

Hydrologisk modellering av nedbørflom i Gaula

Bruk av nedbørestimater fra
stasjonsmålinger, værradar og et griddet
datasett

Ida Eggen

Bygg- og miljøteknikk

Innlevert: juni 2016

Hovedveileder: Knut Alfredsen, IVM

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for vann- og miljøteknikk

NTNU
NORGES TEKNISK NATURVITENSKAPLIGE UNIVERSITET
Institutt for Vann- og miljøteknikk

Masteroppgåve i vassdragsteknikk

Kandidat: **Ida Eggen**

Tema: **Modellering av flom i Gaula.**

1. Bakgrunn

Flomsituasjonar som oppstår på grunn av kraftig nedbør kan vere eit problem for planlegging av infrastruktur i vassdrag med tanke på oversvømmelse, erosjon og ras. Hydrologisk modellering kan brukast for å gjenskape flomepisodene, og i fordelte modellar er det og eit potensiale for simulering av umålte felt. I mange tilfelle kan spesielt intense nedbørtilfelle med lita utstrekning vere eit problem på grunn av dårleg dekning av nedbørmålarar, og i Norge er dette og ei problemstilling i mange større felt. Det er difor interessant å teste ut flomsimuleringar med eksisterande nedbørdata, og kor godt nedbør frå andre kjelder som radar og nedbørgrid kan brukast i slike simuleringar. Hovudmålet med oppgåva er å gjennomføre ei slik studie for nedbørfeltet til Gaula i Sør Trøndelag.

Gaula har i dei seinare åra hatt fleire flomepisoder drivne av stor nedbør, og har og store historiske flomtilfelle forårsaka av stor nedbør, og erfaring tyder på at store flommer kan vere ei utfordring. Dekninga av nedbørstasjonar er låg, men vassføring er målt fleire stadar i feltet noko som gjer feltet godt eigna for dette studiet. Arbeidet bygger hovudsakleg på hendingar frå 2010 og 2011, men andre situasjonar kan og vere aktuelle.

2. Arbeidsoppgåver

Oppgåva vil ha følgjande hovuddelar:

1. Ein fordelt modell (Statkraft Hydrological Forecasting Toolbox) skal settast opp for heile Gaulafeltet og kalibrerast mot tilgjengelege vassføringsmålingar. Dette inneber tilrettelegging av felldata, klimadata og vassføringsdata slik modellen krev. Modellen skal så kalibrerast ved bruk av nedbørmålingar, og kalibreringa skal vurderast mot flomepisodene som er plukka ut. Det må gjerast ei vurdering av kalibreringa både for døgn- og timeoppløysing
2. Med utgangspunkt i modellen sett opp i 1), så skal følgjande alternativ vurderast:
 - a. Bruk av fordelt nedbør til å drive modellen (met.no sine nedbørgrid). Korleis fungerer desse samanlikna med standardoppsettet i 1)?

- b. Bruk av data frå nedbørradar som inngangsdata. Kva må til av tilpassingar og korreksjonar, og korleis kan slike data enklast brukast i modellen?
 - c. Kan ulike strategiar for kalibrering av modellen gi bedre tilpassing for ekstremverdiar?
3. Det skal og gjerast ei vurdering av den store flomeepisoda i 1940 kan simulerast med utgangspunkt i dette og vidare ei vurdering av nedbørmengda som må til for å få ei slik flom.

3. Rettleiing, data og informasjon

Faglærer vert professor Knut Alfredsen ved institutt for vann- og miljøteknikk, NTNU. Stipendiat Kuganesan Sivasubramaniam jobbar med tilsvarande problemstillingar og vil kunne bidra med hjelp til modellering. Kandidaten er elles ansvarleg for innsamling, kontroll og bruk av data. Hjelp frå ovannemnde eller andre må refererast i rapporten.

4. Rapport

Struktur og oppsett av rapporten er viktig. Gå utifrå at det målgruppa er teknisk personell på seniornivå. Rapporten skal innehalde eit samandrag som gir lesaren informasjon om bakgrunn, framgangsmåte og hovudresultata. Rapporten skal ha innhaldsliste og referanseliste. Referanselista skal vere formatert etter ein eksisterande standard.

Denne oppgåveteksta skal vere inkludert i rapporten.

Data som er samla inn skal dokumenterast og leverast på digital form.

Denne oppgåveteksta skal vere inkludert i rapporten.

Formatet på rapporten skal følgje standarden ved NTNU. Alle figurar, kart og bilete som er inkludert i rapporten skal vere av god kvalitet.

Kandidaten skal inkludere ei signert fråsegn som seier at arbeidet som er presentert er eins eige, og at alle bidrag frå andre kjelder er identifiserte gjennom referanser eller på andre måtar.

Frist for innlevering er 10. juni 2016.

Institutt for vann og miljøteknikk, NTNU

Knut Alfredsen
Professor

Sammendrag

Flomsituasjoner som oppstår på grunn av kraftig nedbør har potensiale for å forårsake stor skade, og er en utfordring med hensyn på planlegging av infrastruktur og varsling. Distribuert hydrologisk modellering på feltskala er et mye brukt verktøy for å beregne omfanget av slike hendelser. Representative nedbørestimater identifiseres ofte som det mest kritiske for både kalibrering og simulering med slike modeller. Dette innebærer en utfordring i mange norske felt ettersom nettverket av nedbørstasjoner er for spredt til å kunne fange opp intense nedbørtilfeller med liten romlig utstrekning.

I denne oppgaven er en distribuert hydrologisk modell satt opp for nedbørfeltet til den uregulerte elva Gaula i Sør-Trøndelag ved hjelp av rammeverket Statkraft's Hydrological Forecasting Toolbox (SHyFT), og ulike nedbørestimater er testet ut for kalibrering av modellen og flomsimuleringer. Flomsimuleringene er gjort med utgangspunkt i tre flomhendelser observert i elva i 1940, 2010 og 2011. Liten flomdemping og rask responstid i feltet forårsaker ofte høy kulminasjonsvannføring ved intense nedbørskyll, og slike flomepisoder anses av erfaring for å være spesielt kritisk her. Kombinert med få nedbørstasjoner i området gjør dette at flomvannføringen er spesielt vanskelig å fange opp ved flomsimuleringer.

For kalibrering av modellen og flomsimuleringene er nedbørestimater fra stasjonsmålinger, værradar og nedbørgrid produsert av MET testet ut og sammenliknet. Flomtoppene er generelt vanskelig å fange opp i de minste delfeltene i Gaula ved alle disse estimatene. Noe forbedring oppnås imidlertid når modellen kalibreres med KGE som målfunksjon, og ved kalibrering over perioder der nedbør dominerer avrenningen i feltet.

Nedbørgriddene og stasjonsdata produseres med utgangspunkt i de samme stasjonsmålingene, og gir generelt de mest nøyaktige simuleringene ved flom som følge av jevnt distribuert nedbør. Akseptable verdier av målfunksjonen tyder på at disse to estimatene er godt egnet for kalibrering i de største delfeltene og i områdene der dekkningen av nedbørstasjoner er god. Ujevn dekning av nedbørstasjoner over feltet og manglende evne til å fange opp lokale nedbørtilfeller, gjør likevel dataene mindre egnet for kalibrering og flomsimuleringer i de mindre delfeltene Eggafoss og Lillebudal bru i fjellområdene i sør.

Værradaren har et større potensiale her som følge av evnen til å måle nedbør med stor romlig og tidsmessig resolusjon, men flere kilder til feil og usikkerhet påvirker den kvantitative nøyaktigheten. En viss forbedring av estimatet kan oppnås ved bruk av *Z-R*-sammenhenger i henhold til nedbørtypen, og ved bruk av stasjonsmålinger som utgangspunkt for korrigering. Det kritiske i denne sammenhengen er imidlertid den lange avstanden mellom nedbørfeltet og radaren, noe som gjør det aktuelt å korrigere estimatene for et variabelt reflektivitetsprofil og signaldemping ved intense nedbørtilfeller.

Abstract

River floods induced by heavy precipitation have a large damaging potential, and pose a challenge for planning of infrastructure and flood forecasting. Hydrological modelling is a widely used tool for assessing the risk of such events. However, accurate flood simulations are in many places often limited by the lack of representative precipitation estimates due to a sparse network of rain gauges.

In this thesis event-based flood simulations with different precipitation estimates are performed with a distributed hydrological model for the unregulated river basin Gaula in Sør-Trøndelag, constructed within Statkraft's Hydrologic Forecasting Toolbox (SHyFT). Heavy rainfall events are considered to be particularly critical in the catchment due to little flood damping and short response time. In combination with the sparse network of rain gauges in the area, this leads to difficulties capturing the flood peaks during hydrological simulations.

Three different precipitation estimates were tested for model calibration and flood simulations: rain gauges, weather radars and a gridded dataset produced by MET. Flood peaks are in particular difficult to capture in the smallest subcatchments with all these estimates, although some improvement can be obtained by using KGE as the objective function, and calibrating over seasons where runoff is mainly generated by rainfall.

Rain gauges and the gridded dataset are more or less based on the same sparse network of rainfall recordings, and therefore generally produce the best flood simulations during evenly distributed rainfall. Reasonable values of the objective functions during calibration for the largest subcatchments indicate that they are suitable for such purposes in the areas with the densest rain gauge coverage. They are however less suited for calibration and flood simulations in the smallest subcatchments located in the southern and south-eastern mountainous area, due to their inadequate ability to capture local precipitation events.

In this regard, weather radars have a greater potential due to their ability to measure rainfall with higher spatial and temporal resolution. However, their quantitative accuracy is often hampered by several sources of uncertainties. A certain improvement in the predictions can be obtained by using *Z-R*-relations according to the precipitation type, and using rain gauge recordings as a basis for correction. Nevertheless, the major concern in this regard is the large distance between the radar and the catchment. Thus, corrections due to a variable VPR and signal attenuation might become more important during intense rainfall events.

Forord

Denne oppgaven er produsert som resultat av Master i TVM4910 Vassdragsteknikk, og markerer slutten av et 5-årig studie ved Bygg og Miljøteknikk ved NTNU. Oppgaven bygger på prosjektarbeidet «Analyse av nedbørflommer i Gaula», der værmønster og nedbørfordeling i tilknytning til de to flommene i 2010 og 2011 ble studert, med mål om å finne ut hvordan ulike observasjonskilder fanger opp nedbørfordelingen og egner seg som inngangsdata ved flomsimuleringer.

Arbeidet med masteroppgaven har både vært spennende og utfordrende. Spennende med tanke på de utfordringene vi potensielt står overfor ved et endret klima og mer nedbør her til lands. Dette gjør gode verktøy for klimatilpasning og flomvarsling spesielt viktig. Med stadige utviklinger innen distribuert hydrologisk modellering, remote sensing og radarteologi er det dermed grunn til å tro at slike verktøy vil bli mer aktuelt fremover. Med tanke på Gaulas forhistorie med nedbørflom, og utbyggingen langs elvesletten i senere tid kan slike hendelser potensielt forårsake mye skade her.

Jeg ønsker å takke veileder Knut Alfredsen for god støtte og konstruktive innspill gjennom arbeidet med denne oppgaven. Knut har stilt velvillig opp med rask oppfølging på spørsmål, arrangering av møter for en mest mulig knirkefri oppstart av SHyFT, og biltur til Eggafoss som et avbrekk i en ellers stillesittende masterstudenthverdag. Yisak Sultan Abdella ved Statkraft har gitt en god innføring i SHyFT, delt velvillig av sin kunnskap om distribuert inngangsdata og radar i hydrologisk modellering, og stilt opp med god SHyFT-support underveis. Yisak har sørget for Python-script og tilrettelegging av modellen for å kunne lese radardata. Abebe Girmay Adera har sortert ut nedbørgriddene fra MET i et gigantisk datasett og tilrettelagt slik at de kunne brukes som inngangsdata i SHyFT. Han har ellers vært en ressurs med god kunnskap innen ArcGIS for forberedelse av data til modellen. Jeg ønsker også å takke stipendiat Kuganesan Sivasubramaniam for god støtte og oppfølging underveis, for deling av Python-script og for nyttige diskusjoner rundt SHyFT og modelloppsettet, og Lucas Phillip Höppler, masterstudent ved LMU og UiB, for god hjelp, diskusjoner og entusiasme i tilknytning til radar og *Z-R*-sammenhengen.

Jeg bekrefter herved at alt arbeid presentert her er mitt eget, og at alle bidrag fra andre kilder og litteratur er referert til.

Trondheim, juni 2016

Ida Eggen

Innhold

FIGURLISTE	XI
TABELLISTE.....	XII
FORKORTELSER.....	XII
1 INNLEDNING	1
2 TEORI	5
2.1 Hydrologisk modellering	5
2.1.1 <i>Klassifisering av hydrologiske modeller</i>	5
2.1.2 <i>Kalibrering av hydrologiske modeller</i>	7
2.2 Nedbørestimater i hydrologisk modellering	10
2.2.1 <i>Stasjonsmålinger</i>	10
2.2.2 <i>Radar</i>	11
3 STUDIEOMRÅDE OG FLOMEPISODER.....	15
3.1 Studieområde: Gaula.....	15
3.2 Flomepisoder.....	18
3.2.1 <i>Flommen i juni 2010</i>	18
3.2.2 <i>Flommen i august 2011</i>	18
3.2.3 <i>Flommen i august 1940</i>	20
4 MODELL, DATA OG METODE	23
4.1 Distribuert hydrologisk modell: SHyFT	23
4.1.1 <i>Modelloppsett</i>	24
4.1.2 <i>Subrutiner i modellen</i>	24
4.2 Data.....	27
4.2.1 <i>Nedbørdata</i>	27
4.3 Modellkalibrering og flomsimuleringer.....	29
4.3.1 <i>Modellkalibrering og flomsimuleringer med stasjonsdata og MET-data</i>	29
4.3.2 <i>Flomsimulering med radar</i>	31
4.3.3 <i>Simulering av flommen i Gaula i 1940</i>	32
5 RESULTATER	35
5.1 Kalibrering og flomsimuleringer med stasjonsdata	35
5.1.1 <i>Kalibrering for Gaulfoss</i>	35
5.1.2 <i>Kalibrering for de andre delfeltene</i>	38
5.1.3 <i>Kalibrerte parametersett</i>	39
5.1.4 <i>Simulering av flommen i juni 2010 med stasjonsdata</i>	39
5.1.5 <i>Simulering av flommen i august 2011 med stasjonsdata</i>	43
5.1.6 <i>Kalibrering over sommersesongen og over kortere perioder</i>	45
5.2 Kalibrering og flomsimuleringer med griddede nedbørestimater fra MET	47
5.2.1 <i>Simulering av flommen i juni 2010 med MET-data</i>	47
5.2.2 <i>Simulering av flommen i august 2011 med MET-data</i>	51
5.3 Flomsimulering med nedbørestimater fra radar.....	54
5.3.1 <i>Simulering av flommen i juni 2010 med radar</i>	55
5.3.2 <i>Simulering av flommen i august 2011 med radar</i>	60

5.3.3	<i>Flomsimuleringer ved Eggafoss for august 2011</i>	63
5.4	Simulering av nedbørflommen i Gaula i 1940	64
6	DISKUSJON	67
6.1	Modeloppbyggingen og modellstrukturen	67
6.2	Modellkalibreringen	69
6.2.1	<i>BOBYQA og SCE-UA</i>	69
6.2.2	<i>KGE, NSE og validering av modellen</i>	70
6.2.3	<i>Kalibrering med hensyn på flomsimuleringene</i>	72
6.3	Usikkerheter i data og vurdering av flomsimuleringene	73
6.3.1	<i>Usikkerhet i vannføringsmålinger ved flom</i>	75
6.3.2	<i>Stasjonsdata</i>	75
6.3.3	<i>Griddede nedbørestimater fra MET</i>	77
6.3.4	<i>Radar</i>	79
6.3.5	<i>1940-flommen</i>	82
7	KONKLUSJON	85
	REFERANSER	87

VEDLEGG A: KALIBRERINGSRESULTATER

VEDLEGG B: FLOMSIMULERINGER

Figurliste

Figur 2.1: Idealisert fremstilling av et typisk VPR for stratiform nedbør	12
Figur 3.1: Nedbørfeltet til Gaula	17
Figur 3.2: Flommen i juni 2010.....	19
Figur 3.3: Flommen i august 2011.	19
Figur 3.4: Registrert nedbør 23.-25. august 1940.....	20
Figur 4.1: Skjematisk oppbygging av en modell i SHyFT.....	24
Figur 4.2: SDC for beregning av Q, SCA og SWE som funksjon av λ	25
Figur 5.1: Observert og simulert vannføring for Gaulfoss	37
Figur 5.2: Observert og simulert vannføring for Gaulfoss gjennom perioden 01.05-31.08.2010.....	38
Figur 5.3: Plott av verdien til de frie modellparameterne.....	40
Figur 5.4: Flomsimuleringer med stasjonsdata for juni 2010.....	41
Figur 5.5: Interpolert akkumulert nedbørfordeling over døgnet 18.-19. juni 2010.....	43
Figur 5.6: Flomsimuleringer med stasjonsdata for episoden i august 2011.....	44
Figur 5.7: Interpolert akkumulert nedbørfordeling over døgnet 15.-16. august 2011.....	45
Figur 5.8: Observert og simulert vannføring for (a) Hugdal bru og (b) Lillebudal bru ved kalibrering for juni 2010, og for juni- august 2010.....	47
Figur 5.9: Akkumulert nedbør over nedbørfeltet 18.-19. juni 2010, interpolert av MET.....	48
Figur 5.10: Flomsimuleringer med MET-dataene for episoden i juni 2010.....	49
Figur 5.11: Sammenlikning av interpolert og observert nedbørintensitet ved Kotsøy og Soknedal.....	51
Figur 5.12: Akkumulert nedbør over nedbørfeltet 15.-16. august 2011, interpolert av MET.....	51
Figur 5.13: Sammenlikning av interpolert og observert nedbørintensitet 15.-16. august ved Kotsøy og Soknedal	52
Figur 5.14: Flomsimuleringer med MET-dataene for episoden i august 2011.....	53
Figur 5.15: Simulering av vannføring for (a) juni 2010 og (b) august 2011 med nedbørestimater fra radar som inngangsdata.....	54
Figur 5.16: Akkumulert nedbørfordeling over feltet 18.-19. juni 2010 med nedbørestimater fra radar, ved bruk av Marshall-Palmer-parameterne $A=200$ og $b=1.6$	55
Figur 5.17: Flomsimuleringer med nedbørestimater fra radar for episoden i juni 2010.....	57
Figur 5.18: Hyetogram for (a) Kotsøy og (b) Soknedal, og radarestimater av nedbørforløpet i den samme gridcellen.....	58
Figur 5.19: Radarestimater av akkumulert nedbørfordeling over feltet 18.-19. juni 2010.....	58
Figur 5.20: Akkumulert nedbørfordeling over nedbørfeltet 15.-16. august 2011, ved radarestimater av nedbøren med $A=200$ og $b=1.6$	61
Figur 5.21: Flomsimuleringer med nedbørestimater fra radar for episoden i august 2011.....	62
Figur 5.22: Hyetogram for (a) Kotsøy og (b) Soknedal 15.-16. august, og radarestimatet av nedbørforløpet i den samme gridcellen.....	63
Figur 5.23: Radarestimatet av nedbørfordelingen over feltet med (a) $A=156$, $b=1.23$ og (b) $A=100$, $b=1.4$	63
Figur 5.24: Flomsimulering for Eggafoss med nedbørestimater fra radar i modellen kalibrert med MET-dataene for 2011.....	64
Figur 5.25: Simulert kulminasjons- og døgnmiddelvannføring av flomepisoden i 1940.....	65
Figur 5.26: Simulert kulminasjonsvannføring for de antatte nedbørvolumene i Tabell 5.4.....	66
Figur 5.27: Akkumulert nedbør over feltet gjennom nedbørdøgnet 23.-24. august 1940 for scenario 2 (a) og scenario 3 (b).....	66
Figur 6.1: Sammenlikning av de ulike nedbørestimatene for simulering av flommen i juni 2010.....	74
Figur 6.2: Sammenlikning av de ulike nedbørestimatene for simulering av flommen i august 2011.....	74

Tabelliste

Tabell 3.1: Feltparametere og klimadata for nedbørfeltet.	15
Tabell 3.2: Observert kulminasjonsvannføring ved flommene i juni 2010 og august 2011.....	20
Tabell 4.1: Frie parametere i modellen, og variasjonsintervall	26
Tabell 4.2: Antatt nedbørvolum gjennom 3-døgnsepisoden 23. til 25. august 1940, og skaleringfaktorer som ble brukt til å skalere opp nedbørforløpet i 2010.	33
Tabell 5.1: Resultater fra kalibrering for Gaulfoss.....	36
Tabell 5.2: Målt døgnnedbør ved stasjonene Kotsøy, Soknedal, Røsbjørgen og Haltdalen III 18.-19. juni 2010 og radarestimater av nedbøren i samme gridcelle.	55
Tabell 5.3: Målt døgnnedbør ved stasjonene Kotsøy, Soknedal og Haltdalen III 16. august 2011, og radarestimater av døgnnedbøren i den samme gridcellen.....	61
Tabell 5.4: Antatte nedbørvolum ved hver av stasjonene 24. august	66
Tabell 5.5: Observert og simulert døgnmiddel- og kulminasjonsvannføring for nedbørvolumene i Tabell 5.4.....	66

Forkortelser

BOBYQA	Bound Optimization BY Quadratic Approximation
GS	Gamma Snow
IDW	Inverse Distance Weighting
K	Kirchner
KGE	Kling-Gupta Efficiency
MFB	Mean Field Bias
NSE	Nash-Sutcliffe Efficiency
OAP	Observed Area of Precipitation
OI	Optimal Interpolation
PPI	Plan Position Indicator
PT	Priestley-Taylor
SCE-UA	Shuffled Complex Evolution – University of Arizona
SHyFT	Statkraft's Hydrologic Forecasting Toolbox
VPR	Vertical Profile of Reflectivity

1 Innledning

Klimaframskrivninger basert på nedskalerte globale klimamodeller indikerer en økning i mengden nedbør i de nordiske områdene i tiden fremover (Hanssen-Bauer et al., 2015). Dette innebærer blant annet en økning i både antallet og intensiteten av hendelser med ekstremnedbør. I kombinasjon med en økende urbanisering gir dette større risiko for nedbørflokk både i urbane nedbørfelt og i større vassdrag. Slike flomsituasjoner kjennetegnes ofte ved at de oppstår plutselig og med høye kulminasjonsvannføringer, noe som gir risiko for oversvømmelser, erosjon og ras, og kan være en utfordring for planlegging av infrastruktur i utsatte områder. For å redusere skadeomfanget er det viktig å ha gode verktøy for analyser, planlegging og varsling. Distribuert hydrologisk modellering på feltskala benyttes stadig oftere til slike formål. Modellene benyttes blant annet for analyser av returperioder ved kontinuerlig simulering eller for varsling av enkeltvise flomepisoder.

Pålitelige nedbørobservasjoner er ofte identifisert som nøkkelvariabelen for nøyaktig simulering av vannføring, og har spesielt stor innvirkning på kalibrering av og simulering med distribuerte hydrologiske modeller (Beven, 2011, Price et al., 2014). Nedbør er imidlertid ofte karakterisert av større romlig og tidsmessig variabilitet enn andre meteorologiske variabler (Hanssen-Bauer et al., 1997, Price et al., 2014). I Norge kan ekstremnedbør forårsakes av intens og lokal bygeaktivitet med kort varighet, eller av storstilte frontsystemer som ofte gir nedbør over større områder med varighet på ett eller flere døgn. I enkelte tilfeller kan bygene også opptre sammen med frontnedbøren og gi en lokal intensivering. Kompleks topografi har dessuten stor innvirkning på nedbørfordelingen over landet: Mer nedbør faller ofte i høyfjellet på grunn av at lufta løftes og avkjøles over forhøyninger i terrenget. Dette kompliserer nedbørfordelingen ytterligere og fører til større romlig variabilitet. Flom som følge av nedbør kan dermed opptre lokalt i vassdraget avhengig av hvor den mest intense nedbøren treffer, og skiller seg dermed fra smelteflommer eller kombinerte regn- og smelteflommer. Slike episoder gir også ofte kulminasjonsvannføringer som er mye høyere enn døgnmiddelet, og er en spesielt stor utfordring både med tanke på både varsling og arealplanlegging. For nøyaktige simuleringer av flomhydrografen i slike tilfeller må nedbørfeltet modelleres med en tidsoppløsning som tilsvarer konsentrasjonstida. Dette stiller høye krav til både den tidsmessige og romlige oppløsningen på nedbørobservasjonene.

Observasjoner fra nedbørstasjoner betraktes ofte som den mest pålitelige kilden til nedbørdata, og er tradisjonelt mest benyttet som inngangsdata i hydrologisk modellering. Nedbørmålerne gir et relativt nøyaktig estimat på nedbøren ved et gitt punkt i feltet, og arealnedbør estimeres ved ulike vektingsmetoder. Ved distribuert hydrologisk modellering kan nedbørfordelingen over feltet estimeres ved interpolering mellom punktobservasjonene. Det kreves imidlertid et tett nettverk av målestasjoner der nedbøren registreres ofte for å kunne fange opp intense nedbørtilfeller med liten utstrekning. I mange større norske felt er det en mangel på slike observasjonspunkter, og flere av de eksisterende stasjonene er manuelle værstasjoner der nedbøren registreres én gang i døgnnet. Dermed vil tidsmessige og romlige variasjoner glattes ut, og estimatene blir for unøyaktige til å kunne gi en nøyaktig simulert flomrespons.

Observasjoner fra værradarer har et stort potensiale i distribuert hydrologisk modellering siden de er i stand til å effektivt måle distribusjonen av nedbør i nær sann tid med god romlig og tidsmessig oppløsning. Radaren emitterer og måler elektromagnetiske pulser reflektert fra regndråpene i et gitt volum av atmosfæren med tidsintervaller på 5-15 minutter (Krajewski & Smith, 2002). Den målte refleksiviteten, Z , kan omformes til et estimat av nedbørintensiteten ved bakkenivå, R , siden både Z og R er funksjoner av dråpestørrelsesdistribusjonen.

Interessen for bruk av nedbørestimater fra radar har økt kraftig over de senere årene, først og fremst på grunn av et økende behov for nedbørdata med finere oppløsning for distribuert hydrologisk modellering. Til tross for at bestemmelsen av nedbørintensiteten bygger på enkle grunnleggende prinsipper, har overgangen til den operasjonelle bruken av radardataene derimot vist seg å være mer krevende. Hovedutfordringen er at nedbørestimatene er unøyaktige: Både de direkte refleksivitetmålingene og omformingen til nedbørestimater ved bakkenivå er assosiert med usikkerhet og flere kilder til feil som bør korrigeres for å oppnå nedbørprodukter med den nøyaktigheten som kreves for modelleringsformål (Villarini & Krajewski, 2010). Utviklingen av kvantitative nedbørestimater fra radar for operasjonell bruk er derfor vanligvis en kompleks og omfattende prosess som involverer alt fra kalibrering, signalprosessering, kvalitetskontroll, usikkerhetsanalyser og ulike korrigeringsalgoritmer. Siden hver enkelt radar opererer i ulike geografiske terreng og klimatologiske forhold er det imidlertid ikke enkelt å bli enig om en standard prosedyre for utvikling av nedbørproduktene.

I Norge drifter Meteorologisk Institutt i dag 9 C-bånd Doppler værradarer som benyttes i stadig økende grad til analyse- og værvarslingsformål. Radarene har en dekningsradius på 240 km, og gir et volumscan av radarrefleksiviteten for hvert 7.5. minutt. På tross av god dekning over fastlandet har nedbørestimatene vært lite benyttet til hydrologisk modelleringsformål. Kompleks topografi kombinert med få nedbørstasjoner forårsaker imidlertid et økende behov for nedbørobservasjoner med finere oppløsning – spesielt med tanke på den økende trenden i ekstremnedbør over de senere årene. Dette gjør kvantitative nedbørestimater fra radar stadig mer aktuelle for bruk i hydrologisk modellering, og fremmer et behov for å teste ut hvordan dataene best kan benyttes til slike formål ved våre geografiske og klimatologiske omgivelser.

Hensikten med denne oppgaven er å teste ut og sammenligne hvordan ulike nedbørestimater egner seg for flomsimuleringer med en distribuert hydrologisk modell (Statkraft's Hydrologic Forecasting Toolbox (SHyFT)) for nedbørfeltet til elva Gaula i Sør-Trøndelag.

Gaula har en historie med flere store flomepisoder forårsaket av kraftig nedbør, og har også opplevd flere slike episoder i nyere tid. Nedbørfeltet er i stor grad uregulert, og med liten andel av naturlige innsjøer og rask avrenning fra bratt fjellterreng fører dette ofte til en svært rask flomrespons. Tidligere erfaring tyder på at nedbørflom kan være en spesielt stor utfordring, med tanke på oversvømmelser, erosjon og ras. Den største nedbørflommen som er registrert i elva skjedde i august 1940 som følge av jevnt distribuert nedbør over en lenger periode. Det var også flom i elva på grunn av kraftig nedbør med større lokale variasjoner i juni 2010 og i august 2011. Disse tre episodene brukes som utgangspunkt for flomsimuleringene i denne oppgaven.

På grunn av kompleks topografi er fordelingen av nedbørstasjoner i området ujevn. Dette er en utfordring ved flomsimuleringer i nedbørfeltet, og fremmer et behov for å teste ut alternative kilder til nedbørdata. Tre ulike nedbørestimater fra stasjonsdata, værradar og nedbørgrid produsert av Meteorologisk Institutt (MET) testes og sammenliknes for kalibrering av modellen og simuleringer av flommene i 2010 og 2011. Siden vannføringen er målt flere steder i feltet er en distribuert hydrologisk modell godt egnet til dette, ettersom den gir muligheter for å studere og sammenligne responsen som følge av de ulike nedbørestimatene ved flere punkter innad i nedbørfeltet.

I tillegg blir det gjort flomsimuleringer av nedbørflommen i 1940 med den hensikten å finne ut hvor store nedbørmengder som må til for at en flom med tilsvarende størrelse skal kunne oppstå i vassdraget.

Kapittel 2 gir en generell beskrivelse av teorien ved hydrologisk modellering og de ulike nedbørestimatene brukt i flomsimuleringene. Nedbørfeltet til Gaula og de ulike flomepisodene som simuleringene bygger på blir presentert i kapittel 3. Kapittel 4 gir en beskrivelse av modellen, modelloppsettet, data og metode brukt for flomsimuleringene. Resultatene av modellkalibreringene og flomsimuleringene presenteres i kapittel 5 og blir nærmere drøftet og analysert i diskusjonen i kapittel 6, før konklusjonen av oppgaven presenteres i kapittel 7.

2 Teori

2.1 Hydrologisk modellering

Hydrologisk modellering benyttes i stadig økende grad til vannressurs- og vannbalansestudier og kan ha ulike formål; blant annet forvaltning av vannressurser, flomvarsling og flomfrekvensanalyser, eller evaluering av framtidsscenarioer som følge av endring i arealbruk eller klima. En hydrologisk modell kan defineres som en forenklet matematisk representasjon av et virkelig hydrologisk system (Refsgaard, 1990). Det hydrologiske systemet er som regel definert med utgangspunkt i et gitt punkts nedbørfelt, der ulike hydrologiske prosesser som evapotranspirasjon, intersepsjon, snøakkumulering og snøsmelting, infiltrasjon, grunnvannsstrømning og overflateavrenning finner sted. Den hydrologiske modellen bygges opp ved å definere matematiske likninger som representerer disse prosessene, og interaksjonene mellom dem. Dette kan være utfordrende fordi det vanligvis involverer ikke-lineære prosesser og komplekse interaksjoner med stor romlig variabilitet (Islam, 2011). Den matematiske representasjonen varierer derfor i kompleksitet ut ifra hvilket problem som skal studeres, og hvilket formål modellen har.

Innenfor nedbørfeltet er det i praksis umulig å få informasjon om alt man trenger å vite om det hydrologiske systemet på grunn av stor romlig heterogenitet, begrensede måleteknikker og komplekse prosesser. Hydrologiske modeller kan derfor være en metode for å enkelt innhente denne informasjonen, og gir også potensiale for å forutsi responsen i umålte felt (Pechlivanidis et al., 2011, Beven, 2011).

2.1.1 Klassifisering av hydrologiske modeller

Oppbyggingen og kompleksiteten varierer mellom de hydrologiske modellene, og valg av modelleringsstrategi avhenger av bruksområdet. Det er derfor utviklet ulike måter å klassifisere disse modellene på. Vanlige klassifiseringer er basert på karakteristikk som modellstruktur, romlig representasjon, tidsmessig og romlig skala ved simuleringen, og i hvilken grad usikkerhet tas hensyn til ved beregning av modellrespons (Pechlivanidis et al., 2011).

Ofte skiller man mellom empiriske, konseptuelle og fysisk-baserte modellstrukturer (Pechlivanidis et al., 2011). *Empiriske* modeller er vanligvis enkle analytiske modeller basert på observasjoner av inndata og utdata. Nedbørfeltet betraktes her som en «svart boks» der nedbøren transformeres til vannføring, uten å ta eksplisitt hensyn til de underliggende prosessene som kontrollerer transformasjonen. I *konseptuelle* modeller representeres ulike komponenter av den hydrologiske syklusen, typisk ved bruk av vannmagasiner. De hydrologiske prosessene representeres implisitt gjennom hvordan disse magasinene er knyttet sammen, ved bruk av forenklete empiriske sammenhenger. Slike modeller inneholder ofte en rekke prosessparametere som må bestemmes ved kalibrering. I *fysisk baserte* eller *prosessbaserte* modeller representeres de fysiske prosessene mer i detalj ved bruk av fysiske

bevaringslover for masse, bevegelsesmengde og energi. Disse modellene innebærer i teorien kun bruk av målbare parametere som kan bestemmes *a priori*, og dermed ingen behov for kalibrering (Beven, 2011). Praksis og erfaring viser imidlertid at dette sjelden lar seg gjøre, ettersom nedbørfeltet er en heterogen enhet med større romlig variasjon enn det vi har kapasitet til å måle og modellere (Beven, 2011, Pechlivanidis et al., 2011).

Hydrologiske modeller karakteriseres også ofte ut ifra romlig beskrivelse av nedbørfeltet. En romlig «lumped» eller *konsentrert* modell representerer nedbørfeltet som én enkel enhet, og tar ingen hensyn til romlig variasjon, hverken i inngangsdata eller geografisk informasjon innad i feltet (Beven, 2011). Modellikningene løses på grunnlag av gjennomsnittlige eller effektive parametere som gjelder samlet for hele feltet. I romlig *distribuerte* modeller deles nedbørfeltet inn i en rekke mindre enheter og modellikningene løses separat for hver enhet. Dermed ivaretas den romlige variasjonen både i fysisk og geografisk informasjon, inngangsdata og systemrespons (Pechlivanidis et al., 2011).

I tillegg til de nevnte klassifiseringene kan hydrologiske modeller også klassifiseres ut i fra hvorvidt de er stokastiske eller deterministiske, etter størrelsen på nedbørfeltet som modelleres, og hvorvidt kontinuerlig eller hendelsesbasert simulering benyttes (Pechlivanidis et al., 2011). Valg av hvilke hydrologiske prosesser som skal representeres, matematisk formulering og modelleringsstrategi avhenger som regel av anvendelsesområde. Tradisjonelt sett har romlig konsentrerte og konseptuelle modeller vært mye brukt, blant annet på grunn av at de er enkle i oppbygging og mindre datakrevende. Med økende tilgjengelighet av romlig distribuerte datasett av høy oppløsning, i tillegg til mer beregningsdyktige datamaskiner, har imidlertid bruken av fysisk-baserte distribuerte modeller økt kraftig i løpet av de siste årene (Pechlivanidis et al., 2011). Gjennom den romlige oppdelingen av nedbørfeltet i flere mindre enheter gir slike modeller potensiale for simulering av lokale systemresponser innad i feltet, og ikke bare ved utløpet. Dette vil spesielt være fordelaktig ved lokale intense nedbørskyll eller ved store forskjeller i de fysiske parameterne innad i nedbørfeltet. Slike modeller stiller derimot større krav til den romlige representativiteten til inngangsdataene.

Modellering av flom som følge av intens og lokal nedbør stiller høye krav til både den romlige beskrivelsen av nedbørfeltet, de hydrologiske prosessene og meteorologiske inngangsdata. Flomtoppen og responstiden er blant annet avhengig av faktorer som størrelsen og formen på nedbørfeltet, topografi og arealbruken i feltet, i tillegg til intensiteten, varigheten og lokaliseringen av den mest intense nedbøren. Distribuerte konseptuelle eller prosessbaserte modeller er dermed en fordel ved simulering av slike episoder. I tillegg stiller slike modelleringstilnæringer høyere krav til både resolusjonen og nøyaktigheten på nedbørdataene for mest mulig realistiske flomsimuleringer, og feltet må modelleres med en tidsoppløsning som tilsvarer konsentrasjonstida.

2.1.2 Kalibrering av hydrologiske modeller

Den matematiske representasjonen av de hydrologiske prosessene inneholder ofte en rekke parametere som vanligvis varierer mellom ulike nedbørfelt. *Fysiske* parametere representerer fysiske egenskaper ved nedbørfeltet, og er oftest målbare i felt. *Prosess*parametere eller *frie* parametere representerer derimot karakteristikker ved nedbørfeltet som ikke er direkte målbare. Modellkalibrering er prosessen å bestemme verdien til de frie parameterne slik at den simulerte responsen stemmer overens med den observerte (Pechlivanidis et al., 2011), og er en svært viktig del av modelleringsprosessen for å få en mest mulig representativ feltmodell. Prosessen kan enten gjøres manuelt ved justering for hånd eller automatisk, men i praksis benyttes som regel en kombinasjon.

Automatisk kalibrering består i prinsippet av fire hovedelementer: En målfunksjon, en optimeringsalgoritme, et termineringskriterium og kalibreringsdataene (Singh & Woolhiser, 2002). Målet er å benytte optimeringsalgoritmen til å finne den kombinasjonen av prosessparametere som gir den optimale verdien av målfunksjonen innenfor kalibreringsperioden.

Målfunksjonen er et numerisk mål på forskjellen mellom simulert og observert vannføring gjennom kalibreringsperioden, og dermed hvor effektivt de kalibrerte parametere greier å beskrive responsen (Pechlivanidis et al., 2011). Det finnes flere ulike målfunksjoner som vektlegger ulike forhold mellom den observerte og simulerte vannføringen. Et mye brukt kriterium innenfor hydrologisk modellering er Nash-Sutcliffe-kriteriet (NSE) (Nash & Sutcliffe, 1970), som gir et mål på andelen av variansen til dataene som beskrives av modellen, definert ved:

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{o,i} - Q_{s,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{o,i} - \bar{Q}_o)^2} \quad (2.1)$$

der $Q_{o,i}$ og $Q_{s,i}$ representerer henholdsvis observert og simulert vannføring ved tidspunkt i , og \bar{Q}_o er gjennomsnittet av de observerte vannføringene. n er antall verdier gjennom perioden. NSE kan variere fra $-\infty$ til 1, der 1 indikerer en perfekt sammenheng mellom simulert og observert vannføring, mens en negativ verdi indikerer at modellen gir en mindre nøyaktig simulert respons enn bruk av den gjennomsnittlige observerte vannføringen gjennom perioden. Tidligere studier tyder på at NSE er godt egnet som mål for å fange opp tidsmessige egenskaper ved hydrografen og lineær korrelasjon med den observerte vannføringen (Gupta et al., 2009, Pechlivanidis et al., 2011).

Gupta et al. (2009) viste imidlertid gjennom en dekomponering av NSE at interaksjon mellom de ulike komponentene kan føre til at variabiliteten til vannføringen underestimeres, og at bruk av NSE kan føre til store volumdifferanser for nedbørfelt med stor variabilitet i vannføringen. Dette kan føre til at flomtoppene underestimeres. For å forsøke å redusere slike problemer, foreslo Gupta et al. (2009) derfor en ny målfunksjon, Kling-Gupta-kriteriet (KGE), definert ved:

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (2.2)$$

der

$$\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \quad (2.3)$$

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o} \quad (2.4)$$

og r er korrelasjonen mellom observert og simulert vannføring. μ og σ er henholdsvis gjennomsnittet og standardavviket til de observerte og simulerte vannføringene. Som NSE varierer KGE fra $-\infty$ til 1, der en verdi på 1 indikerer en perfekt sammenheng mellom observert og simulert vannføring. Tidligere studier har vist at KGE fører til at både variabiliteten og gjennomsnittet til de observerte vannføringene fanges opp, samtidig som korrelasjonen mellom observert og simulert vannføring holdes høy (Gupta et al., 2009, Pechlivanidis et al., 2011).

Flaten som beskrives av målfunksjonen i variasjonsintervallet til de frie parameterne kalles responsflaten. En optimeringsalgoritme benyttes til å søke over responsflaten for parameterverdier som gir optimale verdier av målfunksjonen. Det finnes flere slike algoritmer og strategier, der de fleste kan klassifiseres som henholdsvis lokale eller globale søkealgoritmer (Pechlivanidis et al., 2011). Lokale søkealgoritmer starter fra et gitt punkt på responsflaten og beveger seg kontinuerlig en gitt lengde i retning av en mer optimal verdi for målfunksjonen, inntil det ikke er mulig å oppnå en forbedring. De fleste algoritmene er enten basert på direkte søk, der verdien av målfunksjonen beregnes og evalueres direkte; eller gradientsøk, der målfunksjonens deriverte benyttes til å finne den optimale bevegelsesretningen. Lokale søkealgoritmer er godt egnet for å raskt finne optimale punkter på responsflaten. Siden responsflaten ofte er kompleks, er det derimot en viss sannsynlighet for at de gir konvergens ved et lokalt optimum.

Globale søkealgoritmer søker over hele responsflaten og er dermed potensielt bedre egnet til å finne globalt optimum. Denne typen algoritmer innebærer vanligvis evaluering av målfunksjonen ved et tilfeldig utvalg av punkter i parameterrommet, etterfulgt av bruk av kombinasjoner av deterministiske og sannsynlighetsbaserte metoder for å snevre utvalget inn på lovende regioner (Pechlivanidis et al., 2011). Innen hydrologisk modellering benyttes oftest metoder basert på «random search», med sannsynlighetsfordelinger for hver av parameterverdiene; «shuffled complex»-metoder, der utvalget restruktureres med jevne mellomrom for å hindre konvergens i et lokalt optimum; eller «evolutionary»-strategier, der naturlig evolusjon imiteres ved bruk av prinsippene om reproduksjon, utvalg av de beste punktene og tilfeldig mutasjon. Globale optimeringsalgoritmer konvergerer som regel saktere enn de lokale, men er potensielt bedre egnet til å finne optimale parameterverdier ved komplekse responsflater.

Søket etter optimale parametere termineres vanligvis etter tre hovedkriterier: Konvergens i målfunksjonen, parameterkonvergens eller etter maksimalt antall iterasjoner er nådd (Pechlivanidis et al., 2011).

Kalibreringsdataene, og dermed perioden som benyttes for kalibrering, kan potensielt ha stor innvirkning på de kalibrerte parameterne. Det kritiske i denne sammenhengen er mengden data nødvendig for kalibreringen og kvaliteten på dataene (Singh & Woolhiser, 2002). Perioder med feil i meteorologiske inngangsdata eller i observasjoner av vannføring kan påvirke kalibreringen av modellparameterne, og bør ikke inngå i kalibreringsperioden.

Et vanlig problem med hydrologiske modeller er at de hydrologiske prosessene ofte representeres ved ikke-lineære matematiske formuleringer og mange prosessparametere med høy grad av gjensidig påvirkning. Dette fører til at det ofte er flere parametere enn det som unikt kan bestemmes ut ifra informasjonen i simuleringsdataene (Beven & Binley, 1992), og dermed flere optimale parametersett som gir like gode modellrepresentasjoner. Dette prinsippet kalles også overparametrisering, og fører typisk til problemer som multimodale responsflater og problemer knyttet til validering av de kalibrerte parameterne: Overtilpasning oppstår når modellen stemmer godt overens med kalibreringsperioden, men dårlig overens med perioden brukt for validering; «equifinality» er betegnelsen på at flere ulike parametersett gir like gode modellrepresentasjoner (Beven, 2011). Slike problemer gjør sensitivitetstesting og validering av den kalibrerte modellen til viktige deler av modelleringsprosessen. Validering av modellen kan for eksempel gjøres enten ved en «split sample»-test, der en uavhengig periode benyttes for å sjekke om modellen er gyldig utenfor kalibreringsperioden; eller en «proxy basin»-test, der et nedbørfelt i nærheten benyttes for å sjekke gyldigheten. En «proxy basin»-test kan også benyttes for å vise en generell regional gyldighet av modellparameterne, og dermed potensiale for å forutsi responsen i umålte felt (Pechlivanidis et al., 2011, Sivapalan et al., 2003). Overføring av hydrologiske egenskaper fra et felt til et annet felt i nærheten kalles også regionalisering (Razavi & Coulibaly, 2013).

Validering er spesielt viktig i forbindelse med kalibrering av romlig distribuerte hydrologiske modeller: Siden antallet parametere øker med graden av romlig diskretisering, er slike modeller ofte overparametriserte, og høy interaksjon mellom modellparameterne kan forventes (Beven & Binley, 1992). At de frie kalibrerte modellparameterne gjelder for ethvert punkt i nedbørfeltet er en annen kilde til usikkerhet (Refsgaard, 1997). Kalibrering av slike modeller stiller dessuten høyere krav til den romlige representativiteten av de meteorologiske observasjonene gjennom kalibreringsperioden for mest mulig nøyaktig bestemmelse av parameterverdiene.

2.2 Nedbørestimater i hydrologisk modellering

Nedbør blir ofte identifisert som den viktigste variabelen i forbindelse med hydrologisk modellering (Beven, 2011), og reduksjon av usikkerhet i dataene er viktig i forbindelse med både kalibrering og simuleringer. Dette kan være utfordrende fordi nedbør generelt er assosiert med stor romlig og tidsmessig variabilitet. For å kunne fange opp denne variabiliteten kreves det nedbørestimater av høy kvalitet og resolusjon, noe som ofte ikke oppnås ved bruk av observasjoner fra nedbørstasjoner i mange norske nedbørfelt: Kompleks topografi forhindrer tett plassering, samtidig som orografiske effekter forårsaker ytterligere variasjon i nedbørfordelingen. I forbindelse med flomsimuleringer er dette en stadig mer relevant problemstilling, siden økende hyppighet og intensitet for nedbørhendelsene også gir økende risiko for regnflom i norske vassdrag og urbane felt (Hanssen-Bauer et al., 2015). Dermed øker også behovet for nedbørestimater med finere oppløsning og høyere kvalitet. De mest brukte nedbørestimatene i distribuerte hydrologiske modeller er i form av punktmålinger fra nedbørstasjoner eller fra værradar. En beskrivelse av nedbørestimater fra de to kildene er gitt under.

2.2.1 Stasjonsmålinger

Meteorologisk Institutt drifter et nettverk av automatiske og manuelle målestasjoner over hele landet der nedbør registreres med tidsintervaller som varierer fra hvert minutt til én gang i døgnet. De manuelle stasjonene består vanligvis av en beholder som samler opp nedbøren, og der nedbøren registreres og tømmes ved faste tidspunkter fra én til fire ganger i døgnet. De automatiske stasjonene er enten vektpluviometre eller vippepluviometre som er i stand til å måle nedbørmengder kontinuerlig. Her logges nedbøren vanligvis for hver time. Observasjoner fra stasjonene er lett tilgjengelige som kontinuerlige tidsserier fra METs klimadatabase eKlima (met.no), og benyttes ofte som inngangsdata i hydrologiske modeller.

Nedbørstasjonene gir et relativt nøyaktig estimat på punktnedbør. De største kildene til feil skyldes vanligvis oppfangingssvikt på grunn av vindfeltet rundt måleren eller fordampning, noe som kan korrigeres for ved bruk av enkle formler (Førland, 1996). Distribuert arealnedbør beregnes vanligvis fra nettverket av målestasjoner ved vektings- eller interpoleringsmetoder av varierende kompleksitet. Her kan man også legge inn funksjoner der man tar hensyn til orografisk økning av nedbørmengden med økende høydenivå. Ved jevnt distribuert nedbør eller tett dekning av stasjoner over nedbørfeltet kan punktobservasjonene dermed gi et relativt nøyaktig estimat på arealnedbør. Ved konvektive regnskyll oppstår det derimot større sannsynlighet for at den mest intense nedbøren treffer et område uten målestasjoner, og arealestimatene blir unøyaktige. Flere av nedbørmålerne er dessuten manuelle stasjoner der nedbøren registreres mellom én til fire ganger i døgnet, noe som ikke er tilstrekkelig for å fange opp variasjoner i nedbørintensiteten, nødvendig for hydrologisk modellering av flomrespons i små til middels store felt.

2.2.2 Radar

Der nedbørstasjoner har utfordringer knyttet til romlig og tidsmessig representativitet, har værradaren den fordel at den effektivt avbilder nedbøren over et større område med høy oppløsning. Reflektivitetsdata fra radar er typisk tilgjengelig hvert 5. til 15. minutt i form av et volumscan: Radaren emitterer elektromagnetiske pulser i flere høydevinkler, og måler den reflekterte energien fra regndråpene i atmosfærevolumet (Villarini & Krajewski, 2010, Krajewski & Smith, 2002). Under antakelse om små og sfæriske dråper omformes den målte energien til reflektivitet Z , eller dBZ, et mål på totalt overflateareal av hydrometeorene innenfor målevolumet (Biggs & Atkinson, 2011). Ved å anta en dråpestørrelsesdistribusjon kan den målte reflektiviteten omformes til estimater av nedbøren på bakkenivå, R , ved hjelp av Z - R -sammenhengen:

$$Z = AR^b \quad (2.5)$$

der Z er reflektivitetsfaktor i mm^6/m^3 og R er nedbørintensiteten i mm/t . Parameterne A og b er funksjoner av dråpestørrelsesfordelingen, og varierer dermed blant annet med nedbørtypen (Villarini & Krajewski, 2010)

Hovedfordelen med radar i forbindelse med hydrologisk modellering er at den er i stand til å fange opp distribusjonen av nedbør med stor lokal variabilitet som ellers ikke fanges opp i det spredte nettverket av nedbørmålere. Tidsoppløsningen på 5 til 15 minutter er dessuten bedre i overensstemmelse med konsentrasjonstida for de fleste større nedbørfelt. Det at radaren foretar målinger i nær sann tid er også av stor interesse med tanke på flomvarsling, da den potensielt sett er i stand til å forutsi hvor og når nedbørsbygene inntreffer. Interessen for radardata har dermed økt vesentlig de siste årene i takt med at større andel av fastlandet får radardekning, samtidig som behovet for distribuerte nedbørestimater av finere tidsoppløsning øker.

På tross av fordelene og den økende interessen internasjonalt, har operasjonell bruk av dataene til hydrologiske modelleringsformål i Norge vært begrenset. Hovedårsaken til dette er at de kvantitative nedbørestimatene anses for å være unøyaktige: Både de direkte reflektivitetsmålingene og prosessen der reflektiviteten omformes til nedbørestimater ved bakkenivå er basert på en rekke antakelser og er assosiert med flere kilder til feil og usikkerhet (Villarini & Krajewski, 2010) som påvirker kvaliteten. Flere av feilkildene er knyttet til at reflektiviteten måles høyt over bakkenivå. På grunn av at signalet sendes ut i høydevinkler fra antennen over en krummende jordoverflate, vil den vertikale avstanden mellom målevolumet og bakken øke jo lenger unna radaren vi måler. Dermed vil usikkerhetene oftest øke med økende avstand fra radaren.

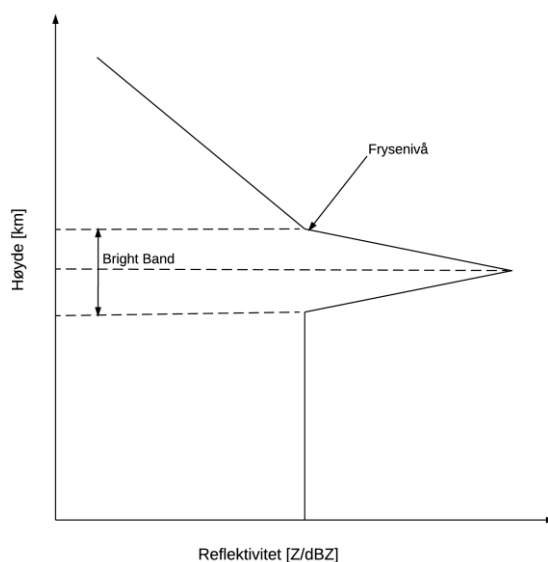
Feil ved de direkte reflektivitetsmålingene kan blant annet skyldes:

- Feilkalibrering på grunn av forringelse og slitasje i radarkomponentene over tid.
- Avbøyning eller brytning av radarsignalet, noe som kan føre til at signalet treffer bakken og gir falske ekko. Dette kan gi en kraftig overestimering av nedbøren, og er

ofte vanlig ved inversjon. Slike effekter kjennetegnes ved et område av høy refleksivitet som ikke endres over tid. Falske ekko kan også oppstå dersom radarsignalet reflekteres av andre objekter som hindrer signalet, eller ved spredning i sidelobene slik at de treffer bakken nær radaren (Villarini & Krajewski, 2010).

- Signaldemping på grunn av spredning og absorpsjon når signalet passerer ulike medier, som gasser, snø, regn eller skyer, i atmosfæren. Dette er spesielt vanlig ved regn, og fører til lavere målte refleksiviteter og underestimering av nedbøren.
- Signalblokkering på grunn av terrengeffekter. Dette er spesielt et hinder i fjellområder for de laveste høydevinklene. For å unngå slike effekter plasseres radaren vanligvis høyt i terrenget.
- Manglende evne til å fange opp lave nedbørssystemer på grunn av at radarsignalet går over («overshooting»). Dette er en vanlig feilkilde ved lange avstander fra radaren, spesielt ved nordlige breddegrader og om vinteren, der slike lavereliggende nedbørskyer opptrer relativt ofte som følge av lave temperaturer og orografisk nedbør. (Villarini & Krajewski, 2010).

I tillegg til feil ved de direkte refleksivitetmålingene er det også knyttet betydelig usikkerhet til omformingen av refleksivitetmålinger i atmosfæren til nedbørestimater ved bakkenivå. Det vertikale refleksivitetsprofilet (VPR) er ofte ikke-uniformt. Dette gjelder særlig i forbindelse med stratiform nedbør, der vi har en økning av refleksiviteten like under 0°C -isoterme der snøen smelter («the bright band»). Ved målinger i dette feltet vil refleksiviteten, og dermed nedbørestimatene ofte overestimeres (Villarini & Krajewski, 2010). I feltet over «the bright band» vil radaren måle i snø, og refleksiviteten avtar betydelig, se Figur 2.1. Feilen i refleksivitetmålingene vil dermed avhenge av avstanden fra radaren, og er vanskelig å korrigere på grunn av stor variabilitet i VPR i tid og rom.



Figur 2.1: Idealisert fremstilling av et typisk VPR for stratiform nedbør med Bright Band like under fysisnivå.

Det er også knyttet betydelig usikkerhet til $Z-R$ -sammenhengen i likning (2.5).

Nedbørestimatene blir ofte beregnet på grunnlag av en konstant sammenheng basert på Marshall-Palmers dråpedistribusjon for stratiform nedbør ved midlere breddegrader med $A = 200$ og $b = 1.6$ (Marshall & Palmer, 1948). Dråpestørrelsesdistribusjonen, og dermed $Z-R$ -sammenhengen, er derimot ikke konstant, hverken i tid eller rom: Tidligere studier viser at forholdet kan variere for ulike klimatologiske betingelser, ulike nedbørtyper, mellom ulike nedbørhendelser, så vel som innenfor en og samme hendelse (Smith & Krajewski, 1993, Tokay & Short, 1996, Habib et al., 2008) Videre er $Z-R$ -sammenhengen også avhengig av fasen på hydrometeorene. Det er tidligere gjort flere studier der $Z-R$ -sammenhengene klassifiseres ut ifra ulike nedbørtyper og ulike regioner (f. eks. (Battan, 1973, Atlas et al., 1999)), og flere hundre slike sammenhenger kan finnes fra litteraturen. Generelt er A -parameteren lavere for stratiform nedbør og øker med økende konvektiv aktivitet, mens b -parameteren varierer motsatt (Villarini & Krajewski, 2010). Å benytte ulike $Z-R$ -sammenhenger for ulike nedbørepisoder og nedbørtyper (for eksempel stratiform, konvektiv regn eller snø) kan resultere i mer nøyaktige estimater, men å etablere en slik sammenheng er tidkrevende, viser stor variasjon mellom hver enkelt hendelse, og kan variere både geografisk og mellom ulike sesonger.

Med så mange kilder til feil i nedbørestimatene fra radar, er det behov for en omfattende evaluering og korrigerende av dataene før de kan benyttes til hydrologisk modelleringsformål. Den vanligste metoden å korrigere dataene på er ved sammenlikninger og korrigeringer mot nedbørstasjoner, som da antas å gi et mer nøyaktig estimat på sann nedbør (He et al., 2011). Ofte benyttes en «Mean field bias»-tilnærming (Smith & Krajewski, 1991), der den gjennomsnittlige feilen i nedbøren målt i posisjonen for nedbørstasjonene benyttes for å korrigere nedbøren over hele radarens dekningsområde. En slik metode vil gi den samme korreksjonsfaktoren over hele feltet, og vil beholde den romlige nedbørdistribusjonen slik den måles av radaren. Siden flere av feilene knyttet til nedbørestimatene vil være avhengig av avstanden fra radaren, er en slik korreksjon derimot ikke alltid tilstrekkelig. Over de senere årene er det derfor utviklet flere ulike algoritmer og prosesseringsverktøy der nedbørestimatene korrigeres for både VPR, $Z-R$ -forholdet, signaldemping og andre tilfeldige eller avstandsavhengige feil knyttet til radarestimatene for operasjonell bruk. (f.eks. (Michelson, 2000, Krajewski et al., 2011)). Radarmålingene er imidlertid avhengig av klimatiske og topografiske forhold ved målestedet, og siden hver enkelt radar opererer i ulikt terreng må korreksjonsmetoden tilpasses deretter. I Norge har radardata vært lite testet i hydrologisk modellering. Dermed har heller ikke operasjonell bruk av dataene under våre klimatologiske betingelser blitt tilstrekkelig evaluert.

Hovedfunn fra tidligere studier internasjonalt tyder på de kvantitative nedbørestimatene fra radar gir lite nøyaktige simuleringer av vannføring når rådataene brukes alene (Kitzmilller et al., 2011, He et al., 2011). Ved å inkludere algoritmer for blant annet VPR-korreksjon og bruk av ulike $Z-R$ -sammenhenger ved ulike nedbørtyper, oppnås en bedre nøyaktighet (Kitzmilller et al., 2011). På grunn av unøyaktighetene ved radardataene vil tilgang på et tett nettverk av nedbørstasjoner imidlertid ofte gi de mest realistiske simuleringene ved jevnt distribuert nedbør (Cole & Moore, 2008). Radardataene kan derimot forventes å gi bedre resultater ved

nedbørepisoder av liten utstrekning, i områder med få nedbørstasjoner, i små nedbørfelt og i komplekst terreng (He et al., 2011, Price et al., 2014), noe som tyder på at dataene har et spesielt stort potensiale innen hydrologisk modellering i Norge. I slike tilfeller tyder de fleste studiene på at man oppnår de beste resultatene når radardataene brukes i kombinasjon med nedbørstasjoner (Cole & Moore, 2008, He et al., 2011, Kitzmiller et al., 2011, Price et al., 2014); dermed utnytter man radarens kvalitative evne til å fange opp lokal nedbør, samtidig som man ivaretar den kvantitative nøyaktigheten til nedbørstasjonene.

3 Studieområde og flomepisoder

3.1 Studieområde: Gaula

Elva Gaula i Sør-Trøndelag brukes som utgangspunkt for flomsimuleringene i denne oppgaven. Nedbørfeltet er vist på Figur 3.1. Gaula drenerer området fra fylkesgrensen i sørøst mot Hedmark, og renner i nordvestlig og nordlig retning gjennom Gauldalen og mot utløpet i Gaulosen sør i Trondheimsfjorden. For simuleringene modelleres kun området oppstrøms målestasjonen Gaulfoss, med et feltareal på 3086 km², og en høydefordeling på 45-1328 m.o.h. Flere mindre sideelver kommer inn på den øvre strekningen mellom Kjølifjellet og Støren, og vannføringen er målt ved flere stasjoner i feltet. Delfeltene til de tre målestasjonene Eggafoss, Hugdal bru og Lillebudal bru er vist på Figur 3.1 (a). Feltparametere og klimadata for hver av de fire delfeltene er gitt i Tabell 3.1, og høydefordelingen er vist på Figur 3.1 (d).

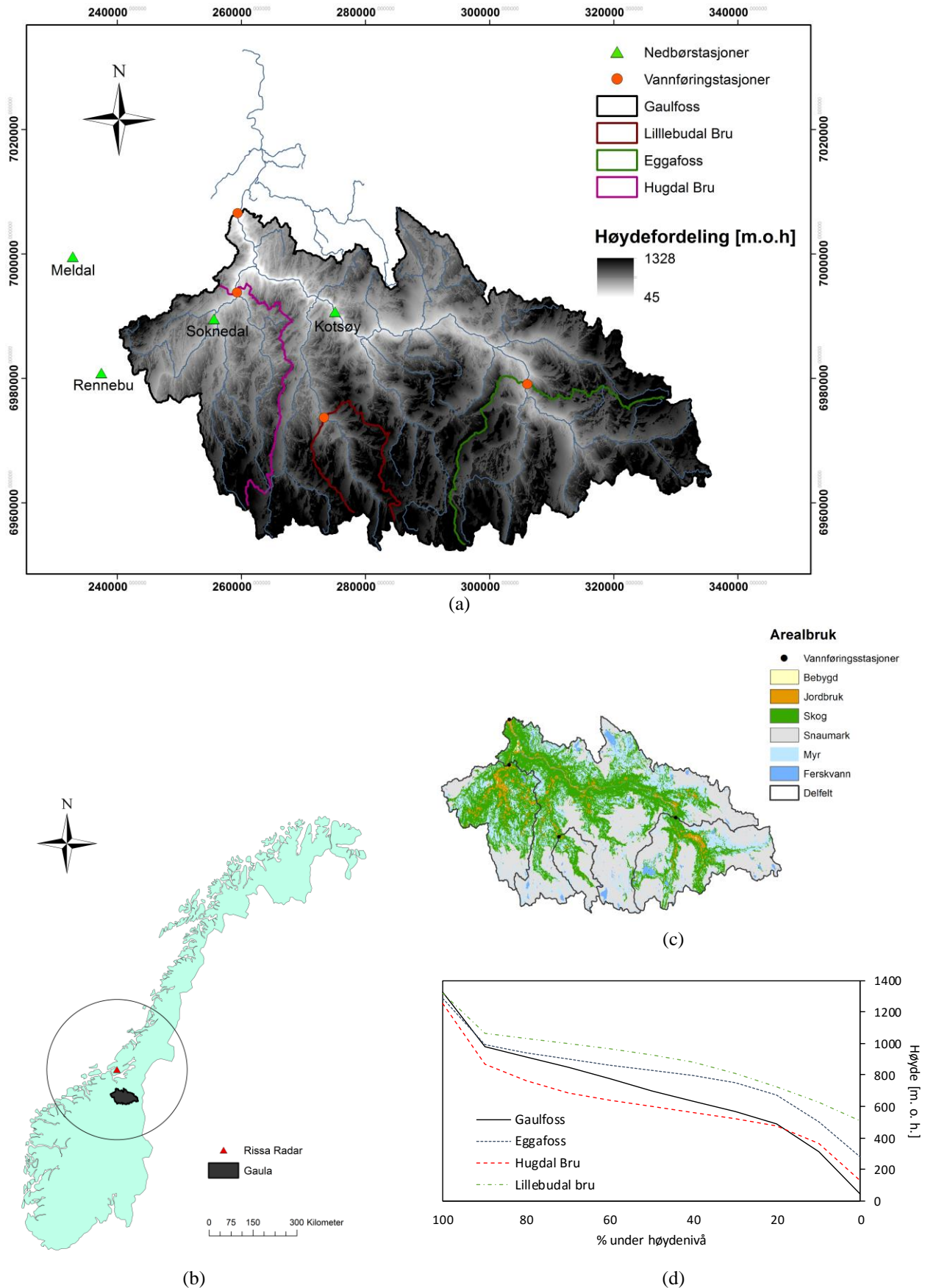
Landskapet er kontrastfylt og varierer fra åpent fjellandskap med tynt morenedekke over den øverste strekningen, til et bredere dalføre med glasifluviale og fluviale avsetninger over de nedre partiene. Arealbruken i nedbørfeltet domineres av snaufjell, skog og myr, mens tettbebyggelse, industri og dyrket mark kun utgjør en liten andel, se Tabell 3.1 og Figur 3.1 (c). Det er kun foretatt noen mindre kraftutbygginger i de nordlige delene av vassdraget med kraftstasjonene Håen, Sama og Sokna i sideelva Lundesokna oppstrøms Gaulfoss, i tillegg til småkraftverkene Gaula og Raubergfossen i Holtålen kommune sørøst i vassdraget. Elva er vernet mot ytterligere regulering i henhold til Verneplan III fra 1986 (NVE, 2015).

Tabell 3.1: Feltparametere og klimadata for nedbørfeltet.

	<i>Gaulfoss</i>	<i>Eggafoss</i>	<i>Hugdal Bru</i>	<i>Lillebudal Bru</i>
Areal [km ²]	3086	654	546	168
H _{min} [m.o.h.]	45	285	132	516
H ₅₀ [m.o.h.]	735	844	623	949
H _{max} [m.o.h.]	1328	1284	1254	1303
Dyrket mark [%]	2.8	2.1	6.3	0.7
Myr [%]	14.6	12.7	16.3	8.7
Sjø [%]	2.1	2.9	1.0	1.2
Skog [%]	36.9	25.5	53.3	21.8
Snaufjell [%]	35.6	43.3	20.9	65.5
Urban [%]	0.1	0.1	0.1	0
Årsnedbør [mm]	920	963	817	984
Årstemperatur [°C]	0.6	-0.2	1.3	-0.8
Middelvannføring [l/s/km ²]	27	25.6	23	29
Observasjoner av vannføring siden	1958	1941	1972	1963

Gaula er kjent som en av landets kraftigste flomelver. Det er få naturlige innsjøer i nedbørfeltet, og de eksisterende kraftutbyggingene gir liten grad av flomdemping. De mange sideelvene fører dessuten til en svært hurtig avrenningsrespons fra de bratte fjellområdene i sør. I hovedvassdraget er elvebunnen mange steder flat og dalsidene bratte, noe som lett fører til en oppstuvning. De fleste flommene i vassdraget skyldes snøsmelting om våren, ofte i kombinasjon med nedbør. De største og mest skadebringende flommene har derimot skyldtes kraftig nedbør om sommeren og høsten (Waagø, 2012). Tidligere erfaring tyder på at slike flommer kan være en spesielt stor utfordring for området: Mens smelteflommene som regel forårsaker økning i vannføringen over hele vassdraget kan regnflommene i vassdraget oppstå lokalt, tilfeldig og svært raskt fra den hurtige avrenningen i de mindre delfeltene. Dette forårsaker ofte store kulminasjonsvannføringer med et stort skadepotensiale i form av oversvømmelse, erosjon og ras. Flommene i 1675, 1789 og 1918 er blant de største historiske regn- og kombinerte regn- og smelteflommene en kjenner til i vassdraget. Fra nyere tid har nedbørflommene i 1940 og 2011 utpekt seg som spesielt skadebringende. Få tiltak i vassdraget er gjort i nyere tid for å redusere skadeomfanget av slike ekstreme nedbørhendelser. Med økende intens nedbør i regionen over de senere årene, i tillegg til noe mer utbygging i områdene rundt elvebredden er imidlertid risikoen for nedbørflom stor.

Som vist på Figur 3.1 er det er kun noen få automatiske nedbørstasjoner i og i nærheten av nedbørfeltet, og de fleste av disse er lokalisert i den nordvestlige delen av feltet. Lokale byer er derfor vanskelig å fange opp, og kan være en utfordring ved distribuert modellering av regnflom, spesielt i de sørøstlige sideelvene. Vannføringen er derimot målt flere steder i hovedvassdraget så vel som i flere sideelver. Feltet er dermed spesielt godt egnet for å teste ut fordelingen og egnetheten av ulike nedbørestimater i distribuert hydrologisk modellering.



Figur 3.1: Nedbørfeltet til Gaula. (a) Nedbørfeltet med nedbørstasjoner og vannføringsstasjoner i området. (b) Plasseringen av nedbørfeltet i forhold til radaren på Rissa. (c) Arealbruk i feltet. (d) Hypsografisk kurve for hver av delfeltene.

3.2 Flomepisoder

Simuleringene i denne oppgaven er gjort med utgangspunkt i tre regnflomepisoder observert i Gaula i 2010, 2011 og 1940. En kort beskrivelse av de tre flomepisodene er gitt under.

3.2.1 Flommen i juni 2010

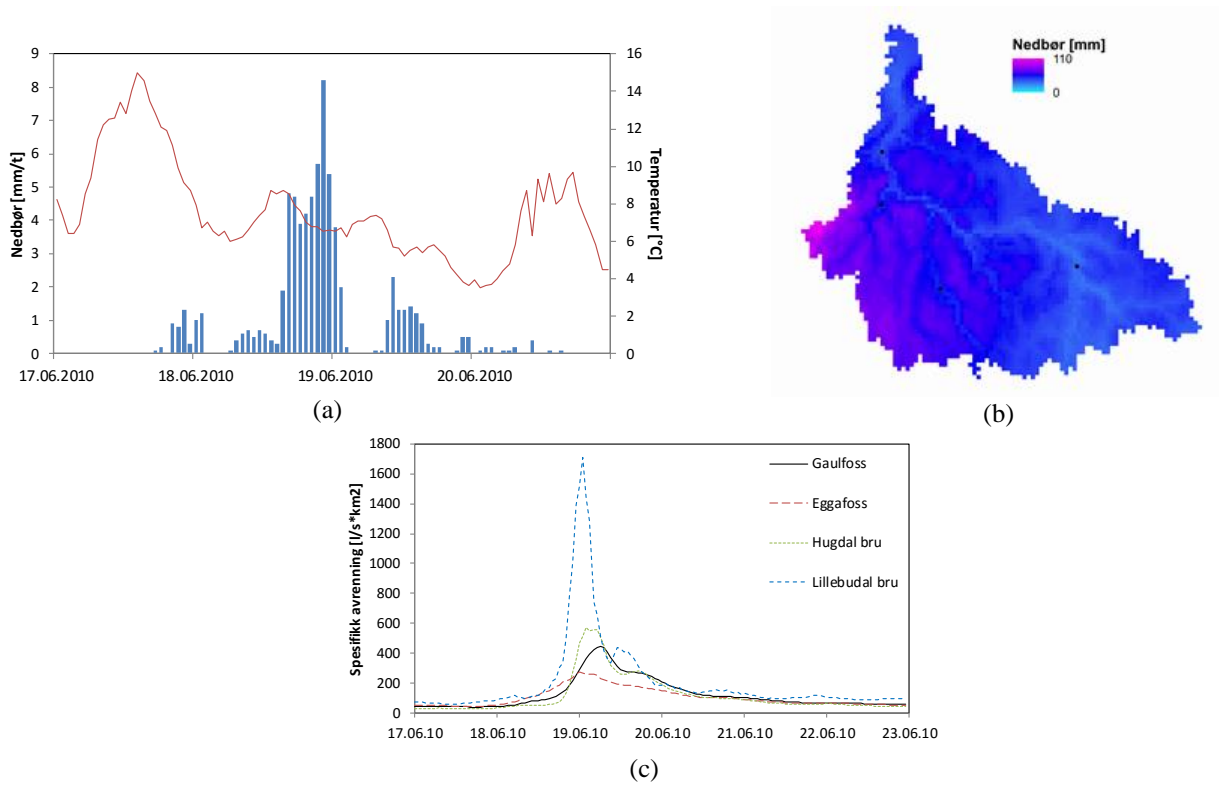
Flommen i 2010 hadde et gjentaksintervall på rundt 20 år i hovedvassdraget og over 20 år i enkelte av sideelvene. Det var mer eller mindre snøfritt i nedbørfeltet i forkant av flommen, men vannmetningsgraden i jorda var stor i de sørlige delene av feltet som følge av tidligere snøsmelting. Flommen ble forårsaket av kraftig nedbør over hele Trøndelagsregionen i forbindelse med et vestlig værmønster, lavtrykksintensivering og storskala frontnedbør over Sør-Trøndelag og Møre og Romsdal. Total varighet av nedbørepisoden var på om lag tre døgn, med spesielt høy intensitet over en periode på 10-11 timer fra ettermiddagen 18. juni og natt til 19. juni. Nedbøren falt mest sannsynlig som snø i høyfjellet over 1400 m. o. h. (Holmqvist, 2010).

Nedbøren var mest intens i de vestlige delene av Sør-Trøndelag og Møre og Romsdal, og rammet også de vestlige delene av nedbørfeltet til Gaula verst. Både hovedelva og flere sideelver i den sørvestlige delen av vassdraget hadde en flomsituasjon ved nedbørepisoden. Høyest flomvannføring ble målt ved Lillebudal bru og Hugdal bru sør og sørvest i feltet, med vannføringer godt over 20-årsflom, se Figur 3.2 og Tabell 3.2.

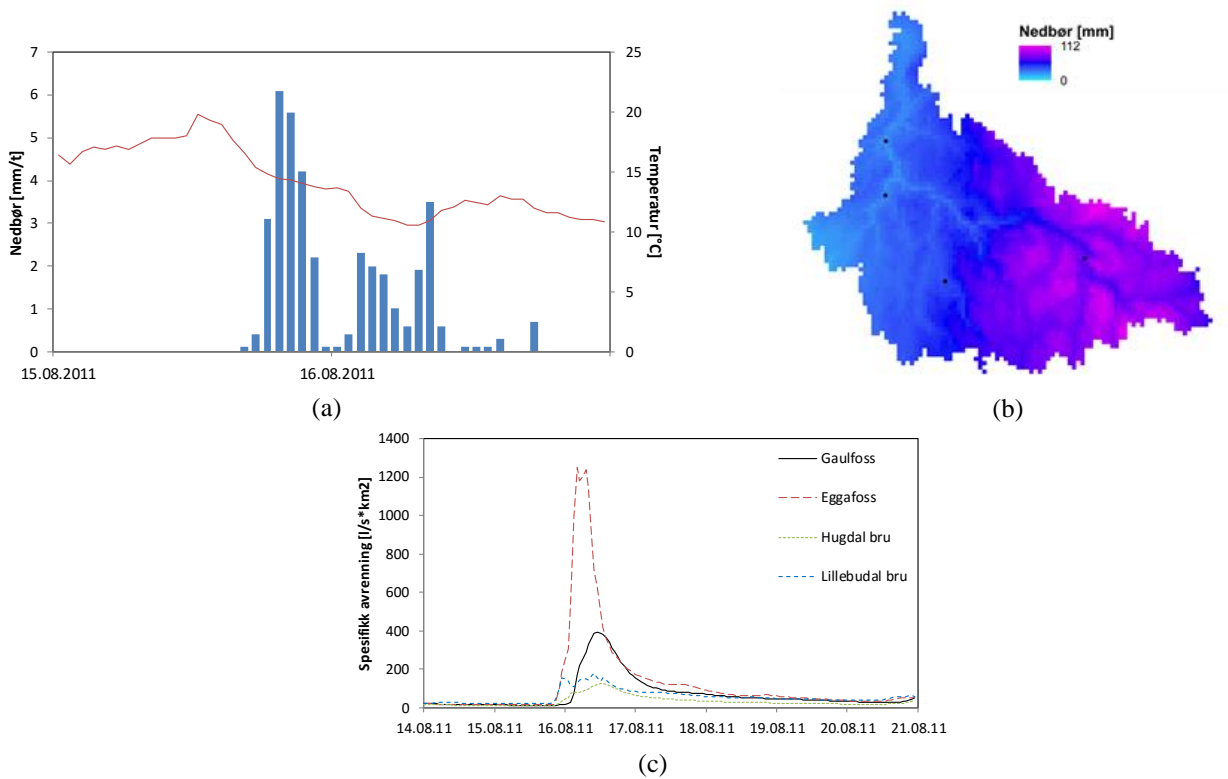
3.2.2 Flommen i august 2011

Flommen i 2011 ble forårsaket av nedbør med store lokale variasjoner fra kvelden 15. august og natt til 16. august. Nedbøren ble skapt i forbindelse med et sørøstlig værmønster, der en varmfront ble liggende mer eller mindre i ro i området rundt Røros og Gauldalen over flere timer, med svært intens nedbør over et begrenset område. Ved Holtålen nedbørstasjon sørøst i feltet i nærheten av Eggafoss ble det registrert 60 mm i døgnet nedbør 16. august - mer enn dobbelt så mye som ved Kotsøy og Soknedal lenger nordvest. Den mest intense nedbøren traff imidlertid et område med mangel på nedbørobservasjoner av tilstrekkelig høy tidsoppløsning til at intensiteten er godt nok dokumentert.

Flommen var i dette tilfellet svært lokal og rammet Gaula fra Ålen til Kotsøy med en kulminasjonsvannføring på godt over 50-årsflom, mens de øvrige sidevassdragene knapt opplevde noen økning i vannføringen. Ved Eggafoss målestasjon sørøst i vassdraget ble det anslått at den registrerte kulminasjonsvannføringen på 816 m³/s var på godt over 100-årsflom, se Figur 3.3 og Tabell 3.2. I hovedelva nedstrøms Støren var skadene minimale. Flommen rammet sentrum i Ålen verst, og forårsaket oversvømmelser, stengte veier og store skader på infrastrukturen og bebyggelsen i området.



Figur 3.2: Flommen i juni 2010. (a) Nedbørforløp og temperatur ved Soknedal nedbørstasjon. (b) Akkumulert fordeling av døgnnedbør over feltet registrert 19. juni 2010. Interpoleringen fra stasjonsverdier er utført av MET, klimadivisjonen. (c) Spesifikk avrenning for hvert av delfeltene gjennom flomepisoden.



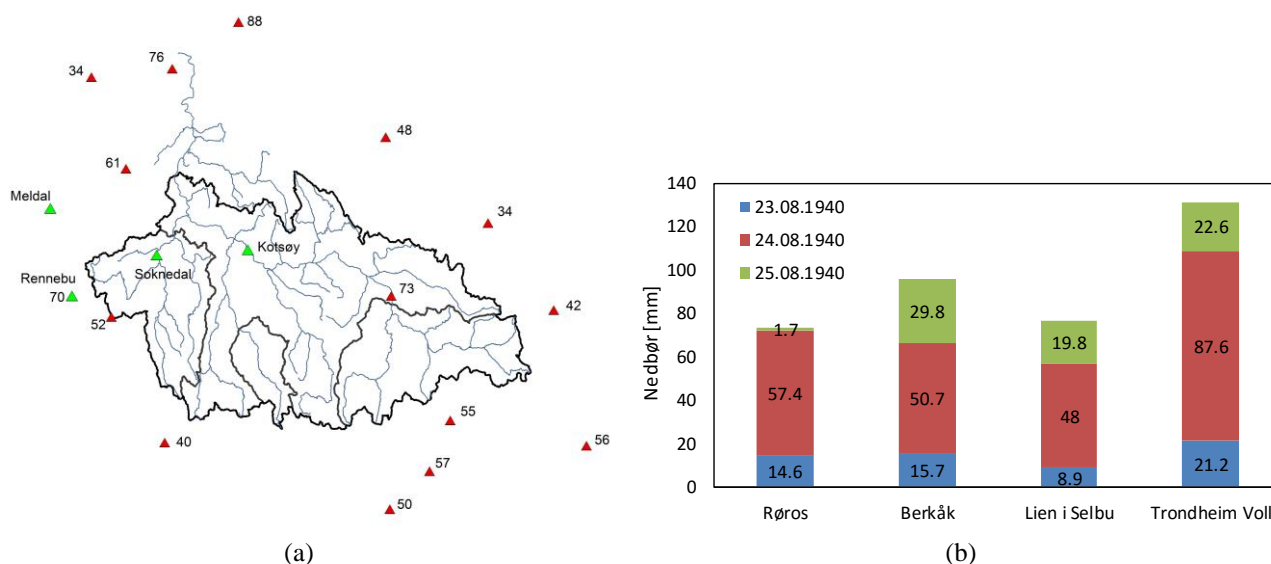
Figur 3.3: Flommen i august 2011. (a) Nedbørforløp og temperatur ved Kotsøy nedbørstasjon. (b) Akkumulert fordeling av døgnnedbør over feltet registrert 16. august 2011. Interpoleringen fra stasjonsverdier er utført av MET, klimadivisjonen. (c) Spesifikk avrenning for hvert av delfeltene gjennom flomepisoden.

Tabell 3.2: Observert kulminasjonsvannføring ved flommene i juni 2010 og august 2011.

	Flom 19. juni 2010	Flom 16. august 2011
Gaulfoss [m ³ /s]	1376	1207
Eggafoss [m ³ /s]	177	816
Hugdalen bru [m ³ /s]	314	69
Lillebudal bru [m ³ /s]	287	30

3.2.3 Flommen i august 1940

Den største flommen som er registrert i Gaula inntraff 24. august 1940, etter en sommer med mye regn og fulle markvannmagasiner. Et kraftig nedbørrområde med stor romlig utstrekning kom inn over Trøndelag fra kvelden 22. august, og det regnet uavbrutt i løpet av en periode på 2-3 dager fram til formiddagen 24. august. Basert på døggnedbørdata fra eKlima og beskrivelser fra Ingeniør Olaf Strands rapport om flommen (1941) ser det ut til at nedbøren var mest intens i døgnet mellom 23. til 24. august (fra kl. 08:00 til kl. 08:00), og at det største volumet traff området rundt Trondheim og de nordlige delene av Gaulavassdraget, med henholdsvis 88 mm og 73 mm døggnedbør registrert ved Voll i Trondheim og i Haltdalen. Figur 3.4 (a) viser døggnedbøren registrert i området dette døgnet. Ut ifra den romlige fordelingen er det rimelig å anta at de sentrale nordlige delene av feltet fikk mellom 70-80 mm nedbør dette døgnet. Mye nedbør ble også registrert over døgnet 22.- 23. august og 24.- 25. august. Figur 3.4 (b) illustrerer total nedbør registrert ved noen av stasjonene rundt feltet gjennom hele 3-døgnperioden. Total registrert nedbør er mer enn 70 mm ved alle stasjonene, med mest nedbør ved Trondheim Voll på om lag 130 mm.



Figur 3.4: Registrert nedbør 23.-25. august 1940. (a) Registrert døggnedbør ved nedbørstasjoner i og rundt feltet 24. august. (b) Registrert nedbør ved noen av nedbørstasjonene rundt feltet i perioden 23. til 25. august.

Vannføringen ved Haga Bru like oppstrøms Gaulfoss er anslått til om lag $2150 \text{ m}^3/\text{s}$ som døgnmiddel, med kulminasjonsvannføring på $3060 \text{ m}^3/\text{s}$ (Petterson, 2000). Skadene var omfattende langs hele elvas hovedløp, der jernbaner, veier, kraftstasjoner og kraftforsyning ble satt ut av spill, med spesielt stort skadeomfang i de utbygde områdene ved Støren, Hovin og Melhus. Skadene var langt mindre i sideelvene og i hovedelva nedstrøms Singsås (Waagø, 2012).

Flommen er den største registrerte flommen i vassdraget siden målingene startet. Det er tidligere anslått at denne flomepisoden hadde et gjentaksintervall på rundt 300-400 år hvis man legger døgnmiddelvannføringen for perioden vi har målinger til grunn (Petterson, 2000). Det var imidlertid også stor flom i Gaula i 1675 og 1789 som kan ha vært av samme størrelsesorden, og som ikke inngår i beregningen.

I etterkant av flommen i 1940 er det ikke gjort noen store tiltak i vassdraget som tilsier at en nedbørepisode av tilsvarende forløp vil gi en mindre flomvannføring. Dette kan ha ført til at opplevd risiko for flom er mindre enn den reelle. Til tross for at god arealplanlegging har hindret utbygging i de mest flomutsatte områdene av elva, er flere av områdene som var oversvømt under flommen i dag utbygd. Med tanke på den økende trenden i ekstremnedbør, i tillegg til feltets raske responstid på slike hendelser, er det imidlertid ikke usannsynlig at en flom av tilsvarende størrelse igjen kan oppstå.

4 Modell, data og metode

4.1 Distribuert hydrologisk modell: SHyFT

Statkraft's Hydrologic Forecasting Toolbox (SHyFT)

(<https://github.com/statkraft/shyft>) ble benyttet som rammeverk for å sette opp en distribuert hydrologisk modell for nedbørfeltet til Gaula. SHyFT er en fleksibel fri hydrologisk programvare under utvikling av Statkraft, under prinsippene om åpen kildekode for enkel og effektiv evaluering av ulike algoritmer. Koden er basert på ENKI, et tidligere rammeverk for hydrologisk simulering utviklet av Sintef (Kolberg & Bruland, 2012). Programvaren brukes som en plattform for å sette opp hydrologiske modeller ved å velge ulike tilgjengelige algoritmer for de hydrologiske subrutinene. SHyFT er optimert for effektiv modellering av hydrologiske prosesser ved bruk av oppsettet til distribuerte, konseptuelle modeller, selv om prosessbaserte subrutiner også kan velges og benyttes. Programmet er for tiden i en tidlig fase av utviklingen, og flere funksjonaliteter og algoritmer planlegges og implementeres kontinuerlig. Programvaren er utviklet med formål om å forbedre tilsigsprognosene for vannkraftanlegg, med mål om at denne plattformen skal overta for de mange romlig konsentrerte «Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning» (HBV)-modellene som for tiden benyttes for flere norske vassdrag.

Kjernen i SHyFT er skrevet i programmeringsspråket C++, men all brukerinteraksjon foregår gjennom programmeringsspråket Python. Data instrumenteres til kjernen fra ulike eksterne datakilder som NetCDF- og HDF5-filer gjennom en Python-API (Application Programming Interface). I tillegg brukes Python-moduler for å sette opp modellkonfigurasjonen, kjøre kalibreringer og simuleringer, og for post-prosessering og presentasjon. Høy fleksibilitet og beregningshastighet oppnås ved at man ved denne tilnærmingen enkelt kan endre disse modulene for å justere parametere, lese andre kilder til inngangsdata og teste sensitivitet i én og samme modellkjøring.

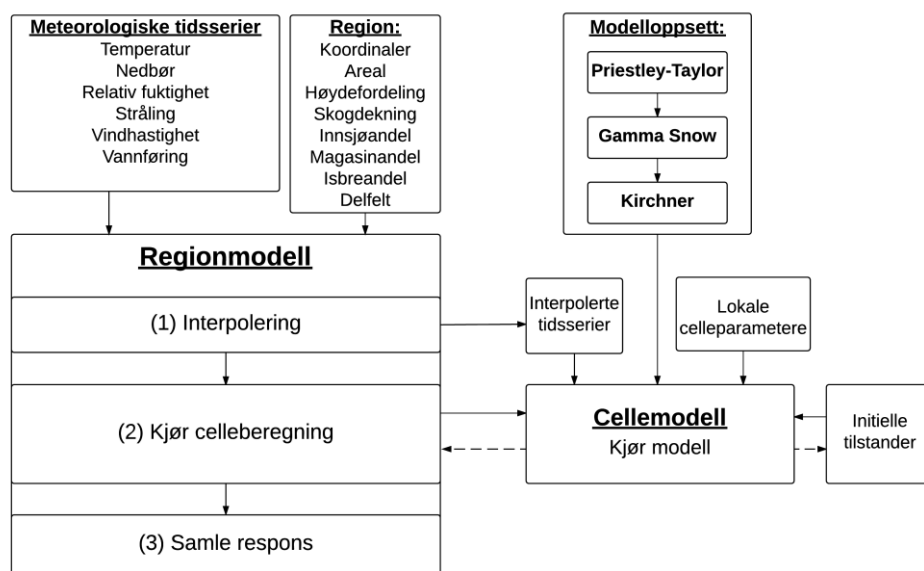
Konfigurasjonen av modellen settes opp som YAML-filer i SHyFT-rammeverket. Dette er et Unicode-basert dataserialiseringspråk, designet for å sikre leservennlighet på tvers av ulike programmeringsspråk. Konfigurasjonsfilene gir en beskrivelse av hvilke subrutiner som benyttes i modellen, definerer modellparametere, peker på datasett som benyttes for hver kjøring og gir instruksjoner til hvordan simuleringen og kalibreringen skal foregå. YAML-filene gir en enklere og mer intuitiv modelleringstilnærming, og gjør det enklere for brukeren å tilpasse simuleringen og kalibreringen sine behov. Som inngangsdata kan SHyFT lese flere ulike formater. Rammeverket har også mulighet til å projisere datakilder fra ulike koordinatsystemer til ett og samme format. Dette er spesielt fordelaktig når man har data fra flere ulike kilder, ettersom det krever minst mulig forbehandling og tilpasning.

På tross av at Python-tilnærmingen kan være noe utfordrende i starten for brukere uten kjennskap til programmeringsspråket, sikrer den høy beregningshastighet og fleksibilitet med tanke på å kjøre simuleringer, teste ut ulike kilder til inngangsdata, sensitivitetstesting, post-prosessering og presentasjon, noe som tillater en effektiv modelleringstilnærming.

4.1.1 Modelloppsett

En modell i SHyFT består av to enheter: En regionmodell og en cellemodell, se Figur 4.1. Regionmodellen er basert på en geografisk region delt inn i distribuerte celler, der hver celle har sine egne lokale fysiske parametere, i tillegg til initialtilstander som oppdateres for hvert tidssteg i simuleringen. Som inngangsdata tar regionmodellen inn fysiografisk informasjon om nedbørfeltet på cellenivå i tillegg til tidsserier av meteorologiske observasjoner, definert og forberedt av brukeren.

For hvert tidssteg i simuleringen interpoleres tidsseriene over til midtpunktet i hvert celleelement. Deretter kjøres cellemodellen, der initialtilstandene og de interpolerte meteorologiske dataene benyttes til å beregne responsen og nye tilstander for hver enkelt celle ved bruk av det valgte modelloppsettet for de hydrologiske subrutinene. Responsen fra hver celle samles opp til å gi en samlet feltrespons for hele regionen. SHyFT tillater også bruk av flere forhåndsdefinerte subregioner innenfor en regionmodell, noe som gjør det enkelt å definere ulike delfelt for kalibrering og simulering.



Figur 4.1: Skjematisk oppbygging av en modell i SHyFT.

4.1.2 Subrutiner i modellen

Responsen for hver celle i beregnes ved hjelp av subrutiner for de ulike hydrologiske prosessene som velges i SHyFT-rammeverket. En kort beskrivelse av de valgte subrutinene i modelloppsettet er gitt i det følgende.

Priestley-Taylor (PT)

Potensiell evapotranspirasjon (PET) beregnes ved Priestley-Taylors metode (Priestley & Taylor, 1972):

$$PET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (4.1)$$

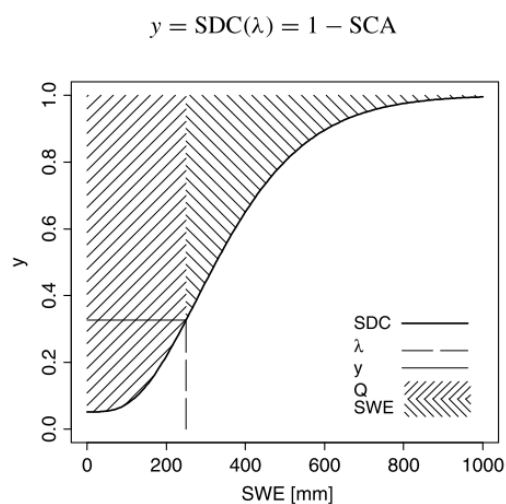
der $\alpha = 1.26$ er Priestley-Taylor-koeffisienten, Δ er stigningstallet til mettet vanddampstrykk som funksjon av temperatur, og $\gamma = 0.67$ hPa/K er psykrometrisk konstant. R_n er netto innkommende stråling (langbølget + kortbølget). Faktisk evapotranspirasjon (AET) beregnes fra PET og momentan vannføring Q , som brukes som en indikator på fuktigheten i jorda:

$$AET = PET * [1 - \exp\left(-\frac{Q}{1.5}\right)] [1 - SCA] \quad (4.2)$$

der SCA er snødekt areal. Det er ingen frie parametere i denne subrutinen.

Gamma Snow (GS)

Snø er en viktig komponent av den hydrologiske syklusen i vassdraget om vinteren og våren. Snøsmelting beregnes ved energibalansemetoden, der summen av energi fra langbølget og kortbølget stråling, følbare og latent varme, varmeoverføring fra regn og varmeoverføring til bakken bestemmer hvorvidt snøsmelting vil skje eller ikke, og eventuelt akkumulert smeltedybde, λ . Smeltevannsavrenning fra vannmettet snø (Q) beregnes basert på en gammadistribuert smeltekurve («*Snow Depletion Curve*» (SDC)) som funksjon av λ (Kolberg & Gottschalk, 2006), se Figur 4.2. Den samme kurven bestemmer også SCA og den gjenværende snøens vannekvivalent (SWE). Frie parametere som må kalibreres i denne rutinen er grensetemperaturen mellom snø og regn (TX) og snøsmeltingens sensitivitet for vindhastighet (WS), i tillegg til parametere som beskriver hvor raskt albedo avtar ved henholdsvis kalde dager («*slow albedo decay rate*» (SA)) og i smelteperioder («*fast albedo decay rate*» (FA)).



Figur 4.2: SDC for beregning av Q , SCA og SWE som funksjon av λ . (Kolberg & Gottschalk, 2006)

Kirchner (K)

Responsten fra nedbørfeltet beregnes fra Kirchners responsrutine (Kirchner, 2009).

Vannføringen, Q , beskrives her kun som en funksjon av mengden vann lagret i nedbørfeltet S , $Q = f(S)$, ved hjelp av sensitivitetsfunksjonen $g(Q) = dQ/dS$, som beskriver endring i vannføring som følge av en endring i vannmagasinet. Dersom det antas ingen netto grunnvannstrømning, kan endringen i S i løpet av ett tidssteg beskrives fra massebalanse ved hjelp av tidsserier av infiltrasjon I (summen av nedbør og snøsmelting), AET og Q i mm/t:

$$\frac{dS}{dt} = I - AET - Q \quad (4.3)$$

og Kirchner-responsten kan beskrives ved:

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dQ}{dS} \frac{dS}{dt} = g(Q)(I - AET - Q) \quad (4.4)$$

$1/g(Q)$ er 'responstiden' eller 'resesjonstiden' og indikerer hvor raskt vannføringen avtar. Formen til $g(Q)$ kan bestemmes ved resesjonsanalyse på grunnlag av historiske vannføringsobservasjoner i perioder der nedbør og fordampning er liten. Basert på kvadratisk regresjon fant Kirchner følgende funksjon for sensitivitetsfunksjonen:

$$\ln(g(Q)) \approx C_1 + C_2 \ln Q + C_3 (\ln Q)^2 \quad (4.5)$$

De frie parameterne C_1 , C_2 , og C_3 kan bestemmes fra resesjonsanalysen eller ved kalibrering. Ved bruk av denne rutinen unngår man overparametriserte og usikre eksplisitte beskrivelser av strømning og lagring av vann i jorda, og reduserer antall frie parametere i modellen. Dette kan være viktig med tanke på at distribuerte hydrologiske modeller ofte har flere frie parametere enn det som unikt kan bestemmes fra kalibrering, noe som setter høye krav til beregningshastighet og innsats i kalibreringsprosessen, og gir opphav til valideringsproblemer knyttet til å finne optimale parametersett (Beven & Binley, 1992).

Ved bruk av disse tre subrutinene er det totalt 7 frie parametere i modellen som må bestemmes ved kalibrering. Parameterne og variasjonsintervallet er vist i Tabell 4.1.

Tabell 4.1: Frie parametere i modellen, og variasjonsintervall

<i>Parameter</i>	<i>Variasjonsintervall</i>
TX [°C]	[-3, 2]
WS [m/s]	[1, 6]
FA [dager]	[5, 15]
SA[dager]	[20, 40]
C_1	[-8, 0]
C_2	[-1, 1.2]
C_3	[-0.15, -0.05]

4.2 Data

For å sette opp en distribuert hydrologisk modell i SHyFT kreves det inngangsdata i form av distribuerte fysiografiske data for nedbørfeltet til Gaula og meteorologiske tidsserier for modelleringsperioden. Feltarealet på 3086 km² oppstrøms målestasjonen Gaulfoss modelleres som distribuerte gridceller med en romlig oppløsning på 1 x 1 km. Hvert av delfeltene Eggafoss, Hugdal bru og Lillebudal bru ble definert som en subregion i regionmodellen, bestående av gridcellene som drenerer til utløpspunktet. Fysiografiske inndata som kreves av modellen er høydefordeling og andel av cellene i gridet som er dekket av henholdsvis skog, innsjø, isbre og magasin. Disse dataene ble forberedt og prosessert i ArcGIS. En digital terrengmodell (DTM) som dekker området rundt nedbørfeltet ble lastet ned fra Statens kartverk. Innsjøandel ble lastet ned fra Norsk Vassdrags- og Energidirektorat (NVE). Arealressurskart (AR50), inkludert skogandel, ble skaffet fra Norsk Institutt for Bioøkonomi (NIBIO). Disse dataene ble prosessert i ArcGIS og transformert til NetCDF-filer.

Modelloppsettet krever meteorologisk data i form av tidsserier for temperatur, relativ luftfuktighet, vindhastighet. Disse dataene ble skaffet ved nedlasting av timesobservasjoner fra meteorologiske målestasjoner fra eKlima. Strålingsdata ble lastet ned fra Landbruksmeteorologisk Tjeneste (LMT). Stasjonsverdiene interpoleres i regionmodellen til romlig fordelte klimadata ved hjelp av invers avstandsvektning (IDW). For interpolering av temperatur benyttes Bayesian Kriging.

For kalibreringen kreves det tillegg tidsserier av vannføring. Timesobservasjoner fra målestasjonene Gaulfoss, Hugdal bru, Eggafoss og Lillebudal bru ble skaffet fra NVEs database Hydra II. Alle tidsseriene ble transformert til NetCDF-filer som inngangsdata i modellen.

4.2.1 Nedbørdata

Nedbørdata står sentralt i modelleringstilnærmingen, og ble skaffet fra flere ulike kilder for å testes ut i kalibreringen av modellen og i flomsimuleringene.

Stasjonsdata

Det er en generell mangel på automatiske nedbørstasjoner i området, som vist på Figur 3.1. De to målestasjonene i nedbørfeltet, Kotsøy og Soknedal, driftes av MET. Dette er vektpluviometre av typen Geonor, som registrerer nedbøren kontinuerlig ved hjelp av vibrerende streng-prinsippet (met.no). Timesobservasjoner fra disse to stasjonene ble skaffet fra eKlima. I tillegg ble det benyttet timesobservasjoner fra to vippepluviometre vest for feltet, Rennebu og Meldal, driftet av LMT. Disse stasjonene måler nedbør med en oppløsning på ±0.2 mm, og er operative kun gjennom sommerhalvåret. Distribusjonen av nedbør over feltet projiseres til hver celle i regionmodellen ved IDW, der det antas 2 % økning i nedbørmengden per 100 meter stigning.

Radar

Reflektivitetsdata fra METs værradar på Rissa i Midt-Norge ble benyttet for simulering av de to flomepisodene. Dette er en Gematronik C-bånd Doppler værradar stasjonert med en antennehøyde på 611 m. o. h., som med en dekningsradius på 240 km dekker det sentrale Trøndelagsområdet og havområdene utenfor. Radarposisjonen og dekningsområdet er vist på Figur 3.1 (b). Radaren er stasjonert i en avstand på omtrent 65-130 km fra nedbørfeltet til Gaula.

Rådataene består av volumscan av radarreflektiviteten for hvert 15. minutt samlet inn som polarkoordinater i form av «Plan Position Indicators» (PPI) ved 12 høydevinkler mellom 0.5° til 15.5°. For best mulig representasjon av nedbøren ved bakkenivå benyttes kun data fra den laveste PPI'en. Romlig oppløsning på denne er 1° langs asimuten, og 250 m radielt. Dataene er projisert til kartesiske koordinater med en romlig oppløsning på 1 x 1 km, der arealvekting er brukt for å bestemme reflektivitetsverdien for hver celle.

Griddede nedbørestimater fra MET

Griddede nedbørestimater på 1 x 1 km med timesoppløsning produsert av Meteorologisk Institutt (MET, klimadivisjonen) ble brukt som et alternativ til observasjonsseriene fra de individuelle nedbørstasjonene for kalibrering av modellen og simulering av flomresponsen. Estimatenes er produsert som et ledd i samarbeidet mellom NVE og MET for forbedring av romlig og tidsmessig griddata for bruk i klimaanalyser, meteorologi og hydrologi (Lussana & Tveito, 2014). Disse estimatene er basert på observasjoner av nedbør ved automatiske målestasjoner fra MET, NVE og Statens Veivesen, noe som utgjør om lag 50-70 observasjonspunkter over hele landet i løpet av perioden 2010-2012 (Lussana & Tveito, 2014). Den romlige interpoleringen er basert på en Bayesian metode, der informasjon tilgjengelig fra dataene på en grovere romlig skala brukes som bakgrunn for interpolering på gridskalaen. For en gitt periode betraktes nedbørområdet som en serie av ulike nedbørhendelser på flere romlige skalaer. Interpoleringen begynner med identifisering av slike nedbørhendelser: For hver hendelse defineres et område med observert nedbør (Observed Area of Precipitation (OAP)) basert på stasjoner i nærheten av hverandre med observasjoner på mer enn 0.1 mm/h. Deretter brukes en iterativ statistisk «Optimal Interpolation (OI)»-metode (Gandin & Hardin, 1965, Uboldi et al., 2008) over flere romlige skalaer for å fastsette nedbørverdien i hvert punkt av gridet innenfor hver OAP. Formålet med skala-separeringen er å inkludere både storskala effekter observert av flere stasjoner i området som bakgrunn for lokale effekter på gridskalaen, for bedre tilpasning av skalaeffekter som kjennetegner hver nedbørhendelse. Høydeeffekter tas hensyn til ved interne iterasjoner over fire vertikale skalaer på henholdsvis 5000 m, 2000 m, 1000 m og 500 m (Lussana & Tveito, 2014).

Formålet med å benytte disse dataene var først og fremst å teste og sammenligne hvor godt de forhåndsinterpolerte nedbørestimatene er egnet ved kalibrering av modellen og simulering av flomresponsen i forhold til bruk av de individuelle stasjonsseriene. Siden dette produktet er basert på flere nedbørstasjoner, og er utviklet ved en annen interpoleringsteknikk enn den som benyttes av SHyFT vil det også gi en test på hvilket av nedbørproduktene som best klarer å

fange opp og representere nedbørdistribusjonen gjennom perioden og ved de utvalgte flomepisodene.

4.3 Modellkalibrering og flomsimuleringer

4.3.1 Modellkalibrering og flomsimuleringer med stasjonsdata og MET-data

SHyFT tillater bruk av ulike optimeringsalgoritmer og målfunksjoner for automatisk kalibrering, noe som gir en fleksibel tilnærming, og muligheter for å teste ulike strategier. Alle kalibreringsforsøkene ble gjort med hovedformål om å teste ut hvilke strategier som gir den beste tilpasningen til de observerte flomhydrografene for hvert delfelt for de to flomepsiodene i juni 2010 og august 2011. Modellen ble derfor kalibrert for hvert delfelt, med ulike nedbørestimater og over ulike tidsrom. Siden hovedfokuset av denne oppgaven er flomsimuleringer som følge av intens nedbør ble modellen kalibrert på timesbasis for å forsøke å fange opp flomtoppen, da slike flomepisoder ofte kjennetegnes ved rask flomrespons, og ved at kulminasjonsvannføringen er mye høyere enn døgnet middelet. Av samme grunn ble også flomsimuleringene kjørt med tidssteg på 1 time.

Den kalibrerte modellen ble validert både ved bruk av «split sample»-tester, med uavhengige perioder for kalibrering og validering; og «proxy basin»-tester, ved bruk av de delfeltene som ikke ble benyttet i kalibreringen for validering. Dette vil gi en indikasjon på den regionale gyldigheten av den kalibrerte modellen, og dermed potensiale for å overføres til umålte felt. En kalibrering for de ulike delfeltene vil dessuten gi en indikasjon på om det er store forskjeller i de optimale parametersettene for hvert delfelt, og hvor sensitiv modellen er for representativiteten på nedbørestimatene. Siden dekkningen av de automatiske nedbørstasjonene er størst i delfeltene til Gaulfoss og Hugdal bru, ble størst innsats lagt i å kalibrere modellen for disse to delfeltene. Det er her større sannsynlighet for at de interpolerte nedbørestimatene gir en bedre representasjon av den faktiske nedbøren, og dermed større sannsynlighet for å oppnå mer nøyaktige parametersett ved kalibreringen. Eggafoss og Lillebudal bru ligger derimot lenger unna de automatiske nedbørstasjonene, og nedbørestimatene i disse områdene er i høyere grad bestemt av interpoleringsteknikken. Kalibreringen for disse to delfeltene ble derfor først og fremst testet for å se om det kunne føre til mer nøyaktige beskrivelser av flomresponsen for de to delfeltene.

To ulike målfunksjoner ble testet ut i kalibreringen: NSE, definert ved likning (2.1) og KGE definert ved likning (2.2). Formålet var å teste ut hvilke av disse kriteriene som er best egnet til å fange opp flomvannføringene.

I tillegg ble to optimeringsalgoritmer testet ut: Bound Optimization BY Quadratic Approximation (BOBYQA) og Shuffled Complex Evolution (University of Arizona) (SCE-UA). BOBYQA (Powell, 2009) er en lokal optimeringsalgoritme designet for å effektivt finne optimale punkter på responsflaten, ved bruk av en kvadratisk approksimering av målfunksjonen innenfor en begrenset region. Både regionen og approksimeringen oppdateres for hver iterasjon. SCE-UA (Duan et al., 1993) er en global optimeringsalgoritme, som

kombinerer styrkene til flere ulike algoritmer, inkludert «random search», «evolutionary»-algoritmer, «shuffled complex» og systematisk bevegelse i retning av global forbedring. Kort forklart innebærer SCE-UA et utvalg av punkter distribuert tilfeldig over parameterens variasjonsområde. Utvalget deles inn i komplekser og hvert kompleks utvikler seg uavhengig basert på «Competitive Complex Evolution» (CCE)-algoritmen (Duan et al., 1993). Utvalget omfordes med jevne mellomrom, og nye komplekser dannes slik at informasjonen fra tidligere dannede komplekser utveksles. Evolusjonen og omfordelingen fortsetter inntil konvergens er nådd. Algoritmen bruker lengre tid på å konvergere enn BOBYQA, men er regnet som mer robust og potensielt bedre egnet til å finne globalt optimum ved komplekse responsflater.

Både interpolerte nedbørestimater fra de fire individuelle nedbørstasjonene i området og griddede nedbørestimater fra MET ble testet for kalibreringen og flomsimuleringene. For å teste om ulike strategier kunne gi en bedre tilpasning til flomtoppen ble tre hovedtilnæringer fulgt:

- (1) Vanlig kalibrering og validering over en lengre periode på 2 år med nedbørstasjoner som inngangsdata. Kalibreringen ble startet 1. september for å unngå innvirkninger av et initielt snømagasin. Modellen ble kalibrert (og validert) for de ulike delfeltene over perioden 01.09.2009-31.08.2011 og validert for perioden 01.09.2011-31.08.2013. Med MET-dataene ble modellen kalibrert og validert for ett år i gangen (henholdsvis 01.01.-31.12.2010 og 01.01.-31.12.2011) med 4 måneder oppkjøring for etablering av initialtilstander før kalibreringen startet.
- (2) Periodevis kalibrering over sommersesongen juni-august. Siden prosessene som dominerer avrenningen i nedbørfeltet i høy grad avhenger av sesong, kan det også forventes en viss variasjon i prosessparameterne gjennom året. Nedbør dominerer avrenningen i feltet over sommerperioden juni-august. Kalibrering over denne perioden kan dermed føre til at modellparameterne er bedre egnet til å beskrive responsen som følge av intens nedbør, og dermed nedbørflom. For denne kalibreringsstrategien ble det brukt en oppkjøringsperiode på 9 måneder for etablering av initialtilstander.
- (3) Kalibrering over en kortere periode med avrenningsmønster preget av nedbørflom. En slik kalibreringsstrategi kan dermed gi modellparametere som er potensielt bedre egnet og tilpasset til å beskrive flomresponsen i feltet. I dette tilfellet ble hovedfokus lagt på kalibrering over de 2 månedene med de observerte flomepisodene i juni 2010 og august 2011, med oppkjøring fra 01.09.2009 eller 01.09.2010 for etablering av initialtilstander.

4.3.2 Flomsimulering med radar

Radardataene er tilgjengelige i månedene for de aktuelle flomepisodene i juni 2010 og august 2011. Tre ulike metoder ble testet ut for simulering av de to flomepisodene:

- (1) Flomsimulering med ukorrigerede radardata og Marshall-Palmer (M-P)-parameterne i Z - R -sammenhengen (likning (2.5)): $A=200$ og $b=1.6$. Simuleringene ble gjort for en måned for å få et overblikk over den generelle representativiteten av radarestimatene som inngangsdata i forhold til de stasjonsbaserte nedbørestimatene.
- (2) Flomsimulering med radardata korrigeret ved bruk av stasjonsdata. I dette tilfellet ble det brukt en enkel «Mean Field Bias» (MFB)-metode (Smith & Krajewski, 1991), der den gjennomsnittlige forskjellen i døggnedbøren målt ved posisjonen for nedbørstasjonene benyttes for å korrigere radarestimatene for hele feltet. MFB er definert ved:

$$\text{MFB} = \frac{\sum_{i=1}^n G_i}{\sum_{i=1}^n R_{0,i}} \quad (4.6)$$

og

$$R_{(x,y)} = R_{0,(x,y)} \text{MFB} \quad (4.7)$$

der G_i er døggnedbøren registrert ved nedbørstasjon i , og $R_{0,i}$ er døggnedbøren målt av radaren i den samme gridcellen som inneholder i . $R_{0,(x,y)}$ og $R_{(x,y)}$ og representerer henholdsvis de ukorrigerede og justerte radarestimatene ved posisjon (x,y) . Ved bruk av MFB for justering av radarestimatene vil nedbøren over hele feltet skaleres opp med én enkel faktor uavhengig av den målte reflektiviteten og avstanden fra radaren. Dermed vil den opprinnelige romlige strukturen i nedbørfordelingen slik den måles av radaren beholdes.

Døggnedbøren målt det aktuelle nedbørdøgnet ved stasjonene Kotsøy, Soknedal, Haltdalen III og Røsbjørgen i nedbørfeltet ble brukt til å korrigere radarestimatene ved denne metoden.

- (3) Flomsimulering med radar ved bruk av andre parametere (A og b) enn M-P-parameterne i Z - R -sammenhengen. Som nevnt i Kapittel 2.2.2 er bruk av en konstant Z - R -sammenheng en stor feilkilde ved omforming av reflektivitet til nedbørrater, siden dette forholdet er avhengig av dråpestørrelsesdistribusjonen. Siden forholdet er ikke-lineært kan bruk av ulike parametere ha stor innvirkning på både representasjonen av nedbørfordelingen og intensiteten, som videre påvirker den simulerte responsen. M-P-koeffisientene er funnet for stratiform nedbør ved midlere breddegrader, og gir dermed ofte feilaktige nedbørestimater ved intense nedbørtilfeller, konvektive regnskyll eller orografisk nedbør i komplekst terreng (Krajewski & Smith, 2002, Moreno et al., 2014).

På grunn av lite informasjon om nedbørtypen og dråpestørrelsesdistribusjonen for de aktuelle nedbørepisodene, i tillegg til lite forskning i disse områdene knyttet til ulike Z - R -

sammenhenger for ulike nedbørtyper, vil en slik korreksjon nødvendigvis bygge på en rekke antakelser. Dette betyr at de utprøvde *Z-R*-sammenhengene i denne oppgaven først og fremst er ment som test en for å se om ulike forhold bedre klarer å fange opp nedbørfordelingen og intensiteten ved de aktuelle flomhendelsene, og dermed flomforløpet ved de ulike delfeltene. Videre vil det gi en indikasjon på om radardataene er egnet direkte som inngangsdata, eller om mer omfattende prosedyrer må til for korrigerings.

Registrert døggnedbør ved stasjonene Kotsøy, Soknedal, Haltdalen III og Røsbjørge, i tillegg til målt nedbørintensitet på timesbasis ved Kotsøy og Soknedal, ble brukt for å sammenlikne og vurdere nedbørestimatene fra radaren ved bruk av de ulike *Z-R*-sammenhengene.

4.3.3 Simulering av flommen i Gaula i 1940

Simuleringen av flommen i Gaula august 1940 ble først og fremst utført som en test med formål om å analysere hvor store nedbørmengder som må til for at en flom av tilsvarende størrelse, med kulminasjonsvannføring på 3060 m³/s og døgnmiddelvannføring på 2150 m³/s, kan oppstå i elva.

Flomsimuleringene ble først utført med observert nedbør i 1940, der døgnobservasjoner fra nedbørstasjonene i nærheten av feltet gjennom perioden 23.-25. august 1940 ble brukt som utgangspunkt. På grunn av den grove tidsoppløsningen på nedbørestimatene, måtte det gjøres noen antakelser om nedbørforløp og nedbørintensitet gjennom perioden for å kunne simulere kulminasjonsvannføring med tidsoppløsning på 1 time. Det ble antatt et tilsvarende nedbørforløp og initialtilstander som for flomepisoden i juni 2010, siden denne episoden hadde om lag samme varighet på 2-3 døgn, til tross for at den romlige fordelingen av nedbøren var ulik ved de to episodene.

Nedbørintensiteten og den romlige nedbørfordelingen ble korrigert ved å skalere opp nedbørforløpet fra 2010 ved stasjonene Kotsøy, Soknedal, Meldal og Rennebu slik at det totale nedbørvolumet gjennom perioden 18. til 20. juni 2010 stemte overens med nedbøren målt i perioden 23. til 25. august 1940. Anslag på døggnedbøren som traff stasjonene Kotsøy, Soknedal, Meldal og Rennebu i løpet av perioden ble gjort på grunnlag av nedbørverdiene vist i Figur 3.4.

For hver dag d i løpet av 3-døgnsepisoden 17. til 20. juni 2010 (fra 06:00 UTC til 06:00 UTC) ble akkumulert døggnedbør, $P_{2010,i,d}$, målt ved stasjon i sammenliknet med den antatte døggnedbøren ved samme stasjon i perioden 23. til 25. august 1940, $P_{1940,i,d}$, og det ble funnet en skaleringsfaktor $F_{i,d}$ for hver stasjon:

$$F_{i,d} = \frac{P_{1940,i,d}}{P_{2010,i,d}} \quad (4.8)$$

Tabell 4.2: Antatt nedbørvolum gjennom 3-døgnsepisoden 23. til 25. august 1940, og skaleringsfaktorer som ble brukt til å skalere opp nedbørforløpet i 2010. Akkumulert observert nedbørvolum i perioden 18. til 20. juni er angitt i parentes.

Stasjon	Kotsøy [mm]	Soknedal [mm]	Rennebu [mm]	Meldal [mm]
$P_{23.08.1940}$ ($P_{18.06.2010}$)	16 (10.3)	13 (5.9)	18 (4.2)	20 (4)
F_1	1.6	2.2	4.3	5
$P_{24.08.1940}$ ($P_{19.06.2010}$)	73 (38.3)	70 (53.8)	70 (56.2)	60 (41.8)
F_2	1.9	1.3	1.2	1.4
$P_{25.08.1940}$ ($P_{20.06.2010}$)	28 (12.5)	24 (12.1)	31 (21.2)	30 (25.8)
F_3	2.2	2.0	1.5	1.2
$P_{total,1940}$ ($P_{total,2010}$)	117 (61)	107 (71.7)	119 (81.6)	110 (71.6)

Denne faktoren ble videre brukt til å skalere opp målt timesnedbør, $p_{2010,i,t}$, for hver dag gjennom nedbørepisoden i 2010, slik at det totale nedbørvolumet over nedbørepisodene i 1940 og 2010 stemte overens:

$$P_{1940,i}^{total} = \sum_{d=1}^3 [\sum_{t=1}^{24} (F_{i,d} \cdot p_{2010,i,t})] \quad (4.9)$$

De antatte nedbørverdiene for alle stasjonene for hver dag, og totalt gjennom hele 3-døgnsepisoden fra 23. til 25. august er vist i Tabell 4.2. Det oppskalerte nedbørsforløpet ble byttet ut med det opprinnelige nedbørforløpet for 2010 for simulering av døgnmiddelvannføring og kulminasjonsvannføring, med en modell kalibrert for Gaulfoss på henholdsvis døgnbasis og timesbasis.

Videre ble flere andre nedbørvolum testet ut for å analysere mengden som må til for at en flom av tilsvarende størrelse skal kunne oppstå i vassdraget, med de gitte initialbetingelsene og antakelsene.

5 Resultater

5.1 Kalibrering og flomsimuleringer med stasjonsdata

Dette delkapittelet gir først en generell beskrivelse av resultatene fra kalibreringsforsøkene for hvert av de fire delfeltene med nedbørstasjonene som inngangsdata over 2-årsperioden 01.09.2009-31.08.2011. Deretter blir resultatene av simuleringen av de to flomepisodene i 2010 og 2011 basert på kalibreringsforsøkene presentert. Tabeller med resultater av kalibreringen og valideringen, kalibrerte modellparametere og figurer for observert og simulert vannføring gjennom kalibrerings- og valideringsperioden er vist i Vedlegg A.1. Tabeller med simulerte maksimale vannføringer og volum for alle flomsimuleringene er vist i Vedlegg B.

5.1.1 Kalibrering for Gaulfoss

Dekningen av nedbørstasjoner er tettest i og rundt den vestlige og nordlige delen av nedbørfeltet til Gaulfoss. Resultater fra kalibreringsforsøkene for Gaulfoss ved bruk av både BOBYQA og SCE-UA som optimeringsalgoritmer, og KGE og NSE som målfunksjoner, er sammenfattet i Tabell 5.1. NSE/KGE og forskjellen mellom akkumulert simulert og observert vannvolum gjennom både kalibreringsperioden 01.09.2009-31.08.2011 og valideringsperioden 01.09.2011-31.08.2013 er vist for hvert delfelt i tabellen. Kalibrering med NSE gir en verdi over 0.7 for Gaulfoss over kalibreringsperioden for alle kalibreringsforsøkene, mens KGE er over 0.8, noe som tyder på godt samsvar mellom observert og simulert vannføring for de kalibrerte modellene. NSE for Gaulfoss er noe lavere for valideringsperioden, med en verdi rundt 0.62-0.63, mens kalibreringen med KGE gir en verdi over 0.8 både for kalibreringsperioden og valideringsperioden. Videre kan det også ses fra tabellen at kalibreringsforsøkene gir relativt gode verdier av målfunksjonene for Hugdal bru (NSE \approx 0.6, KGE over 0.7), noe lavere verdier for Eggafoss (NSE = 0.45-0.5, KGE over 0.6), mens verdiene er mye lavere for Lillebudal bru, spesielt gjennom perioden 01.09.2009-31.08.2011.

Forskjell i simulert og observert akkumulert vannvolum er generelt større gjennom kalibreringsperioden enn for valideringsperioden. Simulert vannføring er jevnt over høyere enn observert gjennom kalibreringsperioden, og noe lavere enn observert gjennom valideringsperioden for stasjonene Gaulfoss, Hugdal bru og Eggafoss, mens Lillebudal bru viser motsatt forløp, og volumdifferansen er generelt mye større her.

Det er liten forskjell i verdien av NSE og KGE i forhold til hvorvidt SCE-UA eller BOBYQA benyttes som optimeringsalgoritme, men den globale optimeringsalgoritmen SCE-UA greier å finne en litt bedre verdi av målfunksjonen for begge tilfellene. I denne sammenhengen kan det også nevnes at SCE-UA brukte betraktelig mye lenger tid på å finne optimum, og terminerte etter et maksimalt antall iterasjoner på 3000 var nådd, mens BOBYQA er mye mer effektiv og konvergente etter om lag 200-300 iterasjoner. Siden verdien av målfunksjonen er noe høyere

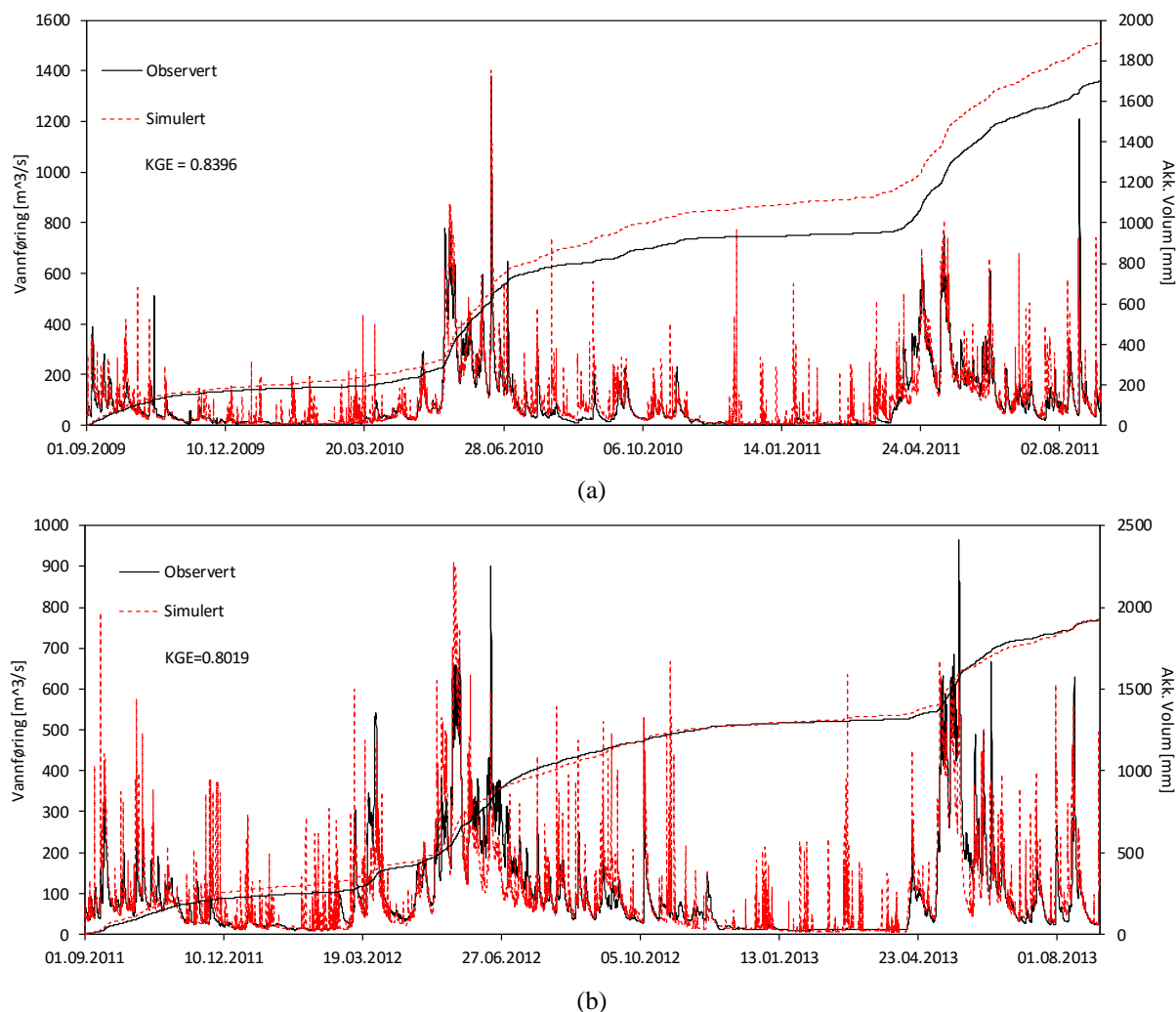
for SCE-UA kan det derimot tyde på at BOBYQA konvergente uten å finne det globale optimum på responsflaten.

Tabell 5.1: Resultater fra kalibrering for Gaulfoss ved bruk av ulike målfunksjoner og optimeringsalgoritmer. NSE, KGE og forskjellen i akkumulert vannvolum er vist både for kalibreringsperioden 01.09.2009-31.08.2011 og valideringsperioden 01.09.2011-31.08.2013.

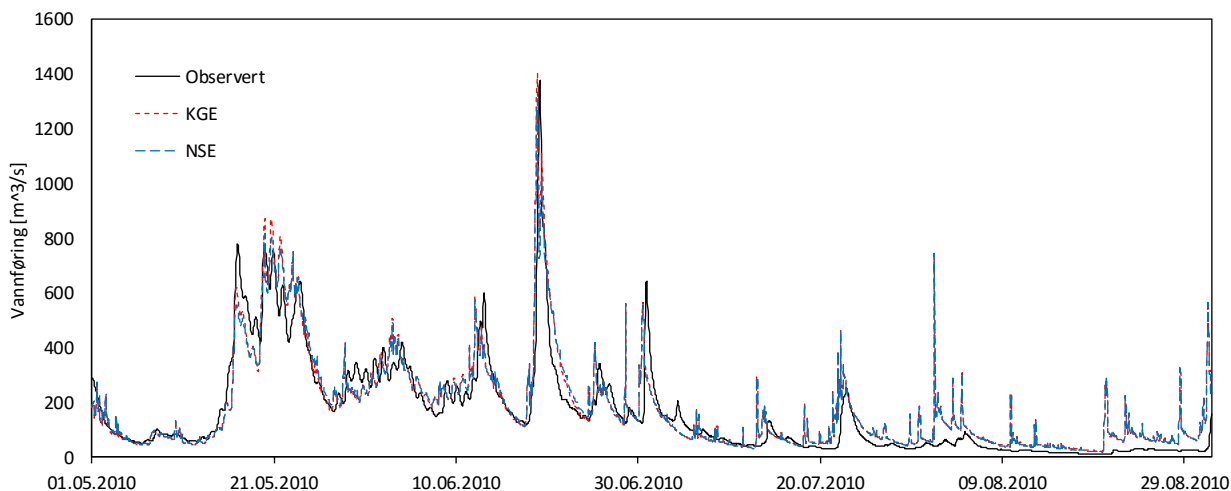
Målfunksjon	NSE		KGE	
	BOBYQA	SCE-UA	BOBYQA	SCE-UA
Gaulfoss				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	0.7062	0.7093	0.8395	0.8396
(09.2011-08.2013)	(0.6277)	(0.6378)	(0.8010)	(0.8019)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	177.9 (+10.5 %)	165.0 (+9.7 %)	198.3 (+11.7 %)	197.5 (+11.6 %)
(09.2011-08.2013)	(-11.1 (-0.6 %))	(-60.7 (-3.2 %))	(-59.2 (-3.1 %))	(14.9 (+0.8 %))
Eggafoss				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	0.4564	0.4524	0.6601	0.6630
(09.2011-08.2013)	(0.4813)	(0.4719)	(0.6302)	(0.6386)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	192.3 (+10.4 %)	162.0 (+8.8 %)	212.3 (+11.5 %)	211.7 (+11.5 %)
(09.2011-08.2013)	(107.9 (+4.6 %))	(-2.2 (-0.1 %))	(-0.9 (-0.0 %))	(115.6 (+5.9 %))
Hugdalen Bru				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	0.5968	0.6245	0.7723	0.7760
(09.2011-08.2013)	(0.4838)	(0.4930)	(0.7420)	(0.7397)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	113.9 (+6.7 %)	99.0 (+5.9 %)	135.9 (+8.1 %)	135.2 (+8.0 %)
(09.2011-08.2013)	(-127.6 (-6.7 %))	(-154.5 (-8.1 %))	(-152.5 (-8.0 %))	(-98.1 (-5.1 %))
Lillebudalen Bru				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	0.0884	0.0972	0.2382	0.2382
(09.2011-08.2013)	(0.0658)	(0.1547)	(0.4664)	(0.4642)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	-604.3 (-20.4 %)	-631.2 (-21.3 %)	-581.0 (-19.6 %)	-581.8 (-19.7 %)
(09.2011-08.2013)	(237 (+11.0 %))	(147.4 (+6.8 %))	(149.6 (+6.9 %))	(267 (+12.4 %))

Simulert og observert vannføring for Gaulfoss gjennom kalibreringsperioden og valideringsperioden er vist på Figur 5.1 for modellen kalibrert med KGE og SCE-UA. Simulert vannføring viser generelt god korrelasjon med den observerte vannføringen, til tross for noe større variabilitet. Modellen gir spesielt noe større forskjeller og variabilitet i periodene med lav vannføring om vinteren. Det observerte mønsteret i vannføringen fanges imidlertid bedre opp gjennom sommersesongen, i periodene der nedbør dominerer avrenningen. Observert og simulert vannføring for Gaulfoss gjennom sommerperioden mai-august 2010 er vist på Figur 5.2. Her er simulert vannføring vist for modellene kalibrert med både KGE og NSE for en sammenlikning. Det er liten forskjell i simulert vannføring for de to modellene, men det er en svak tendens til at modellen kalibrert med KGE gir noe større variabilitet i vannføringen og dermed fanger opp flomvannføringene noe bedre.

På bakgrunn av at modellen kalibrert med KGE og SCE-UA ser ut til å gi akseptable verdier av målfunksjonen både gjennom kalibreringen og valideringen for samtlige delfelt (med unntak av Lillebudal bru), ble denne modellen brukt som sammenligningsgrunnlag, og som oppkjøringsmodell for etablering av initialtilstander ved senere kalibreringsforsøk i oppgaven.



Figur 5.1: Observert og simulert vannføring for Gaulfoss gjennom (a) kalibreringsperioden 01.09.2009-31.08.2011 og (b) valideringsperioden 01.09.2011-31.08.2013 for modellen kalibrert med KGE og SCE-UA.



Figur 5.2: Observert og simulert vannføring for Gaulfoss gjennom perioden 01.05-31.08.2010. Simulert vannføring er vist både for modellen kalibrert med KGE (SCE-UA) og NSE (BOBYQA).

5.1.2 Kalibrering for de andre delfeltene

Resultater fra kalibreringen for de tre andre delfeltene er sammenfattet i Vedlegg A.1.

Dekningen av nedbørstasjoner er relativt god i området rundt delfeltet til Hugdal bru. Kalibreringen gir gode resultater for Hugdal bru, med $NSE = 0.699$ og $KGE = 0.851$ for kalibreringsperioden. Det er liten forskjell i KGE i forhold til hvorvidt SCE-UA eller BOBYQA benyttes som optimeringsalgoritme. De kalibrerte modellene gir også akseptable verdier av KGE og NSE for Gaulfoss gjennom kalibreringsperioden, og noe bedre verdier for Lillebudal bru gjennom kalibreringsperioden sammenlignet med kalibreringen for Gaulfoss. Forskjellen i akkumulert vannvolum gjennom kalibreringsperioden og valideringsperioden er i samme størrelsesorden som for kalibreringen for Gaulfoss for alle delfeltene, og det er her liten forskjell i resultatet mellom de ulike kalibreringsforsøkene for det samme delfeltet.

Dekningen av nedbørstasjoner er mindre god i området rundt Eggafoss. De tidligere kalibreringsforsøkene for Gaulfoss og Hugdal bru viste liten forskjell i verdien av målfunksjonen og de simulerte flomtoppene i forhold til hvorvidt SCE-UA eller BOBYQA ble brukt som optimeringsalgoritme. For å oppnå mest mulig effektivitet i kalibreringsforsøkene ble Eggafoss kun kalibrert med BOBYQA. Det er lite endring i verdien av NSE (0.494) men noe forbedring i verdien av KGE (0.729) for Eggafoss i forhold til modellene kalibrert for Gaulfoss vist i Tabell 5.1.

Siden delfeltet Lillebudal bru på lik linje med Eggafoss ligger i lang avstand fra nedbørstasjonene, ble modellen kun forsøkt kalibrert med BOBYQA for å gjøre prosessen mer effektiv. Det oppnås ingen høy verdi av målfunksjonen for dette delfeltet for noen av kalibreringsforsøkene ($NSE = 0.175$, $KGE = 0.342$), og negative verdier i valideringsperioden tyder på at modellen ikke greier å gi en god nok beskrivelse av den generelle responsen til delfeltet.

Som en test på perioden brukt for kalibrering, ble Lillebudal bru også forsøkt kalibrert for perioden 01.09.2011-31.08.2013. Denne kalibreringen ga noe høyere verdier av

målfunksjonene ($NSE = 0.245$, $KGE = 0.654$) for Lillebudal bru gjennom kalibreringsperioden, og førte også til noe bedre samsvar mellom observert og simulert vannføring for alle de andre delfeltene i valideringen. Likevel stemmer kalibreringen dårligere overens med Lillebudal bru i perioden 01.09.2009-31.08.2011, og ga også mindre nøyaktige simulerte flomresponser ved flomepisodene i juni 2010 og august 2011.

Kalibreringsresultatene tas likevel med i denne sammenhengen som et eksempel på at kalibreringen og verdien av målfunksjonen for dette delfeltet er sensitiv for perioden som brukes til kalibrering. Den lave verdien av målfunksjonen for Lillebudal bru skyldes dermed først og fremst mangler i inngangsdataene eller usikkerheter i vannføringsmålingene, og denne usikkerheten ser ut til å være spesielt stor i perioden 2009-2011.

5.1.3 Kalibrerte parametersett

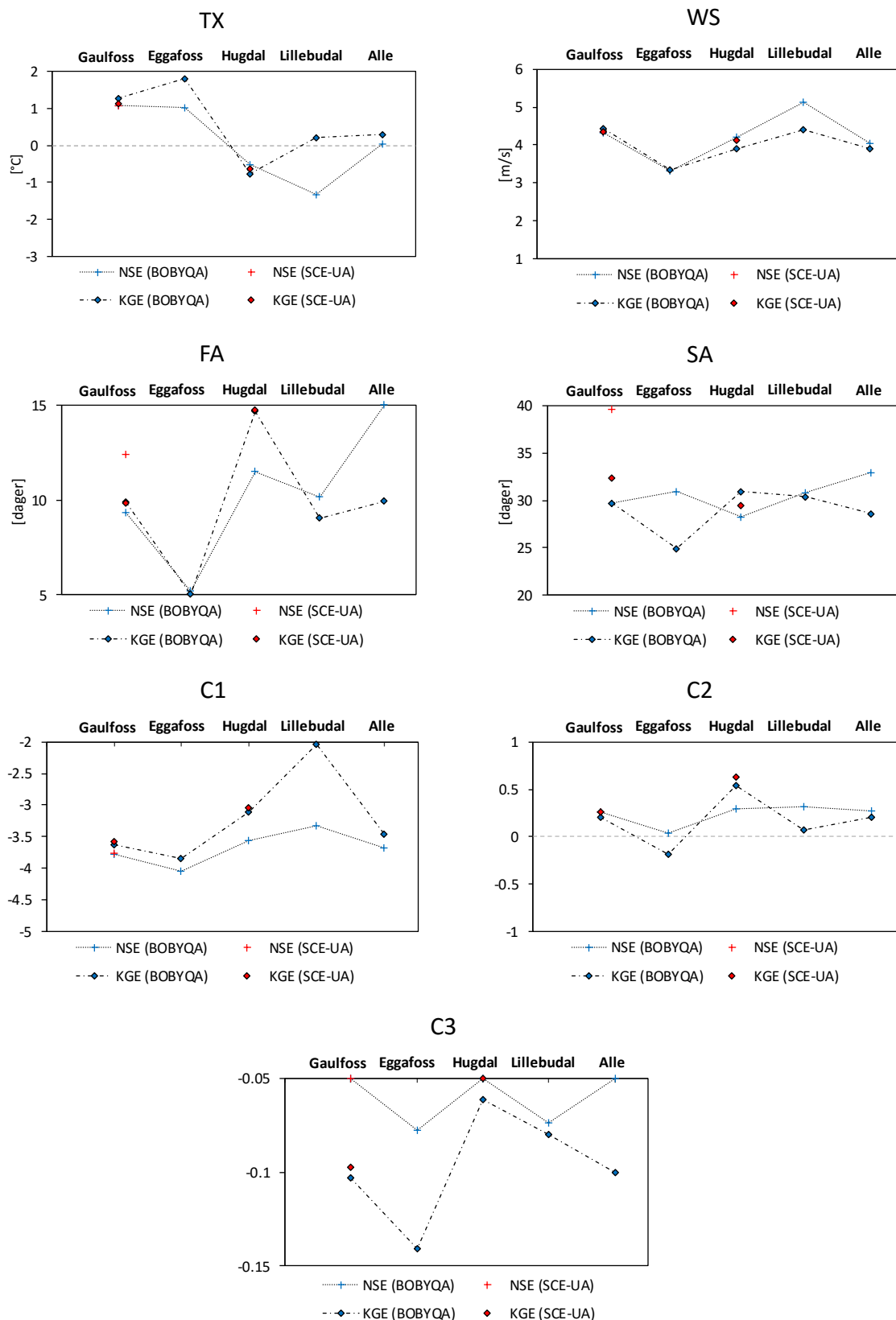
Verdiene av de frie kalibrerte parameterne i modellen for hvert av kalibreringsforsøkene beskrevet i kapittel 5.1.1-5.1.2 er plottet i Figur 5.3. Parameterverdiene er vist for hvert delfelt både for kalibrering med KGE og NSE funnet med optimeringsalgoritmene BOBYQA og SCE-UA. Her er også parametere for tilfellene der alle delfeltene ble forsøkt kalibrert samtidig vist. Det er generelt liten forskjell i de optimale parameterverdiene ved kalibrering for det samme delfeltet, spesielt for Gaulfoss, der de optimale parameterverdiene ligger nær hverandre, uavhengig av hvilken målfunksjon som benyttes. Dette gjelder spesielt for TX og WS i Gamma Snow, og Kirchner-parameterne C1 og C2. Det ser også ut til å være liten forskjell i de optimale parametersettene med hensyn til hvilken optimeringsalgoritme (SCE-UA eller BOBYQA) som benyttes når modellen kalibreres for den samme målfunksjonen.

Det er noe forskjell i de optimale parametersettene mellom hvert delfelt. TX er generelt positiv for Gaulfoss og Eggafoss, og negativ for Hugdal bru, mens C3 og FA varierer over hele intervallet både mellom de ulike kalibreringsforsøkene for hvert delfelt og for det samme delfeltet. Det er mindre forskjell i parameterne WS, SA, C1 og C2. Det kan også se ut til at en kalibrering med NSE gir noe mindre forskjeller i de optimale parameterverdiene mellom hvert delfelt, spesielt for Kirchner-parameterne, mens KGE fører til noe større variasjoner mellom delfeltene.

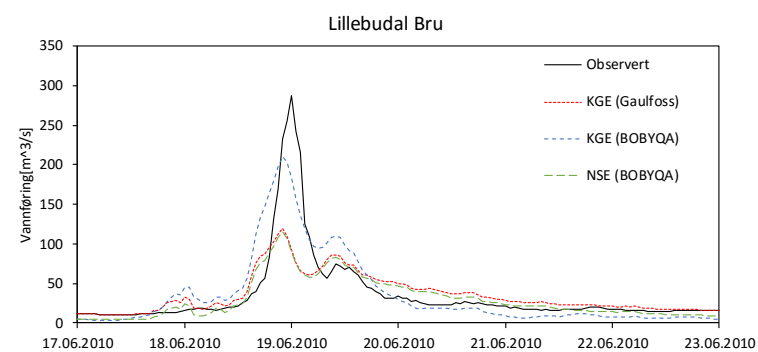
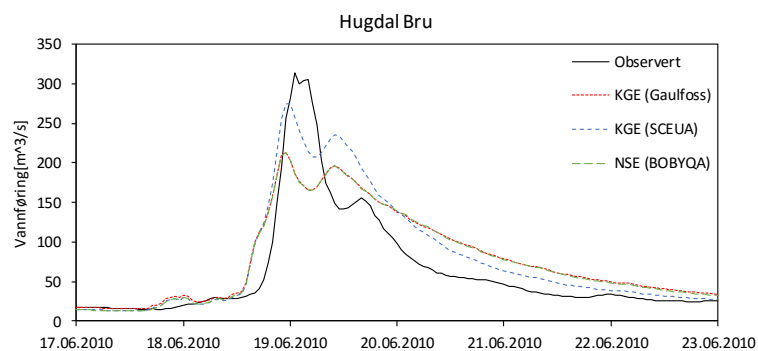
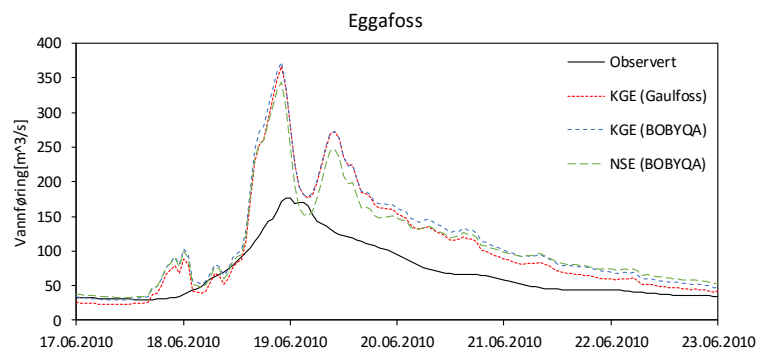
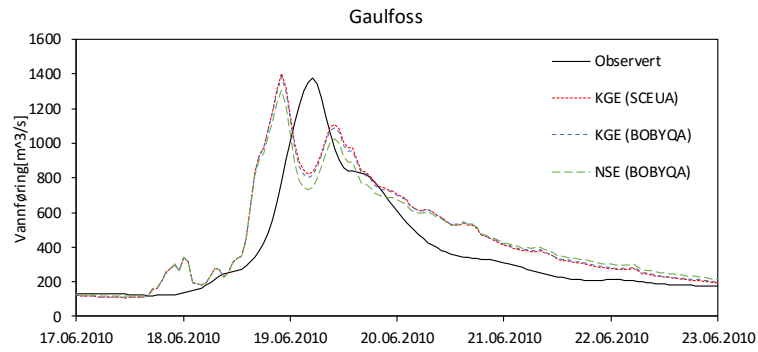
5.1.4 Simulering av flommen i juni 2010 med stasjonsdata

Basert på de kalibrerte modellene for de fire delfeltene ble det gjort flomsimuleringer for de to flomepisodene i juni 2010 og august 2011, med observasjoner fra nedbørstasjonene som inngangsdata.

Resultatet av simuleringene for flomepisoden i juni 2010 er vist på Figur 5.4. Her er flere av de kalibrerte modellene presentert i kapittel 5.1.1-5.1.2 plottet i samme figur for et best mulig sammenlikningsgrunnlag. Alle figurene viser simulert vannføring med modeller kalibrert for det respektive delfeltet, både med KGE og NSE som målfunksjon. Simulert vannføring for modellen kalibrert for Gaulfoss med KGE og SCE-UA er vist på alle figurene for en sammenlikning. Se Vedlegg B.1 for simulerte maksimale vannføringer og volum for hvert tilfelle.



Figur 5.3: Plott av verdien til de frie modellparameterne for de ulike kalibreringsforsøkene for hver stasjon, og for alle stasjonene samtidig. Røde symboler er funnet ved SCE-UA s blå symboler er funnet med BOBYQA. Kors er optimale parameterverdier når modellen kalibreres for NSE mens ruter er optimale verdier for KGE.



Figur 5.4: Flomsimuleringer med stasjonsdata for juni 2010. Flomsimuleringene er vist for de ulike modellkalibreringene for hvert delfelt for en sammenlikning.

Simulert vannføring for Gaulfoss er vist for begge modellene kalibrert med KGE og den ene modellen kalibrert med NSE på Figur 5.4 (a). Her er flomtoppen av samme størrelsesorden som den observerte i alle tilfellene, men er noe underestimert i tilfellet for NSE (1309 m³/s), og litt større enn observert i tilfellene med KGE (1402 m³/s (SCE-UA) og 1382 (BOBYQA)).

Den simulerte flomtoppen er kraftig overestimert i alle modelltilfellene for Eggafoss, der simulert maksimal vannføring er om lag dobbelt så stor som den observerte. Eggafoss opplevde ingen stor flomvannføring gjennom denne episoden, med observert kulminasjonsvannføring på nivå med middelflom.

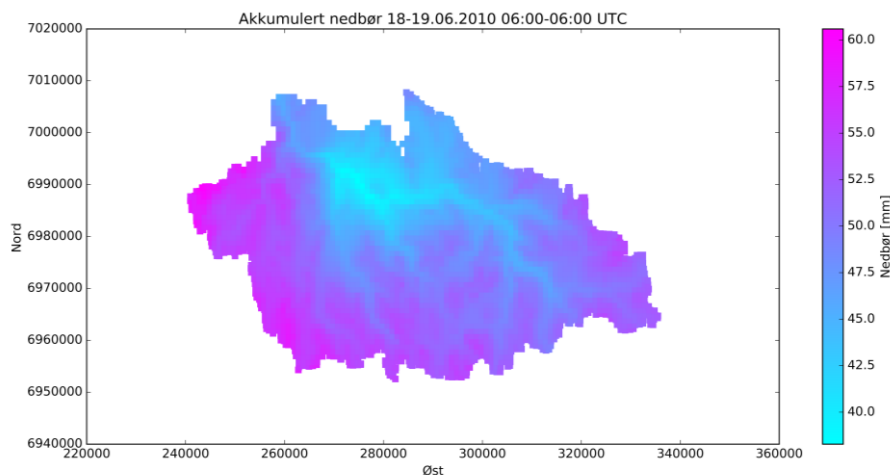
For Hugdal bru og Lillebudal bru, med observert kulminasjonsvannføring over 20-årsflom, er flomtoppen derimot kraftig underestimert i alle tilfellene. Her gir likevel en kalibrering med KGE som målfunksjon et mye bedre resultat, med maksimale vannføringer på henholdsvis 275 m³/s og 210 m³/s. Modellen kalibrert for Gaulfoss med KGE gir her en flomrespons som er sammenliknbar med modellen kalibrert for delfeltet med NSE, vist på Figur 5.4 (c) og (d).

De simulerte hydrografene for alle delfeltene viser det samme mønsteret med to distinkte flomtopper. De samme flomtoppene kan også observeres ved de hydrografene for observert vannføring ved Hugdal bru og Lillebudal bru, men det reelle mønsteret viser større variasjon mellom de ulike delfeltene enn det simuleringene med nedbørstasjoner klarer å fange opp. Et annet interessant fenomen er at de simulerte flomtoppene alltid inntreffer før de observerte. Dette skyldes at modellstrukturen ikke inkluderer noen rutine som tar hensyn til kanالرuting og strømning mellom modellcellene innenfor regionen, slik at den simulerte responsen for hver celle inntreffer momentant. Siden Gaulfoss er det største delfeltet er denne effekten mest merkbar her, og feilen blir gradvis mindre etter hvert som størrelsen på delfeltet reduseres.

Nedbørdistribusjonen over feltet, interpolert fra nedbørstasjonene og akkumulert over nedbørdøgnet 18. – 19. juni 2010 fra kl. 06:00 til kl. 06:00, er vist på Figur 5.5.

Døgnnedbøren over feltet varierer mellom omtrent 40-60 mm, med mest nedbør i høyfjellet over den sørvestlige og sørlige delen av nedbørfeltet, som følge av interpoleringen. Det er i dette tilfellet tydelig at nedbøren overestimeres i de sørøstlige områdene i feltet til Eggafoss, der akkumulert nedbør over døgnet målt ved Haltdalen III ikke var mer enn om lag 28 mm dette døgnet. Samtidig ser det også ut til at nedbøren er noe underestimert i delfeltet til Lillebudal bru, som hadde den største spesifikke avrenningen under denne flomepisoden, estimert til om lag 1700 l/s km².

Det er mulig å justere nedbørestimatet under simuleringen ved å angi en høyere prosentvis økning i nedbøren med høydenivå i interpoleringen. Ved å anta en økning av nedbøren med 5 % per 100 m stigning økte maksimal simulert vannføring ved Lillebudal bru til 260 m³/s i modellen kalibrert for delfeltet med KGE, bare 27 m³/s underestimert i forhold til den observerte kulminasjonsvannføringen. Denne justeringen ga derimot en kraftig overestimering for den simulerte flomtoppen ved Eggafoss (554 m³/s), samt noe overestimering ved Hugdal bru (352 m³/s).



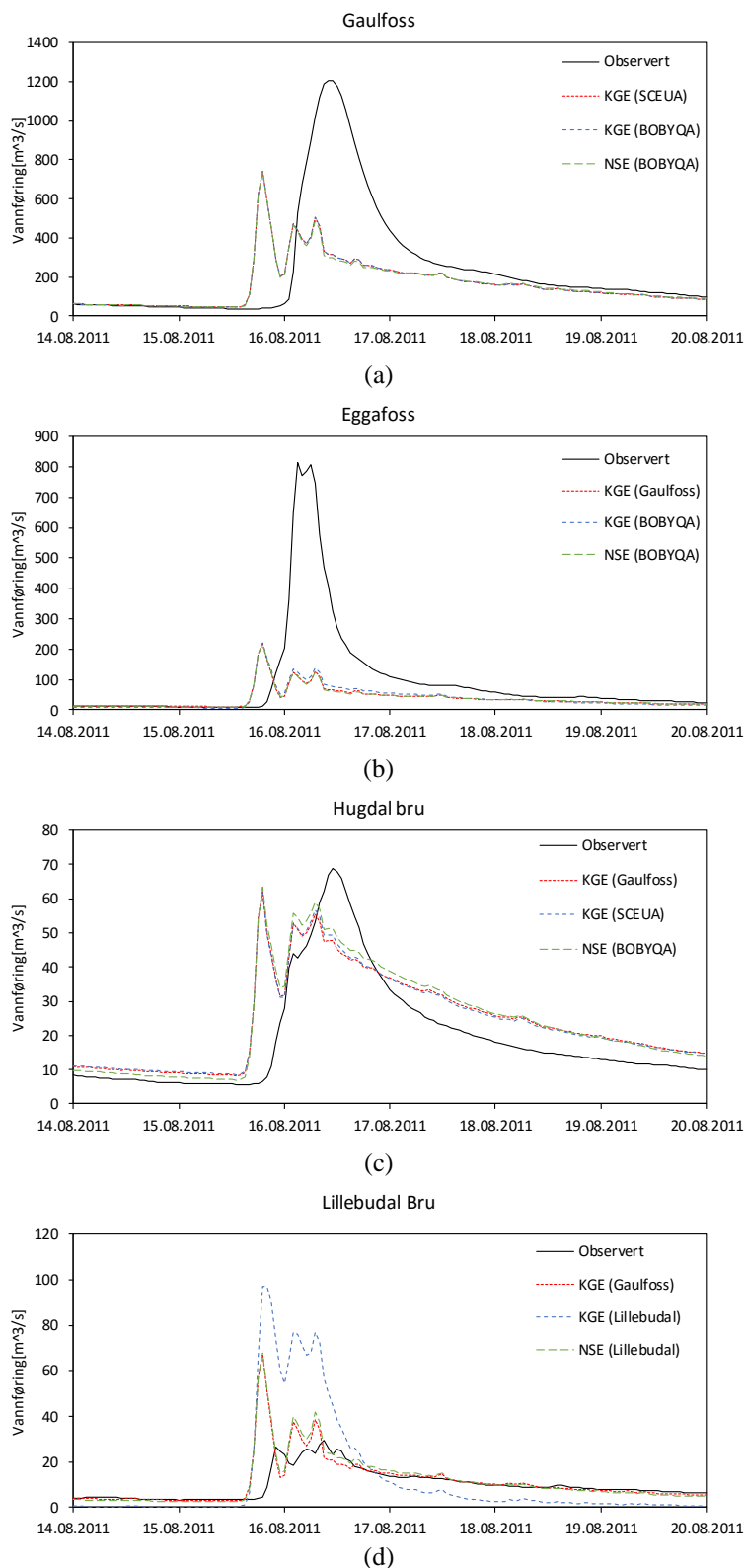
Figur 5.5: Interpolert akkumulert nedbørfordeling over døgnet 18.-19. juni 2010.

5.1.5 Simulering av flommen i august 2011 med stasjonsdata

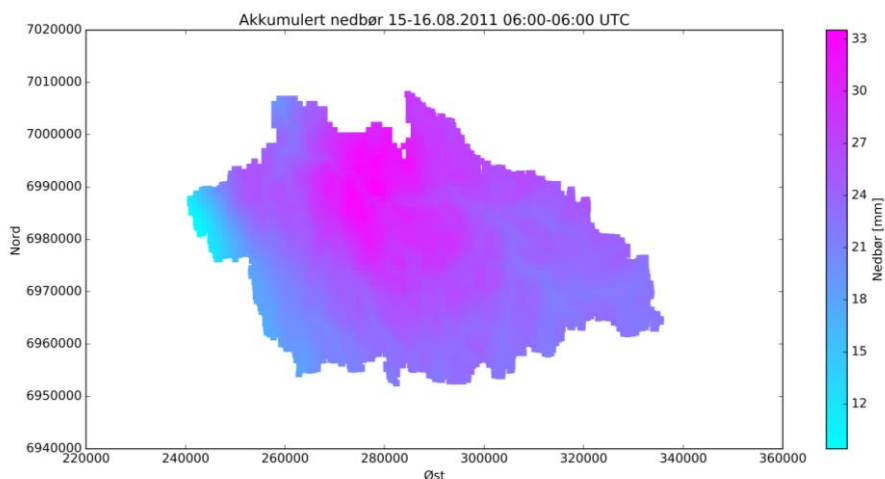
Hydrografer for observert og simulert vannføring for flomepisoden i august 2011 med nedbørstasjoner som inngangsdata er vist på Figur 5.6. Også her er hydrografer for de ulike modellkalibreringene for hvert delfelt vist for et bedre sammenlikningsgrunnlag, og simulert vannføring med modellen kalibrert for Gaulfoss med KGE og SCE-UA er vist for alle delfeltene. Se Vedlegg B.1 for simulerte maksimale vannføringer og volum for hver kalibrering.

I dette tilfellet er flomtoppen ved både Gaulfoss og Eggafoss kraftig underestimert, og det er liten forskjell i de ulike modellenes representasjon av flomforløpet på Figur 5.6 (a) og (b). Ved Gaulfoss er maksimal simulert vannføring omtrent halvparten av den observerte (743 m³/s), og akkumulert vannvolum gjennom flomepisoden er omtrent bare 70 % av observert. For Eggafoss er den maksimale simulerte vannføringen på 219 m³/s, omtrent bare 25 % av den observerte på 816 m³/s, og akkumulert vannvolum gjennom flomepisoden er bare 40 % av observert.

Alle modellkalibreringene fanger opp hydrografen ved Hugdal bru relativt godt, både i totalt vannvolum og simulert kulminasjonsvannføring. Ved Lillebudal bru viser alle simuleringene en spiss flomtopp i starten, der maksimal vannføring er mer enn dobbelt så stor som den observerte. Det øvrige vannføringsforløpet er derimot relativt godt representert ved modellen kalibrert med NSE og modellen kalibrert for Gaulfoss. Modellen kalibrert med KGE skiller seg betydelig fra de to andre simuleringene ved dette delfeltet, og overestimerer vannføringen kraftig. Hverken Hugdal bru eller Lillebudal bru opplevde noen reell flomvannføring gjennom denne episoden, og observert kulminasjonsvannføring ligger under middelflom for begge stasjonene. Tilsvarende som for flomepisoden i 2010 er det lite variasjon i formen på hydrografen mellom hvert delfelt, som følge av nedbørstasjonenes manglende evne til å fange opp variasjoner i nedbørforløpet over feltet.



Figur 5.6: Flomsimuleringer med stasjonsdata for episoden i august 2011. Flomsimuleringene er vist for de ulike modellkalibreringene for hvert delfelt for en sammenlikning.



Figur 5.7: Interpolert akkumulert nedbørfordeling over døgnet 15.-16. august 2011.

Nedbørfordelingen over feltet interpolert fra registrerte stasjonsverdier og akkumulert over døgnet 15.-16. august 2011 er vist på Figur 5.7. Her varierer døgnedbøren mellom om lag 12-33 mm over feltet med de største verdiene i området rundt Kotsøy nedbørstasjon. I denne sammenhengen kan det nevnes at registrert døgnedbør ved Haltdalen III lenger sørøst i feltet var på 60 mm dette døgnet, og at nedbørvolumet var enda større ved nedbørstasjoner sørøst og øst for delfeltet, med 79 mm ved Aursund, 111 mm ved Håsjøen-Solgløtt sørøst for Røros og 64 mm ved Aunet i Tydal. De manuelle nedbørstasjonene er imidlertid ikke tatt med i modellen, og disse verdiene er dermed heller ikke representert i simuleringen. Nedbørdistribusjonen og intensiteten over feltet gjennom denne flomepisoden er dermed trolig ikke godt nok representert basert på de få automatiske nedbørstasjonene i området.

5.1.6 Kalibrering over sommersesongen og over kortere perioder

For å teste om alternative kalibreringsstrategier kan gi en bedre representasjon av flomforløpet ved de to utvalgte hendelsene, ble modellen forsøkt kalibrert for begrensede perioder rundt selve flomepisodene, i perioder der nedbør dominerer avrenningen i feltet. Fra Figur 5.7 er det tydelig at nedbørmengdene og intensiteten ved flomepisoden i august 2011 ikke blir godt nok representert gjennom interpoleringen fra det spredte nettverket av nedbørstasjoner i området. Det ble derfor lagt størst vekt på å forsøke å fange opp flomepisoden i juni 2010 ved denne strategien.

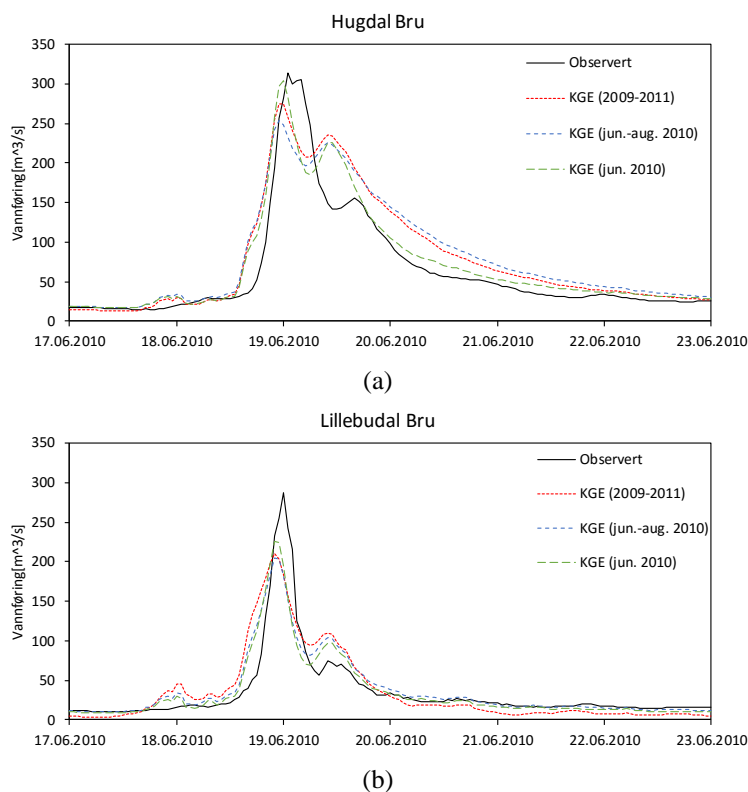
Modellen ble kalibrert for de tre delfeltene Hugdal bru, Lillebudal bru og Gaulfoss over sommerperioden juni-august 2010 og over måneden juni 2010. Siden resultater fra kalibreringsresultatene på Figur 5.4 og Figur 5.6 viser at kalibrering med KGE ser ut til å gi den beste tilpasningen til flomverdiene, ble KGE brukt som målfunksjon. BOBYQA ble brukt som optimeringsalgoritme for å gjøre kalibreringen mest mulig effektiv. I disse tilfellene ble det brukt en oppkjøringsperiode med simulering over en periode på 9 måneder for etablering av initialtilstander før kalibreringen startet. Til dette ble modellen kalibrert for Gaulfoss med

KGE og SCE-UA brukt. Denne modellen ble også brukt for etablering av initialtilstander før simuleringen av flomhendelsene.

Simulerte hydrografer for flommen i 2010 basert på kalibreringsforsøkene for Lillebudal bru og Hugdal bru er vist på Figur 5.8. Kalibrering over sommerperioden juni-august 2010 gir en noe lavere simulert flomvannføring for begge delfeltene sammenliknet med kalibreringen for hele 2-årsperioden, mens kalibreringen for juni gir en høyere flomtopp for begge delfeltene. For Hugdal bru gir kalibreringen for juni en maksimal simulert vannføring på $305 \text{ m}^3/\text{s}$, en underestimert på bare $9 \text{ m}^3/\text{s}$ i forhold til den observerte. Kalibreringen over juni gir også noe bedre resultater for Lillebudal Bru, med en maksimal simulert vannføring på $225 \text{ m}^3/\text{s}$, men er likevel godt under den observerte på $287 \text{ m}^3/\text{s}$ i dette tilfellet. Maksimale simulerte vannføringer for de ulike kalibreringene er vist i Vedlegg B.1.

Både kalibreringen for juni og juni-august 2010 gir en økning i simulert maksimal vannføring for Gaulfoss i forhold til 2-årsperioden, men forskjellen mellom de ulike simulerte hydrografene er i dette tilfellet mindre markert. Dette gjelder særlig siden kalibreringen for 2-årsperioden 2009-2011 allerede gir en akseptabel kulminasjonsvannføring for Gaulfoss, som vist på Figur 5.4 (a).

En tilsvarende strategi ble også testet for flomforløpet i 2011 ved kalibrering for Eggafoss med KGE over sommerperioden juni til august 2011, og over august 2011. I dette tilfellet gir både kalibreringen for august og for perioden juni-august bedre resultater i form av en noe høyere simulert flomtopp, og mindre volumavvik (Vist i Vedlegg B.1). Likevel er dette en underestimert på mer enn 50 % i forhold til det observerte ved flomepisoden, både i totalt volum og maksimal vannføring, som følge av stasjonsdataenes utilstrekkelige evne til å fange opp nedbørdistribusjonen i dette tilfellet.



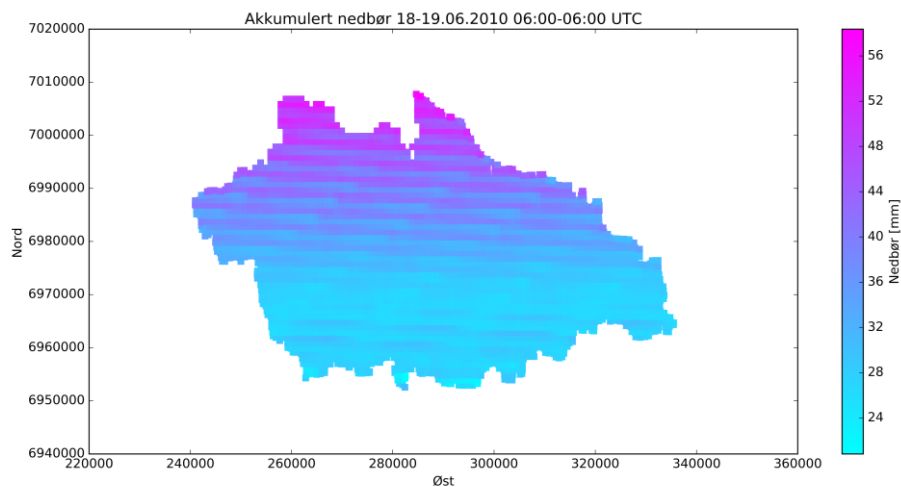
Figur 5.8: Observert og simulert vannføring for (a) Hugdal bru og (b) Lillebudal bru ved kalibrering for juni 2010, og for juni- august 2010.

5.2 Kalibrering og flomsimuleringer med griddede nedbørestimater fra MET

Formålet med å bruke nedbørgriddene fra MET var først og fremst å se hvordan nedbørdistribusjonen representeres ved de to flomhendelsene, sammenliknet med stasjonsdataene, og dermed hvilke estimer som er best egnet for simulering av de to episodene. Derfor ble griddataene først brukt direkte som inngangsdata for flomsimuleringer med modellen kalibrert for Gaulfoss med SCE-UA og KGE. Deretter ble estimatene benyttet som inngangsdata for kalibrering med hovedfokus på å fange opp mønsteret i flomhydrografene.

5.2.1 Simulering av flommen i juni 2010 med MET-data

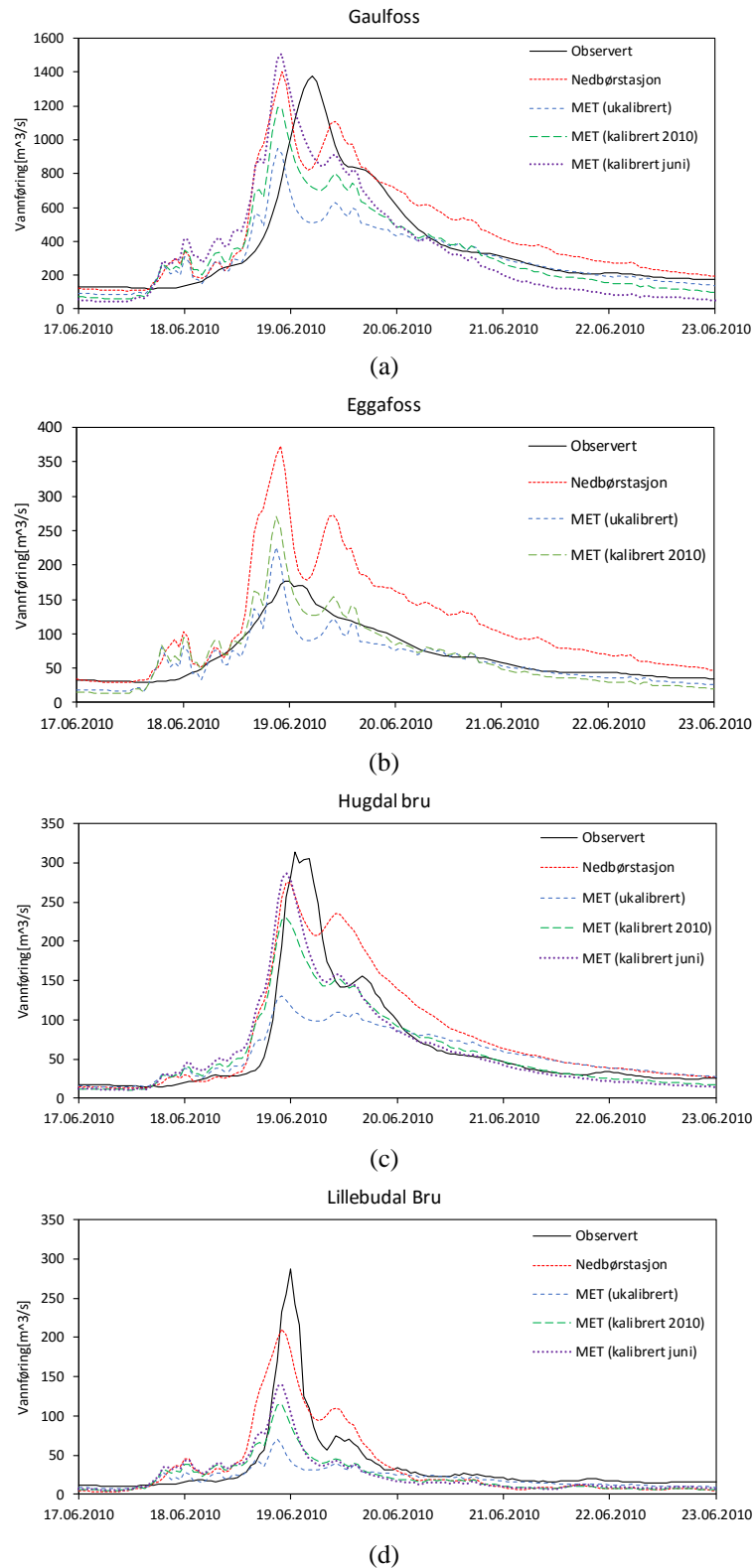
Nedbørdistribusjonen over feltet akkumulert over døgnet 18.-19. juni 2010, slik den representeres av MET-dataene, er vist på Figur 5.9. Distribusjonen viser et helt annerledes mønster sammenliknet med interpoleringen fra de individuelle stasjonsobservasjonene på Figur 5.5. I dette tilfellet varierer døggnedbøren over feltet fra om lag 22-58 mm, med de største mengdene i nord. Nedbøren i delfeltet til Eggafoss ser ut til å være mer nøyaktig representert gjennom flomepisoden, mens nedbøren ser ut til å underestimeres i de sørlige og sørvestlige områdene i delfeltene Lillebudal bru og Hugdal bru. Det ser også ut til å være mindre variasjon i nedbørfordelingen i retningen øst-vest enn i retningen nord-sør.



Figur 5.9: Akkumulert nedbør over nedbørfeltet 18.-19. juni 2010, interpolert av MET.

Resultater fra flomsimuleringene med MET-dataene er vist på Figur 5.10. Resultatene er vist sammen med simuleringer med stasjonsdata for en sammenlikning. MET-dataene ble først benyttet direkte som inngangsdata i modellen kalibrert for Gaulfoss med stasjonsdata (markert «ukalibrert»). Deretter ble dataene benyttet i kalibrering for delfeltene Gaulfoss, Hugdal bru og Lillebudal bru over perioden 01.01.-31.12.2010, for å se om dette kunne gi en bedre tilpasning til hydrografen og flomforløpet over perioden («kalibrert»). Se Vedlegg A.2 for kalibreringsresultater. Det ble også forsøkt en kalibrering over måneden juni og over perioden juni-august 2010 for disse tre delfeltene for å se om dette kunne fange opp toppen i hydrografen. KGE ble brukt som målfunksjon for alle kalibreringsforsøkene, og BOBYQA ble brukt som optimeringsalgoritme. I alle kalibreringsforsøkene ble det brukt en oppkjøringsperiode fra 01.09.2009 med stasjonsdata for etablering av initialtilstander, med utgangspunkt i modellen kalibrert for Gaulfoss med SCE-UA og KGE. Resultatene for Eggfoss på Figur 5.10 (b) er vist for modellkalibreringene for Gaulfoss. Se Vedlegg B.2 for sammenlikninger av simulerte maksimale vannføringer og volum for hver kalibrering.

MET-dataene gir lite nøyaktige flomsimuleringer for det «ukalibrerte» tilfellet ved denne episoden. Både flomtoppene og volumet underestimeres for alle de tre delfeltene Gaulfoss, Hugdal bru og Lillebudal bru, med spesielt stort avvik for de to sistnevnte. Ved Hugdal bru er flomtoppene på $131 \text{ m}^3/\text{s}$, et avvik på $183 \text{ m}^3/\text{s}$ fra observert, mens ved Lillebudal bru er simulert kulminasjonsvannføring bare på $70 \text{ m}^3/\text{s}$, med et avvik på $217 \text{ m}^3/\text{s}$ fra observert. Formen på flomhydrografen avviker også betydelig fra observert for disse to delfeltene, med en mye flatere flomtopp sammenliknet med både simuleringene med stasjonsdata og observert vannføring gjennom episoden. Simuleringene er imidlertid kjørt med en modell kalibrert for Gaulfoss i disse tilfellene, noe som kan ha en viss innvirkning på både toppen og formen på hydrografen for disse to delfeltene.



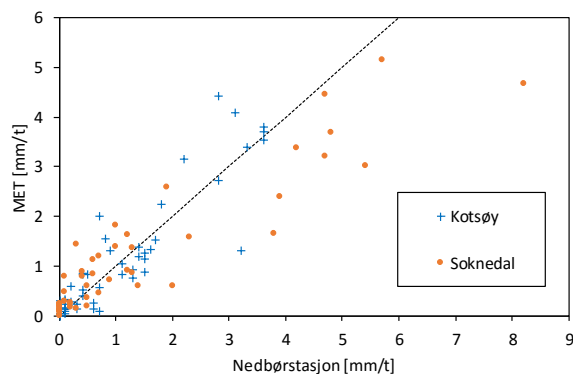
Figur 5.10: Flomsimuleringer med MET-dataene for episoden i juni 2010. Simuleringer med nedbørstasjoner som inngangsdata er vist for en sammenlikning.

Kalibrering med MET-dataene for 2010 gir en noe bedre representasjon av flomhydrografen for delfeltene Gaulfoss, Hugdal bru og Lillebudal bru, selv om både kulminasjonsvannføringen og det totale volumet gjennom episoden fremdeles er kraftig underestimert. Dette gjelder spesielt for Hugdal bru og Lillebudal bru der maksimal simulert vannføring er henholdsvis 230 m³/s og 115 m³/s, og dermed underestimert med henholdsvis 84 m³/s og 172 m³/s. Størst forbedring oppnås dermed for Hugdal bru ved bruk av denne strategien, både når det gjelder formen og toppen på hydrografen. Likevel greier simuleringene med de individuelle stasjonsdataene å fange opp toppen av hydrografen bedre for disse tre delfeltene.

Både kalibreringen over juni 2010 og over perioden juni-august 2010 gir bedre tilpasninger til den observerte flomtømmen for de tre delfeltene Gaulfoss, Hugdal bru og Lillebudal bru sammenlignet med kalibreringen for ett år. På Figur 5.10 er kun resultatene for juni 2010 vist. Ved Gaulfoss overestimeres flomtømmen i dette tilfellet, med en vannføring på 1506 m³/s. Ved Hugdal bru oppnås en maksimal simulert flomtømmen på 299 m³/s ved kalibreringen for juni-august, bare 15 m³/s under observert. Lillebudal bru oppnår en flomtømmen på 140 m³/s ved kalibreringen for juni, bare halvparten så stor som den observerte. De lave nedbørmengdene representert i området rundt Lillebudal bru har nok en betydelig innvirkning på simuleringene i dette tilfellet, og en høyere simulert vannføring er dermed ikke mulig å oppnå her med dette nedbørestimatet.

Tilsvarende som når nedbørstasjonene brukes som inngangsdata, viser MET-dataene liten forskjell i formen på hydrografen mellom de ulike delfeltene. Alle simuleringene med både nedbørstasjoner og MET-data som inngangsdata overestimerer flomtømmen ved Eggafoss ved denne episoden. Fra nedbørdistribusjonen på Figur 5.9 og hydrografene på Figur 5.10 (b) ser det likevel ut til at MET-dataene gir et mer korrekt bilde av den totale nedbørmengden i dette området, og dermed fører til en bedre representasjon av flomtømmen. På grunn av manglende nedbørmålinger med høy tidsoppløsning i dette området viser flomhydrografen det samme forløpet som for de andre delfeltene, med to distinkte flomtopper. Dette mønsteret kan derimot ikke ses på den observerte hydrografen for Eggafoss, noe som tyder på et annerledes nedbørforløp i dette området.

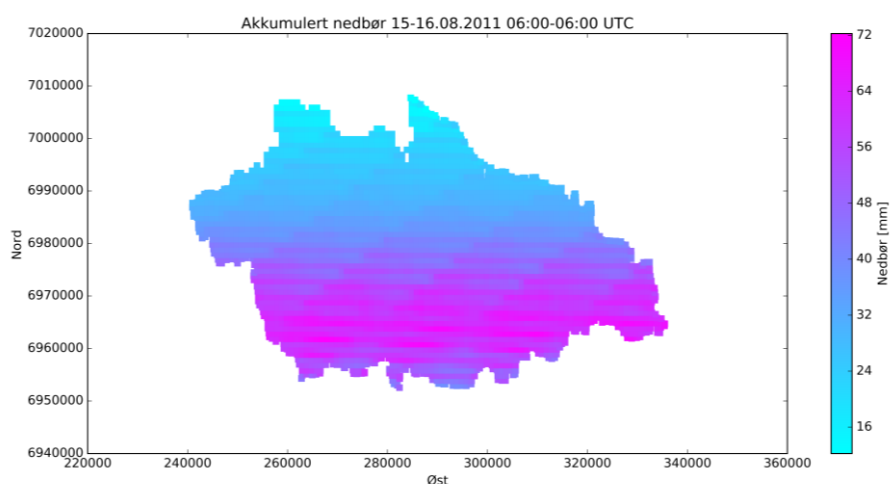
Som en test på det griddede nedbørestimatet, ble målt nedbørintensitet ved Kotsøy og Soknedal sammenliknet med interpolert intensitet i den samme gridcellen, vist på Figur 5.11. Det er generelt godt samsvar mellom de to nedbørestimatene, men det ser likevel ut til at MET-dataene underestimerer de høyeste nedbørintensitetene ved Soknedal.



Figur 5.11: Sammenlikning av interpolert og observert nedbørintensitet ved Kotsøy og Soknedal.

5.2.2 Simulering av flommen i august 2011 med MET-data

MET-dataenes representasjon av nedbørfordelingen over feltet akkumulert over døgnet 15.-16. august 2011 er vist på Figur 5.12. Akkumulert døgnedbør varierer over nedbørfeltet fra omtrent 16-72 mm, med de største nedbørmengdene i den sørlige delen av feltet. Sammenliknet med nedbørdistribusjonen i Figur 5.7 er nedbørmengdene i den sørlige delen av feltet mye større i dette tilfellet, og mengdene i den sørøstlige delen av feltet ser ut til å være bedre representert. Tilsvarende som for nedbørdistribusjonen over feltet ved flomepisoden i juni 2010 er det imidlertid lite variasjon i nedbørfordelingen i øst-vest-retning, sammenliknet med i nord-sør-retning. Det kan dermed se ut til at nedbørmengdene er noe overestimert i den sørvestlige delen av feltet ved Lillebudal bru og den sørlige delen av feltet til Hugdal bru for denne episoden.



Figur 5.12: Akkumulert nedbør over nedbørfeltet 15.-16. august 2011, interpolert av MET.

Resultatene fra flomsimuleringer med MET-data som inngangsdata er vist på Figur 5.14, sammen med flomsimuleringer med nedbørstasjoner for en sammenlikning. Alle simulerte maksimale vannføringer og volum er vist i Vedlegg B.2. På samme måte som for

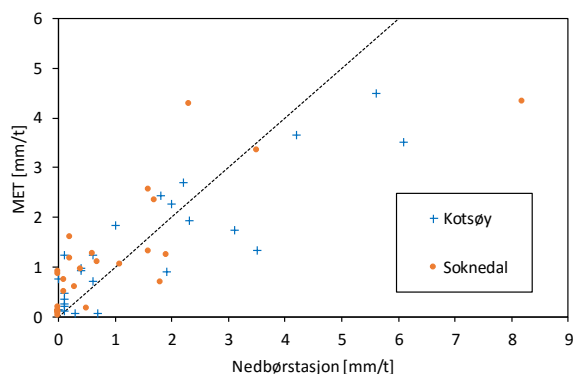
flomepisoden i juni 2010 ble dataene først benyttet direkte som inngangsdata i modellen kalibrert for Gaulfoss (KGE og SCE-UA) med nedbørstasjonene (markert «ukalibrert»). Disse simuleringene viser en tilsvarende form på alle hydrografene som ved bruk av nedbørstasjonene som inngangsdata, men store forskjeller både i volum og simulert kulminasjonsvannføring gjennom flomepisoden. MET-dataene gir i dette tilfellet en noe bedre representasjon av flomforløpet ved Gaulfoss og Eggafoss, med simulerte maksimale vannføringer på henholdsvis 1111 m³/s og 394 m³/s.

MET-dataene ble også brukt til kalibrering av modellen for Gaulfoss og Eggafoss over perioden 01.01.-31.12.2011, med KGE og BOBYQA. Kalibreringsresultatene er vist i Vedlegg A.2. Kalibreringen gir en enda bedre tilpasning til flomverdiene med simulerte kulminasjonsvannføringer på 1163 m³/s for Gaulfoss og 481 m³/s for Eggafoss. Flomtoppen ved Gaulfoss er dermed underestimert med bare 40 m³/s. MET-dataene klarer likevel ikke å fange opp den observerte kulminasjonsvannføringen ved Eggafoss på 816 m³/s.

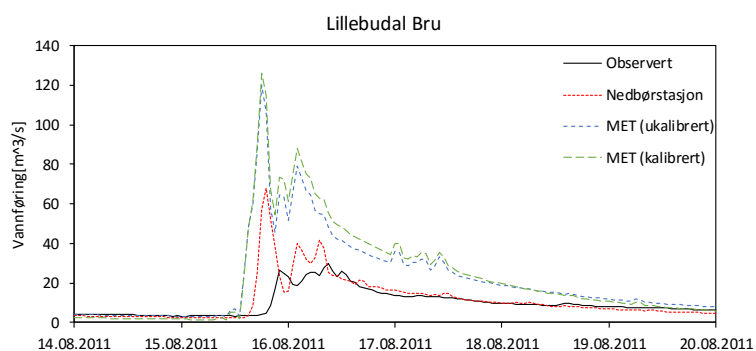
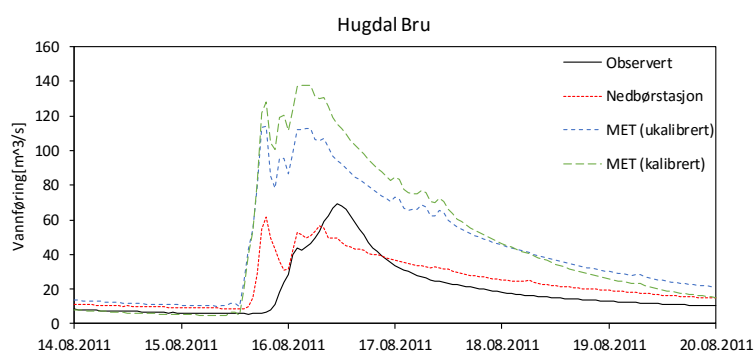
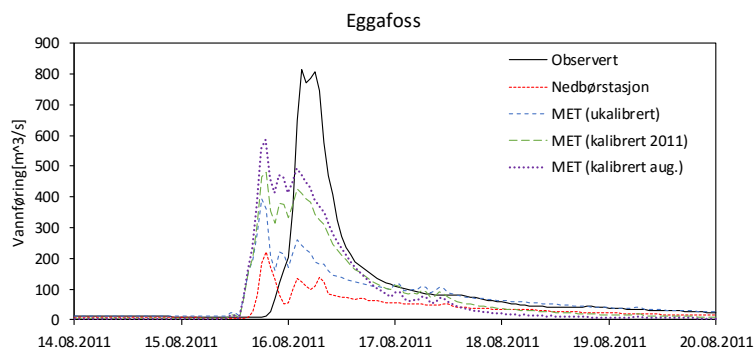
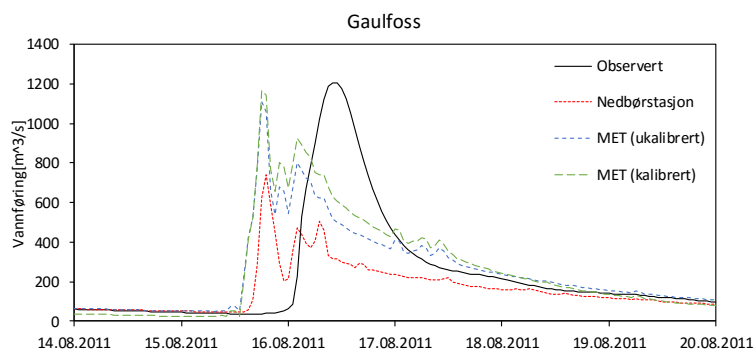
Det ble også forsøkt å kalibrere modellen for Eggafoss over august 2011. Denne modellen ga en enda bedre tilpasning av flomforløpet med en simulert kulminasjonsvannføring på 586 m³/s, se Figur 5.14 (b). Kalibreringen for juni-august 2011 ga i dette tilfellet en maksimal simulert vannføring på 531 m³/s, vist i Vedlegg B.2.

Mens MET-dataene ser ut til å gi en bedre representasjon av flomforløpet ved Eggafoss og Gaulfoss sammenliknet med nedbørstasjonene, gir de en dårligere representasjon av hydrografen ved Hugdal bru og Lillebudal bru, der flommen er betydelig overestimert både i totalt volum og maksimal vannføring. Kalibreringen med MET-dataene ga heller ikke noen bedre tilpasning av flomforløpet i dette tilfellet, noe som tyder på unøyaktigheter i nedbørrepresentasjonen i området.

En sammenlikning av målt og interpolert nedbørintensitet ved Kotsøy og Soknedal er vist på Figur 5.13. Også i dette tilfellet ser MET-estimaterne ut til å gi noe underestimering av de høyeste nedbørintensitetene, både ved Kotsøy og Soknedal.



Figur 5.13: Sammenlikning av interpolert og observert nedbørintensitet 15.-16. august ved Kotsøy og Soknedal

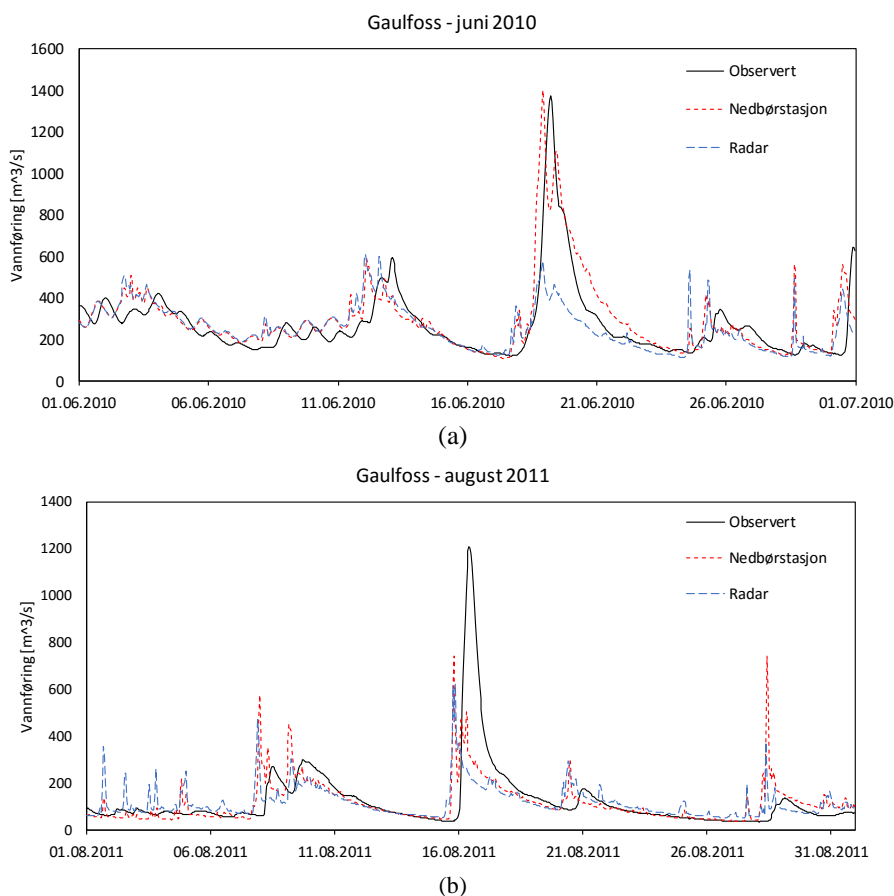


Figur 5.14: Flomsimuleringer med MET-dataene for episoden i august 2011. Simuleringer med nedbørstasjoner som inngangsdata er vist for en sammenlikning.

5.3 Flomsimulering med nedbørestimater fra radar

Radarestimater av nedbøren ble først brukt direkte som inngangsdata i modellen kalibrert for Gaulfoss (KGE og SCE-UA) med stasjonsdata for simulering av flomresponsen i juni 2010 og august 2011. Denne modellen ble også brukt for etablering av initialtilstander ved simulering med stasjonsdata fra henholdsvis 01.09.2009 eller 01.09.2010. I dette tilfellet ble M-P-parameterne $A=200$ og $b=1.6$ brukt for omregning av reflektivitet til nedbørsrater i likning (2.5). Simulert vannføring for Gaulfoss med radarestimater av nedbøren for månedene juni 2010 og august 2011 er vist på Figur 5.15. Simulert respons med stasjonsdata er vist for en sammenlikning.

For juni 2010 følger radarsimuleringene stasjonssimuleringene tett gjennom hele perioden inntil den aktuelle flomsituasjonene 19. juni 2010, der flomvannføringen er kraftig underestimert. Det er noe større avvik mellom de to nedbørestimatene som inngangsdata for august 2011, men også her er flomvannføringen 16. august kraftig underestimert med radardata som inngangsdata. Med utgangspunkt i dette ble både MFB og ulike A- og b-parametere i Z-R-sammenhengen testet ut for å korrigere nedbørestimatene, og dermed oppnå en bedre korrelasjon mellom simulert og observert vannføring for de to flomepisodene.

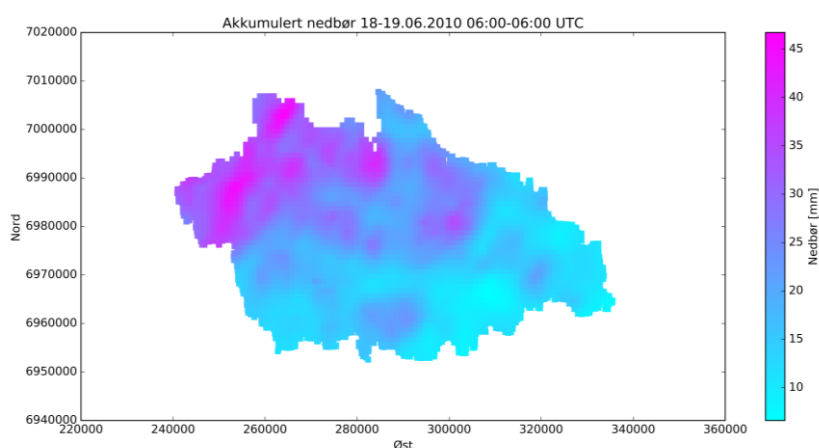


Figur 5.15: Simulering av vannføring for (a) juni 2010 og (b) august 2011 med nedbørestimater fra radar som inngangsdata. Simulering med nedbørstasjoner som inngangsdata er vist for en sammenlikning.

5.3.1 Simulering av flommen i juni 2010 med radar

Akkumulert nedbørfordeling over døgnet 18.-19. juni slik den fanges opp av radaren ved bruk av M-P-koeffisientene er vist på Figur 5.16. Nedbørvolumet varierer mellom 10- 45 mm med de største mengdene i den nordvestlige delen av feltet. Målt døggnedbør ved stasjonene Kotsøy, Soknedal, Haltdalen III og Røsbjørgen i nedbørfeltet i løpet av det samme døgnet er vist i Tabell 5.2 sammen med radarestimatet av nedbøren i den samme gridcellen. Basert på målt nedbør (G_i) og M-P-estimatene (R_i) ble det gjort en MFB-korreksjon, der nedbøren gjennom episoden ble skalert opp med en faktor på 1.4.

Det ble også forsøkt å justere nedbørestimatene ved bruk av andre A- og b-parametere i Z-R-sammenhengen. Basert på at nedbørhendelsen i dette tilfellet var karakterisert av stratiform nedbør over et stort område i forbindelse med lavtrykksintensivering og okklusjon ble parameterne $A=156$ og $b=1.23$ brukt, da dette er gjennomsnittlige verdier funnet for tilsvarende hendelser i Bergen (L. Höppler, pers. meddelelse, 6. mai, 2016). I tillegg ble parameterne $A=100$ og $b=1.4$ brukt, som et eksempel på et annet nedbørestimat funnet for stratiform nedbør (Austin, 1987). Det ble også testet med flere andre Z-R-sammenhenger for å se om dette kunne føre til en bedre representasjon av nedbørfordelingen og flomforløpet ved de fire delfeltene gjennom episoden.



Figur 5.16: Akkumulert nedbørfordeling over feltet 18.-19. juni 2010 med nedbørestimater fra radar, ved bruk av Marshall-Palmer-parametere $A=200$ og $b=1.6$.

Tabell 5.2: Målt døggnedbør ved stasjonene Kotsøy, Soknedal, Røsbjørgen og Haltdalen III 18.-19. juni 2010 og radarestimater av nedbøren i samme gridcelle.

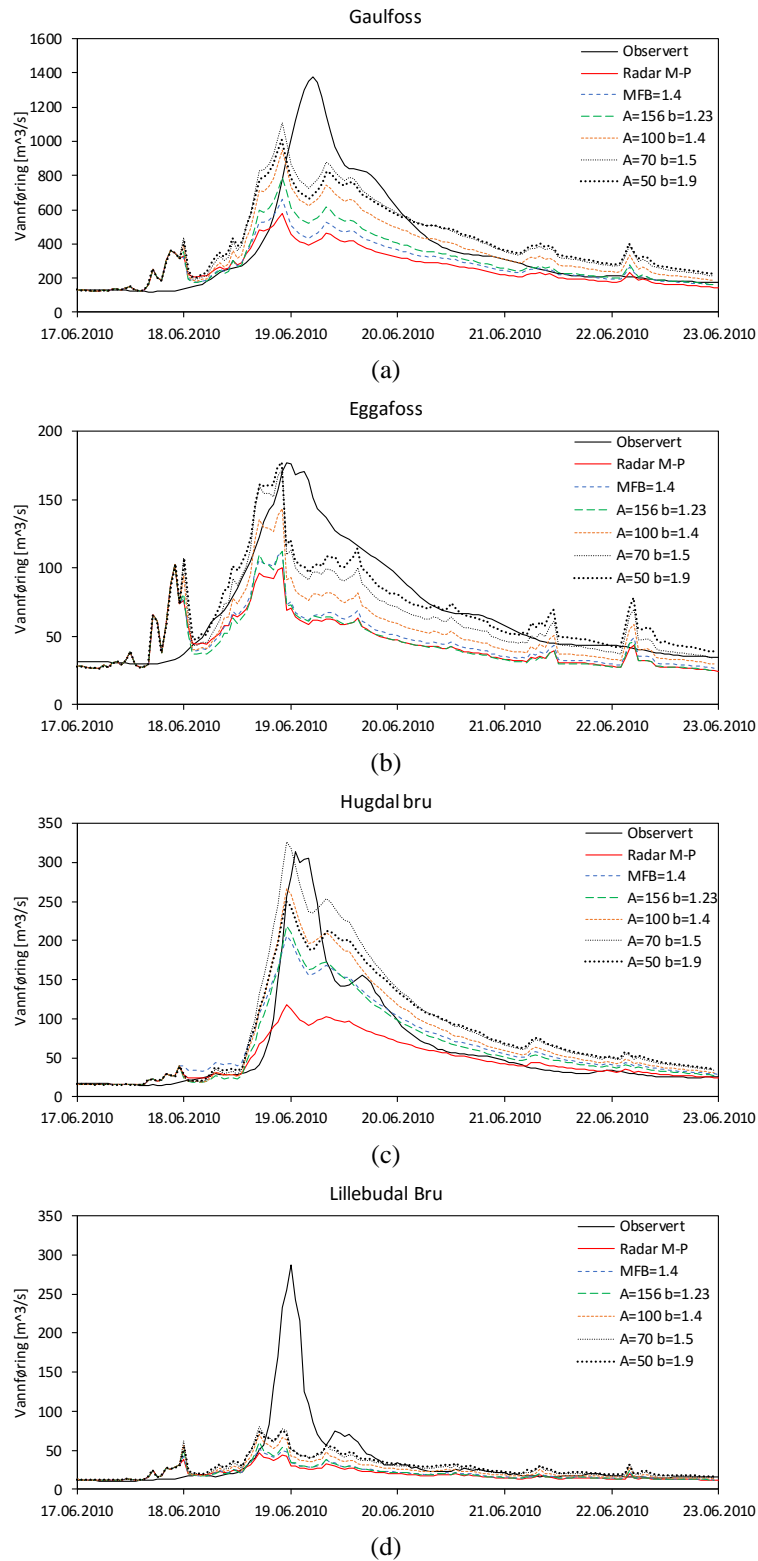
	<i>Kotsøy</i> [mm]	<i>Soknedal</i> [mm]	<i>Røsbjørgen</i> [mm]	<i>Haltdalen III</i> [mm]
<i>Observert (G_i)</i>	38.3	53.8	45.5	27.7
$A=200, b=1.6$ (R_i)	27.4 (-28 %)	42.0 (-22 %)	30.2 (-34 %)	22.4 (-19 %)
$A=156, b=1.23$	44 (+15 %)	78 (+45 %)	50 (+10 %)	33 (+19 %)
$A=100, b=1.4$	51 (+33 %)	84 (+56 %)	57 (+25 %)	40 (+44 %)
$A=70, b=1.5$	58 (+51 %)	93 (+73 %)	65 (+43 %)	47 (+70 %)
$A=50, b=1.9$	50 (+31 %)	72 (+34 %)	54 (+19 %)	43 (+55 %)

Resultater fra simuleringen med noen av nedbørestimatene fra radaren for hvert av de fire delfeltene er vist på Figur 5.17. Alle simuleringene er gjort med utgangspunkt i modellen kalibrert for Gaulfoss med stasjonsdata (KGE og SCE-UA), med unntak av simuleringene for Hugdal bru, der modellen kalibrert for Hugdal bru med stasjonsdata (KGE og SCE-UA) ble brukt. Maksimale simulerte vannføringer og volum for hver av simuleringene er vist i Vedlegg B.3.

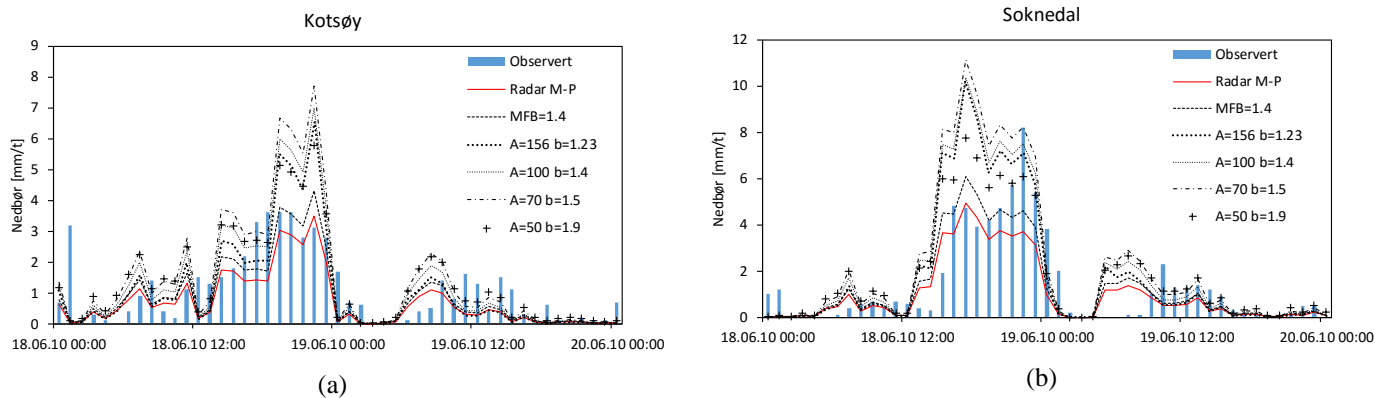
For sammenlikning og vurdering av de ulike nedbørestimatene er det tatt utgangspunkt i registrert nedbør ved flere stasjoner i feltet. Hyetogrammet for nedbørstasjonene Kotsøy og Soknedal er vist i Figur 5.18, sammen med radarestimatene av nedbørforløpet i den samme gridcellen. Fordelingen av akkumulert døgnedbør over feltet 18.-19. juni for hvert av estimatene er vist på Figur 5.19, og akkumulert døgnedbør i samme gridcelle som nedbørstasjonene i feltet er vist i Tabell 5.2.

Bruk av MFB gir en skaleringsfaktor på 1.4 for alle nedbørintensitetene over hele feltet, og vil derfor ikke endre mønsteret av den opprinnelige nedbørdistribusjonen over feltet. $Z-R$ -forholdet er derimot ikke-lineært, og en endring av A - og b -parameterne vil gi en endring av både nedbørintensiteten og mengdene i ulike deler av feltet. Som vist på Figur 5.18 og Figur 5.19 gir bruk av ulike A - og b -parametere likevel liten endring i den opprinnelige nedbørdistribusjonen, men intensiteten og det totale nedbørvolumet i ulike deler av feltet og i posisjonen for de to nedbørstasjonene endres. Bruk av både $M-P$ -parameterne og MFB ser ut til å gi en relativt god tilpasning til nedbørforløpet ved Kotsøy og Soknedal for moderate nedbørintensiteter i dette tilfellet, men gir en underestimering av de høyeste nedbørintensitetene, spesielt ved Soknedal. Bruk av øvrige $Z-R$ -sammenhenger gir derimot en overestimering av den høyeste nedbørintensiteten ved både Kotsøy og Soknedal, og en noe større akkumulert døgnedbør enn observert ved de ulike stasjonene, vist i Tabell 5.2. I denne sammenhengen bør det nevnes at de to nedbørestimatene representerer nedbør på to forskjellige romlige og tidsmessige skalaer. Mens nedbørstasjonene representerer punktnedbør målt for hver time, er radarestimatet gjennomsnittlig nedbørintensitet over 1 time over et større område på 1 km². De to nedbørestimatene er dermed ikke nødvendigvis direkte sammenliknbare, men gir likevel en god indikasjon på om de antatte parameterne er innenfor rimelige grenser.

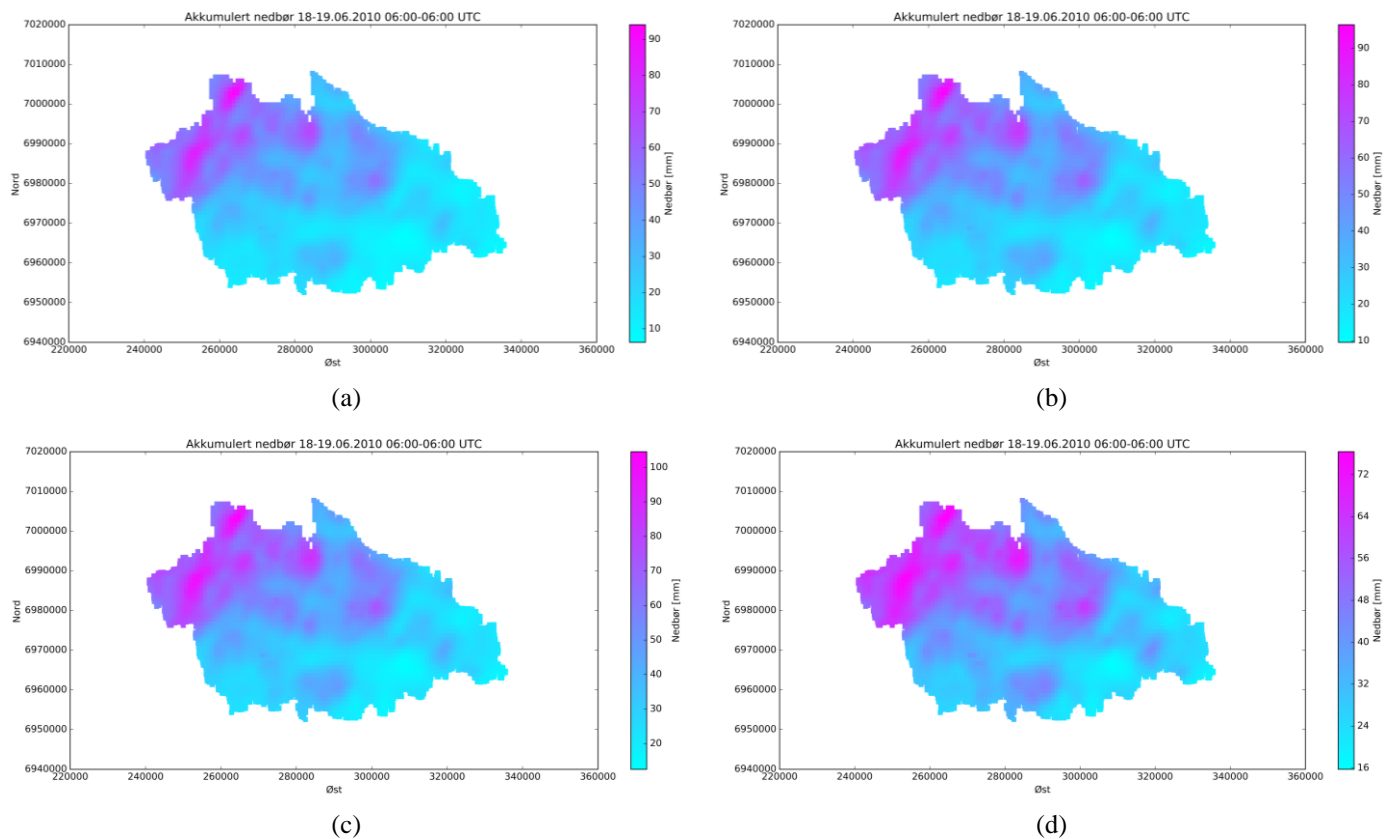
Variasjoner i nedbørmengdene og -intensitetene gjenspeiles også i de ulike simulerte flomhydrografene på Figur 5.17. Alle hydrografene viser omtrent det samme mønsteret som ved bruk av $M-P$ -parameterne, men høyere nedbørintensiteter fører til en høyere simulert vannføring både ved bruk av MFB og ved bruk av andre $Z-R$ -sammenhenger. MFB gir i dette tilfellet kun en marginal forbedring i simulert flomrespons for alle delfeltene, og er ingen spesielt effektiv metode i dette tilfellet. Det samme gjelder for $A=156$, $b=1.23$ for okklusjon. $A=50$, $b=1.9$ og $A=70$, $b=1.5$ gir en relativt god respons for Eggafoss, og $A=70$, $b=1.5$ gir også en god respons for Hugdal bru, med en simulert maksimal vannføring på 326 m³/s (+12 m³/s). Flomvannføringen er noe underestimert ved Gaulfoss for alle simuleringforsøkene.



Figur 5.17: Flomsimuleringer med nedbørestimater fra radar for episoden i juni 2010.



Figur 5.18: Hyetogram for (a) Kotsøy og (b) Soknedal, og radarestimater av nedbørforløpet i den samme gridcellen.



Figur 5.19: Radarestimater av akkumulert nedbørfordeling over feltet 18.-19. juni 2010. Estimaten er vist for (a) $A=156$ og $b=1.23$, (b) $A=100$, $b=1.4$, (c) $A=70$, $b=1.5$ og (d) $A=50$, $b=1.9$.

Flomvannføringen fanges ikke opp i noen av simuleringforsøkene for Lillebudal bru. Som vist på Figur 5.19 er den målte radarreflektiviteten lav i dette delfeltet. Ingen av de brukte radarestimatene gir større nedbørvolum enn om lag 20-40 mm i dette området, noe som også gjenspeiles ved lav simulert vannføring på hydrografen. Lillebudal bru er lokalisert i den sørlige enden av nedbørfeltet, i en avstand på omtrent 100-120 km fra radaren på Rissa. Det er dermed større sannsynlighet for at nedbøren ikke fanges opp i dette området på grunn av

effekter som demping, avbøyning eller blokkering av signalet, eller på grunn av lavereliggende nedbørskyer som radaren ikke fanger opp. En mer nøyaktig simulering av flomforløpet i dette området ser ikke ut til å være mulig å oppnå i dette tilfellet uten mer sofistikerte metoder for korrigerende av radarestimatene.

Basert på sammenlikninger av nedbørestimatene fra radaren, observasjoner av nedbørforløpet i Figur 5.18 og målt døgnnedbør vist i Tabell 5.3, ser det ut til at nesten alle nedbørestimatene er noe overestimert både i intensitet og i total mengde. En annen interessant observasjon er at de beste simulerte responsene i Figur 5.17 oppnås når A-koeffisienten er relativt lav. Bruk av høyere A-koeffisienter fra andre sammenhenger i litteraturen ga en lavere nedbørintensitet i de sørlige områdene og dermed en lavere simulert flomrespons. For å oppnå en høyere flomrespons måtte b-eksponenten reduseres. Dette ga veldig høye og urealistiske nedbørintensiteter og volum i de nordlige områdene rundt Kotsøy og Soknedal.

I denne sammenhengen kan det også være interessant å se på fasen av nedbøren i feltet over denne nedbørepisoden. Som nevnt i kapittel 3.2.1 falt nedbøren mest sannsynlig som snø i høyfjellet over 1400 m. o. h. gjennom denne episoden. Hele nedbørfeltet til Gaula ligger under 1400 m. o. h., noe som betyr at nedbøren sannsynligvis falt i form av regn over hele feltet. Radaren måler imidlertid nedbøren et stykke over bakken. Nedbørfeltet ligger i en avstand på om lag 65-130 km fra radaren. Dersom det tas utgangspunkt i høydevinkelen på 0.5° på den laveste PPI'en fra radarantennen stasjonert 611 m. o. h., kan det anslås at reflektivitetsmålingene ved denne avstanden er i en høyde på omtrent 1200-1750 m.o.h:

$$H = 611 \text{ m} + (65\,000 - 130\,000) \text{ m} \cdot \tan(0.5^\circ) \approx (1200 - 1750) \text{ m. o. h}$$

Med utgangspunkt i temperaturmålingene ved Soknedal for denne nedbørepisoden på $6-9^\circ\text{C}$ ved et høydenivå på 299 m. o. h (vist på Figur 3.2), og en adiabatisk temperaturgradient på $-0.6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ for fuktig luft, kan det anslås at 0°C -isotermin er ved et høydenivå på om lag 1300-1800 m. o. h:

$$H_{0^\circ\text{C}-iso} = \frac{(6 - 9)^\circ\text{C}}{0.6 \frac{^\circ\text{C}}{100 \text{ m}}} + 299 \text{ m. o. h.} \approx (1300 - 1800) \text{ m. o. h.}$$

Dette betyr at radaren antakeligvis ser nedbøren i form av snø eller sludd over store deler av feltet i løpet av denne nedbørepisoden.

Som nevnt i kapittel 2.2.2 er VPR ikke-uniformt i forbindelse med stratiform nedbør, med en betydelig økning av reflektiviteten i området der snøen smelter, like under 0°C -isotermin («the bright band»), og avtakende reflektivitetsgradient over dette nivået. Alle nedbørestimatene vist på Figur 5.19 -viser betydelige nedbørvolum over et belte i det nordvestlige området av feltet i en avstand på omtrent 70-90 km fra radaren, og mindre nedbør i områdene sørøst for dette området. Ved studier av nedbørintensiteten over feltet fra time til time, kan man se at dette området med stor nedbørintensitet ligger mer eller mindre i ro i løpet av flere timer på ettermiddagen 18. juni. Dette kan skyldes falske ekko som følge av avbøyninger eller forstyrrelser på radarsignalet, men basert på beregningene og analysen

ovenfor kan det likevel være rimelig å anta at det skyldes en «bright band»-effekt i dette området. Dette vil dermed gi en betydelig økning av reflektiviteten i det nordvestlige området av feltet, og lavere reflektivitet i de sørøstlige områdene lenger unna radaren, der radarsignalet er over smeltenivået og sannsynligvis måler reflektiviteten fra snø. Snø skiller seg betydelig fra regn både i form av mikrofysiske og dynamiske egenskaper, og nedbørratene er vanskeligere å måle ut fra radarreflektiviteten på grunn av høyere variabilitet. Bruk av $Z-R$ -forhold for regn vil dermed gi feilaktige nedbørestimater i dette området.

Basert på resultatene og analysen ovenfor vil det ikke være mulig å benytte radarestimatene direkte for simulering av denne flomeepisoden uten å gjøre mer omfattende korreksjoner av estimatene for blant annet variasjoner i VPR og muligens også lavereliggende nedbørssystemer som radaren ikke ser.

5.3.2 Simulering av flommen i august 2011 med radar

Fordelingen av akkumulert døggnedbør 15.-16. august over nedbørfeltet til Gaula basert på radarestimatene med M-P-parameterne $A=200$ og $b=1.6$ er vist på Figur 5.20. Nedbørvolumet på figuren varierer mellom om lag 12-40 mm over feltet med de største mengdene i den sørøstlige delen av feltet. Målt døggnedbør ved stasjonene Kotsøy, Soknedal og Haltdalen III er vist i Tabell 5.3 sammen med radarestimatet av døggnedbøren i den samme gridcellen. Basert på de målte verdiene og M-P-estimatene ble det gjort en MFB-korreksjon av nedbøren der radarestimatene ble skalert opp med en faktor på 2.0.

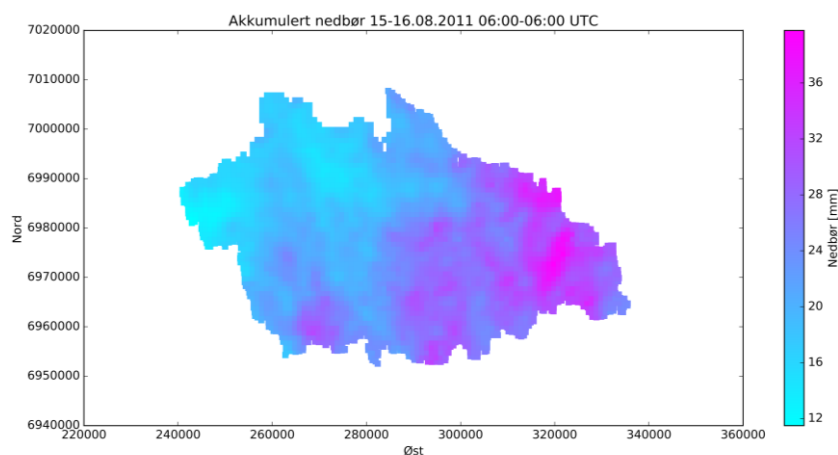
Det ble også forsøkt simuleringer med ulike $Z-R$ -sammenhenger for nedbørestimatene. Også ved denne episoden skyldtes nedbøren frontpassering med stratiform nedbør og okklusjon, derfor ble parameterne $A=156$, $b=1.23$ og $A=100$, $b=1.4$ for stratiform nedbør også brukt i dette tilfellet. Modellen kalibrert for Gaulfoss med stasjonsdata ble brukt for simulering av flomresponsen for hvert av delfeltene med nedbørestimater fra radar som inngangsdata. For alle simuleringene ble det brukt en oppkjøringsperiode med stasjonsdata fra 01.09.2010 for etablering av initialtilstander.

Resultater av flomsimuleringene er vist på Figur 5.21, og simulerte maksimale vannføringer og volum for alle estimatene er vist i Vedlegg B.3. Observert nedbørførlop ved Kotsøy og Soknedal er vist på Figur 5.22, sammen med radarestimatet av nedbørintensiteten i den samme gridcellen. Estimer av akkumulert døggnedbør over feltet 15.-16. august for $A=156$ og $b=1.23$, og for $A=100$ og $b=1.4$ er vist på Figur 5.23 og radarestimatet av døggnedbøren i gridcellen for de ulike stasjonene i feltet er vist i Tabell 5.3.

Som vist i Tabell 5.3 og på Figur 5.22 er estimert nedbørintensitet og -volum over nedbørfeltet altfor lite i forhold til det observerte når M-P-faktorene benyttes. Dermed blir heller ikke flomtoppen ved Eggafoss og Gaulfoss korrekt simulert for dette nedbørestimatet. Ved både Hugdal bru og Lillebudal bru skjer det derimot en rask økning i vannføringen i løpet av et kort tidsrom der simulert vannføring er om lag dobbelt så stor som den observerte. Dette skyldes et høy målt reflektivitet i løpet av et kort tidsrom i det sørlige området av feltet, noe som gir en rask og høy avrenningsrespons i modellen. Ved bruk av MFB og andre $Z-R$ -

sammenhenger blir den målte nedbørintensiteten i dette området - og dermed denne effekten og avviket - større, som vist på Figur 5.21 (c) og (d). En tilsvarende høy vannføringstopp i starten av simuleringen av denne episoden kan også observeres for simuleringene med nedbørstasjoner og MET-data som inngangsdata. Det er derfor sannsynlig at dette delvis skyldes usikkerheter knyttet til modellstrukturen. Det øvrige vannføringsforløpet er imidlertid relativt godt representert for disse to delfeltene ved bruk av radarestimatene som inngangsdata.

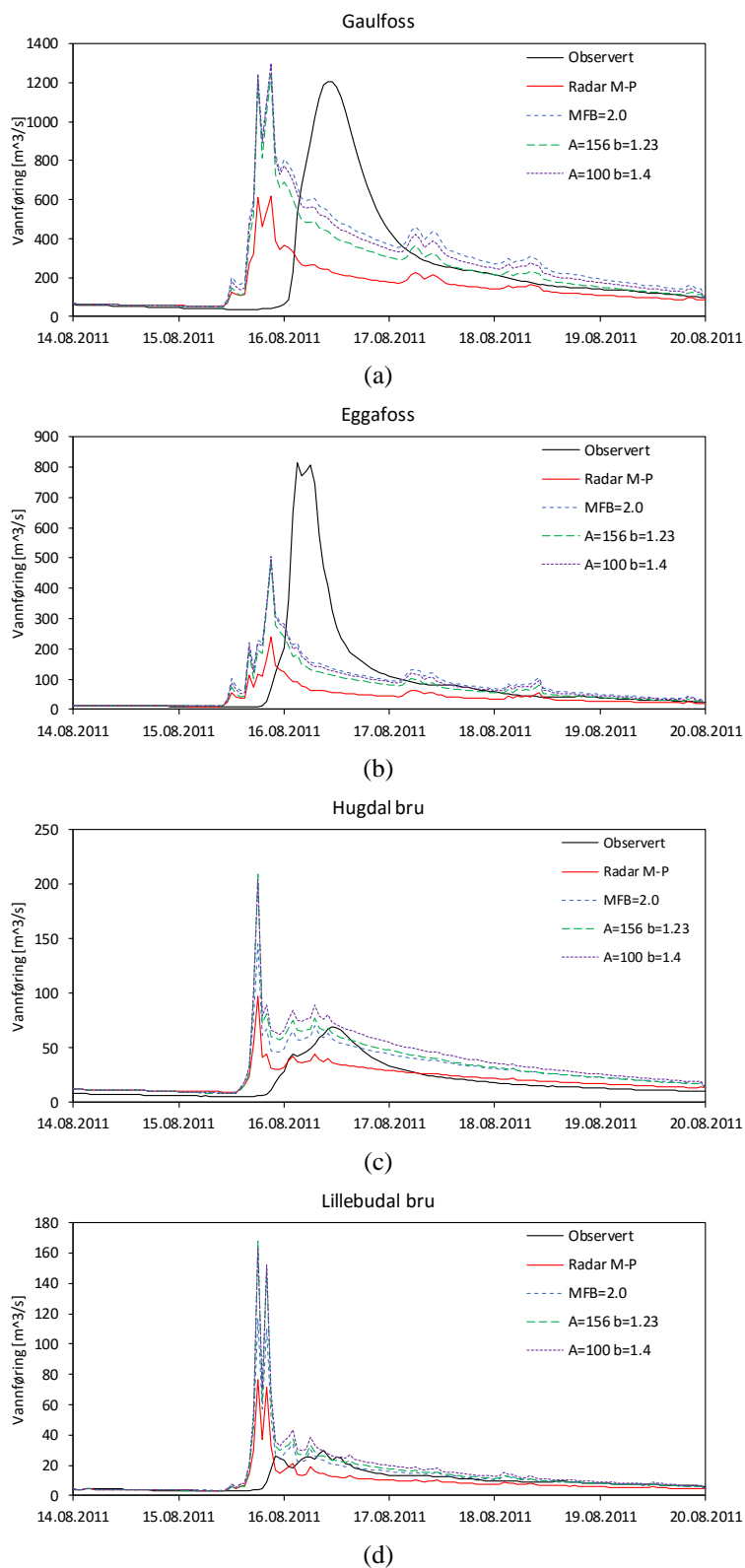
Både bruk av MFB og de to andre Z-R-sammenhengene fører til et bedre samsvar med observasjonene ved nedbørstasjonene, både når det gjelder intensitet og totalt volum gjennom nedbørepisoden, vist i Figur 5.22 og Tabell 5.3. Dette fører også til bedre samsvar mellom simulert og observert respons for delfeltene Gaulfoss og Eggafoss. Bruk av MFB gir en simulert maksimal respons på $1280 \text{ m}^3/\text{s}$ (+6.1 %) ved Gaulfoss og $490 \text{ m}^3/\text{s}$ (-39.9 %) ved Eggafoss. Andre Z-R-sammenhenger gir en respons på henholdsvis $1241 \text{ m}^3/\text{s}$ ($A=156$, $b=1.23$) og 1302 ($A=100$, $b=1.4$) for Gaulfoss, og $488 \text{ m}^3/\text{s}$ ($A=156$, $b=1.23$) og $506 \text{ m}^3/\text{s}$ ($A=100$, $b=1.4$) for Eggafoss. Maksimal simulert vannføring gjennom episoden fanges dermed ganske godt opp ved Gaulfoss for alle nedbørestimatene, mens responsen fremdeles er kraftig underestimert ved Eggafoss.



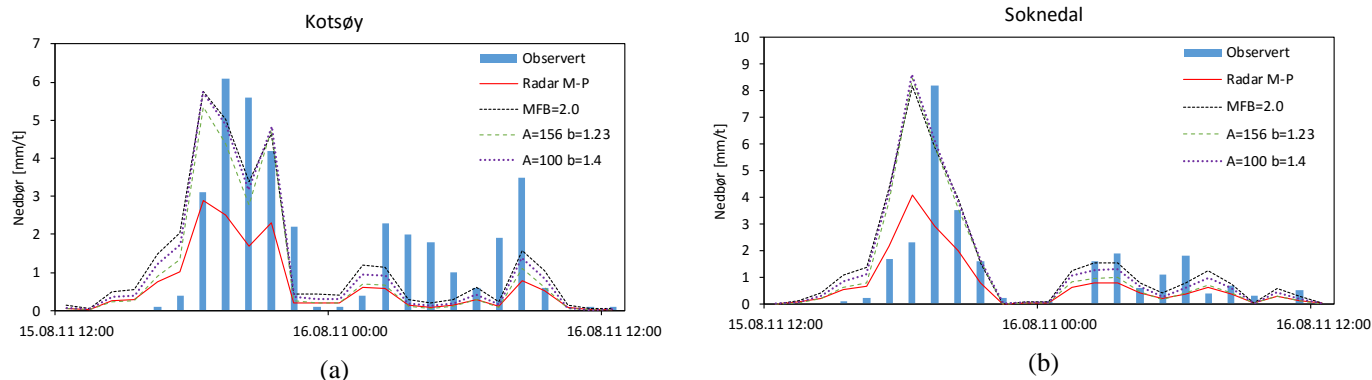
Figur 5.20: Akkumulert nedbørfordeling over nedbørfeltet 15.-16. august 2011, ved radarestimater av nedbøren med $A=200$ og $b=1.6$.

Tabell 5.3: Målt døgnnedbør ved stasjonene Kotsøy, Soknedal og Haltdalen III 16. august 2011, og radarestimater av døgnnedbøren i den samme gridcellen.

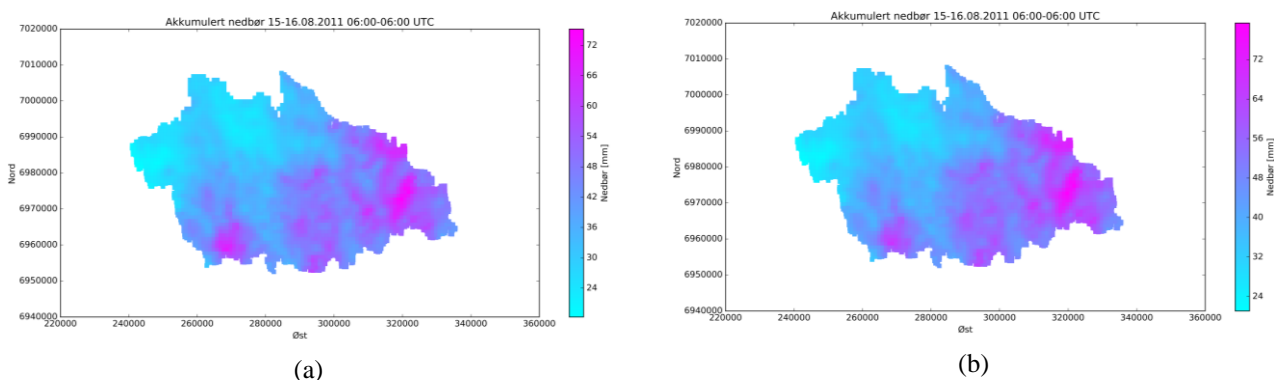
	Kotsøy [mm]	Soknedal [mm]	Haltdalen III [mm]
Observert (G_i)	29.9	24.8	60.0
$A=200$, $b=1.6$ (R_i)	14.4 (-52 %)	16.7 (-33 %)	26.3 (-56 %)
$A=156$, $b=1.23$	23 (-23 %)	29 (+17 %)	46 (-23 %)
$A=100$, $b=1.4$	26 (-13 %)	32 (+29 %)	51 (-15 %)



Figur 5.21: Flomsimuleringer med nedbørestimater fra radar for episoden i august 2011.



Figur 5.22: Hyetogram for (a) Kotsøy og (b) Soknedal 15.-16. august, og radarestimater av nedbørforløpet i den samme gridcellen.



Figur 5.23: Radarestimater av nedbørfordelingen over feltet med (a) $A=156$, $b=1.23$ og (b) $A=100$, $b=1.4$.

Bruk av sammenhengene $A=156$, $b=1.23$ og $A=100$, $b=1.4$ gir liten forskjell i distribusjonen av nedbør over feltet gjennom døgnet 15.-16. august, med et totalt nedbørvolum som varierer mellom om lag 20-80 mm for begge tilfeller, med de største mengdene sørøst i delfeltet til Eggafoss. Bruk av $A=100$, $b=1.4$ gir imidlertid litt høyere volum totalt og i de sørøstlige områdene, og mindre avvik fra den observerte døggnedbøren ved Kotsøy og Haltdalen III. Døggnedbøren er underestimert ved begge disse stasjonene for begge de to estimatene. Det er derfor mulig at nedbøren i den sørøstlige delen av feltet var enda større ved denne episoden. Det ser likevel ut til at de benyttede radarestimatene fanger opp den faktiske nedbørdistribusjonen relativt godt i dette tilfellet.

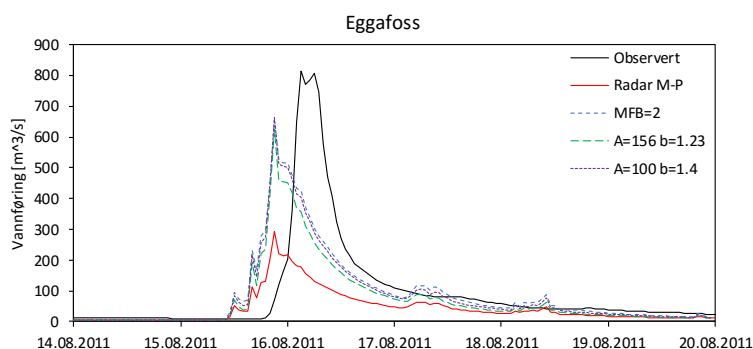
5.3.3 Flomsimuleringer ved Eggafoss for august 2011

Som vist i Figur 5.6, Figur 5.14 og Figur 5.21 er observert vannføring ved Eggafoss for flomepisoden i 2011 svært stor både i totalt volum og maksimal vannføring, med en kulminasjonsvannføring på $816 \text{ m}^3/\text{s}$. Denne vannføringen fanges ikke opp i noen av simuleringene, men er nærmest den observerte for simulering med MET-dataene på Figur 5.14 og for de justerte radarestimatene på Figur 5.21, siden disse dataene også gir den beste representasjonen av nedbøren i dette området. Simuleringene av flommen med nedbørestimater fra radar som inngangsdata på Figur 5.21 ble gjort med en modell kalibrert

for Gaulfoss. For å se om andre modeller kunne gi en bedre tilpasning til flomforløpet i dette tilfellet, ble radarestimatene også brukt som inngangsdata i modeller kalibrert for Eggafoss.

Modellen kalibrert for Eggafoss (KGE og BOBYQA) med stasjonsdata, ga bare en marginal forbedring i den simulerte hydrografen i dette tilfellet, med en maksimal simulert vannføring så vidt over 500 m³/s for alle de tre nedbørestimatene, se Vedlegg B.3. Det beste resultatet ble oppnådd for $A = 100$ og $b = 1.4$, med en maksimal simulert vannføring på 520 m³/s. Formen på hydrografen viste heller ingen stor endring fra flomsimuleringene med modellen kalibrert for Gaulfoss vist i Figur 5.21 (b).

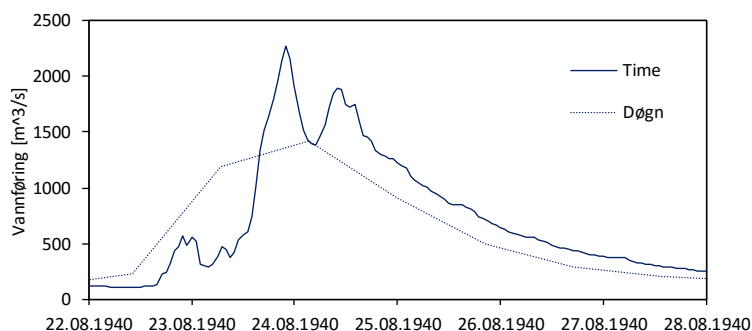
Radarestimatene ble også brukt som inngangsdata i modellen kalibrert for Eggafoss med MET-dataene (for perioden 01.01.-31.12.2011). Hydrografen for simuleringene er vist i Figur 5.24. I dette tilfellet ga simuleringene en høyere maksimal vannføring og noe høyere volum for alle nedbørestimatene sammenliknet med når modellen kalibrert med stasjonsdata benyttes. I dette tilfellet oppnås en simulert maksimal vannføring for delfeltet på henholdsvis 625 m³/s ($A=156$, $b=1.23$), 655 m³/s (MFB) og 663 m³/s ($A=100$, $b=1.4$), se Vedlegg B.3. Også formen på hydrografen er noe annerledes i forhold til hydrografen på Figur 5.21 (b), og er noe mer lik den observerte hydrografen i dette tilfellet. Resultatet viser at bruk av radarestimater som inngangsdata for flomsimuleringer blant annet er avhengig av hvordan modellen er kalibrert, og hvilke data som benyttes i kalibreringen.



Figur 5.24: Flomsimulering for Eggafoss med nedbørestimater fra radar i modellen kalibrert med MET-dataene for 2011.

5.4 Simulering av nedbørflommen i Gaula i 1940

For simulering av flommen i 1940 ble de oppskalerte nedbørestimatene fra hver av nedbørstasjonene i Tabell 4.2 brukt som inngangsdata i modeller kalibrert for Gaulfoss både på døgn- og timesbasis, med det formålet å teste om man ved hjelp av det oppskalerte nedbørforløpet for regneepisoden i 2010 klarer å gjenscape en flomrespons tilsvarende den observerte i 1940, med en døgnmiddelvannføring på 2150 m³/s og en kulminasjonsvannføring på 3060 m³/s. Begge modellene ble kalibrert med KGE som målfunksjon og SCE-UA som optimeringsalgoritme siden disse to metodene erfaringsvis greide å fange opp flomtoppene best ved tidligere simuleringsforsøk.



Figur 5.25: Simulert kulminasjons- og døgnmiddelvannføring av flomepisoden i 1940, ved antakelse om tilsvarende nedbørforløp og initialtilstander som for episoden i juni 2010.

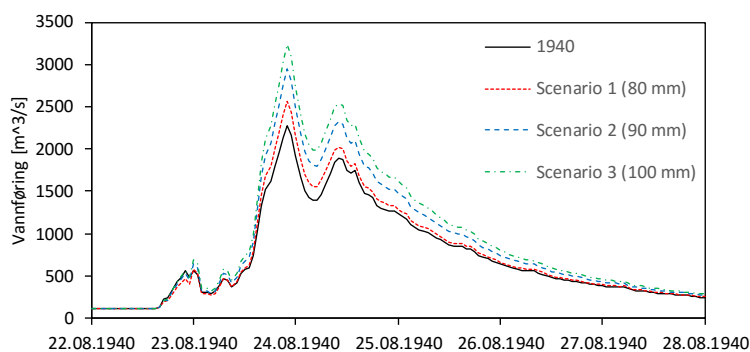
Resultatet av simuleringene for Gaulfoss på døgn- og timesbasis er vist på Figur 5.25. Døgnsimuleringene ga en døgnmiddelvannføring 24. august 1940 på $1419 \text{ m}^3/\text{s}$, et avvik på $731 \text{ m}^3/\text{s}$ (-34 %) fra den observerte. Timessimuleringene ga en kulminasjonsvannføring natt til 24. august 1940 på $2271 \text{ m}^3/\text{s}$, et avvik på $789 \text{ m}^3/\text{s}$ (-26 %) fra den observerte.

Basert på resultatene ble det testet med større nedbørvolum som inngangsdata for å finne ut hvor store nedbørmengder som må til for å gjenskape en flom tilsvarende 1940-flommen med initialbetingelser og nedbørforløp som for regneepisoden i juni 2010. Som en forenkling ble det i dette tilfellet antatt ett nedbørvolum for hver av nedbørstasjonene over døgnet 24. august, og forholdet mellom dette nedbørvolumet og den registrerte nedbørmengden 19. juni 2010 ble benyttet til å skalere opp nedbørforløpet gjennom hele 3-døgnperioden 18.-20. juni. Det ble også antatt det samme nedbørvolumet ved stasjonene Kotsøy, Soknedal og Rennebu i de sentrale områdene av feltet 24. august, siden disse stasjonene ligger nær hverandre og forskjellen i nedbørmengden mellom stasjonene ved denne episoden ser ut til å være relativt liten. De antatte nedbørmengdene 24. august, gjennom hele episoden (23. – 25. august) og skaleringsfaktorene som ble benyttet til å skalere opp nedbørforløpet fra juni 2010 for hver stasjon er vist i Tabell 5.4. Resultatene av testsimuleringene er vist i Figur 5.26 og Tabell 5.5.

Med de gitte initialbetingelsene i feltet som for nedbørepisoden i juni 2010, og tilsvarende nedbørforløp som for denne episoden, må det mellom 90-100 mm (Scenario 2 og 3) til i døggnedbør i det sentrale området rundt Kotsøy, Soknedal og Rennebu for å skape en flom med kulminasjonsvannføring på mer enn $3060 \text{ m}^3/\text{s}$, og totalt mer enn 100-150 mm i disse områdene gjennom hele 3-døgnsepisoden. Dette nedbørforløpet er imidlertid ikke tilstrekkelig for å skape en flom med døgnmiddelvannføring på mer enn om lag $1900 \text{ m}^3/\text{s}$. Det totale interpolerte nedbørvolumet over hele feltet i perioden 23.-24. august 1940 for scenario 2 og 3 er vist på Figur 5.27. På grunn av interpoleringen er de største nedbørmengdene i dette tilfellet lokalisert i de sørlige fjellområdene. Total døggnedbør over feltet for disse to scenariene er på om lag 87-110 mm (scenario 2) og 95-120 mm (scenario 3). Gjennom hele 3-døgnsepisoden er nedbørmengdene over feltet enda høyere. Siden kulminasjonsvannføringen inntreffer på dag 2 er nedbørmengdene på dag 3 av mindre betydning med tanke på flomtoppen, men har derimot innvirkning på både varigheten av episoden og døgnmiddelvannføringen.

Tabell 5.4: Antatte nedbørvolum ved hver av stasjonene 24. august ($P_{24.08}$), gjennom hele perioden (P_{tot}) og skaleringsfaktorer (F) som ble brukt for å skalere opp nedbørforløpet i perioden 17.-20. juni 2010.

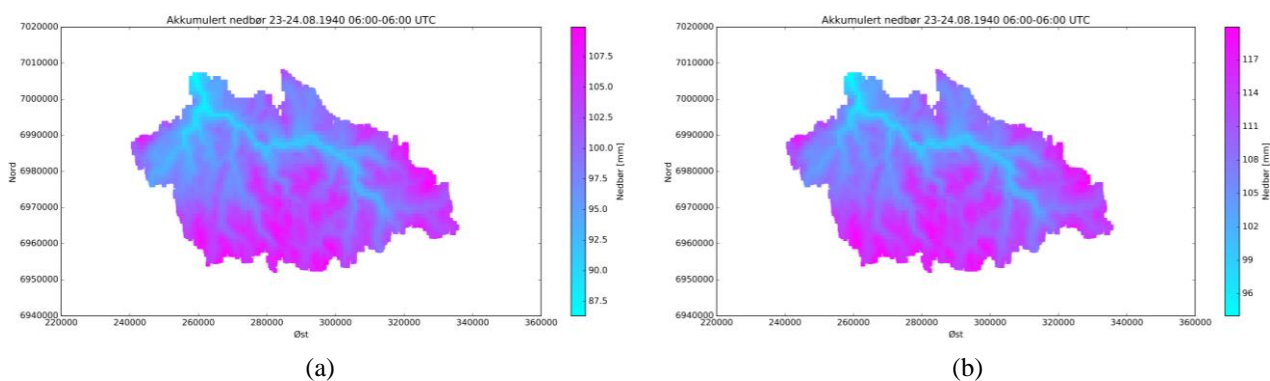
	Scenario 1 (80 mm)		Scenario 2 (90 mm)		Scenario 3 (100 mm)	
	$P_{24.08}$ (P_{tot}) [mm]	F	$P_{24.08}$ (P_{tot}) [mm]	F	$P_{24.08}$ (P_{tot}) [mm]	F
Kotsøy	80 (128)	2.1	90 (144)	2.4	100 (160)	2.6
Soknedal	80 (107)	1.5	90 (120)	1.7	100 (134)	1.9
Rennebu	80 (116)	1.4	90 (131)	1.6	100 (145)	1.8
Meldal	70 (120)	1.7	80 (137)	1.9	80 (137)	1.9



Figur 5.26: Simulert kulminasjonsvannføring for de antatte nedbørvolumene i Tabell 5.4.

Tabell 5.5: Observert og simulert døgnmiddel- og kulminasjonsvannføring for nedbørvolumene i Tabell 5.4.

	Kulminasjonsvannføring [m^3/s]	Døgnmiddelvannføring [m^3/s]
Observert	3060	2150
1940-nedbør	2271 (-25.8 %)	1419 (-34.0 %)
Scenario 1 (80 mm)	2559 (-16.4 %)	1519 (-29.4 %)
Scenario 2 (90 mm)	2945 (-3.8 %)	1742 (-19.0 %)
Scenario 3 (100 mm)	3242 (+6.0 %)	1907 (-11.3 %)



Figur 5.27: Akkumulert nedbør over feltet gjennom nedbørdøgnet 23.-24. august 1940 for scenario 2 (a) og scenario 3 (b).

6 Diskusjon

Alle hydrologiske modeller er i prinsippet matematiske forenklinger av virkelige hydrologiske systemer, og som for alle modeller innebærer dette betydelig usikkerhet. Usikkerheter i hydrologiske modeller kan prinsipielt kategoriseres under fire ulike årsaker: Usikkerhet i data, i modellparameterne, i modellstrukturen og naturlig usikkerhet på grunn av naturlig variabilitet i de hydrologiske prosessene innad i nedbørfeltet (Pechlivanidis et al., 2011). I det følgende blir modellresultatene drøftet med hovedfokus på disse fire kildene til usikkerhet. Det blir først gitt en generell beskrivelse av usikkerhet ved modellstrukturen og modelloppbyggingen, før resultatene av kalibreringen og flomsimuleringene blir nærmere drøftet.

6.1 Modelloppbyggingen og modellstrukturen

Modellrepresentasjonen av nedbørfeltet til Gaula innebærer, som alle modellrepresentasjoner, en god del forenklinger og antakelser. Nedbørfeltet kan karakteriseres som et relativt stort felt med et totalt areal på 3086 km², og landskapet er variert både i arealbruk og regionale og klimatologiske karakteristikk innad i feltet. Den romlige variasjonen i arealbruken representeres implisitt gjennom de fysiske modellparameterne i hver gridcelle. Modellstrukturen, med romlig distribuerte gridceller på 1x1 km, er på en annen side i realiteten ganske grov i forhold til prototypen, og betydelige regionale og klimatologiske forskjeller kan forventes å inntreffe innenfor ett enkelt celleelement. Videre kan uoverensstemmelser i romlig skala knyttet til representasjonen av nedbørfeltet og representasjonen av de hydrologiske og meteorologiske prosessene, føre til betydelige avvik fra det observerte systemet. Dette er et generelt problem som gjelder for alle distribuerte hydrologiske modeller: På grunn av uoverensstemmelse mellom den romlige skalaen som vi greier å måle og modellere, og den som de hydrologiske prosessene inntreffer på, er romlig distribuerte modeller ikke nødvendigvis mer nøyaktige enn romlig konsentrerte med hensyn til simulert respons ved utløpet (Pechlivanidis et al., 2011). Denne effekten kan generelt ha flere ulike årsaker, inkludert vanskeligheter med å fastsette de optimale parameterne ved kalibrering, usikkerheter i inngangsdata eller i modellstrukturen. I tilfeller der en distribuert modell er i stand til å gi en mer nøyaktig respons enn en romlig konsentrert skyldes dette oftest en mer nøyaktig representasjon av romlige variasjoner i nedbøren eller modellparameterne, eller bruk av kanalruting (Ajami et al., 2004).

Flomsimuleringene i denne oppgaven gir et eksempel på at effekten av den distribuerte modellrepresentasjonen på den simulerte responsen er mest avhengig av den romlige og tidsmessige representativiteten av nedbørdataene. Fordelen med å representere nedbørfeltet som romlig distribuert i denne sammenhengen er at det gir mulighet for å studere og sammenlikne fordelingen og representativiteten av ulike nedbørestimater, samt responsen som følge av disse ved flere lokale punkter innad i nedbørfeltet. Dette er især grad en stor fordel ved simulering av flom forårsaket av intens nedbør, siden flomresponsen i slike tilfeller ofte er karakterisert av stor variabilitet i tid og rom som følge av romlige variasjoner i nedbørintensiteten.

Ved bruk av subrutinene PT, GS og K blir flere av de hydrologiske prosessene, som intersepsjon, og strømming gjennom grunnvann- og markvannmagasinene, ikke eksplisitt tatt hensyn til i modellstrukturen. I GS beregnes snøakkumulering og snøsmelting som respons på nettoenergien tilgjengelig fra ulike energiflukser. Rutinen krever generelt mye data av høy kvalitet, og beregningen av responsen avhenger av flere frie parametere som må bestemmes ved kalibrering. Mange parametere som påvirker den samme rutinen fører generelt til større vanskeligheter med å fastsette optimale parametersett ved kalibrering, på grunn av at flere ulike parameterkombinasjoner kan gi en like god respons, og kan gi opphav til komplekse responsflater og problemer som «equifinality» og overtilpasning av den kalibrerte modellen.

Slike problemer er også hovedargumentasjonen for bruk av Kirchners responsrutine fremfor mer parameterkrevende eksplisitte og usikre representasjoner av strømming og lagring i grunnvann- og markvannmagasinene for simulering av responsen: Kirchner (2009) argumenterte for at manglende målinger av karakteristikk som kontrollerer strømming i jord, samt uoverensstemmelser mellom den romlige skalaen for de fysiske prosessene og modelleringskalaen gir usikre, uidentifiserbare og vanligvis overparametriserte modellrepresentasjoner med lite grunnlag i faktiske fysiske forhold. Ved bruk av sensitivitetsfunksjonen, definert ved likning (4.5), betraktes hver celle i nedbørfeltet derimot som et enkelt dynamisk lager, og vannføringen kan beregnes direkte fra tidsserier av nedbør og fordampning uten å ta eksplisitt hensyn til endringer i vannmagasineren i jorda. Videre kan Kirchner-parametere C1, C2 og C3 bestemmes direkte fra observasjoner av resesjonskurven i tørrværsperioder, noe som er spesielt fordelaktig ved manglende datagrunnlag for kalibrering i umålte felt.

Kirchners responsrutine er opprinnelig utviklet for modellering av respons i små nedbørfelt ($\sim 10 \text{ km}^2$), i klima der vannføringen er lite påvirket av snø, og er først og fremst ment for romlig konsentrerte modeller (Kirchner, 2009). At denne rutinen benyttes i en distribuert modell for et større nedbørfelt på over 3000 km^2 , og i borealt fjellandskap der snø er en viktig del av den hydrologiske syklusen om vinteren, kan være en kilde til usikkerhet. Dette gjelder ikke minst med tanke på at responstiden for store felt varierer avhengig av hvor nedbøren treffer. En kan derfor forvente at responsen ved utløpet er mer avhengig beskrivelser av den romlige nedbørdistribusjonen og ruting gjennom elveløpet, fremfor en enkel sammenheng mellom lager og respons (Kirchner, 2009). Kombinert med modellstrukturens manglende beskrivelse av kanalruting kan dette gi usikkerheter knyttet til bestemmelsen av Kirchner-parametere, og dermed sensitivitetsfunksjonen $g(Q)$ og 'responstiden' ($1/g(Q)$), ved kalibrering. Én enkel sammenheng mellom lagerkapasitet og vannføring er dermed heller ikke nødvendigvis overførbar til hver enkelt gridcelle i nedbørfeltet.

Hailegeorgis et al. (2015) har imidlertid tidligere testet rutinen for nedbørfeltet til Gaula i en distribuert hydrologisk modell, både med og uten ruting, og fant generelt god overensstemmelse mellom observert og simulert vannføring gjennom både kalibreringsperioden og valideringsperioden, både når modellparametere ble bestemt fra resesjonsanalyse og fra kalibrering. Dette viser at Kirchner-rutinen likevel har potensiale for bruk ved disse betingelsene. Videre ga den kalibrerte modellen også akseptable verdier av NSE for de tre delfeltene Eggafoss, Hugdal bru og Lillebudal bru i valideringen, noe som

indikerer regional overførbarhet og potensiale for bruk av rutinen i umålte felt. Resultatene fra denne oppgaven gir også godt samsvar mellom simulert og observert vannføring i form av verdien av både KGE og NSE for Gaulfoss. Hydrografen for simulert og observert vannføring for Gaulfoss (Figur 5.1) og for de tre andre delfeltene (Figur A.2-A.4 i Vedlegg A.1) viser likevel noe større ustabilitet og variabilitet i den simulerte vannføringen i perioder med lav vannføring om vinteren. Dette kan tyde på at Kirchners rutine er mindre egnet for å beskrive responsen under slike forhold. Dette kan imidlertid også skyldes andre karakteristikk ved modellstrukturen eller modelleringen, som for eksempel et begrenset datagrunnlag som inngangsdata i et stort felt, eller usikkerheter knyttet til parameterbestemmelsen og bruk av GS-rutinen. Bruk av de samme parameterne for å beskrive responsen i hver celle uavhengig av sesong og avrenningsmønster kan likevel være en kilde til usikkerhet i modelleringen.

At modellstrukturen mangler beskrivelser av strømming mellom de enkelte celleelementene og kanalruting er en annen kilde til usikkerhet, og er spesielt viktig for simulering av flomrespons ved korte tidssteg i store nedbørfelt med lang konsentrasjonstid. Som vist på alle de simulerte flomhydrografene, inntreffer den simulerte responsen alltid før den observerte. Ruting er generelt viktigst for beskrivelse av strømming i store felt, og gir forsinkelser, avrundning og demping av flomtoppen etter hvert som den beveger seg nedstrøms i elva. Slik modellstrukturen er bygget opp i dette tilfellet inntreffer den simulerte responsen fra hver celle oppstrøms utløpet momentant. Feilen ved denne modellrepresentasjonen vil dermed være størst for Gaulfoss, og fører til spissere og høyere simulerte flomtopper som inntreffer lenge før den observerte ved nedbørskyll oppstrøms i feltet. Denne effekten er til stede både i modellkalibreringen og i simulering av flomresponsen, og ser ut til å ha liten innvirkning på maksimal simulert vannføring og totalt simulert volum i forhold til det observerte gjennom flomepisodene. Derimot ser det ut til å ha større effekt på både formen på hydrografen og timingen av flomtoppen, der feilen blir gradvis større med økende feltareal. Kombinasjonen av manglende beskrivelse av ruting og Kirchners responsrutine kan også ha en viss effekt på flomsimuleringene: Hailegeorgis et al. (2015) fant større underestimering av flomtoppene ved Gaulfoss for tilfellene der ruting ikke var inkludert i modellbeskrivelsen. I tillegg kan det også føre til større forskjeller i de kalibrerte responsparameterne for hvert delfelt. For simulering av flom med distribuerte modeller i middels store til store felt kan ruting derfor være viktig å ta hensyn til, både for mest mulig nøyaktige modellkalibreringer og flomsimuleringer, men også for å få gi best mulig utbytte av å bruke en distribuert hydrologisk modell til dette formålet.

6.2 Modellkalibreringen

6.2.1 BOBYQA og SCE-UA

Hovedforskjellen mellom de to optimeringsalgoritmene brukt i denne oppgaven er at BOBYQA er lokal mens SCE-UA er global. SCE-UA er derfor regnet for å være mer robust, og bedre egnet for å finne globalt optimum på multimodale responsflater. En annen avgjørende forskjell er tiden de bruker på å konvergere. Mens BOBYQA jevnt over brukte mellom 200-400 iterasjoner, og konvergerer relativt raskt, terminerte SCE-UA etter

maksimalt antall iterasjoner på 3000 var nådd. Med tanke på de mange gridcellene i modellen, den lange kalibreringsperioden med 1 times oppløsning, og de mange kalibreringsforsøkene som ble gjort, ble kalibrering med SCE-UA både tidkrevende og beregningskrevende. I tillegg viste kalibreringsforsøkene med SCE-UA kun en marginal forbedring i verdien av målfunksjonen, liten endring i de optimale parameterverdiene (Figur 5.3) og liten endring i den simulerte flomtoppen for de utvalgte flomepisodene.

Med dette grunnlaget ble det derfor kun kjørt noen få kalibreringer med SCE-UA, mens hovedvekten i forsøkene ble lagt på kalibreringer med BOBYQA for å gjøre kalibreringsprosessen mer effektiv. Det er derfor sannsynlig at flere av flomsimuleringene i denne oppgaven er beregnet med ikke-optimale parametersett. Feilen dette utgjør er likevel sannsynligvis liten sammenliknet med andre usikkerheter knyttet til modellstrukturen og representativiteten av nedbørestimatene.

6.2.2 KGE, NSE og validering av modellen

Et vanlig problem innenfor vannressursforvaltningen er et ønske om å estimere responsen i felt uten målinger (Sivapalan et al., 2003). Dersom den romlige distribusjonen over nedbørfeltet fanges opp gjennom kalibreringsperioden, vil en overføring av de kalibrerte parametersettene til de ulike delfeltene innad i nedbørfeltet kunne gi en indikasjon på modellens regionale gyldighet, og dermed potensiale for overføring til umålte felt. På grunn av det spredte grunnlaget av nedbørstasjoner i og rundt delfeltene Lillebudal bru og Eggafoss ble det lagt størst innsats i kalibrering for Hugdal bru og Gaulfoss. Kalibreringen for Lillebudal bru og Eggafoss ble først og fremst gjort for å se om dette kunne gi en bedre tilpasning til flomsimuleringene. De to delfeltene ble derimot benyttet i valideringen ved å teste overførbarheten av de kalibrerte parametersettene fra Gaulfoss, både ved beregning av målfunksjoner, volumavvik og simulerte flomhydrografer ved de to utvalgte flomepisodene.

Som beskrevet i kapittel 2.1.2 kan gjensidig påvirkning mellom de ulike leddene i NSE føre til at variabiliteten i hydrografen gjennom kalibreringsperioden underestimeres, og dermed til at flomvannføringene ikke fanges tilstrekkelig opp. Den høye vektleggingen av den gjennomsnittlige vannføringen fører generelt til en overestimering av egnetheten til modellen i områder med høy variabilitet i vannføringen, som i små nedbørfelt eller i områder der vannføringen varierer avhengig av sesong. I tillegg kan den også føre til store volumavvik i felt karakterisert ved høy variabilitet i vannføringen (Gupta et al., 2009). KGE vektlegger derimot variabiliteten av vannføringen høyere, og kan derfor være bedre egnet som målfunksjon under slike forhold.

Vannføringen i Gaula er preget av høy sesongavhengig variabilitet, med et vannføringsregime som generelt avhenger av snøprosesser om vinteren og våren, og av nedbør om sommeren og høsten. I tillegg er feltet uregulert og har liten grad av naturlig flomdemping, noe som gir en svært rask respons på intense nedbørskyll og hurtig snøsmelting. Dette gir hydrografer som kjennetegnes av rask veksling mellom høy og lav vannføring, og spesielt gjennom sommerhalvåret der vannføringen ofte domineres av intense regnbyger. Denne variabiliteten er enda viktigere for de minste delfeltene innad i nedbørfeltet, på grunn av rask avrenning fra

de bratte snaufjellsområdene og kortere konsentrasjonstid. Dette er en medvirkende årsak til at flomtoppene er så vanskelige å fange opp ved simulering, i tillegg til den utilstrekkelige dekningen av nedbørstasjoner i feltet.

Ved flomsimuleringer er variabiliteten i vannføringen spesielt viktig å fange opp, og bør dermed vektlegges høyere enn den gjennomsnittlige vannføringen. Dette er især grad viktig for feltet til Gaula, der sesongavhengigheten og variabiliteten i vannføringen er såpass stor. Som vist på Figur 5.4 og Figur 5.6 fanges flomtoppen opp bedre for alle delfeltene når modellen kalibreres med KGE framfor NSE. Dette er i overensstemmelse med funnene gjort av Gupta et al. (2009), og viser at kalibrering med KGE gir modellparametere som er bedre egnet til å beskrive variabiliteten i vannføringen under slike forhold.

Det kan likevel observeres på Figur 5.4 og Figur 5.6 at kalibrering med KGE for Lillebudal bru gir et helt annet mønster i flomhydrografen for både 2010 og 2011 sammenlignet med de andre kalibreringsforsøkene for delfeltet. Som vist på Figur A.4 i Vedlegg A.1 gir kalibrering med KGE over perioden 2009-2011 en hydrograf som er mye mer vekslende i vannføringen sammenlignet med kalibreringen for NSE. Den maksimale verdien av målfunksjonen er heller ikke særlig høy i dette tilfellet, hverken ved kalibreringen for NSE eller for KGE, noe som viser at de kalibrerte modellparametere ikke greier å beskrive responsen for delfeltet i tilstrekkelig grad. Dårlig samsvar mellom simulert og observert vannføring i dette tilfellet skyldes mest sannsynlig det manglende grunnlaget av nedbørstasjoner i området rundt Lillebudal bru. Dette fører til at inngangsdataene kun er bestemt fra interpoleringen med utgangspunkt i nedbørmålere stasjonert langt unna delfeltet, og dermed er svært usikre. Lillebudal bru har dessuten en helt annen høydefordeling enn de tre andre delfeltene, som vist på den hypsografiske kurven på Figur 3.1. Laveste høydenivå er her på over 500 m. o. h., langt over høydenivået til alle nedbørstasjonene brukt som inngangsdata i denne oppgaven. Det er derfor sannsynlig at feltet har en større variasjon i nedbørfordelingen enn det interpoleringen fra nedbørstasjonene greier å fange opp, både på grunn av den lange avstanden, men også på grunn av orografiske effekter forårsaket av en mer kompleks topografi i området. Som vist på Figur A.4 har Lillebudal bru flere store observerte flomtopper gjennom kalibreringsperioden som ikke fanges opp i den simulerte hydrografen, sannsynligvis på grunn av manglende nedbørrepresentasjon i dette området. Bruk av disse vannføringsobservasjonene for kalibrering kan dermed gi stor innvirkning på modellparametere - spesielt i tilfellet der delfeltet kalibreres med KGE der variasjonen i vannføringen vektlegges høyere. Det kan forklare hvorfor kalibreringen med KGE gir en mye mer vekslende og ustabil hydrograf sammenlignet med kalibreringen for NSE, der den gjennomsnittlige vannføringen gjennom perioden vektlegges høyere. Dette illustrerer at representative nedbørestimater er spesielt kritisk ved kalibrering for små delfelt med høy variabilitet i vannføringen når KGE brukes som målfunksjon.

Resultatene fra kalibreringen over perioden 2009-2011 viser generelt akseptabel overførbarhet av de beregnede modellparametere for Gaulfoss til de øvrige delfeltene, med unntak av for Lillebudal bru der modellytelsen er betraktelig dårligere, både i form av verdien av KGE/NSE og forskjellen i akkumulert vannvolum mellom kalibreringsperioden og simuleringsperioden (Tabell 5.1). Tilsvarende resultat ble også funnet av Hailegeorgis et al. (2015) ved overføring

av kalibrerte parametersett for Gaulfoss til Lillebudal bru, og skyldes som nevnt ovenfor sannsynligvis den manglende nedbørrepresentasjonen i området, og dermed manglende evne til å fange opp flomtoppene. I tillegg har den store forskjellen i feltenes størrelse sannsynligvis også en viss betydning med hensyn på responstiden – og spesielt med tanke på at ruting ikke er inkludert som en del av modellstrukturen. Kalibreringen vil derfor gi en sensitivitetsfunksjon med lengre responstid ved Gaulfoss (3086 km²), som dermed kan være mindre egnet til å beskrive responsen ved Lillebudal bru (168 km²). Valideringen over perioden 2011-2013 - med generelt færre og lavere flomtopper - ga derimot noe bedre resultater for Lillebudal bru. Dette viser at den kalibrerte modellen for Gaulfoss likevel har potensiale for overføring til dette delfeltet. En høyere oppløsning på nedbørestimatene er derimot mer kritisk for modellytelsen ved Lillebudal bru med tanke på feltets areal og den korte konsentrasjonstida.

En annen indikasjon på den regionale gyldigheten av modellen kan ses ut fra de kalibrerte parametersettene plottet på Figur 5.3. Det er noe forskjell i de optimale parametersettene mellom hvert delfelt, der forskjellen er størst i FA, TX og C3. Forskjellen i parameterverdiene mellom hvert delfelt ser likevel ut til å være noe mindre for modellene kalibrert med NSE sammenliknet med modellene kalibrert med KGE, og spesielt for Kirchner-parameterne. Siden KGE vektlegger variabiliteten i vannføringen høyere, vil kalibreringen gi responsparametere som i høyere grad avhenger av delfeltets areal og responstid, og fører dermed til større variasjon mellom hvert delfelt. Dette kan tyde på at modellene kalibrert med NSE er bedre egnet for regionalisering. NSE er derimot ikke nødvendigvis like godt egnet for dette formålet når det gjelder å fange opp flomtoppene.

6.2.3 Kalibrering med hensyn på flomsimuleringene

Flomsimuleringene for 2010 med nedbørstasjoner som inngangsdata (Figur 5.4) gir den beste tilpasningen til både formen og toppen av det observerte flomflomforløpet for hvert delfelt når modellen er kalibrert for det aktuelle delfeltet med KGE. Modellen kalibrert for Gaulfoss (KGE og SCE-UA) gir en noe lavere flomrespons for samtlige delfelt, og er sammenlignbar med responsen som oppnås ved en kalibrering for det aktuelle delfeltet med NSE. Dette tyder på at modellen kalibrert for Gaulfoss er mindre egnet for overføring til de mindre delfeltene når det gjelder å fange opp ekstremverdiene. Som nevnt ovenfor kan dette skyldes at de observerte flomtoppene ved Gaulfoss generelt er mer dempede og avrundede som følge av større feltareal.

For Gaula kan betydelige sesongavhengige variasjoner i prosessene som dominerer avrenningsmønsteret føre til sesongavhengige variasjoner i de optimale parametersettene. En inndeling av kalibreringsperioden i flere sesonger basert på de dominerende prosessene kan derfor gi parametersett bedre egnet for å beskrive responsen, og dermed føre til mer nøyaktige flomsimuleringer. I dette tilfellet ble det kun kalibrert over én sommersesong og én måned i gangen. Begge disse kalibreringsstrategiene ga en bedre tilpasning til flomverdiene, spesielt for de mindre delfeltene, både med stasjonsdata og MET-data som inngangsdata.

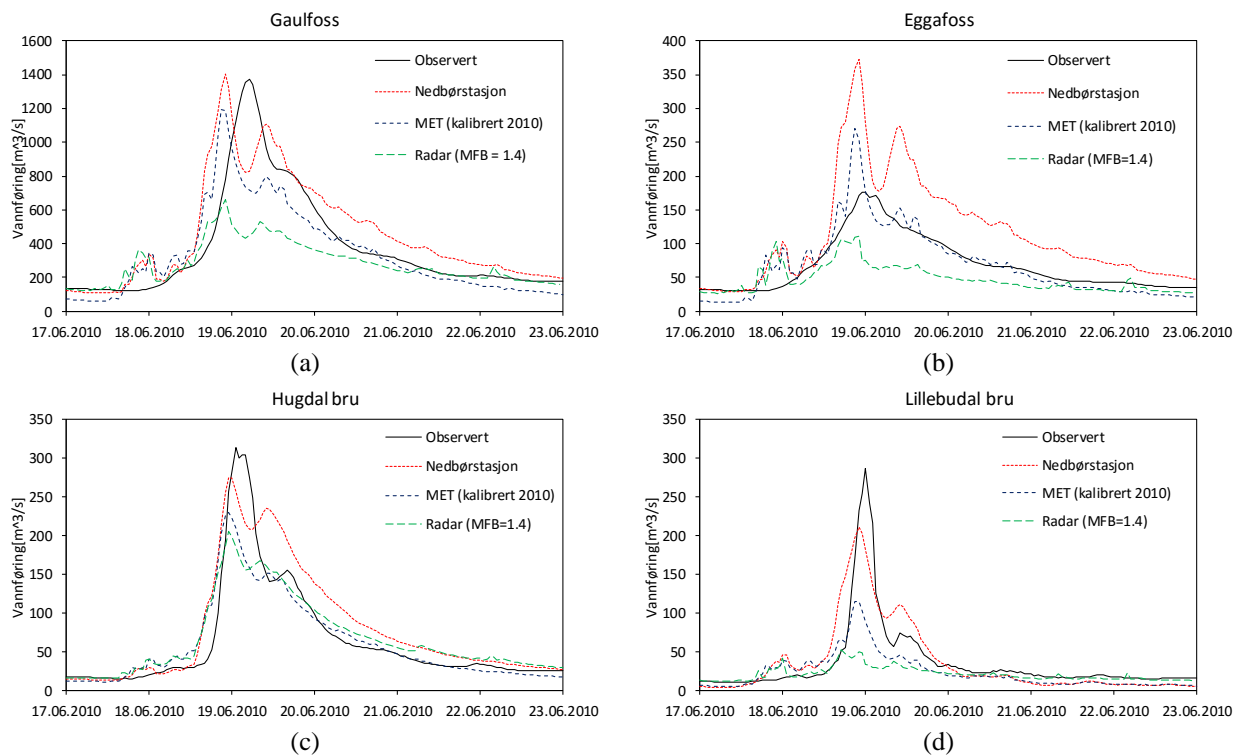
Resultatene tyder på at en inndeling av kalibreringsperioden i ulike sesonger kan gi en bedre tilpasning til flomverdiene, og videre at en kalibrering over en kortere periode med vannføringsmønster preget av ekstremverdier kan gi en enda bedre tilpasning til både formen og toppen på hydrografen. Ved kalibrering over en så kort periode kan det likevel se ut til at resultatene av kalibreringen er betydelig avhengig av en lang oppkjøringsperiode og av hvilken modell som benyttes i denne perioden for etablering av initialtilstander.

Ekstremverdien gis dessuten en høyere vekt jo kortere kalibreringsperioden er, noe som gjør kalibreringen mer avhengig av pålitelige og representative nedbørdata. Dette gjelder spesielt for sommersesongen, der økt konvektiv aktivitet kan gi store variasjoner i nedbørfordelingen og intensiteten over feltet. Resultatene av denne kalibreringsstrategien er i dette tilfellet derfor svært usikre, men gir likevel en indikasjon på at en slik strategi kan gi en bedre tilpasning til flomverdiene.

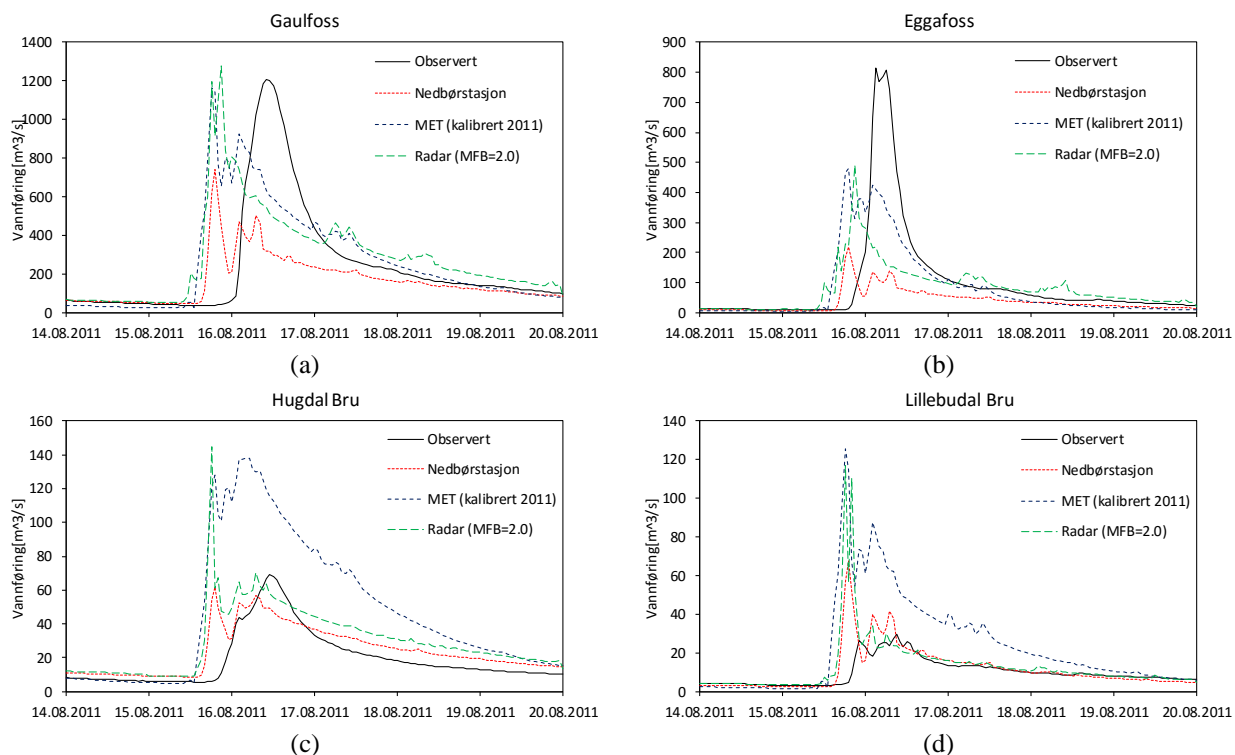
For å oppnå en lengre kalibreringsperiode og mer pålitelige resultater kunne en mulighet vært å dele en lengre kalibreringsperiode inn i flere kortere subperioder, slik at en kalibrerer for flere sommersesonger eller en tidsserie med flere episoder av regnflom etter hverandre, og på denne måten oppnår bedre tilpasning til vannføringsmønsteret i perioder dominert av regn eller ekstremverdier (Kim & Lee, 2014). En slik kalibreringsstrategi ble ikke fulgt i denne oppgaven, men nevnes i denne sammenhengen som en alternativ mulig tilnærming.

6.3 Usikkerheter i data og vurdering av flomsimuleringene

Figur 5.5, 5.9 og 5.16 og Figur 5.7, 5.12 og 5.20 viser stor forskjell i hvordan de tre ulike nedbørestimatene fanger opp og representerer nedbøren ved flomhendelsene i juni 2010 og august 2011. Forskjeller og usikkerheter i nedbørrepresentasjonen som inngangsdata overføres til modellen, og gir utslag i form av usikkerheter i modellkalibreringen og forskjeller i flomsimuleringene. En sammenligning av flomsimuleringene med nedbørestimater fra nedbørstasjoner, MET-data og radar korrigert med MFB for de to flomepisodene er vist på Figur 6.1 og Figur 6.2. I dette delkapitlet blir flomsimuleringene og datakvaliteten nærmere analysert med hovedfokus på hvordan de tre nedbørestimatene representerer nedbøren og egner seg for simulering av de to flomepisodene.



Figur 6.1: Sammenlikning av de ulike nedbørestimatene for simulering av flommen i juni 2010.



Figur 6.2: Sammenlikning av de ulike nedbørestimatene for simulering av flommen i august 2011.

6.3.1 Usikkerhet i vannføringsmålinger ved flom

Det er ikke bare nedbørdata som kan gi usikkerhet ved kalibrering og flomsimuleringer. Et vanlig problem ved flom er at pålitelige vannføringsmålinger er vanskelig å oppnå for de fleste vannføringsstasjonene. Dette skyldes at etablerte sammenhenger mellom vannstand og vannføring ofte mangler i ekstremtilfeller, slik at vannføringen finnes ved ekstrapolering av vannføringskurven langt over de verdiene vi har målinger for. Flomvannføringer er derfor ansett for å være svært usikre. Dette vil nødvendigvis også gi en viss effekt på simuleringene i denne oppgaven. For det første vil det ha en betydelig effekt på kalibreringen, ettersom vannføringen det kalibreres mot er usikker ved flom. Dette gjelder spesielt for kalibreringene over kortere perioder med hovedfokus på å fange opp flomtoppene, der slike usikre ekstremverdier tillegges en høyere vekt. I kombinasjon med usikre nedbørestimater kan dette dermed føre til urealistiske modellparametere. Videre gir det også usikkerheter i vurderingen av flomsimuleringene og de ulike nedbørestimatene.

Sikrere estimater av flomvannføring er et av hovedmålene med forskningsprosjektet FlomQ som for tiden pågår ved NTNU. I forbindelse med dette prosjektet gjøres det for tiden undersøkelser av vannføringskurven ved Eggafoss ved fysisk og numerisk modellering. De foreløpige resultatene av denne forskningen tyder på at vannføringen ved flomepisoden i august 2011 kulminerte på $493 \text{ m}^3/\text{s}$ (Ø. Pedersen, pers. meddelelse, 9. mai 2016). Selv om resultatene foreløpig er på et usikkert nivå, gir de en god indikasjon på at den observerte vannføringen på $816 \text{ m}^3/\text{s}$ er kraftig overestimert for denne episoden. Ettersom denne vannføringen er brukt som utgangspunkt for kalibrering av modellen for denne episoden, er det sannsynlig at dette har hatt en viss innvirkning på de kalibrerte modellparametere for dette delfeltet og dermed også enkelte av flomsimuleringene i denne oppgaven. Betydelige usikkerheter er også knyttet til vannføringen ved Lillebudal bru for flomepisoden i juni 2010 (Holmqvist, 2010), grunnet ustabile måleforhold ved flom. Det er dermed sannsynlig at tilsvarende usikkerheter preger flomsimuleringene for dette delfeltet.

6.3.2 Stasjonsdata

Mangelen på automatiske nedbørstasjoner i feltet fører til at den estimerte nedbørdistribusjonen over feltet i stor grad er bestemt av interpoleringsteknikken. Dette gjelder særlig de sørlige og sørøstlige delfeltene Lillebudal bru og Eggafoss, og er en av de største kildene til usikkerhet i modellen, både med tanke på modellkalibreringen og flomsimuleringene.

Nedbørstasjoner som inngangsdata i modellen gir den beste tilpasningen til den observerte hydrografen ved flommen i 2010 både ved Hugdal bru, Lillebudal bru og Gaulfoss, som var hardest rammet av flommen i dette tilfellet. Dette skyldes først og fremst at nedbøren for denne episoden var relativt jevnt distribuert, og mest intens i den vestlige delen av feltet i nærheten av de automatiske nedbørstasjonene som interpoleringen er basert på. Nedbørdistribusjonen og intensiteten fanges dermed relativt godt opp i dette området, og gir et relativt nøyaktig simulert flomforløp ved Hugdal bru, til tross for at den simulerte flomtoppen er noe underestimert. Gjennom IDW-interpoleringen antas det en økning av

nedbøren med 2 % per 100 m stigning, noe som i dette tilfellet også gir store nedbørmengder i fjellområdene i sør. Bruk av stasjonsdata i modellen kalibrert for Lillebudal bru ga også den mest nøyaktige simulerte flomresponsen for dette delfeltet, og stemmer godt overens med formen på den simulerte hydrografen, til tross for at maksimal vannføring i dette tilfellet er kraftig underestimert. Sannsynligvis var det en kraftigere orografisk økning av nedbøren her ved denne episoden i forhold til den interpoleringen fra nedbørstasjonene greier å fange opp. Det er til en viss grad mulig å justere for dette i simuleringen ved å anta en enda større nedbørgradient i interpoleringen. Som vist i kapittel 5.1.4 ga dette en bedring i den simulerte flomresponsen for delfeltet, men førte til overestimert av flomresponsen for blant annet Eggafoss. En av årsakene til dette kan være mangelen på nedbørstasjoner i den sørøstlige delen av feltet, slik at nedbørestimatet ved Eggafoss kun er basert på de interpolerte verdiene, og ikke reell nedbør i denne delen av feltet. Interpoleringen gir dermed en dårlig tilpasning til både formen og toppen på den observerte hydrografen ved Eggafoss, sannsynligvis som følge av et annet nedbørforløp her som ikke fanges opp av de automatiske nedbørstasjonene. Gaulfoss får bidrag fra alle de tre delfeltene oppstrøms, og feil i oppstrøms nedbørestimater vil også gi en feil i den simulerte vannføringen her. Til tross for at flomtoppen ved Gaulfoss er relativt godt representert ved flomepisoden, skyldes noe av dette de overestimerte nedbørmengdene i delfeltet til Eggafoss.

Bruk av nedbørstasjonene som inngangsdata gir en akseptabel representasjon av hydrografen ved Hugdal bru og Lillebudal bru for flomepisoden i 2011, siden disse to delfeltene ligger nærmest de automatiske nedbørstasjonene. Nedbørstasjonene fanger derimot ikke opp nedbøren i delfeltet til Eggafoss i dette tilfellet, og underestimerer både nedbørmengdene og intensiteten kraftig i dette området. Bruk av estimatene gir dermed den dårligste tilpasningen til den observerte flomhydrografen i dette tilfellet, noe som også gjenspeiles i hydrografen for Gaulfoss.

Generelt gir nedbørstasjonene lite forskjell i formen på den simulerte hydrografen mellom hvert delfelt, som følge av mindre evne til å fange opp lokale variasjoner av nedbøren over feltet. Basert på simuleringen av disse to flomepisodene kan det se ut til at bruk av nedbørstasjonene gir de beste nedbørestimatene som inngangsdata for flomsimuleringer i tilfeller der nedbøren er jevnt distribuert over hele feltet, og i tilfeller der nedbøren er mest intens i vestlige og nordlige deler av feltet. For nedbørfronter som treffer de østlige delene av feltet, eller nedbørintensivering som følge av konvektiv eller orografisk nedbør i de sørlige og sørøstlige områdene, er bruken av nedbørstasjoner derimot utilstrekkelig for simulering av vannføring, og alternative nedbørestimater med en høyere romlig resolusjon må benyttes. Nedbørstasjonene ser generelt ut til å gi et relativt godt estimat av nedbøren i feltet til Hugdal bru, noe som gjenspeiles både i kalibreringsresultatene og flomsimuleringene. Resultatet for Eggafoss er derimot unøyaktig for begge flomepisodene, som følge av at feltet ligger lengst unna de automatiske nedbørstasjonene.

I denne sammenhengen kan det diskuteres om disse nedbørestimatene er egnet for kalibrering av et såpass stort felt, tatt i betraktning den høye potensielle variabiliteten av nedbøren på liten romlig skala og det spredte grunnlaget av målinger som interpoleringen er basert på. Kalibreringen med nedbørstasjoner ga likevel relativt gode resultater for både Hugdal bru og

Gaulfoss, noe som tyder på at nedbørestimatet er nøyaktig nok for dette formålet for disse to feltene. Ved Gaulfoss med et areal på over 3000 km² har generelt storskala frontnedbør større innvirkning på responsen ved utløpet enn lokal og spredt konvektiv aktivitet. Slike nedbørepisoder blir som regel godt nok representert fra nettverket av nedbørstasjoner, dermed vil estimatet være godt nok egnet for kalibrering for dette delfeltet. De mindre delfeltene er derimot i større grad avhengig av nedbørestimater med høyere oppløsning som kan fange opp de lokale bygene, for en mer nøyaktig beskrivelse av responsen ved utløpet. Dermed kan bruk av stasjonsdata gi større usikkerhet her.

En viktig feilkilde ved bruk av stasjonsdataene i denne oppgaven er at det ikke er tatt hensyn til oppfangstap i nedbørmålerne som følge av vindfeltet rundt måleren eller fordamping. Slike effekter fører generelt til at den målte nedbøren er lavere enn den reelle, og kan være en betydelig feilkilde ved høy vindhastighet, særlig dersom nedbøren faller i form av snø (Førland, 1996, Stisen et al., 2012). Den faktiske nedbøren er dermed sannsynligvis noe større enn den estimerte. Det er på en annen side usikkert hvor stor innvirkning dette har på det totale resultatet, siden en slik faktor heller ikke ble benyttet i modellkalibreringen. Det er likevel sannsynlig at dette kan ha en viss innvirkning på flomsimuleringene siden oppfangstap ofte er mer fremtredende ved nedbør av høy intensitet, spesielt for vippepluviometerne (Sevruk et al., 2009). Feilen dette utgjør er derimot sannsynligvis liten sammenliknet med interpoleringen av nedbørestimatene på en så grov romlig skala.

6.3.3 Griddede nedbørestimater fra MET

Til tross for at også de griddede nedbørestimatene fra MET er basert på nedbørstasjoner, viser de en helt annerledes nedbørdistribusjon ved flomepisodene i 2010 og 2011 sammenliknet med bruk av de individuelle nedbørstasjonene i modellen. Dette kommer først og fremst av at dataene er produsert med en annen interpoleringsteknikk, i tillegg til at de også sannsynligvis inkluderer effekter fra flere nedbørstasjoner som følge av interpoleringen over flere romlige skalaer innenfor én OAP. Generelt viser dataene en mye jevnere nedbørdistribusjon over feltet i øst-vest-retning sammenliknet med i nord-sør-retning som følge av interpoleringen og stasjonstilgjengeligheten i området. Mindre korleksjon av nedbøren med høyden er en annen karakteristikk ved dataene.

Som følge av at disse dataene også er basert på nedbørstasjoner, gir simuleringene liten endring i mønsteret av flomhydrografene mellom hvert delfelt. For flommen i 2010 viser MET-dataene det samme mønsteret i hydrografen som ved bruk av de individuelle nedbørstasjonene, noe som tyder på at tidsseriene av nedbørestimatet som inngangsdata er like for begge tilfellene. Flomtoppene er derimot mye mindre for alle delfeltene ved bruk av dette nedbørestimatet, som følge av mindre nedbør i de sørlige områdene i dette tilfellet. Dette gir en noe bedre tilpasning til simulert maksimal vannføring ved Eggafoss, men en mye dårligere tilpasning ved både Hugdal bru, Lillebudal bru og Gaulfoss, som opplevde en reell flomvannføring ved denne episoden. Selv om den totale nedbørmengden ved Eggafoss ser ut til å være bedre representert i dette tilfellet, gir ikke nedbørdataene noen bedre tilpasning til

mønsteret på hydrografen, som følge av at nedbørforløpet i dette området ikke er godt nok fanget opp.

Tilsvarende ser en også for simulering av flomeepisoden i 2011. I dette tilfellet gir MET-dataene en god representasjon av nedbørmengdene i delfeltet for Eggafoss, og flomsimuleringene gir bedre resultater sammenliknet med bruk av nedbørstasjonene både for dette delfeltet og for Gaulfoss. Derimot gir estimatene en kraftig overestimering av nedbøren i delfeltene for Lillebudal Bru og Hugdal bru, som følge av tilsynelatende mindre evne til å skille nedbørvariasjonene i øst-vest-retning sammenliknet med i nord-sør-retning.

Hydrografen viser også her det samme mønsteret i vannføringen for alle delfeltene, og lite forskjell fra mønsteret som oppnås ved bruk av nedbørstasjoner som inngangsdata, med unntak av at den simulerte vannføringen er mye større.

For begge flomepisodene gir MET-dataene den beste tilpasningen til flomforløpet når modellen er kalibrert med dataene. Dette gir et eksempel på at modellen er sensitiv for hvilke data som benyttes i kalibreringen for å oppnå mest mulig nøyaktige modellparametere som utgangspunkt for flomsimuleringene. Akseptable verdier av målfunksjonen og akkumulert volumdifferanse gjennom både kalibreringen og valideringen for samtlige delfelt (med unntak av for Lillebudal bru for 2011), viser likevel at dataene har potensiale for bruk i kalibrering av distribuerte hydrologiske modeller, og spesielt for de største delfeltene. Resultatene fra kalibreringen over kortere perioder og over sommersesongen for å beskrive simulert respons som følge av nedbør, gir dessuten en noe bedre tilpasning til flomepisodene og viser at dataene også kan benyttes ved slike strategier.

Basert på kalibreringsresultatene og simuleringene av de to flomepisodene kan det se ut til at MET-dataene, på lik linje med nedbørstasjonene, gir de beste nedbørestimatene når nedbøren er jevnt distribuert over hele feltet, som følge av mangel på observasjonspunkter i området og dermed manglende evne til å fange opp lokale variasjoner i intensiteten. Dataene gir også relativt gode resultater i tilfeller der nedbøren er jevnt distribuert over henholdsvis den sørlige eller nordlige delen av feltet. Videre ser dataene ut til å gi en noe bedre tilpasning til nedbørvolumet rundt Eggafoss, noe som tyder på at dataene er bedre egnet for flomsimulering i dette området sammenliknet med bruk av tidsserier fra de individuelle nedbørstasjonene. Dette kan også tyde på at dataene er bedre egnet for kalibrering for dette delfeltet. Dataene er derimot ikke nødvendigvis bedre egnet til å fange opp formen på hydrografen og flomforløpet i dette området, som vist på Figur 6.1 og Figur 6.2. Derimot ser det ut til at formen på hydrografen fanges opp bedre i delfeltene til Lillebudal bru og Hugdal bru.

Til tross for at MET-estimatet er basert på nedbøren målt ved de automatiske nedbørstasjonene viser sammenlikningen med målt nedbør ved Kotsøy og Soknedal (Figur 5.11 og Figur 5.13) en underestimering av de høyeste nedbørintensitetene. Tilsvarende er også funnet av Lussana og Tveito (2014) ved vurdering av nedbørestimatet. I tillegg ser det også ut til at den totale nedbørmengden i posisjonen for disse nedbørstasjonene er noe underestimert, særlig ved flommen i 2010. Dette kan være spesielt viktig ved bruk av dataene for simulering av nedbørflom som følge av intens nedbør, og kan være noe av årsaken til at flomtoppen underestimeres ved denne episoden.

Mindre korreksjon av nedbørvolumet med høydenivå er en annen karakteristikk som preger dataene. Dette kan være noe av årsaken til at det totale nedbørvolumet i området rundt Lillebudal bru underestimeres så kraftig, og dermed den lave verdien av målfunksjonen som oppnås for dette delfeltet ved bruk av MET-dataene for kalibrering (Vedlegg A.2).

6.3.4 Radar

Bruk av radardataene med Marshall-Palmer-koeffisientene direkte som inngangsdata i modellen gir generelt en relativt god tilpasning til hydrografen for juni 2010 og august 2011, men en dårlig tilpasning til begge flomepisodene, som vist på Figur 5.15. Det kan være flere ulike årsaker til dette. Som nevnt i kapittel 2.2.2 er det flere ulike feilkilder knyttet til kvantitative nedbørestimater fra radar, der flere av disse er avhengig av avstanden fra radaren. Dette inkluderer blant annet feil knyttet til variabelt VPR, avbøyning av signalet, signaldemping og måling over lavereliggende nedbørsystemer. Med tanke på at nedbørfeltet ligger i en avstand på 65-130 km fra radaren på Rissa, er det sannsynlig at flere av disse feilene påvirker målingene - og dermed nedbørestimatet - både gjennom hele måneden og ved de to flomepisodene. I tillegg kan estimatet være preget av mer systematiske eller tilfeldige feil knyttet til feilkalibrering, falske ekko og feil eller variasjoner i $Z-R$ -sammenhengen. Med tanke på at de to nedbørepisodene skjedde i forbindelse med frontsystemer av stor romlig utstrekning er det imidlertid sannsynlig at en betydelig signaldemping på grunn av regn kan oppstå. Dette kan være en av årsakene til at reflektiviteten og nedbøren underestimeres så kraftig ved de to episodene, som vist på Figur 5.16 og Figur 5.20. Å korrigere nedbørestimatene for signaldemping kan derfor være viktig, spesielt ved bruk av dataene for flomsimulering.

Det også knyttet usikkerheter til bruk av $Z-R$ -sammenhengen for intense nedbørtillfeller, men feilen er generelt vanskeligere å kvantifisere og korrigere uten observasjoner av dråpestørrelsesdistribusjonen. $M-P$ -koeffisientene er gyldig for stratiform nedbør ved midlere breddegrader, og kan gi betydelige avvik når forholdet brukes for andre nedbørtyper og under andre klimatiske og geografiske betingelser. Ved konvektive nedbørepisoder er A -koeffisienten ofte større og b -eksponenten mindre. Bruk av $M-P$ -koeffisientene gir dermed ofte en overestimering av nedbøren ved bygenedbør. Dette kan være noe av årsaken til at radarhydrografen for august på Figur 5.15 (b) viser større avvik fra simuleringen med stasjonsdata, siden konvektive byger er relativt vanlig på denne tiden av året. Tidligere studier peker imidlertid på at variabiliteten av $Z-R$ -sammenhengen er bare en av mange feil som påvirker radarestimatet, og dermed at feilen dette utgjør ofte overdrives (Villarini & Krajewski, 2010). Likevel tyder flere studier på at feilen er større ved intense nedbørtillfeller, blant annet på grunn av at splittelse av regndråpene er vanlig, og gir en annerledes dråpestørrelsesdistribusjon (Krajewski & Smith, 2002). Bruk av en $Z-R$ -sammenheng karakteristisk for den gitte værtypen i et gitt område og en gitt sesong kan resultere i mer nøyaktige estimater i slike tilfeller (Chumchean et al., 2006, Moreno et al., 2014). Et problem i denne sammenhengen er at studier knyttet til bestemmelser av slike forhold ofte mangler, spesielt for Norge der radarestimatene er lite benyttet til hydrologisk modellering. De brukte

Z-R-sammenhengene i denne oppgaven er derfor svært usikre, og kun ment som en indikasjon for å teste om radarestimatene er egnet som inngangsdata for simulering av de to flomepisodene.

Resultatene fra flomsimuleringene tyder på at ulike *Z-R*-sammenhenger gir liten forskjell i den romlige distribusjonen av nedbøren over feltet. Derimot vil de totale nedbørmengdene og intensiteten endres, overføres til modellen og gi stort utslag i form av forskjeller mellom de simulerte flomresponsene. Tilsvarende resultater er tidligere også funnet av blant annet Habib et al. (2008) og Moreno et al. (2014) ved studier av hvordan ulike *Z-R*-sammenhenger påvirker den simulerte responsen.

Basert på dette og resultatene fra flomsimuleringene kan det se ut til at de ukorrigerede radarestimatene er lite egnet til å simulere flommen i juni 2010, ettersom den gir altfor små nedbørmengder i den sørlige og sørøstlige delen av feltet, noe hverken MFB eller ulike variasjoner av *Z-R*-forholdet greier å korrigere. Basert på sammenlikninger mellom radarestimatet og nedbøren målt ved nedbørstasjonene ser det imidlertid ut til at bruk av M-P-koeffisientene med MFB-korreksjon og de valgte *Z-R*-sammenhengene gir et relativt godt estimat på nedbøren i den nordlige delen av feltet i dette tilfellet, men underestimerer nedbøren i sør. Med tanke på de lave temperaturene i området ved denne episoden, og høydenivået radaren måler i ved denne avstanden, skyldes dette sannsynligvis at radaren delvis ser nedbøren i form av snø i denne delen av feltet, og dermed mottar en mye lavere refleksivitet. At feltet ligger i en så lang avstand fra radaren har dermed stor innvirkning på den målte refleksiviteten i dette tilfellet. At nedbøren ikke fanges opp i Lillebudal bru, som var mest påvirket av flommen ved denne episoden, kan også skyldes andre effekter, som for eksempel lave nedbørsystemer som ikke fanges opp av radaren ved denne avstanden. Slike lave nedbørskyer er relativt vanlig ved orografisk nedbør i komplekst terreng. Orografisk nedbør skiller seg dessuten fra nedbør langt unna terrenget ved mikrofysiske og dynamiske egenskaper (Krajewski & Smith, 2002), og kan dermed føre til at andre nedbørrater måles av radaren i dette området. Bruk av en konstant *Z-R*-sammenheng for hele området kan dermed gi usikkerheter, med tanke på det store feltarealet og de betydelige topografiske forskjellene innenfor feltgrensene. Simulering av denne flommen er derfor ikke mulig uten mer omfattende korrigeringer av radarestimatet for disse effektene og for et variabelt VPR-profil.

Radarestimatet ser derimot ut til å fange opp nedbørdistribusjonen bedre ved flommen i 2011, selv om mengden er betydelig underestimert. Både korreksjon for MFB og de to alternative *Z-R*-sammenhengene gir imidlertid mer realistiske nedbørvolum over feltet, og flomsimuleringer på nivå med det observerte både ved Gaulfoss, Lillebudal bru og Hugdal bru, mens vannføringen ved Eggafoss fremdeles er kraftig underestimert i henhold til den observerte på 816 m³/s. Den simulerte maksimale vannføringen ser derimot ut til å være innenfor rimelige grenser i dette tilfellet hvis vi tar utgangspunkt i resultatene fra FlomQ (493 m³/s). Videre oppnås en enda høyere simulert vannføring når disse radarestimatene brukes som inngangsdata i modellen kalibrert for Eggafoss over 2011 med MET-dataene. Siden MET-dataene så ut til å gi en bedre representasjon av nedbøren i området rundt Eggafoss kan de også være bedre egnet for kalibrering av delfeltet, og dermed gi en mer nøyaktig simulert flomrespons ved bruk av radar som inngangsdata. Kalibreringen av denne modellen er

imidlertid noe påvirket av den usikre observerte maksimale vannføringen ved denne flomeepisoden, noe som må tas med i vurderingen.

En klar fordel ved bruk av radarestimater sammenliknet med interpolerte nedbørestimater basert på stasjonsdata, er evnen til å fange opp romlige variasjoner i nedbørintensiteten over feltet. Dette er spesielt en fordel ved kalibrering og simulering for de minste delfeltene, der lokale byger har en større innvirkning på responsen ved utløpet. Spesielt er dette en stor fordel i feltet til Gaula, der variasjoner i nedbørintensiteten og kort konsentrasjonstid ofte gir opphav til en rask flomrespons, samtidig som nettverket av nedbørstasjoner i området er såpass spredt. Ved bruk av radar kommer også variasjonen i vannføringssimuleringene mellom hvert delfelt tydeligere frem, som vist på Figur 6.1 og Figur 6.2.

Basert på disse to flomsimuleringene kan det se ut til at de ukorrigerede nedbørestimatene fra radar generelt underestimerer nedbøren ved høy intensitet, og er dermed unøyaktige som inngangsdata for modellering av flom i Gaula. Tatt i betraktning den lange avstanden fra radaren, skyldes underestimeringen sannsynligvis både svekkelse av radarsignalet på grunn av regn, og feil på grunn av at radarsignalet i denne avstanden måler nedbøren langt over bakkenivå og må korrigeres for variasjoner i VPR. Derimot oppnås en høyere nøyaktighet ved bruk av $Z-R$ -forhold for den bestemte nedbørstypen, og når nedbørstasjonene benyttes som utgangspunkt for korrigerende. På en annen side kan mangelen på nedbørstasjoner i området, og den ujevne plasseringen over feltet, føre til at sistnevnte metode ikke nødvendigvis gir noen stor effekt. Ved flomepisoden i 2011 er en MFB-korreksjon basert på stasjonene i feltet tilstrekkelig til at nedbørdistribusjonen over feltet ser ut til å være godt nok representert, og denne metoden gir også troverdige flomsimuleringer ved alle stasjonene. Likevel ser nedbøren ut til å være noe underestimert i den sørøstlige delen av feltet lengst unna radaren. Ved 2010-episoden er MFB-korreksjonen basert på noen få nedbørstasjoner i den nordlige delen av feltet, der den målte radarreflektiviteten generelt er mye høyere. Dette gir en MFB-faktor som er alt for lav til å korrigere nedbøren i den sørlige delen av feltet. I dette tilfellet må radarestimatet korrigeres slik at nedbørdistribusjonen over feltet endres for å kunne gi nøyaktige nedbørestimater, noe som hverken oppnås ved MFB eller alternative $Z-R$ -sammenhenger. Siden nedbørestimatet fra radaren er avhengig av avstanden, kunne en alternativ strategi til MFB vært å implementere et avstandsavhengig korreksjonsfaktorfelt basert på nedbørmålinger ved nedbørstasjonene (He et al., 2011). Dette krever på en annen side betydelig mer tid og innsats i korrigeringen, og korreksjonen bør baseres på flere nedbørstasjoner i området.

Et annet forhold som kan være viktig ved bruk av radardataene for flomsimulering er at både formen og toppen på hydrografen ser ut til å være avhengig av hvilke data som brukes for kalibrering av modellen. Nedbørestimatene ble testet som inngangsdata både i modellen kalibrert med nedbørstasjoner og MET-data med ulike modellparametere, noe som ga betydelig utslag både formen og toppen på hydrografen, som vist på Figur 5.24 for Eggafoss. Mer nøyaktige simuleringer og modellrepresentasjoner kan derfor oppnås ved bruk av radardata for kalibrering. Dette krever derimot betydelige lengre tidsserier, og kan være usikkert med tanke på radardataenes kvantitative usikkerhet ved denne avstanden, men nevnes her som en mulighet.

6.3.5 1940-flommen

Simulering av flommen i Gaula i august 1940 med de antatte nedbørvolumene fra denne regnflomepisoden, i tillegg til initialtilstander og nedbørforløp som for nedbørflommen i juni 2010, ga en døgnmiddelvannføring på 1419 m³/s og en kulminasjonsvannføring på 2271 m³/s når data fra nedbørstasjonene brukes som inngangsdata. Dette er et betydelig avvik fra det observerte ved denne flomepisoden med døgnmiddel på 2150 m³/s og kulminasjonsvannføring på 3060 m³/s. Det kan være flere ulike årsaker til dette. De antatte nedbørvolumene ved denne episoden er gjort ved ganske grove antakelser basert på tilgjengelig døgndata fra stasjoner i nærheten av feltet. Av disse er det bare én som er plassert i nedbørfeltet til Gaula. Basert på disse dataene ble det antatt at mellom 70-80 mm traff de sentrale delene av feltet. Det er derimot sannsynlig at nedbøren kan variere mer lokalt mellom punktmålingene. I Strands rapport (1941) er det nedtegnelser som tyder på at døgnnedbøren på det mest intense kan ha vært på inntil 120 mm ved Horg i Melhus, men denne målingen anses for å være usikker. I tillegg er det sannsynlig at den totale nedbørmengden ved nedbørstasjonene kan være større enn den registrerte på grunn av oppfangstap i målerne, noe som kan forventes å være betydelig ved så høy nedbørintensitet. Flere av nedbørstasjonene i området rundt Selbu og Tydal målte dessuten sannsynligvis snø i løpet av perioden (Strand, 1941), og den registrerte nedbøren kan derfor være noe underestimert. På grunnlag av områdene som ble hardest rammet av flommen kan det se ut til at nedbøren sannsynligvis var mest intens i de nordlige områdene av feltet rundt Støren og Melhus. Volumet i disse områdene kan ha vært større enn det som her er antatt. Som følge av at data fra noen få nedbørstasjoner brukes som inngangsdata for flomsimuleringene, endres også nedbørdistribusjonen over feltet gjennom interpoleringen, slik at de største nedbørmengdene inntreffer i fjellområdene i sør. Dette gir enda større nedbørmengder over feltet for simuleringen med om lag 80-90 mm nedbør i den sørlige delen av feltet.

I tillegg til usikkerheter knyttet til den totale nedbørmengden i feltet, er det også betydelig usikkerhet knyttet til antakelsene om initialtilstander og nedbørforløp. Det ble i dette tilfellet antatt samme initialtilstander som for nedbørepisoden i juni 2010. Ved denne episoden var vannlagerkapasiteten i jorda middels til liten som følge av tidligere snøsmelting (Holmqvist, 2010). Det er lite sannsynlig at det var snø i området i august 1940, derimot var jorda sannsynligvis nær metning som følge av en sommer med mye nedbør. Dette kan føre til raskere overflateavrenning og rask flomvannsstigning i elva. Det er også usikkerheter knyttet til nedbørintensiteten og nedbørforløpet, som kan ha betydelig innvirkning på flomsimuleringene.

Andre forskjeller kan skyldes mangler i modellrepresentasjonen. Ved store nedbørmengder i elva er det sannsynlig at hydrauliske oppstuvningseffekter og bakevjer ved lokale innsnevring og konstruksjoner langs elveløpet kan føre til en redusert evne til å transportere vannvolumet nedstrøms over tid, og dermed en lokal økning av vannstanden. Denne effekten kan forventes å være betydelig i Gaula ved store nedbørmengder på grunn av rask avrenningsrespons fra feltet, i tillegg til en relativt flat elvegradient.

Ikke minst gjelder usikkerhet ved flomvannføringsmålinger også i dette tilfellet. Det er ingen tvil om at vannføringen ved denne flomepisoden var stor, med en vannstand på hele 16 m over lavvannsstand ved Gaulfoss (NVE, 2015). Likevel, på grunnlag av at sammenhenger mellom vannstand og vannføring mangler ved slike forhold, er det knyttet en viss usikkerhet også til denne verdien.

Basert på modelleringen med nedbørstasjoner som inngangsdata ser det likevel ut til at de antatte nedbørmengdene i området i 1940 er for små til å kunne skape en flom tilsvarende flommen observert i 1940, med initialtilstander og nedbørforløp som i juni 2010. Dette kan skyldes både de grove antakelsene som ligger til grunn for simuleringen, avvik fra det faktiske nedbørforløpet og initialtilstanden i 1940, og forenklinger i modellrepresentasjonen. Derimot oppnås en kulminasjonsvannføring på 3060 m³/s ved en døggnedbør på mellom 90-100 mm over de sentrale delene av feltet (antatt ved Kotsøy og Soknedal), og mellom om lag 90-120 mm totalt over hele feltet. Enda større nedbørmengder er regnet med totalt over hele 3-døgnsepisoden.

Med det antatte nedbørforløpet er disse mengdene derimot ikke tilstrekkelig til å skape en døgnmiddelvannføring på mer enn om lag 1900 m³/s. Til tross for de store antakelsene som ligger til grunn for denne beregningen peker simuleringen på en karakteristikk som kan være særdeles viktig ved nedbørflom i feltet: På grunn av feltets manglende evne til flomdemping og korte responstid på slike hendelser kan kulminasjonsvannføringen være betydelig større enn døgnmiddelvannføringen. Dette kan være en spesielt stor utfordring ved klimatilpasning i disse områdene, med tanke på økningen av hyppigheten, intensiteten og nedbørmengdene for slike hendelser som er forventet i løpet av de neste årene. Selv om den anslåtte totale nedbørmengden i dette tilfellet er svært stor, er det derimot ikke usannsynlig at en tilsvarende kulminasjonsvannføring igjen kan inntreffe - også for mindre totale nedbørmengder ved høyere nedbørintensiteter eller mindre gunstige initialbetingelser i feltet. Dette innebærer stor risiko for de utbygde områdene langs elva, med høy sannsynlighet for oversvømmelser, erosjon og ras, og potensielle betydelige samfunnsmessige, økonomiske og miljømessige konsekvenser.

7 Konklusjon

Resultatene av denne oppgaven viser at representative nedbørestimater er kritisk for både kalibrering og simulering med distribuerte hydrologiske modeller. Dette gjelder særlig i forbindelse med nedbørflom, der den simulerte flomresponsen avhenger av at nedbørestimatene greier å fange opp den mest intense nedbøren både i tid og rom.

Gaula er et svært spesielt nedbørfelt med tanke på den korte responstiden i forhold til feltets størrelse. Mangelen på flomdemping gjør at intense nedbørskyll er spesielt utfordrende, der kombinasjonen av rask avrenning og lokale oppstuvningseffekter gir høy kulminasjonsvannføring, med potensiale for å forårsake stor skade. I kombinasjon med få nedbørstasjoner lokalisert i området innebærer det en stor utfordring når det gjelder å fange opp flomtoppene ved hydrologisk modellering. Dette gjelder ikke minst i de mindre delfeltene, der behovet for nedbørobservasjoner av høy romlig og tidsmessig resolusjon er større. Generelt oppnås den beste tilpasningen til flomtoppene når delfeltet kalibreres med KGE som målfunksjon, på grunn av høyere vektlegging av variabiliteten i vannføringen. Kalibrering over kortere perioder eller sesonger der vannføringen domineres av nedbør kan også gi en bedre tilpasning til flomverdiene. Det mest kritiske i denne sammenhengen er derimot representativiteten av nedbørdataene i kalibreringsperioden og gjennom selve flomhendelsen.

De tre nedbørestimatene testet ut i denne oppgaven er svært ulike med tanke på hvordan de fanger opp nedbørfordelingen over feltet, og dermed hvordan de er egnet for flomsimuleringer. Både bruk av nedbørstasjoner og de griddede nedbørestimatene fra MET er basert på det samme grunnlaget, men ulikheter i interpoleringsteknikken gir store forskjeller i nedbørfordelingen. Disse estimatene er generelt best egnet for simulering av flom der nedbøren er jevnt distribuert. For Gaulfoss, der storskala frontnedbør generelt er viktigere enn byger med tanke på flomrespons, kan estimatene dermed være godt egnet både for kalibrering og flomsimuleringer. Manglende evne til å fange opp lokale variasjoner begrenser derimot egnetheten i de mindre delfeltene. Som følge av interpoleringsteknikken gir MET-dataene generelt noe mindre variabilitet over feltet, og de høyeste nedbørintensitetene ser ut til å underestimeres. Dette kan være viktig med tanke på flomsimuleringer. Fordelen med MET-dataene over de individuelle nedbørstasjonene er imidlertid at de inkluderer effekter registrert ved flere nedbørstasjoner, slik at romlig variabilitet i større grad blir ivaretatt. IDW med nedbørstasjoner ser derimot ut til å være bedre egnet når det gjelder å fange opp orografisk nedbør, som følge av en større nedbørsgradient.

Ved nedbør av større lokal variabilitet og for simulering av flom i de mindre delfeltene kan radar derimot gi en bedre beskrivelse av både nedbørfordelingen og intensiteten, men er forbundet med betydelig usikkerhet. Å bruke *Z-R*-sammenhenger i forhold til nedbørtypen, eller å bruke nedbørstasjoner som utgangspunkt for korrigering kan gi en viss forbedring, men har generelt størst effekt i områder med få nedbørstasjoner dersom radaren fanger opp det romlige mønsteret i nedbørfordelingen. Den lange avstanden mellom nedbørfeltet og radaren er derimot av større betydning, og kan føre til feilaktige estimater. Betydelig signaldemping kan oppstå ved nedbør av høy intensitet og stor romlig utstrekning, i tillegg innebærer lang

avstand økt sannsynlighet for forstyrrelser av signalet. Ved denne avstanden ligger signalet dessuten betydelig høyere over bakken, og det kan være aktuelt å korrigere estimatet for et variabelt VPR, spesielt ved stratiform nedbør og lave temperaturer. I tillegg kan manglende evne til å oppdage lavereliggende nedbørsystemer i tilknytning til orografisk nedbør i den sørlige delen av feltet skape problemer. Å korrigere radarestimatene for slike effekter krever en betydelig innsats, men er likevel fullt mulig: Flere korrigeringsalgoritmer eksisterer i dag, og nye utvikles kontinuerlig etter hvert som forståelsen av disse prosessene øker.

På tross av usikkerhetene viser radaren stort potensiale i hydrologisk modellering av nedbørflom, spesielt i mindre felt, ettersom den er overlegen i forhold til nedbørstasjonene med hensyn til å fange opp nedbør av stor tidsmessig og romlig variabilitet. Tidsoppløsningen på 7.5 minutt er høy nok til å simulere flomrespons i de fleste nedbørfelt og i en del større urbane nedbørfelt. I tillegg er evnen til å måle nedbør i nær sann tid især grad interessant med tanke på flomvarsling. Med tanke på det manglende nettverket av nedbørstasjoner flere steder i landet, og med tanke på den økende trenden i ekstremnedbør, representerer radarestimatene dermed et interessant alternativ som inngangsdata i hydrologiske modeller både for klimatilpasning og operasjonell flomvarsling. Dette gjelder spesielt for Gaula med tanke på den uregulerte responsen og feltets flomhistorie. Økende urbanisering kombinert med økende nedbørintensitet gjør dermed slike problemstillinger stadig mer aktuelt.

Referanser

- AJAMI, N. K., GUPTA, H., WAGENER, T. & SOROOSHIAN, S. 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology*, 298, 112-135.
- ATLAS, D., ULBRICH, C. W., MARKS, F. D., AMITAI, E. & WILLIAMS, C. R. 1999. Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104, 6155-6169.
- AUSTIN, P. M. 1987. Relation between Measured Radar Reflectivity and Surface Rainfall. *Monthly Weather Review*, 115, 1053-1070.
- BATTAN, L. J. 1973. *Radar observation of the atmosphere*. , John Wiley & Sons, Ltd.
- BEVEN, K. & BINLEY, A. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, 6, 279-298.
- BEVEN, K. J. 2011. *Rainfall-runoff modelling: the primer*, John Wiley & Sons.
- BIGGS, E. M. & ATKINSON, P. M. 2011. A comparison of gauge and radar precipitation data for simulating an extreme hydrological event in the Severn Uplands, UK. *Hydrological Processes*, 25, 795-810.
- CHUMCHEAN, S., SHARMA, A. & SEED, A. 2006. An integrated approach to error correction for real-time radar-rainfall estimation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23, 67-79.
- COLE, S. J. & MOORE, R. J. 2008. Hydrological modelling using raingauge-and radar-based estimators of areal rainfall. *Journal of Hydrology*, 358, 159-181.
- DUAN, Q., GUPTA, V. K. & SOROOSHIAN, S. 1993. Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of optimization theory and applications*, 76, 501-521.
- FØRLAND, E. 1996. *Manual for operational correction of Nordic precipitation data*, Norwegian Meteorological Institute.
- GANDIN, L. S. & HARDIN, R. 1965. *Objective analysis of meteorological fields*, Israel program for scientific translations Jerusalem.
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K. & MARTINEZ, G. F. 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377, 80-91.
- HABIB, E., MALAKPET, C. G., TOKAY, A. & KUCERA, P. A. 2008. Sensitivity of streamflow simulations to temporal variability and estimation of Z-R relationships. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13, 1177-1186.
- HAILEGEORGIS, T. T. 2015. Identification of spatially distributed Precipitation-Runoff response routines for hourly simulation in gauged and ungauged basins.

- HANSSEN-BAUER, I., FØRLAND, E. & TVEITO, O. 1997. Estimating regional precipitation trends comparison of two methods. *Nordic Hydrology*, 28, 21-36.
- HANSSEN-BAUER, I., FØRLAND, E. J., HADDELAND, I., HISDAL, H., MAYER, S., NESJE, A., NILSEN, J. E. Ø., SANDVEN, S., SANDØ, A. B., SORTEBERG, A. & ÅDLANDSVIK, B. 2015. Klima i Norge 2100. Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015. In: KLIMASERVICESENTER, N. (ed.).
- HE, X., VEJEN, F., STISEN, S., SONNENBORG, T. O. & JENSEN., K. H. 2011. An Operational Weather Radar–Based Quantitative Precipitation Estimation and its Application in Catchment Water Resources Modeling *Vadose Zone Journal*, 10.
- HOLMQVIST, E. 2010. Flaumane i Midt-Noreg i mai og juni 2010. In: NVE (ed.).
- ISLAM, Z. 2011. PHYSICALLY BASED HYDROLOGIC MODELING.
- KIM, H. S. & LEE, S. 2014. Assessment of a seasonal calibration technique using multiple objectives in rainfall–runoff analysis. *Hydrological Processes*, 28, 2159-2173.
- KIRCHNER, J. W. 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45, n/a-n/a.
- KITZMILLER, D., VAN COOTEN, S., DING, F., HOWARD, K., LANGSTON, C., ZHANG, J., MOSER, H., ZHANG, Y., GOURLEY, J. J., KIM, D. & RILEY, D. 2011. Evolving Multisensor Precipitation Estimation Methods: Their Impacts on Flow Prediction Using a Distributed Hydrologic Model. *Journal of Hydrometeorology*, 12, 1414-1431.
- KOLBERG, S. & BRULAND, O. ENKI-An Open Source environmental modelling platform. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2012. 13630.
- KOLBERG, S. A. & GOTTSCHALK, L. 2006. Updating of snow depletion curve with remote sensing data. *Hydrological Processes*, 20, 2363-2380.
- KRAJEWSKI, W. F., KRUGER, A., SMITH, J. A., LAWRENCE, R., GUNYON, C., GOSKA, R., SEO, B.-C., DOMASZCZYNSKI, P., BAECK, M. L. & RAMAMURTHY, M. K. 2011. Towards better utilization of NEXRAD data in hydrology: an overview of Hydro-NEXRAD. *Journal of hydroinformatics*, 13, 255-266.
- KRAJEWSKI, W. F. & SMITH, J. A. 2002. Radar hydrology: rainfall estimation. *Advances in Water Resources*, 25, 1387-1394.
- LUSSANA, C. & TVEITO, O. E. 2014. Spatial Interpolation of Precipitation using Bayesian methods. In: INSTITUTT, M. (ed.).
- MARSHALL, J. S. & PALMER, W. M. K. 1948. The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, 5, 165-166.
- MET.NO. Available: www.met.no [Accessed 12.09 2015].

- MICHELSON, D. B. 2000. *BALTEX Radar Data Centre products and their methodologies*, na.
- MORENO, H. A., VIVONI, E. R. & GOCHIS, D. J. 2014. Addressing uncertainty in reflectivity-rainfall relations in mountain watersheds during summer convection. *Hydrological Processes*, 28, 688-704.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.
- NVE. 2015. *122/1 Gaula* [Online]. Available: <https://www.nve.no> [Accessed 10.11. 2015].
- PECHLIVANIDIS, I., JACKSON, B., MCINTYRE, N. & WHEATER, H. 2011. Catchment scale hydrological modelling: a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global NEST journal*, 13, 193-214.
- PETTERSON, L.-E. 2000. Flomberegning for Gaulavassdraget (122.Z). Norges vassdrags- og energidirektorat.
- POWELL, M. J. 2009. The BOBYQA algorithm for bound constrained optimization without derivatives. *Cambridge NA Report NA2009/06*, University of Cambridge, Cambridge.
- PRICE, K., PURUCKER, S. T., KRAEMER, S. R., BABENDREIER, J. E. & KNIGHTES, C. D. 2014. Comparison of radar and gauge precipitation data in watershed models across varying spatial and temporal scales. *Hydrological Processes*, 28, 3505-3520.
- PRIESTLEY, C. & TAYLOR, R. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review*, 100, 81-92.
- RAZAVI, T. & COULIBALY, P. 2013. Streamflow Prediction in Ungauged Basins: Review of Regionalization Methods. *Journal of Hydrologic Engineering*, 18, 958-975.
- REFSGAARD, J. 1990. Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. *Distributed hydrological modelling*. Springer.
- REFSGAARD, J. C. 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198, 69-97.
- SEVRUK, B., ONDRÁS, M. & CHVÍLA, B. 2009. The WMO precipitation measurement intercomparisons. *Atmospheric Research*, 92, 376-380.
- SINGH, V. P. & WOOLHISER, D. A. 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of hydrologic engineering*, 7, 270-292.
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S. W., GUPTA, V. K., KARAMBIRI, H., LAKSHMI, V., LIANG, X., MCDONNELL, J. J., MENDIONDO, E. M., O'CONNELL, P. E., OKI, T., POMEROY, J. W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S. & ZEHE, E. 2003. IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48, 857-880.

- SMITH, J. A. & KRAJEWSKI, W. F. 1991. Estimation of the mean field bias of radar rainfall estimates. *Journal of Applied Meteorology*, 30, 397-412.
- SMITH, J. A. & KRAJEWSKI, W. F. 1993. A modeling study of rainfall rate-reflectivity relationships. *Water Resources Research*, 29, 2505-2514.
- STISEN, S., HØJBERG, A., TROLDBORG, L., REFSGAARD, J., CHRISTENSEN, B., OLSEN, M. & HENRIKSEN, H. 2012. On the importance of appropriate precipitation gauge catch correction for hydrological modelling at mid to high latitudes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 4157-4176.
- STRAND, O. 1941. Ad Flommen i Gaula 24-8-1940. *In*: NVE (ed.).
- TOKAY, A. & SHORT, D. A. 1996. Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 355-371.
- UBOLDI, F., LUSSANA, C. & SALVATI, M. 2008. Three-dimensional spatial interpolation of surface meteorological observations from high-resolution local networks. *Meteorological Applications*, 15, 331-345.
- VILLARINI, G. & KRAJEWSKI, W. 2010. Review of the Different Sources of Uncertainty in Single Polarization Radar-Based Estimates of Rainfall. *Surveys in Geophysics*, 31, 107-129.
- WAAGØ, O. S. 2012. Flomrisikoplan for Gaula ved Melhus. Norges vassdrags- og energidirektorat.

Vedlegg A: Kalibreringsresultater

A.1 Kalibrering med stasjonsmålinger som inngangsdata

Tabell A.1: Resultater fra kalibrering for Hugdal bru ved bruk av ulike målfunksjoner og optimeringsalgoritmer. NSE, KGE og forskjellen i akkumulert vannvolum er vist for både kalibreringsperioden 01.09.2009-31.08.2011 og valideringsperioden 01.09.2011-31.08.2013.

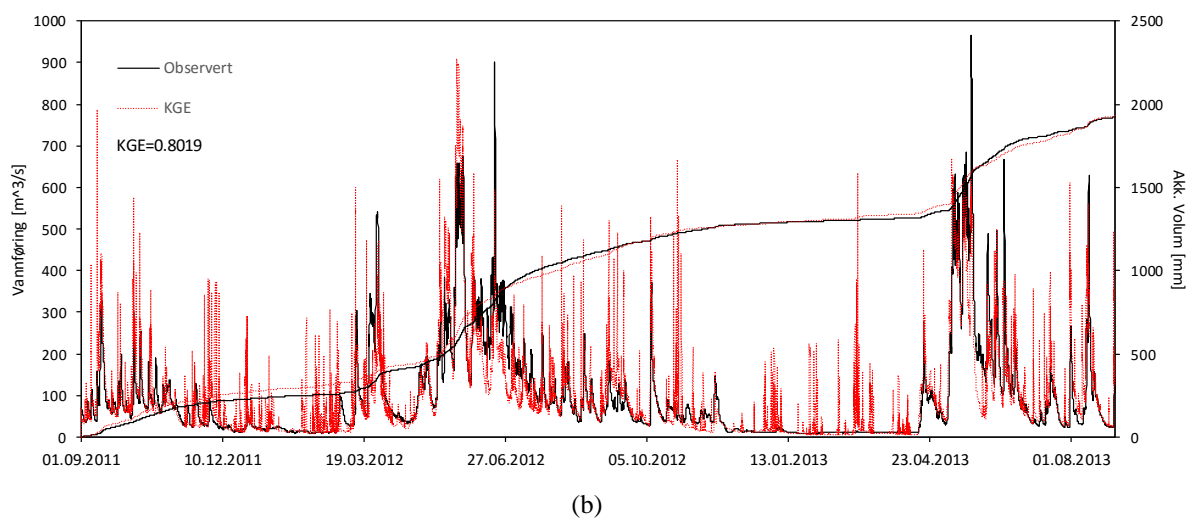
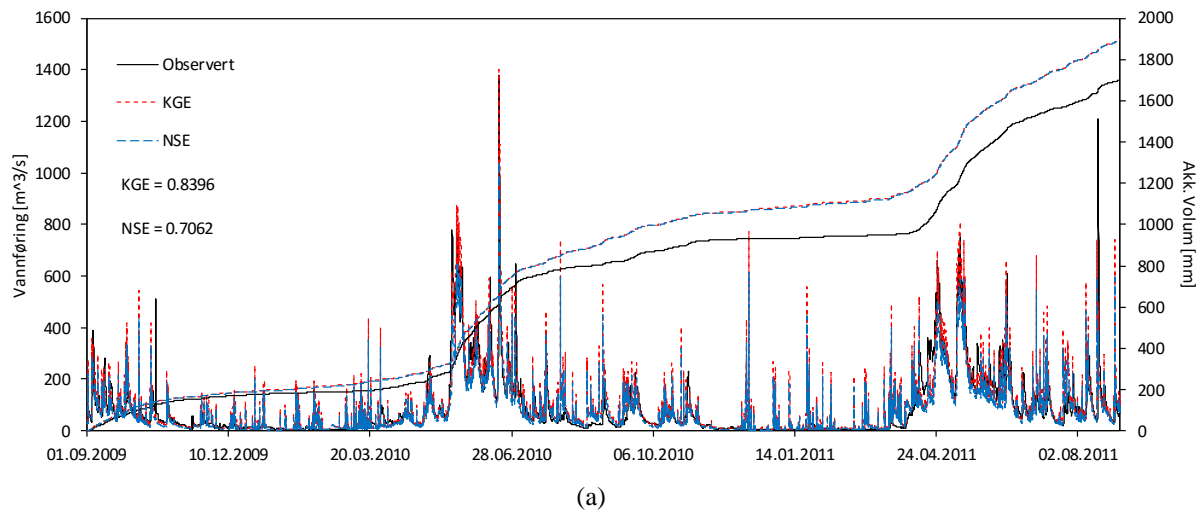
Målfunksjon Optimeringsalgoritme	NSE	KGE	
	BOBYQA	BOBYQA	SCE-UA
Gaulfoss			
NSE / KGE			
09.2009-08.2011	0.6298	0.7533	0.7549
(09.2011-08.2013)	(0.5257)	(0.7384)	(0.7309)
$\sum V_{diff}$ [mm]			
09.2009-08.2011	198.4 (+11.7 %)	196.6 (+11.6 %)	196.5 (+11.6 %)
(09.2011-08.2013)	(11.9 (+0.6 %))	(13.3 (+0.7 %))	(13.4 (+0.7 %))
Eggafoss			
NSE / KGE			
09.2009-08.2011	0.3500	0.5798	0.5710
(09.2011-08.2013)	(0.3528)	(0.5996)	(0.5715)
$\sum V_{diff}$ [mm]			
09.2009-08.2011	206.1 (+11.2 %)	204.2 (+11.1 %)	204.3 (+11.1 %)
(09.2011-08.2013)	(109.8 (+5.6 %))	(111.8 (+5.7 %))	(111.5 (+5.7 %))
Hugdal Bru			
NSE / KGE			
09.2009-08.2011	0.6992	0.8511	0.8512
(09.2011-08.2013)	(0.5103)	(0.7291)	(0.7275)
$\sum V_{diff}$ [mm]			
09.2009-08.2011	135.1 (+8.0 %)	132.5 (+7.8 %)	132.1 (+7.8 %)
(09.2011-08.2013)	(-99.9 (-5.2 %))	(-98.9 (-5.2 %))	(-98.4 (-5.1 %))
Lillebudal Bru			
NSE / KGE			
09.2009-08.2011	0.1466	0.2467	0.2490
(09.2011-08.2013)	(0.0125)	(0.4826)	(0.4834)
$\sum V_{diff}$ [mm]			
09.2009-08.2011	-575.8 (-19.4 %)	-578.6 (-19.5 %)	-577.6 (-19.5 %)
(09.2011-08.2013)	(265.0 (+12.3 %))	(266.2 (+12.3 %))	(267.2 (+12.4 %))

Tabell A.2: Resultater fra kalibrering for Eggafoss ved bruk av ulike målfunksjoner. NSE, KGE og forskjellen i akkumulert vannvolum er vist for både kalibreringsperioden 01.09.2009-31.08.2011 og valideringsperioden 01.09.2011-31.08.2013.

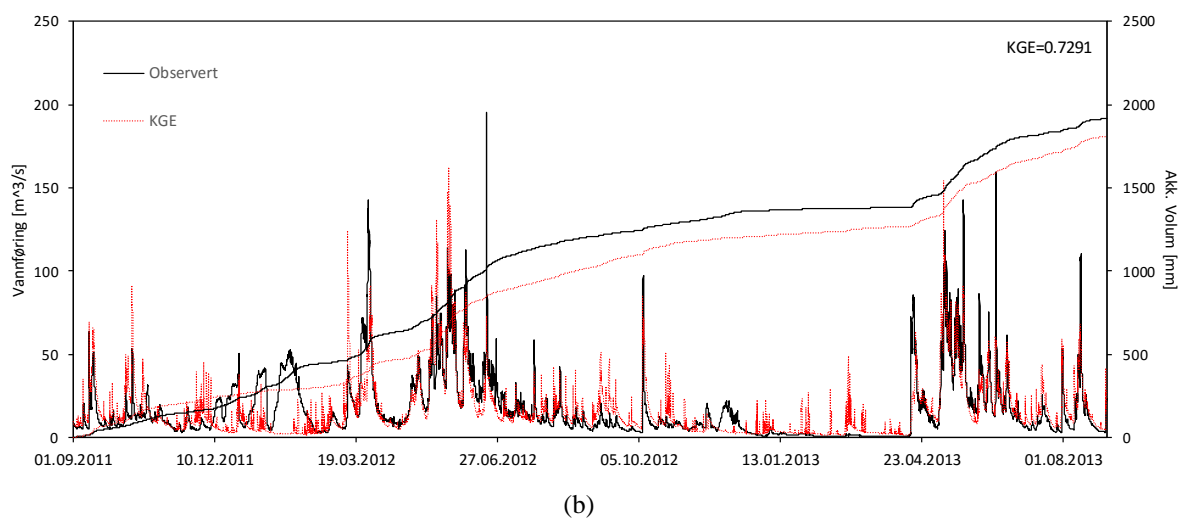
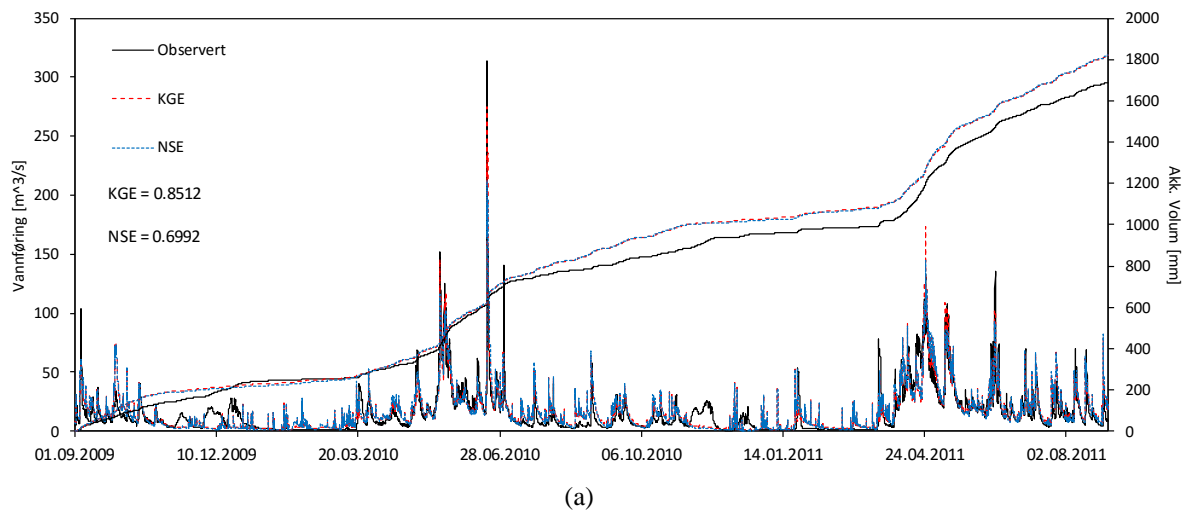
<i>Målfunksjon</i>	<i>NSE</i>	<i>KGE</i>
<i>Optimeringsalgoritme</i>	<i>BOBYQA</i>	<i>BOBYQA</i>
<i>Gaulfoss</i>		
<i>NSE / KGE</i>		
09.2009-08.2011 (09.2011-08.2013)	0.6768 (0.6600)	0.7782 (0.8047)
$\sum V_{diff}$ [mm]		
09.2009-08.2011	189.4 (+11.2 %)	196.1 (+11.5 %)
(09.2011-08.2013)	(10.0 (+0.5 %))	(12.7 (+0.7 %))
<i>Eggafoss</i>		
<i>NSE / KGE</i>		
09.2009-08.2011 (09.2011-08.2013)	0.4936 (0.6086)	0.7293 (0.7869)
$\sum V_{diff}$ [mm]		
09.2009-08.2011	201.6 (+10.9 %)	208.0 (+11.3 %)
(09.2011-08.2013)	(113.7 (+5.8 %))	(118.4 (+6.0 %))
<i>Hugdalen Bru</i>		
<i>NSE / KGE</i>		
09.2009-08.2011 (09.2011-08.2013)	0.4941 (0.4115)	0.6300 (0.6673)
$\sum V_{diff}$ [mm]		
09.2009-08.2011	125.6 (+7.4 %)	132.6 (+7.9 %)
(09.2011-08.2013)	(-105.2 (-5.5 %))	(-103.4 (-5.4 %))
<i>Lillebudalen Bru</i>		
<i>NSE / KGE</i>		
09.2009-08.2011 (09.2011-08.2013)	0.0537 (0.0710)	0.2207 (0.4027)
$\sum V_{diff}$ [mm]		
09.2009-08.2011	-594.1 (-20.1 %)	-587.5 (-19.8 %)
(09.2011-08.2013)	(255.2 (+11.8 %))	(254.9 (+11.8 %))

Tabell A.3: Resultater fra kalibrering for Lillebudal bru ved bruk av ulike målfunksjoner. NSE, KGE og forskjellen i akkumulert vannvolum er vist for både kalibreringsperioden 01.09.2009-31.08.2011 og valideringsperioden 01.09.2011-31.08.2013. Lillebudal bru ble også kalibrert for perioden 01.09.2011-31.08.2013.

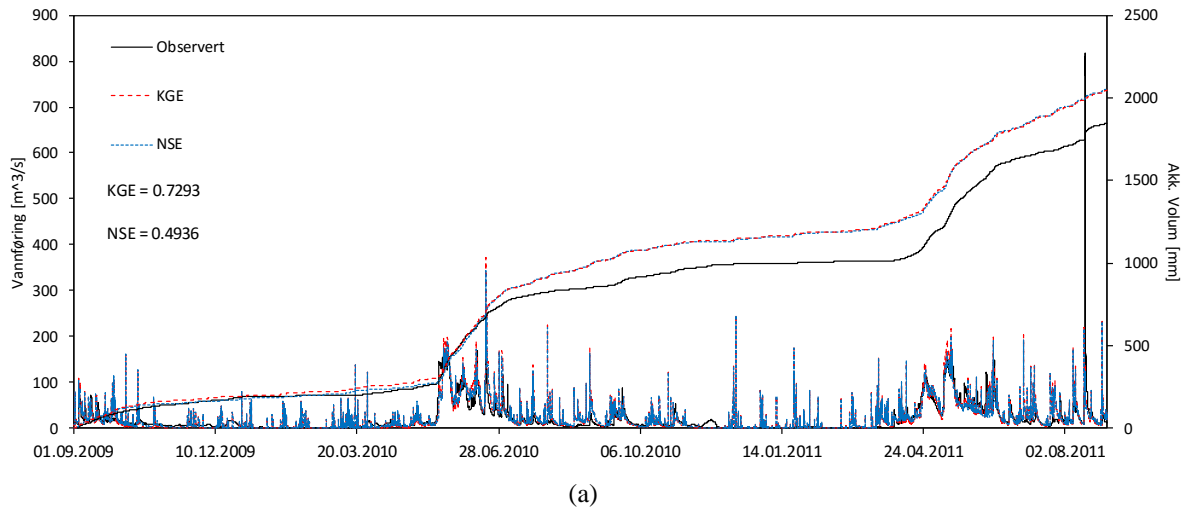
<i>Målfunksjon</i> <i>Optimeringsalgoritme</i>	<i>Kalibrert for perioden</i> <i>01.09.2009-31.08.2011</i>		<i>Kalibrert for perioden</i> <i>01.09.2011-31.08.2013</i>	
	<i>NSE</i>	<i>KGE</i>	<i>NSE</i>	<i>KGE</i>
	<i>BOBYQA</i>	<i>BOBYQA</i>	<i>BOBYQA</i>	<i>BOBYQA</i>
<i>Gaulfoss</i>				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	0.3632	0.3911	0.5983	0.6345
(09.2011-08.2013)	(0.2581)	(0.3207)	(0.5811)	(0.6134)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	198.4 (+11.7 %)	238.1 (+14.0 %)	3.0 (+0.2 %)	178.8 (+10.5 %)
(09.2011-08.2013)	9.6 (+0.5 %)	42.4 (+2.2 %)	7.2 (+0.4 %)	4.2 (+0.2 %)
<i>Eggafoss</i>				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	-0.0100	0.4408	0.3642	0.4526
(09.2011-08.2013)	(-0.0223)	(0.3791)	(0.3895)	(0.3910)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	203.5 (+11.0 %)	247.6 (+13.4 %)	23.6 (+1.3 %)	190.0 (+10.3 %)
(09.2011-08.2013)	105.7 (+5.4 %)	139.7 (+7.1 %)	104.8 (+5.3 %)	103.9 (+5.3 %)
<i>Hugdalen Bru</i>				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	0.5745	0.2202	0.5641	0.6205
(09.2011-08.2013)	(0.4236)	(0.2594)	(0.5041)	(0.5753)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	134.0 (+7.9 %)	182.0 (+10.8 %)	-123.2 (-7.3 %)	111.2 (+6.6 %)
(09.2011-08.2013)	-99.5 (-5.2 %)	-70.3 (-3.7 %)	-103.0 (-5.4 %)	-104.5 (-5.5 %)
<i>Lillebudal Bru</i>				
<i>NSE / KGE</i>				
09.2009-08.2011	0.1753	0.3423	0.1010	0.1267
(09.2011-08.2013)	(-0.1101)	(-0.0257)	(0.2451)	(0.6543)
$\sum V_{diff}$ [mm]				
09.2009-08.2011	-576.6 (-19.5 %)	-533.3 (-18.0 %)	-778.6 (-26.3 %)	-598.7 (-20.2 %)
(09.2011-08.2013)	261.3 (+12.1 %)	296 (+13.7 %)	260.4 (+12 %)	255.9 (+11.8 %)



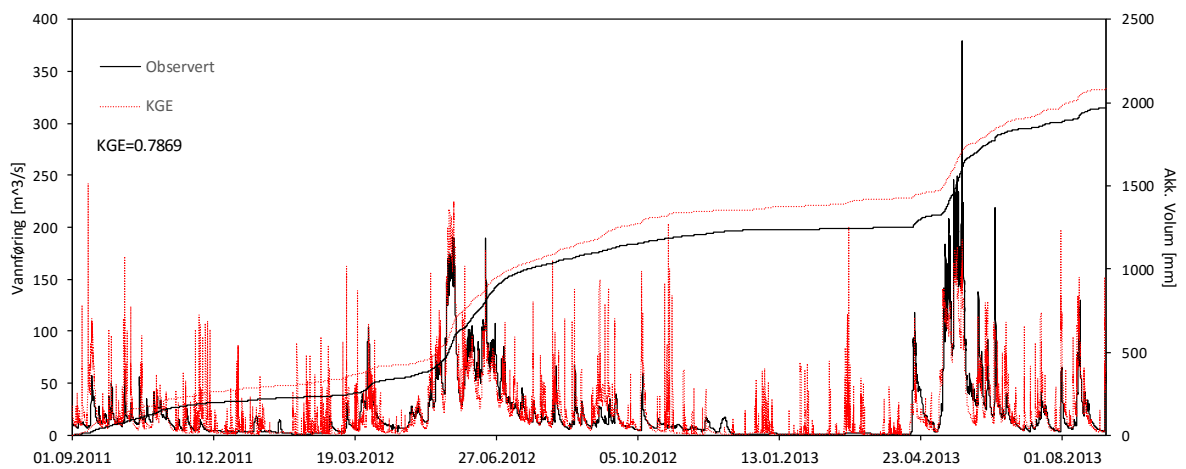
Figur A.1: Observert og simulert vannføring for Gaulfoss gjennom (a) kalibreringsperioden og (b) valideringsperioden for modellen kalibrert med KGE og SCE-UA. Modellen kalibrert med NSE og BOBYQA er vist på (a) for en sammenlikning.



Figur A.2: Observert og simulert vannføring for Hugdal bru gjennom (a) kalibreringsperioden og (b) valideringsperioden for modellen kalibrert med KGE og SCE-UA. Modellen kalibrert for NSE og BOBYQA er vist på (a) for en sammenlikning.

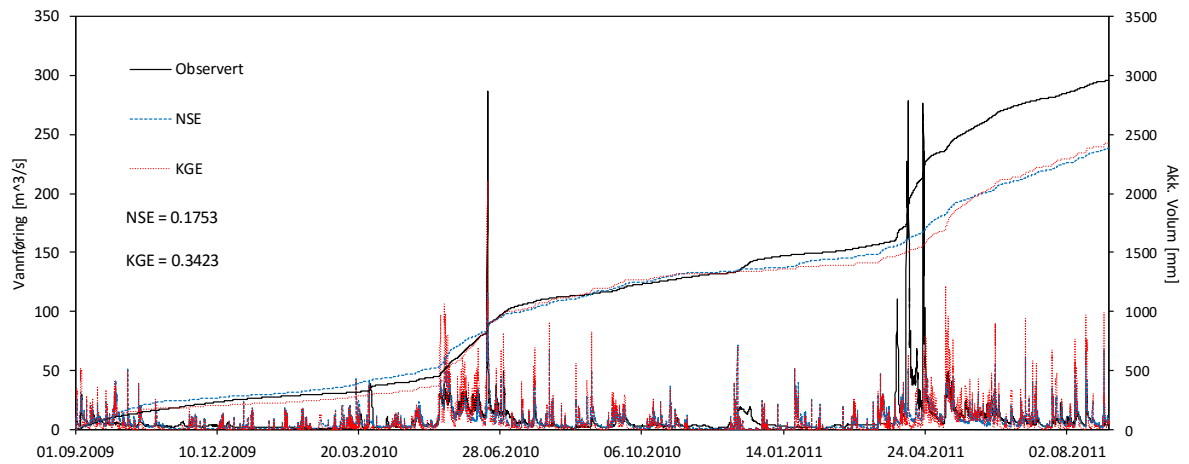


(a)

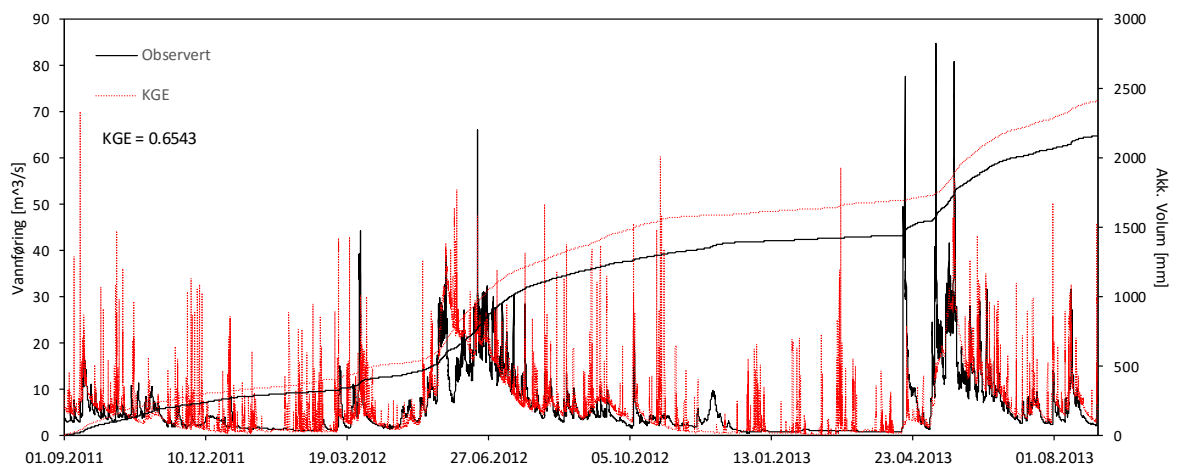


(b)

Figur A.3: Observert og simulert vannføring for Eggafoss gjennom (a) kalibreringsperioden og (b) valideringsperioden for modellen kalibrert med KGE og BOBYQA. Modellen kalibrert med NSE og BOBYQA er vist gjennom kalibreringsperioden for en sammenlikning.



(a)



(b)

Figur A.4: Observert og simulert vannføring for Lillebudal bru for modellen kalibrert med (a) NSE og BOBYQA og KGE og BOBYQA over perioden 01.09.2009-31.08.2011 og (b) KGE og BOBYQA over perioden 01.09.2011-01.08.2013.

Tabell A.4: Optimale parametere ved kalibreringen for Gaulfoss.

<i>Målfunksjon</i>	<i>NSE</i>		<i>KGE</i>	
	<i>BOBYQA</i>	<i>SCEUA</i>	<i>BOBYQA</i>	<i>SCEUA</i>
C1	-3.7785	-3.7609	-3.6360	-3.5735
C2	0.2560	0.2574	0.2075	0.2578
C3	-0.05	-0.05	-0.1031	-0.0976
TX	1.0736	1.0776	1.2757	1.1406
WS	4.3226	4.3357	4.4372	4.3541
FA	9.3008	12.3844	9.8653	9.8338
SA	29.7697	39.6855	29.6907	32.4827

Tabell A.5: Optimale parametere ved kalibreringen for Hugdal bru.

<i>Målfunksjon</i>	<i>NSE</i>		<i>KGE</i>
	<i>BOBYQA</i>	<i>BOBYQA</i>	<i>SCEUA</i>
C1	-3.5688	-3.1038	-3.0430
C2	0.2898	0.5343	0.6241
C3	-0.0500	-0.0613	-0.0503
TX	-0.5178	-0.7699	-0.6169
WS	4.1961	3.9064	4.1187
FA	11.5019	14.6724	14.7429
SA	28.3018	30.9740	29.5599

Tabell A.6: Optimale parametere ved kalibreringen for Eggafoss.

<i>Målfunksjon</i>	<i>NSE</i>		<i>KGE</i>
	<i>BOBYQA</i>	<i>BOBYQA</i>	<i>BOBYQA</i>
C1	-4.0510		-3.8505
C2	0.0313		-0.1849
C3	-0.0779		-0.1409
TX	1.0204		1.8051
WS	3.3054		3.3411
FA	5.1550		5.0000
SA	30.9293		24.9675

Tabell A.7: Optimale parametere ved kalibreringen for Lillebudal bru

Målfunksjon Optimeringsalgoritme	NSE		KGE	
	BOBYQA	BOBYQA*	BOBYQA	BOBYQA*
*Kalibrert for perioden 01.09.2011-31.08.2013				
C1	-3.3349	-4.2605	-2.0377	-5.7349
C2	0.3141	0.3017	0.0689	-0.2620
C3	-0.0736	-0.0983	-0.0801	-0.0951
TX	-1.3307	-0.3257	0.2267	1.2944
WS	5.1317	4.4107	4.4128	5.0573
FA	10.1551	10.3875	9.0352	12.7343
SA	30.8123	30.2696	30.4215	28.7480

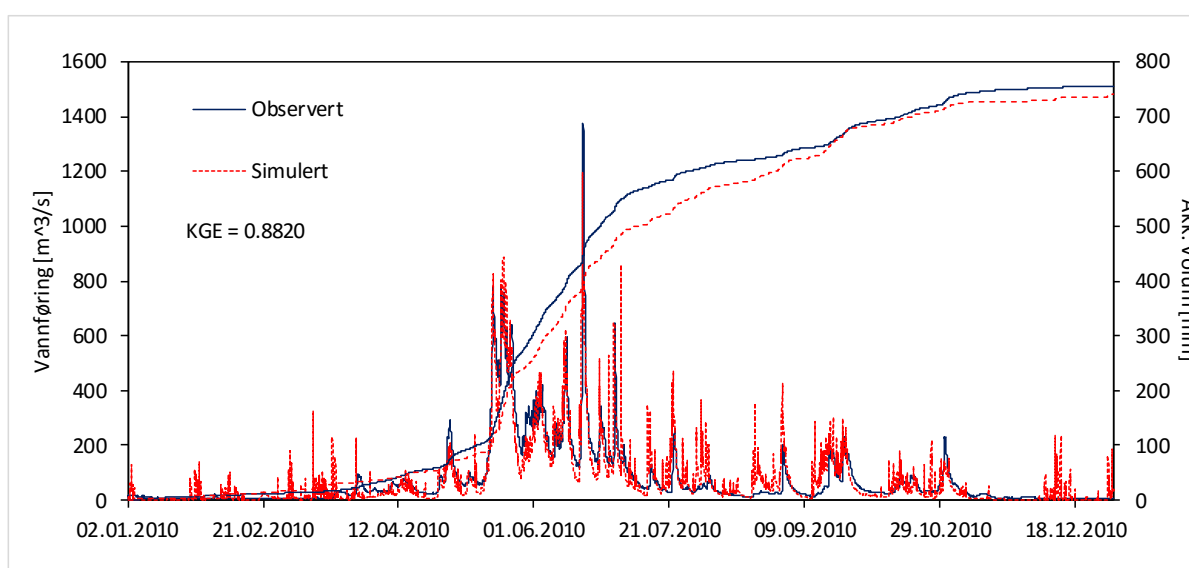
Tabell A.8: Maksimal simulert flomvannføring ved de to flomepisodene for alle kalibreringsforsøkene for Gaulfoss, i forhold til den observerte.

Målfunksjon Optimeringsalgoritme	Observerte	NSE		KGE	
		BOBYQA	SCE-UA	BOBYQA	SCE-UA
Flom juni 2010					
Gaulfoss [m ³ /s]	1376	1309 (-67)	1282 (-94)	1382 (+6)	1402 (+26)
Eggafoss [m ³ /s]	177	347 (+170)	340 (+163)	361 (+186)	366 (+189)
Hugdalen bru [m ³ /s]	314	192 (-122)	190 (-124)	209 (-105)	214 (-100)
Lillebudal bru [m ³ /s]	287	113 (-174)	110 (-177)	117 (-170)	119 (-168)
Flom august 2011					
Gaulfoss [m ³ /s]	1207	743 (-464)	710 (-497)	742 (-465)	741 (-466)
Eggafoss [m ³ /s]	816	216 (-600)	204 (-612)	216 (-600)	216 (-600)
Hugdalen bru [m ³ /s]	69	63 (-6)	62 (-7)	62 (-7)	62 (-7)
Lillebudal bru [m ³ /s]	30	67 (+37)	64 (+34)	67 (+37)	67 (+37)

A.2 Kalibrering med griddede nedbørestimater fra MET

Tabell A.9: KGE og forskjell i akkumulert vannvolum ved kalibrering for Gaulfoss med KGE for perioden 01.01.-31.01.2010. Verdien av KGE for valideringsperioden 01.01.-31.12.2011 er angitt for hvert delfelt i parentes.

	<i>KGE</i>	<i>Akk. volum diff. [mm]</i>
Gaulfoss	0.8820 (0.7884)	-15.7 (-2.1 %)
Eggafoss	0.8465 (0.6449)	-30.6 (-3.8 %)
Hugdals bru	0.7725 (0.6905)	+39.9 (+5.5 %)
Lillebudal bru	0.5790 (-0.0286)	-286.8 (-24.2 %)



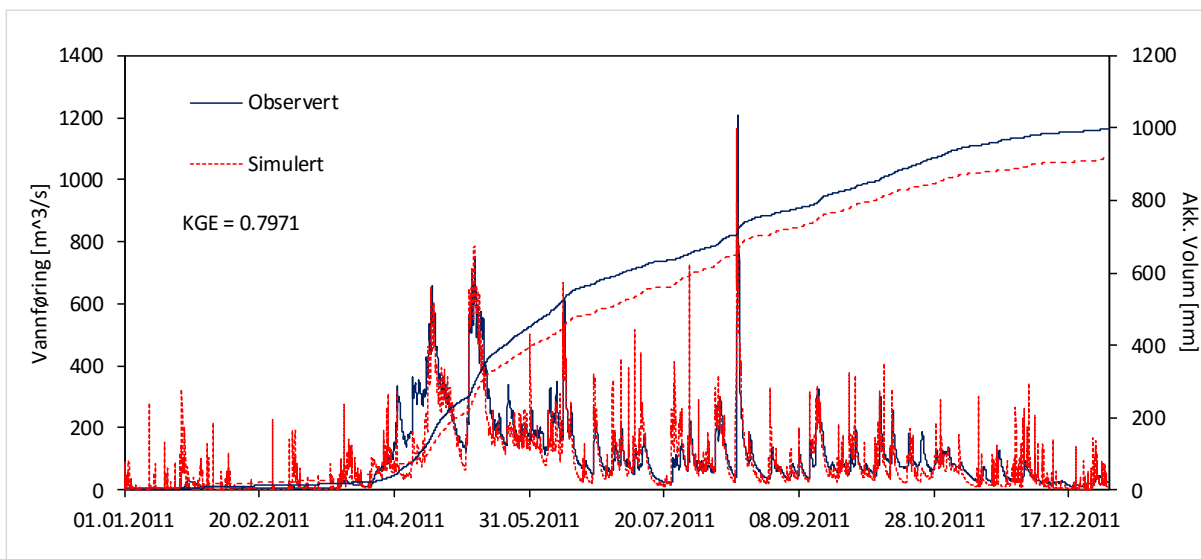
Figur A.5: Observert og simulert vannføring for Gaulfoss i kalibreringsperioden 01.01.-31.12.2010 ved kalibrering med KGE.

Tabell A.10: Optimale parametersett ved kalibrering over perioden 01.01.-31.12.2010

	<i>Gaulfoss</i>	<i>Hugdals Bru</i>	<i>Lillebudal Bru</i>
C1	-3.2183	-2.7024	-2.1463
C2	0.1164	0.4481	0.4464
C3	-0.0686	-0.1035	-0.05
TX	1.9999	0.6005	-1.4308
WS	3.7961	4.0988	2.9131
FA	11.4727	11.1989	14.9939
SA	34.0368	34.4427	25.9396

Tabell A.11: KGE og forskjell i akkumulert vannvolum ved kalibrering for Gaulfoss med KGE for perioden 01.01.-31.01.2011. Verdien av KGE for valideringsperioden 01.01.-31.12.2010 er angitt for hvert delfelt i parentes.

	KGE	Akk. volum diff. [mm]
Gaulfoss	0.7971 (0.8671)	-81.9 (-8.2 %)
Eggafoss	0.6413 (0.8430)	-15.8 (-7.0 %)
Hugdals bru	0.7141 (0.7907)	-34.5 (-4.2 %)
Lillebudals bru	-0.0548 (0.5607)	-210.7 (-38.3 %)



Figur A.6: Observert og simulert vannføring for Gaulfoss i kalibreringsperioden 01.01.-31.12.2011 ved kalibrering med KGE.

Tabell A.12: Optimale parametersett ved kalibrering for 01.01.-31.12.2011

	Gaulfoss	Eggafoss
C1	-3.5650	-2.6501
C2	0.0596	0.3215
C3	-0.0535	-0.05
TX	2.0	2.0
WS	3.4868	2.5288
FA	10.7365	14.3322
SA	33.9405	31.5812

Vedlegg B: Flomsimuleringer

B.1 Stasjonsmålinger som inngangsdata

Tabell B.1: Simulert maksimal vannføring og akkumulert volum for flomsimuleringer med ulike modellkalibreringer for flommen i juni 2010.

	<i>Kulminasjonsvannføring [m³/s]</i>	<i>Volum [mm] (17.06-23.06.2010)</i>
Gaulfoss		
Observert	1 376	64
KGE (SCEUA)	1 402 (+1.9 %)	78 (+21.5 %)
KGE (BOBYQA)	1 382 (+0.5 %)	77 (+21.1 %)
NSE (BOBYQA)	1 309 (-4.8 %)	76 (+19.0 %)
KGE (jun.-aug. 2010)	1 425 (+3.5 %)	77 (+20.5 %)
NSE (jun. 2010)	1 421 (+3.3%)	75 (+17.4 %)
Eggafoss		
Observert	177	55
KGE (Gaulfoss)	366 (+107.1 %)	84 (+54.1 %)
KGE (BOBYQA)	373 (+110.9 %)	91 (+67.4 %)
NSE (BOBYQA)	344 (+94.3 %)	87 (+58.9 %)
Hugdalen Bru		
Observert	314	61
KGE (Gaulfoss)	214 (-32.0 %)	76 (+24.2 %)
KGE (SCEUA)	275 (-12.5 %)	76 (+24.8 %)
NSE (BOBYQA)	213 (-32.3 %)	74 (+22.1 %)
KGE (jun.-aug. 2010)	254 (-19.2 %)	79 (+29.0 %)
KGE (jun. 2010)	305 (-3.0 %)	70 (+14.1 %)
Lillebudalen Bru		
Observert	287	109
KGE (Gaulfoss)	119 (-58.5 %)	111 (+2.0 %)
KGE (BOBYQA)	210 (-26.7 %)	111 (+2.1 %)
NSE (BOBYQA)	115 (-59.8 %)	93 (-14.6 %)
KGE (jun.-aug. 2010)	205 (-28.6 %)	117 (+7.8 %)
KGE (jun. 2010)	225 (-21.5 %)	108 (-0.7 %)

Tabell B.2: Simulert maksimal vannføring og akkumulert volum for flomsimuleringer med ulike modellkalibreringer for flommen i august 2011.

	Kulminasjonsvannføring [m^3/s]	Volum [mm] (14.08-20.08.2011)
Gaulfoss		
Observert	1 207	40
KGE (SCEUA)	741 (-38.6 %)	28 (-31.0 %)
KGE (BOBYQA)	742 (-38.6 %)	28 (-30.9 %)
NSE (BOBYQA)	743 (-38.4 %)	28 (-31.3 %)
Eggafoss		
Observert	816	75
KGE (Gaulfoss)	216 (-73.5 %)	29 (-60.7 %)
KGE (BOBYQA)	219 (-73.1 %)	30 (-59.7 %)
NSE (BOBYQA)	217 (-73.4 %)	29 (-60.7 %)
KGE (jun.-aug. 2011)	294 (-64.0 %)	33 (-56.4 %)
KGE (aug. 2011)	369 (-54.8 %)	33 (-55.9 %)
Hugdalen Bru		
Observert	69	18
KGE (Gaulfoss)	62 (-9.9 %)	23 (+25.0 %)
KGE (SCEUA)	62 (-10.4 %)	23 (+24.9 %)
NSE (BOBYQA)	63 (-8.1 %)	23 (+26.9 %)
Lillebudalen Bru		
Observert	30	31
KGE (Gaulfoss)	67 (+127.2 %)	35 (14.4 %)
KGE (BOBYQA)	97 (227.8 %)	39 (+26.9 %)
NSE (BOBYQA)	68 (+128.4 %)	36 (+16.3 %)

B.2 Nedbørgrid fra MET som inngangsdata

Tabell B.3: Simulert maksimal vannføring og akkumulert volum for flomsimuleringer med MET-data ved flommen i juni 2010.

	<i>Kulminasjonsvannføring [m³/s]</i>	<i>Volum [mm] (17.06-23.06.2010)</i>
Gaulfoss		
Observert	1 376	64
Nedbørstasjon	1 402 (+1.9 %)	78 (21.5 %)
Met (ukalibrert)	946 (-31.2 %)	52 (-17.9 %)
Met (kalibrert 2010)	1 193 (-13.3 %)	58 (-9.6 %)
Met (kalibrert juni 2010)	1 506 (+9.5 %)	60 (-5.8 %)
Met (kalibrert jun-aug 2010)	1318 (-4.2 %)	61 (-4.3 %)
Eggafoss		
Observert	177	55
Nedbørstasjon	373 (+110.9 %)	91 (+67.4%)
Met (ukalibrert)	225 (+27.5 %)	49 (-9.8 %)
Met (kalibrert 2010)	271 (+53.3 %)	55 (+0.1 %)
Hugdalen Bru		
Observert	314	61
Nedbørstasjon	275 (-12.5 %)	76 (+24.8 %)
Met (ukalibrert)	131 (-58.4 %)	53 (-12.9 %)
Met (kalibrert 2010)	230 (-26.7 %)	58 (-4.7 %)
Met (kalibrert juni 2010)	287 (-8.6 %)	60 (-0.9 %)
Met (kalibrert juni-aug 2010)	299 (-5.0 %)	61 (-0.1 %)
Lillebudalen Bru		
Observert	287	109
Nedbørstasjon	210 (-26.7 %)	111 (+2.1 %)
Met (ukalibrert)	70 (-75.6 %)	64 (-41.1 %)
Met (kalibrert 2010)	115 (60.1 %)	71 (-34.5 %)
Met (kalibrert juni 2010)	140 (-51.2 %)	76 (-30.6 %)
Met (kalibrert jun-aug 2010)	131 (-54.2 %)	80 (-26.2 %)

Tabell B.4: Simulert kulminasjonsvannføring og akkumulert volum for flomsimuleringer med MET-data ved flommen i august 2011.

	Kulminasjonsvannføring [m³/s]	Volum [mm] (14.08- 20.08.2011)
Gaulfoss		
Observert	1 207	40
Nedbørstasjon	741 (-38.6 %)	28 (-31.0 %)
Met (ukalibrert)	1 111 (-8.0 %)	43 (+7.0 %)
Met (kalibrert 2011)	1 163 (-3.6 %)	46 (+12.6 %)
Eggafoss		
Observert	816	75
Nedbørstasjon	219 (-73.1 %)	30 (-59.7 %)
Met (ukalibrert)	394 (-51.7 %)	58 (-21.9 %)
Met (kalibrert 2011)	481 (-41.1 %)	64 (-13.8 %)
Met (kalibrert august 2011)	586 (-28.1 %)	66 (-12.3 %)
Met (kalibrert juni-aug 2011)	531 (-34.9 %)	65 (-13.6 %)
Hugdalen Bru		
Observert	69	18
Nedbørstasjon	62 (-10.4 %)	23 (+24.9 %)
Met (ukalibrert)	114 (+65.3 %)	42 (+128.7 %)
Met (kalibrert 2011)	138 (+100.0 %)	44 (141.3 %)
Lillebudalen Bru		
Observert	30	31
Nedbørstasjon	68 (+128.4 %)	36 (+16.3 %)
Met (ukalibrert)	120 (+304.4 %)	68 (+122.5 %)
Met (kalibrert 2011)	126 (+325.1 %)	72 (+134.1 %)

B.3 Radar som inngangsdata

Tabell B.5: Simulert maksimal vannføring og akkumulert vannvolum ved bruk av ulike radarestimater ved flommen i juni 2010. Alle simuleringene er beregnet med modellen kalibrert for Gaulfoss med nedbørstasjoner, KGE og SCE-UA, med unntak av Hugdal bru, beregnet med modell kalibrert for Hugdal bru med nedbørstasjoner, KGE og SCE-UA.

	<i>Kulminasjonsvannføring [m³/s]</i>	<i>Volum [mm] (17.06-23.06.2010)</i>
<i>Gaulfoss</i>		
Observert	1 376	64
Radar M-P	580 (-57.9 %)	44 (-30.9 %)
MFB=1.4	660 (-52.0 %)	48 (-25.2 %)
A=156 b=1.23	789 (-42.7 %)	51 (-19.4 %)
A=100 b=1.4	947 (-31.2 %)	61 (-4.8 %)
A=70 b=1.5	1 111 (-19.2 %)	70 (+10 %)
A=50 b=1.9	1 009 (-26.7 %)	70 (+9.1%)
<i>Eggafoss</i>		
Observert	177	55
Radar M-P	103 (-41.9 %)	36 (-34.3 %)
MFB=1.4	112 (-36.9 %)	38 (-31.2 %)
A=156 b=1.23	112 (-36.5 %)	36 (-34.5 %)
A=100 b=1.4	143 (-19.1 %)	43 (-21.1 %)
A=70 b=1.5	172 (-2.6 %)	50 (-8.4 %)
A=50 b=1.9	177 (+0.3 %)	55 (+0.5 %)
<i>Hugdalen Bru – kalibrert med nedbørstasjoner</i>		
Observert	314	61
Radar M-P	118 (-62.4 %)	45 (-26.4 %)
MFB=1.4	206 (-34.5 %)	64 (+5.4 %)
A=156 b=1.23	218 (-30.5 %)	61 (-0.7 %)
A=100 b=1.4	267 (-15.1 %)	72 (+17.9 %)
A=70 b=1.5	326 (+3.9 %)	84 (37.7 %)
A=50 b=1.9	250 (-20.4 %)	78 (27.7 %)
<i>Lillebudalen Bru</i>		
Observert	287	109
Radar M-P	46 (-84.0 %)	60 (-44.9 %)
MFB=1.4	52 (-81.7 %)	64 (-41.0 %)
A=156 b=1.23	60 (-79.0 %)	64 (-41.1 %)
A=100 b=1.4	70 (-75.5 %)	75 (-31.1 %)
A=70 b=1.5	81 (-71.9 %)	85 (-21.5 %)
A=50 b=1.9	75 (-74.0 %)	89 (-18.0 %)

Tabell B.6: Simulert maksimal vannføring og akkumulert volum ved ulike radarestimater av nedbøren for flommen i 2011. Alle simuleringene er beregnet med modell kalibrert for Gaulfoss med nedbørstasjoner som inngangsdata, KGE og SCE-UA, med unntak av Eggafoss, beregnet med modell kalibrert med nedbørstasjoner eller MET-data, KGE og SCE-UA.

	Kulminasjonsvannføring [m³/s]	Volum [mm] (14.08-20.08.2011)
Gaulfoss		
Observert	1 207	40
Radar M-P	620 (-48.7 %)	25 (-37.3 %)
MFB=1.4	1 280 (+6.1 %)	48 (+19.4 %)
A=156 b=1.23	1 241 (+2.8 %)	40 (-1.6 %)
A=100 b=1.4	1 302 (+7.9 %)	45 (+11.0 %)
Eggafoss (med modell for Gaulfoss)		
Observert	816	75
Radar M-P	237 (-71.0 %)	31 (-58.0 %)
MFB=1.4	490 (-39.9 %)	63 (-15.3 %)
A=156 b=1.23	488 (-40.2 %)	52 (-30.2 %)
A=100 b=1.4	506 (-38.0 %)	59 (-20.9 %)
Eggafoss - kalibrert med nedbørstasjoner		
Radar M-P	248 (-69.6 %)	33 (-56.1 %)
MFB=1.4	504 (-38.2 %)	65 (-12.6 %)
A=156 b=1.23	503 (-38.4 %)	54 (-27.9 %)
A=100 b=1.4	520 (-36.3 %)	61 (-18.4 %)
Eggafoss – kalibrert med MET		
Radar M-P	293 (-64.1 %)	35 (-53.5 %)
MFB=1.4	655 (-19.8 %)	71 (-5.5 %)
A=156 b=1.23	625 (-23.4 %)	58 (-22.5 %)
A=100 b=1.4	663 (-18.8 %)	66 (-12.0 %)
Hugdalen Bru		
Observert	69	18
Radar M-P	97 (+40.5 %)	20 (+10.8 %)
MFB=1.4	145 (+110.0 %)	28 (+54.4 %)
A=156 b=1.23	210 (+203.9 %)	31 (+65.9 %)
A=100 b=1.4	204 (+195.6 %)	34 (+85.2 %)
Lillebudalen Bru		
Observert	30	31
Radar M-P	76 (+158.2 %)	28 (-10.2 %)
MFB=1.4	117 (+294.4 %)	40 (+31.4 %)
A=156 b=1.23	168 (+466.0 %)	45 (+45.4 %)
A=100 b=1.4	164 (+453.1 %)	49 (+59.8 %)