

Ein enkel orografisk nedbørsmodell for Vestlandet



Masteroppgåve i Klimadynamikk

Maaïke van Langen
Juni 2011



UNIVERSITETET I BERGEN
Geofysisk Institutt

Forord

Først vil eg takke rettleiaren min, Asgeir, for å ha gitt meg eit interessant forslag til masteroppgåve. Takk for gode råd og idear, og for at du alltid har tatt deg tid når eg har banka på døra di.

Takk til både noverande og tidlegare medstudentar på Geofysen. Det har vore mange hyggelege pausar og samtalar. Eg har hatt kjekke år her!

Ei stor takk til Einar for tolmod og støtte. Takk også for korrekturlesing av oppgåva, og mange gode innspel undervegs. Eg må også takke Sondre for å ha gitt meg motivasjon til å jobbe effektivt dei timane eg har vore på lesesalen, og for å hjelpe meg med å koble av når eg har kome heim. Eg gleder meg til me får meir tid saman igjen!

Maaike

Samandrag

I denne oppgåva er det undersøkt om ein enkel orografisk nedbørsmodell vil kunne gje gode estimat for nedbøren på Vestlandet. Ein del av oppgåva har vore å finne ut om ein slik modell er eit eigna verktøy til å forklare nedbør i meir avanserte modellar. Oppgåva tar for seg oppbygginga av nedbørsmodellen, før det blir gjort ei validering i forhold til observasjonsdata. Det er vidare sett på modellen sin sensitivitet overfor små endringar i inngangsdata. Til slutt er det gjort ein klimaanalyse, der det er undersøkt om denne enkle modellen kan bidra til å forklare kvifor nedbøren i framtidig klima endrar seg.

Forenklingane i nedbørsmodellen gjer at den ikkje klarer å gje eit meir nøyaktig estimat enn storskalamodellane. Nedbørsmodellen gir likevel akseptable resultat når det blir midla over eit større område. Den enkle parametriseringa gjer det også mogleg å bruke den som eit verktøy til å forklare nedbørsendringar i framtidig klima.

Innhold

Forord	i
Samandrag	iii
1. Introduksjon	1
1.1. Forventa resultat	1
2. Bakgrunn	3
2.1. Orografisk nedbør	3
2.2. Modellar	4
3. Metode	6
3.1. Data	6
3.1.1. MERRA Reanalysedata	6
3.1.2. GLOBE Topografidata	7
3.1.3. Observasjonar	9
3.1.4. WRF data	9
3.1.5. Initialisering	10
3.2. Oppbygging	12
3.2.1. Utrekning av kondensasjonsnivå for heving	14
3.2.2. Utleiing av likning for kondensasjonsrate	15
3.3. Validering	16
3.4. Sensitivitetsanalyse	17
3.4.1. Endring av temperatur	18
3.4.2. Endring av spesifikk fukt	19
3.4.3. Endring av vindhastigheit	19
3.4.4. Endring av vindretning	19
3.5. Klimaanalyse	20
3.5.1. SRES klimascenario	20
4. Resultat og diskusjon	23
4.1. Validering	23
4.2. Sensitivitetsanalyse	31
4.3. Klimaanalyse	34

Innhald

5. Konklusjon	39
5.1. Forbetringar	40
A. Stasjonsoversikt	41
B. Matlabkode	45
Referansar	61

1. Introduksjon

I masteroppgåva vil eg sjå på korleis ein kan estimere nedbøren ved hjelp av ein enkel orografisk nedbørsmodell. Det har blitt gjort liknande studiar tidlegare, og denne nedbørsmodellen byggjer mellom anna på ein modell som er brukt på New Zealand av Sinclair (1994).

I tillegg til å teste modellen mot tidlegare nedbørsmålingar frå stasjonar på Vestlandet, vil det også vere interessant å bruke den på data frå modellkøyningar for framtidig klima. Klimamodellane har for dårleg oppløysing til å kunne gje detaljerte nedbørsdata i komplekst terreng. Elles kan nedbørendringar i klimamodellane vere vanskeleg å analysere. Den forenkla modellen kan bidra til å forstå kva parametrar som gjer at nedbøren endrar seg. Eg vil derfor sjå på korleis endringar i vind, vindretning, temperatur og fukt påverkar modellen.

Vestlandet er kjend for å ha mykje nedbør. Plasseringa er gunstig i høve til lågtrykka som kjem frå Nord-Atlanteren inn i Dei nordiske hav. Vestavinden fører med seg mild og fuktig luft, og langfjella i Sør-Norge gir gode moglegheiter for orografisk nedbør. Dei mest nedbørrike områda har ein normal årsnedbør på over 5000 mm (Hanssen-Bauer et al., 2009). Til samanlikning er den gjennomsnittlege årsnedbøren for heile Norge om lag 1500 mm.

Nedbøren er viktig på Vestlandet. Jordbruk og kraftproduksjon er døme på næringar som er avhengig av regnet. Store nedbørmengder gir også auka fare for flom, snø- og jordras. Med tanke på klimaendringar, er det forventa at det vil kome fleire hendingar med ekstremnedbør (Christensen et al., 2007, s. 877). For å kunne forebygge skadeverknader, vil det vere viktig å kunne berekne nedbøren så nøyaktig som mogleg.

Den storskala sirkulasjonen i atmosfæren har stor betydning for klimaet i Norge. Vindretninga betyr mykje for fordeling av nedbøren. Retninga som gir mest og oftast nedbør på Vestlandet, er sørvest. Vind frå søraust gir derimot lite nedbør. Det skal berre små endringar i vindmønsteret til, før det blir store forskjeller i nedbørsfordelinga (Hanssen-Bauer et al., 2009).

1.1. Forventa resultat

Me kan tenkje oss at ein modell tilsvarande den Sinclair (1994) brukte på New Zealand, skal kunne brukast på Vestlandet. Topografien på New Zealand er samanlikn-

1. Introduksjon

bar med Sør-Norge. Ei fjellkjede deler landet i to, og orografisk nedbør er viktig. Eg vil derfor forvente at ein vil kunne sjå forbetringar i nedbørsestimata ved å bruke ein enkel orografisk nedbørsmodell, i forhold til klimamodellar og storskala reanalyser. Likevel gir denne nedbørsmodellen ei veldig enkel skildring av nedbørsprosessane, og det vil kunne vere med å gje eit dårlegare estimat. Nedbørsmodellen tar ikkje med mikrofysikk i skyene. Og det er ein veldig enkel utløysar som avgjer om det blir nedbør, som berre er avhengig av storleiken på den relative fukta.

Planen er å starte med ein heilt enkel orografisk nedbørsmodell, utan å ta med andre prosessar i første omgang. Fordelen med ein slik enkel modell, er at det vil vere lettare å studere korleis små endringar i parametrane vil påverke resultatet. Den kan dermed også brukast til å analysere årsakane til ei framtidig endring i nedbøren.

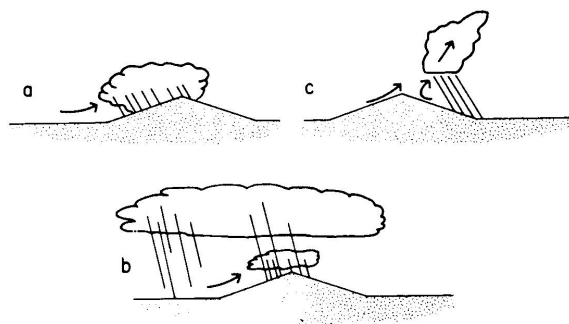
I kapittel 2 startar eg med ein teoretisk bakgrunn om orografisk nedbør og ulike nedbørsmodellar. Skildring av nedbørsmodellen og data følgjer i kapittel 3. Resultata blir presentert i kapittel 4, og konklusjonen kjem til slutt i kapittel 5.

2. Bakgrunn

2.1. Orografisk nedbør

Orografisk nedbør er nedbør som blir danna når luft blir pressa oppover på grunn av eit fjell, og som så blir avkjølt. Vertikal hastigheit over fjell er avhengig av mange ulike prosessar som inkluderer fysikk, dynamikk og termodynamikk (Sinclair, 1994).

Det er tre hovudmekanismar for orografisk nedbør, i følgje Smith (1979). Desse er vist i figur 2.1. Den første, tvungen heving, vil seie at lufta må stige opp på grunn av topografien. Lufta oppnår metning dersom den inneheld nok fuktigheit, regndropar blir forma som følgje av kondensasjon og avkjøling. Me får nedbør over og oppstrams av fjella. På lesida av fjella får me eit tørrare område.



Figur 2.1.: Tre mekanismer for orografisk nedbør: a)Tvungen heving, b)Seeder-feeder, c)Tvungen konveksjon (Smith, 1979)

Den såkalla seeder-feeder-mekanismen vart introdusert av Bergeron i 1965. Her er det ei nedbørsky («seedersky») høgare oppe, som ikkje er påverka av topografi. I tillegg er det låge skyer («feederskyer») oppstrams av fjellet, som er metta av vassdamp, på grunn av tvungen heving. Når regndropane frå seederskya fell gjennom den låge skya, kan dei vekse ved koalesens, og slik blir nedbøren kraftigare. Denne mekanismen ser me helst over mindre fjell, der det ikkje er nok tid for at regndropar kan bli til berre ved tvungen heving.

Til slutt har me tvungen konveksjon. I løpet av dagen blir fjellsidene varma opp av sola. På toppen blir den varme lufta frigjort frå overflata, og dannar stigande termalsøyler. Når desse termikkane når LCL (Kondensasjonsnivå for heving, engelsk:

2. Bakgrunn

Lifting Condensation Level), formar det seg cumulusskyer, som kan utvikle seg vidare til cumulonimbuskyer (byeskyer). Byeskyene vil bli ført over fjellet med vinden, så byene vil kome nedstraums av fjellet.

Dersom atmosfæren er veldig stabil, kan det hende at lufta ikkje klarer å stige over fjellet. Det kan oppstå ein blokkering av straumen i nedre lag. Straumen kan då bli delt og gå rundt fjellet i staden, eller den stopper opp foran fjellet (Roe, 2005).

2.2. Modellar

Modellane som har blitt brukt til å estimere orografisk nedbør, kan delast inn i to grupper. Det er diagnostiske modellar og prognostiske modellar. Roe (2005) presenterer ein oversikt over bruken av ulike nedbørsmodellar.

Det kan vere nyttig å måle frekvensen for orografisk nedbør opp mot den totale kondensasjonsraten i ei vertikal søyle i ei metta atmosfære. I kvart nivå er den vertikale hastigheita lik den tvungne orografiske hevinga. Me kan sjå på kondensasjonsraten som ei øvre grense for den moglege nedbørsfrekvensen. Dersom den vertikale hastigheita $w = \vec{u} \cdot \nabla_{z_s}$, der z_s er høgda over bakken og u er vindhastigheita, kan me skrive kondensasjonsraten som

$$\begin{aligned} S &= - \int_{z_s}^{\infty} \vec{u} \cdot \nabla_{z_s} \frac{d}{dz} [\rho q^{sat}] dz \\ &= \rho_0 q_0^{sat} \vec{u} \cdot \nabla_{z_s} e^{-\frac{z_s}{H_m}}. \end{aligned} \quad (2.1)$$

Dei enklaste modellane for orografisk nedbør brukar likningar som denne. Desse modellane tar med grunnleggjande fysikk som at orografisk nedbør vil auke med brattare helling på vindsida som skyldast forsterka heving. Vidare vil nedbøren minke med høgda over bakken på grunn av Clausius-Clapeyron effekten. Denne effekten går ut på at varm luft kan halde på meir fukt enn kald luft.

At modellane er diagnostiske vil seie at ein går ut frå ein stasjonær tilstand for straumen i atmosfæren. Luftstraumen blir rekna ut frå stor-skala variablar som vind og temperatur, og så blir nedbørsfrekvensane bestemt frå denne straumen. Desse modellane klarer ikkje å spegle observerte kortvarige vekselverknader, som konveksjon, blokkering og dalsirkulasjon.

Prognostiske modellar fortel om utvikling i tid. Modellane integrerer rørslelikningane fram i tid. Sidan denne typen modellar er veldig datakrevjande, har ein for det meste berre brukt dei til å sjå på einskilde nedbørshendingar.

Meso-skala modellar med høg oppløysing har gått gjennom ei stor utvikling seinare år. Det er likevel fortsatt bruk for enkle nedbørsmodellar i komplekst terreng. Det er ulike framgangsmåter som har blitt brukt (Smith, 2003). Ein metode er interpolasjon mellom målingsstasjonar. Då må det korrigerast for høgdeskilnadar. Ein anna

2.2. Modellar

metode som har blitt forsøkt av mange, er ein form for «hellings-modell», som har eit meir fysisk grunnlag. Desse modellane brukar helling og vindhastigheit til å rekne ut kondensasjonsrate. For å bestemme nedbøren antar ein at vatnet fell ut med ein gong. Etterkvart har t.d. Sinclair (1994) og Smith (2003) inkludert nedstraums drifting av hydrometeorar for å få ein meir realistisk fordeling av nedbøren. Smith (2003) brukar ein adveksjonsmodell, som tar med ei forseinking for tida det tar før vatnet i skya blir til hydrometeorar og vidare fell ut som regn.

Modellen eg skal bruke, er ein diagnostisk variant tilsvarande den som er brukt av Sinclair (1994).

3. Metode

Klimamodellane som er i bruk i dag, har ei for grov oppløysing til å kunne skildre nedbøren godt på mindre skalaer. Topografien blir midla over store område. Fjell på eit par tusen meter blir av modellen tolka som å vere berre nokre få hundre meter (Sinclair, 1993). Me må derfor ha høg oppløysing. Til dømes vil ei oppløysing på 10 km eller mindre, løyse opp topografien på Vestlandet godt.

Sinclair (1994) presenterer ein enkel modell for å estimere orografisk nedbør. Han inkluderer relevante fysiske prosessar i modellen ein for ein, til han oppnår resultat som samsvarer med målingane. Desse prosessane er leside-tørking, vinddriftetektar, og tilpassing av stor-skala fuktigheits- og vertikalt rørsle-felt. Den stor-skala vinden, temperatur og fuktigheitsfelta er henta inn frå ein modell med lågare oppløysing (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Modellen til Sinclair tar ikkje omsyn til vinden på mindre skala. Modellen er testa for ei hending med kraftig nedbør over det nordlege New Zealand, den tropiske syklonen Bola i mars 1988. Det vart brukt døgnmålingar frå 297 nedbørsmålalarar. I dette tilfellet vart nedbørsintensiteten alvorleg underestimert av ECMWF (Sinclair, 1993). Sjølv om nedbørestimata viste dei store trekka for nedbørsfeltet – ECMWF-analysene varsla oppstiging der det faktisk kom regn, var analysene dårlegare på mesoskalanivå. Det vart funne ein korrelasjon på 0,84 med døgnmålingar som beste resultat. Då var det brukt ein gitteravstand på 10 km, og det var også inkludert effektar som drifting og lesidetørking.

Kunz & Kottmeier (2006) har også laga ein diagnostisk modell for orografisk nedbør, med ei tilnærming tilsvarande Sinclair (1994). Men, i motsetning til Sinclair, har dei inkludert vinden på liten skala.

3.1. Data

I denne delen vil eg presentere dataa eg brukar i nedbørsmodellen.

3.1.1. MERRA Reanalysedata

Modellen treng inngangsdata om storskala forhold i atmosfæren. Til dette brukar eg reanalysedata frå MERRA. MERRA er ei forkorting for The Modern Era Retrospective-analysis for Research and Analysis. Det er reanalyse for atmosfæren frå NASA,

som brukar ei ny versjon av Goddard Earth Observing System Data Assimilation System Version 5 (GEOS-5). Det er samla meteorologidata frå 1979 og fram til i dag (Rienecker, 2008).

MERRA-data på bakkenivå har ei oppløysing på $\frac{2}{3}$ lengdegrader gonger $\frac{1}{2}$ breiddegrader. Data i trykknivå har ei grovare oppløysing på 1,25 gonger 1,25 grader horisontalt, og består av 22 trykknivå som går opp til 250 hPa. Tabell 3.1 gir ei oversikt over variablane eg har lese inn frå MERRA-filar og brukt i nedbørsmodellen.

Tabell 3.1.: Variablar innlese frå MERRA reanalysane

Variabel	Forklaring	Eining
PS	Tidsgjennomsnitt for bakkestrykk	Pa
U10M	Vind mot aust 10 m over bakken	m s^{-1}
V10M	Vind mot nord 10 m over bakken	m s^{-1}
T2M	Temperatur 2 m over bakken	K
QV2M	Spesifikk fukt 2 m over bakken	kg kg^{-1}
T	Temperatur i trykknivå	K
QV	Spesifikk fukt i trykknivå	kg kg^{-1}
OMEGA	Vertikal trykkhastighet	Pa s^{-1}

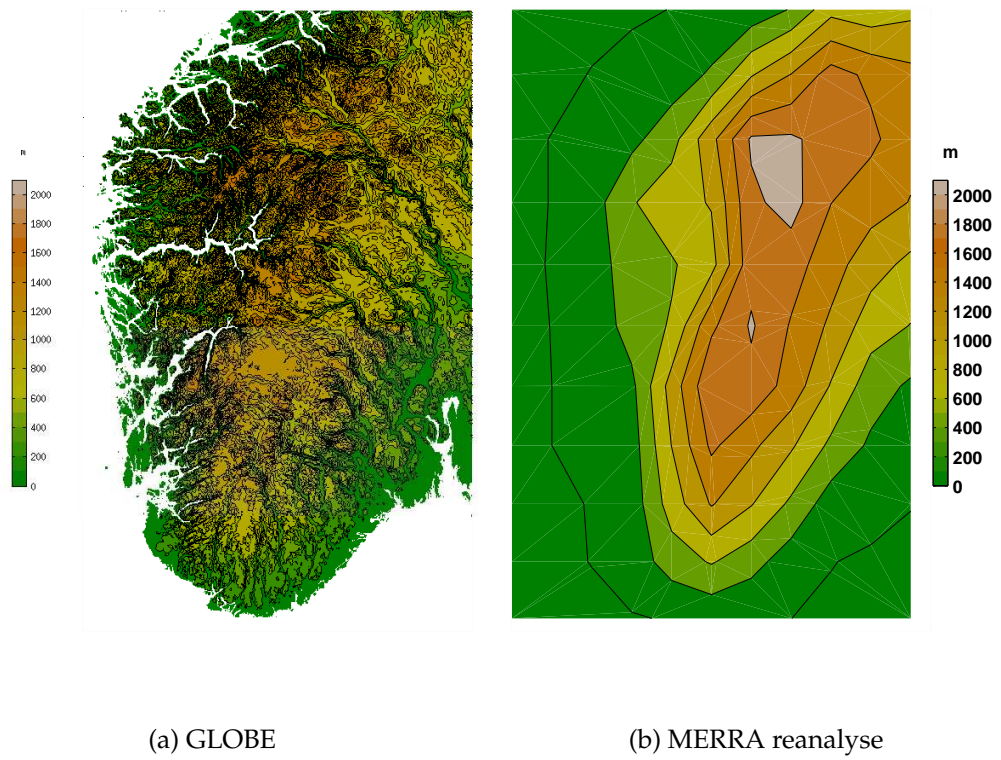
3.1.2. GLOBE Topografidata

Eg ønskjer å sjå korleis topografi påverkar nedbøren på mindre skala. MERRA sine topografidata har for låg oppløysing til at dei gir eit godt bilete av dei store variasjonane i terrenget på Vestlandet. Nedbørsmodellen treng data med høgare oppløysing.

Topografidataa eg brukar er ein del av GLOBE-prosjektet (Global Land One-km Base Elevation) til NOAA (GLOBE Task Team). Dette er ein global digital høgdemodell (Digital Elevation Model, DEM), med ein gitteravstand på 30'' breiddegrad og lengdegrad. 30 buesekund tilsvarer 0,008333... grader. Ved ekvator er ein breiddegrad om lag 111 km, medan GLOBE har 120 verdiar per grad. Dette gir ei oppløysing litt betre enn 1 km ved ekvator, og som blir finare i aust-vest retning når me kjem nærare polane (Hastings & Dunbar, 1999).

Skilnaden mellom topografien til MERRA reanalysane og topografien til GLOBE for Sør-Norge kjem tydeleg fram av figur 3.1. MERRA-topografien klarer å identifisere langfjella og antyder kanskje Sognefjorden. Det står i sterk kontrast til GLOBE, som gir eit verkeleg bilete av topografien.

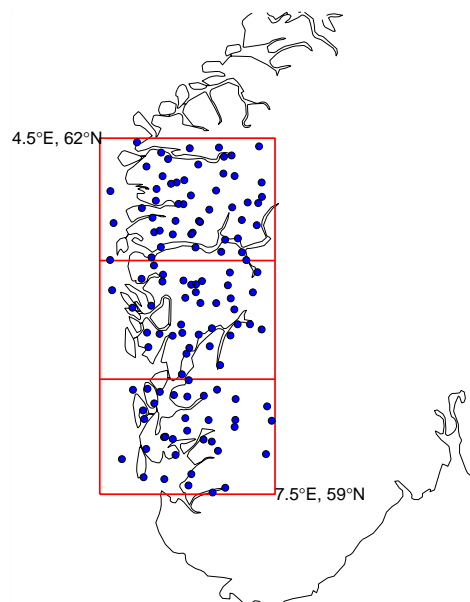
3. Metode



Figur 3.1.: Topografi

3.1.3. Observasjonar

For validering av modellen, samanliknar eg resultatata frå modellen med observasjonar. Stasjonar som ligg nærare enn 4 km, men med data for ulike tidsrom, er slått saman til ein stasjon, for å få mest mogleg samanhengande tidsseriar. Etter dette er det totalt 196 målingsstasjonar innanfor området. Eg vel deretter ut dei stasjonane som ikkje mangler meir en 20 % av dataa innanfor perioden 1985–1989. Då står eg igjen med 124 stasjonar som har nedbørsdata for perioden 1985–1989. Figur 3.2 viser plasseringa av stasjonane. Alle stasjonane er lista i Appendiks A. I valideringa, er næraste gitterpunkt til kvar målingsstasjon vald. For nokre målingsstasjonar er det same gitterpunktet som er nærast.



Figur 3.2.: Kart som viser plasseringa av dei 124 målingsstasjonane og inndelinga av modellområdet.

Måling av nedbør blir gjort ein gong i døgnet, på morgonen. Eit nedbørdøgn går frå 0600 UTC til 0600 UTC den dagen dataa er daterte. For å få eit riktig samanlikningsgrunnlag, har eg også summert timane i nedbørsmodellen til nedbørdøgn.

3.1.4. WRF data

WRF-modellen (Weather Research and Forecasting Model) er ein fullskala klimamodel. Det vil vere interessant å sjå den enkle nedbørsmodellen opp mot data frå WRF-modellen. Oppløysinga til modellen er 10 gonger 10 km, noko som tilsvarer

3. Metode

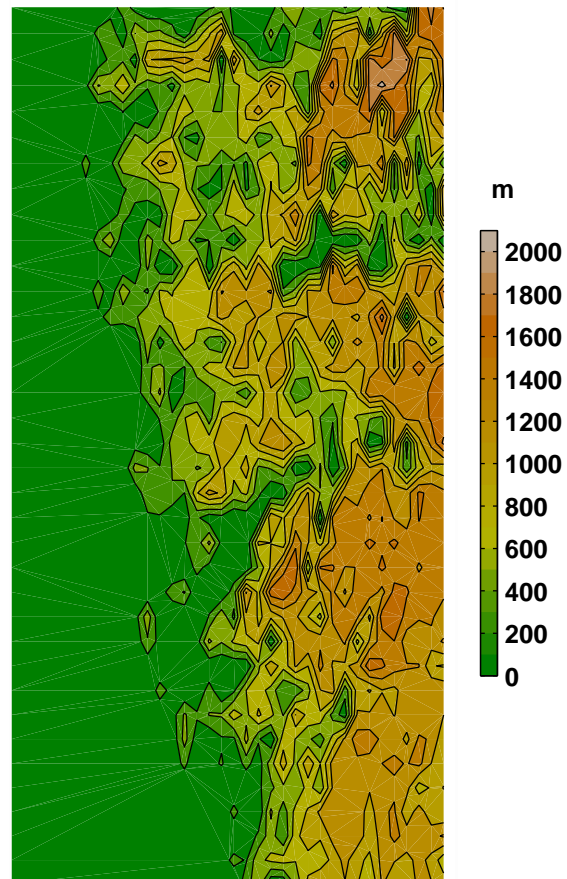
oppløysinga i nedbørsmodellen. Topografien er dermed godt oppløyst også for WRF-modellen.

3.1.5. Initialisering

Val av område Modellen er bygd opp med tanke på Vestlandet. Området for modellkøyningane er frå 4,5 til 7,5 grader aust og frå 59,0 til 62,0 grader nord. Lengst sør er avstanden aust–vest 171,8 km, lengst nord er avstanden 156,6 km. Avstanden nord–sør er konstant for heile området: 333,6 km. Det strekker seg frå Stavanger til Nordfjord, og held seg i hovudsak vest for vasskiljet. I analysane deler eg dette området inn i 3 boksar frå sør til nord (figur 3.2).

På Vestlandet sine breiddegrader, er oppløysinga så høg som 926 meter breiddegrad gonger 434–477 meter lengdegrad. Eit så fint gitter gir veldig store gradientar, og dermed (for) stor vertikal vind. I modellen interpolerer eg derfor topografidata til ei oppløysing som er 10 gonger mindre, det vil seie om lag 9,3 km breiddegrad gonger 4,5 km lengdegrad. Modellområdet består no av totalt $36 \times 36 = 1296$ gitterpunkt, der kvar av dei 3 boksane inneheld 432 punkt. Topografien som er brukt i modellen er vist i figur 3.3.

Val av periode Eg ønskjer å kunne sjå modellen i forhold til ein fullskala klimamodell (WRF), der det er data tilgjengeleg for 1961–1990 (Heikkilä et al., 2010). Derfor har eg vald å køyre nedbørsmodellen for perioden 1985–1989. Eit tidsrom på 5 år er også lenge nok til å få samanliknbar statistikk.

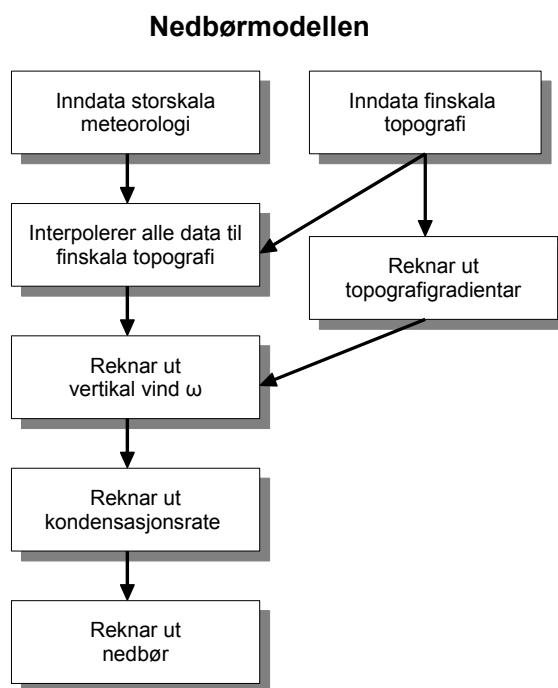


Figur 3.3.: Interpolert GLOBE-topografi i modellområdet.

3. Metode

3.2. Oppbygging

I dette avsnittet vil eg gå gjennom nedbørsmodellen, og forklare oppbygginga av den. Figur 3.4 gir ei skjematisk oversikt over dei ulike stega i modellen.



Figur 3.4.: Flytskjema som viser oppbygging av modellen

Modellen les inn topografidata (GLOBE, sjå avsnitt 3.1.2) og meteorologiske data (MERRA, sjå avsnitt 3.1.1). Topografidata blir interpolert, som forklart tidlegare. Det blir også rekna ut horisontale topografigradientar.

Alle meteorologidata blir interpolert til oppløysinga for den finskala topografien. Når eg gjer dette, vil bakkenivået for den nye topografien vere høgare enn nokre av dataa i trykkklaga. Desse trykkklaga skal ikkje vere med i vidare utrekningar. Det er likevel viktig å få med all luftfukta når nedbøren skal reknast ut, så eg summerer fukta i laga under bakken og legg denne til det første laget over det nye bakkenivået. Vidare blir meteorologidata i trykklag, som har ei tidsoppløysing på kvar 3. time, interpolert til kvar time.

No følgjer ein presentasjon av korleis modellen parametriserar nedbøren. Framgangsmåten tilsvarar Sinclair (1994). Me føreset at heving av luft på grunn av orografi, vil gje forsterka nedbør. Den vertikale hastigheita i trykk-kordinatar ved bakken,

3.2. Oppbygging

ω_s , som skyldast vinden nær bakken \vec{V}_s , er gitt som:

$$\omega_s \approx -\rho_s g \vec{V}_s \cdot \nabla z_s, \quad (3.1)$$

der ρ_s er lufttettleik ved bakken og g er tyngdeakselerasjonen. \vec{V}_s er vinden 10 meter over bakken, henta frå inngangsdata til nedbørsmodellen. z_s er topografien, og ∇z_s dei horisontale topografigradientane.

I tillegg til denne likninga, må me spesifisere ein profil for ω . Vertikalhastigheita varierer med høgda, som ein funksjon $\omega(p)$. Denne består av ein storskala ω henta frå inngangsdata til nedbørsmodellen, $\omega_l(p)$ og ein ω som kjem av topografien. Denne avtar frå ω_s ved bakken (p_s) til null ved eit trykknivå p_t med ein rate som er avhengig av ein parameter γ :

$$\omega(p) = \omega_l(p) + \omega_s \left(\frac{p - p_t}{p_s - p_t} \right)^{\tan(\frac{\gamma\pi}{4})} \quad (3.2)$$

Her skal γ -parameteren vere mellom 0 og 2. Eg brukar dei same verdiane som Sinclair (1994) har brukt – p_t på 200 hPa og γ lik 0,7. Desse verdiane vart vald på bakgrunn av kva som gav best resultat i modellen. Nedbøren vil auke med mindre γ og p_t høgare i atmosfæren.

Neste steg er å rekne ut kondensasjonsraten for kvart lag. Me brukar $\omega(p)$ til å estimere nedbøren. Kondensasjonsraten ved trykk p , som skyldast metta adiabatisk oppstiging, kan skrivast som ein funksjon av blandingstalet ved metting q_s og temperatur T (K):

$$\frac{dq_s}{dt} = -\lambda(p) \delta \frac{q_s T}{p} \left(\frac{LR - c_p R_v T}{c_p R_v T^2 + q_s L^2} \right) \omega(p) \equiv -\lambda(p) \delta F \omega(p) \quad (3.3)$$

Utleiinga av denne likninga kjem eg tilbake til i avsnitt 3.2.2. Her er L latent kondensasjonsvarme ($= 2,5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), R er gasskonstanten for tørr luft ($= 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), R_v er gasskonstanten for vassdamp ($= 461,5 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), c_p er spesifikk varme for tørr luft ved konstant trykk ($= 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), og

$$\delta = \begin{cases} 1, & \omega(p) < 0 \\ 0, & \text{elles} \end{cases}$$

som betyr at det berre er ved oppstiging (negativ ω) at me får kondensasjon. I tillegg er

$$\lambda(p) = \begin{cases} \left[\frac{r(p) - 0,6}{0,4} \right]^{\frac{1}{2}}, & r(p) > 0,6 \\ 0, & \text{elles} \end{cases} \quad (3.4)$$

3. Metode

Her er $r(p)$ relativ fuktigheit (RH) ved trykket p . For å rekne ut denne, finn me først vassdamp sitt mettingstrykk:

$$e_s(T) = 6,112 \cdot \exp\left(\frac{17,62 \cdot T}{T + 243,5}\right), \quad (3.5)$$

der T er temperaturen i grader Celcius og vassdamptrykket er i hPa. Vidare kan me då finne den metta luftfukta

$$q_s = 0,622 \cdot \frac{e_s}{p} \quad (3.6)$$

og den relative luftfukta

$$RH = \frac{q}{q_s}. \quad (3.7)$$

Likning 3.4 uttrykker at det må vere ei viss luftfuktigheit før det kan kome nedbør.

Den totale nedbørsraten ved bakken får me ved å integrere kondensasjonsraten (3.3) frå LCL til toppen av atmosfæren ($p = 0$),

$$R = \frac{\lambda_s}{g} \int_0^{p_{LCL}} \delta F \lambda(p) \omega(p) dp \quad (3.8)$$

der

$$\lambda_s = \begin{cases} \left[\frac{r_s - 0,8}{0,2} \right]^{\frac{1}{4}}, & r_s > 0,8 \\ 0, & \text{elles} \end{cases} \quad (3.9)$$

Fuktighetsfaktoren λ_s viser korleis nedbøren er avhengig av luftfuktigheita nær bakken, r_s . Verdien som vart brukt for r_s , er luftfuktigheit i 850 hPa. Dette nivået er vald fordi det er vist at det er dei nedste 1 km til 2 km over bakken som er viktig. Tidlegare modellresultat (Sinclair, 1994) har kome fram til at 0,8 er passende som nedre grense for orografisk nedbør. Forsterking av nedbøren aukar raskt med aukande luftfuktigheit.

3.2.1. Utrekning av kondensasjonsnivå for heving

For å kunne rekne ut likning 3.8 må me finne kva for eit lag kondensasjonsnivå for heving (LCL) ligg i. Me reknar først ut vassdamp sitt mettingstrykk e_s , metta luftfukt q_s og relativ fukt RH på same måte som over (likning 3.5–3.7). Når me kjenner relativ fukt RH og den faktiske lufttemperaturen, kan doggpunkttemperaturen T_d tilnærmast ved

$$T_d = \frac{b \cdot \gamma(T, RH)}{a - \gamma(T, RH)}, \quad (3.10)$$

3.2. Oppbygging

der γ er gitt som

$$\gamma = \frac{a \cdot T}{b + T} + \ln \left(\frac{RH}{100} \right). \quad (3.11)$$

Temperaturen er i grader Celcius, og konstantane er $a = 17,271$ og $b = 237,7$ °C.

Doggpunktstemperatuen er temperaturen lufta ville hatt ved metting. LCL er høgda der doggpunktstemperaturen er lik temperaturen lufta vil få ved tørradiabatisk heving. Høgda til LCL kan me finne ved hjelp av Espys likning,

$$h_{LCL} = 125 \cdot (T - T_d), \quad (3.12)$$

som gir høgda i meter. Espys likning tar utgangspunkt i forholdet mellom den tørradiatiske temperaturendringa (9,8 K/km) og doggpunktstemperaturen si endring med høgda (1,8 K/km). Det gir ein skilnad på 8 K/km, som svarer til ei høgdeendring på 125 m/K. Denne tilnærminga har ei nøyaktigheit på 1 %.

Høgda til LCL blir gjort om til trykk ved følgjande likning,

$$p_{LCL} = p_s \cdot \exp \left(-\frac{h_{LCL}}{H} \right), \quad (3.13)$$

der H er skalahøgda (= 7500 m). Deretter finn me kva for eit trykklag p_{LCL} ligg i, og integrerer frå og med dette laget og opp til og med det øvste laget. Det er lagt inn ei avgrensing som sikrar at p_{LCL} aldri kan ligge i det øvste laget.

3.2.2. Utleiing av likning for kondensasjonsrate

Likning 3.3 er utleiinga frå Clausius-Clapeyron likninga og Termodynamikkens første lov (Haltiner & Williams, 1980, s. 308–309). Tidraten for endring av vassdamp per volumeining, $\frac{\partial \rho_v}{\partial t}$, er gitt ved

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho_v \vec{V}) + S \quad (3.14)$$

der S er kjelder eller søkk for vassdamp per volumeining per tidseining. Me kan erstatte ρ_v med det tilsvarande ρq , der q er den spesifikke fukta. Deretter blir produktet av q og kontinuitetslikninga trekt frå (3.14), og me får

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla q + \frac{S}{\rho} \quad (3.15)$$

Eit søkk av vassdamp er kondensasjon eller sublimasjon frå metta luft, og då er

$$\frac{S}{\rho} = \frac{dq_s}{dt} \quad (3.16)$$

3. Metode

der q_s er den metta luftfukta tilnærma gitt ved

$$q_s = \frac{0,622e_s}{p - 0,378e_s} \approx 0,622 \frac{e_s}{p} \quad (3.17)$$

Her er e_s mettingstrykket for vassdamp, som er relatert til temperaturen ved Clausius-Clapeyron likninga

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{LdT}{R_v T^2} \quad (3.18)$$

No differensierer me (3.17) og set inn frå (3.18), som gir

$$\frac{1}{q_s} \frac{dq_s}{dt} = \frac{L}{R_v T^2} \frac{dT}{dt} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} \quad (3.19)$$

Vidare antar me at det ikkje er andre varmekjelder, at kondensasjon skjer som følgje av metta adiabatisk utviding, og at kondensvatnet fell ut som nedbør (irreversibelt). Då er termodynamisk likning

$$-\frac{Ldq_s}{dt} \approx c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} \quad (3.20)$$

No kan me eliminere $\frac{dT}{dt}$ mellom (3.19) og (3.20), og få eit uttrykk for $\frac{dq_s}{dt}$ når $\frac{dp}{dt} = \omega$,

$$\frac{dq_s}{dt} = \frac{q_s T}{p} \left(\frac{LR - c_p R_v T}{c_p R_v T^2 + q_s L^2} \right) \omega \equiv F\omega \quad (3.21)$$

3.3. Validering

For å validere modellen, samanliknar eg den med observasjonar. Eg gjer ein tilsvarande samanlikning for ein fullskala klimamodell (WRF), og for nedbøren frå MERRA-dataa. Nedanfor følgjer ulike statistiske parametre eg har brukt. Resultata av valideringa kjem i avsnitt 4.1.

Gjennomsnittleg feil Me finn gjennomsnittet av alle feila, utan omsyn til forteikn. Den gjennomsnittlege feilen er ikkje eit mål på nøyaktigheita. Sjølv om den gjennomsnittlege feilen er 0, kan det likevel vere store positive og negative avvik som har oppheva kvarandre. Den gjennomsnittlege feilen kan gje oss informasjon om kva retning feilen går i.

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_{k,model} - x_{k,obs}$$

Gjennomsnittleg absolutt feil Her tar me gjennomsnittet av absoluttverdien til alle feila. Dette fortel meir om nøyaktigheita, men seier ingenting om det er negative eller positive avvik.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n |x_{k,modell} - x_{k,obs}|$$

Korrelasjon Korrelasjonskoeffisienten er eit mål på samvariasjonen mellom to variable, og er alltid eit tal mellom -1 og 1 . Dersom verdien er 1 er det ein lineær samanheng mellom variablane, og me kan dra ei rett linje gjennom alle punkta i eit spreingsplott. Dersom korrelasjonen er 0 , er det ingen lineær avhengigheit mellom variablane.

$$\rho = \frac{\sigma_{modell,obs}}{\sqrt{\sigma_{modell}^2 \sigma_{obs}^2}} = \frac{\sum_{k=1}^n (x_{k,modell} - \bar{x}_{modell})(x_{k,obs} - \bar{x}_{obs})}{\sqrt{\sum_{k=1}^n (x_{k,modell} - \bar{x}_{modell})^2 \sum_{k=1}^n (x_{k,obs} - \bar{x}_{obs})^2}}$$

Korrelasjon er altså kovariansen mellom to variablar, delt på produktet av standardavvik til variablane.

Bias Me kan også uttrykke den gjennomsnittlege feilen relativt til den eine variabelen. Denne verdien er kalla bias, og blir gitt i prosent. Ein prosentverdi kan ofte vere lettare å tolke. Då er ein ikkje er avhengig av å vite noko om kva som er vanlege verdiar, for å avgjere om feilen er stor eller liten.

$$Bias = \frac{ME}{x_{obs}} * 100$$

98-prosentil Eg brukar 98-prosentilen som eit mål på ekstremnedbøren. Den er definert slik at 2 % av nedbørsdøgna for alle observasjonspunkta har ein høgare verdi.

3.4. Sensitivitetsanalyse

Nedbøren er i denne modellen avhengig av temperatur, spesifikk fukt, vind og vindretning. Den er også avhengig av relativ fukt, ved at det er den utløysande faktoren for om fukta fell ut som nedbør eller ikkje. Ein ting som også er vesentleg for nedbøren, men som ikkje er tatt med i modellen, er stabilitet.

For å sjå kor mykje modellen er avhengig av dei ulike variablane, vil eg gjere små endringar i inndataa. Nedanfor er det forklart korleis eg har gjort desse endringane. Resultata av analysen blir presentert i avsnitt 4.2.

3. Metode

3.4.1. Endring av temperatur

Det er gjort to modellkøyringar med endra temperatur, for ± 2 K. Dette gjer eg både for data i trykknivå og for data ved bakken.

Når temperaturen aukar utan å endre spesifikk fukt vil den relative fukta bli redusert. Dette er ikkje veldig realistisk. Observasjonar viser at på stor skala har den relative fukta vore tilnærma konstant med aukande temperatur dei siste tretti åra, medan den spesifikke fukta aukar med aukande temperatur (Dai, 2006). Estimatet for nedbørsendringa vil bli betre dersom eg held den relative fukta konstant. Då må eg i tillegg til å endre temperaturen, også justere den spesifikke fukta.

For å gjere dette finn eg først vassdamp sitt mettingstrykk, som er ein funksjon av temperatur. Clausius-Clapeyron likninga kan tilnærmast ved likninga

$$e_s(T) = 6,112 \cdot \exp\left(\frac{17,62 \cdot T}{T + 243,5}\right), \quad (3.22)$$

der T er temperaturen i Celcius. Vassdamptrykket er i hPa. Tilnærminga har ei nøyaktigheit på 0,3 prosent for temperaturar mellom -35°C og 35°C (Bolton, 1980). Vidare kan me rekne ut den spesifikke fukta ved metting slik:

$$q_s(T) = 0,622 \cdot \frac{e_s}{p}$$

Denne brukar me til å rekne ut den relative fukta,

$$RH = \frac{q}{q_s}$$

Så reknar me ut vassdamptrykket ved metting for den endra temperaturen

$$e_s(T_{ny}) = 6,112 \cdot \exp\left(\frac{17,62 \cdot T_{ny}}{T_{ny} + 243,5}\right)$$

Vidare reknar me ut vassdamptrykket for den nye temperaturen, med konstant relativ fukt

$$e_{ny} = RH \cdot e_{s,ny}$$

Dette gir til slutt ein ny verdi for den spesifikke fukta

$$q_{ny} = 0,622 \cdot \frac{e_{ny}}{p}$$

No blir T og q i inngangsdataa erstatta med T_{ny} og q_{ny} .

3.4.2. Endring av spesifikk fukt

Det er gjort to modellkøyningar der den spesifikke fukta er endra med ± 20 prosent. Tilsvarande som at eg måtte justere den spesifikke fukta når eg endra temperaturen, må eg no justere temperaturen slik at den relative fukta blir konstant. Eg har endra både data i trykknivå og data ved bakken.

Eg reknar først $e_s(T)$, $q_s(T)$ og RH likt som over. Dette brukar eg vidare til å rekne ei ny spesifikk fukt ved metting q_s , med konstant relativ fukt og ny verdi for den spesifikke fukta q :

$$q_{s,ny} = \frac{q_{ny}}{RH}$$

Deretter finn eg ein ny verdi for vassdamptrykket ved metting, e_s

$$e_{s,ny} = \frac{q_{s,ny} \cdot p}{0,622}$$

Ei omforming av likning 3.22 gir ei likning for den nye temperaturen

$$T_{ny} = \frac{243,5 \ln\left(\frac{e_{s,ny}}{6,112}\right)}{17,62 - \ln\left(\frac{e_{s,ny}}{6,112}\right)}$$

No blir T og q i inngangsdataa erstatta med T_{ny} og q_{ny} .

3.4.3. Endring av vindhastigheit

Det er gjort to modellkøyningar der vindhastigheita er endra med ± 20 prosent. I inngangsdataa er vinden lagra i kartesiske koordinatar, med ein u -komponent og ein v -komponent. Til saman gir dei to komponentane både vindhastigheita og vindretninga, gitt ved følgjande likningar:

$$V = \sqrt{u^2 + v^2}$$

$$\tan \alpha = \frac{u}{v}$$

Når u og v blir endra med ± 20 prosent, vil vindhastigheita V auke tilsvarande. Eg kan altså gjere endring i vindhastigheita direkte på komponentane i inngangsdataa.

3.4.4. Endring av vindretning

Det er gjort to modellkøyningar med endra vindretning, for ± 30 grader. For endring av vindretninga har eg først gjort om frå kartesiske koordinatar til polarkoordinatar. I polarkoordinatar er vinden gitt med ei retning og ei lengd. Eg har deretter endra retninga, og halde lengda uendra. Til slutt har eg gjort om tilbake til kartesiske koordinatar, slik at det tilsvarar inngangsdataa.

3. Metode

3.5. Klimaanalyse

Det er gjort til saman 3 modellkøyningar med data frå ein klimamodell. Det vil seie at eg i staden for reanalysedata har brukt data frå klimamodellen som inngangsdata til nedbørsmodellen. Resultata frå klimaanalysen kjem i avsnitt 4.3.

Bergen Climate Model (BCM) er ein kopla atmosfære-hav-havis modell. Det er ein samankopling av ARPEGE-modellen og MICOM-modellen (Furevik et al., 2003). Fordelen med BCM er at den har ei høgare oppløysing enn andre klimamodellar, i den nordatlantiske-arktiske regionen. Det gir betre føresetnader for å studere regionale prosessar.

Det er ein modellkøyning for dagens tilstand 1961–1990. I tillegg er det to modellkøyningar for framtidig klimascenario, i tidsperiodane 2046–2065 og 2081–2098. Der som den relative nedbørsendringa er lik for klimamodellen og nedbørsmodellen, kan me bruke resultat frå sensitivitetsanalysen til å forklare kva parametrar som er viktige for endring i nedbøren som følgje av framtidige klimaendringar.

Klimadataa har ei lågare oppløysing enn reanalysedataa. Horisontalt er oppløysinga om lag 2,8 gonger 2,8 grader, både for data på bakkenivå og data i trykknivå. Det er 9 trykknivå som går opp til 250 hPa. Variablane i klimadataa har daglege verdjar. Før desse blir brukt som inngangsdata til nedbørsmodellen, må alle variablane interpolerast til verdjar for kvar time. For eit døgn i scenario-perioden 2080–2098¹ manglar det nokre variablar. Denne dagen er derfor sletta frå dataa før modellkøyningane.

3.5.1. SRES klimascenario

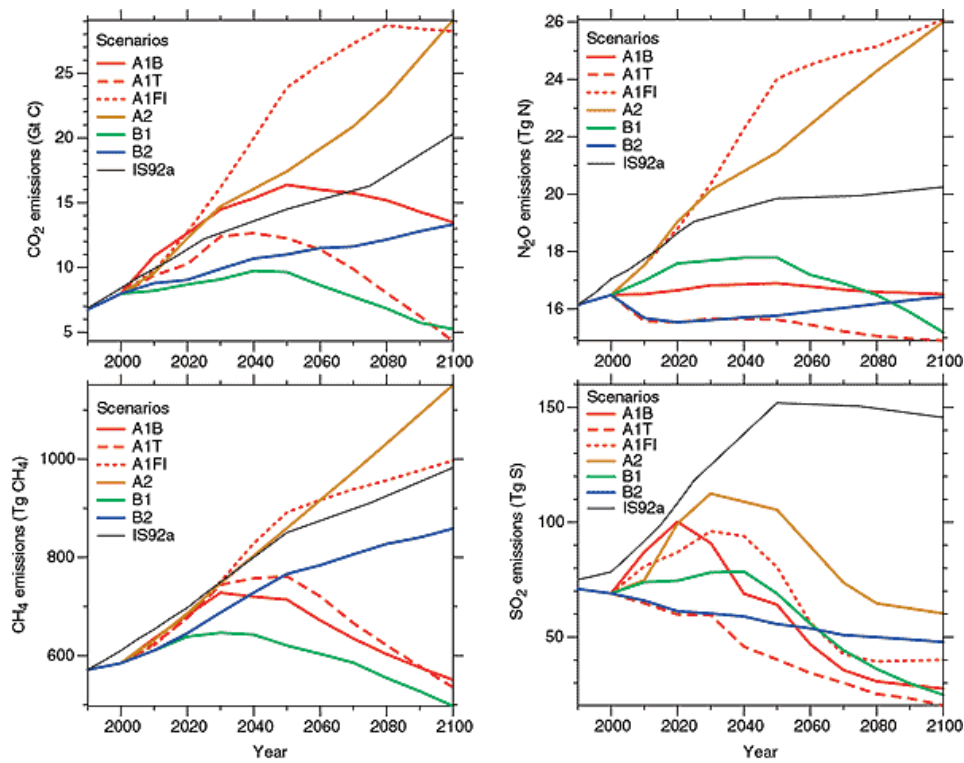
IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES) gir eit sett av ulike framtidsskildringar. Desse scenaria er brukt i IPCC Third Assessment Report (TAR) og IPCC Fourth Assessment Report (AR4). Scenaria er delt inn i fire hovudgrupper (Albritton et al., 2001).

Scenariet som er brukt for denne klimasimuleringa, er A1B. A1-scenaria skildrar ei meir globalisert verd, med rask økonomisk vekst og rask utvikling av ny og meir effektiv teknologi. Folketalet på jorda kjem til å auke til 9 milliardar i 2050, og vil deretter avta til 7 milliardar i 2100. Regionale skilnader i per capita-inntekt vil bli mindre, det vil bli større gjensidig påverknad kulturelt og sosialt.

Vidare er A1-scenaria delt i tre undergrupper, som går i ulike retningar når det gjeld teknologisk utvikling med tanke på energikjelder. A1B-gruppa har ei balanse mellom alle energikjelder. Det vil seie at det ikkje er ein spesiell energikjelde som blir vektlagt meir enn andre, fordi ein ser for seg at alle typer har like stor grad av forbetring. Scenariet er moderat med tanke på mengda menneskeskapte utslepp (fig. 3.5 og 3.6).

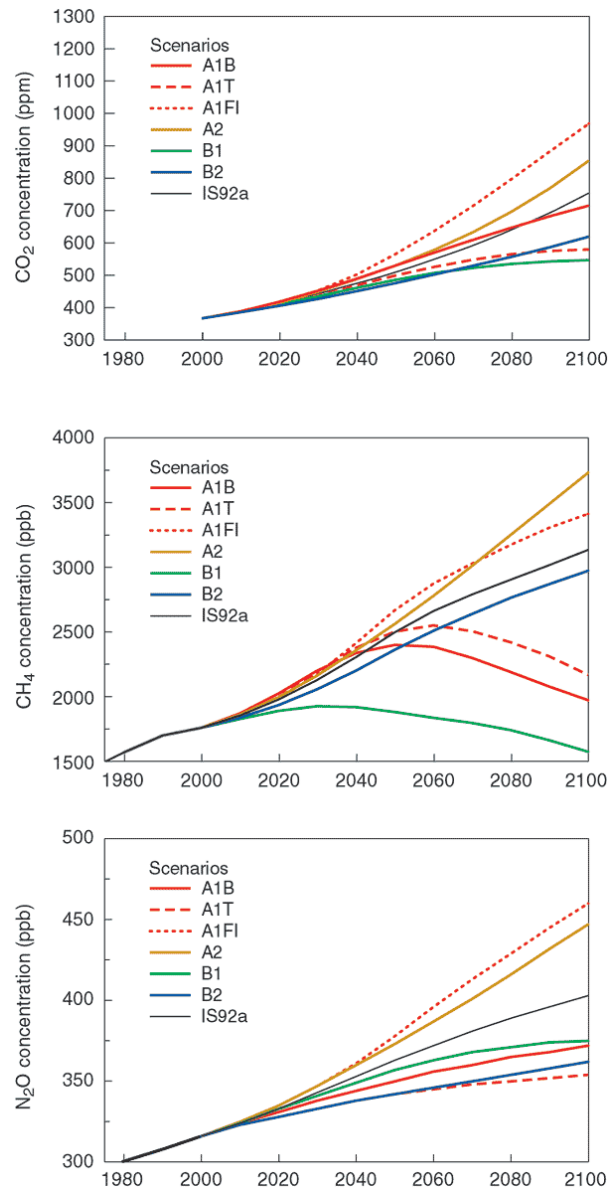
¹23. april 2082

3.5. Klimaanalyse



Figur 3.5.: Menneskeskapt utslipp av CO₂, CH₄, N₂O og svoveldioksid for dei seks SRES scenaria A1B, A2, B1, B2, A1FI og A1T. [Figuren er henta frå TAR, basert på IPCC Special Report on Emissions Scenarios.]

3. Metode



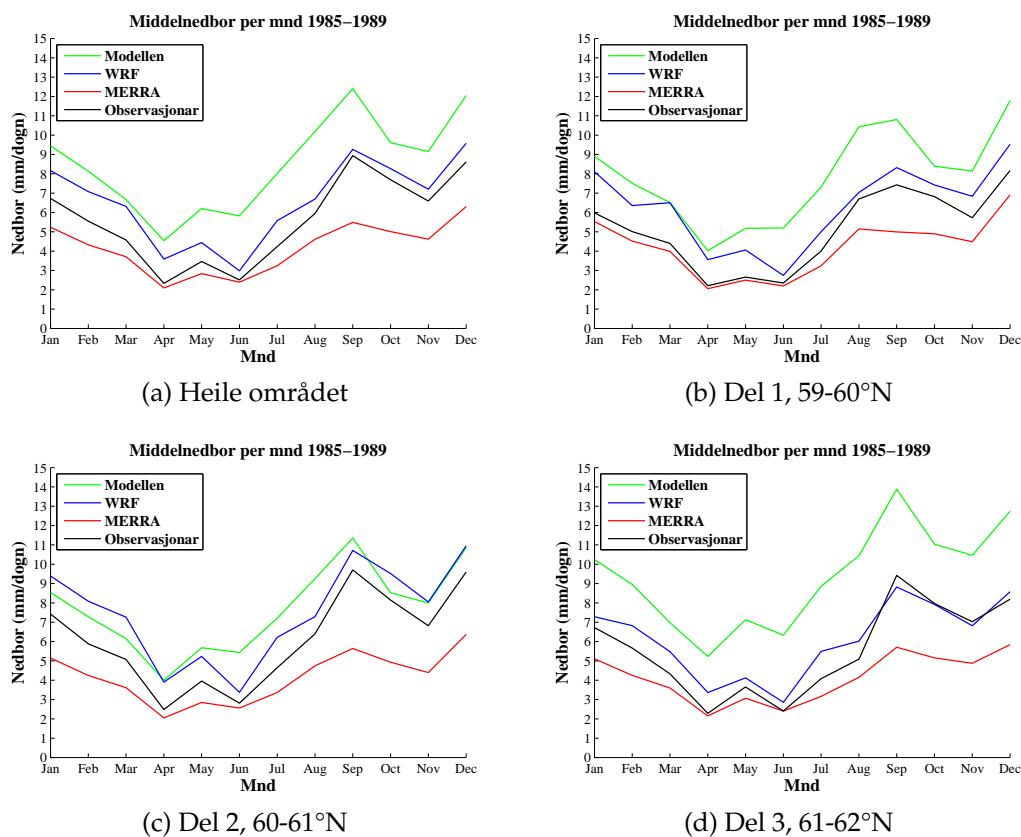
Figur 3.6.: Konsentrasjonen av CO₂, CH₄ og N₂O i atmosfæren, som følger av dei seks SRES scenaria. [Figuren er henta frå TAR.]

4. Resultat og diskusjon

I dette kapittelet blir resultatene for nedbørsmodellen presentert. Først kjem ei validering av sjølve modellen, der den blir samanlikna med observasjonar og WRF-data. Deretter kjem resultatene frå sensitivitetsanalysen, og til slutt klimaanalysen.

4.1. Validering

Figur 4.1 viser månedlege middel for perioden 1985–1989 for nedbørsmodellen, WRF-data, MERRA-data og observasjonar. Det er ein figur for heile området, og for kvar



Figur 4.1.: Middelnedbør for kvar månad

4. Resultat og diskusjon

av dei 3 delane. Det er berre gitterpunkt nærast observasjonspunkt som er tatt med i utrekning av månadmiddelen for nedbørsmodellen, WRF og MERRA. Generelt overestimerer nedbørsmodellen samanlikna med observasjonar. Reanalysedataa underestimerer nedbøren, spesielt på hausten. Som forventa, gir WRF det beste nedbørs-estimatet i forhold til observasjonane. Nedbørsmodellen følgjer likevel WRF-dataa veldig bra til tider, spesielt for området mellom 60 og 61° nord.

Modellen gir nokre altfor høge middelveidiar på enkelte stasjonar (fig. 4.2). Dette skjer truleg ved ein kombinasjon av kraftig vind og ein stor topografigradient i same retning som vinden. Då blir den vertikale vinden i modellen mykje større enn det som er realistisk. Denne typen modellar klarer ikkje gjenskape deling av straumen eller blokkering, og dette er også med på å gje for store vertikale hastigheitar (Funk & Michaelsen, 2004). Eg har plukka ut punkta som har ein middelnedbør på meir enn 15 mm/døgn. Det tilsvare ein årsnedbør på om lag 5500 mm, som er rekna som maksimal normal årsnedbør (Hanssen-Bauer et al., 2009). Desse 18 punkta er plotta på topografien til modellen i figur 4.3. Her kan me sjå at desse punkta ligg i bratt terreng, og modellen gir eit estimat for nedbøren som er langt unna den observerte. Der det er lite høgdeskilnad i topografien, gir modellen for lite nedbør. Dette skyldast at regndropane ikkje kan flytte seg med luftstraumen, men må falle ut i same gitterpunktet som dei blir danna. Det er heller ingen forseinking i nedbørsdanninga, sidan modellen ikkje inkluderer mikrofysikken i skyene.

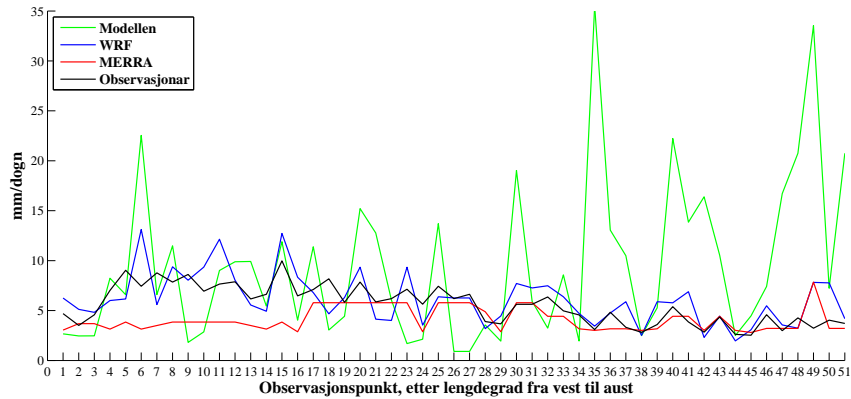
I tabell 4.1 har eg samla ein del statistiske verdiar, der nedbørsmodellen, WRF og MERRA er samanlikna med observasjonar. Verdiane er rekna ut for nedbørsdøgn. Feilane er rekna ut for kvart observasjonspunkt og næraste gitterpunkt, før det er midla over alle observasjonspunkt innanfor området. Korrelasjon er rekna ut over alle nedbørsdøgn og observasjonspunkt. Nedbørsmodellen gir best resultat for området mellom 60 og 61° nord. Her er faktisk biasen mindre enn for MERRA.

Korrelasjonen mellom nedbørsmodellen og observasjonsdata er låg. Nedbørsmodellen gir nedbør på andre stader og til andre tider enn observasjonane tilseier. Forklaringa er igjen at det er ingen forseinking i nedbørsdanninga, og at nedbøren må falle ut i same punkt som den blir danna. Korrelasjonen heng saman med gjennomsnittleg absolutt feil. Korrelasjonen er stort sett låg når gjennomsnittleg absolutt feil er stor.

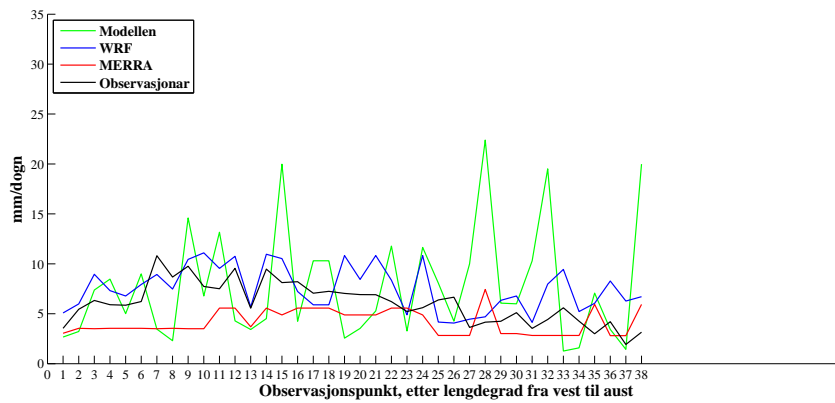
Figur 4.4 viser gjennomsnittleg feil og gjennomsnittleg absolutt feil som eit middel over alle stasjonar for kvar månad. Når det blir midla over alle stasjonane gjer modellen det nokså bra samanlikna med observasjonsdata. Forenklingane i modellen blir då jamna ut over eit større område. Dette veg opp for at nedbøren ikkje kan advekterast med luftstraumen og mangel på mikrofysikk.

Figur 4.6 viser biasen for månadlege verdiar. Me ser at relativt til observert nedbør, har nedbørsmodellen størst feil i sommarmånadene. Den observerte nedbøren om sommaren er i utgangspunktet liten, så feil her gir relativt større utslag i biasen. Nedbørsmodellen inkluderer ikkje prosessar som gir konvektiv nedbør, noko som har

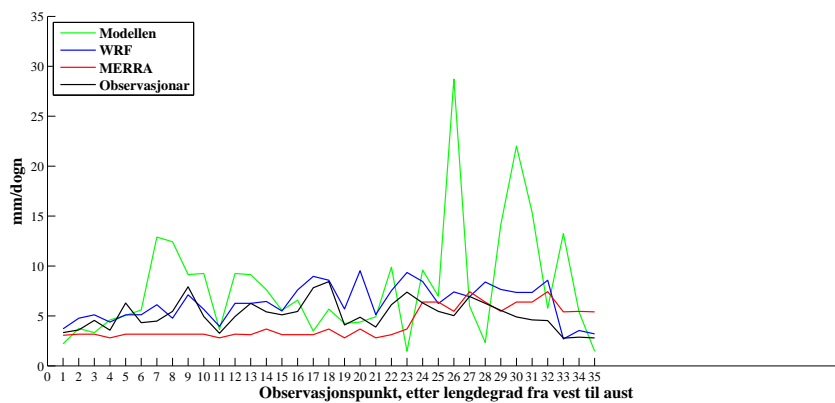
4.1. Validering



(a) Del 3, 61-62°N



(b) Del 2, 60-61°N



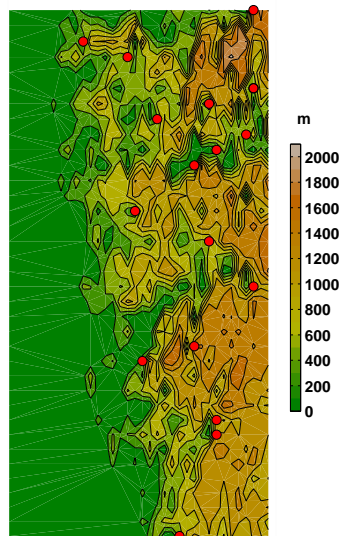
(c) Del 1, 59-60°N

Figur 4.2.: Middelnedbør for kvar stasjon. For modellen, WRF og MERRA er næraste gitterpunkt til stasjonen vald.

4. Resultat og diskusjon

Tabell 4.1.: Korrelasjon, gjennomsnittleg feil (ME), gjennomsnittleg absolutt feil (MAE) og bias i forhold til observasjonar. I tillegg er 98-prosentilen tatt med. Dataa er for nedbørsdøgn.

	Korr	ME mm/døgn	MAE mm/døgn	Bias %	98-prosentil mm/døgn
Heile området					
Modell	0,39	2,9	7,9	51,4	66,6
WRF	0,70	1,0	4,3	17,8	38,8
MERRA	0,73	-1,4	3,5	-25,6	23,1
Observasjonar					37,5
Del 1: 59-60°N					
Modell	0,42	2,7	7,1	53,1	61,8
WRF	0,71	1,2	4,0	22,8	38,1
MERRA	0,72	-0,9	3,3	-17,9	25,2
Observasjonar					33,4
Del 2: 60-61°N					
Modell	0,44	1,6	7,1	26,3	57,3
WRF	0,72	1,4	4,6	23,3	43,0
MERRA	0,74	-1,9	3,8	-31,4	23,1
Observasjonar					40,0
Del 3: 61-62°N					
Modell	0,35	3,7	8,8	66,5	74,5
WRF	0,68	0,6	4,1	10,2	35,3
MERRA	0,74	-1,4	3,5	-25,7	22,1
Observasjonar					38,0



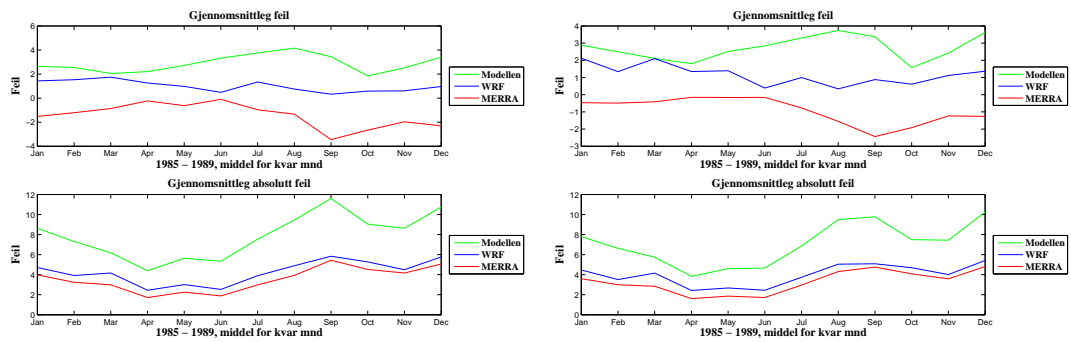
Figur 4.3.: Dei 18 gitterpunkta nærast observasjonar med meir enn 15 mm/døgn, plotta på topografien som er brukt i modellen.

ei større betydning om sommaren. Om vinteren ligg nedbørsmodellen ganske nært WRF sitt estimat. Igjen ser me at me får klart best resultat for området mellom 60 og 61° nord. Det kan sjå ut som modellen er best tilpassa topografien i Hordaland. I den nordlegaste delen gjer modellen det dårlegast. Her er det mykje bratte fjell.

Nedbørsmodellen bør justerast slik at den passar betre for dei ulike regionane, ved å velge ein optimal γ og p_t for kvar region. Figur 4.5 viser korleis den vertikale hastighet ω endrar seg med ulike verdiar for γ . Profilen er rekna ut frå likning 3.2, der den storskala vinden $\omega_l(p) = 0$. For $\gamma = 1$ avtar ω lineært. For små verdiar for γ , er ω konstant nesten heilt opp til $p = p_t$. For γ større enn 1, avtar ω raskt (Sinclair, 1994).

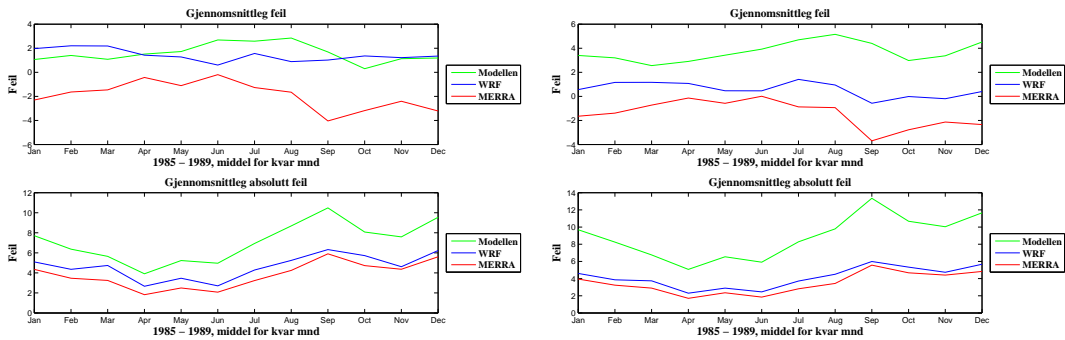
Det er arealmidla som gir best resultat samanlikna med observasjonsdata. Derfor vel eg å bruke desse i vidare analyser.

4. Resultat og diskusjon



(a) Heile området

(b) Del 1, 59-60°N



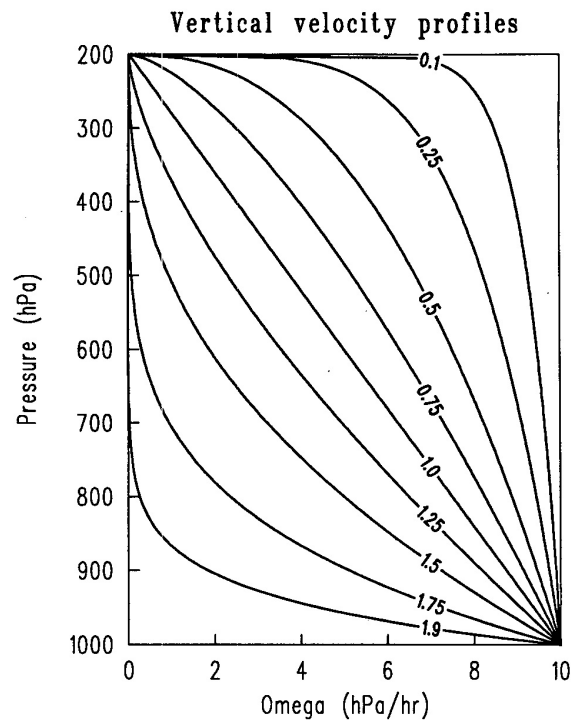
(c) Del 2, 60-61°N

(d) Del 3, 61-62°N

æ

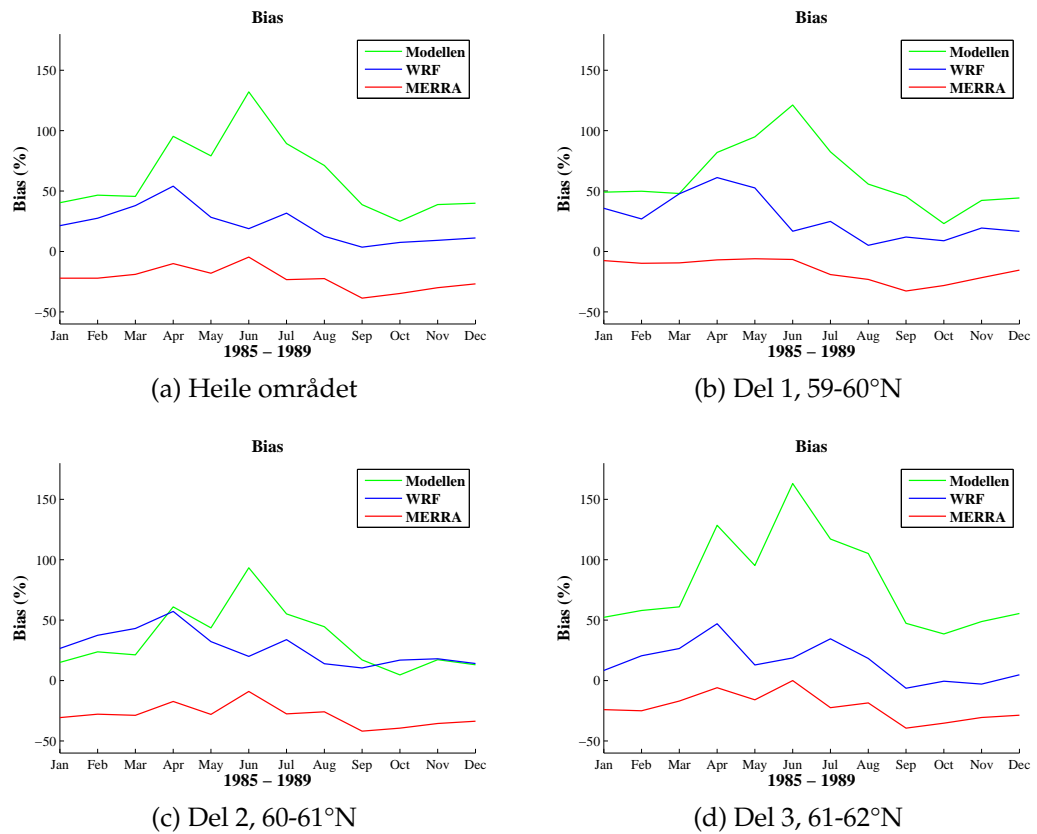
Figur 4.4.: Gjennomsnittlig feil og gjennomsnittlig absolutt feil. Feilen er gitt i mm/-døgn.

4.1. Validering



Figur 4.5.: Vertikal p -hastighetsprofil (hPa/time), rekna ut frå likning 3.2, for γ -verdiar markert på kvar kurve og $p_t = 200$ hPa. Figuren er henta frå Sinclair (1994).

4. Resultat og diskusjon



Figur 4.6.: Bias, månedlege verdier.

4.2. Sensitivitetsanalyse

Eg har gjort små endringar i inngangsdata, for å teste sensitiviteten til modellen. Det er sett på middelnedbør, talet nedbørsdagar, middelnedbøren på nedbørsdagane og ekstremnedbøren.

Middelnedbør Når eg har rekna ut middelnedbøren, har eg berre brukt punkta som ligg på land. Sidan topografien er så viktig for å gje nedbør i modellen, vil ikkje modellen gje nedbør i punkta som ligg over hav. Å ta med alle punkta i utrekning av middelet, vi dermed gje ein for låg verdi.

Dersom middelnedbøren endrar seg, kan dette ha to grunnar. Anten er det talet nedbørsdagar som er endra, eller det er nedbørsintensiteten på dagar med nedbør som er endra. Derfor har eg også sett på desse to parametrane.

Talet nedbørsdagar I offisiell statistikk blir ein dag rekna som nedbørsdøgn dersom det kjem meir enn 0,1 mm/døgn. Dei fleste dagane får ei lita mengd nedbør slik modellen er bygd opp. Eg har derfor vald å definere ein nedbørsdag som ein dag med meir enn 1 mm/døgn.

Middelnedbør for nedbørsdagar Dette er nedbøren midla berre over dei dagane det kom nedbør.

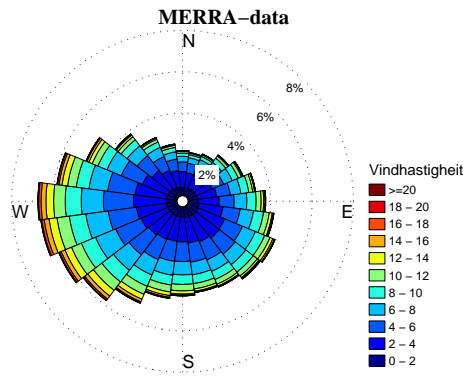
Ekstremnedbør Eg har brukt 98-prosentilen som eit mål på ekstremnedbøren. Den er definert slik at 2 % av døgn for alle gitterpunkta har ein nedbør som ligg over denne verdien.

Vinden på Vestlandet kjem oftast frå vest og sør-vest, ut frå MERRA-dataa i perioden 1985–1989. Totalt kjem om lag 40 % av vinden frå retningar mellom sør-vest og nord-vest. Det er også frå desse retningane det oftast er høge vindhastigheiter. Det er sterk vind vinkelrett på topografien, som gir orografisk heving. Figur 4.7 viser fordelinga av vindretninga i originaldataa og etter endring av retninga. Det ser ut som reanalysedataa gir realistiske data for vinden.

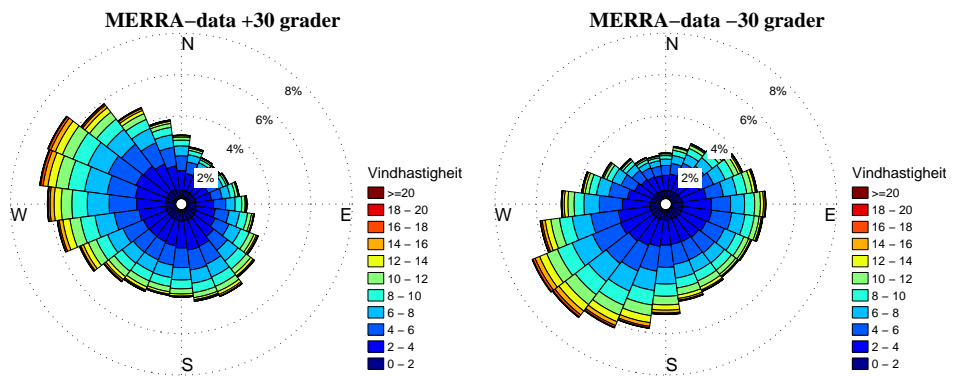
Tabell 4.2 og 4.3 viser endringa i ulike parametrar for endringane i inngangsvariablane. Sensitiviteten til +2 K er dobbelt så stor som for –2 K. Dette kan kome av at Clausius-Clapeyronlikninga er ein eksponentialfunksjon, som har som eigenskap at vassdamptrykket stig raskt når temperaturen aukar. Det blir ei større endring i vassdamptrykket for ei +2 K-endring enn ei –2 K-endring.

Vindhastigheita har ein høg sensitivitet, spesielt er den viktig for ekstremverdiane. Grunnen til dette er at den vertikale hastigheita på grunn av topografi er avhengig av vindhastigheita, gjennom likning 3.1 (s. 13). Denne sterke avhengigheita av vinden er også funne i andre studiar. I Sinclair (1994) står det at nedbøren er nesten lineært avhengig av vinden ved bakken.

4. Resultat og diskusjon



(a) Vindretning i MERRA-data



(b) Vindretning +30 grader

(c) Vindretning -30 grader

Figur 4.7.: Vindroser som viser fordeling av vinden i ulike retningar, og vindhastigheita.

4.2. Sensitivitetsanalyse

Tabell 4.2.: Tabellen viser nedbøren for ulike endringar i inngangsvariablane. Ved $T \pm 2\text{K}$ og $q_v \pm 20\%$ er RH halde konstant. I avsnitt 3.4 er det forklart korleis dette er gjort.

Køyring	Endring	Middelnedbør	Talet nedbørsdagar	Middelnedbør for nedbørsdagar	98-prosentil
		mm/døgn	døgn/år	mm/døgn	mm/døgn
Referanse		9,1	301	10,9	70,6
T	+2 K	10,2	306	12,1	78,4
	-2 K	8,6	301	10,3	66,1
q_v	+20%	10,0	302	12,0	77,8
	-20%	8,0	297	9,7	62,3
u, v	+20%	10,5	305	12,5	82,9
	-20%	7,7	292	9,5	58,4
retning	+30°	10,0	299	12,2	79,9
	-30°	8,6	302	10,3	67,5

Tabell 4.3.: Tabellen viser prosentvis endring i nedbøren for ulike endringar i inngangsvariablane. Ved $T \pm 2\text{K}$ og $q_v \pm 20\%$ er RH halde konstant. I avsnitt 3.4 er det forklart korleis dette er gjort.

Køyring	Endring	Middelnedbør	Talet nedbørsdagar	Middelnedbør for nedbørsdagar	98-prosentil
		$\Delta[\%]$	$\Delta[\%]$	$\Delta[\%]$	$\Delta[\%]$
Referanse		0	0	0	0
T	+2 K	12,3	1,8	10,4	10,9
	-2 K	-5,4	0,2	-5,6	-6,4
q_v	+20 %	10,2	0,5	9,6	10,1
	-20 %	-11,9	-1,4	-10,8	-11,8
u, v	+20 %	15,4	1,5	13,8	17,4
	-20 %	-15,2	-2,8	-13,0	-17,3
retning	+30°	10,5	-0,6	11,2	13,2
	-30°	-5,4	0,4	-5,8	-4,4

4. Resultat og diskusjon

Når det gjeld vindretninga, gir $+30^\circ$ meir nedbør. Her er også likning 3.1 årsaka. Ein større del av vinden kjem vinkelrett på topografien, som gir orografisk heving og nedbør. For -30° er det omvendt. Vindretninga blir mindre gunstig i forhold til orografisk heving. Dette viser tydeleg at det lokale klimaet på Vestlandet er veldig avhengig av den storskala vinden.

4.3. Klimaanalyse

Klimamodellen har ein veldig låg topografi med små gradientar, og gir for lite nedbør på Vestlandet. Nedbøren i klimadata er endå mindre enn nedbøren i MERRA reanalysedata.

Tabell 4.4 viser endring i middelnedbøren for to framtidige scenarioperiodar, både for nedbørsmodellen og originaldata frå klimamodellen. Nedbørsmodellen gir størst prosentvis auke for begge periodane.

Tabell 4.4.: Middelnedbør

Køyring	1961–1990		2046–2065		2081–2098	
	mm/døgn	mm/døgn	Δ		mm/døgn	Δ
Klimamodell BCM	3,4	3,9	14,7 %		4,1	20,6 %
Nedbørsmodell	6,1	7,4	21,3 %		8,0	31,1 %

Ei endring i middelnedbør skyldast ein kombinasjon av endring i talet nedbørsdagar og nedbørsintensitet på nedbørsdagane. Tabell 4.5 viser endring i talet nedbørsdagar. Tilsvarande viser tabell 4.6 endring i middelnedbør på nedbørsdagane. Me ser at sjølv om nedbørsmodellen også her gir ein større prosentvis auke, er tala nærare kvarandre når me berre ser på middelnedbøren på nedbørsdagane. Den store skilnaden i endringa for middelnedbøren, skyldast altså først og fremst at talet nedbørsdagar endrar seg ulikt i klima- og nedbørsmodellen.

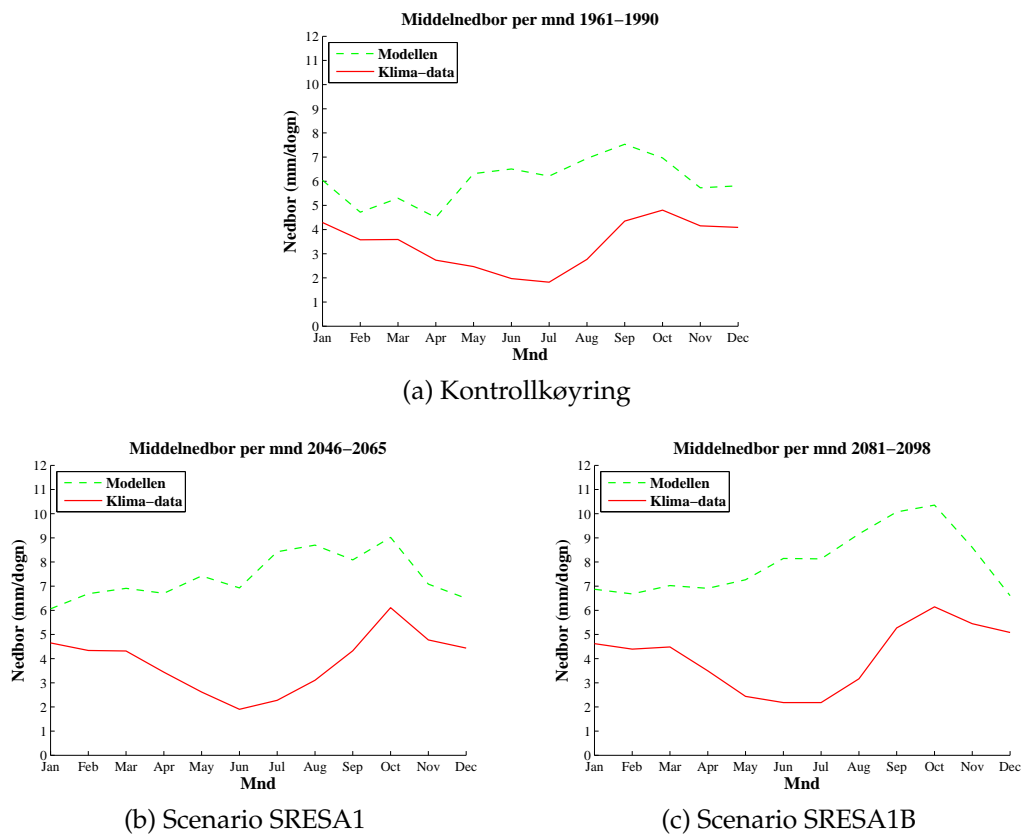
Tabell 4.5.: Nedbørsdagar

Køyring	1961–1990		2046–2065		2081–2098	
	døgn/år	døgn/år	Δ		døgn/år	Δ
Klimamodell BCM	303	310	2,3 %		311	2,6 %
Nedbørsmodell	294	311	5,8 %		320	8,8 %

Tabell 4.6.: Middelnedbør på nedbørsdagane

Køyring	1961–1990		2046–2065		2081–2098	
	mm/døgn	mm/døgn	Δ	mm/døgn	Δ	
Klimamodell BCM	4,0	4,5	12,5 %	4,7	17,5 %	
Nedbørsmodell	7,4	8,6	16,2 %	9,0	21,6 %	

Figur 4.8 viser månedleg middelnedbør for dei tre periodane. Her ser me at klimamodellen klarer å vise sesongvariasjonane, sjølv om det er altfor lite nedbør. Å gjengi sesongvariasjonar er eit svakt punkt hos nedbørsmodellen.

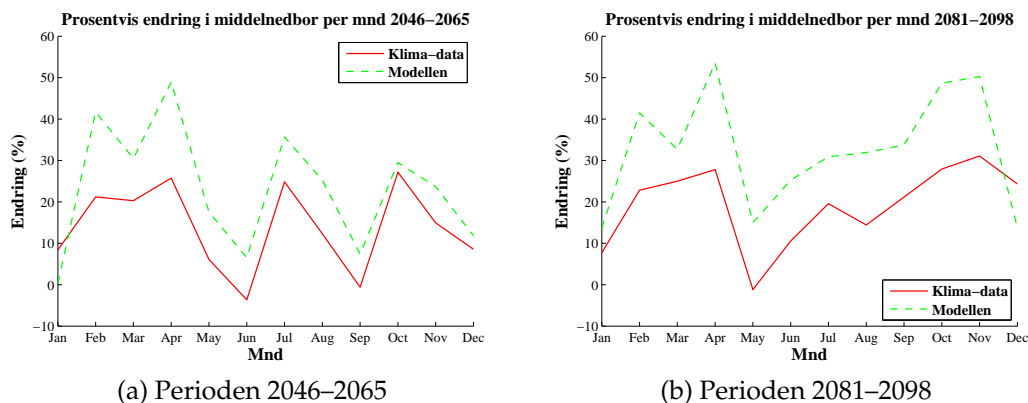


Figur 4.8.: Månadleg middelnedbør i klimascenario.

I figur 4.9 ser me den prosentvise endringa i månedleg nedbør for framtidig klimascenario. Her kjem det fram at både nedbørsmodellen og klimamodellen viser same mønsteret, men at nedbørsmodellen gir ei større prosentvis endring. Grunnen til at nedbørsmodellen gir større prosentvis endring i middelnedbøren, er truleg at endring i talet nedbørsdagar er ulik for klimamodellen og nedbørsmodellen. Nedbørs-

4. Resultat og diskusjon

modellen har ei større prosentvis auke i talet nedbørsdagar. Det er mindre forskjell i endringa i middelnedbøren på nedbørsdagane. Dersom talet nedbørsdagar aukar, utan at nedbørsintensiteten på nedbørsdagane aukar, vil det likevel vere ein auke i middelnedbøren.



Figur 4.9.: Prosentvis endring i nedbør for framtidig klimascenario

Mekanismane bak nedbørsendring i framtidig klima For å sjå om nedbørsmode- len kan brukast til å forklare mekanismane bak ei framtidig endring i nedbøren, har eg delt opp nedbørsendringa i fleire ledd. Den totale nedbørsendringa er sett saman av ein del som skyldast temperaturendring, ein del som skyldast endring i relativ fukt og ein del som skyldast endring i vertikal hastigheit:

$$\Delta P_{total} \approx \frac{\Delta P}{\Delta T} \cdot \Delta T_{klima} + \frac{\Delta P}{\Delta RH} \cdot \Delta RH_{klima} + \frac{\Delta P}{\Delta \omega} \cdot \Delta \omega_{klima}$$

Den delen som skyldast endring i vertikal hastigheit kan splittast i ein del som skyldast endring i vindhastigheit og ein del som skyldast endring i vindretning:

$$\Delta P_{total} \approx \frac{\Delta P}{\Delta T} \cdot \Delta T_{klima} + \frac{\Delta P}{\Delta RH} \cdot \Delta RH_{klima} + \frac{\Delta P}{\Delta V} \cdot \Delta V_{klima} + \frac{\Delta P}{\Delta V_{retning}} \cdot \Delta V_{retning,klima} \quad (4.1)$$

Tala eg har brukt, er henta frå sensitivitetsanalysen (tabell 4.3). For ΔP brukar eg den prosentvise endringa i middelnedbør på nedbørsdagar. Eg brukar ikkje endring i middelnedbøren, fordi denne endringa også er avhengig av talet nedbørsdagar.

Tabell 4.7 gir ei oversikt over endringar i framtidig klima for parametrane som er viktige for nedbøren. Eg har vald ut data berre for nedbørsdagane, før eg har rekna ut ein middelvverdia for kvar periode. Det viser seg at endringa i spesifikk fukt følgjer

4.3. Klimaanalyse

Clausius-Clapeyron likninga, og dette har alt blitt inkludert i sensitiviteten for temperaturendringa. I sensitivitetsanalysen justerte eg også den spesifikke fukta, ved å halde relativ fukt konstant. Middelerdien for den relative fukta ved bakken på nedbørsdagar held seg konstant i framtidig klima. Derfor er den spesifikke fukta ikkje tatt med i analysen vidare.

Tabell 4.7.: Endring i framtidig klima for variablar ved bakken. Berre data for nedbørsdagar er tatt med.

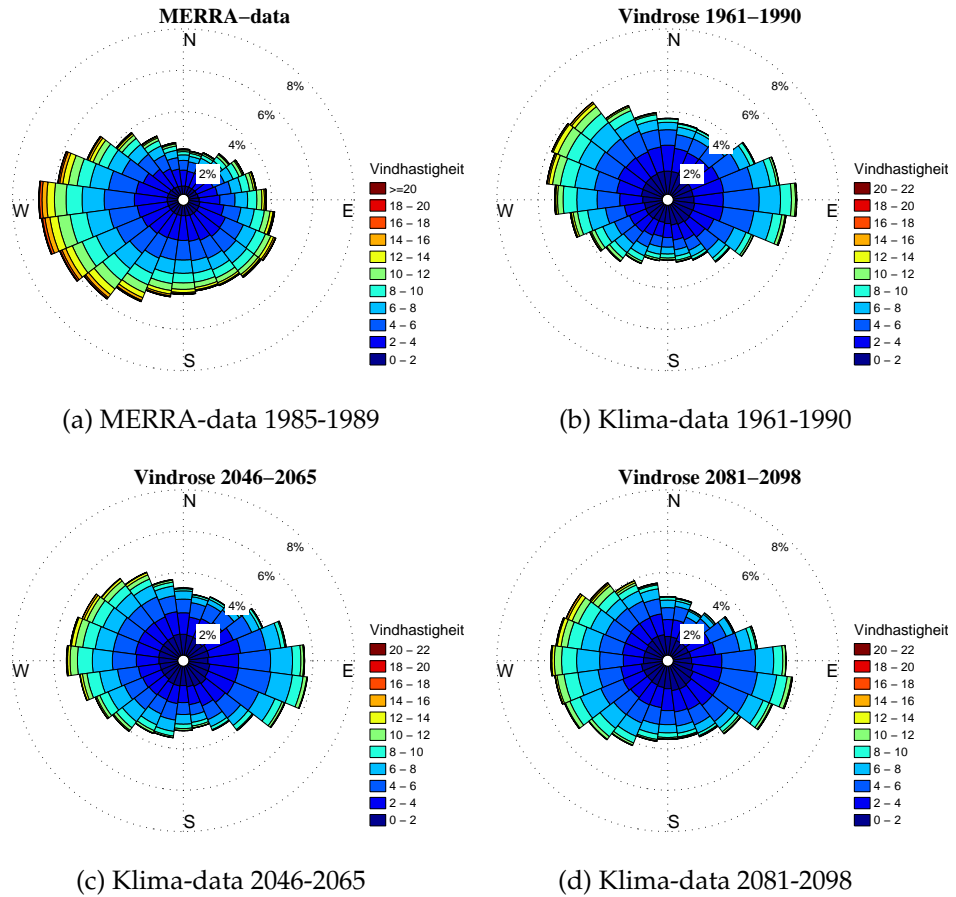
Periode	Temperatur(2m)	Spesifikk fukt(2m)		Vindhastigheit		Vindretning
	K	10^{-3} kg/kg	%	m/s	%	grader
1961–1990	277,4	3,2		4,27		265,7
2046–2065	278,7	3,5		4,24		258,1
Endring	1,3	0,3	9,4	–0,03	–0,7	–7,4
2081–2098	279,5	3,7		4,24		249,6
Endring	2,1	0,5	15,6	–0,03	–0,7	–16,1

I figur 4.10 ser me vindretning og vindhastigheit for data frå klimamodellen. Me kan samanlikne vinden i kontrollperioden 1961–1990 med vinden frå MERRA reanalysedata. Vinden i klimamodellen er ikkje heilt realistisk. Fordi topografien er tilnærma flat, blir ikkje vinden avbøygd på grunn av fjella slik den gjer i verkelegheita.

Tabell 4.8 viser resultatata av analysen av kva som er årsakene til endring i nedbør på nedbørsdagar i framtidig klima. Analysen viser at det er auke i temperatur som forklarar om lag halvparten av auka i nedbøren. Den totale auka skal kunne samanliknast med endringa i middelnedbør på nedbørsdagar for nedbørsmodellen (tabell 4.6). Endringa er på 16,2 % for perioden 2046–2065, og 21,6 % for perioden 2081–2098.

Endringa i relativ fukt er ubetydeleg, forutsatt at me kan anta at endringa i RH ved bakken ikkje skil seg veldig frå endringa i RH i høgda. Resten av endringa (dvs. $16,2 - 6,8 = 9,6$ % for perioden 2046–2065 og $21,6 - 10,9 = 10,7$ % for 2081–2098) må då kome av endringar i vertikalhastigheit. Ved bruk av likning 4.1 kan me dele vertikalhastigheita opp i endringa på grunn av vindhastigheit og vindretning. Gjer me det får me at endring i vertikalhastigheita berre blir $-1,6$ % og $-2,9$ %. Denne analysen gir nok ikkje eit riktig anslag av kor mykje vindhastigheit og vindretning betyr. For det første er vinden dårleg modellert i klimamodellen, og derfor eit dårleg utgangspunkt i ein slik analyse. I tillegg er nok sensitiviteten estimert for grovt. Estimater vart gjort for ± 30 grader, medan vinden i klimascenario endra seg med $-7,4$ og $-16,1$ grader. Små endringar i vindretning kan gje store utslag i nedbørsmønsteret. Det vil derfor eigentleg ikkje vere riktig å bruke sensitiviteten for -30 grader her. På same måte vart sensitiviteten i forhold til vindhastigheit gjort for ± 20 %, men vinden i klimascenario endra seg med $-0,7$ %.

4. Resultat og diskusjon



Figur 4.10.: Vindroser som viser fordeling av vinden i ulike retninger, og vindhastigheita.

Tabell 4.8.: Årsaker til endring i nedbør på nedbørsdagar i framtidig klima. Alle verdiar er i %. Total auke er av summen dei andre søylene.

Periode	Total auke	Temperatur	Vindhastigheit	Vindretning
2046–2065	5,2	6,8	–0,5	–1,1
2081–2098	8,0	10,9	–0,5	–2,4

5. Konklusjon

Målet med denne oppgåva var å sjå om ein enkel modell for orografisk nedbør klarer å estimere nedbøren på Vestlandet godt. Å bruke ein enkel nedbørsmodell saman med data frå storskalamodellar, kan ha potensial til å gje ei betre forståing av nedbøren i komplekst terreng. Slik vil nedbørsmodellen til dømes kunne bidra til å seie noko om framtidige klimaendringar. Først vart det gjennomført ei validering med re-analysedata frå MERRA som inngangsdata. Etterpå vart det gjort ei analyse med data frå ein klimamodell.

Nedbørsmodellen klarer totalt sett ikkje å gje eit betre estimat for nedbøren enn storskalamodellar. I forhold til WRF er feilen dobla, og korrelasjonen med observasjonsdata er låg. Nedbørsmodellen greier ikkje å gje nedbør på same tid og stad som observasjonar. Midla over over eit større område blir desse feila jamna ut, og resultatane kan brukast. Fordelen med nedbørsmodellen er at den er enkel, og at den kan brukast som eit verktøy til å forklare nedbør i framtidig klima. Forenklingane gir større feil, men resultatane blir lettare å forstå.

Modellen sin sensitivitet vart undersøkt. Nedbøren er spesielt følsam for auke i temperaturen og endringar i vindhastigheit. Vindhastigheita påverkar særleg ekstremverdiane. Sensitivitetsanalysen gir nok ikkje eit godt bilete av kor mykje vindretning betyr. Små endringar i vindretning kan gje store endringar i nedbøren, og derfor er sensitiviteten vanskeleg å berekne nøyaktig.

Nedbørsmodellen gir verdiar for nedbørsendring i framtidig klima som er konsistent med andre resultat. Til dømes gir Hanssen-Bauer et al. (2009) ei endring i årleg nedbørsum på 18,7 % og 22,0 % frå 1961–1990 til 2071–2100 for delar av Vestlandet. Dette er ei middels framskriving, som vil seie at det er eit middel over fleire ulike klimamodellar og utsleppsscenario. Nedbørsmodellen gir ei endring i middelnedbøren på 31,1 % og ei endring i middelnedbør på nedbørsdagar på 21,1 %. Det er også einigheit om at det blir fleire dagar med nedbør.

Det vart gjort eit forsøk på å forklare kva parametrar som gjer at nedbøren aukar i eit framtidig klimascenario. Analysen viste at om lag halvparten av nedbørsendringa kjem av ein auke i temperaturen. Det øvrige må skyldast endringar i vertikalhastigheit, men ved å dele opp endringa i vertikalhastigheit i endring som skyldast vindhastigheit og vindretning greidde analysen ikkje å vise dette. Det er mest sannsynleg på grunn av eit dårleg estimat for sensitiviteten overfor endringa i vindhastigheit og vindretning.

Caroletti & Barstad (2010) har undersøkt framtidig ekstremnedbør på Vestlandet

5. Konklusjon

ved bruk av ein lineær modell til å nedskalere resultat frå klimakøyringar. Studiet viste ein auke i intensiteten for orografisk nedbør for framtidig klima, og at temperaturen forklarte om lag 20 % av nedbørsauken. Til samanlikning forklarte temperaturendringar om lag 50 % av den totale nedbørsendringa i den forenkla modellen som er brukt her. Den andre viktige faktoren i arbeidet til Caroletti og Barstad var vertikalhastigheitsendringar på grunn av endring i stabilitet, ein parameter som ikkje endrar vertikalhastigheita i dette arbeidet. Dei fann ingen tydelege resultat for betydninga til vindretning. Det vart funne ei auke i nedbørsintensitet på om lag 10 % for perioden 2046–2065 og om lag 15 % for perioden 2081–2100.

5.1. Forbetringar

Det er fleire moglegheiter for forbetring, slik at nedbørsmodellen stemmer betre med observasjonar. Eg tok utgangspunkt i Sinclair (1994) sin modell, og valde å bruke same verdiar for parametrane γ og p_t (sjå likning 3.2 på side 13). Dette var verdiar som gav gode resultat for ein spesiell storm på New Zealand, som modellen vart testa for. Nedbørsmodellen kan derfor truleg tilpassast betre til Vestlandet ved å endre desse verdiane. Å auke γ vil gje mindre nedbør, og biasen kan dermed reduserast betrakteleg. Eit anna alternativ er å gjere γ -parameteren avhengig av stabilitet og vind. Dette vil imidlertid igjen auke kompleksiteten til modellen, når ein gjer den avhengig av fleire parametarar.

Det vil nok vere vanskeleg å få nedbørsmodellen til å gjere det godt for eit stort område. No gjorde nedbørsmodellen det klart best for området mellom 60 og 61 grader nord. Ein moglegheit er derfor å gjere tilpassingar for dei ulike områda, slik at det gir best resultat med lange observasjonsseriar. Då vil det også vere naturleg å gjere ei anna inndeling av områda, og samle område med liknande topografi.

Nedbørsmodellen er dårlegast på sommaren, men gjer det ganske godt i vintermånadene. Grunnen til dette er at konveksjon spelar ei større rolle om sommaren, og nedbøren som kjem på Vestlandet då i mindre grad er påverka av orografiske prosessar. Det vil vere ei moglegheit å avgrense bruken av nedbørsmodellen til dei månadene og områda der den gir gode estimat.

I nedbørsmodellen blir det antatt at all fukt fell ut som regn med ein gong og over same punkt som kondensasjonen skjer. Dette er ikkje realistisk. I løpet av tida det tar før regndropar blir forma i ei sky, og deretter fell til bakken, vil hydrometeorane bli ført nedstraums med vinden. Utan å ta med denne effekten, vil nedbørsintensiteten vere direkte avhengig av vertikal heving. Då får me ingen nedbør etter fjelltoppen, fordi alt vatn fell til bakken med ein gong (Kunz & Kottmeier, 2006). Å inkludere ei form for tidsforseinking, vil kunne gje betre nedbørsestimat og sørge for at dei urealistiske ekstremverdiane over gitterpunkt med kraftig topografi blir redusert.

A. Stasjonsoversikt

Nedanfor følger ei oversikt over alle dei 124 stasjonane som er tatt med i samanlikning av modellresultata. Lista er sortert etter breiddegrad frå sør til nord.

Nr.	Stasjonsnamn	Lon	Lat	moh.	mm/døgn
45200	LYSEFJORDEN	59.02	6.43	4	5.03
45350	LYSEBOTN	59.06	6.65	9	5.56
45600	BJØRHEIM I RYFYLKE	59.08	6.02	64	4.10
44600	RENNESØY - GALTA	59.13	5.61	19	3.26
47200	SKUDENES II	59.15	5.25	2	3.57
45900	FISTER	59.18	6.07	1	3.89
47300	UTSIRA FYR	59.31	4.88	55	3.33
47020	NEDSTRAND	59.34	5.80	10	5.11
40420	BYKLE - KULTRAN	59.35	7.35	599	2.78
46050	ULLA	59.38	6.52	200	6.26
47390	HAUGESUND - ROSSABØ	59.40	5.29	25	4.32
46200	SULDAL - MO	59.46	6.42	58	5.45
46150	SAND I RYFYLKE II	59.48	6.28	25	6.12
46910	NEDRE VATS	59.48	5.75	64	6.27
47120	SKJOLD - VIKEN	59.50	5.60	11	4.94
47090	SKJOLD - FRØVIK	59.50	5.63	5	4.94
46850	HUNDSEID I VIKEDAL	59.56	6.00	159	7.82
46300	SULDALSVATN	59.59	6.81	333	4.90
40900	BJÅEN	59.64	7.44	927	2.79
46610	SAUDA	59.65	6.36	5	6.30
46400	NESFLATEN	59.65	6.82	72	4.60
47600	LITLEDAL	59.66	5.26	83	6.29
47500	ETNE	59.66	5.97	35	5.45
48050	BØMLO - FINNÅS	59.73	5.24	23	4.55
33900	VÅGSLI I VINJE	59.77	7.37	821	2.87
48090	LITLABØ - DALE	59.79	5.43	35	5.46
46450	RØLDAL	59.83	6.83	393	4.53
47900	INDRE MATRE	59.85	6.00	24	8.44
47820	EIKEMO	59.86	6.28	178	7.39
48450	HUSNES	59.86	5.77	13	5.41

A. Stasjonsoversikt

48160	BØRTVEIT PÅ STORD	59.89	5.53	4	7.92
48330	SLÅTTERØY FYR	59.91	5.07	25	3.61
47750	VINTERTUN	59.91	6.51	395	6.95
48250	FITJAR - PRESTBØ	59.92	5.32	24	4.49
48500	ROSENDAL	59.99	6.02	51	4.87

50150	HATLESTRAND	60.04	5.91	45	5.55
49350	TYSSDAL I	60.12	6.56	32	4.15
50130	OMASTRAND	60.22	5.98	2	7.05
50120	SKULAFOSSEN KRAFTSTASJON	60.27	6.03	16	7.24
50450	FANA - STEND	60.27	5.33	54	5.85
49070	KVÅLE	60.28	6.38	342	6.38
50250	TYSSE	60.37	5.75	41	7.51
49550	KINSARVIK	60.37	6.74	108	3.53
50080	ØYSTESE - BORGE	60.38	6.19	108	6.21
50860	GULLFJELL - OSAVANN	60.39	5.52	410	8.68
50300	KVAMSKOGEN	60.39	5.91	408	9.47
50560	BERGEN - FREDRIKSBERG	60.40	5.31	41	5.91
49750	LISET	60.42	7.27	748	3.15
50050	NEDRE ÅLVIK	60.43	6.42	18	6.66
50350	SAMNANGER	60.46	5.89	370	9.55
49630	EIDFJORD	60.47	7.07	5	2.99
49580	EIDFJORD - BU	60.47	6.86	165	4.26
49940	GRANVIN	60.59	6.80	352	5.60
52440	HOLSNØY - LANDSVIK	60.61	5.06	27	5.45
52400	EIKANGER - MYR	60.62	5.38	72	6.22
51590	VOSS - BØ	60.65	6.50	125	3.63
51470	BULKEN	60.65	6.22	323	5.22
51670	REIMEGREND	60.69	6.74	590	4.43
51250	ØVSTEDAL	60.69	5.96	316	8.21
53410	MYRDAL IV	60.74	7.12	855	4.21
51400	BREKKHUS	60.74	6.14	202	6.92
52530	HELLISØY FYR	60.75	4.71	20	3.54
53180	BRANDSET	60.79	6.69	460	4.25
52110	FJELLANGER II	60.80	6.07	456	7.03
52170	EKSINGEDAL	60.80	6.15	450	6.91
52600	HAUKELAND	60.82	5.57	196	9.76
52220	GULLBRÅ	60.83	6.25	579	5.60
52300	MODALEN	60.83	5.93	104	8.12

52750	FRØYSET	60.85	5.22	13	6.33
52650	MATRE	60.88	5.58	18	7.73
53160	JORDALEN - NÅSEN	60.90	6.73	614	5.11
53700	AURLAND	60.90	7.20	15	1.92
52930	BREKKE I SOGN	60.96	5.43	240	10.82

54900	VETTI	61.00	7.01	329	2.53
56400	YTRE SOLUND	61.00	4.68	3	4.69
52860	TAKLE	61.03	5.38	38	8.78
53130	FRESVIK	61.07	6.93	32	2.62
53070	VIK I SOGN III	61.07	6.58	65	3.09
52990	ORTNEVIK	61.11	6.14	4	3.90
56320	LAVIK	61.11	5.55	31	6.16
53100	VANGSNES	61.17	6.65	51	2.81
55780	LEIKANGER	61.18	6.87	53	2.83
56280	RØRVIKVATN VED VADHEIM	61.22	5.75	350	8.18
56010	HØYANGER VERK	61.22	6.06	5	6.19
56120	HØYANGSHÅLAND	61.23	6.09	243	6.63
56520	HOVLANDSDAL	61.23	5.43	60	8.61
56560	GUDDAL	61.25	5.53	71	7.88
55550	HAFSLO	61.29	7.19	246	2.98
56480	VÆRLANDET	61.31	4.74	15	4.57
56860	OPPEDAL I GAULAR	61.32	6.22	241	5.63
56850	VIKSDALEN I GAULAR	61.33	6.20	243	5.63
56800	GAULAR	61.33	5.80	79	5.83
55730	SOGNDAL - SELSENG	61.33	6.93	421	4.35
56650	DALE I SUNNFJORD II	61.35	5.40	51	7.85
56960	HAUKEDAL	61.42	6.38	329	6.36
57110	OSLAND VED STONGFJORDEN	61.43	5.22	119	9.03
55840	FJÆRLAND - SKARESTAD	61.44	6.77	10	5.39
57420	FØRDE - TEFRE	61.46	5.93	64	6.19
57180	FØRDE I SUNNFJORD II	61.47	5.85	41	5.87
55390	LEIRDAL	61.47	7.21	378	4.27
55670	VEITASTROND	61.48	7.03	172	4.59
57610	GRYTA	61.49	5.46	34	6.94
55400	MYKLEMYR	61.52	7.28	98	3.71
57480	BOTNEN I FØRDE	61.54	6.06	237	7.43
57770	YTTERØYANE FYR	61.57	4.68	26	3.51
57390	SKEI I JØLSTER	61.58	6.49	205	4.97
57680	EIKEFJORD	61.59	5.47	30	7.65

A. Stasjonsoversikt

57640	SOLHEIM I GLOPPEN	61.63	5.72	177	7.11
57660	EIMHJELLEN	61.64	5.82	170	7.85
55430	BJØRKEHAUG I JOSTEDAL	61.64	7.27	324	4.04
57990	GJENGEDAL	61.66	5.95	230	7.14
57780	GRØNDALEN	61.69	5.58	105	9.97
58480	BRIKSDAL	61.69	6.81	40	3.86
58320	MYKLEBUST I BREIM	61.71	6.62	315	4.83
57810	SVELGEN II	61.77	5.30	3	7.44
58070	SANDANE	61.79	6.19	51	3.67
57940	ÅLFOTEN II	61.83	5.67	24	6.47
58400	INNVIK	61.85	6.63	32	3.32
58430	OLDEN - VANGBERG	61.86	6.76	78	3.60
57860	DAVIK II	61.88	5.55	3	6.63
58780	NORDFJORDEID - NYMARK	61.92	6.04	34	5.64
58880	SINDRE	61.92	6.54	118	4.56
58700	OPPSTRYN	61.93	7.23	201	3.23
59200	ULVESUND	61.97	5.14	1	7.02

B. Matlabkode

Her følger matlabkoden for funksjonane eg har laga i nedbørsmodellen.

modell_merra_data.m

```
function modell_merra_data

% Les inn MERRA data for ein 5-årsperiode, som blir lagra i ein
% mat-fil til bruk saman med nedbor_modell
5 %
%   get_MERRA_DATA.m
%   - som brukar:   read_MERRA_hourly.m
%                   read_MERRA_4d_3hourly.m
%                   read_MERRA_topography.m
10 %   read_NOAA_topo_data.m

%% Initialisering
clear all

15 % Vel start og sluttdato mellom 1979 og 2009
merra_syr = 1985;
merra_smonth = 1;
merra_sday = 1;
merra_eyr = 1989;
20 merra_emonth = 12;
merra_eday = 31;

% Område Merra-data - må vere større enn område for finskala data
25 nw_corner = [3 64];
se_corner = [9 58];

% Lite område for finskala data
% Heile vestlandet 3 x 3 grader
nw_corner_small = [4.5 62];
30 se_corner_small = [7.5 59];

%% METEOROLOGIMODUL
% mappe til MERRA data
merra_dir = '/Data/gfi/project1/bcm/bcmtmp/gbsag/MERRA/HOURLY_NORWAY/';
35 % les data
[merra_lat, merra_lon, merra_ser_time, merra_data_t2m, merra_data_unit_t2m,
 merra_data_prectot, merra_data_unit_prectot, merra_data_ps, merra_data_unit_ps,
 merra_data_qv2m, merra_data_unit_qv2m, merra_data_u10m, merra_data_unit_u10m,
 merra_data_v10m, merra_data_unit_v10m, merra_data_topo, merra_data_unit_topo,
 merra_lat_t, merra_lon_t, merra_ser_time_t, merra_data_t, ~, merra_data_qv,
 merra_data_unit_qv, merra_data_u, merra_data_unit_u, merra_data_v, merra_data_unit_v,
 merra_data_omega, merra_data_unit_omega, merra_pres_levels, merra_levels_unit] =
  get_MERRA_DATA(merra_dir, merra_syr, merra_smonth, merra_sday, merra_eyr, merra_emonth,
  merra_eday, nw_corner, se_corner);

% les inn NOAA topografi
```

B. Matlabkode

```
40 [topo_lat ,topo_lon ,topo_data] = read_NOAA_topo_data(nw_corner_small ,se_corner_small);  
  
%% LAGRAR VARIABLAR  
savepath = '/Home/stud5/m1a024/Documents/Masteroppgave/Matlab/Eignefilar/Modell/Data/';  
savefile = ['merra_data_' num2str(merra_syr) '_' num2str(merra_eyr) '_' datestr(today,'  
45 ddmmyy')];  
  
save([savepath savefile]);
```

nedbor_modell.m

```
function nedbor_modell  
  
% Modellen reknar ut orografisk nedbør for eit vald område  
%  
5 % Brukar:  
%   konstantar.m  
%   interpoler.m  
%   lag_over_bakken.m  
%   oro_omega.m  
10 %   omega_profil.m  
%   q_sat.m  
%   precip.m  
  
%% Initialisering  
15 clear all  
  
% Hentar inn konstantar  
konstantar;  
  
20 %% METEOROLOGIMODUL  
% Henter inn data frå mat-fil med MERRA-data, laga vha modell_merra_data  
filepath = '/Data/gfi/project1/bcm/bcmtmp/m1a024/Data/';  
filename = 'merra_data_1985_1989_100311';  
  
25 load([filepath filename]);  
  
%% Til sensitivitetsanalyse  
% Temperaturendring - skript som endrar merra_data_t2m, merra_data_t,  
% merra_data_qv2m og merra_data_qv  
30 % tempending;  
  
% Fuktending - skript som endrar merra_data_qv2m, merra_data_qv,  
% merra_data_t2m og merra_data_t  
35 % fuktending;  
  
% Vindending - skript som endrar merra_data_u10m, merra_data_v10m  
40 % vindending;  
  
% Vindretning - skript som endrar merra_data_u10m, merra_data_v10m  
45 % vindretning;  
  
%% TOPOGRAFI  
% topo_data inneheld NaN-verdiar der det er hav, det gir problem når  
% gradientane skal reknast ut.  
% Set topografien her til 0 i staden,  
50 % gjer for å vere sikker det same med eventuelle negative verdiar.
```

```

topo_data(isnan(topo_data)) = 0;
topo_data(topo_data < 0) = 0;

%% Interpolasjon til 10 km - gitter.
55 % (NOAA-gitteret er egentleg 1 km = 30" = 0.00833 grader)
% På grunn av breiddegrad så langt nord, blir gitteret faktisk 9,26 x
% 4,77 km.

noaa_lon_topo = topo_lon;
60 noaa_lat_topo = topo_lat;
no_x = length(unique(noaa_lon_topo));
no_y = length(unique(noaa_lat_topo));
noaa_lon_topo = reshape(noaa_lon_topo, no_y, no_x);
noaa_lat_topo = reshape(noaa_lat_topo, no_y, no_x);
65 noaa_topo_data = reshape(topo_data, no_y, no_x);

% Lager nytt gitter
[topo_lon_interp, topo_lat_interp] = meshgrid(min(noaa_lon_topo, [], 2):0.0833:max(
    noaa_lon_topo, [], 2), min(noaa_lat_topo):0.0833:max(noaa_lat_topo));
% Interpolerer topo_data til det nye gitteret
70 topo_interp = interp2(noaa_lon_topo, noaa_lat_topo, noaa_topo_data, topo_lon_interp,
    topo_lat_interp);

% Går tilbake til vektor-format
xdim_interp = length(unique(topo_lon_interp));
ydim_interp = length(unique(topo_lat_interp));
75 topo_lat_interp = reshape(topo_lat_interp, ydim_interp*xdim_interp, 1);
topo_lon_interp = reshape(topo_lon_interp, ydim_interp*xdim_interp, 1);
topo_interp = reshape(topo_interp, ydim_interp*xdim_interp, 1);

% Gir nye namn
80 topo_lon = topo_lon_interp;
topo_lat = topo_lat_interp;
topo_data = topo_interp;

%% MERRA - storskala topografi
85 % Interpolerer MERRA-data til ny topografi
merra_data_topo_interp = interpoler(merra_lat, merra_lon, merra_data_topo, topo_lat,
    topo_lon);
% Gir nye namn
merra_data_topo = merra_data_topo_interp;

90 %% GRADIENTAR FINSKALA TOPOGRAFI
disp('nedbor_modell: Topografimodul, reknar ut horisontale gradientar')

% NOAA - finskala topografi
noaa_lon_topo = topo_lon;
95 noaa_lat_topo = topo_lat;
no_x = length(unique(noaa_lon_topo));
no_y = length(unique(noaa_lat_topo));
noaa_lon_topo = reshape(noaa_lon_topo, no_y, no_x);
noaa_lat_topo = reshape(noaa_lat_topo, no_y, no_x);
100 noaa_topo_data = reshape(topo_data, no_y, no_x);

% horisontale gradientar
[noaa_aspect, noaa_slope, noaa_del_voro, noaa_del_uoro] = gradientm(noaa_lat_topo,
    noaa_lon_topo, noaa_topo_data);

105 % endrar tilbake til vektor-format
noaa_lat_topo = reshape(noaa_lat_topo, no_y*no_x, 1);
noaa_lon_topo = reshape(noaa_lon_topo, no_y*no_x, 1);
noaa_topo_data = reshape(noaa_topo_data, no_y*no_x, 1);

```

B. Matlabkode

```
noaa_aspect = reshape(noaa_aspect,no_y*no_x,1);
110 noaa_slope = reshape(noaa_slope,no_y*no_x,1);
noaa_del_voro = reshape(noaa_del_voro,no_y*no_x,1);
noaa_del_uoro = reshape(noaa_del_uoro,no_y*no_x,1);

%% MODELLEN
115 % Hentar inn data for 1 år om gongen
% Vektor for data kvar time
[Y, M, D, H, MN, S] = datevec(merra_ser_time);
% Vektor for data kvar 3. time
[Y_t, M_t, D_t, H_t, MN_t, S_t] = datevec(merra_ser_time_t);
120
% Gir nytt namn til dei fullstendige matrisene for heile perioden
merra_ser_time_large = merra_ser_time;
merra_data_prectot_large = merra_data_prectot;
merra_data_ps_large = merra_data_ps;
125 merra_data_qv2m_large = merra_data_qv2m;
merra_data_t2m_large = merra_data_t2m;
merra_data_u10m_large = merra_data_u10m;
merra_data_v10m_large = merra_data_v10m;

130 merra_ser_time_t_large = merra_ser_time_t;
merra_data_omega_large = merra_data_omega;
merra_data_qv_large = merra_data_qv;
merra_data_t_large = merra_data_t;

135 % løkke for 1 år
for year = merra_syr:merra_eyr
    indx = find(Y == year);
    merra_ser_time = merra_ser_time_large(:,indx);
    merra_data_prectot = merra_data_prectot_large(:,indx);
140 merra_data_ps = merra_data_ps_large(:,indx);
merra_data_qv2m = merra_data_qv2m_large(:,indx);
merra_data_t2m = merra_data_t2m_large(:,indx);
merra_data_u10m = merra_data_u10m_large(:,indx);
merra_data_v10m = merra_data_v10m_large(:,indx);
145
    indx_t = find(Y_t == year);
    merra_ser_time_t = merra_ser_time_t_large(:,indx_t);
    merra_data_omega = merra_data_omega_large(:,indx_t);
    merra_data_qv = merra_data_qv_large(:,indx_t);
150 merra_data_t = merra_data_t_large(:,indx_t);

%% INTERPOLER
% Interpoler til ny topografi

155 % Interpolerer alle data til gitteret for NOAA-topografi
% Data i trykknivå
merra_data_t_interp = interpoler(merra_lat_t,merra_lon_t,merra_data_t,topo_lat,
    topo_lon);
merra_data_qv_interp = interpoler(merra_lat_t,merra_lon_t,merra_data_qv,topo_lat,
    topo_lon);
merra_data_omega_interp = interpoler(merra_lat_t,merra_lon_t,merra_data_omega,
    topo_lat,topo_lon);
160
% Data i overflategitter
merra_data_t2m_interp = interpoler(merra_lat,merra_lon,merra_data_t2m,topo_lat,
    topo_lon);
merra_data_ps_interp = interpoler(merra_lat,merra_lon,merra_data_ps,topo_lat,
    topo_lon);
merra_data_qv2m_interp = interpoler(merra_lat,merra_lon,merra_data_qv2m,topo_lat,
    topo_lon);
```



```

165 merra_data_u10m_interp = interpoler(merra_lat,merra_lon,merra_data_u10m,topo_lat,
    topo_lon);
merra_data_v10m_interp = interpoler(merra_lat,merra_lon,merra_data_v10m,topo_lat,
    topo_lon);
merra_data_prectot_interp = interpoler(merra_lat,merra_lon,merra_data_prectot,
    topo_lat,topo_lon);

%% FINN UT HVILKE TRYKKLAG SOM ER OVER BAKKEN
170 % Finn ein felles startdato for både hourly og 3-hourly data
start_date_t = merra_ser_time_t(1);
start_date_t2m = find(merra_ser_time == start_date_t);

% Det er bare dei laga som er over bakken som skal inn i
175 % nedbørsberekninga
[merra_data_t_above_topo] = lag_over_bakken(merra_data_t_interp, merra_pres_levels,
    merra_data_ps_interp(:,start_date_t2m:3:end), topo_data, merra_data_topo);
[merra_data_qv_above_topo] = lag_over_bakken(merra_data_qv_interp,
    merra_pres_levels, merra_data_ps_interp(:,start_date_t2m:3:end), topo_data,
    merra_data_topo);
[merra_data_omega_above_topo] = lag_over_bakken(merra_data_omega_interp,
    merra_pres_levels, merra_data_ps_interp(:,start_date_t2m:3:end), topo_data,
    merra_data_topo);

180 % Må fordele fuktigheita frå laga under bakken til første laget over bakken
% Finn først data i laga under bakken
merra_data_qv_above_topo_nonans = merra_data_qv_above_topo;
merra_data_qv_above_topo_nonans(isnan(merra_data_qv_above_topo_nonans)) = 0;
merra_data_qv_below_topo = merra_data_qv_interp - merra_data_qv_above_topo_nonans;

185 % Summen av fuktigheit i alle laga under bakken
merra_data_qv_below_topo_sum = nansum(merra_data_qv_below_topo,2);
merra_data_qv_below_topo_sum = reshape(merra_data_qv_below_topo_sum,size(
    merra_data_qv_below_topo_sum,1),size(merra_data_qv_below_topo_sum,3));

190 first_lev = ones(size(merra_data_qv_above_topo,1),size(merra_data_qv_above_topo,3))
    *NaN;
% Løkke for trykknivå
for k = 1:length(merra_pres_levels)
    nonans = find(~isnan(merra_data_qv_above_topo(:,k,:))); % finn data som IKKJE
        er NaN
    % Lagrar første nivå med data
195     if k == 1
        first_lev(nonans) = k;
    elseif k>1
        [nonans_already] = find(~isnan(first_lev)); % finn data som IKKJE
            er NaN
        % Vel gitter som ikkje alt har data
200         C = ismember(nonans, nonans_already);
        nonans = nonans(C == 0);
        first_lev(nonans) = k;
    end
end

205 end

% Fuktigheita i laga under bakken leggjust til første laget over bakken
% Løkke for kvar 3. time
for i = 1:size(merra_data_qv_above_topo, 3)
    % Løkke for gitterpunkt
210     for k = 1:size(merra_data_qv_above_topo,1)
        merra_data_qv_above_topo(k, first_lev(k,i), i) = merra_data_qv_above_topo(k
            , first_lev(k,i), i) + merra_data_qv_below_topo_sum(k,i);
    end
end
end

```

B. Matlabkode

```
215 %% Interpolerer data i trykknivå frå data for kvar 3. time til data for kvar time
    % Tildeler plass
    merra_data_t_interp2 = ones(size(merra_data_t_interp,1), size(merra_data_t_interp
        ,2), length(merra_ser_time)) * NaN;
    merra_data_qv_interp2 = ones(size(merra_data_t_interp,1), size(merra_data_t_interp
        ,2), length(merra_ser_time)) * NaN;
    merra_data_omega_interp2 = ones(size(merra_data_t_interp,1), size(
        merra_data_t_interp,2), length(merra_ser_time)) * NaN;
220
    merra_data_t_above_topo_interp2 = ones(size(merra_data_t_interp,1), size(
        merra_data_t_interp,2), length(merra_ser_time)) * NaN;
    merra_data_qv_above_topo_interp2 = ones(size(merra_data_t_interp,1), size(
        merra_data_t_interp,2), length(merra_ser_time)) * NaN;
    merra_data_omega_above_topo_interp2 = ones(size(merra_data_t_interp,1), size(
        merra_data_t_interp,2), length(merra_ser_time)) * NaN;
225
    disp('nedbor_modell: Interpolerer temperatur i trykknivå frå data for kvar 3. time
        til data for kvar time ved bruk av lineær interpolasjon')

    % Slår av warning fordi me interpolerer NaNs
    warning off
    for j = 1:length(topo_lat)
230         for i = 1:size(merra_data_t_interp,2)
            merra_data_t_interp2(j,i,:) = interp1(merra_ser_time_t, squeeze(
                merra_data_t_interp(j,i,:)), merra_ser_time, 'linear', 'extrap');
            merra_data_qv_interp2(j,i,:) = interp1(merra_ser_time_t, squeeze(
                merra_data_qv_interp(j,i,:)), merra_ser_time, 'linear', 'extrap');
            merra_data_omega_interp2(j,i,:) = interp1(merra_ser_time_t, squeeze(
                merra_data_omega_interp(j,i,:)), merra_ser_time, 'linear', 'extrap');
235
            merra_data_t_above_topo_interp2(j,i,:) = interp1(merra_ser_time_t, squeeze(
                merra_data_t_above_topo(j,i,:)), merra_ser_time, 'linear', 'extrap');
            merra_data_qv_above_topo_interp2(j,i,:) = interp1(merra_ser_time_t, squeeze(
                merra_data_qv_above_topo(j,i,:)), merra_ser_time, 'linear', 'extrap');
            merra_data_omega_above_topo_interp2(j,i,:) = interp1(merra_ser_time_t,
                squeeze(merra_data_omega_above_topo(j,i,:)), merra_ser_time, 'linear',
                'extrap');

            % Sjørg for at qv alltid er positiv
240             [indx]=find(merra_data_qv_interp2(j,i,:)<0);
            merra_data_qv_interp2(j,i,indx)=0;
            [indx]=find(merra_data_qv_above_topo_interp2(j,i,:)<0);
            merra_data_qv_above_topo_interp2(j,i,indx)=0;
245         end
    end
    warning on

    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    % Gir nye namn
250    merra_data_t = merra_data_t_interp2;
    merra_data_qv = merra_data_qv_interp2;
    merra_data_omega = merra_data_omega_interp2;
    merra_ser_time_t = merra_ser_time;
    merra_data_t_above_topo = merra_data_t_above_topo_interp2;
255    merra_data_qv_above_topo = merra_data_qv_above_topo_interp2;
    merra_data_omega_above_topo = merra_data_omega_above_topo_interp2;

    merra_data_t2m = merra_data_t2m_interp;
    merra_data_ps = merra_data_ps_interp;
260    merra_data_qv2m = merra_data_qv2m_interp;
    merra_data_u10m = merra_data_u10m_interp;
```

```

merra_data_v10m = merra_data_v10m_interp;
merra_data_prectot = merra_data_prectot_interp;

265 % Sletter variablar for å frigjere minne
clear merra_data_t_interp2 merra_data_qv_interp2 merra_data_omega_interp2 ...
      merra_data_t_above_topo_interp2 merra_data_qv_above_topo_interp2 ...
      merra_data_omega_above_topo_interp2 ...
      merra_data_t2m_interp merra_data_ps_interp merra_data_qv2m_interp ...
270      merra_data_u10m_interp merra_data_v10m_interp merra_data_prectot_interp ...

%% VERTIKAL VIND MODUL
% Vertikal vind pga storskala sirkulasjon
omega_large = merra_data_omega;

275 % Vertikal vind nær bakken pga finskala topografi
disp('oro_omega: Reknar vertikal vind ved bakken pga finskala topografi')

% Tildeler plass før løkka
280 omega_oro_small_surf = ones(size(merra_data_ps,1),size(merra_data_ps,2))*NaN;
% Løkke for kvar time
for i = 1:size(merra_data_ps,2)
    omega_oro_small_surf(:,i) = oro_omega(merra_data_ps(:,i),merra_data_t2m(:,i),
        merra_data_u10m(:,i),merra_data_v10m(:,i),noaa_del_uoro,noaa_del_voro);
end

285 %% Total vertikal vind
% Reknar ut omega i alle trykklag
disp('omega_profil: Reknar ut vertikal vind i alle trykklag')

% Tildeler plass før løkka
290 omega_total = ones(size(merra_data_ps,1),length(merra_pres_levels),size(
    merra_data_ps,2))*NaN;
% Løkke for kvar time
for j = 1:size(merra_data_ps,2)
    % Løkke for kvart trykklag
295     for i = 1:length(merra_pres_levels)
        omega_total(:,i,j) = omega_profil(merra_data_ps(:,j),merra_pres_levels(i),
            omega_large(:,i,j),omega_oro_small_surf(:,j));
    end
end

300 %% METNINGSMODUL
[dqs_dt,r] = q_sat(merra_data_qv_above_topo,merra_data_t_above_topo,omega_total,
    merra_pres_levels);

%% NEDBØRSMODUL
R = precip(dqs_dt,r,merra_data_t2m,merra_data_qv2m,merra_data_ps,merra_pres_levels)
;

305 %% LAGRAR VARIABLAR
savepath = '/Data/gfi/bcmtmp/mla024/Data';
savefile = ['modell_' num2str(year) '_' datestr(today,'ddmmy')];

310 save([savepath savefile],...
    'merra_syr','merra_smonth','merra_sday','merra_eyr','merra_emonth',...
    'merra_eday','nw_corner_small','se_corner_small',...
    'R','merra_data_prectot','merra_ser_time',...
    'merra_pres_levels','merra_data_omega_above_topo','omega_oro_small_surf',...
315 'topo_lat','topo_lon','topo_data','merra_del_uoro','merra_del_voro',...
    'noaa_del_uoro','noaa_del_voro');

end % løkke for 1 år

```

B. Matlabkode

lag_over_bakken.m

```
function [data_t_above_topo] = lag_over_bakken(data_t, pres_levels, data_ps, topo_data,
    merra_data_topo)

% [data_t_above_topo] = lag_over_bakken(data_t, pres_levels, data_ps, topo_data,
    merra_data_topo)
%
5 % MÅL
% Finne ut kva lag som ligg over bakken til ny topografi
% Returnerer NaNs for trykknivå under bakken.
%
% INPUT
10 % data_t      - temperatur i trykknivå rekke X(gitterpunkt, no_levels, tid)
% pres_levels  - trykknivå X(no_levels)
% data_ps      - bakkestrykk X(gitterpunkt, tid)
%
% OUTPUT
15 % data_t_above_topo  - same som input data_t, men med data under bakken
%                      sett til NaNs
%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

20 % Hentar inn konstantar
konstantar;

% Skal finne trykket til ny topografi
% Finn først skilnaden mellom MERRA topografi og finskala topografi
25 hogde_endring = topo_data - merra_data_topo;
% Utvidar til alle timar
hogde_endring = repmat(hogde_endring,1, size(data_ps,2));

H = 7500;          % Skalahøgda
30 ps_ny_topo = data_ps .* exp(- hogde_endring ./ H);

% Initialisering
data_t_above_topo = data_t * NaN;

35 % Utvidar bakkestrykket til alle nivå slik at me kan finne kva nivå som er
% over bakken
data_ps_ex = repmat(ps_ny_topo, [1 1 length(pres_levels)]);
data_ps_ex = permute(data_ps_ex, [1 3 2]);

40 % Brukar berre nivå over bakken og set resten til NaN
for k = 1:length(pres_levels)
    plevs_above_topo_indx = find(data_ps_ex >= pres_levels(k));
    if k == 1
        data_t_above_topo(plevs_above_topo_indx) = data_t(plevs_above_topo_indx);
45    elseif k > 1
        % Finn gitter som alt har data
        [data_already] = find(~isnan(data_t_above_topo));    % Finn data som IKKJE er
            NaN
        % Vel gitter som ikkje har data alt
        C = ismember(plevs_above_topo_indx, data_already);    % Finn indeksane til data i
            gitteret
50    new_data_indx = plevs_above_topo_indx(C == 0);
        % Legg dei nye dataene til data_t_above_topo
        data_t_above_topo(new_data_indx) = data_t(new_data_indx);
    end
clear plevs_above_topo_indx data_already new_data_indx C
```

```

55     % Set nivået me har testa for til NaN - det skal ikkje vere med på
    % testing av neste laget!
    data_ps_ex(:,k,:) = NaN;
end
60 clear data_ps_ex

```

oro_omega.m

```

function [omega_surf] = oro_omega(merra_data_ps,merra_data_t2m,merra_data_u10m,
    merra_data_v10m,merra_data_dz_dx,merra_data_dz_dy)

% [omega_surf] = oro_omega(merra_data_ps,merra_data_t2m,merra_data_u10m,merra_data_v10m
    ,merra_data_dz_dx,merra_data_dz_dy)
%
5 % Reknar vertikal vind ved bakken pga finskala topografi
% (likn. 3.1)
%
% merra_data_ps er trykket i hPa, må hugse gonge med 100!!
%
10 % rhoa = 100*merra_data_ps / (R * merra_data_t2m)
% omega_s = - rhoa * g * (merra_data_u * merra_data_dz_dx + merra_data_v *
    merra_data_dz_dy);

% Hentar inn konstantar
konstantar;
15 omega_surf = - (100 .* merra_data_ps .* g) ./ (R_d .* merra_data_t2m) .* (
    merra_data_u10m .* merra_data_dz_dx + merra_data_v10m .* merra_data_dz_dy);

```

omega_profil.m

```

function [omega_total] = omega_profil(p_s,p,omega_large,omega_oro_small_surf)

% [omega_total] = omega_profil(p_s,p,omega_large,omega_oro_large_surf)
%
5 % Reknar ut vertikal vind i alle trykklag
% (likn. 3.2)
%
% Kondensasjonsraten som blir rekna ut vha. q_sat.m er er avhengig av
% spesifisering av ein omega-profil omega(p) som definerer korleis omega
10 % avtar med høgda.

% Hentar inn konstantar
konstantar;
15 omega_total = omega_large + (omega_oro_small_surf .* (((p - p_t)./(p_s - p_t)).^tan(
    Gamma * pi/4)));

```

q_sat.m

```

function [dqs_dt,r] = q_sat(q,T,omega,p)

% [dqs_dt,r] = q_sat(q,T,omega,p)
%
5 % Reknar ut kondensasjonsrate dqs_dt i alle lag
% (likn. 3.3 og 3.4)

% Hentar inn konstantar
konstantar;

```

B. Matlabkode

```
10 % Reknar ut q_s (blandingsforholdet ved metting) vha. Clausius-Clapeyron
%
% Finn først vassdamp sitt mettingstrykk (Bolton,1980), det er ein funksjon
% av temperaturen. Temp. skal vere i gradar Celcius, mettingstrykket er i hPa.
15 T_C = T - 273.15;
e_s = 6.112 * exp((17.62.*T_C)./(T_C+243.5));

% Tildeler plass
r = ones(size(q,1)*size(q,3),size(q,2)) * NaN;
20 dqs_dt = ones(size(q,1)*size(q,3),size(q,2)) * NaN;

disp('q_sat: Reknar ut kondensasjonsrate dqs_dt i alle lag')

% Løkke for trykklag
25 for i = 1:size(p)
    lambda_data=zeros(size(e_s,1)*size(e_s,3),1);
    delta_data=zeros(size(e_s,1)*size(e_s,3),1);
    p_data=ones(size(e_s,1),size(e_s,3))*p(i);
    q_data=squeeze(q(:,i,:));
30 e_s_data=squeeze(e_s(:,i,:));
    omega_data=squeeze(omega(:,i,:));
    T_data=squeeze(T(:,i,:));

    p_data=reshape(p_data,size(p_data,1)*size(p_data,2),1);
    q_data=reshape(q_data,size(q_data,1)*size(q_data,2),1);
35 e_s_data=reshape(e_s_data,size(e_s_data,1)*size(e_s_data,2),1);
    omega_data=reshape(omega_data,size(omega_data,1)*size(omega_data,2),1);
    T_data=reshape(T_data,size(T_data,1)*size(T_data,2),1);

40 q_s_data= 0.622 .* e_s_data./p_data;
    [indx]=find(q_data>q_s_data);
    q_data(indx)=q_s_data(indx);
    % Må rekne ut relativ fuktigheit (i alle lag)
45 r_data= q_data./q_s_data;

    % Omega må vere negativ for at det kan kome nedbør
    [indx]=find(omega_data<0);
    delta_data(indx)=1;

50 % Likn. 3.4 - må ha ei viss luftfuktigheit for at det kan kome nedbør
    lambda_data=sqrt((r_data-0.6)/0.4);
    [indx]=find(r_data<=0.6);
    lambda_data(indx)=0;

55 r(:,i)=r_data;
    dqs_dt(:,i)= -lambda_data.* delta_data.*(q_s_data.* T_data)./ p_data.*(L*R_d - c_p*
        R_v*T_data)./(c_p*R_v.*T_data.^2 + q_s_data.*L^2) .*omega_data;
    [indx]=find(isnan(T_data));
    dqs_dt(indx,i)=0;
end
60 r=reshape(r,size(q,1),size(q,3),size(r,2));
    dqs_dt=reshape(dqs_dt,size(q,1),size(q,3),size(dqs_dt,2));
    r=permute(r,[1 3 2]);
    dqs_dt=permute(dqs_dt,[1 3 2]);
```

precip.m

```

function [prec] = precip(dqs_dt,r,merra_data_t2m,merra_data_qv2m,merra_data_ps,
    merra_pres_levels)

% [prec] = precip(dqs_dt,r,merra_data_t2m,merra_data_qv2m,merra_data_ps,
    merra_pres_levels)
%
5 % Reknar ut nedbøren (likn. 3.5 og 3.6)

% Hentar inn konstantar
konstantar;

10 disp('precip: Reknar ut nedbøren')

% Må først finne LCL (kondensasjonsnivå for heving)
% Reknar ut doggpunktstemperaturen T_d
a = 17.271;
b = 237.7; % grader Celcius
% Må gjere om frå Kelvin til Celcius
T_C = merra_data_t2m - 273.15;
e_s = 6.112 * exp((17.62.*T_C)./(T_C+243.5));
q_s = 0.622 .* e_s ./ merra_data_ps;
20 rh = merra_data_qv2m ./ q_s;
[indx]=find(rh>1);
rh(indx)=1;

% gamma(T,RH)
25 gamma = a * T_C ./ (b + T_C) + log(rh);
% T_d
T_d = (b * gamma) ./ (a - gamma);

% Finn høgda til LCL vha. Espys likning.
30 h_LCL = 125 * (T_C - T_d);

% Gjer om til trykk
H = 7500; % Skalahøgda
P_LCL = merra_data_ps .* exp(- h_LCL ./ H);
35

% Likn. 3.6 - nedbøren er avhengig av luftfuktigheita nær bakken r_s
% Brukar luftfuktigheita i 850 hPa for r_s
r_s_level_index=find(merra_pres_levels==850);
disp(['precip: Brukar luftfuktigheita i ' num2str(merra_pres_levels(r_s_level_index)) '
    hPa for r_s'])
40 r_s = squeeze(r(:,r_s_level_index,:));

missing=1;
level_k=r_s_level_index;
while missing==1
45     level_k=level_k+1;
    % dersom den er NaN brukast verdi høgare oppe
    if sum(sum(isnan(r_s)))>0
        disp(['precip: ' num2str(merra_pres_levels(level_k-1)) ' hPa under bakkenivaa
            for nokre punkt bruker ' num2str(merra_pres_levels(level_k)) ' hPa'])
        [indx]=find(isnan(r_s));
        dummy=squeeze(r(:, level_k,:));
        r_s(indx)=dummy(indx);
    else
        missing=0;
    end
55 end

```

B. Matlabkode

```
lambda_s = ones(size(r_s)) * NaN;
int_dqs_dt = ones(size(r_s)) * NaN;

60 lambda_s=real(((r_s-0.8)./0.2).^(1/4));
[indx]=find(r_s<0.8);
lambda_s(indx)=0;

% Likn. 3.5 - finn den totale nedbørsraten ved bakken ved å integrere frå LCL til
65 % toppen av atmosfæren
% Finn ut kva lag P_LCL ligg i - integrerer f.o.m. dette laget.
C=ones(size(r_s,1),size(r_s,2));
for k=2:(length(merra_pres_levels))
    [indx]=find(P_LCL < merra_pres_levels(k-1) & P_LCL > merra_pres_levels(k));
70     C(indx)=k;
end

% P_LCL kan ikkje ligge høgare enn det nest øvste trykknivået.
C(C == length(merra_pres_levels)) = length(merra_pres_levels)-1;
75

for i=1:size(dqs_dt,1)
    for j=1:size(dqs_dt,3)
        % --> numerisk integrasjon ved trapz
        int_dqs_dt(i,j) = trapz(merra_pres_levels(C(i,j):length(merra_pres_levels)),
80            dqs_dt(i,C(i,j):length(merra_pres_levels),j));
    end
end

prec = - (lambda_s/ g).*int_dqs_dt;

85 % Gjer om frå mm/s til mm/time
prec = prec * 3600;
```

konstantar.m

```
% konstantar.m
%
% Inneheld konstantane eg treng i nedbor_modell.m og alle underfunksjonar

5 % global g L R_d R_v c_p
g = 9.81; % tyngdeakselerasjonen [m s-2]
L = 2.5e6; % latent kondensasjonsvarme [J K-1 kg-1]
R_d = 287; % gasskonstanten for tørr luft [J K-1 kg-1]
R_v = 461.5; % gasskonstanten for vassdamp [J K-1 kg-1]
10 c_p = 1004; % spesifikk varme for tørr luft ved konstant trykk [J K-1 kg-1]
    ^{-1}]

% PARAMETER
% vertikal utstrekning
% høgda der omega skal avta til 0
15 p_t = 200;
% hastigheit for nedgangen i omega
% gamma kan vere eit tal mellom 0 og 2.
Gamma = 0.7;
```


tempendring.m

```
%% Til sensitivitetsanalyse
% Temperaturendring med +/- 2 grader

T_endring = -2;
5 disp(['tempendring: Endrar merra_data_t, merra_data_t2m med ' num2str(T_endring) '
      grader. Endrar deretter merra_data_qv og merra_data_qv2m med RH=konstant'])

% Endring variablar ved bakken
T_gml_2m = merra_data_t2m;
T_ny_2m = merra_data_t2m + T_endring;
10 % Finn først vassdamp sitt mettingstrykk (Bolton,1980), det er ein funksjon
% av temperaturen.
% Temp. skal vere i gradar Celcius, mettingstrykket er i hPa.
T_C_gml_2m = T_gml_2m - 273.15;
T_C_ny_2m = T_ny_2m - 273.15;
15 e_s_gml_2m = 6.112 * exp((17.62.*T_C_gml_2m)./(T_C_gml_2m+243.5));
q_s_gml_2m = 0.622 .* e_s_gml_2m./merra_data_ps;
20 r_2m = merra_data_qv2m./q_s_gml_2m;
e_s_ny_2m = 6.112 * exp((17.62.*T_ny_2m)./(T_ny_2m+243.5));
e_ny_2m = r_2m .* e_s_ny_2m;
25 q_ny_2m = 0.622 .* e_ny_2m./merra_data_ps;

% Endring variablar i trykklag
T_gml = merra_data_t;
T_ny = merra_data_t + T_endring;
30 % Finn først vassdamp sitt mettingstrykk (Bolton,1980), det er ein funksjon
% av temperaturen.
% Temp. skal vere i gradar Celcius, mettingstrykket er i hPa.
T_C_gml = T_gml - 273.15;
T_C_ny = T_ny - 273.15;
35 e_s_gml = 6.112 * exp((17.62.*T_C_gml)./(T_C_gml+243.5));

% Tildeler plass
40 q_s_gml = ones(size(merra_data_qv))*NaN;
q_ny = ones(size(merra_data_qv))*NaN;

% Løkke for trykklag
for i = 1:length(merra_pres_levels)
45     q_s_gml(:,i,:) = 0.622 .* e_s_gml(:,i,:)./merra_pres_levels(i);
end
50 r = merra_data_qv./q_s_gml;
e_s_ny = 6.112 * exp((17.62.*T_C_ny)./(T_C_ny+243.5));
e_ny = r .* e_s_ny;
55 for i = 1:length(merra_pres_levels)
    q_ny(:,i,:) = 0.622 .* e_ny(:,i,:)./merra_pres_levels(i);
```

B. Matlabkode

```
60 end

% Gir nye namn
merra_data_qv = q_ny;
merra_data_qv2m = q_ny_2m;
65 merra_data_t = T_ny;
merra_data_t2m = T_ny_2m;
```

fuktendring.m

```
%% Til sensitivitetsanalyse
% Spesifikk fukt +/- 20 %

qv_endring = -0.20;
5 disp(['fuktendring: Endrar merra_data_qv, merra_data_qv2m med ' num2str(qv_endring*100)
      ' prosent. Endrar også merra_data_t, merra_data_t2m med RH=konstant.'])

% Endring variablar ved bakken
qv_gml_2m = merra_data_qv2m;
qv_ny_2m = merra_data_qv2m * (1 + qv_endring);
10 T_gml_2m = merra_data_t2m;

% Finn først vassdamp sitt mettingstrykk (Bolton,1980), det er ein funksjon
% av temperaturen.
15 % Temp. skal vere i gradar Celcius, mettingstrykket er i hPa.
T_C_gml_2m = T_gml_2m - 273.15;

e_s_gml_2m = 6.112 * exp((17.62.*T_C_gml_2m)./(T_C_gml_2m+243.5));

20 q_s_gml_2m = 0.622 .* e_s_gml_2m./merra_data_ps;

r_2m = qv_gml_2m./q_s_gml_2m;

qv_ny_2m = qv_ny_2m./r_2m;
25 e_s_ny_2m = q_s_ny_2m.*merra_data_ps./0.622;

T_C_ny_2m = (243.5.*log(e_s_ny_2m./6.112)./(17.62 - log(e_s_ny_2m./6.112)));

30 T_ny_2m = T_C_ny_2m + 273.15;

% Endring variablar i trykklag
qv_gml = merra_data_qv;
qv_ny = merra_data_qv * (1 + qv_endring);
35 T_gml = merra_data_t;

% Finn først vassdamp sitt mettingstrykk (Bolton,1980), det er ein funksjon
% av temperaturen.
40 % Temp. skal vere i gradar Celcius, mettingstrykket er i hPa.
T_C_gml = T_gml - 273.15;

e_s_gml = 6.112 * exp((17.62.*T_C_gml)./(T_C_gml+243.5));

45 % Tildeler plass
q_s_gml = ones(size(merra_data_qv))*NaN;

% Løkke for trykklag
for i = 1:length(merra_pres_levels)
50
```

```

    q_s_gml(:,i,:) = 0.622 .* e_s_gml(:,i:)./merra_pres_levels(i);
end
55 r = qv_gml./q_s_gml;
    q_s_ny = qv_ny./r;
% Tildeler plass
60 e_s_ny = ones(size(merra_data_qv))*NaN;
% Løkke for trykklag
for i = 1:length(merra_pres_levels)
65     e_s_ny(:,i,:) = q_s_ny(:,i:).* merra_pres_levels(i)./ 0.622;
end
T_C_ny = (243.5.*log(e_s_ny./6.112)./(17.62 - log(e_s_ny./6.112)));
70 T_ny = T_C_ny + 273.15;
% Gir nye namn
merra_data_qv = qv_ny;
75 merra_data_qv2m = qv_ny_2m;
merra_data_t = T_ny;
merra_data_t2m = T_ny_2m;

```

vindendring.m

```

%% Til sensitivitetsanalyse
% Vindhastighet +/- 20 %
vind_endring = -0.20;
5 disp(['vindendring: Endrar merra_data_u10m, merra_data_v10m med ' num2str(vind_endring
    *100) ' prosent.'])
% Endring variablar
merra_data_u10m = merra_data_u10m * (1 + vind_endring);
merra_data_v10m = merra_data_v10m * (1 + vind_endring);

```

vindretning.m

```

%% Til sensitivitetsanalyse
% Vindretning +/- 30 grader
endring_retning = -30;
5 disp(['vindendring: Endrar vindretninga med ' num2str(endring_retning) ' grader, dvs.
    endrar merra_data_u10m og merra_data_v10m.'])
% Endring variablar
u = merra_data_u10m;
10 v = merra_data_v10m;
% Gjer om til polarkoordinatar
[retning,hastigheit] = cart2pol(v,u);
% Endrar retning
15 retning = retning + (endring_retning * pi)/180;

```

B. Matlabkode

```
% Gjer om tilbake til kartesiske koordinatar  
[v_ny,u_ny] = pol2cart(retning,hastighet);  
20 % Gir nye namn  
merra_data_u10m = u_ny;  
merra_data_v10m = v_ny;
```

Referansar

- Albritton, D.L., Meira Filho, L.G., Cubasch, U., Dai, X., Ding, Y., Griggs, D.J. et al. (2001). Technical Summary. I J.T. Houghton et al. (red.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Bolton, D. (1980). The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 108(7), 1046–1053.
- Caroletti, G.N. & Barstad, I. (2010). An assessment of future extreme precipitation in western norway using a linear model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 2329–2341.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I. et al. (2007). Chapter 11. Regional climate projections. I S. Solomon et al. (red.), *Climate Change 2007: the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (s. 847–940). Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press.
- Dai, A. (2006). Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *Journal of Climate*, 19(15), 3589–3606.
- Funk, C. & Michaelsen, J. (2004). A simplified diagnostic model of orographic rainfall for enhancing satellite-based rainfall estimates in data-poor regions. *Journal of Applied Meteorology*, 43(10), 1366–1378.
- Furevik, T., Bentsen, M., Drange, H., Kindem, I.K.T., Kvamstø, N. & Sorteberg, A. (2003). Description and evaluation of the Bergen climate model: ARPEGE coupled with MICOM. *Climate Dynamics*, 21(1), 27–51.
- GLOBE Task Team and others, Hastings, D.A., Dunbar, P.K., Elphingstone, G.M., Bootz, M., Murakami, H. et al. (1999). *The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80305-3328, U.S.A. Digital data base on the World Wide Web (URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>) and CD-ROMs.

Referansar

- Haltiner, G.J. & Williams, R.T. (1980). *Numerical prediction and dynamic meteorology, Second edition*. John Wiley and Sons.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E.J., Roald, L.A., Børsheim, K.Y., Hisdal, H. et al. (2009). Klima i norge 2100. *Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning*.
- Hastings, D.A. & Dunbar, P.K. (1999). Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Documentation, Volume 1.0. *Key to Geophysical Records Documentation (KGRD)*, 34.
- Heikkilä, U., Sandvik, A. & Sorteberg, A. (2010). Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. *Climate Dynamics*, 1–14.
- Kunz, M. & Kottmeier, C. (2006). Orographic enhancement of precipitation over low mountain ranges. Part I: Model formulation and idealized simulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(8), 1025-1040.
- Rienecker, M. (2008). File Specification for MERRA Gridded Output.
- Roe, G.H. (2005). Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 645-671.
- Sinclair, M.R. (1993). A diagnostic study of the extratropical precipitation resulting from Tropical Cyclone Bola. *Monthly Weather Review*, 121(10), 2690–2707.
- Sinclair, M.R. (1994). A diagnostic model for estimating orographic precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 33(10), 1163-1175.
- Smith, R.B. (1979). The influence of mountains on the atmosphere. I *Advances in geophysics* (vol. 21, s. 87–230).
- Smith, R.B. (2003). A linear upslope-time-delay model for orographic precipitation. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), 2-9.