



UPPSALA
UNIVERSITET

W 14037

Examensarbete 30 hp
November 2014

Osäkerhet vid översvämnings- kartering av vattendrag

En kunskapsöversikt och tillämpning på
MIKE 11

Elin Björkman

REFERAT

Osäkerhet vid översvämningskartering av vattendrag, En kunskapsöversikt och tillämpning på MIKE 11

Elin Björkman

På grund av osäkerheter i indata, parametrar och modellstruktur kan det finnas stora osäkerheter i översvämningskarteringar. Trots detta sker oftast ingen osäkerhetsanalys vid översvämningskarteringar i praktiken vilket gör att beslutsfattare och andra användare kan uppfatta resultaten som mer korrekta än vad de egentligen är. En orsak till att osäkerhetsanalys ännu inte blivit en vedertagen del i översvämningskarteringar kan vara att modellerare på konsultbyråer och myndigheter inte har tillräcklig kunskap om ämnet. Att tillgången på data kan vara begränsad underlättar inte heller vid osäkerhetsanalyser. Dessutom saknas exempel på hur osäkerheter kan analyseras i MIKE 11, vilket är en av de vanligaste modellerna som används vid översvämningskarteringar på konsultbyråer.

Syftet med examensarbetet var tvåfaldigt. Det första var att ge en generell kunskapsöverblick över aktuell forskning om osäkerheter och osäkerhetsanalys vid översvämningskarteringar för att öka kunskapen hos konsulter och beslutsfattare. Det andra syftet var att med ett exempel visa hur osäkerheter kan uppskattas i en översvämningskartering skapad i MIKE 11 då det finns begränsad tillgång på data.

En litteraturstudie visade att det ofta finns stora osäkerheter i flödesberäkningar och den geometriska beskrivningen och att det finns väldigt många sätt att analysera dessa på. Några av metoderna som används är Monte Carlo simuleringar, Oskarpa mängder, Scenarioanalys, Bayesianisk kalibrering och Generalized Likelihood Uncertainty Estimation, GLUE.

En fallstudie gjordes där en hydraulisk modell av Kungsbackaån skapades med MIKE 11. Den metod som var praktiskt genomförbar att använda för att uppskatta osäkerheterna i detta arbete var scenarioanalys. Totalt utfördes 36 olika modellsimuleringar där kalibreringsflöde, Mannings tal och scenarioflöde varierades. Scenarioanalys ger inte någon exakt beräkning av osäkerheterna utan endast en subjektiv uppskattning. Resultatet av scenarioanalysen visade att då havsnivån i Kungsbackafjorden var 0,92 m skiljde de simulerade vattennivåerna som mest med 1,3 m för 100-årsflödet och med 0,41 m för beräknat högsta flöde, BHF. Även osäkerheterna i utbredningen för de två flödena undersöktes och visade sig vara som störst i flacka områden trots att osäkerheten i vattennivåerna var mindre där.

Nyckelord: Översvämningskartering, osäkerhetsanalys, scenarioanalys, MIKE 11

*Institutionen för geovetenskaper, Luft-, vatten- och landskapslära. Uppsala universitet
Villavägen 16, SE-752 36, UPPSALA, ISSN 1401-5765*

ABSTRACT

Uncertainty in flood inundation modeling of watercourses, A research overview and application to MIKE 11

Elin Björkman

Due to uncertainty in data, parameters and model structure, there may be large uncertainties in flood inundation models. Despite of this, uncertainty analysis is still rarely used by practitioners when creating flood maps. A reason why uncertainty analysis has not yet become customary in flood inundation modeling may be due to a lack of knowledge. Low availability of data can sometimes also make it more difficult to do an uncertainty analysis. Moreover, no examples exist of how uncertainties can be analyzed in MIKE 11, which is one of the most common models used in flood mapping at consultant agencies.

The aim of this study was twofold. Firstly, to provide a general overview of current research on uncertainty and uncertainty analysis for flood inundation modeling. This in order to increase knowledge among consultants and decision makers. Secondly, to give an example of how uncertainties can be estimated in a flood inundation model created in MIKE 11 when there is limited access to data.

The research overview showed that there is often considerable uncertainty in the discharge calculations and geometrical description in hydraulic models, and that there are many different ways to analyze the uncertainties. Some methods that are often used are Monte Carlo simulations, fuzzy sets, scenario analysis, Bayesian calibration and Generalized Likelihood Uncertainty Estimation, GLUE.

A case study was performed in which a hydraulic model was built for the River Kungsbackaån in MIKE 11. A scenario analysis was carried out to show the uncertainties in the hydraulic model. Overall, 36 different model runs were made in which the calibration discharge, Manning's number and design flow were varied. Scenario analysis cannot provide a precise estimate of the uncertainty, it can only give a subjective estimate. The results of the scenario analysis showed that when the sea level in Kungsbackafjorden was 0,92 m the simulated water levels differed at most by 1,3 m for the 100-year discharge and by 0,41 m for the calculated maximum flow. Also, the flood extent of the two discharges were investigated. The greatest uncertainty in the extent was found in the flat areas even though the uncertainty in water levels was smaller there.

Keywords: Flood inundation modeling, uncertainty analysis, scenario analysis, MIKE 11

*Department of Earth Sciences, Program for Air, Water and Landscape Science, Uppsala University. Villavägen 16, SE-752 36 UPPSALA
ISSN 1401-5765*

FÖRORD

Detta examensarbete är det avslutade momentet i civilingenjörsprogrammet i miljö- och vattenteknik vid Uppsala universitet. Arbetet har utförts på DHI, Göteborg, och omfattar 30 hp. Handledare för examensarbetet var Ola Nordblom på DHI och ämnesgranskare var Sven Halldin, professor i hydrologi vid Uppsala universitet.

Till att börja med vill jag ge ett stort tack till min handledare Ola Nordblom för all hjälp och stöd genom arbetets gång. Jag skulle även vilja tacka alla på DHI, Göteborg, för ett välkomnande bemötande och för en lärorik tid.

Tack till Markus Petzén på DHI, Keith Beven, professor i hydrologi vid Lancaster University, och Sven Halldin som tagit sig tid att svara på mina frågor.

Jag vill även tacka Johan Södling på SMHI, för framtagandet av ett konfidensintervall för flödet. Tack till Barbro Näslund Landenmark och Erik Bern, MSB, för era synpunkter och tillhandahållande av en tidigare modell för Kungsbackaån. Att jag fick tillgång till kalibreringsdata och bottenprofilmätningar vill jag tacka Mikael Lindgren på Kungsbacka kommun för.

Dessutom vill jag tacka David Leedal för tillåtelse att använda figur 1.

Till sist vill jag tacka vänner och familj som varit ett stort stöd och hjälp under arbetets gång.

Uppsala, oktober 2014

Elin Björkman

POPULÄRVETENSKAPLIG SAMMANFATTNING

Osäkerhet vid översvämningskartering av vattendrag, En kunskapsöversikt och tillämpning på MIKE 11

Elin Björkman

Översvämning innebär att markområden som normalt sett är torra hamnar under vatten. Detta kan ske på flera olika sätt. Den vanligaste orsaken i Sverige är när kraftiga regn eller snösmältning leder till att sjöar och vattendrag får en stor tillförsel av vatten vilket kan ge höga flöden. Översvämningar är en av de vanligaste naturkatastroferna i världen som orsakar ett stort antal dödsoffer och materiella skador varje år. I Sverige leder översvämningar oftast inte till några dödsfall däremot kan de leda till stora materiella och ekonomiska skador.

För att kunna se vilka områden som hotas av översvämning kan en översvämningskartering göras. Med hjälp av en sådan kan vattnets utbredning vid olika flödesscenarion kartläggas och på så sätt ge en bild av vilka områden som är mest troliga att översvämmas vid olika vattennivåer. Karteringarna ska bland annat kunna användas av kommuner vid fysisk planering och som stöd för räddningstjänsten vid planering av insatser.

En översvämningskartering innebär att en vattenytas höjd och utbredning beräknas för några olika flöden, så kallade scenarionflöden. Översvämningskartering sker i regel i flera steg som kan delas in i flödesberäkning, hydraulisk modellering och GIS-bearbetning. För att beräkna scenarionflödena kan statistiska metoder eller en hydrologisk modell användas. Därefter används en hydraulisk modell för att beräkna hur höga vattennivåer olika scenarionflöden leder till. Till sist överförs resultaten från den hydrauliska modellen till en digital höjdmodell för att se hur stor utbredningen blir vid de olika flödesscenariona. Detta görs med hjälp av geografiska informationssystem, GIS.

Översvämningskarteringar visas oftast som deterministiska kartor för vattnets utbredning. I själva verket kan det finnas stora osäkerheter i den redovisade utbredningen på grund av osäkerheter i indata, parametrar och modellstruktur. Under de senaste 15-20 åren har osäkerheter förknippade med översvämningskarteringar, samt metoder för att analysera dessa, börjat undersökas mer och mer inom forskarvärlden. I praktiken är dock osäkerhetsanalyser i samband med översvämningskarteringar fortfarande mycket ovanliga. Problemet om osäkerheterna inte redovisas kan vara att beslutsfattare och andra användare uppfattar resultaten som mer korrekta än vad de egentligen är. Det är även viktigt för modelleraren att kunna beskriva vilka osäkerheter som finns för att undvika att bli anklagad för att ha gjort felaktiga översvämningskarteringar. Flera forskare (Merz & Thielen, 2009; Merwade m.fl., 2008; Beven, 2009; Domeneghetti, 2013) menar att det i framtiden bör ingå osäkerhetsanalys i alla översvämningskarteringar.

En orsak till att osäkerhetsanalys ännu inte blivit en vedertagen del i översvämningskarteringar kan vara att modellerare på konsultbyråer och myndigheter inte har tillräcklig kunskap i ämnet. Att konsulter oftast inte har tillgång till lika bra dataunderlag som forskare gör det inte heller enklare att göra osäkerhetsanalyser. Dessutom saknas

exempel på hur osäkerheter kan analyseras med de modellprogramvaror som vanligtvis används vid översvämningskarteringar på konsultbyråer. Ett exempel på en sådan modellprogramvara är MIKE 11.

Syftet med examensarbetet var tvådelat. Det första var att ge en generell kunskapsöverblick över aktuell forskning om osäkerheter och osäkerhetsanalys vid översvämningskarteringar för att öka kunskapen hos konsulter och beslutsfattare. Det andra syftet var att med ett exempel visa hur osäkerheter kan uppskattas i en översvämningskartering skapad i MIKE 11 då det finns begränsad tillgång på data. Exemplet utfördes på södra Kungsbackaån med fokus på osäkerheter i den hydrauliska modelleringen. I arbetet har data och information från tidigare karteringar av Kungsbackaån använts (Räddningsverket, 2007; Svensson, m.fl., 2009; MSB, 2013b).

Kunskapsöversikten visade att det ofta finns stora osäkerheter i flödesberäkningar och hur vattendragets geometri beskrivs i den hydrauliska modellen. Vidare visade studien att det finns många olika sätt att analysera osäkerheterna på. Några metoder som använts för att analysera osäkerheter i översvämningskarteringar är Monte Carlo simuleringar, Oskarpa mängder, Scenarioanalys, Bayesiansk kalibrering och Generalized Likelihood Uncertainty Estimation.

För att visa ett exempel på hur osäkerheter kan uppskattas i MIKE 11 utfördes en fallstudie på Kungsbackaån. Till att börja med skapades en modell av Kungsbackaån i MIKE 11. Därefter användes scenarioanalys för att se vilken effekt osäker kalibreringsdata, skrovlighetsparametrar och scenarioflöden hade på vattennivån. Totalt sett utfördes 36 olika modellsimuleringar, där värden på kalibreringsflödet, Mannings tal och scenarioflöde varierades. Resultatet av scenarioanalysen visade att då havsnivån i Kungsbackafjorden var 0,92 m varierade de simulerade vattennivåerna som mest 1,3 m för 100-årsflödet och 0,41 m för beräknat högsta flöde, BHF. Intervallet för vattennivån överfördes sedan till en översvämningskarta för att se hur osäkerheterna i utbredning blev. Generellt sett visade resultaten att terrängens lutning hade större effekt för osäkerheten i utbredningen än vad osäkerheten i vattennivån hade. Osäkerheten i utbredning blev som störst i flacka områden.

Det finns mer eller mindre avancerade metoder för att göra osäkerhetsanalyser på. Scenarioanalys är en relativ enkel metod som inte kan ge några statistiska mått på hur stora osäkerheterna är. Däremot fungerar metoden bra för att visa vilka osäkerheter som finns och ge en uppskattning av hur stora de kan vara.

INNEHÅLL

1	Inledning	1
2	Teori	2
2.1	Översvämningar	2
2.2	Översvänningskartering	2
2.2.1	Beräkning av scenarioflöden	2
2.2.2	Hydraulisk modellering	2
2.2.3	GIS-bearbetning	3
2.3	Osäkerheter i översvänningskartering	3
2.3.1	Flödesdata	4
2.3.2	Scenarioflöden	5
2.3.3	Topografiskt underlag	6
2.3.4	Geometrisk beskrivning	7
2.3.5	Skrovlighetsparameter	7
2.3.6	Kalibrering	7
2.4	Metoder för analys av osäkerheter kopplade till översvänningskarteringar	8
3	Material och metod	12
3.1	MIKE 11	12
3.2	Områdesbeskrivning	12
3.3	Topografisk data	13
3.4	Scenarioflöden	13
3.5	Kalibreringsdata	14
3.6	Val av metod för att uppskatta osäkerheter i MIKE 11	17
3.7	Scenarion	17
3.7.1	Geometrisk beskrivning av Kungsbackaån	18
3.7.2	Osäkerheter i kalibreringsflöde och Mannings tal	19
3.7.3	Osäkerheter för Mannings tal vid extrema flöden och nivåer	20
3.7.4	Osäkerheter i scenarioflödena	21
3.7.5	Översvänningskartor	21
4	Resultat	22
4.1	Kalibrering mot normalflöde	22
4.2	Kalibrering mot högflöde	22
4.3	Osäkerhet i Vattennivå för 100-årsflöde	24
4.3.1	Osäkerhet till följd av olika kalibreringsflöden	26

4.3.2	Osäkerhet till följd av olika scenarioflöden	27
4.3.3	Osäkerhet till följd av olika Mannings tal ovanför kalibreringsnivån.....	28
4.4	Osäkerhet i Vattennivå för BHF	29
4.4.1	Osäkerhet till följd av olika kalibreringsflöden.....	30
4.4.2	Osäkerhet till följd av olika Mannings tal ovanför kalibreringsnivån.....	31
4.5	Översvämningskartor.....	32
5	Diskussion.....	35
5.1	Litteraturgenomgång	35
5.2	Kalibrering.....	35
5.3	Osäkerhet i Vattennivå	36
5.4	Översvämningskartor.....	37
5.5	Scenarioanalys	37
5.6	Fortsatta studier	38
6	Slutsatser.....	38
6.1	Kungsbackaån.....	38
6.2	Generellt	38
7	Referenser:	39

1 INLEDNING

Översvämningar är en av de vanligaste naturkatastroferna i världen och de orsakar ett stort antal dödsoffer varje år (Cook & Merwade, 2009). I Sverige leder översvämningar oftast inte till några dödsfall. Däremot kan de leda till stora materiella och ekonomiska skador (SMHI, 2014a). För att kunna se vilka områden som hotas av översvämning kan en översvämningskartering göras. Med hjälp av en sådan kan vattnets utbredning vid olika flödesscenarion kartläggas och på så sätt ge en bild av vilka områden som är mest troliga att översvämmas vid olika vattennivåer. Karteringarna ska bland annat kunna användas av kommuner vid fysisk planering och som stöd för räddningstjänsten vid planering av insatser (MSB, 2013a).

Översvämningskarteringar visas oftast som deterministiska kartor för vattnets utbredning. I själva verket kan det finnas stora osäkerheter i den redovisade utbredningen på grund av osäkerheter i indata, parametrar och modellstruktur. Under de senaste 15-20 åren har osäkerheter förknippade med översvämningskarteringar, samt metoder för att analysera dessa, börjat undersökas mer och mer inom forskarvärlden. I praktiken är dock osäkerhetsanalyser i samband med översvämningskarteringar fortfarande mycket ovanliga. Problemet om osäkerheterna inte redovisas kan vara att beslutsfattare och andra användare uppfattar resultaten som mer korrekta än vad de egentligen är. Det är även viktigt för modelleraren att kunna beskriva vilka osäkerheter som finns för att undvika att bli anklagad för att ha gjort felaktiga översvämningskarteringar. Flera forskare (Merz & Thieken, 2009; Merwade m.fl., 2008; Beven, 2009; Domeneghetti m.fl., 2013) menar att det i framtiden bör ingå osäkerhetsanalys i alla översvämningskarteringar.

En orsak till att osäkerhetsanalys ännu inte blivit en vedertagen del i översvämningskarteringar kan vara att modellerare på konsultbyråer och myndigheter inte har tillräcklig kunskap i ämnet. Att konsulter oftast inte har tillgång till lika bra dataunderlag som forskare gör det inte heller enklare att göra osäkerhetsanalyser. Dessutom saknas exempel på hur osäkerheter kan analyseras med de modellprogramvaror som vanligtvis används vid översvämningskarteringar på konsultbyråer. Ett exempel på en sådan modellprogramvara är MIKE 11.

Syftet med examensarbetet var tvådelat. Det första var att ge en generell kunskapsöverblick över aktuell forskning om osäkerheter och osäkerhetsanalys vid översvämningskarteringar för att öka kunskapen hos konsulter och beslutsfattare. Det andra syftet var att med ett exempel visa hur osäkerheter kan uppskattas i en översvämningskartering skapad i MIKE 11 då det finns begränsad tillgång på data. Exemplet utfördes på södra Kungsbackaån med fokus på osäkerheter i den hydrauliska modelleringen. I arbetet har data och information från tidigare karteringar av Kungsbackaån använts (Räddningsverket, 2007; Svensson, m.fl., 2009; MSB, 2013b).

2 TEORI

2.1 ÖVERSVÄMNINGAR

Översvämning innebär att markområden som normalt sett är torra hamnar under vatten. Detta kan ske på flera olika sätt. Den vanligaste orsaken i Sverige är att kraftiga regn eller snösmältning ger en stor tillförsel av vatten till sjöar och vattendrag vilket kan ge höga flöden (SMHI, 2014a). Sedan 2007 finns ett översvämningdirektiv inom EU med syfte att få medlemsländerna att arbeta för att minska negativa konsekvenser av översvämningar (MSB, 2013c). I Sverige är Myndigheten för samhällsskydd och beredskap, MSB, ansvarig för att direktivet genomförs och i samarbete med länsstyrelser har MSB, som en del av arbetet, tagit fram hotkartor över områden som kan översvämmas till följd av höga flöden. Hotkartorna tas fram genom så kallad översvämningsskartering där vattennivåns utbredning vid olika flöden visas (MSB, 2013a).

Ytterligare orsaker till översvämningar är dambrott, isdämning i älvar, höga havsnivåer (SMHI, 2014a) och skyfall (MSB, 2013c). Dessa orsaker kommer inte att behandlas i detta arbete.

2.2 ÖVERSVÄMNINGSSKARTERING

En översvämningsskartering innebär att en vattenytas höjd och utbredning beräknas för ett visst antal flöden med olika återkomsttid, så kallade scenarionflöden. Översvämningsskartering sker i regel i flera steg som kan delas in i (1) beräkning av scenarionflöden, (2) hydraulisk modellering och (3) GIS-bearbetning.

2.2.1 Beräkning av scenarionflöden

De flöden vars vattennivå och utbredning ska undersökas kallas scenarionflöden. I Sverige simuleras oftast flöden med en återkomsttid på 50 och 100 år samt ett beräknat högsta flöde, BHF (MSB, 2013a). Med återkomsttid för ett visst flöde menas den tid som i genomsnitt går mellan två flöden av denna storlek eller större. En återkomsttid på 100 år för ett visst flöde innebär att sannolikheten för att detta flöde ska inträffa eller överträffas är 1 % för varje enskilt år. Under en 100-årsperiod är däremot sannolikheten 63 % (MSB, 2013b). BHF tas fram enligt Flödeskommissionens riktlinjer för dammdimensionering, vilket innebär att en hydrologisk modell ges maximalt ogynnsamma förutsättningar med avseende på nederbörd, snösmältning och markfuktighet (SMHI, 2014b). Scenarionflöden kan beräknas med hjälp av statistiska metoder eller modelleras fram.

2.2.2 Hydraulisk modellering

För att beräkna hur höga vattennivåerna blir vid olika flöden skapas en hydraulisk modell för det vattendrag som ska undersökas. Hydrauliska modeller bygger på ekvationer från strömningslära. Vanligtvis används Saint-Venants ekvationer vilka löses med olika numeriska metoder (Julian, 2012).

Endimensionella, 1D, modeller är fortfarande det vanligaste inom översvämningsskartering (Julian, 2012). De är den enklaste typen av modeller och räknar endast med att vattenflödet strömmar i en riktning, den längs med vattendraget. Modellerna bygger även på antagandet om att vattennivån och vattenhastigheten i varje tvärsektion är konstanta (DHI, 2012; Julian,

2012). Nackdelen med denna typ av modeller är att de inte till fullo kan representera vattenhastigheten och de energiförluster som förekommer mellan åfåran och översvämningsplanet (Julian, 2012; Environmental Agency, 2004). Fördelen med 1D-modeller är att de är enklare att kalibrera än modeller i två dimensioner och att de kräver låg datorkapacitet (Julian, 2012, Merwade m.fl., 2008). Exempel på 1D-modeller är MIKE 11 och Hec-RAS (DHI, 2012; Julian, 2012).

För att övervinna de begränsningar som 1D-modellering innebär har 2D-modeller och hybrider mellan 1D- och 2D-modeller utvecklats. Utvecklingen av denna typ av modeller har varit möjligt tack vare den ökade beräkningskapaciteten i datorer och utvecklingen av numeriska metoder och 2D-modeller kan i vissa fall ge bättre resultat än 1D-modeller (Julian, 2012; Merwade m.fl., 2008). Nackdelarna är att de ställer högre krav på dataunderlag, är svårare att kalibrera än 1D-modeller och kräver mer datorkapacitet. Några exempel på denna typ av modeller är MIKE 21 (2D), Telemac 2D (2D) och MIKE Flood (hybrid 1D/2D).

Det finns även 3D-modeller men de används sällan vid översvämningskarteringar på grund av sin komplexitet och det stora antalet parametrar. De används istället till punktstudier där det krävs hög noggrannhet (Julian, 2012). I fortsättningen av arbetet kommer endast 1D-modeller att diskuteras.

Indata till en hydraulisk modell består av topografisk data för geometrisk beskrivning och för att visa utbredningen av vattennivåer. Dessutom behövs uppgifter om vattendragets skrovlighet, randvillkor och kalibreringsdata.

Den geometriska beskrivningen i en 1D-modell består av tvärsektioner som läggs vinkelrätt mot flödesriktningen. Dessa ska placeras så att vattendragets geometri representeras så bra som möjligt. Vattendragets och översvämningsplanets skrovlighet beskrivs med hjälp av Mannings tal, M , som kan erhållas ur litteraturen eller bestämmas genom kalibrering.

För att öka tillförlitligheten i resultaten kalibreras vanligtvis modellen mot historiska vattenståndsobservationer. Det kan vara högvattenmärken som mätts upp efter en översvämning eller data från mätstationer (Jung, 2011). Fjärranalys är en annan metod som blivit vanligare i takt med den ökade tillgången på satellitdata. Då analyseras vattennivåer och vattnets utbredning utifrån satellitbilder tagna under ett översvämningstillfälle (Jung, 2011).

Efter att modellen kalibrerats körs den med önskade scenarioflöden som kan vara allt från 10-årsflödet till BHF.

2.2.3 GIS-bearbetning

För att se hur stor utbredningen blir vid de olika flödesscenariona överförs de simulerade vattennivåerna till en digital höjdmodell med hjälp av geografiska informationssystem, GIS. Genom att subtrahera höjdmodellen från vattennivåerna kan utbredningen kartläggas.

2.3 OSÄKERHETER I ÖVERSVÄMNINGSKARTERING

I alla typer av modeller finns det osäkerheter. Osäkerheten orsakas av att det finns felkällor i modellerna vilka överförs till resultaten. Vanliga källor till osäkerhet är indata, modellparametrar och modellstruktur (Di Baldassarre & Montanari, 2009).

Osäkerheter kan delas in i kategorierna aleatoriska och epistemiska osäkerheter (Merz & Thielen, 2005; Apel m.fl., 2008; Beven, 2009). Aleatoriska osäkerheter är slumpmässiga osäkerheter och kännetecknas av att det finns en naturlig variation av en kvantitet i tid eller rum. Dessa osäkerheter går inte att minska med förbättrade mättekniker utan är något man får leva med (Merz & Thielen, 2005; Beven, 2009). Epistemiska osäkerheter är systematiska eller kunskapsmässiga osäkerheter som beror på att vi inte förstår exakt hur ett system fungerar (Merz & Thielen, 2005; Beven, 2009). Det kan också bero på att vi inte kan göra tillräckligt noggranna mätningar eller på grund av att en modell inte kan beskriva alla processer på ett fullständigt sätt (Merz & Thielen, 2005; Beven, 2009). Även modelleraren själv bidrar med epistemisk osäkerhet då många av de beslut som tas bygger på modellerarens erfarenheter och kunskaper (Merz & Thielen, 2005).

I översvämningskartering och hydraulisk modellering finns båda typerna av osäkerheter. De aleatoriska är relativt lätta att kvantifiera med hjälp av sannolikheter, medan de epistemiska osäkerheterna är svårare att kvantifiera (Merz & Thielen, 2005). Epistemiska osäkerheter behandlas ofta med sannolikheter, men detta får då inte samma innebörd som för de aleatoriska osäkerheterna (Merz & Thielen, 2005; Beven, m.fl., 2011). När sannolikheter används för epistemiskt osäkra parametrar är det snarare ett mått på graden av tilltro eller kunskap om ett värde i ett visst intervall (Merz & Thielen, 2005). Risken med att beskriva epistemiska osäkerheter med sannolikheter är att det kan leda till en övertro till osäkerhetsanalysen då osäkerheterna i själva verket inte är konstanta i tid eller rum (Beven m.fl., 2011).

Nedan följer en genomgång av osäkerheter förknippade med översvämningskarteringar och vilken effekt de har.

2.3.1 Flödesdata

För att ta fram scenarionflöden krävs flödesdata för att antingen kunna göra en frekvensanalys eller för att kalibrera en hydrologisk modell. Det vanligaste sättet att mäta vattenflöden på är med en avbördningskurva (Di Baldassarre & Montanari, 2009; Merz & Thielen, 2005; Merwade m.fl., 2008; Westerberg, 2011). Det är en indirekt metod som går ut på att vattenståndet mäts och omvandlas till flöde med hjälp av ett platsspecifikt matematiskt samband, den så kallade avbördningskurvan. Sambandet tas fram genom att anpassa en ekvation till uppmätta värden av vattenstånd och flöde i en uppmätt tvärsektion (Di Baldassarre & Montanari, 2009; Westerberg, 2011).

Det finns flera källor som bidrar till fel i flödesdata med denna metod, vilka inkluderar mätfel i de data som används för att skapa avbördningskurvan, interpolerings- och extrapoleringsfel av avbördningskurvan och förekomst av icke-stationära förhållanden (Di Baldassarre & Montanari, 2009).

Mätfelen i vattenståndsmätningarna är oftast små medan felen i uppmätt flöde kan vara betydande (Westerberg, 2011). En vanlig metod för att mäta flödet är area-hastighetsmetoden där vattenhastigheten mäts i ett visst antal punkter i en tvärsektion och sedan integreras över tvärsektionen (Westerberg, 2011). Felet i uppmätt flöde kan antingen bero på att tvärsektionen eller vattenhastigheten inte uppmätts tillräckligt noga. Mellan de mätpunkter som finns sker

en interpolering och ju fler mätpunkter som finns desto mindre osäker blir interpoleringen (Westerberg, 2011).

På grund av att höga flöden inte inträffar så ofta och att de är praktiskt svåra att mäta saknas oftast sådana mätdata (Merwade m.fl., 2008; Westerberg, 2011; Di Baldassarre & Montanari, 2009). För höga flöden behöver man således extrapolera avbördningskurvan vilket har visat sig vara den källa som bidrar mest till osäkerheten i flödesdata (Di Baldassarre & Montanari, 2009).

2.3.2 Scenarioflöden

Frekvensanalys är en metod som används för att ta fram scenarioflöden. Hur frekvensanalys går till går bland annat att läsa i Ojha m.fl. (2008).

I frekvensanalys finns utöver osäkerheterna relaterade till flödesdata även osäkerheter för de antaganden som analysen bygger på, vilket dataurval som görs, vilken frekvensfördelning som används, metoden för att uppskatta parametrarna i fördelningsfunktionen samt längden på dataserien som används (Merz & Thielen, 2005; Merwade m.fl., 2008).

Frekvensanalys bygger på antagandet att scenarioflödena är konstanta i tiden. I själva verket påverkas flödena av både klimatförändringar och förändringar i avrinningsområdet så som urbanisering eller skogsavverkning, vilket resulterar i icke-stationära tidsserier (Merz & Thielen, 2005). Urvalet av data har också betydelse för slutresultatet. Där det finns långa tidsserier med flödesdata är det viktigt att ett urval av de data som är mest representativa för nuvarande förhållanden görs (Merz & Thielen, 2005; Merwade m.fl., 2008).

Valet av frekvensfördelning brukar inte ha någon större betydelse för att kunna få bra överensstämmelse med observationer. Däremot blir resultaten olika beroende på vilken fördelning som väljs då extrapolering till högre flöden görs (Merz & Thielen, 2005). Extrapolering måste göras på grund av att tidsserierna inte inrymmer flöden med hög återkomsttid. Därför ger en längre tidsserie också lägre osäkerhet (Merz & Thielen, 2005; Merwade m.fl., 2008). För dimensionering av dammar i flödesdimensioneringsklass II i Sverige, rekommenderas en tidsserie på minst 50 år (Svensk Energi m.fl., 2007).

I en del områden finns inga tidsserier över flödet. Vanligtvis används då data från närliggande vattendrag med liknande karaktär vilket leder till ytterligare osäkerheter (Merwade m.fl., 2008).

Ett sätt att redovisa osäkerheten i scenarioflödena är att beräkna konfidensintervall. Vid beräkning av konfidensintervall är det dock bara osäkerheterna förknippade med längden på mätserien som tas med (Merz & Thielen, 2005).

Scenarioflöden kan även beräknas med hjälp av hydrologisk modellering (Merwade m.fl., 2008). Då används meteorologisk data såsom nederbörd och temperatur och information om avrinningsområdet för att simulera flöden (SMHI, 2014). Det kan även finnas stora osäkerheter förknippade med hydrologiska modeller. Detta beror bland annat på osäkerheter i modellparametrar, modellstruktur och nederbördsdata (Merwade m.fl., 2008).

2.3.3 Topografiskt underlag

Topografisk data används för att skapa tvärsektioner och för att visa utbredningen av översvämningen. Topografisk data kan bestå av höjdkurvor, mätpunkter från markundersökningar och digitala höjdmodeller. Faktorer som bidrar till osäkerheten i vattennivå och utbredning är bland annat kvaliteten på data, hur olika typer av data bearbetas och kombineras samt upplösningen på data (Merwade m.fl., 2008).

I Sverige har det länge funnits tillgång till digitala höjdmodeller över stora delar av landet som Lantmäteriet tagit fram. Dessa har ofta använts som underlag vid översvämningskarteringar. Den första nationella höjdmodellen som skapades hade, med dagens mått mätt, en mycket låg upplösning på 50x50 m. Men sedan 2009 har Lantmäteriet utfört laserscanningar över landet för att skapa en ny nationell höjdmodell, NNH, med en upplösning på 2x2 m (Lantmäteriet, 2014).

Noggrannheten i höjd för NNH ligger på ca 0,1 m för öppna, plana och hårdgjorda ytor. I områden med starkt sluttande terräng eller tät skog kan noggrannheten däremot vara betydligt sämre (Lantmäteriet, 2014; Brandt, 2009).

Att noggrannheten försämras med minskad upplösning och i starkt kuperade områden är något som gäller generellt för höjdmodeller och effekten av detta på vattennivåer och utbredning i översvämningskarteringar har studerats av bland annat Casas m.fl. (2006), Cook & Merwade (2009) och Brandt (2009). Resultaten av dessa studier visade bland annat att effekten av en lägre upplösning på höjdmodellen på simulerade vattennivåer är olika beroende på om området är kuperat eller inte. I kuperade områden blir avvikelserna i simulerade vattennivåer större ju lägre upplösningen är. I flackare områden blir avvikelserna däremot inte så stora när upplösningen minskas, så länge terrängen återges någorlunda korrekt.

När det gäller utbredningen är det omvända förhållanden som gäller, det vill säga att osäkerheterna är som störst i flacka områden trots att noggrannheten i höjdmodellen är som bäst där. En lägre upplösning ger inga stora förändringar i utbredningen så länge stora höjdskillnader återges korrekt. Däremot kan det finnas stora lokala skillnader eftersom lågupplösta höjdmodeller inte fångar små sänkor eller trånga passager.

Enligt Brandt (2009) är höjdmodeller med en upplösning på 3 – 4 m tillräckligt bra för att användas i de allra flesta översvämningskarteringarna. I mycket flacka områden eller när en mycket hög tillförlitlighet krävs rekommenderas däremot att en cellstorlek mindre än 1 m används.

Digitala höjdmodeller kan ge hög noggrannhet för markytor ovanför vatten men fångar inte markytan under vatten. Därför måste höjdmodeller kompletteras med uppgifter om vattendragets bottengeometri. Vanligtvis består dessa uppgifter av lodmätningar av vattendraget. Beroende på hur noggranna mätningarna är och hur mätdata bearbetas blir osäkerheterna i bottenprofilerna olika stora (Cook & Merwade, 2009). Ytterligare en källa som bidrar till osäkerheten i bottenprofilen är att åfårens form kan ändras till följd av erosion (Pappenberger m.fl., 2006).

2.3.4 Geometrisk beskrivning

Den geometriska beskrivningen har en avgörande roll för resultatet i hydraulisk modellering (Merwade m.fl., 2008; Cook & Merwade, 2009; Pappenberger m.fl., 2005). Den bygger på höjddata och består av tvärsektioner som placeras ut längs med vattendraget. Den geometriska beskrivningen påverkas av antalet tvärsektioner, avståndet mellan tvärsektionerna och var de placeras (Merwade m.fl., 2008; Cook & Merwade, 2009). Hur hydrauliska strukturer så som broar och kulvertar beskrivs i modellen har också betydelse (Cook & Merwade, 2009).

Cook & Merwade (2009) gjorde ett försök där antalet tvärsektioner och deras placering varierades. Studien visade bland annat att för ett givet flöde och topografisk data gav ett större antal tvärsektioner en större översvämningssyta. I samma studie visades även att strukturer endast skapar en lokal effekt på utbredningen utan att påverka översvämningen bortom de närmsta tvärsektionerna uppströms och nedströms.

2.3.5 Skrovlighetsparameter

Skrovlighetsparametern, vanligen angiven som Mannings tal, M , är en parameter som anger hur skrovlig ytan i tvärsektionerna i modellen är. Ett högt värde på M innebär att ytan är glatt vilket ger små energiförluster, en hög vattenhastighet och en lägre vattennivå (Environment Agency, 2004). Mannings tal är en empirisk konstant som vid modellering bestäms genom kalibrering (DHI, 2012a) alternativt tas ur tabeller (Chow m.fl., 1988). Vanligtvis används två olika Mannings tal. Ett för åfåran och ett för översvämningsplanet. Typiska värden på Mannings tal i åfåran är $15 - 30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ och för översvämningsplanet $6 - 12 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ (Chow m.fl., 1988). I engelskspråkig litteratur anges skrovligheten vanligtvis med Mannings skrovlighetskoefficient, n , där $n = \frac{1}{M} (\text{s}/\text{m}^{1/3})$.

Formen på vattendraget påverkar också värdet på Mannings tal. Om det sker abrupta förändringar i till exempel vattendragets bredd eller om vattendraget slingrar sig mycket blir Mannings tal lägre eftersom dessa variationer bidrar till större energiförluster (Dash Saine m.fl., 2013).

Att formen på vattendraget och Mannings tal hänger ihop gör det även möjligt att till viss del kompensera för eventuella fel som finns i den geometriska beskrivningen när modellen kalibreras (Pappenberger m.fl., 2005). Brandt (2009) visade till exempel att en vattennivåskillnad på 4 cm kunde uppnås antingen genom att ändra Mannings tal med $14 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ eller ändra upplösningen på höjdmodellen som använts för att beskriva tvärsektionerna. Liknande resultat erhöles även av Casas m.fl. (2009), vilka även kom fram till att ju mer detaljerad höjdmodell som användes desto känsligare blev den hydrauliska modellen mot ändringar i Mannings tal.

2.3.6 Kalibrering

Trovärdighet för en modell skapas oftast genom kalibrering mot historisk data (Pappenberger m.fl., 2006). Det vanligaste är att modeller kalibreras genom att parametervärden ändras så att modellens resultat överensstämmer med observerade värden så bra som möjligt. I hydraulisk modellering är det vanligtvis Mannings tal som justeras men även formen på tvärsektionerna kan anpassas vilket nämnts ovan. De observationer som används består i bästa fall av

uppmätta vattennivåer och flöden i samband med en översvämning. Sådan data är dock sällsynt dels på grund av att det kan vara både praktiskt svårt och farligt att mäta höga flöden och dels på grund av att de höga flödena inte inträffar så ofta (Jung, 2011; Julian, 2012; Merwade m.fl., 2008). Om en avbördningskurva används för att uppskatta flödet finns osäkerheter relaterade till extrapoleringen av kurvan vilket nämnts i avsnitt 2.3.1. Om vattennivån inte kunnat mätas under ett högflöde kan nivåerna eventuellt mätas i efterhand genom att mäta så kallade högflödesmarkeringar. Det kan till exempel vara bråte som spolats upp på land eller vattenränder på bropelare (Jung, 2011).

På senare tid har en ny typ av kalibreringsdata börjat användas, nämligen fjärrdata från satelliter bestående av högupplösta radarbilder (Jung, 2011; Di Baldassarre m.fl., 2009; Mason m.fl., 2009; Hostache m.fl., 2009). Med hjälp av radarbilderna kan den simulerade utbredningen jämföras med utbredningen på radarbilderna. Ett problem med satellitdata är dock att få tidpunkten för datainsamlingen att sammanträffa med kulmen för översvämningen (Mason m.fl., 2009).

Fortfarande är det vanligt att modeller kalibreras för att hitta en optimal modell trots att det visats att lika acceptabla resultat kan uppnås med flera olika parameteruppsättningar (Beven, 2006). Detta fenomen beskrevs för första gången av Beven och Binley (1992) och kallas för ekvifinalitetsteorin. Beven och Binley förespråkar därför en annan typ av kalibrering där flera parameteruppsättningar kan ge acceptabla resultat istället för att hitta en optimal modell. Ett kalibreringsintervall skapas baserat på osäkerheterna i observerad data och alla parameteruppsättningar som ger resultat inom intervallet anses acceptabla. Kalibreringsmetoden döptes till Generalised Likelihood Uncertainty Estimation, GLUE, och har använts flitigt i samband med osäkerhetsanalyser.

För att utvärdera resultaten av en kalibrering kan olika prestationsmått användas. Ett sådant mått är roten ur medelkvadratfelet, RMSE (eng. root mean square error). Det är ett tal som anger hur stort totalfelet kan väntas vara och inberäknar både slumpmässig och systematisk osäkerhet (SCB, 2014). RMSE beräknas enligt följande:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{model,i})^2}{n}}$$

där X_{obs} är de observerade värdena och X_{model} är de simulerade värdena och n är antalet mätvärden. Ju närmare RMSE är värdet 0, desto bättre överensstämmelse mellan simulerade och observerade värden har uppnåtts.

2.4 METODER FÖR ANALYS AV OSÄKERHETER KOPPLADE TILL ÖVERSVÄMNINGSKARTERINGAR

Det finns många olika sätt att analysera osäkerheter på. Hur analysen görs beror till stor del på problemet. Med hjälp av osäkerhetsanalys kan osäkerheter identifieras och effekten av dem utredas. Metoden kan vara kvantitativ eller kvalitativ beroende på vilken information om systemet som finns tillgänglig (Smith, 2002). Beven (2009) beskriver en rad olika metoder för osäkerhetsanalys som kan användas vid olika typ av miljömodellering. Nedan följer några

beskrivningar av vanligt förekommande metoder för att analysera osäkerheter kopplade till översvämningskarteringar. Metoderna kan delas in i två kategorier, rak (eng. forward) osäkerhetsanalys och omvänd osäkerhetsanalys.

Rak osäkerhetsanalys innebär att osäkerheter i indata och parametrar uppskattas för att sedan se hur dessa fortplantar sig i modellen. Rak osäkerhetsanalys kan användas om det inte finns tillgång till kalibreringsdata. I de fallen får man istället förlita sig på de antaganden om osäkerheter i indata och parametrar som görs. Exempel på metoder som kan användas i sådana fall är Monte Carlo simuleringar, oskarpa mängder och känslighetsanalys (Beven, 2009).

Omvänd osäkerhetsanalys är olika slags kalibreringsmetoder där mätdata används för att uppdatera den första uppskattningen av osäkerheter i indata och parametrar. Dessa metoder ger även möjlighet att uppskatta okända parametrar och begränsa de osäkerheter som finns (Beven, 2009).

Monte Carlo simuleringar är en sannolikhetsbaserad metod som i sin enklaste form innebär att parameteruppsättningar slumpas fram utifrån en sannolikhetsfördelning med hjälp av en slumpvalsalgorithm. Därefter körs modellen med de olika parametervärdena för att se hur modellen reagerar (Beven, 2009; Smith, 2002). Den största svårigheten med Monte Carlo simuleringar är att bestämma den fördelning som parametrarna ska slumpas ifrån. Om antalet parametrar som ska slumpas är stort kan det dessutom krävs stor datorkapacitet (Beven, 2009; Smith, 2002). En studie utförd av Domeneghetti m.fl. (2013) använde Monte Carlo simuleringar för att undersöka osäkerheten i randvillkor bestående av flöde och avbördningskurva.

Alla osäkerheter kan inte representeras med sannolikheter. Om en parameter inte kan definieras exakt och inte kan beskrivas med hjälp av sannolikheter kan parametern beskrivas med hjälp av en oskarp mängd (Beven, 2009). Ett exempel på en oskarp mängd är om man istället för att ange människors längd i meter beskrev längden med ord som lång och kort. Exakt vad längderna lång och kort innebär framgår inte och de är därför oskarpa mängder. När en parameter från en oskarp mängd ska bestämmas får den ett medlemskap mellan 0 – 1, där 0 innebär att parametervärdet ligger utanför den oskarpa mängden och 1 att parametern har ett normalvärde (Beven, 2009).

Känslighetsanalyser kan användas för att avgöra vilka parameterar som bidrar mest till osäkerheten i modellresultat. Det finns många olika metoder för detta och i många fall beror känsligheten för en viss parameter på vilken metod och vilket mått på känslighet som använts, vilket kan göra det svårt att hitta vad som bidrar till störst känslighet (Beven, 2009; Smith, 2002). En variant av känslighetsanalys är att använda olika scenarion. Detta är en vanlig metod då prognoser ska göras och man inte kan kvantifiera osäkerheterna (Beven, 2009; Hall & Solomatine, 2008). Scenarionanalys försöker inte beskriva osäkerheter med sannolikheter utan de består av ett antal lika acceptabla alternativ som täcker in ett spann av möjliga scenarion (Beven, 2009; Hall & Solomatine, 2008). I följande två studier har scenarion använts för att undersöka osäkerheten i den geometriska beskrivningen (Julian, 2012; Cook & Merwade, 2009). Julian (2012) kombinerade tre olika upplösningar på höjddatana och fyra

olika scenarion för placeringen av tvärsektionerna medan Cook & Merwade (2009) utförde en något större undersökning och använde sex olika höjdmodeller och tolv olika placeringar av tvärsektioner. I en annan studie jämförs fem olika känslighetsmetoder för att undersöka känsligheten i maximal vattennivå och hydrograf Pappenberger m.fl. (2008). I samma studie används även oskarpa mängder för att utvärdera resultaten mot observationer.

När det finns tillgång till historisk data kan kalibrering förutom att göra modellen mer trovärdig, även vara till användning för att uppskatta osäkerheter i modellresultatet. Två kalibreringsmetoder som används vid osäkerhetsanalys är Bayesianska metoder och GLUE. En fördel med denna typ av metoder är att de kan ta hänsyn till både parameterosäkerhet, mätfel i observationer och osäkerheter i modellstrukturen (Beven, 2009).

I Bayesianska metoder används Bayes sats för att modifiera på förhand uppskattade sannolikhetsfördelningar för de osäkra parametrarna med hjälp av observationer (Beven, 2009). Denna metod har använts av bland annat Hall m.fl. (2011) för att kalibrera en hydraulisk modell med en radarbild som observationsdata.

GLUE, vilken nämnts tidigare, är en relativt ny metod för att kalibrera modeller där man istället för att leta efter en optimal modell kan få fram fler lika acceptabla modeller. GLUE bygger på ett antal beslut enligt följande (Beven, 2009):

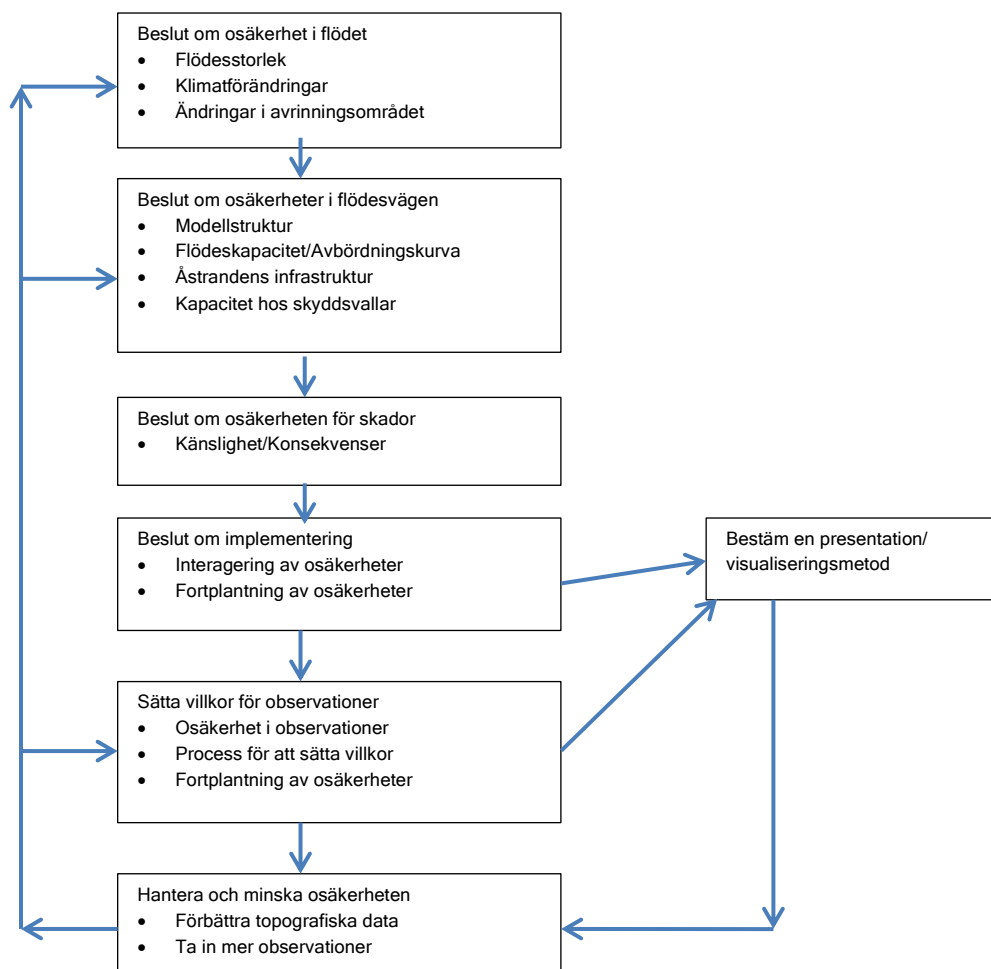
1. Bestäm ett sannolikhetsmått för att utvärdera varje modellkörning som även inkluderar ett kriterium för vad som ska betraktas som acceptabla modeller.
2. Bestäm vilka modellparametrar och indata som betraktas som osäkra.
3. Bestäm en fördelning för de osäkra parametrarna som de kan slumpas ifrån.
4. Bestäm en metod för att generera slumpmässiga modellkörningar som är konsekvent med antagandena i steg 1 och 2.

GLUE har använts i mycket stor utsträckning i samband med olika typer av osäkerhetsanalyser. I många fall har GLUE kombinerats med någon annan metod. Till exempel använde Aronica m.fl. (2002) GLUE-metoden för att utföra en osäkerhetsanalys på modellen LISFLOOD-FP, Romanowicz och Beven (2003) undersökte osäkerheterna i flödeskapaciteten med hjälp av GLUE och Bayesiansk uppdatering, Mason m.fl. (2009) använde GLUE för att kalibrera en hydraulisk modell mot satellitdata och Pappenberger m.fl., (2005) undersökte osäkerheten i skrovlighetsparametrar med hjälp av GLUE.

I de exempel på studier som gjorts ovan har de flesta varit inriktade på osäkerheter förknippade med en parameter eller en typ av indata. Endast ett fåtal studier har försökt att undersöka osäkerheten från flera källor. Ett exempel är Apel m.fl. (2006) som undersökte den totala osäkerheten från scenarioflöden, Q-H samband i HECRAS och vallbrott. Resultatet visade att osäkerheten från de olika källorna inte är additiva. Den totala osäkerheten visade sig nämligen vara mindre än osäkerheten i scenarioflödena, vilket ledde till slutsatsen att när flera olika källor av osäkerheter kombineras kan de kompensera varandra så att den totala osäkerheten minskar.

I nästan alla de rapporter som handlar om osäkerhetsanalys inom översvämningskartering har man mycket bra tillgång på data. I praktiken däremot är datatillgången många gånger begränsad. En metod för att uppskatta osäkerheter med begränsad data undersöktes av Aronica m.fl. (1998). Då användes en kombination av statistiska- och oskarpa-metoder inom ramen för GLUE.

De exempel på metoder och studier som tagits upp här är bara en liten del av allt som går att läsa i ämnet. Litteraturen är däremot knapphändig när det kommer till att vägleda modellerare till vilka osäkerheter som bör analyseras och vilken metod som bör användas, vilket kan vara en anledning till att osäkerhetsanalys än så länge inte sker regelmässigt. År 2011 publicerades det hittills största ramverket för hur god praxis kan uppnås vid osäkerhetsbedömning av översvämningskarteringar (Beven m.fl., 2011). Ramverket beskriver stegvis vilka beslut som bör ligga till grund för en osäkerhetsanalys. Då alla osäkerhetsanalyser innehåller subjektiva bedömningar poängteras också vikten av att redovisa de antaganden som analysen bygger på. En övergripande bild av de beslut som generellt ingår i en osäkerhetsbedömning kan ses i figur 1. Nackdelen med ramverket är att det inte ger några konkreta förslag på vilka metoder som är lämpliga att använda i olika situationer och det kräver att modelleraren redan har kunskap om hur olika osäkerhetsanalysmetoder fungerar.



Figur 1 Övergripande bild över beslut i en osäkerhetsanalys, efter (Beven m.fl., 2011).

3 MATERIAL OCH METOD

För att se hur osäkerheten i en typisk översvämningskartering ser ut och skulle kunna uppskattas i praktiken har en fallstudie gjorts. I fallstudien undersöktes hur stor påverkan osäker data och osäkra parametrar har på simulerade vattennivåer i MIKE 11 och hur detta i sin tur påverkar vattnets utbredning i en översvämningskartering. Studien har utförts på Kungsbackaåns södra del där den rinner igenom Kungsbacka.

3.1 MIKE 11

I arbetet har MIKE 11 använts för att skapa en hydraulisk modell av Kungsbackaån. MIKE 11 är en programvara som används för att skapa endimensionella modeller för flöden, vattenkvalitet och sedimenttransport i vattendrag och kanaler. Kärnan i programmet är en hydrodynamisk modul som löser den endimensionella Saint Venants ekvation som bygger på ekvationerna för bevarande av massa och rörelsemängd från strömningsläran. Antagandena som ekvationerna bygger på är följande (DHI, 2012a):

- Vattnet är okomprimerbart och homogent
- Lutningen på botten är liten
- Våglängderna är längre än vattendjupet, vilket medför att flödet kan betraktas vara parallellt med botten och den vertikala accelerationen kan bortses från.
- Flödet är subkritiskt

3.2 OMRÅDESBESKRIVNING

Kungsbackaån är belägen i Västra Götaland län och Hallands län. Ån startar vid utloppet för Västra Ingsjön och rinner därefter genom Lindome, Anneberg och Kungsbacka för att till sist mynna ut i Kungsbackafjorden. Avrinningsområdet är ca 300 km² och domineras av skog med jordbruksmark i dalgångarna. Strax söder om Anneberg tillkommer Kungsbackaåns största biflöde Lillån (Kungsbackaåns vattenvårdsförbund, 2011). En karta över Kungsbackaån ses i figur 2. Två pilar i figur 2 markerar området för modellen, med startpunkt strax norr om Kungsbacka vid järnvägsbron och avslut vid mynningen i Kungsbackafjorden. Hela den modellerade sträckan är ca 8 km. Tre tidigare översvämningskarteringar har gjorts av ån åren 2007, 2009 och 2013 (Räddningsverket, 2007; Svensson m.fl., 2009; MSB, 2013).



Figur 2 Översiktskarta över Kungsbackaån. Pilarna med start och slut markerar området som modellerats. ©Lantmäteriet Medgivande i2012/921.

3.3 TOPOGRAFISK DATA

I arbetet har den nya nationella höjdmodellen, NNH, från Lantmäteriet använts.

Höjdmodellen är laserskannad med en upplösning på 2x2 m med ett medelfel i plan på 0,4 m och 0,1 m i höjd på väldefinierade ytor. I områden med starkt sluttande terräng eller områden med tät skog kan noggrannheten däremot vara betydligt sämre. Medelfelet i höjd för alla ytor är 0,25 m (Lantmäteriet, 2014). Höjdmodellen användes både för att skapa tvärsektioner till den hydrauliska modellen och för att skapa översvämningskartor. Höjdmodellen kompletteras med 42 bottenprofiler som mätts in vid två olika tillfällen i samband med karteringarna 2007 och 2009. Vid den första karteringen gjordes mätningar mellan Lillåns inflöde och mynningen i havet och inför den förnyade karteringen 2009 gjorde kommunen ytterligare inmätningar mellan Hede och havet (Svensson m.fl., 2009). Mätningarna består av ca 3 – 5 punktmätningar i varje bottenprofil. Avståndet mellan varje bottenprofil varierar mellan 80 och 250 m.

3.4 SCENARIOFLÖDEN

Information om scenarioflödena hämtades från översvämningskarteringen 2013 (MSB, 2013b) där SMHI utförde flödesberäkningarna. Tabell 1 visar det beräknade 100-årsflödet och BHF vid mynningen till Kungsbackafjorden. På grund av att det inte finns någon vattenföringsstation i Kungsbackaån har 100-årsflödet beräknats genom frekvensanalyser av närliggande mätstationer med liknande karaktär (MSB, 2013b).

BHF beräknades ”genom en uppskattning med en bedömningsmodell baserad på jämförelser med vattendrag där det tidigare utförts beräkningar av riskklass 1-flöden.” (Räddningsverket, 2007).

Tabell 1 Scenarioflöden för Kungsbackaån (MSB, 2013b).

Plats för beräknat flöde	100-årsflöde [m ³ /s]	BHF [m ³ /s]
Mynningen i Kungsbackafjorden	50	105

Någon mer detaljerad beskrivning för hur flödena beräknats har inte gått att få tag på. Det är därför svårt att säga någonting om osäkerheterna i flödena. Södling (2014) har gjort en grov uppskattning av ett konfidensintervall för 100-årsflödet med antagandet att de antal år som använts i tidigare frekvensanalyser är från de närliggande stationerna Stensjön och Simlången, som har 87 år långa tidsserier. Enligt Södlings beräkningar blir 100-årsflödet då 50 m³/s med ett 95% konfidensintervall på [37 m³/s, 63,3 m³/s].

För att få storleken på flödena där modellen startar areaviktades flödena. Hela avrinningsområdet är 302 km². Utifrån SMHI:s internetjänst Vattenweb (SMHI, 2014d) uppskattades att 265 km² ligger ovanför modellens startpunkt, vilket betyder att avrinningsområdet vid utloppet är 14% större än vid inloppet. En kort bit söder om modellens startpunkt ansluter Hallabäcken vilket bidrar med ett 13,2 km² stort avrinningsområde. Avrinningsområdet mellan Hallabäcken och havet är 18,7 km² stort och området mellan starten och inloppet för Hallabäcken är 5,1 km². De areaviktade flödena beräknades på följande sätt

$$Q_{areaviktad} = \frac{A_{del}}{A_{tot}} Q_{utlopp} ,$$

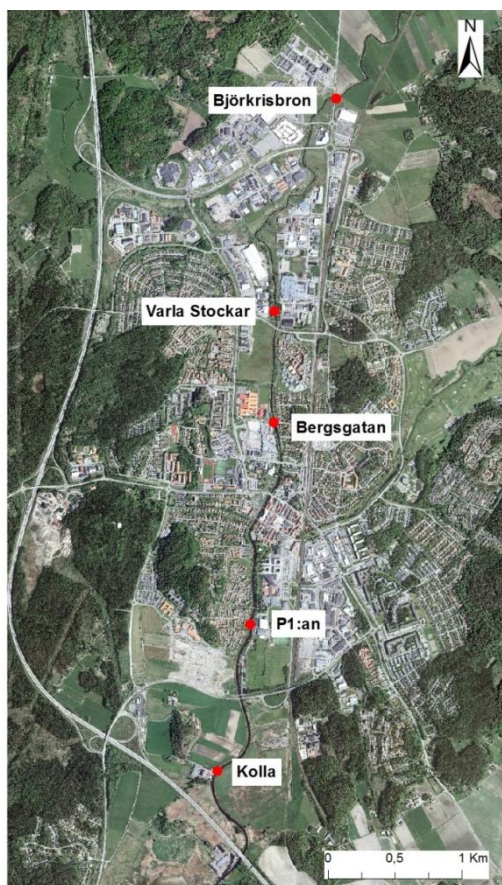
där $Q_{areaviktad}$ är flödet på olika platser längs med ån i m³/s, A_{del} är delavrinningsområdets area i km², A_{tot} är arean för hela avrinningsområdet i km² och Q_{utlopp} är flödets storlek vid utloppet. Flödenas fördelning längs med ån framgår av tabell 2.

Tabell 2 Scenarioflödenas fördelning längs med ån beräknad med hjälp av areaviktning av avrinningsområdena.

Plats	100-årsflöde [m ³ /s]	BHF [m ³ /s]
Starten för modellen	43,9	92,1
Mellan starten och Hallabäcken	0,8	1,8
Hallabäcken	2,2	4,6
Mellan Hallabäcken och mynningen	3,1	6,5

3.5 KALIBRERINGSDATA

I Kungsbacka finns fem vattenståndsmätare med tidsserier från 2010 som ingår i ett prognosystem som kallas Flood Watch (DHI, 2014). Mätarnas placering visas i figur 3.



Figur 3 Mätstationer för vattennivå i Kungsbacka. ©Lantmäteriet Medgivande i2012/921.

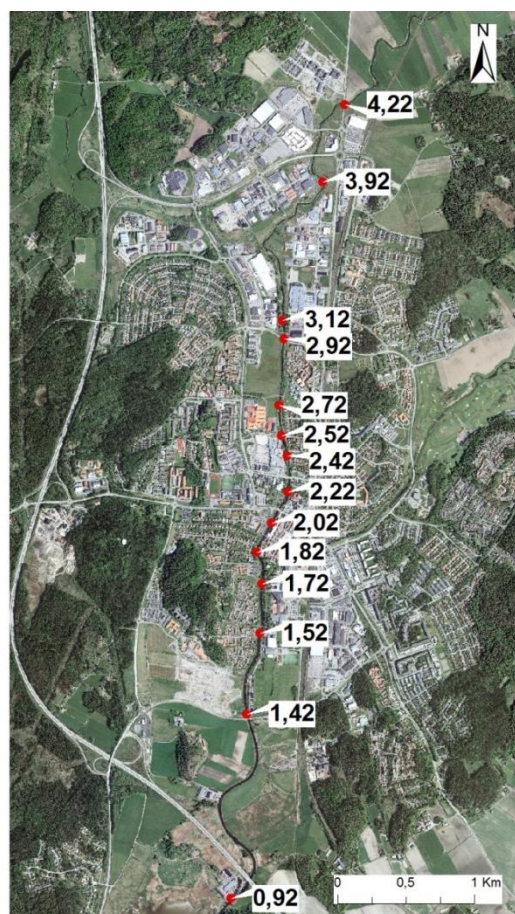
Vid kalibrering användes dels vattennivåer från Flood Watch systemet från den 12 augusti 2011, dels ett högflöde från översvämningen den 12 december 2006. Vattennivåerna från Flood Watch vid alla mätplatser står i tabell 3. I tabellen anges även det avstånd från modellens start som mätplatserna ligger på, mätt i meter. Hädanefter kommer detta avstånd att kallas för läge (eng. chainage) i rapporten. Ingen uppgift om havsnivån vid detta tillfälle fanns men på grund av att området närmast utloppet är flackt och därför starkt påverkas av vattennivån i havet antogs att havet hade samma nivå som mätplatsen närmast utloppet. För att få flödet användes en avbördningskurva som tagits fram vid Björkrisbron vid en tidigare översvämningsskartering (DHI, 2010). Avbördningskurvan bygger på flödesmätningar och nivåmätningar vid tre tillfällen under 2009 – 2010. Det framtagna sambandet ser ut enligt följande: $Q(h) = 2,88824h^2 + 1,4219h + 2,1577$, där Q är flödet (m^3/s) och h är vattennivån (m).

Flödet den 12 augusti 2011 blev med denna avbördningskurva $6 m^3/s$ vilket är något högre än SMHI:s uppgift om medelvattenföringen på $5,4 m^3/s$ (SMHI, 2014d). Osäkerheterna förknippade med Flood Watch mätningarna antogs vara små. Även osäkerheterna förknippade med det beräknade flödet antogs vara små eftersom ett normalhøgt flöde användes och ingen extrapolering av avbördningskurvan behövde göras.

Tabell 3 Vattennivåer från Flood Watch mätarna den 12 augusti 2011.

Mätplats	Läge [m från start]	Vattennivå [m]
Björkrisbron	1195	0,92
Varla stocker	3281	0,32
Bergsgatan	4104	0,18
P1:an	5710	0,10
Kolla	6957	0,01
Mynningen i Kungsbackafjorden	8212	0,01

Högflödet som också användes som kalibreringsdata kom från översvämningen den 12 december 2006. Översvämningen var kraftig och resulterade i de högsta kända vattenståndsnivåerna ovan Hamntorget (Svensson m.fl., 2009). Baserat på observationer och modellkörningar utförda av SMHI och DHI 2009 uppskattades flödet till $60 \text{ m}^3/\text{s}$ (Svensson m.fl., 2009). Troligtvis var alltså flödet större än 100-årsflödet, även om det finns stora osäkerheter förknippade med värdet. Havsnivån den 12 december 2006 uppmättes till 0,92 m i Rikets Höjdsystem 2000, RH 2000 (Svensson m.fl., 2009). I samband med översvämningen gjordes vattenståndsmätningar längs med ån (Räddningsverket, 2007). Platserna för mätningarna och uppmätta nivåer kan ses i figur 4.



Figur 4 Uppmätta nivåer den 12 december 2006 angivna i meter i RH2000. ©Lantmäteriet Medgivande i2012/921.

3.6 VAL AV METOD FÖR ATT UPPSKATTA OSÄKERHETER I MIKE 11

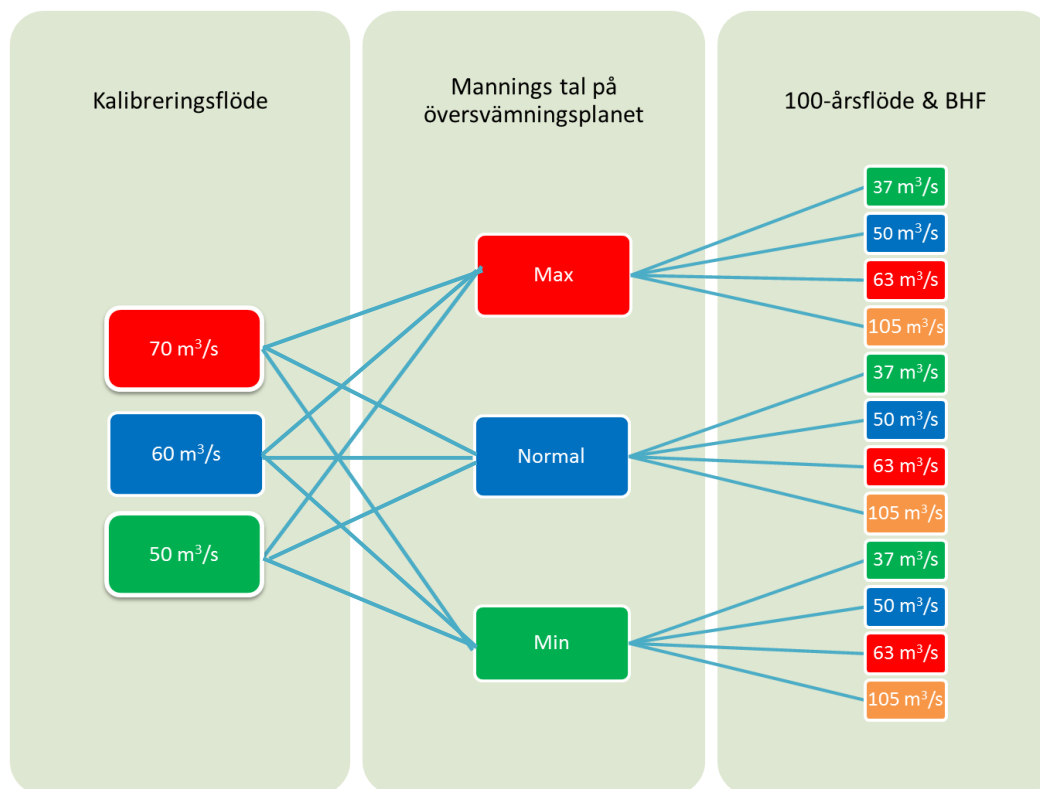
I dagsläget finns ingen vedertagen metod för hur osäkerheter ska analyseras i MIKE11. Det som finns att tillgå är dataassimileringsmodulen som förutom att assimilera nivå och flödesmätningar även kan användas för att göra en osäkerhetsanalys av randvillkoren (DHI, 2012a). För att göra osäkerhetsanalysen krävs dock information om randvillkorens standardavvikelse vilket sällan finns. Dessutom kan det i många fall finnas andra källor till osäkerheter som behöver analyseras.

I tillgängliga data för Kungsbackaån finns stora osäkerheter i bottenprofiler, scenarioflöden och kalibreringsdata. Detta är inte unikt utan en relativt vanlig bild av hur underlaget för översvämningskarteringar ser ut i praktiken. Den metod som kunde ta hänsyn till flera osäkra parametrar och samtidigt var praktiskt genomförbar inom ramen för detta examensarbete var scenarioanalys. Genom att använda sig av scenarion, där maximala, normala och minimala värden uppskattades för olika parametrar, skapas en modellensemble, vilka resulterade i ett max-min intervall för vattennivån för 100-årsflödet och BHF. Alla scenarion anses lika sannolika och representerar endast ett intervall vilket det sanna värdet troligtvis ligger inom. Även om metoden är subjektiv och inte ger ett exakt mått på osäkerheten bedöms spridningen i resultatet från de olika scenariona kunna ge en bild av hur stor osäkerheten i resultaten är. Genom att använda sig av scenarion är det även lätt att anpassa metoden till andra osäkerhetsanalyser.

3.7 SCENARION

Med hjälp av scenarion har osäkerheten i kalibreringsflödets storlek, Mannings tal på den del av översvämningsplanet som ligger ovanför kalibreringsnivån och storleken på 100-årsflödet analyserats. Osäkerheten i beräkningen av BHF har inte kunnat uppskattas och undersöktes därmed inte. Däremot undersöktes hur BHF påverkas av de olika kalibreringsflödena och Mannings tal.

En modellensemble skapades där tre olika kalibreringsflöden och tre olika Mannings tal ovanför kalibreringsnivån kombinerades så att nio modellscenarion erhöles. Därefter kördes alla modellscenarion med tre olika 100-årsflöden samt ett BHF. Totalt gjordes således 36 modellsimuleringar. En schematisk bild av modellensemblen visas i figur 5. En mer utförlig beskrivning om varje scenario ges i avsnitt 3.7.2 – 3.7.4.



Figur 5 Schematisk bild över modellensembeln och de tre olika 100-årsflöden och BHF som modellerna simulerades med.

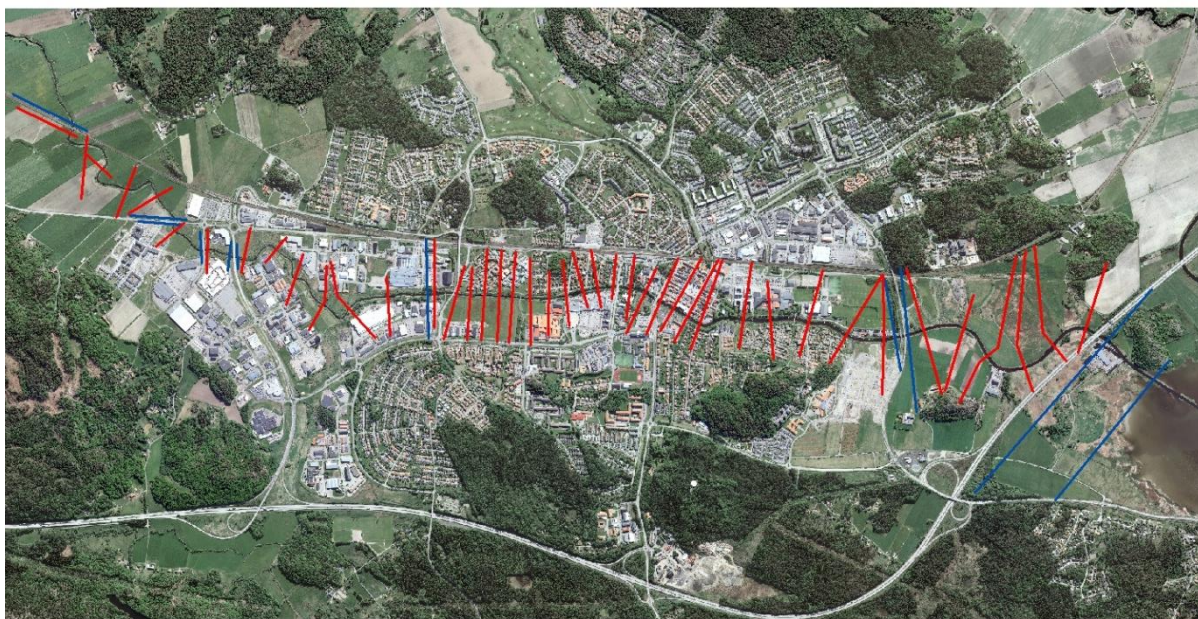
3.7.1 Geometrisk beskrivning av Kungsbackaån

Den geometriska beskrivningen av Kungsbackaån var konstant för alla modeller och bestod av en stomlinje som följer åfåran, tvärsektioner och strukturer. Modellområdet valdes med hänsyn till var det fanns uppmätta bottenprofiler vilket resulterade i en ungefär 8 km lång sträcka med start strax norr om Kungsbacka tätort vid järnvägsbron och avslut vid mynningen i Kungsbackafjorden.

Nya tvärsektioner skapades utifrån NNH och bottenprofiler. Viss bearbetning av NNH gjordes i ArcGIS på grund av att vattenytor och hus inte representeras korrekt i höjdmodellen. Då vattennivån inte var känd vid scanningsstillfället användes Terrängkartans vattenytopolygon för att avgöra var strandlinjen går. Med en rasterberäkning sattes alla pixlar som täcktes av vattenytopolygonen till -10 m så att det tydligt gick att se var vattendraget gick. Eftersom alla hus är borttagna i höjdmodellen var de tvungna att återskapas och upphöjdes till 10 m med hjälp av några rasterberäkningar.

Tvärsektionerna placerades först och främst där det fanns botteninmätningar. På en del platser krävdes ytterligare tvärsektioner för att få en bra representation av ån. I figur 6 visas var tvärsektionerna placerats och vilka som har uppmätt bottenprofil. Med hjälp av verktyget MIKE Hydro (DHI, 2012b) skapades tvärsektioner utifrån shapefilen med tvärsektionernas placering och höjdmodellen. Tvärsektionerna skapade i MIKE Hydro sattes därefter samman med de inmätta bottenprofilerna i MATLAB. Tvärsektioner som saknade bottenprofil erhö

samma bottenprofil som den närmaste inmätta profilen. De brobeskrivningar som är med i modellen är hämtade från den senaste uppdaterade MIKE11-modellen för Kungsbackaån (MSB, 2013).



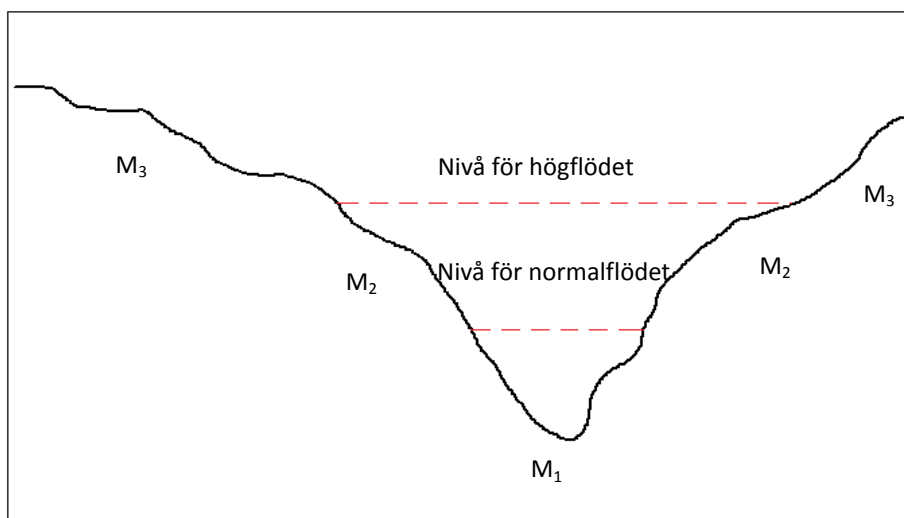
Figur 6 Placeringen av tvärsektioner längs med Kungsbackaån. Röda linjer är tvärsektioner med uppmätta bottenprofiler. Blåa linjer är tvärsektioner med approximerad bottenprofil. ©Lantmäteriet Medgivande i2012/921.

De osäkerheter som finns i den geometriska beskrivningen av Kungsbackaån gäller framförallt bottenprofilerna. Osäkerheten i bottenprofilerna är svåra att beskriva med hjälp av scenarion. Däremot är det möjligt att till viss del kompensera för de fel som finns i bottenprofilerna genom att justera Mannings tal (Pappenberger m.fl., 2005). För att försöka minska effekten av felaktigheter i bottengeometrin kalibrerades därför Mannings tal för botten mot ett normalstort flöde innan kalibrering mot det höga flödet gjordes. Att kalibrera modellen mot två olika flöden visade sig dock inte vara genomförbart för den här modellen vilket beskrivs utförligare i resultatdelen.

3.7.2 Osäkerheter i kalibreringsflöde och Mannings tal

Vid högre vattennivåer är det data från NNH som definierar geometrin i sektionerna utanför den normala åfåran. Effekterna av osäkerheterna i höjdvärdena i NNH antas ha liten påverkan på beräknade nivåer och försummas därför. Däremot påverkar osäkerheten i det höga kalibreringsflödet från översvämningen 2006 vilka Mannings tal tvärsektionerna får ovanför de redan kalibrerade värdena för botten. För att ta hänsyn till osäkerheterna i kalibreringsflödet skapades tre olika kalibreringsscenarion för att representera den tänkbara osäkerhet som flödet hade.

För att kunna kalibrera olika delar av tvärsektionerna användes High/Low flow zones istället för uniform beskrivning av Mannings tal, vilket innebär att tvärsektionen delas in i en bottensektion och en sektion på vardera åstrand, vilket visas i figur 7.



Figur 7 En illustration på den uppdelning av tvärsektionerna som gjordes vid kalibreringen. $M_{1,2,3}$ visar att det är olika Mannings tal i de olika delarna av tvärsektionen.

I några fall har det visats att flödet vid översvämningar varit omkring 60% större än vad den första uppskattningen visat (Beven m.fl., 2011). Ett så stort intervall kändes dock inte rimligt i det här fallet, på grund av att det då skulle krävas orimligt höga eller låga värden på Mannings tal och ändå inte ge en bra kalibrering. Ett max och min värde på 70 respektive 50 m³/s användes istället då det med flödena var möjligt att få till en bra kalibrering. Detta motsvarar alltså ett osäkerhetsintervall på ca $\pm 15\%$ av uppskattat flöde.

Mannings tal anpassades under kalibreringen så att simulerade nivåer maximalt låg ± 3 cm från observerade värden. För att se hur bra överensstämmelsen blev mellan de olika kalibreringarna beräknas medelkvadratroten av felen, RMSE.

Kalibreringen skedde manuellt med trial and error metoden, det vill säga genom att ange ett Mannings tal och sedan kontrollera om kriteriet på ± 3 cm var uppfyllt. Vattennivån närmast utloppet passades in först. Därefter fortsatte kalibreringen uppströms. Genom att gå nerifrån och upp blev det en mindre risk att den redan kalibrerade vattennivån nedströms ändras när Mannings tal högre upp ändras.

3.7.3 Osäkerheter för Mannings tal vid extrema flöden och nivåer

För att flöden högre än kalibreringsflödet ska kunna simuleras behövde Mannings tal på den översta delen av översvämningsplanet bestämmas. Eftersom det inte fanns så höga nivåer att kalibrera emot bestämdes Mannings tal utifrån intervall för olika marktyper synliga på ortofoto.

De marktyper som kunde klassificeras utifrån ett ortofoto var åker, gräs, asfalt och buskar och enskilda träd. Intervallet på Mannings tal för de olika klasserna hämtades från Chow (1959) och står beskrivet i tabell 4.

Tabell 4 Intervall för Mannings tal för olika marktyper hämtade från Chow (1959).

Marktyp	Mannings tal Max	Mannings tal Min	Mannings tal Normal
Åker	50	20	29
Gräs	40	20	30
Asfalt	77	62	70
Buskar och enskilda träd sommartid	25	12	17

3.7.4 Osäkerheter i scenarioflödena

För att få med osäkerheterna i 100-årsflöde kördes modellerna med tre olika värden på 100-årsflödet baserat på det 95%-iga konfidensintervall som Södling (2014) tagit fram. Flödena blev då 37, 50 och 63 m³/s, vilket motsvarar ett osäkerhetsintervall på $\pm 26\%$. Osäkerheterna förknippade med BHF har dock inte kunnat uppskattas i det här arbetet. Däremot undersöktes hur de olika kalibreringarna och Mannings tal ovanför kalibreringsnivån påverkade osäkerheten i beräknade nivåer för BHF.

Vid simuleringarna användes ett konstant flöde och ett nedre randvillkor motsvarande 0,92 m i havet vilket var den nivå som använts vid kalibreringarna. Valet att använda 0,92 m som randvillkor beror även på att den nivån har en återkomsttid på ca 1 år och därmed är sannolik att uppstå i samband med ett högre flöde (Svensson m.fl., 2009). Den sammanvägda återkomsttiden för flödet och havsnivån blir då även lika med flödets återkomsttid (Svensson m.fl., 2009). Vattennivån i ån påverkas starkt av vilket randvillkor som sätts. Vid hög nivå i havet och låg nivå i ån ger havet en dämmande effekt som kan påverka vattennivån i ån långt uppströms. För att undvika att randvillkoret påverkar modellområdet kan randen sättas långt nedströms det område man är intresserad av att undersöka (Domeneghetti, 2013). Men eftersom området i studien ligger så nära utloppet har detta inte varit möjligt i det här fallet.

För att undersöka randvillkorets påverkan på osäkerhetsintervallet gjordes även en körning med randvillkoret 0 m i havet för både 100-årsflödet och BHF.

3.7.5 Översvämningskartor

Till sist överfördes vattennivåerna för 100-årsflödet och BHF till en översvämningskarta. Översvämningskartorna skapades i ArcGIS med hjälp av MIKE Flood Toolbox (DHI-WASY, 2011). Kartorna skapades i två steg där det första steget var att skapa ett vattennivå raster. Rastret skapades genom interpolering mellan linjer som anger vattennivån längs med ån, så kallade vattennivålinjer. För att rastret skulle bli så korrekt som möjligt behövde vattennivålinjerna justeras. Områden där det kan vara svårt att få rastret rätt är bland annat vid kraftiga böjar på vattendraget och där det finns hus som blockerar vattnets färdväg. Hur vattennivålinjerna läggs beror på modellerarens subjektiva bedömningar och kan i vissa fall ha stor betydelse för hur slutresultatet blir. Denna osäkerhet har dock inte studerats i detta arbete.

I det andra steget skapades ett raster med vattendjup och en polygon med översvämnings utbredning. Vattendjupsrastret skapas genom att beräkna skillnaden mellan vattennivå rastret, och en höjdmodell enligt följande:

$[Vattennivå raster] - [Höjdmodell] = [Vattendjup raster]$. Som höjdmodell användes

samma modifierade höjdmodell som användes tidigare för att skapa tvärsektioner. Ingen analys av osäkerheter förknippade med höjdmodellens upplösning på utbredningen har gjorts.

4 RESULTAT

4.1 KALIBRERING MOT NORMALFLÖDE

Kalibreringen mot det normalstora flödet $6 \text{ m}^3/\text{s}$ gav bra överensstämmelse med de observerade vattennivåerna och hölls inom de fastställda gränserna på $\pm 3 \text{ cm}$. Mannings tal justerades så att den simulerade vattennivån som mest skilde sig 2 cm från de observerade värdena och RMSE var 0,01 m, vilket visar på en mycket bra överensstämmelse. En lista med fullständiga kalibreringsvärlden visas i tabell 5. De Mannings tal som anpassades vid kalibreringen låg mellan 12 och $30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ och finns i sin fullo i tabell 6.

Tabell 5 Resultatet från kalibreringen mot normalflödet $6 \text{ m}^3/\text{s}$.

	Observerad nivå [m]	Simulerad nivå [m]	Absolut fel [m]	RMSE [m]
Björkrisbron	0,92	0,92	0	0,01
Varla stockar	0,32	0,30	0,02	
Bergsgatan	0,18	0,20	0,02	
P1:an	0,10	0,09	0,01	
Kolla	0,01	0,1	0	

Tabell 6 Mannings tal efter kalibrering med flödet $6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Läge [m från start]	Mannings tal [$\text{m}^{1/3}/\text{s}$]
0	20
2241	20
3223	15
3670	15
4086	30
5428	30
5918	12
8212	12

4.2 KALIBRERING MOT HÖGFLÖDE

Kalibreringen mot det högre flödet gick inte att genomföra enligt fastställda kriterier för överensstämmelsen mellan modell och observationer. Trots försök med ändrad geometri, och så låga Mannings tal som 1 var den simulerade vattennivån fortfarande så mycket som 0,5 m under de observerade vattennivåerna på en del ställen.

På grund av att kalibreringen i två steg inte gick att genomföra ändrades metoden så att de Mannings tal som kalibrerats in mot normalflödet togs bort och endast kalibrering mot det höga flödet gjordes. Resultaten från dessa kalibreringar blev mycket bättre och kan ses i tabell 7. Vid läge 7670 var det dock inte möjligt att uppfylla kalibreringskriteriet på $\pm 3 \text{ cm}$ på grund

av havets dämmande effekt. RMSE för de olika scenariona låg kring 0,02 m för alla modeller (se tabell 8).

De Mannings tal som bestämts under kalibreringen varierade från 5 till 40 m^{1/3}/s och kan ses i tabell 9. På grund av att det fanns observationer på flera platser än vid kalibreringen mot normalflödet blev antalet Mannings tal som användes längs med ån större.

Tabell 7 Resultaten från kalibreringen med max, min och medelvärde för höglödet.

Läge[m från start]	Observerad nivå [m]	Scenario 50 m ³ /s		Scenario 60 m ³ /s		Scenario 70 m ³ /s	
		Simulerad nivå [m]	Absolut fel [m]	Simulerad nivå [m]	Absolut fel [m]	Simulerad nivå [m]	Absolut fel [m]
1195	4,22	4,2	0,02	4,2	0,02	4,23	0,01
1930	3,92	3,92	0,00	3,94	0,02	3,94	0,02
3245	3,12	3,13	0,01	3,14	0,02	3,13	0,01
3390	2,92	2,93	0,01	2,93	0,01	2,92	0
3802	2,72	2,73	0,01	2,71	0,01	2,71	0,01
4096	2,52	2,53	0,01	2,55	0,03	2,55	0,03
4253	2,42	2,43	0,01	2,44	0,02	2,43	0,01
4518	2,22	2,23	0,01	2,22	0	2,2	0,02
4779	2,02	2,05	0,03	2,04	0,02	2,04	0,02
5022	1,82	1,84	0,02	1,83	0,01	1,82	0
5263	1,72	1,71	0,01	1,71	0,01	1,7	0,02
5580	1,52	1,52	0,00	1,52	0	1,53	0,01
6263	1,42	1,4	0,02	1,41	0,01	1,42	0
7670	0,92	0,96	0,04	0,97	0,05	0,99	0,07

Tabell 8 RMSE för kalibreringen med max, min och medelvärde för höglödet.

	Scenario 50 m ³ /s	Scenario 60 m ³ /s	Scenario 70 m ³ /s
RMSE [m]	0,018	0,021	0,024

Tabell 9 Mannings tal efter kalibreringen med max, min och medelvärde för högflödet.

Läge [m från start]	Mannings tal [$m^{1/3}/s$]		
	Scenario 50 m^3/s	Scenario 60 m^3/s	Scenario 70 m^3/s
0	27	30	33
1022	27	30	33
1195	8	20	24
1228	8	20	24
1274	14	20	24
1755	14	20	24
2005	11	12	14
2241	11	12	14
2492	10	12	14
3250	10	12	14
3270	4	5	6
3407	8	7	8
3491	12	16	19
3977	12	16	19
4086	14	16	19
4487	14	16	19
4588	10	12	14
4889	10	12	14
4978	18	22	27
5428	18	22	27
5666	33	40	45
6255	33	40	45
6309	14	17	20
7163	14	17	20
7395	14	17	30
7636	30	30	30
8212	30	30	30

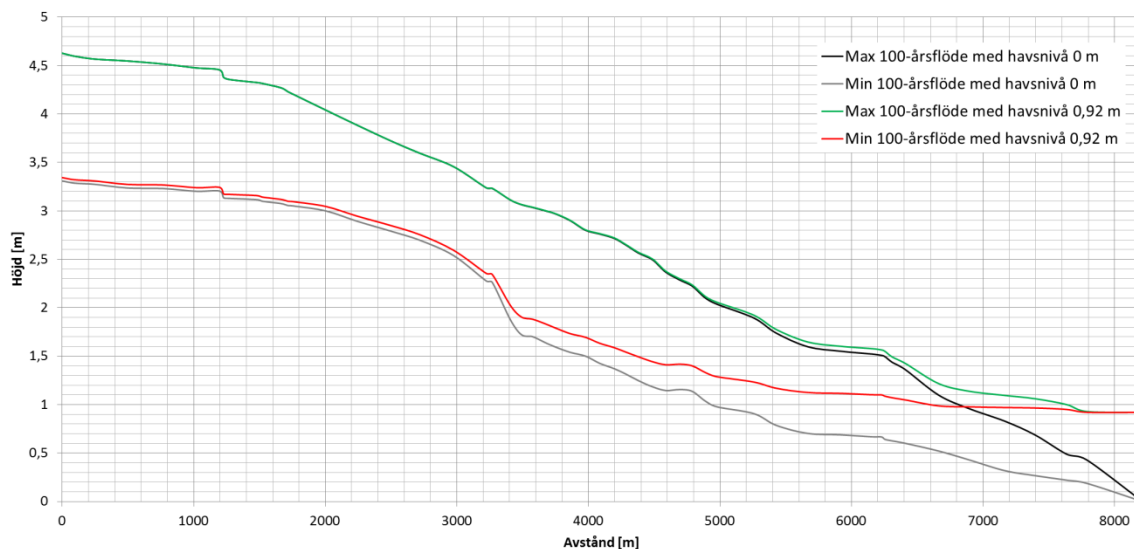
4.3 OSÄKERHET I VATTENNIVÅ FÖR 100-ÅRSFLÖDE

Ett diagram över de två modeller som gav högst respektive lägst nivå vid de två olika havsnivåerna visas i figur 8. Modellen som gav högst nivå för båda havsnivåerna kalibrerades mot flödet 50 m^3/s och hade de lägsta värdena för Mannings tal på översvåmningsplanet samt det högsta 100-årsflödet. Modellen med motsatta värden, det vill säga ett kalibreringsflöde på 70 m^3/s , de högsta Mannings talen och det lägsta 100-årsflödet fick lägst vattennivå.

Osäkerhetsintervallets bredd då havsnivån är 0,92 m varierar längs med ån men är som bredast vid läge 0 med 1,3 m differens. Sedan smalnar intervallet ned till 0,8 m vid läge 2700 för att återigen öka till 1,2 m vid läge 3750. Därefter konvergerar intervallet mot utloppet på grund av att simuleringen där domineras av att uppfylla randvillkoret på 0,92 m. Eftersom

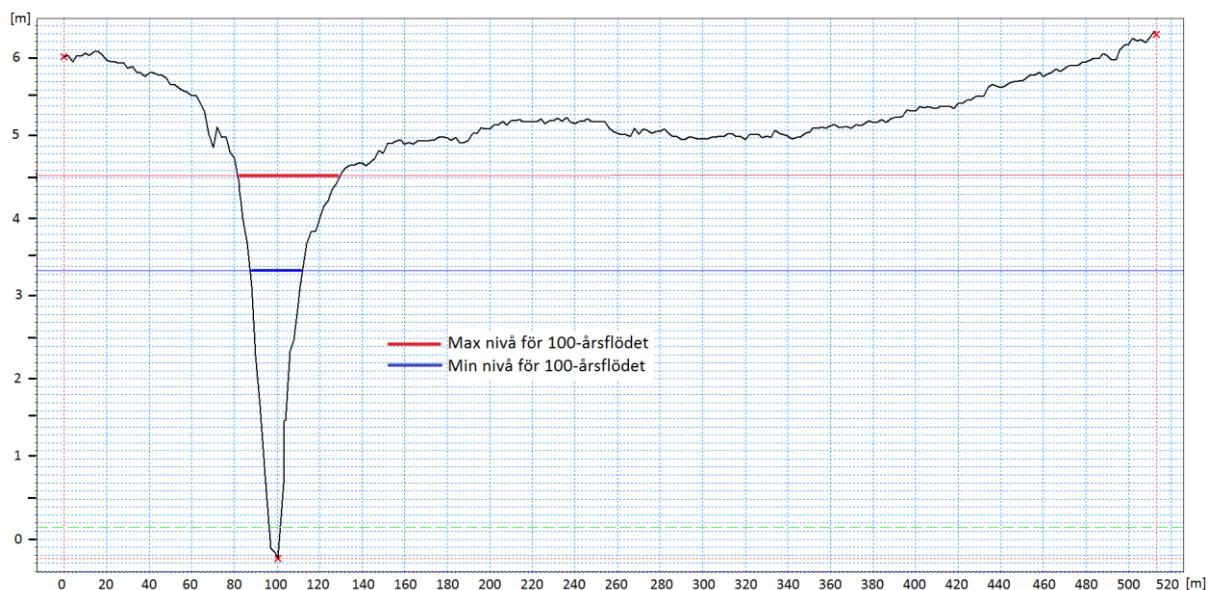
vattennivån i ån påverkas av vattennivån i havet kommer osäkerhetsintervallet att se lite olika ut beroende på vilken havsnivå som används som randvillkor.

Då havsnivån ändrades till 0 m blev osäkerhetsintervallet bredare i hela modellområdet men framförallt närmast utloppet på grund av att havsnivån då inte skapar någon dämning i ån. I diagrammet syns även att den dämmande effekten av en havsnivå på 0,92 m påverkar intervallets lägsta vattennivå i hela modellområdet medan intervallets högsta nivå endast påverkas till ungefär en tredjedel uppströms. Ju högre nivå är i ån desto mindre effekt har således en hög havsnivå och tvärtom.

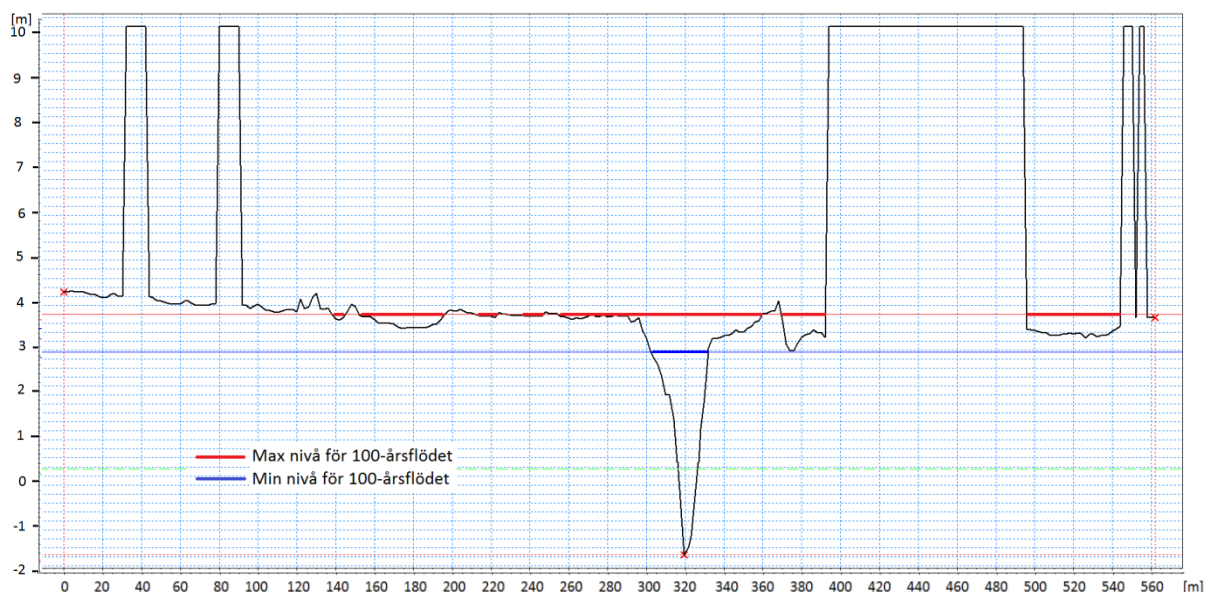


Figur 8 Högsta och lägsta vattennivå för 100-årsflödet då havsnivån är 0 m och 0,92 m.

Att intervallets bredd varierar längs med ån beror framförallt på att formen på tvärsektionerna varierar. Då vattnet rinner i en smal åfåra måste vattenytan höjas mer när flödet ökar än när vattnet rinner i en bredare fåra, vilket illustreras i figur 9 och 10. Figuren visar tvärsektionerna vid läge 0 och 2700 där osäkerhetsintervallet var som bredast och smalast. Vid läge 0 lutar terrängen kring åfåran mer än vid läge 2700 och vattenytan höjs därför mer där när flödet ökar. Vid läge 2700 når den högsta vattennivån i intervallet upp på det flacka översvämningsplanet och breder ut sig mer vilket gör att vattenytan inte höjs lika mycket när flödet ökar.



Figur 9 Högsta och lägsta vattennivån för 100-årsflödet i tvärsektion vid läge 0 m.



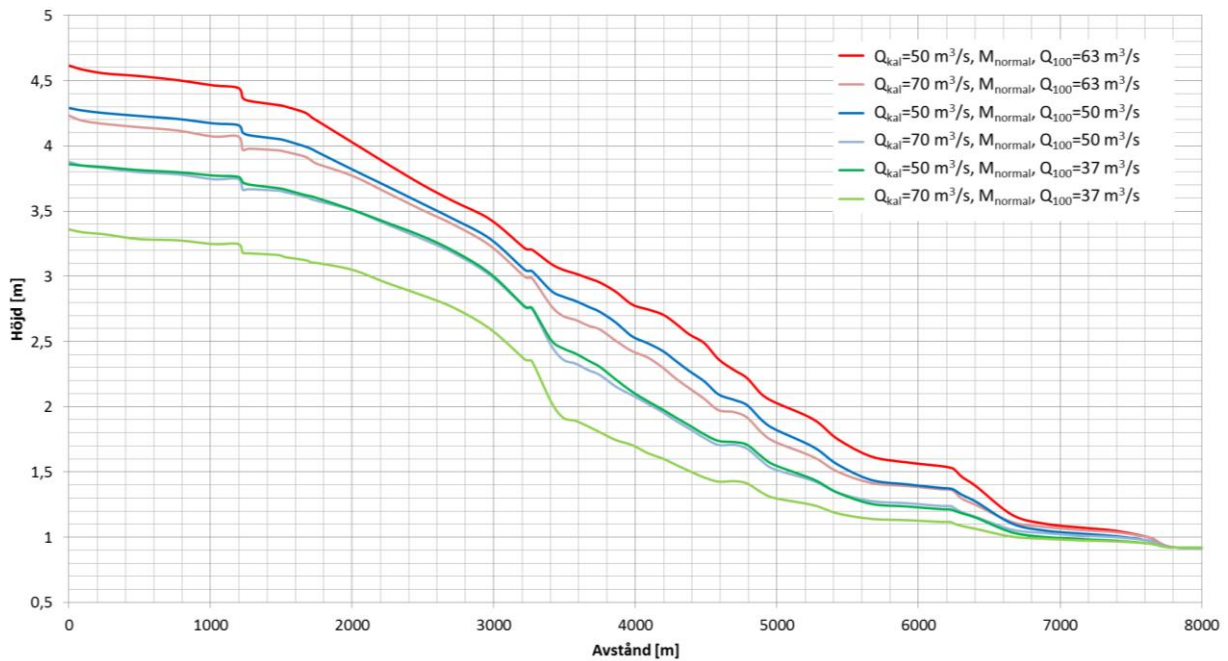
Figur 10 Högsta och lägsta vattennivån för 100-årsflödet i tvärsektion vid läge 2718.

I figur 10 ses även den begränsning som en 1D-modell har. Den kan inte beräkna flöde i sidled och om det finns sänkor i översvämningsplanet vattenfylls dessa så fort vattennivån överstiger markytan även om det finns ett högre parti mellan åfåran och sänkan som i verkligheten hindrar vattnet från att rinna dit. Detta syns tydligast i den högra delen av bilden där ett stort hus borde blockera vattnet från att rinna ut på den högra sidan om huset. Detta förstår dock inte modellen och skapar istället en parallell kanal till höger om det stora huset.

4.3.1 Osäkerhet till följd av olika kalibreringsflöden

För att se vilken effekt de olika kalibreringsflödena hade på vattennivån visas i figur 11 skillnaden mellan de olika 100-årsflödena vid olika av kalibreringsflöden. För att göra bilden tydligare har endast resultaten från modellerna kalibrerade mot 50 och 70 m³/s redovisats då de gav upphov till högst och lägst nivåer för varje flödesstorlek. Alla modeller i diagrammet

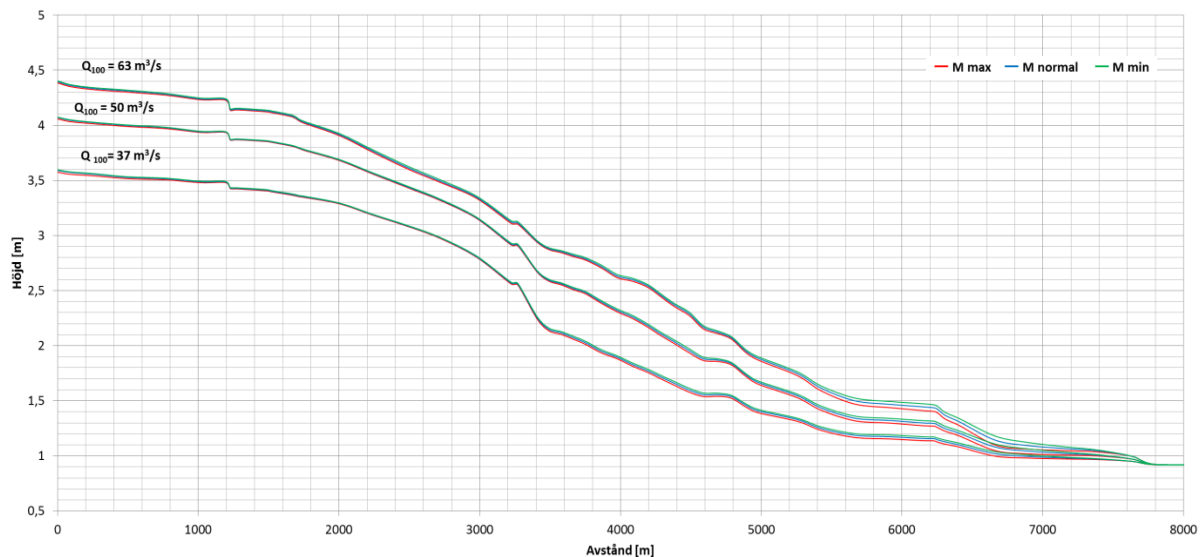
har simulerats med normala Mannings tal ovanför det kalibrerade översvänningsplanet. Störst skillnad mellan 100-årsflödena var det mellan de minimala flödena på $37 \text{ m}^3/\text{s}$, vilka syns med grön färg. Där var skillnaden som mest 54 cm vid läge 1200 m. För de medelstora flödena på $50 \text{ m}^3/\text{s}$, som visas med blå färg, var skillnaden som störst 49 cm vid läge 3900 m och för det högsta flödet på $63 \text{ m}^3/\text{s}$, som markerats med röd färg, var skillnaden som störst 42 cm vid läge 4500 m.



Figur 11 Vattennivån från några olika scenarion för 100-årsflödet.

4.3.2 Osäkerhet till följd av olika scenarionflöden

I figur 11 går det även att se hur stor skillnad de olika 100-årsflödena ger upphov till. Om man jämför nivåerna från modellerna kalibrerade mot samma flöde ser man att skillnaden mellan nivån simulerad med det största 100-årsflödet och det minsta 100-årsflödet är större än skillnaden till följd av kalibreringen. För modellerna kalibrerade mot $50 \text{ m}^3/\text{s}$ är skillnaden som störst 77 respektive 76 cm vid läge 0 och 4200. För modellerna kalibrerade mot $70 \text{ m}^3/\text{s}$ är skillnaden som mest 90 cm vid läget 0 och 80 cm vid läget 3500. Skillnaden mellan största och minsta 100-årsflödet i modellerna kalibrerade mot $60 \text{ m}^3/\text{s}$ visas i figur 12. I figuren visas även hur simuleringarna påverkas av olika Mannings tal på översvänningsplanet. Som mest var skillnaden i vattennivå mellan det största och minsta flödet 83 cm vid läge 0 och 80 cm vid läge 4200.

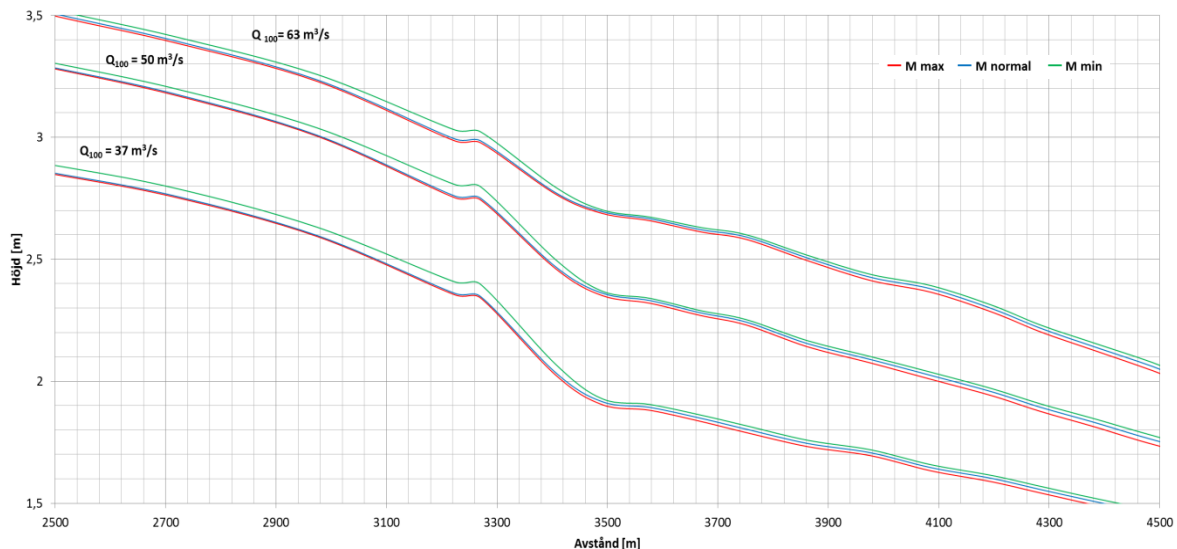


Figur 12 Vattennivå mellan de olika 100-årsflödena från modellerna kalibrerade mot flödet $60 \text{ m}^3/\text{s}$. Även skillnaden till följd av olika Mannings tal visas.

4.3.3 Osäkerhet till följd av olika Mannings tal ovanför kalibreringsnivån

Effekten av olika Mannings tal på översvämningsplanet är liten för 100-årsflödet, vilket visas i figur 12 ovan. Detta beror i huvudsak på att det endast är en mycket liten andel av vattnet som rinner på översvämningsplanet eftersom 100-årsflödena är lägre eller endast något högre än kalibreringsflödena. Noterbart är dock att nivåerna för olika Mannings tal skiljer sig åt även för de 100-årsflöden som är lägre än kalibreringsflödena. I de fallen borde inget vatten rinna ovanför den kalibrerade delen av tvärsektionerna och således borde det inte vara någon skillnad alls mellan modeller med olika Mannings tal på översvämningsplanet. Att det ändå blir en liten skillnad beror på att en 1D-modell inte kan beräkna flödet i sidled och att vattnet därför kan strömma på översvämningsplanet även vid låga flöden om det finns svackor i översvämningsplanet. Bilden på tvärsektionen i figur 10 visar ett exempel på hur det kan se ut när sänkor vattenfylls.

Skillnaden i vattennivå till följd av variationen av Mannings tal på översvämningsplanet varierade som mest i de södra delarna av ån där tvärsektionerna är låga och flacka. Modellerna kalibrerade mot $50 \text{ m}^3/\text{s}$ har störst skillnad med 10 cm vid läge 6700, medan skillnaden i modellerna kalibrerade mot $70 \text{ m}^3/\text{s}$ på samma plats endast är 6 cm på grund av den lägre vattennivån. Vattennivån är dock inte avgörande för hur stor skillnaden mellan olika Mannings tal blir. I figur 13 ser man att de lägre vattennivåerna vid läge 3260 i modellerna kalibrerade mot $70 \text{ m}^3/\text{s}$ har större skillnad. Detta beror på att översvämningsplanet består av flera olika marktyper med olika Mannings tal vilka kombineras på olika sätt beroende på vattennivån. I den övre halvan av modellområdet är skillnaden mindre och varierar som mest mellan 3 och 5 cm.

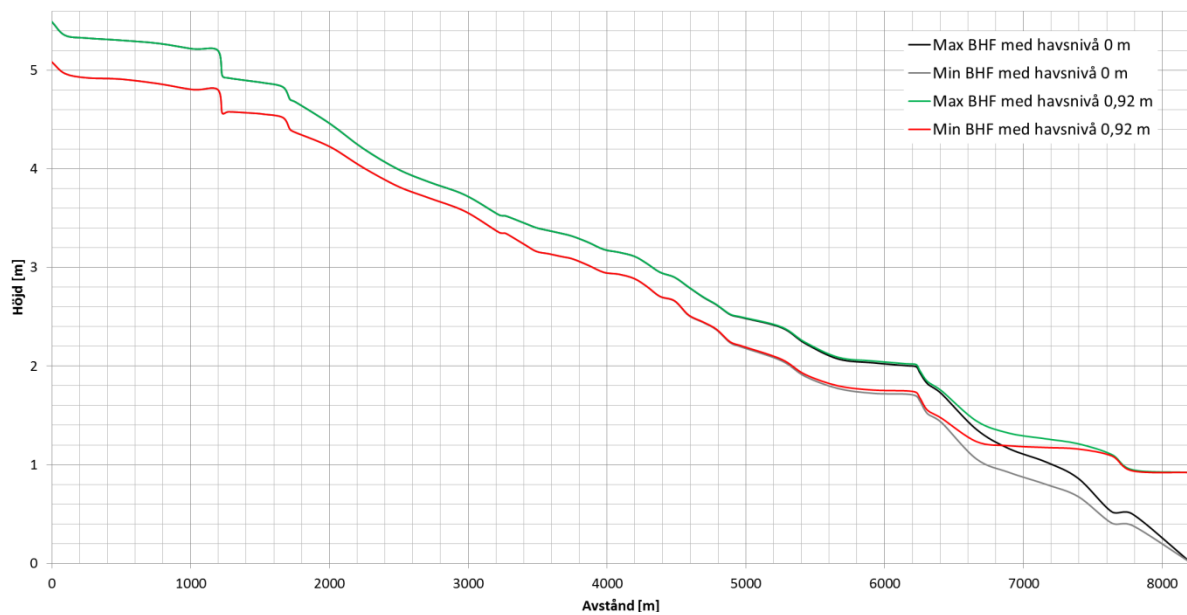


Figur 13 Förstorad bild av vattennivåer för 100-årsflödet för modellerna kalibrerad mot 70 m³/s.

4.4 OSÄKERHET I VATTENNIVÅ FÖR BHF

För BHF där endast variationen av olika kalibreringsflöden och Mannings tal undersöktes blev intervallet mellan maximal och minimala nivå mindre än intervallet för 100-årsflödet. Figur 14 visar osäkerhetsintervallet för BHF då havsnivån är 0 m respektive 0,92 m. Eftersom vattennivån i ån för BHF är mycket hög har havsnivån inte så stor dämpande effekt och en mindre del av intervallet påverkas än i fallet med 100-årsflödet. Skillnaden i bredden på intervallet då havsnivån är 0 m och 0,92 m är inte heller så stort som i fallet med 100-årsflödet.

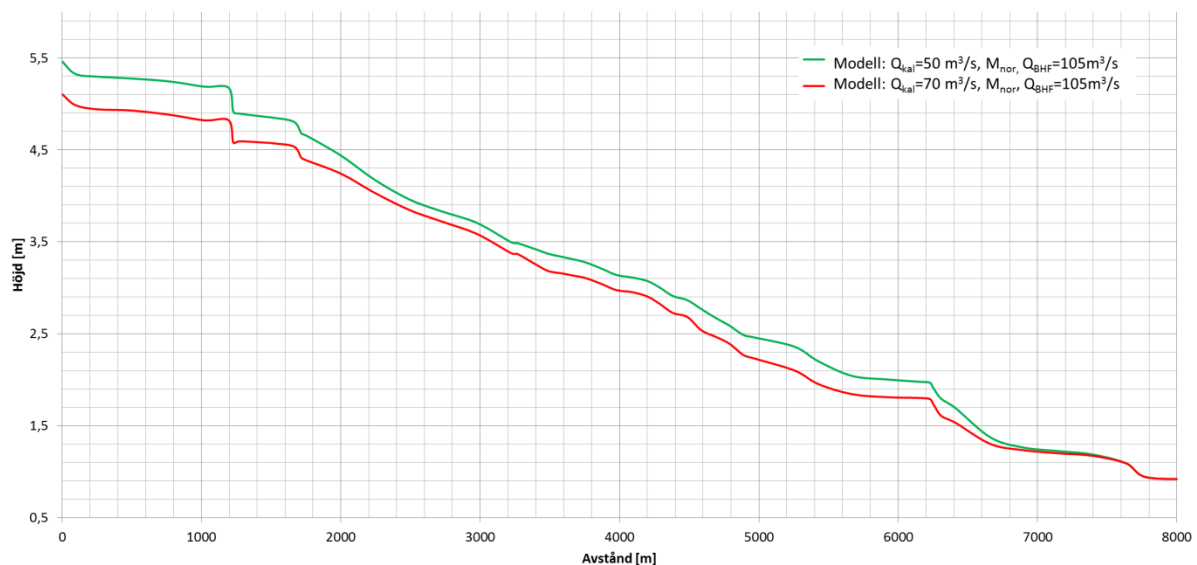
I diagrammet ser man att intervallet är bredare i början av modellområdet än längre nedströms för båda havsnivåerna, vilket återigen är ett resultat av formen på tvärsektionerna. Största bredden på intervallet finns i början av modellområdet fram till och med läge 1200. Där varierar bredden mellan 38 och 41 cm. Därefter smalnar intervallet till som minst 16 cm vid läge 2700 för att återigen breddas till 32 cm vid läge 5250. Liksom med 100-årsflödet konvergerar intervallen mot utloppet på grund av randvillkoren och liksom för 100-årsflödet är intervallen endast representativa för respektive randvillkor.



Figur 14 Skillnad i högsta och lägsta vattennivå för BHF då randvillkoret är 0 m och 0,92 m.

4.4.1 Osäkerhet till följd av olika kalibreringsflöden

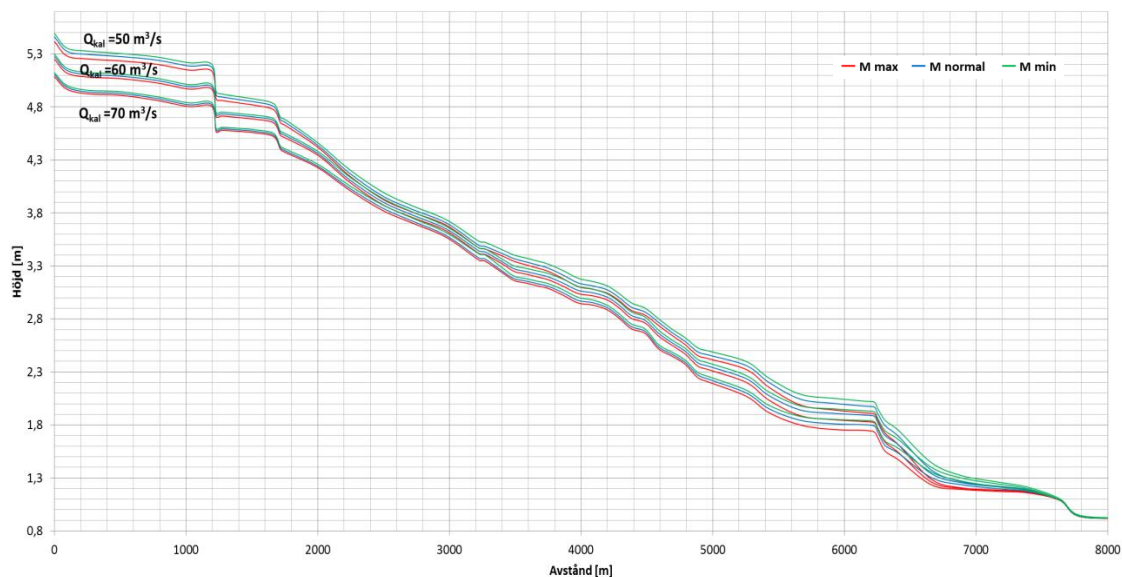
Eftersom endast en storlek på BHF simulerades var det istället kalibreringen som skapade störst skillnad i vattennivå för BHF. Då skillnaden mellan modellerna kalibrerade mot 50 och 70 m^3/s och med normalstora Mannings tal ovanför kalibreringsnivån jämfördes, erhöles ett intervall snarlikt det för den totala skillnaden. Intervallet visas i figur 15. Från att ha varit 41 cm som bredast blev intervallet 36 cm på det bredaste stället vid läge 1000. Vid läge 3000, där intervallet är som smalast, är skillnaden 11 cm och ökar sedan till 26 cm vid läget 5250. Detta är samma lägen som även är bredast och smalast för det totala intervallet.



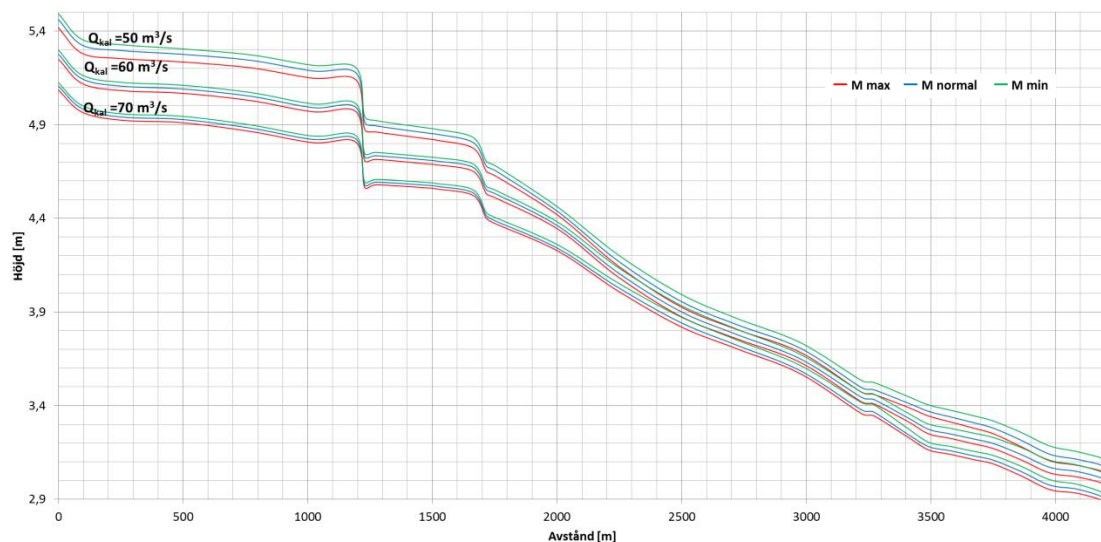
Figur 15 Skillnad i vattennivå för BHF mellan modeller kalibrerade mot flödet 50 och 70 m^3/s och normalstora Mannings tal.

4.4.2 Osäkerhet till följd av olika Mannings tal ovanför kalibreringsnivån

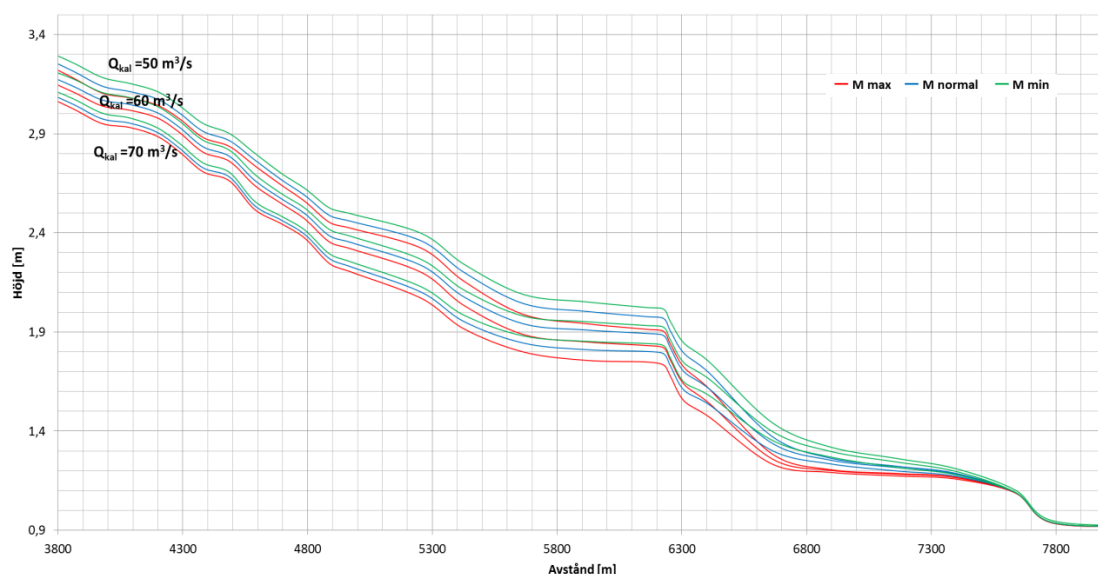
När vattennivåerna från alla modellscenarion simulerade med BHF jämförs ser man att det är störst skillnad mellan modellerna med olika Mannings tal i början och slutet av modellområdet (figur 16). Skillnaderna är även störst för modellerna kalibrerade mot 50 m³/s. Fram till läge 1200 är skillnaden ca 7 cm mellan de modellerna, medan skillnaden för de modeller kalibrerade mot högre flöden är 4 och 3 cm (figur 17). I den nedre delen av ån vid läge 6700 är skillnaderna som störst och uppgår till 16 cm för modellerna kalibrerad mot 50 m³/s och minskade till 14 och 12 cm i modellerna kalibrerade mot 60 och 70 m³/s (figur 18).



Figur 16 Vattennivåer från alla modellscenarion för BHF.



Figur 17 Den övre halvan av modellområdet med vattennivåer från alla modellscenarion för BHF.

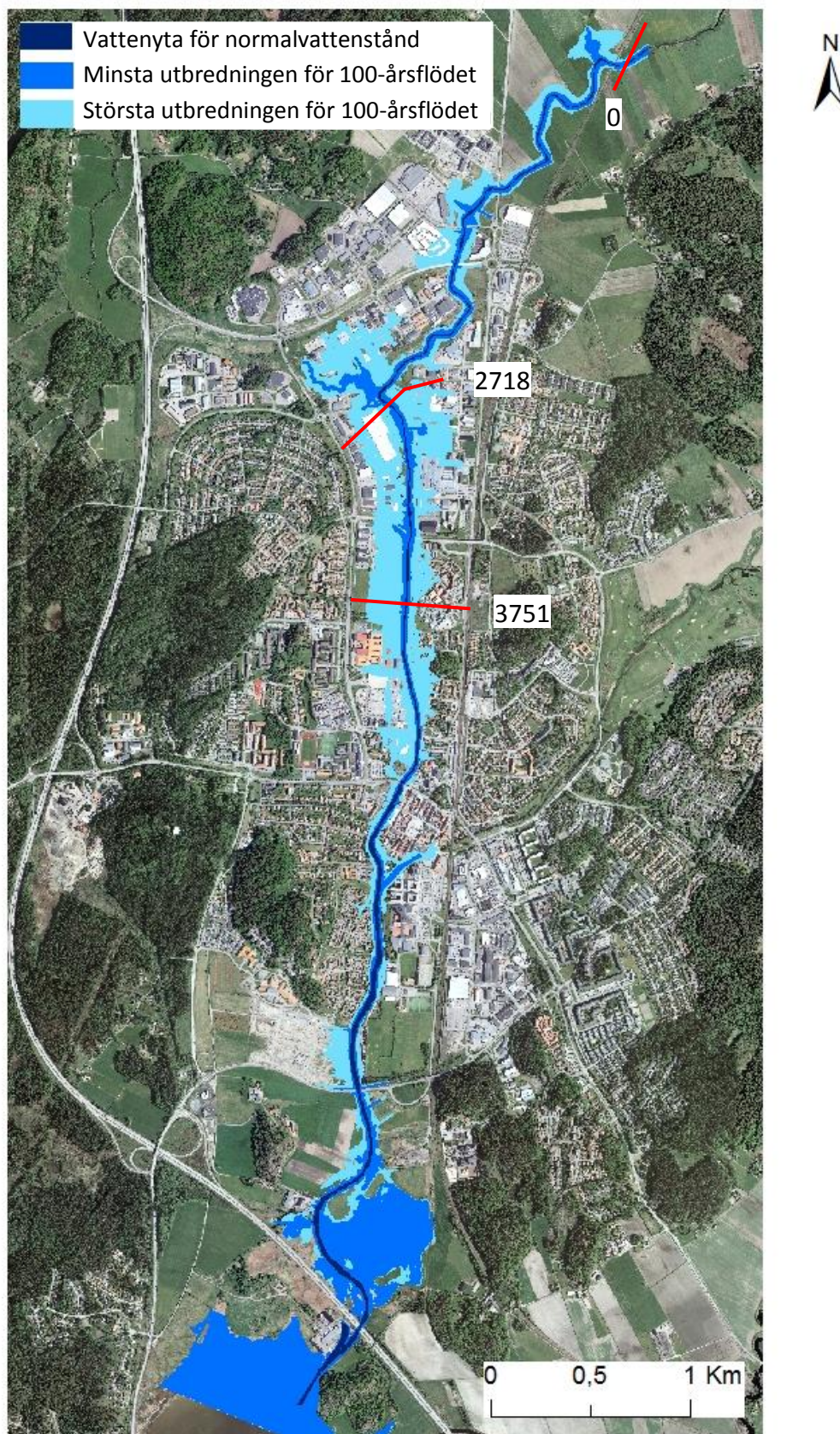


Figur 18 Den nedre halvan av modellområdet med vattennivåer från alla modellscenarion för BHF.

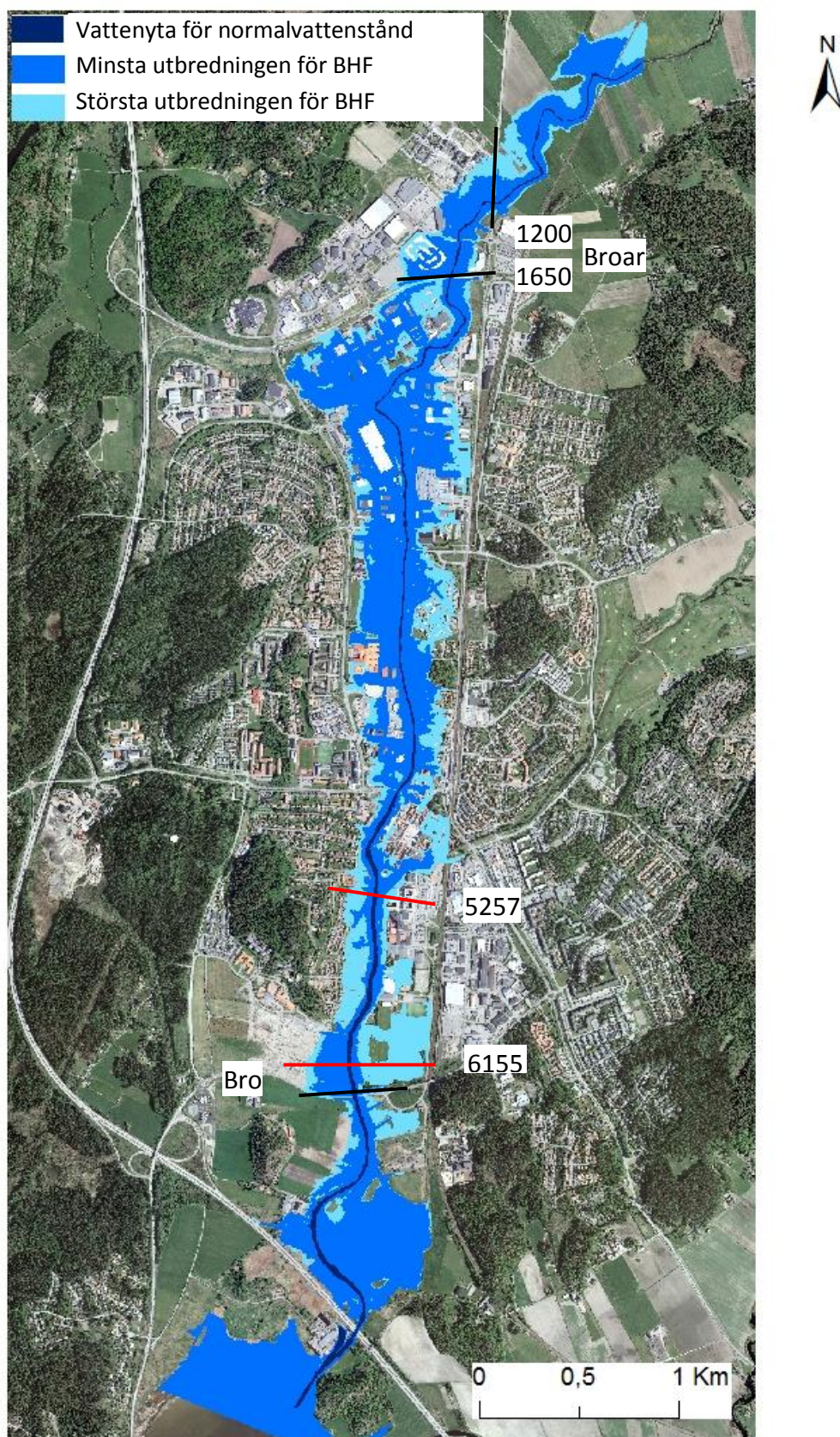
4.5 ÖVERSVÄMNINGSKARTOR

I figur 19 och 20 visas utbredningen från de högsta och lägsta vattennivåerna för 100-årsflödet och BHF. För den lägre nivån för 100-årsflödet är vattnets utbredning relativt begränsad och den största översvämningen sker på ängs- och åkermark i närheten av utloppet. Utbredningen av den högre vattennivån ger dock en betydande del översvämmad mark i de centrala delarna av Kungsbacka. För den lägre nivån översvämmas en yta på $0,8 \text{ km}^2$ och för den högre vattennivån blir översvämningsytan nästan dubbelt så stor på $1,5 \text{ km}^2$. Det finns alltså en stor osäkerhet i hur stor utbredningen blir för 100-årsflödet. Värt att notera är även att det nästan är omvända förhållanden mellan de områden som har störst osäkerhet i vattennivå och de områden som har störst osäkerhet i utbredning. Där osäkerhetsintervallet för vattennivån är som bredast, det vill säga vid läge 0 och 3751 är utbredningen förhållandevis liten eftersom översvämningsplanet lutar brant där. Där osäkerhetsintervallet för vattennivån är som smalast, vid läge 2718, är osäkerheten i utbredning som störst eftersom det är ett flackt parti. Bredden på det osäkra området är vid 2718 ca 200 m på vardera sida om ån.

För BHF är det ett betydligt större område som blir översvämmat. Eftersom intervallet för vattennivån inte var så brett blir även skillnaden i utbredningens osäkerhet relativt liten. Arean för den låga nivås utbredning är $1,8 \text{ km}^2$ medan den högre nivås utbredning har en area på $2,4 \text{ km}^2$. Till skillnad från 100-årsflödet, där osäkerheten i utbredning var som störst där vattennivåns osäkerhet var minst, är osäkerheterna för utbredningen vid BHF störst mellan läge 5257 och 6155 vilket är ett parti där osäkerheten för vattennivån också är relativt stor. Osäkerheten i utbredning är i detta område som mest ca 300 m på den östra sidan av ån och 120 m på den västra sidan av ån. Att det omvända förhållandet inte gäller i detta fall beror på att det i större utsträckning skapas dämningar vid broar vid detta höga flöde än vid 100-årsflödet. Precis söder om det utpekade området finns en bro som skapar en dämning vilket leder till stor utbredning då området är relativt flackt. Detsamma sker även vid två broar i den norra delen av modellområdet.



Figur 19 Översvämningsutbredningen för den högsta och lägsta vattennivån för 100-årsflödet. De röda strecken visar några tvärsektioner och dess lägen. ©Lantmäteriet Medgivande i2012/921.



Figur 20 Översvämningsutbredningen för den högsta och lägsta vattennivån för BHF. De röda strecken visar några tvärsektioner och dess lägen och de svarta sträcken markerar lägen för några broar. ©Lantmäteriet Medgivande i2012/921.

5 DISKUSSION

5.1 LITTERATURGENOMGÅNG

Av litteraturgenomgången kunde konstateras att det finns stora osäkerheter i indata, parametervärden och modellstruktur i de flesta hydrauliska modeller. Hur stora de är varierar från fall till fall. Litteraturgenomgången visade också att det finns många olika osäkerhetsanalysmetoder, men att det ännu inte finns några riktlinjer för vilken metod som passar bäst i olika fall. Detta är kanske det största problemet med osäkerhetsanalys idag. De regelverk som finns kan dock vara till hjälp för att se vad man bör tänka på i en osäkerhetsanalys. En viktig poäng som tas upp av Beven m.fl.(2011) är att arbetet med att göra en osäkerhetsanalys måste stå i rimlig proportion till den nytta en osäkerhetsanalys kan ge. Trots de svårigheter man kan stöta på vid en osäkerhetsanalys kan den ge viktig information både till modellerare och beslutsfattare. För modellerare kan en osäkerhetsanalys leda till bättre kunskap om modellen, eftersom man tvingas fundera på vilka processer som ingår och vilka beslut som gjorts för att skapa modellen. För beslutsfattaren leder osäkerhetsanalysen förhoppningsvis också till ökad förståelse om vad som ligger till grund för resultatet och vilka begränsningar som modellen har.

5.2 KALIBRERING

De Mannings tal som erhöles från kalibreringen med det normalhögflödet låg mellan 12 och 30 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$. Detta stämmer bra överens med tabellerade värden som ligger mellan 15 och 30 för skrovligheten i åfåran (Merwade m.fl., 2008; Chow m.fl., 1988).

När den andra kalibreringen mot högflödet gjordes gick det inte att komma i närheten av de fastställda kriterierna på ± 3 cm. Anledningen till att det inte gick att genomföra kalibreringen i två steg kan vara att när den normala åfåran översvämmas genereras virvlar som ökar strömningsmotståndet i hela sektionen. Därmed skulle det inte vara korrekt att behandla Mannings tal i den normala åfåran som oberoende av flödet, vilket tvåstegskalibreringen bygger på. Detta skulle i så fall kunna visa på att modellen inte ger bra resultat då den körs med ett annat flöde än den är kalibrerad mot. Detsamma gäller troligtvis även andra hydrauliska modeller som använder sig av Mannings ekvation för att beräkna flödeskapaciteten eftersom ekvationen inte beskriver alla energiförluster på ett korrekt sätt (Environmental Agency, 2004). För att förbättra flödeskapacitetsberäkningarna i hydrauliska modeller har en ny metod tagits fram av Environmental Agency (2004). Den nya metoden använder Reynolds Averaged Navier-Stokes (RANS) ekvation istället för Mannings ekvation för att beräkna flödeskapaciteten. Med RANS ekvationen tas fler typer av energiförluster med i beräkningarna och kanske är detta ett bra alternativ om det inte finns kalibreringsflöden av samma storlek som scenarioflödena.

De Mannings tal som erhöles då kalibreringen endast gjordes mot högflödet varierade ganska mycket längs med ån och mellan de olika kalibreringsflödena. Värdena för Mannings tal för alla tre kalibreringsflöden var mellan 4 och 45 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$ vilket är ett större intervall än vad som vanligtvis används. När 50 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$ användes som kalibreringsflöde blev skillnaden i Mannings tal minst och låg mellan 4 och 33 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$. På många ställen längs med ån blev Mannings tal lågt, vilket skulle kunna förklaras av att vattennivån låg ovanför den normala åfåran och

därför var skrovligheten större, men också av att det finns flera broar längs med ån som ger upphov till turbulens och därmed ökade energiförluster. I sektionen med Mannings tal $4 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ finns ett litet fall som troligtvis skapar stor turbulens och därmed sänker Mannings tal. Kalibreringen med $50 \text{ m}^3/\text{s}$ var också den som fick lägst RMSE. Även om det bara skiljde sig några hundradelar till kalibreringen med $70 \text{ m}^3/\text{s}$ och endast ett fåtal olika Mannings tal testades, kanske det kan ses som en svag antydning om att det verkliga flödet låg närmre 50 än $70 \text{ m}^3/\text{s}$.

I den här studien användes flera olika Mannings tal längs med ån. Vid modellering används ibland endast ett Mannings tal för åfåran och ett för översvåmningsplanet (Pappenberger m.fl., 2005) vilket underlättar kalibreringen på grund av att antalet frihetsgrader då är få. När flera Mannings tal används och det finns fler frihetsgrader, ökar chansen att hitta olika kombinationer av Mannings tal som ger en lika bra kalibrering. Detta har visats av bland annat Pappenberger m.fl. (2005). Således är det mycket troligt att det skulle gå att använda andra kombinationer och uppsättningar av Mannings tal än de som använts här för att få en lika bra kalibrering.

5.3 OSÄKERHET I VATTENNIVÅ

Utifrån de olika simulerade scenariona för 100-årsflödet kan det konstateras att det är en stor skillnad mellan högsta och lägsta simulerade vattennivåer. Som mest var intervallet $1,3 \text{ m}$ mellan högsta och lägsta vattennivån, men det minskar ju närmare mynningen man kommer. Avsmalningen av intervallet kan delvis förklaras av att området där är flackt, vilket gör att vattnet kan breda ut sig mer istället för att nivån blir högre, men framförallt beror det på randvillkoret. I det här fallet när randen består av en havsnivå finns ingen osäkerhet förknippad med randvillkoret i sig, däremot kommer resultatet av simuleringarna att variera beroende på vilket randvillkor som används, på grund av dämningseffekten. I andra översvåmningskarteringar av områden som inte ligger nära mynningen kan det dock finnas osäkerheter i det nedre randvillkoret om det till exempel består av en avbördningskurva. Om randvillkoret då inte kan sättas så långt nedströms att det inte påverkar resultaten är detta något som även bör övervägas att tas med i osäkerhetsanalysen.

Störst skillnad mellan de olika simulerade vattennivåerna, 90 cm , hade de olika 100-årsflödena som också hade det största osäkerhetsintervallet på $\pm 26\%$. Kalibreringsflödena hade ett osäkerhetsintervall på $\pm 15\%$ vilket gav en skillnad i vattennivå på 54 cm som mest. Om man endast tittar på den största skillnaden i vattennivå som 100-årsflödet och kalibreringsflödena gav upphov till verkar osäkerheten i scenariona återspeglas i osäkerheten för vattennivån eftersom förhållandet mellan 15 och 26% och 54 och 90 cm båda är ca $0,6$. Effekten av olika Mannings tal ovanför kalibreringsnivån hade en liten effekt på endast några centimeter, men den var större än förväntat eftersom det inte borde runnit så mycket vatten ovanför kalibreringsnivån då 100-årsflödena i de flesta fall var lägre än kalibreringsflödena. Denna osäkerhet visar snarare på den osäkerhet som 1D-modeller bidrar med då de inte kan ta hänsyn till lateral strömning.

Man kunde även konstatera att modeller med låga vattennivåer hade störst osäkerhet när det gäller kalibrering och storleken på 100-årsflödet. De olika kalibreringarna gav störst skillnad

för det låga 100-årsflödet, vilket även hade de lägsta nivåerna. Störst skillnad mellan 100-årsflödena fanns i modellerna med lägst vattennivåer (kalibrerade mot 70 m³/s). Vid lägre nivåer hamnar allt vatten i åfåran med brant sluttande sidor, vilket gör att en liten förändring ger större utslag på nivån än när nivån ligger ovanför det flacka översvåmningsplanet. Detta visar att formen på tvärsektionerna också spelar stor roll för hur osäkert resultatet blir.

För BHF undersöktes endast hur mycket olika Mannings tal i åfåran och ovanför kalibreringsnivån påverkade vattennivån. Olika Mannings tal i åfåran berodde på att olika kalibreringsflöden användes. I jämförelse med 100-årsflödena gav de olika kalibreringarna en mindre effekt för BHF. Skillnaden i vattennivå för olika Mannings tal var som mest 36 cm vilket var mindre än för alla tre 100-årsflöden där skillnaden var 54, 49 och 42 cm som mest. Variationen på Mannings tal ovanför kalibreringsnivån gav inte heller någon större skillnad förutom vid läge 6700 och de första 1200 m. Vid läge 6700 var skillnaden 16 cm vilket var 6 cm högre än för 100-årsflödet och fram till läge 1200 var skillnaden 7 cm för modellerna kalibrerade mot 50 m³/s till skillnad mot 4 – 5 cm för 100-årsflödet. För övrigt låg skillnaden på 3-4 cm vilket den även gjorde för 100-årsflödet. Detta tyder på att de områden som är flacka och således svämmas över, översvämmas redan vid 100-årsflödena. Eftersom vattenytan är så pass utbredd redan för 100-årsflödena höjs vattenytan inte speciellt mycket för BHF och det blir i princip samma Mannings tal för de olika flödena.

5.4 ÖVERSVÄMNINGSKARTOR

I översvåmningskartorna kunde man se att stor osäkerhet i vattennivåsimuleringen inte behöver betyda stor osäkerhet i utbredning utan styrs av hur stark lutning terrängen har. I brantare områden blir osäkerheten mindre vilket även konstaterats av Brandt (2009). Detta tyder på att man borde försöka minimera osäkerheterna i de flacka områdena både i den hydrauliska modellen och i höjdmodellen.

5.5 SCENARIOANALYS

Scenarioanalys är en relativt enkel metod som kan användas ihop med MIKE 11, speciellt då det finns stora osäkerheter som är svåra att analysera med sannolikhetsmetoder. Med hjälp av scenariona kan en modellerare visa hur stor effekt olika indata och parametrar har på resultatet för slutanvändaren och på så vis bidra till en ökad förståelse för vilka osäkerheter som finns. Ytterligare en fördel med scenarioanalys är att den även kan användas då det inte finns tillgång till historisk data att kalibrera modellen mot.

En nackdel med metoden är att den bygger på subjektiva bedömningar och att det inte går att ge ett exakt mått på osäkerheterna utan bara visa hur stor skillnaden i resultatet blir beroende på vilka scenarion som väljs. Å andra sidan bygger alla osäkerhetsmetoder på mer eller mindre subjektiva bedömningar. Att välja vilka modeller som ska anses acceptabla i GLUE är ett exempel där subjektiva val styr. En annan nackdel med scenarioanalys är om det finns stora osäkerheter från många källor. Då kan antalet scenarion bli väldigt många vilket kräver större arbetsinsats.

I analysen utförd i det här arbetet har inte osäkerheter förknippade med strukturer, höjdmodell eller hur rastret med översvåmningsytan skapas undersökts. Inte heller har hänsyn till framtida klimatförändringar analyserats.

5.6 FORTSATTA STUDIER

Metoden som visats i det här arbetet är bara ett exempel på hur osäkerheter kan uppskattas i MIKE 11. För att underlätta val av metod för att analysera osäkerheter skulle det vara bra om fler fallstudier gjordes där andra metoder testades. Även studier som undersöker hur programvaran kan utvecklas för att underlätta osäkerhetsanalys kan vara värdefulla.

6 SLUTSATSER

6.1 KUNGSBACKAÅN

- Osäkerheten i vattennivå minskar ju högre vattennivån är.
- Osäkerheten i utbredning blir störst i flacka områden trots att osäkerheten i vattennivån var låg där.
- Analysen är inte fullständig, men de osäkerheter som analyserades gav upphov till ett osäkerhetsintervall för vattennivån som var som störst:
 - 1,3 m för 100-årsflödet med havsnivån 0,92 m
 - 0,41 m för BHF med havsnivån 0,92 m.
- Utbredningens area för 100-årsflödet låg mellan 0,8 km² och 1,5 km².
- Utbredningens area för BHF låg mellan 1,8 km² och 2,4 km².
- Det gick inte att kalibrera modellen i 2 steg, vilket troligtvis beror på att Mannings tal inte tar hänsyn till alla fysiska processer som påverkar energiförlusterna när flödet ändras.

6.2 GENERELLT

- Det finns många metoder för osäkerhetsanalys. Den metod som väljs måste anpassas efter problemet och de resurser som finns.
- Scenarioanalys är en relativ enkel metod för att uppskatta osäkerheter där flera osäkerheter kan kombineras lätt. Det kan vara ett alternativ då det inte är möjligt med sannolikhetsbaserade metoder.
- Osäkerhetsanalys kan ge ökad kunskap om modellen för både modellerare och beslutsfattare.
- Fortsatta studier krävs för att se om det går att implementera andra osäkerhetsanalysmetoder i MIKE 11 och eventuellt utveckla programvaran för att underlätta för osäkerhetsanalyser.

7 REFERENSER:

Apel, H., Thieken, A. H., Merz, B. & Blöschl, G. (2006) A probabilistic modelling system for assessing flood risks. *Natural hazards*, 38(1-2), 79-100.

Apel, H., Merz, B. & Thieken, A. H. (2008) Quantification of uncertainties in flood risk assessments. *International Journal of River Basin Management*, 6(2), 149-162.

Aronica, G., Hankin, B. & Beven, K. (1998) Uncertainty and equifinality in calibrating distributed roughness coefficients in a flood propagation model with limited data. *Advances in Water Resources*, 22(4), 349-365.

Aronica, G., Bates, P. D. & Horritt, M. S. (2002) Assessing the uncertainty in distributed model predictions using observed binary pattern information within GLUE. *Hydrological Processes*, 16(10), 2001-2016.

Di Baldassarre, G. D. & Montanari, A. (2009) Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(6), 913-921.

Di Baldassarre, G., Schumann, G. & Bates, P. D. (2009) A technique for the calibration of hydraulic models using uncertain satellite observations of flood extent. *Journal of Hydrology*, 367(3), 276-282.

Beven, K. & Binley, A. (1992) The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, 6(3), 279-298.

Beven, K. (2006) A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of hydrology*, 320(1), 18-36.

Beven, K. (2009) *Environmental Modelling: An Uncertain Future*. Trowbridge: The Cromwell Press

Beven, K., Leedal, D. & McCarthy, S. (2011) Framework for Assessing Uncertainty in Fluvial Flood Risk Mapping. FRMRC Research Report SWP1.7. Tillgänglig online: http://frmrc.hw.ac.uk/downloads/Framework_for_Assessing_Uncertainty_Fluvial_Flood_Risk_Mapping_WP1_7.pdf [Hämtad 2014-03-10]

Beven, K. & Alcock, R. (2012) Modelling everything everywhere: a new approach to decision-making for water management under uncertainty. *Freshwater Biology*, 57(s1), 124-132.

Beven, K., Leedal, D., Hunter, N. & Lamb, R. (2012) Communicating uncertainty in flood risk mapping. *Comprehensive Flood Risk Management: Research for Policy and Practice*, 369.

Blomstedt, P. (2012) Grundkurs i statistisk teori, del 2.
<http://web.abo.fi/fak/mnf/mate/kurser/gkstat/GrkStat2010.pdf> (2014-08-07)

- Brandt, A. (2009) *Betydelse av höjdmodellens kvalitet vid endimensionell översvämningsmodellering*. Högskolan i Gävle, FoU-rapport Nr 35. Gävle
- Casas, A., Benito, G., Thorndycraft, V. R. & Rico, M. (2006) The topographic data source of digital terrain models as a key element in the accuracy of hydraulic flood modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(4), 444-456.
- Cook, A. & Merwade, V. (2009) Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping. *Journal of Hydrology*, 377(1), 131-142.
- Dash Saine, S., Khatua, K., Naik B. & Mohanty P. (2013) Energy loss for a highly meandering open Channel Flow. *Research Journal of Engineering Sciences*, 2(4), 22-27.
- DHI (2010) Prognossystem för Kungsbackaan, modelldokumentation och systembeskrivning.
- DHI-WASY (2011) Flood Toolbox, Manual Mike 2011 Tools, Manual Flood Estimation Tools: DHI-WASY GmbH
- DHI (2012a) MIKE 11, A Modelling System for Rivers and Channels, Reference Manual
- DHI (2012b) MIKE Hydro Volume 1 User guide
- DHI (2014) Flood Watch, Kungsbackaan
<http://kungsbackaan.dhigroup.com/DashboardEngine.aspx?DashboardID=Kungsbackaan\map>
 (2014-10-25).
- Domeneghetti, A., Castellarin, A. & Brath, A. (2012) Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4), 1191-1202.
- Domeneghetti, A., Vorogushyn, S., Castellarin, A., Merz, B. & Brath, A. (2013) Probabilistic flood hazard mapping: effects of uncertain boundary conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(8), 3127-3140.
- Environmental Agency (2004) Reducing Uncertainty In River Flood Conveyance, Phase 2, Conveyance manual. Tillgänglig online: http://www.river-conveyance.net/1_CES_UserGuide.pdf [Hämtad 2014-03-10]
- Hall, J. & Solomatine, D. (2008) A framework for uncertainty analysis in flood risk management decisions. *International Journal of River Basin Management*, 6(2), 85-98.
- Hall, J. W., Manning, L. J. & Hankin, R. K. (2011) Bayesian calibration of a flood inundation model using spatial data. *Water Resources Research*, 47(5).
- Horrit, S. (2005) Modelling and uncertainty. I *Computational Fluid Dynamics: Applications in Environmental Hydraulics*, Bates, P.D., Lane, S. N., Ferguson, R.I. (red.), 204-207. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.

Hostache, R., Matgen, P., Schumann, G., Puech, C., Hoffmann, L. & Pfister, L. (2009) Water level estimation and reduction of hydraulic model calibration uncertainties using satellite SAR images of floods. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(2), 431-441.

Eleutério, J. (2012) Flood risk analysis: impact of uncertainty in hazard modelling and vulnerability assessments on damage estimations (Doctoral dissertation, University of Strasbourg).

Jarret, R. (1985) Determination of Roughness Coefficients for Streams in Colorado. U.S. Geological Survey. Water-Resources Investigations Report 85-4004. Lakewood, Colorado. Tillgänglig online: <http://pubs.usgs.gov/wri/1985/4004/report.pdf> [Hämtad 2014-03-15]

Jung, Y. (2012) Uncertainty in flood inundation mapping. (Doctoral dissertation, Purdue University).

Kalyanapu, A., Judi, D., McPherson, T. & Burian, S. (2012) Monte Carlo-based flood modelling framework for estimating probability weighted flood risk. *Journal of Flood Risk Management*, 5(1), 37-48.

Mason, D., Bates, P. & Dall'Amico, J. (2009) Calibration of uncertain flood inundation models using remotely sensed water levels. *Journal of Hydrology*, 368(1), 224-236.

Merwade, V., Olivera, F., Arabi, M. & Edleman, S. (2008) Uncertainty in flood inundation mapping: current issues and future directions. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(7), 608-620.

Merz, B. & Thielen, A. H. (2009) Flood risk curves and uncertainty bounds. *Natural hazards*, 51(3), 437-458.

Merz, B. & Thielen, A. H. (2005) Separating natural and epistemic uncertainty in flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 309(1), 114-132.

Myndigheten för Samhällsskydd och Beredskap [MSB] (2013a) Översiktlig översvämningsskartering
<https://www.msb.se/sv/Forebyggande/Naturolyckor/Oversvamning/Oversiktlig-oversvamningskartering/> (2014-02-25)

Myndigheten för Samhällsskydd och Beredskap [MSB] (2013b) Översvämningsskartering utmed Kungsbackaån. Rapport nr:13. Av DHI

Myndigheten för Samhällsskydd och Beredskap [MSB] (2013c) Översvämningsskartering
<https://www.msb.se/sv/Forebyggande/Naturolyckor/Oversvamning/Oversvamningsdirektivet/> (2014-02-25)

Myndigheten för Samhällsskydd och Beredskap [MSB] (2013c) Pluviala översvämningar, konsekvenser vid skyfall över tätorter, en kunskapsöversikt. MSB567-13 Tillgänglig online: <https://www.msb.se/RibData/Filer/pdf/26609.pdf> [Hämtad 2014-09-01]

Kungsbackaåns vattenvårdsförbund (2011) Rapport 2011 års vattendragskontroll. Tillgänglig online: http://www.kbavvf.se/pdf/Kungsbackaans_Vattenvarsforbund_Arsrapport_2011.pdf [Hämtad 2014-09-20]

Lantmäteriet (2014a) Produktbeskrivning: GSD-Höjddata, grid 2+ Tillgänglig online: http://www.lantmateriet.se/Global/Kartor%20och%20geografisk%20information/H%C3%B6jddata/Produktbeskrivningar/hojd2_plus.pdf [Hämtad 2014-09-04]

Lantmäteriet (2014b) Fakta om laserskanning
<http://www.lantmateriet.se/sv/Kartor-och-geografisk-information/Hojddata/Fakta-om-laserskanning/Tekniska-fakta/> (2014-08-30)

Ohja, C., Shekhar, P., Berndtsson, R. & Bhunya, P. (2008) *Engineering hydrology*. New York; Oxford: Oxford University Press.

Pappenberger, F., Beven, K., Horritt, M. & Blazkova, S. (2005) Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations. *Journal of Hydrology*, 302(1), 46-69.

Pappenberger, F., Beven, K., Frodsham, K., Romanowicz, R. & Matgen, P. (2006) Grasping the unavoidable subjectivity in calibration of flood inundation models: a vulnerability weighted approach. *Journal of Hydrology*, 333(2), 275-287.

Pappenberger, F., Beven, K. J., Ratto, M. & Matgen, P. (2008) Multi-method global sensitivity analysis of flood inundation models. *Advances in Water Resources*, 31(1), 1-14.

Smith, E. (2002) Uncertainty analysis. *Encyclopedia of environmetrics*.

Statistiska centralbyrån [SCB] (2014) Statistikskolan: "Totalfelet" – Ett önskemått på osäkerhet. http://www.scb.se/sv/_Hitta-statistik/Artiklar/Statistikskolan-Totalfelet---ett-onskematt-pa-osakerhet/ (2014-08-07)

Svensk Energi, Svenska Kraftnät och SweMin, (2007) Riktlinjer för bestämning av dimensionerande flöde för dammanläggningar – Nyutgåva 2007. Tillgänglig på: <http://www.svenskenergi.se/Global/Dokument/publikationer/Nyutgava-FLK-2007-11-19.pdf> [Hämtad 2014-08-10]

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut [SMHI] (2014a) Översvämningar <http://www.smhi.se/kunskapsbanken/hydrologi/oversvamningar-1.5949> (2014-02-25)

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut [SMHI] (2014b) Översvämningsskartering <http://www.smhi.se/kunskapsbanken/hydrologi/oversvamningsskartering-1.5950> (2014-03-31)

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut [SMHI] (2014c) HBV-modellen 1972 <http://www.smhi.se/kunskapsbanken/hbv-modellen-1.17857> (2014-08-30)

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut [SMHI] (2014d) Vattenwebb
<http://vattenwebb.smhi.se/> (2014-04-10)

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut [SMHI] (2013) Framtida översvämningar vid sjöar och vattendrag <http://www.smhi.se/kunskapsbanken/framtida-oversvamningar-vid-sjoar-och-vattendrag-1.28791>(2014-02-25)

Svensson, G., Petzén, M. & Lindeblom, J. (2009) Kungsbackaån, översvämningens utredning. DHI, Göteborg

Romanowicz, R. & Beven, K. (2003) Estimation of flood inundation probabilities as conditioned on event inundation maps. *Water Resources Research*, 39(3).

Räddningsverket (2007) Översiktlig översvämningsskartering längs Kungsbackaån. Rapport nr 61

Weichel, T., Pappenberger, F. & Schulz, K. (2007) Sensitivity and uncertainty in flood inundation modelling? concept of an analysis framework. *Advances in Geosciences*, 11, 31-36.

Westerberg, I. (2011) Observational uncertainties in water-resources modelling in Central America methods for uncertainty estimation and model evaluation. Diss. Uppsala: Teknisk-naturvetenskapliga fakulteten, Uppsala universitet.

Personlig kontakt

Södling, Johan (2014) Hydrolog på SMHI. Mejlkontakt 23/5 2014