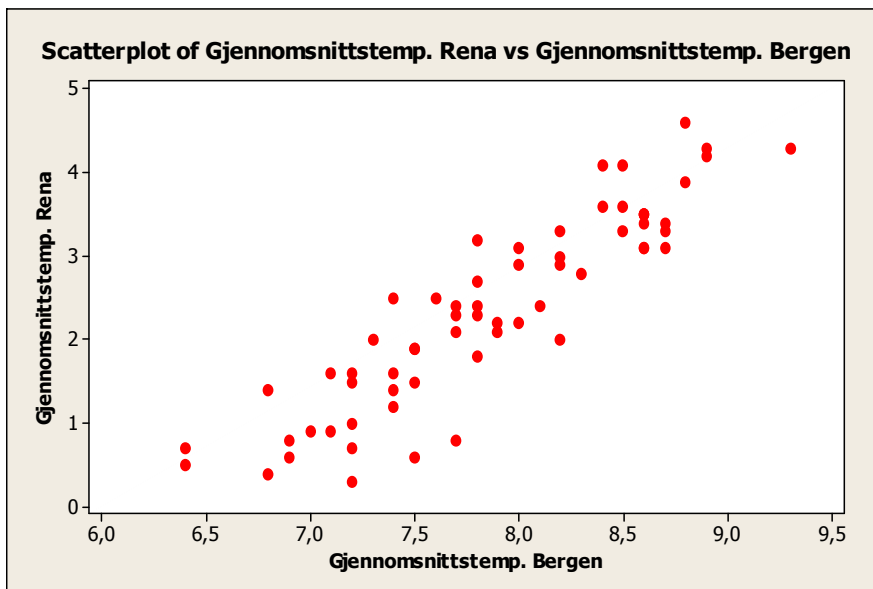
Figur 11, Scatterplot for gjennomsnittstemperaturer for Bergen mot Sentral-England.



**Correlations:
Gjennomsnittstemp.
sentral-Engl;
Gjennomsnittstemp.
Rena**

Pearson correlation of
Gjennomsnittstemp.
sentral-Engl and
Gjennomsnittstemp.
Rena = 0,813
P-Value = 0,000

Figur 12, Scatterplot for gjennomsnittstemperaturer for Sentral-England mot Rena.



**Correlations:
Gjennomsnittstemp.
Bergen;
Gjennomsnittstemp. Rena**

Pearson correlation of
Gjennomsnittstemp. Bergen
and Gjennomsnittstemp. Rena
= 0,908
P-Value = 0,000

Figur 13, Scatterplot, Gjennomsnittstemperaturer for Bergen mot Rena

4.3 Norge på 1600- og 1700-tallet

Lamb (1995) skriver at det var færre gårder i drift i Norge i 1665 enn rundt 1300. Dette er fordi svartedauden rammet Norge hardt på 1300-tallet. Rundt 1/3 av Europas befolkning døde av pesten, og i enkelte områder i Norge døde opptil 90 % av befolkningen (Lamb 1995). Dette førte til både forlatte gårder og helt forlatte daler. Selv om svartedauden rammet hardt var det enkelte daler nær Jostedalsbreen, på Vestlandet, som aldri ble helt fraflyttet. På 1500-tallet begynte folk å flytte tilbake til blant annet Oldedalen på Vestlandet (Grove 1988). For folk som var bosatt i dalene nær Jostedalsbreen ville en voksende bre være en stor trussel for både beitemark og selve gården. Men det finnes ingen nedtegnelser om ødeleggelser, eller bekymringer for ødeleggelser, fra voksende breer før på 1600-tallet (Grove 1988). Hvis man ser på Figur 7 antyder denne at 1500-tallet var en periode med varmere temperaturer i England enn på 1400-tallet, og dette kan ha gitt bedre forhold på gårdene i Norge. I samme figur ser man at temperaturen i siste halvdel av 1500-tallet igjen sank. Men fra studier av treringer i Lappland, Finland, så vises det at temperaturen her holdt seg forholdsvis varm gjennom hele 1500-tallet (Helama et al. 2002). Dette kan ha kommet av antisykloner og en sørlig vindretning inn mot Skandinavia gjennom dette århundret (Lamb 1995).

1650 til 1720 er regnet som et av de kaldeste intervallene under den lille istid i Europa (Humlum 2010). Figur 9 viser at den årlige gjennomsnittstemperaturen i England sank med opptil 2 °C enkelte år under siste halvdel av 1600-tallet. Lamb (1979) fant ut at gjennomsnittlig temperatur for overflatevannet mellom Færøyene og Island i perioden 1675-1705 var rundt 5 °C lavere enn for 1900-tallet. Dette kan ha gitt en senking i gjennomsnittstemperatur i Sør-Norge på 2-2,5 °C for denne perioden sammenliknet med 1900-tallet (Lamb 1979). I Norge ble det rapportert om dårlige vekstsesonger både i første og andre halvdel av 1600-tallet (Lamb 1995). På vestlandet begynte Jostedalsbreen å vokse raskt på slutten av 1600-tallet, og man fikk igjen fraflytting fra gårder i nærheten (Grove 1988, Lamb 1995). Første rapport om dette kom i 1684 da beitemark på setrene i Krundalen ble ødelagt av en voksende dalbre. Fra 1680 og fram til midten av 1700-tallet finnes det flere historiske dokumenter og nedtegnelser om breer som vokste ned i dalene, og ødela flere beitemarker og gårder, i området rundt Jostedalsbreen (Grove 1988).

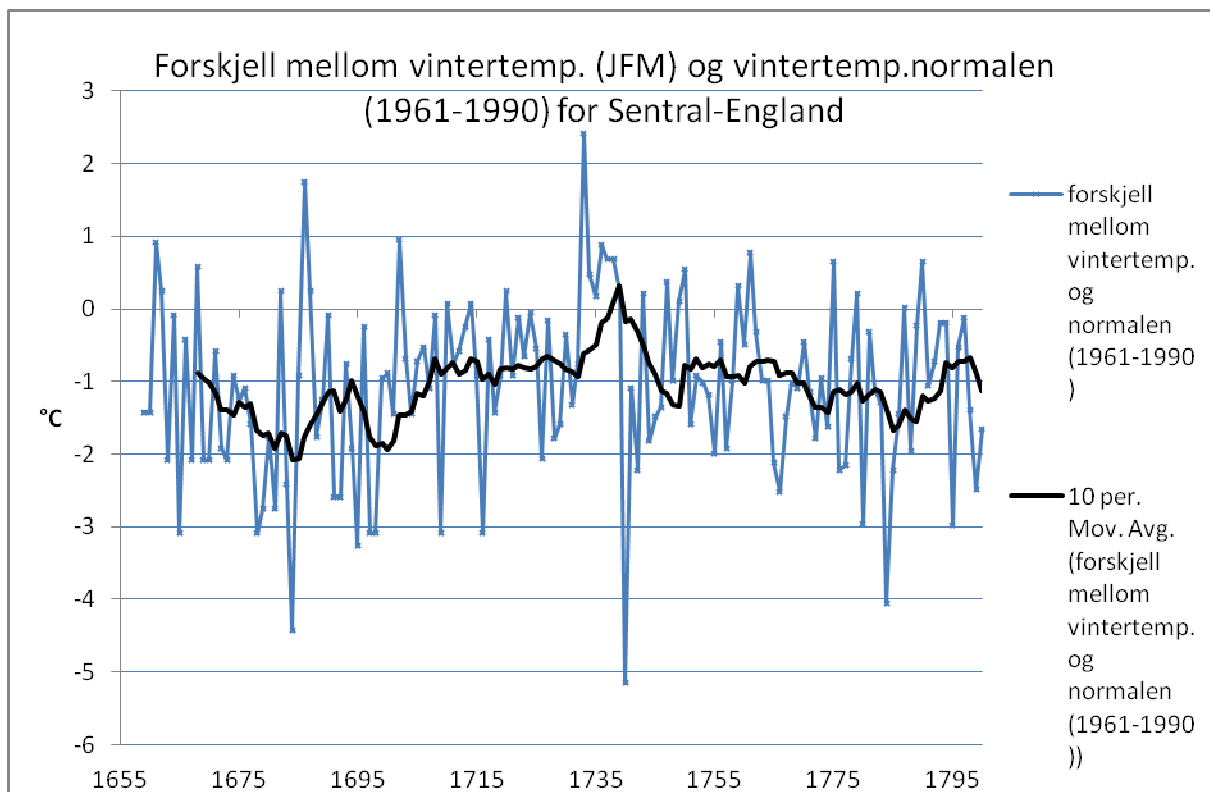
Temperaturen på 1700-tallet i Europa viste seg å variere mye (Lamb 1995). Temperaturserien fra Sentral-England (Figur 9) viser at man etter en kald begynnelse på århundret fikk en periode med høyere gjennomsnittlig årstemperatur rundt 1730. Etter dette ble det igjen

kaldere fram til 1800 (Figur 8). Som tidligere nevnt anslo Matthews (1977) en senking av temperaturen i Norge med 1 °C for lille istids maksimum, og en senking av ELA (likevekstlinja på breer) i Norge med 140-145 meter, sammenliknet med i dag. Historiske kilder viser at Nigardsbreen, som er en utløpsbre på østsiden av Jostedalsbreen, vokste fram 2800 meter mellom 1710 og 1735, og 150 meter mellom 1735 og breens lille istids maksimum i 1748 (Østrem et al. 1976). Også flere andre utløpsbreer fra Jostedalsbreen vokste fram på 1700-tallet og ødela både beitemark og gårder nede i dalene (Grove 1988). Nigardsbreen nådde sitt lille istids maksimum rundt 1750, og etter dette smeltet brefronten sakte tilbake (Grove 1988). Kartlavsundersøkelser foran Nigardsbreen, i kombinasjon med historiske observasjoner, har gjort det mulig å følge denne tilbakesmeltinga helt fra 1748 og fram til brefrontmålingene begynte rundt år 1900 (Andersen og Sollid 1971).

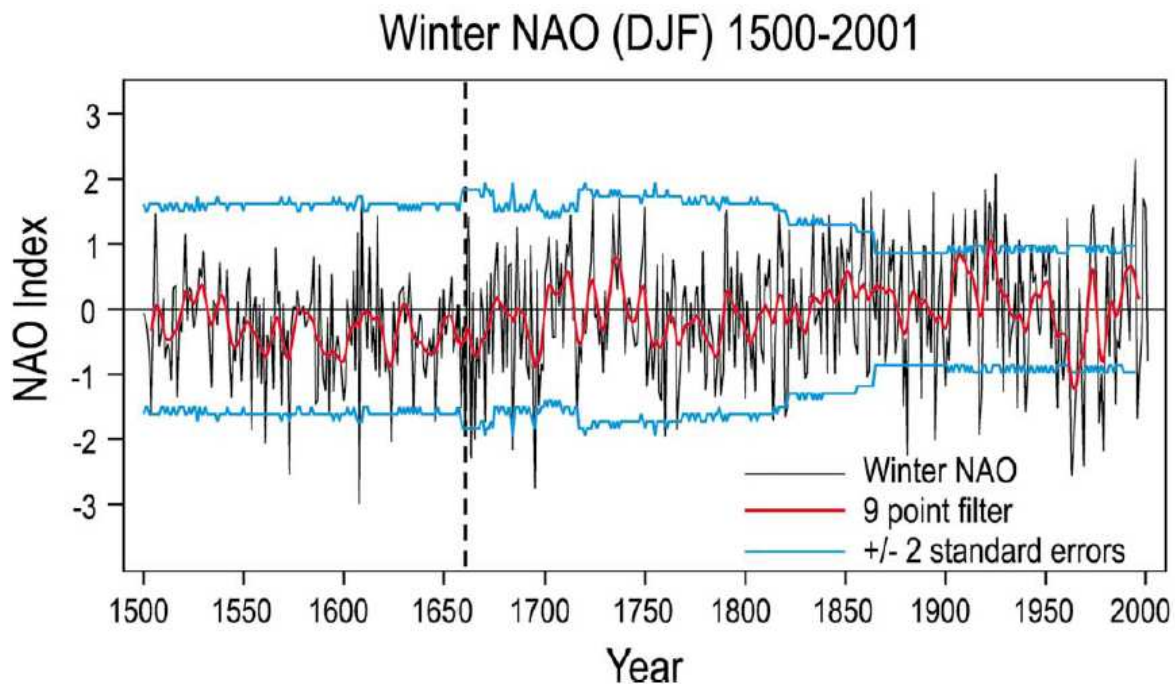
4.3.1 Sesongvariasjoner i Norge på 1600- og 1700-tallet

Undersøkelser av speleotemer i Nord-Norge viste kun en liten senking av temperaturen på 1600-tallet, men siden disse undersøkelsene ble foretatt et sted hvor man har frost i bakken gjennom vinteren så har resultatene trolig en skjevhet mot sommersesongen (Lauritzen og Lundberg 1999). Fra studier av treringer i Nord-Sverige kan man vite noe om den gjennomsnittlige sommertemperaturen i Fennoskandia de siste 1500 år (Briffa et al. 1990). Disse treringundersøkelsene tyder på at man hadde en senking av sommertemperaturen rundt 1570, og disse kalde sommertemperaturene holdt seg fram til 1650. Mellom 1600 og 1650 hadde man 13 sommere med gjennomsnittlig sommertemperatur over 1 °C kaldere enn normalen fra 1951-1970 (Briffa et al. 1990). Sommertemperaturene i Skandinavia fra 1650 til 1750 lå under normalen fra 1951-1970, selv om sommerne ikke var like kalde som første halvdel av 1600-tallet (Briffa et al. 1992). Fra 1750-1770 fikk man en 20-årsperiode med uvanlig varme sommertemperaturer (Briffa et al. 1990). Ifølge treringundersøkelser fra Gudbrandsdalen som fortelle noe om sommertemperaturer, var sommertemperaturene mellom 1776 og 1800 forholdsvis kjøligere (Matthews 1977). Temperaturserien fra Uppsala i Sverige viser derimot at sommertemperaturene for andre halvdel av 1700-tallet lå over normalen, mens vintertemperaturene for samme periode lå under normalen (Moberg og Bergström 1997). Det har vist seg at vintertemperatur i Bergen korrelerer godt med temperaturserien fra Sentral-England (Nesje og Dahl 2003), og derfor kan kanskje vintertemperaturene fra Sentral-England brukes til å si noe om vintertemperatur i Norge under den lille istid. Figur 14 viser

differansen i antall grader mellom vintertemperaturnormalen (1961-1990) på 4,4 °C og gjennomsnittlig vintertemperatur de ulike årene i Sentral-England fra 1659-1800. Her ser man at etter flere vintere med relativt lave gjennomsnittstemperaturer i siste halvdel av 1600-tallet, får man flere mildere vintere mellom 1700 og 1740 selv om vintertemperaturen de fleste årene fortsatt lå under normalen (1961-1990). Spesielt ser man milde vintere mellom 1730 og 1740. Fra 1740 ser man igjen flere vintere med relativt lave gjennomsnittstemperaturer, men også mer variabilitet mellom de ulike årene. Overfører man dette til Norge virker det som at Norge i siste halvdel av 1600-tallet opplevde mange vintere med lave gjennomsnittlige vintertemperaturer. Første halvdel av 1700-tallet derimot gav vintere med mildere gjennomsnittlig vintertemperatur enn slutten av 1600-tallet, før man etter 1740 fikk mye variasjon selv om trendlinja viser kalde vintere. Vinteren i 1789/1799 var ekstra lang og hard i Norge, men med en påfølgende varm og nedbørsrik sommer (Lamb 1995).



Figur 14, Gjennomsnittlig vintertemperatur for Sentral-England, 1650-1800. Data hentet fra: (Parker et al. 1992)



Figur 15, NAO-indeks for vintersesongen for 1500-2001 i Europa. Hentet fra: (Luterbacher et al. 2001b)

Ut ifra en rekonstruksjon av den nordatlantiskeosillasjon (NAO) (Figur 15) mener Luterbacher et al. (2001b) at man hadde en overveiende negativ NAO-indeks i Europa fra midten av 1500-tallet og fram til 1700, i tillegg til andre halvdel av 1700-tallet. Positiv NAO-indeks i Europa hadde man under første halvdel av 1700-tallet og rundt 1850. Ut ifra denne rekonstruksjonen (Luterbacher et al. 2001b) var 1600-tallet i Norge preget av mange kalde vintere, og gjerne var de også ganske nedbørsfattige. Under første halvdel av 1700-tallet hadde man flere milde og nedbørsrike vintere, mens man i siste halvdel igjen fikk kaldere vintere med mindre nedbør. Linderholm og Chen (2005) studerte treringer i Skandinavia for å se om variasjonene i vekst kan kobles til variasjon i vinternedbør. Resultatene deres peker på at man på begynnelsen av 1700-tallet hadde noen tiår med forholdsvis lite vinternedbør, mens man etter dette fikk en periode med forholdsvis mye vinternedbør (Linderholm og Chen 2005). Rekonstruksjoner av sesongnedbør for Europa fra Pauling et al. (2006) peker også på en periode med høy vinternedbør i første halvdel av 1700-tallet. Variasjoner i vår- og sommernedbør har også blitt forsøkt kartlagt ved studier av treringer i Sør-Tyskland (Wilson

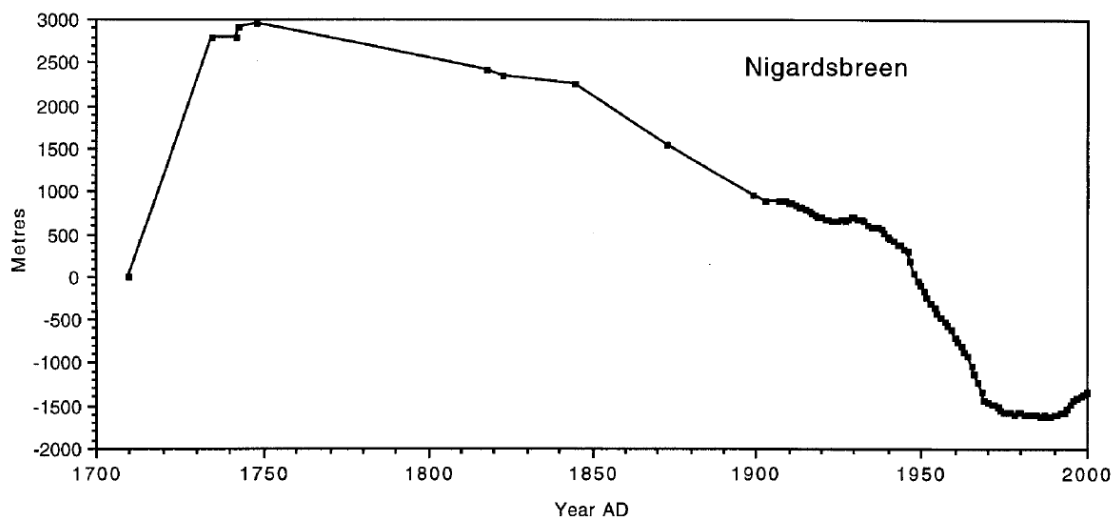
et al. 2005). Disse studiene tyder på at man hadde tørrere perioder fra 1610-1635 og fra 1660-1730, og en våtere periode fra 1730-1810 (Wilson et al. 2005).

Ved å se på variasjonen i datoer når isen smeltet vekk fra Randfjorden mellom 1769 og 2006, kunne Nordli et al. (2007b) rekonstruere senvintertemperaturene for dette området på Østlandet. Denne undersøkelsen av proxydata viste at gjennomsnittstemperaturen for månedene februar, mars og april var 1,4 °C lavere mellom 1758 og 1850 enn på 1900-tallet.

4.3.2 Isbreer, skred og flom i Norge på 1600- og 1700-tallet

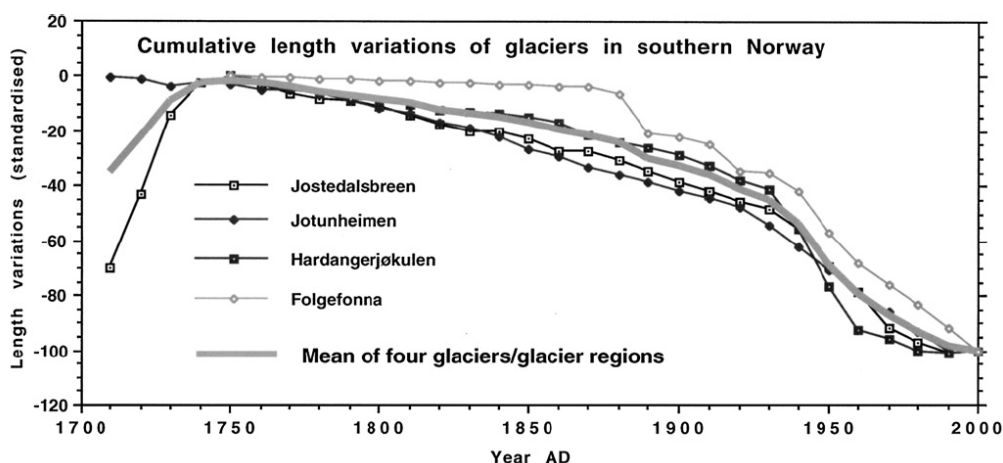
Nesje og Dahl (2003) foreslår at man kan se på den nordatlantiskeosillasjon (NAO) for å undersøke om vestlandsbreenes framvekst på 1700-tallet skyldes kjøligere sommertemperaturer og/eller økt vinternedbør. Positiv NAO-indeks fører ofte til milde og nedbørsrike vintere i Norge (Nesje og Dahl 2003). Ser man på Figur 15 (Luterbacher et al. 2001b) viser denne en positiv NAO-indeks for første halvdel av 1700-tallet, og dette tyder på mange milde og nedbørsrike vintere. Vinternedbør er en av faktorene som bestemmer massebalansen hos breer, og med mye vinternedbør i første del av 1700-tallet virker det som at dette kan ha bidratt til at flere norske breer nådde sin lille istids maksimumsutbredelse rundt 1750 (Nesje og Dahl 2003).

Nigardsbreen, som er utløpsbre fra østsiden av Jostedalsbreen, er en av de breene vi vet mest om historisk i Norge. Dette kommer av at i området nær Jostedalsbreen har det i lang tid vært gårder og jordbruk. Menneskene som bodde i dette området under den lille istid ble påvirket av breer som vokste fram og senere smeltet tilbake. Beitemark og gårder ble ødelagte av voksende breer og smeltevann ødela dyrkningsområder og lignende. Lille istids maksimum for Nigardsbreen er historisk dokumentert til 1748 (Grove 1988). Som tidligere nevnt er det også kjent fra historiske dokumenter at breen vokste fram 2800 meter mellom 1710 og 1735, og 150 meter mellom 1735 og 1748 (Østrem et al. 1976). Figur 16 viser disse forandringene i brefrontposisjonen for Nigardsbreen mellom 1710-2000 (Nordli et al. 2003). Her ser man at Nigardsbreen begynte å smelte tilbake etter 1748. Breen smeltet forholdsvis langsomt fram til 1930, og raskere etter dette (Nordli et al. 2003).



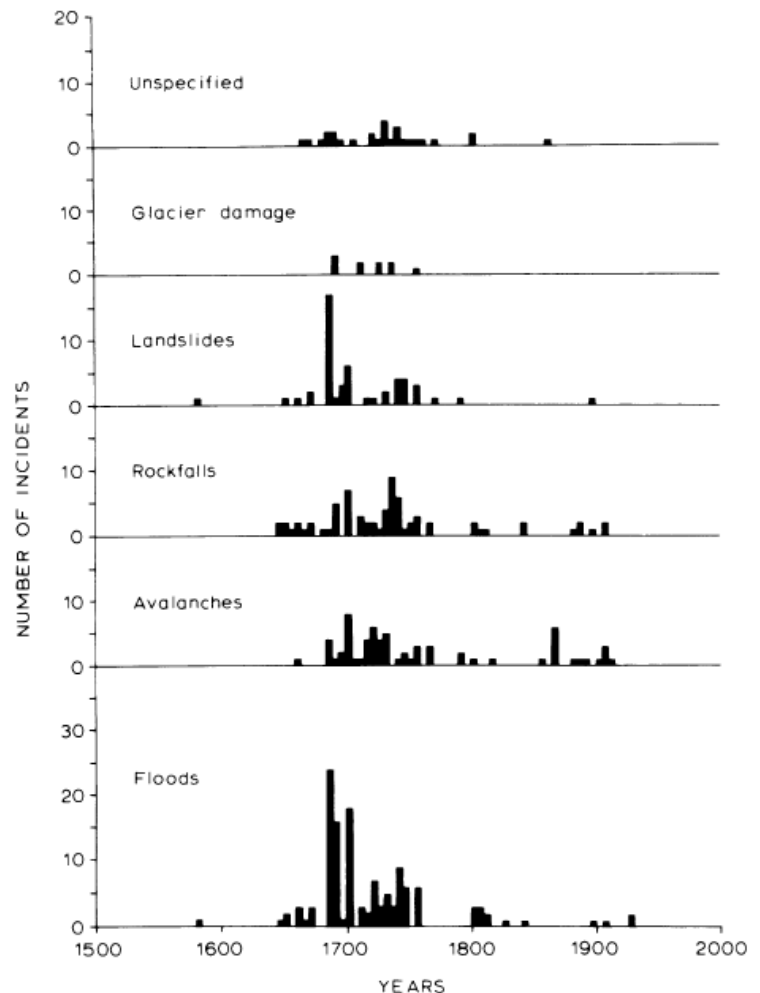
Figur 16, Variasjoner i brefrontposisjon for Nigardsbreen fra 1710-2000, figuren er basert på Østrem et al. (1976) med senere oppdateringer fra NVE. Hentet fra: (Nordli et al. 2003)

Flere breer fikk sitt lille istids maksimum rundt 1750, men dette maksimumet varierte også for andre breer mellom tidlig 1700-tallet til sent 1800-tallet (Nesje et al. 2008). Figur 17 viser gjennomsnittlige forandringer i frontposisjonen for breer i fire ulike områder, nemlig Jostedalsbreen, Jotunheimen, Hardangerjøkulen og Folgefonna (Nesje et al. 2008). Her ser man på gjennomsnittet for de fire områdene at det har vært en langsom tilbaketrekning siden rundt 1750 og gjennom hele 1700- og 1800-tallet. For tiårene før 1750 er det lite data om hvordan breene varierte, med unntak av Jostedalsbreen. Dette gjør det vanskelig å vite om andre breer på Vestlandet, eller i Sentral-Norge, vokste fram slik som Jostedalsbreen på begynnelsen av 1700-tallet. Men ut ifra den positive NAO-indeksen kan det tenkes at det var vestlandsbreene som opplevde den største veksten på grunn av økt vinternedbør på Vestlandet.



Figur 17, Variasjoner i brefrontposisjon over tid for breer i Sør-Norge, hentet fra: (Nesje et al. 2008)

Fra siste halvdel av 1600-tallet og fram til 1750 ble det også rapportert inn flere ødeleggelser fra fjellskred og massebevegelser i Norge (Lamb 1995, Furseth 2006). Et eksempel er vinteren 1679 da det i indre del av Sunnmøre gikk mange store skred samtidig i løpet av en natt. Dette skjedde etter en snørik vinter, og tre dager og netter med mye snøfall og full storm. 140 mennesker døde i disse skredene i løpet av denne natten som har blitt kalt ”ulykkesnatta” (Furseth 2006). På 1600 tallet ble det rapportert inn 360 skred, og de fleste av disse sjedde etter 1680. Til sammen omkom ca 600 mennesker (Furseth 2003). Nær Jostedalsbreen sammenfaller den økte frekvensen av skred og massebevegelser i denne perioden (Figur 18) med at Jostedalsbreen begynte å vokse ned i de omkringliggende dalene (Grove 1972). Lamb (1995) fant også en økning i voldsomme stormer under den lille istid.



Figur 18, Antall hendelser av massebevegelser og flom, nær Oppstryn, Medstryn, Løen og Ølden. Hentet fra: (Grove 1972)

Høsten 1788 fikk man en kald periode som gav en dyp barfrost i underlaget. Som tidligere nevnt var vinteren i 1788/89 kald og lang, og i tillegg var den også veldig nedbørsrik (Lamb 1995, Nesje et al. 2001, Furseth 2006). Våren startet sent i 1789, men den ble til gjengjeld veldig varm (Furseth 2006). Dette fikk fart på smeltinga av de store mengdene snø i fjellet, og i tillegg opplevde man en svært nedbørsrik sommer. 21.-23. juli fikk man på Østlandet en gedigen flom som er blitt kalt Storofsen, og som man mange steder ikke har sett liknende dimensjoner til på Østlandet siden. Lågen og Glomma vokste over alle senere flommerker, og dette førte med seg jordskred, steinsprang og fjellskred i stor skala langs dalene. I nedre del av vassdragene dominerte flomskadene, mens i de øvre deler var det jordskredene som laget de

største ulykkene. Til sammen regner man med at 70 personer mistet livet. I tillegg omkom mange husdyr og det ble enorme materielle skader på gårder og hus (Furseth 2006).

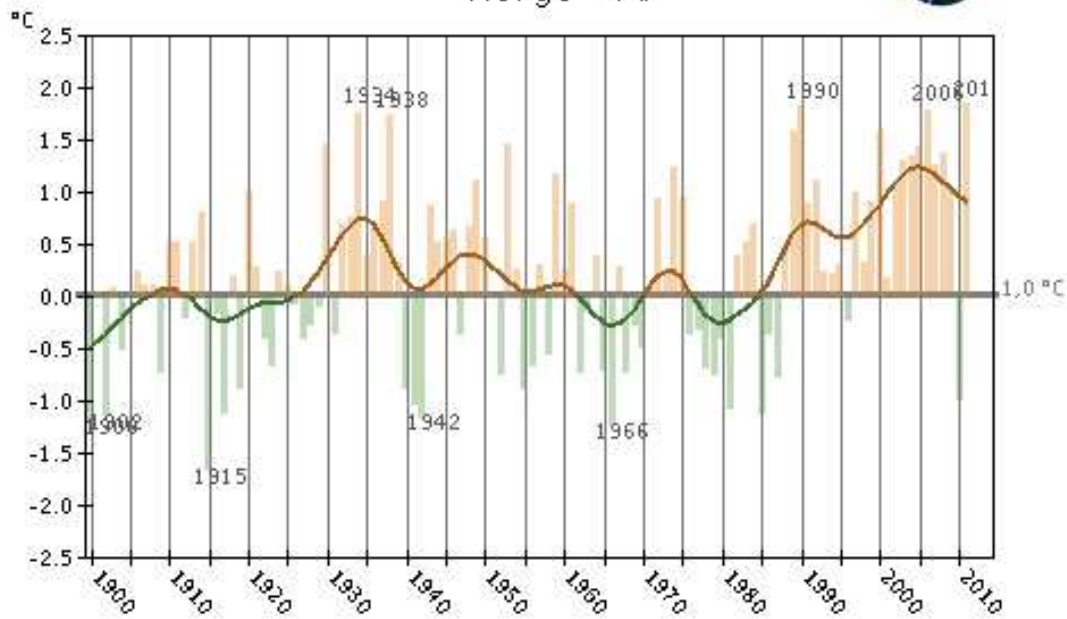
4.4 Norge på 1900-tallet

Oerlemans (2005) beregnet en gjennomsnittlig temperaturøkning på 0,5 °C globalt mellom 1900 og 1940 ved å se på klimasignalet fra 169 breer rundt i verden. Etter dette fikk man noe lavere temperatur fram til 1970, før temperaturen igjen steg (Oerlemans 2005). 1900-tallet var det varmeste århundret på minst 500 år i Europa (Luterbacher et al. 2004). Luterbacher et al. (2004) estimerte en gjennomsnittlig temperaturstigning i Europa på + 0,08 °C ± 0,03 °C per tiår for det 20. århundret. Luterbacher et al. (2004) mente også at siste del av 1900-tallet og første del av det 21. århundret (1974-2003) kan ha vært den varmeste 30-årsperioden de siste 500 årene i Europa. I Sverige økte gjennomsnittlig årstemperatur med ca 0,7 °C fra siste del av 1800-tallet til siste del av 1900-tallet (Moberg og Alexandersson 1997). Økningen i den årlige gjennomsnittstemperaturen i Norge har blitt estimert til 0,5-1,5 °C i løpet av perioden 1875-2004 (Hanssen-Bauer 2005). Til tross for en generell økning av gjennomsnittstemperaturen i Norge i løpet av det 20. århundre, har det vært flere tydelige temperatursvingninger i løpet av perioden. Det kan også ha vært forskjeller på temperatursvingningene både geografisk og i løpet av årstidene. Det er registrert en økning i den årlige gjennomsnittsnedbøren fra 1895-2004 i 9 av 13 regioner i Norge, men størst økning i de nordligste regionene. Ingen regioner viser en negativ trend (Hanssen-Bauer 2005). Studier av treringer i Skandinavia, med mål om å finne ut noe om vinternedbøren i området, peker på at andre halvdel av 1900-tallet opplevde de høyeste vinternedbørsmengdene på minst 400 år (Linderholm og Chen 2005). Også vår- og sommernedbørsmengdene for 1900-tallet har vært høyere enn på flere århundrer i følge treringstudier i Sør-Tyskland (Wilson et al. 2005).

Før Meteorologiske Institutt ble stiftet i 1866 fantes det få instrumentelle observasjoner av meteorologiske data i Norge (Nordli 2001). Men fra ca 1900 har man gode temperatur- og nedbørsserier fra hele landet (met.no 2012).

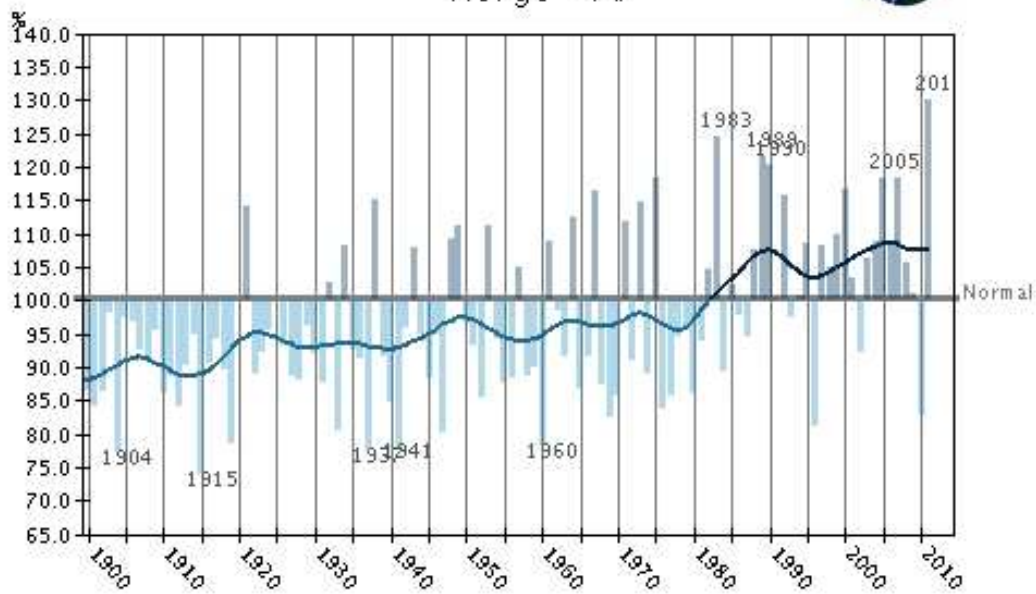
Jeg ønsker her å beskrive temperatur- og nedbørsserier fra 1900 til 2010 i Norge (Figur 19 og Figur 20). Selv om gjennomsnittstemperaturen og gjennomsnittsnedbør for landet kan beregnes, kan det være regionale eller sesongmessige forskjeller. Derfor vil det presenteres temperatur- og nedbørsserier for regionene Vestlandet og Østlandet (Figur 21), i tillegg til serier for temperatur- og nedbør for årstidene vinter og sommer for Østlandet og Vestlandet (Figur 22 og Figur 23). Til slutt vil jeg se på hvordan proxydata sammen med meteorologiske data også kan fortelle oss noe om klimaet i Norge i det 20. århundret.

Temperaturavvik fra normal Norge - År



Figur 19, Temperaturavvik fra normalen, 1900-201. Hentet fra: (met.no 2012)

Nedbør i % av normalen Norge - År



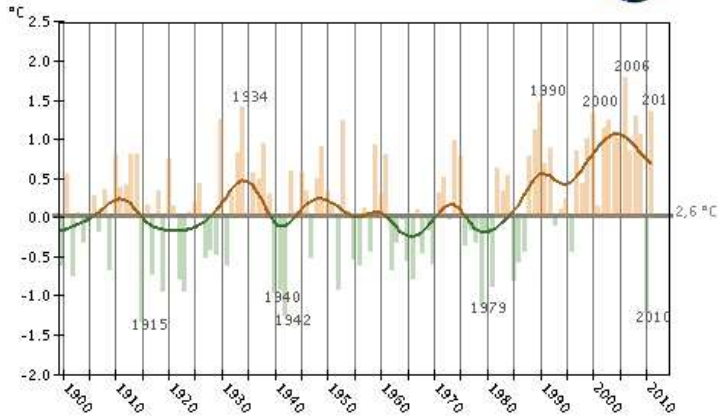
Figur 20, Nedbør i % fra normalen, 1900-2010. Hentet fra (met.no 2012).

4.4.1 Trender i temperatur og nedbør for hele landet fra 1900

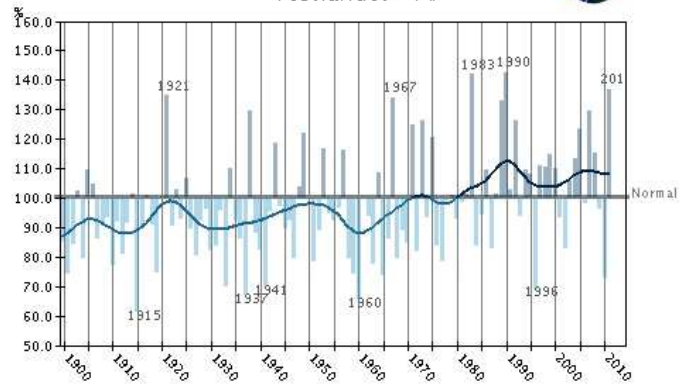
På Figur 19 vises temperaturavviket ($^{\circ}\text{C}$) fra normalen for hele landet gjennom det siste århundret. Normalen er bestemt av gjennomsnittstemperaturen i den meteorologiske standardperioden 1961-1990. Man ser at de gjennomsnittlig årstemperaturene lå litt under normalen for hele landet rundt år 1900. Deretter varierte de noe rundt normalen fram til ca 1925. Etter 1925 fikk man en periode med varmere gjennomsnittstemperaturer enn normalen fram til 1940. Etter noen få kalde år på begynnelsen av 1940-tallet så steg temperaturen igjen, og man fikk gjennomsnittstemperaturen over normalen for de fleste årene fram til ca 1960. Fra 1960-80 varierte gjennomsnittstemperaturen igjen rundt normalen. Men fra 1980 og fram til i dag har gjennomsnittlig årstemperatur ligget over normalen de fleste av årene. I de varmeste enkeltårene fra 1900 og fram til i dag har gjennomsnittstemperaturen for landet ligget nesten 2°C over normaltemperaturen fra standardperioden 1961-90, mens det i de kaldeste årene har vært opp til ca $1,5^{\circ}\text{C}$ kaldere enn normalen (met.no 2012).

En graf som viser nedbør over tid oppgis ofte som prosent av en nedbørsnormal (1961-1990) over tid. Figur 20 viser gjennomsnittsnedbøren i Norge for årene fra 1900 til 2011. Fram til rundt 1980 lå årsnedbøren lavere enn normalnedbøren for de fleste av årene. Etter 1980 fikk man flere år med mer nedbør enn normalen. Dette betyr at Norge gjennomsnittlig har opplevd en økning i nedbør etter 1980. De enkeltårene med mest nedbør har vært opptil 130 % i forhold til normalen, mens de enkelte årene med minst nedbør har vært nede i 75 % sammenliknet med normalen (met.no 2012).

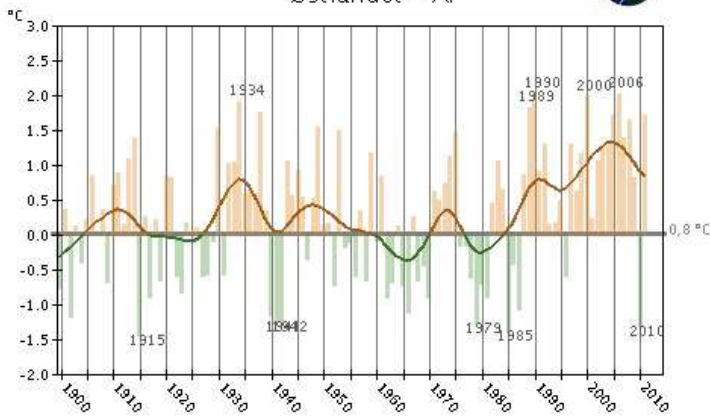
Temperaturavvik fra normal
Vestlandet – År



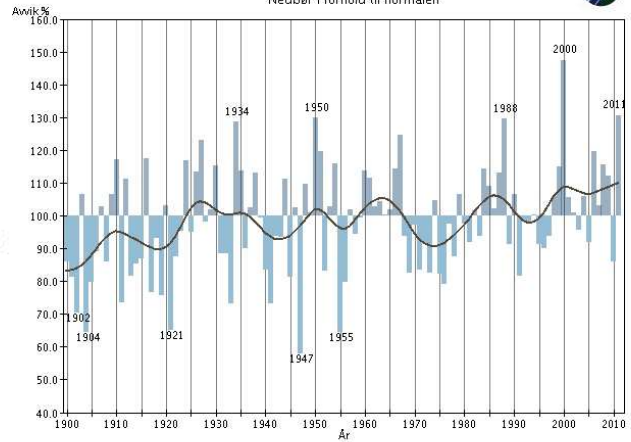
Nedbør i % av normalen
Vestlandet – År



Temperaturavvik fra normal
Østlandet – År



Nedbør region: Østlandet – År
Nedbør i forhold til normalen



Figur 21, Temperatur- og nedbøravvik til normalen i løpet av et år for Vestlandet og Østlandet, 1900-2010. Hentet fra (met.no 2012).

4.4.2 Temperatur og nedbør hjelper oss i å dele opp landet i klimasoner

Normal årsmiddeltemperatur på Østlandet i løpet av et år ligger på 0,8 °C (Figur 21).

Normalen er beregnet ut ifra gjennomsnittstemperaturen i standardperioden 1961-1990.

Tilsvarende er normal årsmiddeltemperatur for Vestlandet i løpet av et år 2,6 °C (Figur 21).

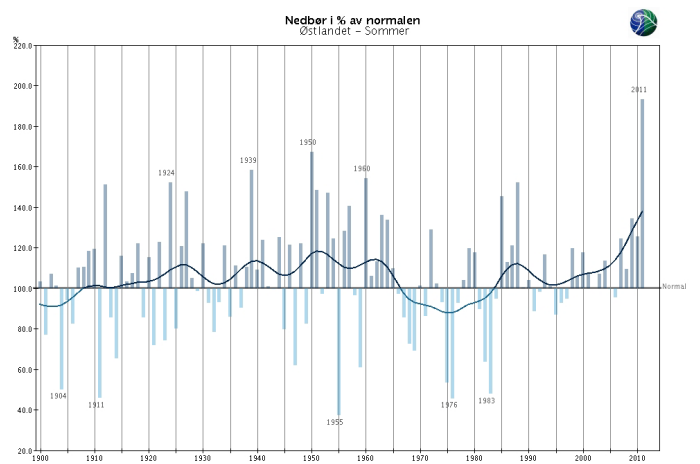
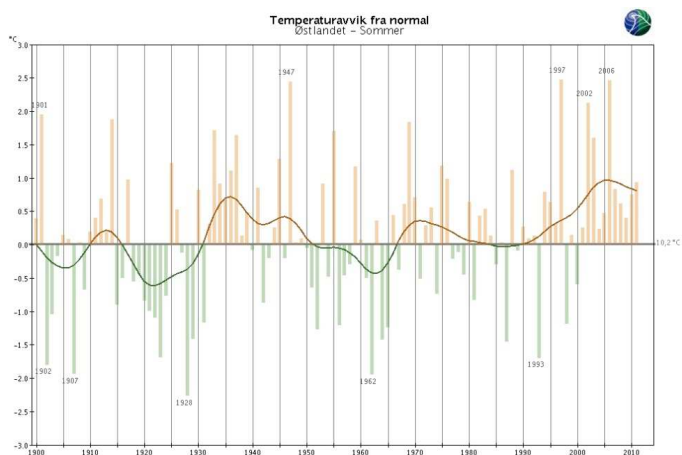
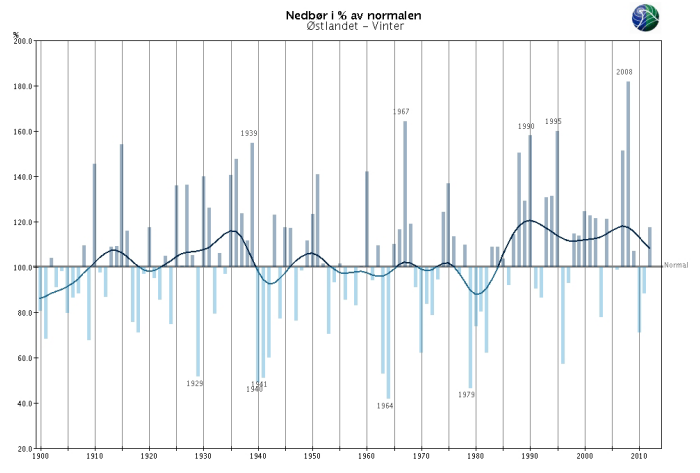
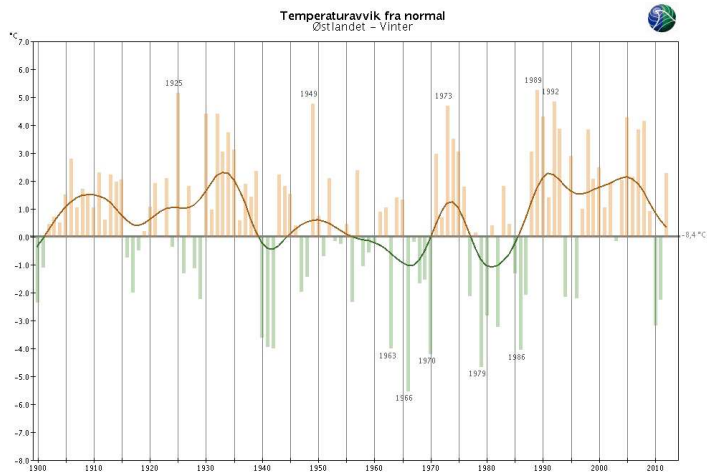
Årsmiddelnedbøren i Norge varierer fra rundt 300 mm i året på enkelte steder på Østlandet, til over 3000 mm enkelte steder på Vestlandet (Figur 4). Med generelt høy årsmiddelnedbør sier man at Vestlandet har et maritimt klima, og befinner seg i klimasone C (met.no 2012). Et maritimt klima finner man nær havet der luftmasser tar opp mye vanndamp. Dette gir jevnere temperaturer i løpet av året. Østlandet sier man at har et mer kontinentalt klima, og befinner seg i klimasone D (met.no 2012). Her har man kaldere vintere og varmere sommere enn på Vestlandet.

4.4.3 Temperatur- og nedbørsutvikling for Østlandet og Vestlandet

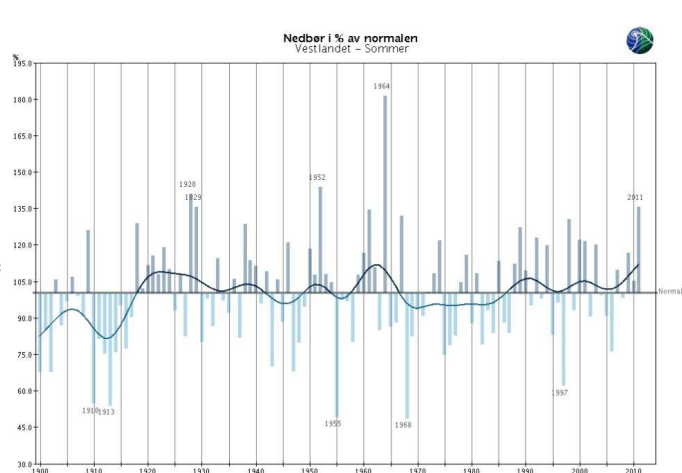
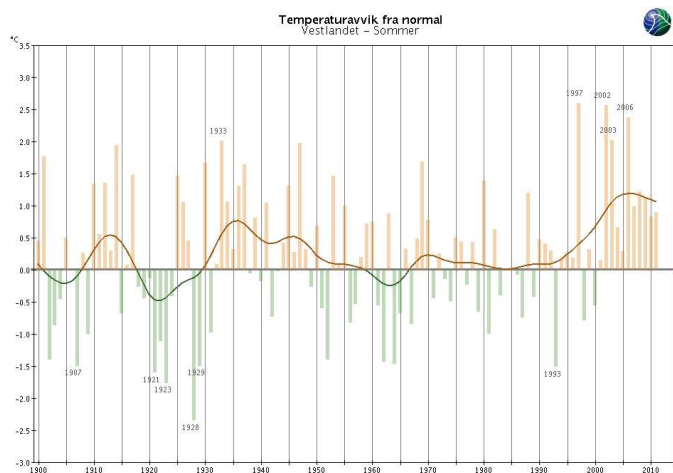
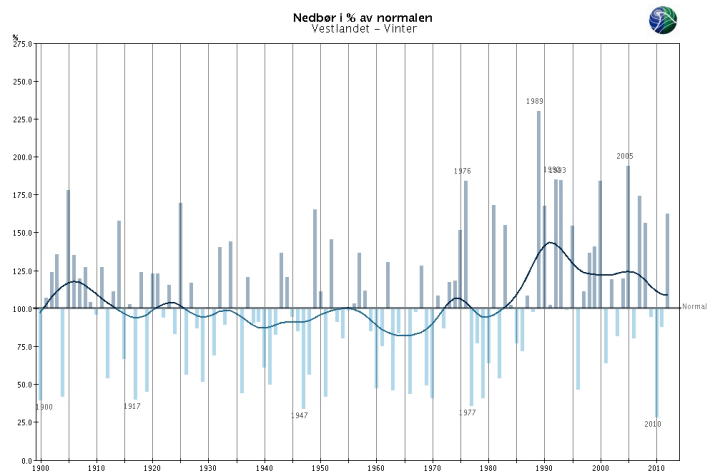
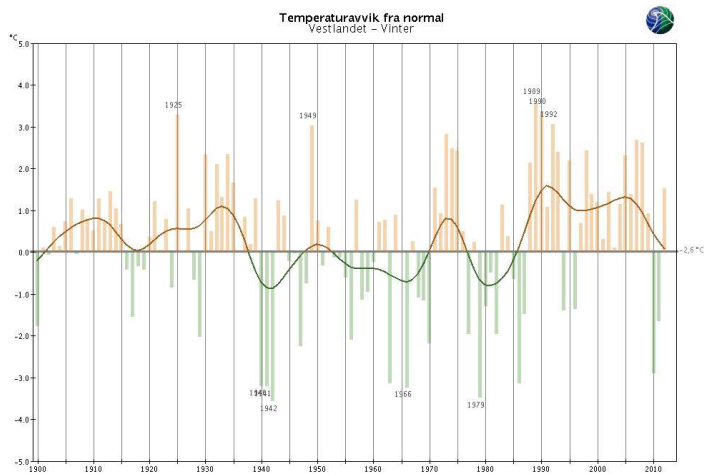
Temperaturavviket (Figur 21) fra normalen for Østlandet og Vestlandet viser tendenser til at avviket fra normalen (antall °C) de enkelte årene er større på Østlandet enn på Vestlandet.

Felles for begge disse figurene er at vi ser temperaturer over normalen i perioden rundt 1930 og fra 1985 og fram til i dag, både på Østlandet og Vestlandet. Det kan virke som at temperaturvariasjonene fra normalene på Østlandet og Vestlandet varierer forholdsvis likt. Temperaturen var altså ikke lik, men de følger samme svingninger over tid.

Nedbørsutviklingen på Østlandet og Vestlandet (Figur 21) viser at nedbøren i årene rundt 1900 lå under normalen fra 1961-1990. På Vestlandet fortsatte nedbøren å holde seg under normalen de fleste årene fram til 1980, mens på Østlandet varierte nedbørmengden både over og under normalen allerede fra 1920-tallet. På Vestlandet ser man at det skjedde et skifte rundt 1980. Etter 1980 hadde de fleste årene nedbørmengde som ligger over normalen på Vestlandet. For Østlandet er det vanskeligere å beskrive en slik trend fordi man også etter 1980 har flere år både under og over normalen, men med en liten økning av nedbør fra rundt år 2000.



Figur 22, Temperatur- og nedbørsavvik fra normalen på Østlandet, sommer og vinter, 1900-2010. Hentet fra: (met.no 2012).



Figur 23, Temperatur- og nedbørsavvik fra normalen for Vestlandet, sommer og vinter, 1900 - 2010. Hentet fra: (met.no 2012).

4.4.4 Variasjoner i temperatur og nedbør mellom vinter og sommer, for Vestlandet og Østlandet

Generelt ser man på Figur 22 og Figur 23 at antall grader som gjennomsnittstemperaturen for en sesong varierer rundt normalen, er større for vinteren på Østlandet og Vestlandet enn for sommeren. Gjennomsnittstemperaturen de enkelte årene varierer opp til 6 °C over og under normalen for vinterne på Østlandet, og opp til 4 °C for Vestlandet. I 1966 var gjennomsnittstemperaturen for vinteren på Østlandet hele 6 °C under normalen, mens gjennomsnittstemperaturen for vinteren i 1989 lå nesten 6 °C grader over normalen. Forskjellene er noe mindre for vintertemperaturen på Vestlandet. Gjennomsnittstemperaturen for Vestlandet vinteren 1979 lå 4 °C under normalen, mens den i 1989 lå 4 °C over normalen. Man har altså forskjeller i gjennomsnittstemperatur fra vinter til vinter på Østlandet på 12 °C, og tilsvarende forskjeller på 8 °C på Vestlandet. Sommertemperaturen på Østlandet og Vestlandet varierer derimot bare opp til 2,5 °C over og under normalen de enkelte årene (Figur 22 og Figur 23).

På Figur 22 og Figur 23 ser man at vintertemperaturen på Østlandet og Vestlandet de fleste årene lå over normalen i perioden mellom 1900 og 1940, med en topp rundt 1930. Deretter var vinterne på 1960-tallet og 1980-tallet var forholdsvis kalde, mens vinterne på 1970-tallet var forholdsvis milde. Etter 1980 har både Østlandet og Vestlandet opplevd flest milde vintere der gjennomsnittstemperaturen lå over normalen. Ser man på vinternedbøren for Østlandet og Vestlandet er det mest iøynefallende at de milde vinterne fra 1980-tallet og fram til i dag, har skjedd samtidig med vinternedbør over normalen for de fleste av årene. For Vestlandet er spesielt vinternedbøren rundt 1990-tallet en samling av år med vinternedbør langt over normalen. Faktisk så var vinternedbøren et enkelt år (1989) opp mot 250 % sammenliknet med normalen.

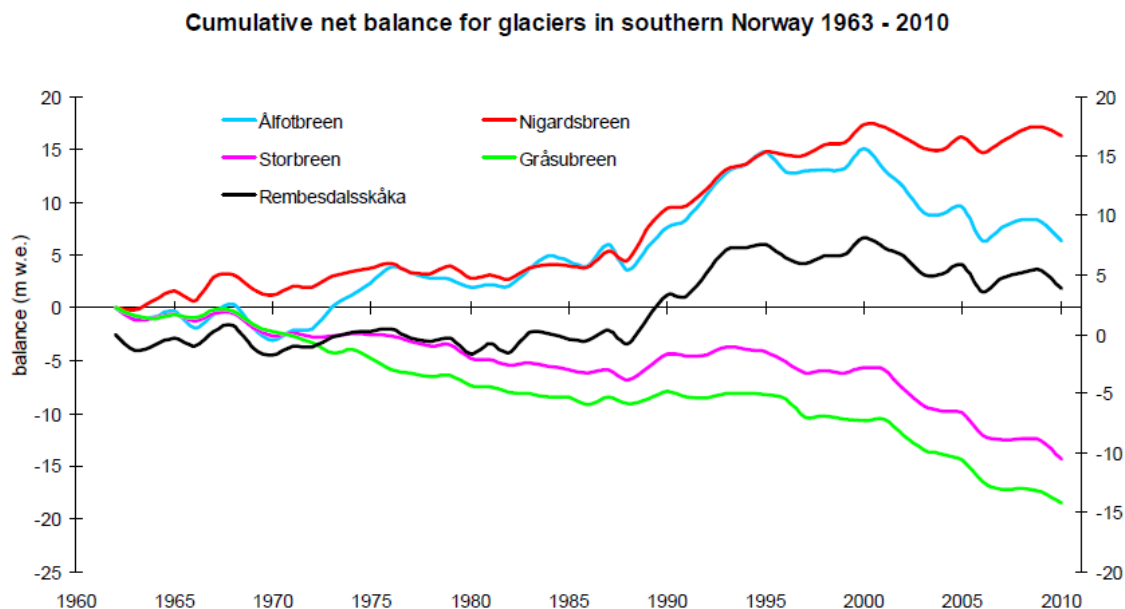
Sommertemperaturen for Østlandet og Vestlandet (Figur 22 og Figur 23) har også flere like trekk. På 1920-tallet ser man at man hadde en periode med sommertemperaturer under normalen, mens både 1910-1915 og 1930-tallet var det perioder med sommertemperaturer over normalen. Fra 1990 og fram til i dag har sommertemperaturene på Østlandet og Vestlandet de fleste årene ligget over normalen. Sommernedbøren for Østlandet har for de fleste av årene ligget litt over normalen fra rundt 1920 til 1960-tallet. Etter noen år under normalen har sommernedbøren på Østlandet igjen vært over normalen fra midten av 1980-tallet. Sommernedbøren på Vestlandet har etter en periode under normalen tidlig på 1900-tallet variert rundt normalen fram til 2010.

Fra Figur 22 og Figur 23 kan man merke seg at stigningen i vinter- og sommertemperaturer fra midten 1980-tallet, både Østlandet og Vestlandet, først er synlig i vintertemperaturen. Med økte vintertemperaturer for Østlandet og Vestlandet ser vi også en økning i vinternedbør. Først rundt 1995 ser vi en økning i sommertemperaturene for disse landsdelene.

4.4.5 Andre undersøkelser som forteller oss noe om klima i Norge på 1900-tallet

I tillegg til direkte meteorologiske data så kan også ulike typer proxydata fortelle oss noe om utviklingen av klima i Norge gjennom det 20. århundret (Nordli et al. 2003).

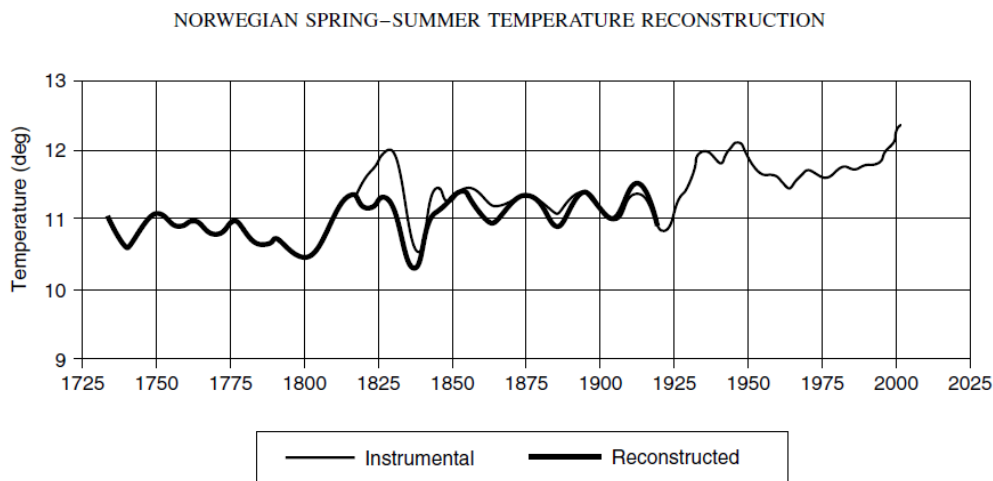
Målinger av massebalansen på breer over tid gir mulighet til å støtte og utvide de instrumentelle målingene av sommertemperatur og vinternedbør. Disse målingene kan også være med på å identifisere regionale forskjeller i sommertemperatur og vinternedbør over tid (Nesje et al. 2008). Det har vært utført massebalansemålinger på Storbreen i Jotunheimen siden 1949 (Liestøl 1967), mens målingene på flere andre breer startet tidlig på 1960-tallet (Andreassen et al. 2005). Figur 24 viser forandring i netto massebalanse for fem breer i Norge. Ålfotbreen, Nigardsbreen og Rembesdalskåka er såkalte maritime breer som påvirkes av det maritime klimaet på Vestlandet, mens Storbreen og Gråsusbreen er mer kontinentale breer som påvirkes av et mer kontinentalt klima (Norges vassdrags- og energidirektorat 2011).



Figur 24, Akkumulerte forandringer i netto massebalanse for fem breer, 1963-2010. Hentet fra: (Norges vassdrags- og energidirektorat 2011)

De maritime breene påvirkes mest av vinternedbøren, mens de kontinentale breene påvirkes mest av sommertemperaturen (Nesje et al. 1995). På Figur 24 ser man at de kontinentale breene har hatt en generell negativ massebalanse siden 1960, og spesielt har denne negative massebalansen vært stor etter år 2000. De maritime breene hadde derimot en økning i akkumulerte netto massebalanse fra rundt 1990 til rundt år 2000 (Norges vassdrags- og energidirektorat 2011). De maritime dalbreene med kort responstid begynte å vokse framover allerede på 1950-tallet. Et eksempel på en slik bre er Briksdalsbreen (Nesje et al. 2008). Etter år 2000 har de maritime breene igjen hatt hovedsakelig negativ netto massebalanse. Disse massebalansemålingene kan fortelle oss at de kontinentale strøkene kan ha hatt økte sommertemperatur etter 1960, og spesielt etter år 2000, noe som har ført til en negativ massebalanse på breene. For de maritime strøkene kan den positive massebalansen hos maritime breer på 1990-tallet skyldes økt vinternedbør (Nesje og Dahl 2003, met.no 2012).

Ved å se på hvordan datoen for når isen gikk på innsjøen Randsfjorden varierer med senvintertemperaturer gjennom nesten 250 år, estimerte Nordli et al. (2007b) at senvintertemperaturen i det 20. århundre var gjennomsnittlig 1,3 °C varmere enn det 19. århundret. Moberg og Alexandersson (1997) fant ut ved å studere temperaturserier i Sverige at bidraget til økningen i gjennomsnittlig årstemperatur i løpet av 1900-tallet var størst på våren med en økning på hele 1,4 °C, mens gjennomsnittet for hele året var ca 0,7 °C.



Figur 25, Rekonstruksjon av vår- og sommertemperaturer i Norge, 1734-2003. Nordli et al, 2003.

For Vestlandet har man estimert en 0,7 °C økning i vår- og sommertemperaturer gjennom det 20. århundret basert på meteorologiske data i tillegg til proxydata der datoen for innhøsting av bygg korrelerte med vår- og sommertemperaturen det enkelte året (Nordli et al. 2003) (Figur 25).

5 Diskusjon

Variasjoner i klima globalt er tydelig når man ser tilbake til den siste istiden, og opp gjennom Holosen. Men også i løpet av de siste århundrene ser man variasjoner i klima ved å studere lange temperatur- og nedbørsserier, eller ved å studere historiske data og proxydata. Klimavariasjonene de siste århundrene kan være både regionale og mer globale variasjoner. Sammenliknet med 1900-tallet finnes det få instrumentelle temperatur- og nedbørsserier for 1600- og 1700-tallet. For å prøve å kompensere for denne mangelen utnytter man da historiske data og proxydata. Denne skjevheten i data gjør det vanskeligere å undersøke klimaet for 1600- og 1700-tallet enn for 1900-tallet. Det vil også være vanskeligere å finne ut noe om regionale forskjeller i klimaet for 1600- og 1700-tallet. I denne delen ønsker jeg å diskutere noen sider ved temperaturvariasjoner og nedbørsvariasjoner for 1600-, 1700-, og 1900-tallet i Norge. For 1900-tallet vil diskusjonen hovedsakelig bygge på de instrumentelle meteorologiske tidsseriene, mens for 1600- og 1700-tallet vil diskusjonen bygge både instrumentelle meteorologiske tidsserier, værrelaterte dagbøker og dokumenter, og proxydatastudier. For 1600- og 1700-tallet vil jeg utnytte en lang temperaturserie fra Sentral-England for å finne ut noe om temperaturvariasjonen i Norge for de samme århundrene. Dette prøver jeg å rettferdiggjøre ved at undersøkelser viser at temperaturseriene fra Sentral-England, Østlandet og Vestlandet varierte forholdsvis likt for en periode på 1900-tallet (Figur 10). Jeg vil også komme noe inn på atmosfæresirkulasjon og vind. Så langt det lar seg gjøre ønsker jeg også å diskutere forskjeller og likheter i variasjonene av de meteorologiske parameterne for det forholdsvis kontinentale Østlandet og det forholdsvis maritime Vestlandet (met.no 2012).

Temperatur

1600- og 1700-tallet er en del av den globalt kjøligere perioden kalt den lille istid. Selv om det kan høres ut som at den lille istid var en periode med jevnt kaldt klima, mener man at det også innenfor den lille istid var forholdsvis store variasjoner både med tanke på temperatur og nedbør. Figur 10 viser hvordan temperaturer i Sentral-England varierer ganske likt med temperaturer for Østlandet og Vestlandet for en periode på 1900-tallet, og derfor kan man bruke temperaturserien fra Sentral-England til å finne ut noe om temperaturvariasjonene på 1600- og 1700-tallet i Norge. Temperaturserien (Figur 9) fra Sentral-England (Parker et al.

1992) viser at gjennomsnittlig årstemperatur fra 1659-1700 lå under normalen. Den lave årsmiddeltemperaturen fortsatte for begynnelsen av 1700-tallet, mens i tiårene 1730 og 1740 lå temperaturen over normalen for mange av årene. Etter 1740 fikk man igjen årsmiddeltemperaturer under normalen fram mot 1800 i Sentral-England (Parker et al. 1992). 1650 til 1720 er regnet som et av de kaldeste intervallene under den lille istid i Europa (Humlum 2010). Treeringundersøkelser i Fennoskandia tyder på lave sommertemperaturer fra 1600 og fram til rundt 1750 (Briffa et al. 1992). Ut ifra Figur 14 var gjennomsnittlig vintertemperatur i Sentral-England 2-4 °C lavere enn normalt for flere av årene i andre halvdel av 1600-tallet. Lamb (1979) fant ut at gjennomsnittlig temperatur på overflatevannet mellom Færøyene og Island, i perioden 1675-1705, var rundt 5 °C lavere enn for 1900-tallet. Han mener at dette kan ha gitt en senking i gjennomsnittstemperatur i Sør-Norge på 2-2,5 °C for denne perioden sammenliknet med 1900-tallet (Lamb 1979).

Luterbacher et al. (2001b) rekonstruerte den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) tilbake til 1500-tallet (Figur 15). Denne rekonstruksjonen (Figur 15) kan hjelpe oss i å finne ut noe om vintertemperatur og vintervedbør for Europa, og særlig relevant er den for Vestlandet fordi Vestlandet påvirkes mer av de maritime luftstrømmene fra Atlanterhavet sammenliknet med Østlandet. Rekonstruksjonen (Luterbacher et al. 2001b) viser en negativ NAO-indeks for 1600-tallet, deretter følger noen tiår med positiv indeks i første del av 1700-tallet, før indeksen igjen blir negativ for siste halvdel av 1700-tallet. Denne rekonstruksjonen tyder altså på kjølige vintere på 1600-tallet, milde vintere for første halvdel av 1700-tallet, før man igjen fikk kjølige vintere i andre halvdel av 1700-tallet. Likevel er det viktig å huske på at dette er en rekonstruksjon over mange år slik at årsspesifikke variasjoner kan forsvinne i trendlinja. Briffa et al. (1990) sine undersøkelser av treeringer peker også på at 1750-1770 var en 20-årsperiode med varme sommertemperaturer. Temperaturserien fra Uppsala i Sverige viser også sommertemperaturer over normalen for andre halvdel av 1700-tallet, mens vintertemperaturene for samme periode ligger under normalen (Moberg og Bergström 1997). Proxydatane fra Vestlandet som kobler innhøstingsdatoer til vår- og sommertemperaturer (Figur 25) viser ingen tydelige tegn til disse varme sommertemperaturene i siste halvdel av 1700-tallet, men derimot at vår- og sommertemperaturen mellom 1734 og fram til 1800 ligger forholdsvis lavt i forhold til temperaturutviklingen på 1800-tallet og 1900-tallet (Nordli et al. 2003). Proxydata fra Østlandet som kobles til senvintertemperatur viser at denne senvintertemperaturen lå 1,4 °C lavere for perioden 1758-1850 enn på 1900-tallet (Nordli et al. 2007b).

Det kan virke som at de fleste av proxydataundersøkelsene sammen med temperaturserien fra Sentral-England peker mot at siste halvdel av 1600-tallet var en periode med lave gjennomsnittstemperaturer. Treringundersøkelser i Fennoskandia peker også på at sommertemperaturene for denne perioden lå under normalen, men kanskje var sommertemperaturene enda lavere i første halvdel av 1600-tallet (Briffa et al. 1992). Spørsmålet er om det er sommer- eller vintertemperaturen som har bidratt mest til den lave gjennomsnittstemperaturen på 1600-tallet, eller om det er en kombinasjon. For å undersøke dette nærmere kunne man ha trengt flere proxydata som forteller oss noe om både vintertemperaturene og sommertemperaturene i Skandinavia på 1600-tallet. En annen periode med uavklarte resultater kan være sommertemperaturene i siste halvdel av 1700-tallet der temperaturserien fra Uppsala viser sommertemperaturer over normalen (Moberg og Bergström 1997), mens proxydata fra Vestlandet som knyttes til vår- og sommertemperaturer ikke viser det samme (Nordli et al. 2003). Nordli et al. (2003) setter også spørsmålsteget ved dette. Er sommertemperaturene i Uppsalaserien for høye for denne perioden, eller er det regionale forskjeller som gjør at man ser slike forskjeller? Moberg et al. (2003) mener etter nærmere undersøkelser at disse sommertemperaturene er for høye, men hvor mye er vanskelig å bestemme.

Usikkerheter ved å bruke en temperaturserie slik som den fra Sentral-England til å finne ut noe om temperaturvariasjonene i Norge på 1600 og 1700-tallet, er nettopp spørsmålet om variasjonene i denne temperaturserien også er gyldige for Norge. Selv om temperaturseriene fra Sentral-England og de fra Norge svinger forholdsvis likt på 1900-tallet er det ikke gitt at de ville korrelert like godt for temperaturserier fra 1600- og 1700-tallet. Siden England er preget av et maritimt klima, så mener man at temperaturserien er en god representasjon for kystnære klimaer i Nord-Europa, og dette tilfelle da bedre for Vestlandet enn Østlandet. Dette kommer trolig av at både Sentral-England og Vestlandet har et forholdsvis maritimt klima, mens Østlandet har et forholdsvis kontinentalt klima. Likevel så viste korrelasjonsundersøkelsene (Figur 11, Figur 12, Figur 13) at temperaturserien også varierer godt sammen med temperaturserier fra Østlandet. Og fra Sverige finnes det også lange instrumentelle temperaturserier. I Uppsala-serien som går helt tilbake til 1722 finner man at variasjonene i denne serien passer ganske godt med variasjonene i temperaturserien fra Sentral-England (Moberg og Bergström 1997). Dette kan tyde på at variasjonene i serien fra Sentral-England kanskje også gjelder i de mer kontinentale strøkene i Nordvest-Europa, og derfor også de mer kontinentale områdene i Norge. Det finnes noen studier med proxydata

som kan knyttes til temperaturvariasjoner på 1700-tallet i Sør-Norge, men det ville vært en fordel å ha flere studier som gikk helt tilbake til 1600-tallet.

Mens 1600-tallet og 1700-tallet generelt blir regnet som kalde århundrer, blir 1900-tallet derimot regnet som et varmt århundre. 1900-tallet var det varmeste århundret på minst 500 år i Europa med en gjennomsnittlig temperaturstigning på $+0,08\text{ °C} \pm 0,03\text{ °C}$ per tiår (Luterbacher et al. 2004). Men selv om 1900-tallet regnes som et varmt århundre, så har det også her vært variasjoner både i temperatur og nedbør innenfor dette århundret. Etter en generell varmetrend for landet, og en temperaturtopp på 1930-tallet, fikk man noen kjøligere perioder fram til 1980-tallet, før temperaturen igjen steg over normalen (Figur 19). Mer interessant er det å se på variasjonene i sommer- og vintertemperaturer for Østlandet og Vestlandet (Figur 22, Figur 23). Som tidligere nevnt kan det se ut som at variasjonene i antall °C rundt vintertemperaturnormalen er større om vinteren for både Vestlandet og Østlandet enn variasjonen om sommeren, de ulike årene. En forklaring på dette kan være at temperaturen i Norge om sommeren styres mest av sola, og fordi sola står høyt på himmelen under denne årstiden får man forholdsvis små temperaturvariasjoner. Temperaturen i Norge om vinteren styres i større grad av lavtrykk og høytrykkaktivitet, og dette gir større temperaturvariasjoner for denne årstiden. Sammenlikner man også variasjonene i antall grader mellom Østlandet og Vestlandet, er det ikke uventet vintertemperaturene for de ulike årene på Østlandet som varierer mest. Dette kommer trolig av at Østlandet er preget av et mer kontinentalt klima enn Vestlandet, og derfor også har større temperaturvariasjoner når man sammenlikner år til år.

Likevel følger vintertemperaturene for Østlandet og Vestlandet gjennom 1900-tallet hovedsakelig de samme svingningene selv om temperaturnormalen for områdene er ulik. Det samme gjelder for svingningene i sommertemperaturer gjennom århundret. Trendene i Figur 22 og Figur 23 viser vintertemperaturer over normalen fra 1900-1940. Etter dette fulgte noen perioder med vintertemperaturer under normalen rundt 1940, 1950-60 og 1980-tallet, før temperaturene igjen lå over normalen fra 1985 og fram til i dag. Tydelige mønstre i sommertemperaturene for Østlandet og Vestlandet er en periode med sommere under normalen rundt 1900 og rundt 1920, mens man hadde sommere over normalen rundt 1910, 1930-40 og etter 1990-tallet. Grunnen til at både sommer- og vintertemperaturene varierer forholdsvis likt mellom Vestlandet og Østlandet kan være fordi selv om landsdelene beskrives som å ha henholdsvis maritimt og kontinentalt klima så ligger de likevel forholdsvis nært hverandre geografisk, og de ligger også på samme breddegrader. Dette betyr at både Vestlandet og Østlandet påvirkes av samme lavtrykk eller høytrykk fra den regjerende

vindretningen sørvest (Liljequist 1970), selv om man har fjellområder mellom. I tillegg vil både Østlandet og Vestlandet påvirkes ganske likt av hvor høyt sola står på himmelen fordi de befinner seg på samme breddegrad.

På Figur 22 og Figur 23 ser man også at selv om sommertemperaturvariasjonene på Østlandet likner de på Vestlandet, og vintertemperaturvariasjonene på Østlandet likner de på Vestlandet, er det forskjeller når man sammenlikner mønstrene for sommertemperatur og vintertemperatur. Dette er interessant fordi det bekrefter det man vet at en periode med varme sommere ikke betyr at man har varme vintere. Dette er også interessant fordi det viser at ved en klimaforandring kan man ha en situasjon der gjennomsnittlig årstemperatur øker selv om en enkelt årstid ikke øker. Et eksempel på en slik situasjon er når Vestlandet og Østlandet fikk en markant økning i vintertemperaturer allerede fra 1980-tallet, som da også vises i gjennomsnittlig årstemperatur, mens sommertemperaturene først begynte å øke utpå 1990-tallet for de samme områdene. En tilsvarende situasjon kan man finne under den lille istid, i siste halvdel av 1700-tallet, der treringundersøkelser tyder på at sommertemperaturen lå under normalen fram til 1750 i Fennoskandia (Briffa et al. 1992), mens vintertemperaturene fra Sentral-England lå over normalen rundt 1730 (Parker et al. 1992). Med tanke på kommende klimaforandringer kan det være vanskelig å forutse hvordan, og i hvilket tempo, disse temperaturforandringene vil påvirke de ulike årstidene i Norge.

Nedbør

Lange instrumentelle nedbørsserier i Norge går ofte ikke lengre tilbake enn til ca 1900 (met.no 2012), og det er få nedbørsserier som går lengre tilbake enn midten av 1700-tallet i Europa (Jones og Bradley 1992). I tillegg kan nedbør variere ganske mye over korte avstander, slik at man helst bør ha et nettverk av målinger for å si noe om nedbøren i et område. Studier av treringer i Skandinavia viser til en periode med lite vinternedbør på begynnelsen av 1700-tallet, mens etter noen tiår fikk man en periode med mye vinternedbør (Linderholm og Chen 2005). Også rekonstruksjoner av vinternedbør for Europa peker mot en periode med vinternedbør over normalen i første halvdel av 1700-tallet (Pauling et al. 2006). Det er færre proxydata-undersøkelser som kan kobles sammen med sommernedbør. Likevel har det vært forsøkt å se på utviklingen i vår- og sommernedbør ved å studere treringer i Sør-Tyskland (Wilson et al. 2005). Disse studiene pekte på at man hadde tørrere perioder fra 1610-1635 og fra 1660-1730, og en våtere periode fra 1730-1810 (Wilson et al. 2005).

NAO-indeksen kan fortelle oss noe om vintertemperatur og vinternedbør i Europa for perioden den er rekonstruert (Luterbacher et al. 2001b). Med tanke på vinternedbør peker NAO-indeksen på at vintersesongene på 1600-tallet for Norge sin del var nedbørsfattige og kalde, vinterne på begynnelsen av 1700-tallet var milde og nedbørsrike, mens vinterne igjen ble kalde og nedbørsfattige for andre halvdel av 1700-tallet. For Norge har også variasjoner i brefronten hos breer vært en viktig proxydata som kan fortelle oss noe om det tidligere klimaet indirekte. Som tidligere nevnt hadde flere norske breer sin lille istids maksimum rundt 1750 (Grove 2001). Nigardsbreen som er en utløpsbre fra Jostedalbreen vokste fram nesten tre kilometer mellom 1710 og 1748 (Østrem et al. 1976). Matthews (2005) viser at flere breer i Jotunheimen også hadde sin lille istids maksimum mellom 1743-1750 basert på lichenometri-undersøkelser av endemorener. Når vi i tillegg vet at tiårene på begynnelsen av 1700-tallet var gjennomsnittlig varmere enn 1600-tallet, er det naturlig å undersøke om økt vinternedbør kan ha vært en av grunnene til denne fremveksten. Rekonstruksjonen av NAO-indeks er tydelig nettopp på at første halvdel av 1700-tallet har vært en periode med milde og nedbørsrike vintere (Luterbacher et al. 2001b, Nesje og Dahl 2003). Selv om man kan bruke rekonstruksjoner av NAO, eller forandringer i brefronter for å finne ut noe om vinternedbøren i Norge under den lille istid, kunne man trenge mer proxydata som kan knyttes til nedbør fra denne perioden, og særlig proxydata som knyttes til sommernedbør. Ved å bruke NAO-indeksen og forandringer i brefronten får man kanskje vite hovedtrendene i variasjonen av vinternedbør, men de spesifikke årsvariasjonene blir trolig borte.

Nedbørsutviklingen for Norge på 1900-tallet har også variert, med en generell økning etter 1985 (Figur 20). Hanssen-Bauer (2005) fant en økning i årlig gjennomsnittsnedbør i 9 av 13 regioner i landet fra 1895-2004, og ingen av regionene viste en negativ trend. Treringsstudier fra Skandinavia og Tyskland tyder også på at sommer- og vinternedbøren på 1900-tallet har vært den høyeste på flere århundrer (Linderholm og Chen 2005, Wilson et al. 2005). En ting man kan merke seg er at vinternedbøren for 1900-tallet varierer ofte ganske likt med vintertemperaturen. Med dette menes at i perioder med høye vintertemperaturer har man ofte også høy vinternedbør. Dette støtter igjen opp under NAO sin rolle i klimavariasjonene i Norge. Disse samvariasjonene ser man både for Østlandet og Vestlandet. Dette viser at selv om det tidligere har blitt nevnt at særlig Vestlandet påvirkes av NAO om vinteren, tyder Figur 22 og Figur 23 på at NAO også påvirker vintertemperaturer og vinternedbør på Østlandet. Da er det spesielt interessant at rundt 1930 opplevde man en økning i vintertemperatur for både Østlandet og Vestlandet, men det var kun Østlandet som opplevde en økning i vinternedbør.

Dette viser at Østlandet og Vestlandet ikke alltid varierer likt, og at disse landsdelene ikke bare påvirkes av NAO om vinteren. Interessant er også perioden med høye vintertemperaturer og mye vinternedbør fra 1985, og med topper rundt 1990 både på Østlandet og Vestlandet. Nesje og Dahl (2003) mener at disse toppene skyldes en rådende positiv NAO-indeks for disse årene. Mye vinternedbør skal også ha vært årsaken til at de maritime vestlandsbreene i denne periode vokste fram på grunn av positiv massebalanse, mens de mer kontinentale breene smeltet tilbake (Nesje et al. 2000). Utpå 1990-tallet begynte sommertemperaturene å stige på Østlandet og Vestlandet (Figur 22, Figur 23). Dette førte til at selv om vinternedbøren fortsatt holdt seg høy på Vestlandet, begynte de maritime vestlandsbreene igjen å smelte tilbake rundt år 2000 på grunn av negativ massebalanse (Andreassen et al. 2005).

Vind, lufttrykk og stormer under den lille istid

Den kalde og forholdsvis tørre halvdel av 1600-tallet sammenfaller med en periode med lite solflekkaktivitet kalt Maunder Minimum-perioden som varte mellom 1645-1715 (Bradley og Jones 1992b). Wanner et al. (1995) prøvde å kartlegge atmosfæresirkulasjonen om vinteren i Europa fra siste delen av Maunder Minimum (1675-1715), og fant ut at høytrykksentre over Nordvest-Europa, og nordøstlige utbrudd med kalde kontinentale luftstrømmer, var vanlig under denne perioden. Variasjoner i havsirkulasjonen må også ha vært til stede når vindsirkulasjonen varierer slik (Lamb 1979). Lamb (1979) sine studier av dette peker på at man kan ha store variasjoner i havområdet mellom Island, Skottland og Norge. Vanligvis finner man her den varme Nordatlantiske driften, men av og til trenger kaldt polarvann ned hit fra nord slik at temperaturen på overflatevannet faller 3-5 °C (Lamb 1979). En rekonstruksjon av dette tyder på at temperaturen på overflatevannet i dette området falt 5 °C mellom 1675 og 1705 på grunn av polarvann fra nord. Dette passer godt med observasjonene og proxydataene som viser at denne perioden var kald og nedbørsfattig for Nord-Europa. For Norge betydde disse kalde vinterne at Jostedalsbreen begynte å vokse ned i de nærliggende dalene på slutten av 1600-tallet (Grove 1988). Som tidligere nevnt opplevde man på 1600-tallet på Vestlandet en økning i fjellskred og massebevegelser. Dette har også blitt satt i sammenheng med at Jostedalsbreen begynte å vokse ned i de omkringliggende dalene (Grove 1972, Furseth 2003). Vårsesongene under den siste delen av Maunder Minimum var kalde, mens sommersesongene var litt kjøligere og våtere enn dagens (Luterbacher et al. 2001a). For Norge kan dette ha vært en av grunnene til at man fikk flere ødelagte vekstsesonger i denne perioden (Lamb 1995).

Lamb (1995) fant en økning av sterke stormer i Nord-Atlanteren under den lille istid. Støtte for dette finner man også ved å undersøke Na^+ konsentrasjonen i iskjerner fra Grønland. Her finner man en markant økning rundt 1420 som tyder på økt stormaktivitet i Nord-Atlanteren (Humlum 2010). Denne økningen i saltkonsentrasjon har holdt seg forholdsvis høy fram til nåtid, men med topper rundt 1640, 1740 og 1920. I dag er stormaktiviteten fortsatt forholdsvis høy, men lavere enn de høyeste nivåene under den lille istid (Humlum 2010). Bakgrunnen for denne økningen i kraftige stormer kan være en større temperaturgradient mellom 50 og 61-64 °N. De sterkeste stormene hadde under den lille istid en nordvest til nordlig vindretning, mens de nest sterkeste stormene kom fra sørøst (Lamb 1984). Jönsson og Holmquist (1995) fant ut at Sør-Skandinavia gjennomgikk et skifte i rådende vindretning rundt midten av 1800-tallet da et kontinentalt strømningsmønster ble byttet ut med et mer maritimt et. I dag har man en regjerende vindretning fra sørvest inn mot kysten av Norge. Som tidligere nevnt er en kontinentalitetsindeks et mål på hvor kontinentalt klimaet i et område er. En enkel metode for å beregne denne er å finne differansen mellom årets kaldeste og varmeste måned, og desto høyere tall desto mer kontinentalt er området (Liljequist 1970). Ved å beregne kontinentalitetsindeksen for Sentral-England for periodene 1661-1690 og 1961-1990 fant man kontinentalitetsindekser på henholdsvis 12,9 og 12,2. Dette viser at Sentral-England var preget av et klima som var litt mer kontinentalt under den lille istid sammenliknet med i dag. Dette kan kanskje ha kommet av en skiftning i regjerende vindretning. Man kan da også tenke seg at en tilsvarende endring kan ha skjedd for Norge, og da særlig for Vestlandet, som kanskje hadde en kontinentalitetsindeks som var høyere under den lille istid enn i dag. Dette vil i så fall si at Vestlandet kan være mer maritimt i dag enn det var under den lille istid.

6 Konklusjon

Intensjonen med oppgaven har vært å belyse variasjoner i klimatologiske parametere for Vestlandet og Østlandet gjennom 1600-, 1700- og 1900-tallet. Ved å velge disse århundrene så får man undersøkt to forholdsvis kalde århundrer (1600- og 1700-tallet) og et forholdsvis varmt århundre (1900-tallet). 1600- og 1700-tallet vet vi mindre om enn 1900-tallet, og derfor har det blitt brukt flere ulike metoder for å undersøke disse to århundrene, mens for 1900-tallet så har det stort sett blitt brukt instrumentelle meteorologiske serier. Ved å velge Vestlandet og Østlandet får man også sett på likheter og forskjeller mellom det forholdsvis maritime Vestlandet, og det forholdsvis kontinentale Østlandet, som også befinner seg i ulike klimasoner (met.no 2012). Det har også vært interessant å se på variasjoner i temperatur og nedbør mellom sommer- og vintersesongene for Østlandet og Vestlandet.

Før jeg nå nærmer meg en konklusjon så vil jeg nevne at det i denne oppgaven har blitt fokusert mest på de lavtliggende områdene på Østlandet og Vestlandet. Det ville ha vært interessant å se mer på klimavariasjonene i fjellet for disse landsdelene, men her finnes det få meteorologiske målestasjoner og bare korte dataserier. Selv om oppgaven beveger seg litt innpå fjellområdene når man ser på brevariasjoner i Sør-Norge, er det få andre historiske nedtegnelser om klimavariasjoner fra fjellområdene på 1600- og 1700-tallet. Tilknyttet klimavariasjoner i fjellet finnes det også et relativt nytt forskningsfelt der man ser på utbredelsen og utviklingen av permafrost i fjellet i Sør-Norge. Dette er et veldig dagsaktuelt tema, men det finnes forholdsvis lite forskning på permafrostutviklingen i Norge før 1900-tallet (Christiansen et al. 2010), og derfor har jeg valgt å utelate dette.

1600- og 1700-tallet, som del av den lille istid, blir ofte tenkt på som en jevn kald periode. Likevel er det tydelig når man ser på temperaturserier, historiske data og studier av proxydata at dette ikke er tilfellet. 1600-tallet er kjent som et kaldt århundre i Europa, og dette er tydelig når man ser på temperaturserien fra Sentral-England (Parker et al. 1992). Denne temperaturserien fra Sentral-England brukes for å si noe om temperaturvariasjonene i Norge på 1600-tallet fordi undersøkeler viser at variasjonene i temperaturserien også kan fortelle oss noe om temperaturvariasjonene ellers i Nord-Europa (Lamb 1995, Humlum 2010). Briffa et al. (1992) sine studier av treringer i Fennoskandia som viser også at sommertemperaturene på

1600-tallet lå under normalen, og spesielt kaldt var det i første halvdel. Lamb (1979) anslo en senking av gjennomsnittstemperaturen i Norge på 2-2,5 °C fra normalen i perioden 1675-1705 basert på studier av overflatevann mellom Norge, Island og Skottland. Kjølige og tørre vintere i denne perioden støttes av rekonstruksjonen av NAO-indeksen (Luterbacher et al. 2001b).

I første halvdel av 1700-tallet fikk man derimot en periode med mildere og nedbørsrike vintere i Norge. Dette er tydelig når man ser på temperaturserien fra Sentral-England (Figur 9) og NAO-indeksen (Figur 15). Rundt 1750 nådde flere breer sitt lille istids maksimum, etter å ha vokst mye i løpet av første halvdel av 1700-tallet (Nesje og Dahl 2003, Matthews 2005). Nesje og Dahl (2003) mener dette i det minste delvis skyldtes økt vinternedbør gjennom første halvdel av 1700-tallet. Matthews (1977) anslo en senking av temperaturen i Norge med 1 °C for lille istids maksimum sammenliknet med dagens temperatur, og en senking av ELA (likevekstlinja på breer) i Norge med 140-145 meter. Dette viser til en stigning i sommertemperaturer på ca 1 °C for at breene skulle smelte tilbake til 1977-posisjonen fra lille istids maksimum. Dette viser at sommertemperaturen rundt 1750 trolig var kaldere enn normalen fra 1900-tallet.

Etter 1750 fikk man ifølge temperaturserien fra Sentral-England en senking i gjennomsnittstemperatur fram til 1800-tallet (Parker et al. 1992). Man finner også kjøligere vintertemperaturer i Norge basert på NAO-indeksen (Luterbacher et al. 2001b) og proxystudier fra Østlandet (Nordli et al. 2007b). Proxystudier på Vestlandet (Nordli et al. 2003) tydet på kjøligere vår- og sommertemperaturer for andre del av 1700-tallet sammenliknet med 1800- og 1900-tallet. Temperaturserien fra Uppsala viste i utgangspunktet sommertemperaturer over normalen for andre halvdel av 1700-tallet (Moberg og Bergström 1997), men disse sommertemperaturene har trolig vært for høye (Moberg et al. 2003, Nordli et al. 2003). 1600- og 1700-tallet var også preget av en økning i kraftige stormer (Lamb 1995), og fjellskred og massebevegelser (Grove 1972, Furseth 2003). Flere lange temperatur- eller nedbørsserier, eller flere proxydatastudier, særlig med informasjon om 1600-tallet, ville ha hjulpet til å finne et klarere mønster i klimautviklingen i Sør-Norge på 1600- og 1700-tallet.

1900-tallet, i motsetning til 1600- og 1700-tallet, er kjent for å være et varmt århundre. Dette er det varmeste århundret på 500 år, mener Luterbacher et al. (2004). Fra dette århundret har man gode temperatur- og nedbørsserier fra Norge (met.no 2012) som viser at selv om det har

vært en generell økning i temperatur og nedbør i løpet av århundret, (Luterbacher et al. 2004, Hanssen-Bauer 2005) så har det også her vært temperatur- og nedbørsvariasjoner innad i dette århundret. Tydelig i temperaturseriene vises en periode med økt temperatur rundt 1930, både sommer- og vintertemperaturer for både Østlandet og Vestlandet (Figur 22, Figur 23). Dette følges opp med en økning i vinternedbør på Østlandet, men ikke for Vestlandet. Seriene viser altså at selv om variasjonene i temperatur og nedbør ofte følger de samme svigningene på Vestlandet og Østlandet, skjer ikke dette alltid. Ofte er det også større temperaturforskjell i svigningene på Østlandet enn på Vestlandet. Under økningen i vintertemperatur på Østlandet og Vestlandet fra 1985, ser man en økning i vinternedbør for begge stedene. Denne økningen i vinternedbør kan være grunnen til at de maritime vestlandsbreene vokste fram på 1990-tallet, mens de mer kontinentale breene fortsatte å smelte tilbake. Dette kommer trolig av at massebalansen hos de maritime vestlandsbreene blir mer påvirket av vinternedbør enn de kontinentale breene (Nesje et al. 2000), og dette kan komme av at man har høyere nedbørsnormal på Vestlandet enn Østlandet (Figur 4). Seriene fra 1900-tallet viser også at variasjonene i temperatur og nedbør ofte er større om vinteren enn om sommeren for Østlandet og Vestlandet, med størst temperaturvariasjon om vinteren på Østlandet og størst nedbørsvariasjon om vinteren på Vestlandet.

Med noe mer informasjon om temperatur- og nedbørsvariasjoner i Skandinavia og Norge fra 1600- og 1700-tallet, ville det vært spennende å se om temperaturforskjellene og nedbørsforskjellene mellom Østlandet og Vestlandet var like store, større eller mindre for disse århundrene enn i dag. En hypotese, basert på undersøkelsene av kontinentalindeksene, kan være at Vestlandet under den lille istid var litt mer kontinentalt enn i dag, og derfor var forskjellene mellom Østlandet og Vestlandet litt mindre. Dette kunne kanskje også bety at variasjonene i vintertemperatur for Vestlandet kan ha vært større. Fra 1900-tallet kunne det ha vært spennende å undersøke mer rundt skjevheten rundt 1930 der Vestlandet opplevde økte vintertemperaturer, men ingen tydelig økning i vinternedbør. En hypotese her kan være at det skal mer til for å få en klar økning i vinternedbøren i et område med en høy allerede nedbørsnormal enn i et område med en lavere nedbørsnormal.

Som vi har sett så har de siste århundrene i Norge hatt et variert klima, både med tanke på temperatur og nedbør. Man har hatt kalde århundrer med forholdsvis varme perioder, og et varmt århundre med forholdsvis kalde perioder. Og for alle århundrene har man hatt perioder med mer og mindre nedbør. Dette gjør at man kan tenke seg at framtidens klima også vil være like variert, enten det styres av naturlige faktorer, antropogene faktorer, eller mest sannsynlig

en kombinasjon. Får man en situasjon der polare havstrømmer trekker langt ned forbi Island, og vindretningen blir en annen, kan dette gi et kjøligere klima for Norge. Kanskje vil også vinternedbøren minske i en slik situasjon. En annen mer dagsaktuell situasjon er at Norge vil oppleve en økning i gjennomsnittstemperatur, som for eksempel kan gi økt vinternedbør (IPCC 2007). For å finne ut mer om hvordan klimaet i Norge kan variere i fremtiden, både temperatur, nedbør og vindsystemer, er studier av tidligere klimaer, altså paleoklimatologi, et viktig studieområde.

7 Referanser

- Andersen, J.L. og Sollid, J.L. 1971. Glacial Chronology and Glacial Geomorphology in the Marginal Zones of Glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 25, 1-38.
- Andreassen, L.M., Elvehoy, H., Kjollmoen, B., Engeset, R.V. og Haakensen, N. 2005. Glacier mass-balance and length variation in Norway. *Annals of Glaciology, Vol 42, 2005* 42, 317-325.
- Barnett, T.P., Santer, B.D., Jones, P.D., Bradley, R.S. og Briffa, K.R. 1996. Estimates of low frequency natural variability in near-surface air temperature. *The Holocene* 6, 255-263.
- Bell, W.T. og Ogilvie, A.E.J. 1978. Weather compilations as a source of data for the reconstruction of European climate during the medieval period. *Climatic Change* 1, 331-348.
- Bradley, R.S. og Jones, P.D. 1992a. Climate since A.D. 1500. Introduction. *I: Bradley, R.S., Jones P.D. (red). Climate Since AD 1500* London: Routledge.
- Bradley, R.S. og Jones, P.D. 1992b. Climatic variations over the last 500 years. *I: Bradley, R.S., Jones P.D. (red). Climate Since AD 1500.* London: Routledge.
- Briffa, K.R., Bartholin, T.S., Eckstein, D., Jones, P.D., Karlen, W., Schweingruber, F.H. og Zetterberg, P. 1990. A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature* 346, 434-439.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Bartholin, T.S., Eckstein, D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Zetterberg, P. og Eronen, M. 1992. Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics* 7, 111-119.
- Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrot, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., Holmlund, P., Sannel, A.B.K., Sigsgaard, C., Åkerman, H.J., Foged, N., Blikra, L.H., Pernosky, M.A. og Ødegård, R.S. 2010. The thermal state of permafrost in the Nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes* 21, 156-181.

- Crowley, T.J. 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* 289, 270-277.
- eklima.no. 2012. eklima.met.no: Meteorologisk Institutt.
- Furseth, A. 2003. Skredulykker i Noreg. *GEO magasin for geomiljøet* 8, 17-19.
- Furseth, A. 2006. *Skredulykker i Norge*, Oslo: Tun Forlag.
- Grove, J.M. 1972. The Incidence of Landslides, Avalanches, and Floods in Western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research* 4, 131-138.
- Grove, J.M. 1988. *Scandinavia. Little ice age*. New York: Routledge.
- Grove, J.M. 2001. The Initiation of the "Little Ice Age" in Regions Round the North Atlantic. *Climatic Change* 48, 53-82.
- Hanssen-Bauer, I. 2005. *Regional temperature and precipitation series for Norway: Analyses of time-series updated to 2004*.
- Helama, S., Lindholm, M., Timonen, M., Meriläinen, J. og Eronen, M. 2002. The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 2, interannual to centennial variability in summer temperatures for 7500 years. *The Holocene* 12, 681-687.
- Holzhauser, H., Magny, M. og Zumbühl, H.J. 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789-801.
- Humlum, O. 2010. *Reconstructing climate in the Faeroe Islands since AD 1600. : Fróðskaparrit - Annales Societatis Scientiarum Færoensis. .*
- Hurrell, J.W. 1995. DECADEAL TRENDS IN THE NORTH-ATLANTIC OSCILLATION - REGIONAL TEMPERATURES AND PRECIPITATION. *Science* 269, 676-679.
- IPCC. 2007. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the International Panel on Climate Change. .* Redigert av Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. og Miller, H.L. Climate Change 2007: The Physical Science Basis, New York: Cambridge University Press. 1-996 s.

- Jones, P.D. og Bradley, R.S. 1992. Climatic variations in the longest instrumental records. I: Jones, P.D. og Bradley, R.S. (red). *Climatic Variations Since AD 1500*. London: Routledge, 246-268.
- Jönsson, P. og Holmquist, B. 1995. Wind direction in Southern Sweden 1740–1992: Variation and correlation with temperature and zonality. *Theoretical and Applied Climatology* 51, 183-198.
- Karlén, W. 1988. Scandinavian glacial and climatic fluctuations during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 7, 199-209.
- Kastellet, E., Nesje, A. og Pedersen, E.S. 1998. Reconstructing the Palaeoclimate of Jæren, Southwestern Norway, for the Period 1821–1850, from Historical Documentary Records. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 80, 51-65.
- Lamb, H.H. 1979. Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: The Little Ice Age in the northeast Atlantic. *Quaternary Research* 11, 1-20.
- Lamb, H.H. 1984. Some studies of the little ice of recent centuries and its great storms. I: Mörner, N.-A. og Karlén, W. (red). *Climate Change on a Yearly to Millennial Basis*: Reidel Publishing Company, 309-329.
- Lamb, H.H. 1995. *How we can reconstruct the past record of climate. . Climate, History and the modern world*. New York: Routledge.
- Latif, M., Roeckner, E., Mikolajewicz, U. og Voss, R. 2000. Tropical Stabilization of the Thermohaline Circulation in a Greenhouse Warming Simulation. *Journal of Climate* 13, 1809-1813.
- Lauritzen, S. og Lundberg, J. 1999. Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene* 9, 659-669.
- Lean, J., Beer, J. og Bradley, R. 1995. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change.
- Liestøl, O. 1967. Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. *Nor Polarinst Skr* 141.
- Liljequist, G.H. 1970. *Luftens temperatur. Klimatologi*. Stockholm: Generalstabens Litografiske Anstalt.

- Linderholm, H.W. og Chen, D. 2005. Central Scandinavian winter precipitation variability during the past five centuries reconstructed from *Pinus sylvestris* tree rings. *Boreas* 34, 43-52.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M. og Wanner, H. 2004. European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science* 303, 1499-1503.
- Luterbacher, J., Rickli, R., Xoplaki, E., Tinguely, C., Beck, C., Pfister, C. og Wanner, H. 2001a. The Late Maunder Minimum (1675–1715) – A Key Period for Studying Decadal Scale Climatic Change in Europe. *Climatic Change* 49, 441-462.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C. og Wanner, H. 2001b. Extending North Atlantic oscillation reconstructions back to 1500. *Atmospheric Science Letters* 2, 114-124.
- Manley, G. 1974. Central England temperatures: Monthly means 1659 to 1973. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 100, 389-405.
- Mann, M.E., Bradley, R.S. og Hughes, M.K. 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392, 779-787.
- Martyn, D. 1992. The Climates of Europe. *I. Climates of the World*. Amsterdam: Elsevier science publisher B.V.
- Matthews, J.A. 1977. Glacier and climatic fluctuations inferred from tree-growth variations over the last 250 years, central southern Norway. *Boreas* 6, 1-24.
- Matthews, J.A. 1991. The late Neoglacial ('Little Ice Age') glacier maximum in southern Norway : new ¹⁴C-dating evidence and climatic implications. *The Holocene* 1, 219-233.
- Matthews, J.A. 2005. 'Little Ice Age' glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates. *The Holocene* 15, 1-19.
- Met Office, U. 2012. *Hadley Centre Central England Temperature Data*. Met Office, UK. 2012 [nedlastet 06.02 2012].

met.no. 2012. Meteorologisk Institutt 2012 [nedlastet 13.04. 2012].

Moberg, A. og Alexandersson, H. 1997. HOMOGENIZATION OF SWEDISH TEMPERATURE DATA. PART II: HOMOGENIZED GRIDDED AIR TEMPERATURE COMPARED WITH A SUBSET OF GLOBAL GRIDDED AIR TEMPERATURE SINCE 1861. *International Journal of Climatology* 17, 35-54.

Moberg, A., Alexandersson, H., Bergström, H. og Jones, P.D. 2003. Were southern Swedish summer temperatures before 1860 as warm as measured? *International Journal of Climatology* 23, 1495-1521.

Moberg, A. og Bergström, H. 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part III: the long temperature records from Uppsala and Stockholm. *International Journal of Climatology* 17, 667-699.

Moore, D.S. og McCabe, G.P. 2006. *Introduction to the practice of statistics*. Redigert av Bleyer, C., New York: W.H. Freeman and Company.

Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S.O., Lie, Ø. og Matthews, J.A. 2008. Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change* 60, 10-27.

Nesje, A. og Dahl, S.O. 2003. The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene* 13, 139-145.

Nesje, A., Dahl, S.O., Matthews, J.A. og Berrisford, M.S. 2001. A ~4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25, 329-342.

Nesje, A., Jansen, E., Birks, H.J.B., Bjune, A.E., Bakke, J., Andersson, C., Dahl, S.O., Kristensen, D.K., Lauritzen, S., Lie, Ø., Risebrobakken, B. og Svendsen, J. 2005. Holocene Climate Variability in the Northern North Atlantic Region: A Review of Terrestrial and Marine Evidence. I. *The Nordic Seas: An Intergrated Perspective Geophysical Monograph series 158*: American Geophysical Union.

Nesje, A., Johannessen, T. og Birks, H.J.B. 1995. Briksdalsbreen, western Norway: climatic effects on the terminal response of a temperate glacier between AD 1901 and 1994. *The Holocene* 5, 343-347.

Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. og Løvlie, R. 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews* 10, 87-114.

- Nesje, A., Lie, Ø. og Dahl, S.O. 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science* 15, 587-601.
- Nordli, Lundstad, E. og Ogilvie, A.E.J. 2007a. A late-winter to early-spring temperature reconstruction for southeastern Norway from 1758 to 2006. *Annals of Glaciology* 46, 404-408.
- Nordli, P.Ø. 2001. Reconstruction of Nineteenth Century Summer Temperatures in Norway by Proxy Data from Farmers' Diaries. *Climatic Change* 48, 201-218.
- Nordli, P.Ø., Lie, Ø., Nesje, A. og Dahl, S.O. 2003. Spring–summer temperature reconstruction in western Norway 1734–2003: a data-synthesis approach. *International Journal of Climatology* 23, 1821-1841.
- Nordli, P.Ø., Lundstad, E. og Ogilvie, A.E.J. 2007b. A late-winter to early-spring temperature reconstruction for southeastern Norway from 1758 to 2006. *Annals of Glaciology* 46, 404-408.
- Norges vassdrags- og energidirektorat, N. 2011. *Glaciological investigations in Norway in 2010*. Oslo. NVE.
- Norges vassdrags- og energidirektorat, N. 2012. *Årsaker til flom*. Norges vassdrags- og energidirektorat 2012 [nedlastet 16.04. 2012].
- Oerlemans, J. 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* 308, 675-677.
- Ogilvie, A.E.J. 1992. Documentary evidence for changes in the climate of Iceland, A.D. 1500 to 1800. . I: Bradley, R.S. og P.D., J. (red). *Climate since AD 1500*. London: Routledge.
- Parker, D.E., Legg, T.P. og Folland, C.K. 1992. A new daily central England temperature series, 1772–1991. *International Journal of Climatology* 12, 317-342.
- Pauling, A., Luterbacher, J., Casty, C. og Wanner, H. 2006. Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics* 26, 387-405.

- Renssen, H., Seppa, H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H. og Fichet, T. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geosci* 2, 411-414.
- Seppä, H., Bjune, A.E., Telford, R.J., Birks, H.J.B. og Veski, S. 2009. Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate of the Past* 5, 523-535.
- Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Miller, R.L. og Mann, M.E. 2003. Volcanic and Solar Forcing of Climate Change during the Preindustrial Era. *Journal of Climate* 16, 4094-4107.
- Sørbel, L. 1999. *Siste istid i Fennoskandia - noen hovedtrekk. Kompendium i naturgeografi*. Oslo: Unipub.
- Wanner, H., Pfister, C., Brázdil, R., Frich, P., Frydendahl, K., Jónsson, T., Kington, J., Lamb, H.H., Rosenørn, S. og Wishman, E. 1995. Wintertime European circulation patterns during the Late Maunder Minimum cooling period (1675–1704). *Theoretical and Applied Climatology* 51, 167-175.
- Wilson, R.J.S., Luckman, B.H. og Esper, J. 2005. A 500 year dendroclimatic reconstruction of spring–summer precipitation from the lower Bavarian Forest region, Germany. *International Journal of Climatology* 25, 611-630.
- Østrem, G., Liestøl, O. og Wold, B. 1976. Glaciological investigations at Nigardsbreen, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 30, 187-209.