Modellering af afstrømningen fra et ubefæstet areal og påvirkningen heraf på et eksisterende afløbssystem

> 10. Semester projekt Vand og miljø Aalborg Universitet



Titel:

Modellering af afstrømningen fra et ubefæstet areal og påvirkningen heraf på et eksisterende afløbssystem

Projekt:

Speciale

Projekt periode:

1. februar 2020 - 10. Juni 2021

Gruppens medlemmer:

Frederik Gade Kjærgaard Rasmus Skovby Bjørn

Vejledere:

Søren Liedtke Thorndahl Per Møldrup

Sideantal ekskl. bilag: 69 Bilag: A-G Eksterne bilag: 6 filer Afleveringsdato: 10-06-2021

Department of Civil Engineering

Division of Water and Environment Thomas Manns Vej 23 DK - 9220 Aalborg Ø https://www.en.build.aau.dk/

Synopsis:

I dette kandidatspeciale undersøges påvirkning afstrømmet regnvand fra urbane ubefæstede arealer har på et afløbssystem, og hvordan nedbørsintensiteten og nedbørskarakteristikken påvirker afstrømning. Til at vurdere afstrømningen er der benyttet målte data fra et ubefæstet areal i bydelen Viby i Aarhus. til at bestemme parametrene er der udtaget løse og intakte jordprøver samt udført infiltrationsforsøg på projekt lokation. Afstrømningen heraf er modelleret med en moving mean slope (MMS) model der er en numerisk løsning til strømning af vand i jord ved umættede forhold. Modellen er benyttet til at undersøge hvordan regn intensiteten og tørketiden forinden regn hændelsen vil påvirke afstrømningen fra det ubefæstede areal. Yderligere er modellen benyttet til at omskrive en historisk og stokastisk fremskrevne regnserier med RCP4,5 og RCP8,5. De resulterende afstrømningsserier er herefter koblet til de ubefæstede arealer i en Mike Urban model af Mejlby afløbssystem, for at teste effekten afstrømningen fra det ubefæstede areal kan forvente af have for overløbsmængden fra regnvandsbassiner samt vand på terræn. Ud fra simuleringerne kunne en tydelig stigning i overløbsmængde og brønde hvor der opstod vand på terræn observeres. Yderligere vurderes det, om det er muligt at medtage den afstrømningen fra ubefæstede arealer med en mere simpel og mindre tidskrævende metode. Dette er baseret på lineære sammenhænge baseret på målte data fra projektlokationen i Viby og yderligere vurderinger med den opsatte MMS-model, hvor tørketiden tages i betragtning.

Abstract

This master's thesis investigates the impact of surface runoff from urban rural areas on a drainage system, and how the precipitation intensity and characteristics affects the runoff.

To investigate the runoff, measured data from a rural area in the Viby district in Aarhus is used. To determine the parameters of the soil, loose and intact soil samples have been taken and investigated together with infiltration tests performed at the project location . The runoff is then modeled with a moving mean slope (MMS) model, which is a numerical solution for vertical, tr ansient flow of water in unsaturated soil. The model is used to investigate how rain intensity and intermediate rain time between rain events will affect the runoff from the rural area. Furthermore, models have been used to rewrite a historically and stochastically projected rain series with RCP4,5 and RCP8,5.

The resulting runoff series are then connected to the rural areas in a Mike Urban model of Mejlby drainage system, to test the effect the runoff from the rural areas can expect on the overflow from detention pounds and water on terrain. Based on the simulations, a clear increase in overflow and wells where water occurred on terrain could be observed.

Furthermore, it is assessed whether it is possible to include the runoff from unpaved areas with a simpler and less time-consuming method. This is based on linear relationships of measured data from the project location in Viby and further assessments with the MMS model, where the intermediate time between rain events is considered.

Forord

Dette kandidatspeciale er udarbejdet af Frederik Gade Kjærgaard og Rasmus Skovby Bjørn som afslutning på kandidatuddannelsen i Vand og Miljø på Aalborg Universitet i perioden februar 2020 - juni 2021. I projektet er der taget udgangspunkt i afstrømning fra byens ubefæstede arealer med Viby syd fra Aarhus som projektlokation. Der er her blevet indsamlet data i forbindelse med forskningsprojektet MOTO, som efterfølger MOGO projektet, hvilket danner baggrund for specialets analyse.

Der rettes en tak til professor Per Møldrup og lektor Søren Thorndahl for lærerig og inspirerende vejledning og konstruktive diskussioner. Der rettes også en stor tak til Kristoffer Nielsen fra Aarhus Vand for udlevering og sparring af data fra projektlokationen i Viby.

Forkortelse	Beskrivelse	Si-enheder
A	Afstrømning af regnvand	$[cm \cdot min^{-1}]$
A_t	Tværsnitsareal	$[m^2]$
b	Campbell b-værdien	[-]
CWC	Kritisk jordfugtighed	$[m^3 \cdot m^{-3}]$
ds	Dybden af det kompakte jordlag	[mm]
F(t)	Kumulativ infiltrationsdybde	[m]
f(t)	Infiltrations raten som funktion af tiden	$[m \cdot min^{-1}]$
f_c	Slutværdi for infiltrationskapaciteten	$[mm \cdot min^{-1}]$
f_0	Startværdi for infiltrationskapaciteten	$[mm \cdot min^{-1}]$
h_0	Vanddybden af overfladevandet	[mm]
h_s	Trykpotentialet ved luftindtrængning	[mm]
Ι	Energilinjegradient	$[mm \cdot mm^{-1}]$
i_p	Infiltrationskapaciteten	$[cm \cdot min^{-1}]$
i_t	Infiltrationsraten	$[cm\cdot t^{-1}]$
K_s	Hydraulisk konduktivitet ved fuld mætningsgrad	$[mm \cdot min^{-1}]$
K	Hydraulisk ledningsevnen	$[mm \cdot min^{-1}]$
L	Dybden til vådfronten	[m]
M	Manning-tallet	$[mm^{1/3}\cdot min^{-1}]$
Q	Strømning	$[mm^3 \cdot min^{-1}]$
R	Regnintensiteten	$[cm \cdot min^{-1}]$
R_h	Hydraulisk radius	[m]
S	Sorptivitet	$[cm \cdot min^{-1/2}]$
t_d	Dræntiden	[min]
α	Hydrauliske reduktionsfaktor	[-]
β	Befæstelsesgraden	[-]
γ	Tilslutningsgraden til afløbssystemet	[-]
Δt	Tidsskridtet	[min]
ΔS	Jordens lagringskapacitet	[mm]
$\Delta heta$	Jordfugtighedsunderskud	$[mm^3 \cdot mm^{-3}]$
arphi	Afløbskoefficienten	[-]
θ	initial jordfugtighed	$[m^3\cdot m^{-3}]$
$ heta_i$	Initial jordfugtighed	$[m^3\cdot m^{-3}]$
$ heta_{MK}$	Vandmætningen ved markkapacitet	$[m^3 \cdot m^{-3}]$

θ_{sat}	Vandmængden i jorden ved fuld mætningsgrad	$[m^3 \cdot m^{-3}]$
Ψ	Det aktuelle trykpotentiale	$[mH_2O]$
Ψ_e	Trykpotentialet ved luftindtrængning	$[mH_2O]$
ϕ_{eff}	Effektiv porøsitet	$[m^3 \cdot m^{-3}]$
$ ho_b$	Tørvægts-massefylden	$[g \cdot mm^{-3}]$
$ ho_s$	Gennemsnitlig densitet af jord	$[g \cdot mm^{-3}]$

Indholdsfortegnelse

Abstra	act	iii
Chapt	er 1 Indledning	1
1.1	Problemformulering	4
Chapt	er 2 Infiltration af vand gennem permeable overflader	5
2.1	Processer der bidrager til afstrømning fra ubefæstede arealer	5
2.2	Infiltrationsmodeller	7
2.3	Jordsktrukturens indflydelse på infiltrationen	10
2.4	Afløbsmodellering	14
Chapt	er 3 Undersøgelse af jordparametre og overfladeafstrømning for projektlokationen i Viby	16
3.1	Undersøgelse af afstrømning og jordfugtighed	17
3.2	In-situ bestemmelse af jordparametre	24
3.3	Samlet vurdering af jordparametre og overflade afstrømning $\ \ldots \ \ldots \ \ldots$	30
Chapt	er 4 Modellering af infiltrationsprocesser med MMS-modellen	32
4.1	Opbygning af MMS-model	32
4.2	Kalibrering og validering af MMS-modellen	34
Chapt	er 5 Modellering af historiske, fremskrevne og modificerede regn-	
	hændelser med MMS modellen	40
5.1	Dræntiden af jorden	40
5.2	Fiktive regnhændelser til test af afstrømningen	41
5.3	Historisk og stokastisk fremskrevne regnserier	43
Chapt	er 6 Påvirkning af afløbssystemet	49
6.1	Beskrivelse af oplandet	49
6.2	Input parametre til Mike Urban modellen	50
6.3	Belastning af regnvandsbassiner	51
6.4	Vand på terræn	54
6.5	Opdeling af koncentrationstider for infiltrationsoverskridende- og overflade-	
	nær afstrømning	55
6.6	Klimaudviklings påvirkning på afløbssystemmet	56
6.7	Lineær regression medtagelse af de ubefæstede arealer $\ldots \ldots \ldots \ldots$	57
Chapt	er 7 Diskussion	60
7.1	Afstrømningsprocesser	60
7.2	Lineær regression til beskrivelse af afstrømningen	61
7.3	Anvendte fremskrevne regnserier	62

7.4 Påvirkning af afløbssystemet	62
Chapter 8 Konklusion	64
Chapter 9 Perspektivering	66
Litteraturliste	67
Appendix A Afstrømnings hændelser bibliotek	70
Appendix B MMS-modellen B.1 Opsætning af MMS-modellen B.2 Test af MMS-model med empirisk data fra en Yolo clay jord	74
Appendix C Sammenhæng mellem sorptivitet og Campbell b	78
Appendix D Sammenligning af jordtyperne anvendt i MMS-m med jorde fra dansk jordkartotek	odellen 79
Appendix E Udregningen af afstrømningen fra projektlokation V de udleveret materialer	7iby fra 81
Appendix F Regnserie	82
Appendix G Liste over eksterne bilag	83

Indledning

En effektiv håndtering af afstrømmet regnvand er en nødvendighed for at sikre borgernes sundhed, ejendomme og sikre gode økologiske tilstande i de modtagende recipienter. Afstrømningen af regnvand genereres som følge af den andel af regnen der bliver mobiliseret på overfladen, når regnen rammer de urbane overflader og er derfor bestemt af oplandets udformning og nedbørskarakteristikken (Butler et al., 2018). Oplandet kan groft opdeles i befæstede og ubefæstede overflader, hvor de befæstede overflader generelt ikke tillader infiltration, hvilket giver en afstrømning, der ofte er lineær korreleret med nedbøren. Ved ubefæstede overflader tillades der infiltration af betydelige mængder nedbør, hvilket resulterer i en mere avanceret afstrømningsproces, der kan variere betydeligt. Påvirkningen af afstrømningen fra befæstede- og ubefæstede arealer kan ses i figur 1.1.



Figur 1.1: Konceptuel model af afstrømning fra ubefæstede- og befæstede arealer samt påvirkningen på det tilhørende afløbssystem, hvor der er risiko for vand på terræn samt overløb af regnvandsbassiner.

Infiltrationen gør afstrømningsprocessen fra de ubefæstede overflader mere kompliceret da den bl.a. afhænger af nedbørskarakteristikken, jordens struktur (Groenendyk et al., 2015), beplantningen (Quinton et al., 1997), jordens fugtighed (Jacobs et al., 2003), kompaktion af jorden (Gregory et al., 2006) og hældningen, samt længden af oplandet (Sharma, 1986).

Det er normalt antaget i urban afløbsmodellering, at jordens infiltrationskapacitet langt overgår nedbørsintensiteten, især for sandede jordtyper, og er derfor ofte ikke medtaget, når belastningen af afløbssystemet skal vurderes (Butler et al., 2018). Information om afstrømning fra ubefæstede arealer er dog begrænset, og der er lavet relativt få målinger. Traditionelt er afstrømningen fra ubefæstede arealer baseret på tabelværdier af enten befæstelsesgraden af de ubefæstede arealer eller værdier af jordparametre udelukkende baseret på jordtypen, hvilket gør usikkerhederne store. Det har vist sig, at antagelsen om anvendelse af for simple infiltrationsmodeller, som blandt andet beskrevet af Horton (1939) og Green and Ampt (1911), kan resultere i en fejlestimering af afstrømningsmængden. Dette er beskrevet af (Dunne and Black 1970; Kirkby and Chorley 1967), der påviste, at afstrømningen fra ubefæstede overflader er mere kompleks end tidligere antaget. Der er på baggrund af dette igangsat forskningsprojektet Monitorering og Overvågning af Grønne Områder (MOGO), der har til formål at beskrive og kvantificere afstrømningen fra urbane ubefæstede overflader. Projektet har blandt andet ledt til undersøgelsen af et ubefæstet areal i Lystrup udført af Nielsen et al. (2019), der igen påviste, at tidligere antagelser om infiltrationen i urbane ubefæstede områder bør revurderes, da infiltrationskapaciteten af jorden blev overskredet ved selv relativt lave regnintensiteter. Dette skyldes, at den infiltrationsoverskridende afstrømning ikke har vist sig at være den dominerende proces som tidligere antaget, men i højere grad den overfladenære- og den overmættede afstrømning (Nielsen et al., 2019). Den infiltrationsoverskridende afstrømning sker kun ved regnintensiteter, der overskrider topjordens infiltrationsevne, hvorimod den overfladenære afstrømning strømmer horisontalt i jordmatricen på et jordlag med nedsat hydraulisk konduktivitet. Den overmættede afstrømning er et resultat af, at jordens kapacitet er fuldt udnyttet, hvorved der vil forekomme en afstrømning på overfladen.

Målte værdier fra afstrømningen i Lystrup er herefter analyseret af (Jørgensen, 2019), til at undersøge den påvirkning afstrømningen kan forventes at have på et eksisterende afløbssystem. Det kunne her konkluderes, at en medtagelse af de ubefæstede arealer, som en fast procentdel af regnintensiteten, som forslået af bland andet Winther et al. (2016), kan resultere i en fejldimensionering af afløbssystemet. Det vurderes heller ikke at være tilstrækkeligt udelukkende at vurdere afstrømningen på baggrund af jordtypen, da afstrømningen er for kompleks (Jørgensen, 2019).

Den øgede afstrømning i forhold til tidligere antaget, er et resultat af et jordlag under topjorden med nedsat infiltrationsevne forårsaget af en finere struktureret jord eller kompaktionen af jorden. Kompaktionen af jorden er især relevant, da der i urbane områder som resultat af brug af tunge maskiner, ofte er et kompakt jordlag til stede, hvilket markant nedsætter jordens infiltrationsevne (Gregory et al., 2006). Denne forstyrrelse af jordprofilen er forventelig for de fleste urbane ubefæstede overflader, da det er et følge af standart konstruktionspraksis (Schwartz and Smith, 2016). Dette resulterer i, at infiltrationskapaciteten fra urbane ubefæstede arealer overskrides oftere og afgiver større mængder afstrømning end tidligere antaget. Undersøgelser af kompakte urbane områder udført af Voter and Loheide (2018) påviste markante afstrømninger fra ubefæstede urbane områder i forhold til samme uberørte jordtype, se figur 1.2.



Figur 1.2: Principskitse af effekten af et kompakt jordlag for afstrømningsprocessen. Her ses forskellen på den infiltrationsoverskridende- (IOA) og den overfladenære afstrømning (OA), hvor kompaktionen vil resultere i en overfladenær afstrømning. Grundet kompaktionen af jorden er den overfladenære afstrømning dominerende ift. den infiltrationsoverskridende, hvilket øger belastningen af afløbssystemet. Egen figur med inspiration fra Nielsen (2019).

Kompaktionen af jordprofilen resulterer i en større belastning af afløbssystemet end forventet, hvilket især kan være et problem for forstadsområder grundet den forholdsvis større andel af ubefæstede overflader, hvilket i nogle tilfælde kan udgøre 77% af oplandet. Det har ved undersøgelser af denne type områder vist sig, at den største andel af afstrømningen ikke er genereret af befæstede overflader, men af de kompakte ubefæstede overflader (Burges et al., 1998). Dette kan have konsekvenser for opretholdelse af det fastlagte serviceniveau for afløbssystemet og et øget pres på recipienterne, hvis regnvandsbassinerne ikke er designet til at kunne håndtere det ekstra bidrag. Fejldimensionering af regnvands-bassiner kan skabe hydrologiske og økologiske gener for recipienten (Koziel et al., 2019), hvilket selskaberne fremover kommer til at indberette og betale via overløb til recipienter (Nielsen, Heggdal and Rasmussen, 2020). Der er heraf behov for mindre usikre vurderinger af overløbsmængder (Nielsen, Heggdal and Rasmussen, 2020), hvilket indebærer en mere korrekt medtagelse af de grønne arealer.

Yderligere er der set en signifikant stigning i ekstreme regnhændelser som følge af klimaforandringerne (Gregersen et al., 2013). Fremtidige nedbørshændelser forventes at blive mere intense i sommerperioder, med generelt længere tørketider mellem regnhændelser, hvorved den totale mængde forventes uændret (Pedersen et al., 2020). I vinterperioder forventes der derimod mere nedbør, og generelt hyppigere og mere ekstreme regnhændelser (Pedersen et al., 2020). Det er derfor forventeligt, at afstrømningen fra ubefæstede arealer ændres. En vurdering heraf er derfor nødvendig for bedre at kunne vurdere, hvordan afløbssystemet bedst kan klimatilpasses.

For at undgå fejldimensionering af afløbssystemet, er der et behov for overfladeafstrømningsmodeller der sikrer, at betydelige vandmængde fra de ubefæstede overflader medtages korrekt ved design af afløbssystemet. Det er heraf igangsat forskningsprojektet MOTO, som er en efterfølger til MOGO-projektet. Her monitorers afstrømningen for et ubefæstet areal i Viby med både afstrømning og jordfugtighedsdata. Disse data er anvendt i dette projekt med formålet at forbedre forståelsen af den komplicerede proces. Yderligere vil effekten af afstrømningen fra arealet i Viby testes på et afløbssystem i Mejlby, der har relativt store ubefæstede arealer for at teste, om det resulterer i vand på terræn eller overløb fra regnvandsbassiner.

1.1 Problemformulering

Infiltrationskapaciteten for ubefæstede arealer bliver ofte overvurderet i urban afløbsmodellering, da den ofte er nedsat grundet kompaktion af jorden som følge af konstruktion og menneskelig færden. Dette kan resultere i en underdimensionering af afløbssystemet, der ikke har tilstrækkelig kapacitet til at aflede afstrømningen af regnvand under ekstreme nedbørshændelser. Effekten af dette vil være, at gentagelsesperioden for serviceniveauet ikke overholdes, og dimensioneringen af regnvandsbassiner undervurderes.

For at undgå en eventuel underdimensionering, er det nødvendigt at kunne vurdere afstrømningsmængderne fra byens ubefæstede arealer og herved nedsætte usikkerhederne. Dette er især gældende ved fremtidige nedbørshændelser, hvor det kan formodes, at de øgede ekstremhændelser oftere vil overskride jordens infiltrationsevne.

Dette leder til den følgende problemformulering:

Er det muligt at opsætte en model der kan afspejle afstrømningen fra projektlokationen i Viby, og hvilken effekt vil det have at benytte modellen på de ubefæstede arealer i det eksisterende afløbssystem i Mejlby?

Yderligere er der følgende underspørgsmål:

- Hvordan påvirker nedbørs
intensiteten og nedbørskarakteristikken afstrømning fra projektlokationen i Vi
by?
- Er der grundlag for en simpel og generel metode til beskrivelse af ubefæstede arealer på baggrund af analyse af projektlokationen i Viby?
- Hvilken effekt har klimaforandringerne på afstrømningen fra projektlokationen i Viby og det eksisterende afløbssystem i Mejlby?

Infiltration af vand gennem permeable overflader

Afstrømningen fra ubefæstede arealer er kompliceret, og sker som følge af sammenspillet mellem forskellige processor. Til bestemmelse af afstrømningen kan der anvendes forskellige modeller med hver deres fordele, hvoraf det er vigtigt at benytte den rigtige model alt efter hvilke processer der bidrager (Nielsen, Nielsen, Uggerby and Rasmussen, 2020).

2.1 Processer der bidrager til afstrømning fra ubefæstede arealer

Afstrømningen fra ubefæstede overflader kan ske som følge af tre forskellige processer; infiltrationsoverskridende-, overmættet og overfladenær afstrømning.

Infiltrationsoverskridende afstrømning sker når nedbørsintensiteten overskrider jordens infiltrationsevne, se figur 2.1. Denne typer afstrømning sker på overfladen af jorden og har derfor en kortere koncentrationstid.



Figur 2.1: Principskitse af infiltrationsoverskridende afstrømning. Her er f infiltrationen ned i jorden, R er regnintensiteten, y er vandhøjden og Q er afstrømningen af nedbøren. Egen figur med inspiration fra Nielsen et al. (2019).

Den overmættede afstrømning sker som følge af en fuldt mættet jord, det grundet overstigning af jordens kapacitet bidrager til afstrømning, se figur 2.2.



Figur 2.2: Principskitse af overmættet afstrømning. Her er I infiltrationen ned i jorden, R er regnintensiteten, y er vandhøjden og Q er afstrømningen af nedbøren. Egen figur med inspiration fra Nielsen et al. (2019).

Overfladenær afstrømning sker, når vandet strømmer horisontalt i jordmatricen grundet et jordlag med en lavere infiltrationsevne end topjorden, se figur 2.3. Denne proces adskiller sig fra den infiltrationsoverskridende- og overmættede afstrømning, da vandet ikke strømmer på overfladen, men i jorden, og herved får en længere koncentrationstid. Dette resulterer i en afstrømningsproces der kan strække sig over flere dage (Nielsen et al., 2019).



Figur 2.3: Principskitse af overfladenær afstrømning. Her er f infiltrationen ned i jorden, R er regnintensiteten, y er vandhøjden og Q er afstrømningen af nedbøren. Egen figur med inspiration fra Nielsen et al. (2019).

Generelt er afstrømningen fra urbane ubefæstede områder estimeret ved antagelsen om, at det udelukkende er den infiltrationsoverskridende afstrømningsproces der er den dominerende (Nielsen, Nielsen, Uggerby and Rasmussen, 2020). Undersøgelser udført af Dunne and Black (1970) og Kirkby and Chorley (1967) peger dog på, at hoveddelen af afstrømningen ikke skyldes den infiltrationsoverskridende afstrømningprocess. Undersøgelser af et grønt område i Danmark, Lystrup udført af Nielsen et al. (2019) viser, at mættet overfladeafstrømning og overfladenær afstrømning var de eneste processer der bidrog til afstrømningen fra området.

Ved brug af infiltrationsmodeller, der kun tager højde for infiltrationsoverskridende afstrømning, er der altså risiko for at underestimere afstrømningen fra urbane ubefæstede

overflader (Nielsen, Nielsen, Uggerby and Rasmussen, 2020).

2.2 Infiltrationsmodeller

Til at beskrive afstrømning fra ubefæstede arealer er der udviklet flere forskellige modeller, hvoraf de mest anvendte er Green&Ampt modellen (Green and Ampt, 1911) og Horton infiltrationsmodel (Horton, 1939). Begge modeller bygger på, at regnintensiteten skal overskride infiltrationsraten for jorden, som derved vil give afstrømning fra de ubefæstede arealer.

2.2.1 Hortons infiltrationmodel

Hortons infiltrationsmodel er en empirisk infiltrationsmodel, og har derved ikke direkte sammenhæng til jordparametre. Hortons infiltrationsmodel beskriver infiltration i jorden ved at have en initial infiltrationshastighed som har eksponentielt henfald mod en endelig infiltrationshastighed afhængig af tiden beregnet ved at benytte en henfaldskonstant, se ligning 2.1.

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)^{at}$$
(2.1)

f(t)	Infiltrationskapaciteten	$[mm \cdot min^{-1}]$
f_c	Slutværdi for infiltrationskapaciteten	$[mm\cdot min^{-1}]$
f_0	Startværdi for infiltrationskapaciteten	$[mm \cdot min^{-1}]$
a	Henfaldskonstant	$[min^{-1}]$
t	Tid	[min]

Hvor f er infiltrationshastigheden for jorden, f_c er den endelig infiltrationshastighed når jorden er blevet mættet, f_0 er initial infiltrationshastigheden, a er henfaldskonstanten, hvilket er fundet ud fra forsøg og t er tiden. Som det kan ses ud fra ligningen, tager denne formel ikke hensyn til regnintensiteten, men falder med samme hastighed. Regnintensiteten der overstiger, bliver derved til overfaldeafstrømning. Dette kan ses på figur 2.4.



Figur 2.4: Principskitse der beskriver infiltrationsforløbet ved Hortons infiltrationsmodel. Her er f_0 initial infiltrationshastigheden, f er infiltrationshastigheden for jorden og f_c er den endelig infiltrationshastighed. Egen figur med inspiration fra Stec and Styś (2013).

Hvor det kan ses på figur 2.4 at regnintensiteten ikke påvirker infiltrationskapaciteten, hvor en lille hændelse vil give det samme fald i infiltrationskapaciteten, som en stor regnhændelse. Horton er nem at anvende, men kan som tidligere nævnt ikke tage højde for jordens egen parameter da disse er forudbestemt ved forsøg.

2.2.2 Green&Ampt

Green&Ampts infiltrationsmodel infiltrationsmodel simplificerer infiltrationsprocesserne i jorden ved at antage, at jorden er homogen og kun har to stadier i forhold til vandmætning i jorden. Jorden antages enten at være fuldt mættet eller have en vandmængde ækvivalent til markkapacitet. Vådfronten mellem disse to stadier separeres ved en skarp horisontal linje, hvor den aktuelle vådfront er mere kurvet, som kan ses på figur2.5.



Figur 2.5: Principskitse over jordens vandindhold ned gennemjorden ved Green&Ampt infiltrationsmodel. Egen figur med inspiration fra (Kale and Sahoo, 2011).

Modellen er udledt ud fra Darcy's lov, som beskriver hastigheden af en væske gennem jorden, og derved benytter Green&Ampt jordparameter, der gør at forskellige jorder kan undersøges. I Green&Ampt modellen udregnes infiltrationsraten ved at udregne vådfronten for en homogen jord. Vådfrontens længde afhænger af den akkumuleret vandmængde i jorden samt jordens effektive porøsitet. En stigning i vådfronten for infiltrationshastigheden til at falde. Ligningerne for infiltrationsraten og den akkumulerede infiltration benyttet i Green&Ampt modellen kan ses i hhv. ligning 2.2 og 2.3 (Kale and Sahoo, 2011).

$$f(t) = K_s \left(1 + \frac{h_0 + h_s}{L} \right) \tag{2.2}$$

$$F(t) - (h_0 - h_s)\Delta\theta ln\left(\frac{F(t)}{(h_0 - h_s)\Delta\theta}\right) = K$$
(2.3)

f(t)	Infiltrationsraten som funktion af tiden	$[mm \cdot min^{-1}]$
K_s	Hydraulisk konduktivitet ved fuld mætningsgrad	$[mm \cdot min^{-1}]$
h_0	Vanddybden af overfladevandet	[mm]
h_s	Trykpotentialet ved luftindtrængning	[mm]
L	Dybden til vådfronten	[mm]
F(t)	Kumulativ infiltrationsdybde	[mm]
$\Delta \theta$	Jordfugtighedsunderskud $(\phi_{eff} - \theta_i)$	$[mm^3 \cdot mm^{-3}]$
ϕ_{eff}	Effektiv porøsitet	$[mm^3 \cdot mm^{-3}]$
$ heta_i$	Initial jordfugtighed	$[mm^3 \cdot mm^{-3}]$

2.2.3 MMS model (Moving Mean Slope)

MMS modellen er en numerisk en dimensional model, der beskriver vandindholdet og trykpotentialets ændring ned gennem jorden over tid. Den bygger på Dacy's lov samt massebalancen (Møldrup and Hansen., 1989). I modellen opdeles jorden i bokse, hvor kendskab til jordens egenskaber som porøsiteten, initial vandindhold, trykpotentiale ved luftindtrængning og den hydraulisk ledningsevne er nødvendigt. Dette kan gøre opsætningen af modellen mere besværligt end Horton og Green&Ampt, men give en mere realistisk model, der bedre kan beskrive jordes aktuelle vandindhold gennem jordprofilen. Ændringen af vandindholdet og trykpotentialet kan udregnes ved brug af Campbell modellen se ligning 2.5 og 2.4 (Loll and Moldrup, 2000). En uddybende forklaring af MMS modellen kan ses i bilag B.

2.2.4 Sammenligning af infiltrationsmodeller

Både Green&Ampt og Hortons infiltrationsmodel kan ikke direkte medtage en heterogen jordprofil, hvilket er muligt at beskrive i MMS modellen. MMS modellen kan derfor bruges til at beskrive jordens processer bedre og derved give en mere nøjagtig afstrømningsmodel. Fordele og ulemper for modellerne kan ses i tabel 2.1.

Tabel	2.1:	Sammenli	gning aj	f infi	ltration	smodel	lerr	ne; Horte	ons in	filtratic	onsmodel	(Horton,
1939),	Gre	en&Ampt	(Green	and	Ampt,	1911)	og	Moving	Mean	Slope	(MMS)	(Møldrup
et al.,	1993	3).										

1

	Horton	G&A	MMS
Simple parametre	\checkmark	x	x
Direkte sammenhæng til jordparametre	x	\checkmark	\checkmark
Medtagelse af heterogen jordprofil	x	x	\checkmark
Relativ hurtig beregning	\checkmark	\checkmark	x
Medtager poretrykket af jorden	x	\checkmark	\checkmark
Direkte beregning af jordfugtigheden	x	х	\checkmark

Der er på baggrund af dette valgt i projektet at opstille en MMS model, se kapitel 4 og bilag B, for bedre at kunne beskrive afstrømningen fra de ubefæstede arealer.

2.3Jordsktrukturens indflydelse på infiltrationen

Infiltrationen af vand for ubefæstede arealer er meget afhængig af den underlæggende jordmatrice, da jordens parametre er afgørende for, om vandet vil infiltrere eller afstrømme til afløbssystemet. Transporten af vand er styret af partikelstørrelses distributionen, vandretentionskurven og den hydrauliske konduktivitetkurve (Loll and Moldrup, 2000). Partikelstørrelsesfordelingen for jordmatricen er afgørende for vandtransporten, og kendskab heraf er derfor vigtig når infiltrationskapaciteten ønskes estimeret.

Partiklerne i jorden opdeles i teksturklasser alt efter størrelse fra mindst (ler) til størst (grus) og jorden kan herefter tildeles en diskret teksturklasse. En ofte benyttet klassifikation er USDA, se figur 2.6.



Figur 2.6: Inddeling af jordklasser efter massefraktionen af sand (0,05-2mm), silt (0,002-0,05mm) og ler(<0,002mm). Klassifikationen følger retningslinjerne der er beskrevet af USDA (Davis and Bennett, 1927)

Tilbageholdelsen af vand sker på grund af kapillærkræfter, hvorved fordelingen af partikel størrelser er afgørende for, om vandet tilbageholdes i jorden eller om det strømmer videre i jordmatricen. Dette kan beskrives af retentionskurven, der gør det muligt at bestemme, hvor meget vand der forbliver i jordmatricen ved et givet sug (Loll and Moldrup, 2000). Der er en højere sugevne for jordtyper med en højere andel af finere partikler såsom en leret jordtype, da der her er en større andel af mindre porer. Vandet i jorden transporteres i porevolumenet mellem partiklerne betegnet som den total porøsitet (ϕ). Det er dog ikke hele porevolumenet der tillader transport af vand grundet lukkede transportveje og porevolumenet er defineret som den effektive porøsitet (ϕ_{eff}), da det er denne andel af porevolumenet af vand. Den andel af vand der er tilbageholdt af jorden under påvirkning af gravitation, ofte betegnet ved pF=2, er betegnet som markkapaciteten (θ_{MK}).

Partikelstørrelsesfordelingen er yderligere styrende for jordens hydrauliske konduktivitet (K). Den hydrauliske konduktivitet er yderligere afhængig af fugtighedsgraden af jorden, da dette af bestemmende for om alle porerne bidrager til vandtransporten. Dette bevirker, at den hydrauliske konduktivitet er højest ved fuld mætningsgrad af jorden betegnet mættede hydrauliske konduktivitet (K_s) . For at estimere vandretentionskurven og den hydrauliske konduktivitetkurve, kan Campbell modellen benyttes, se hhv. ligning 2.5 og 2.4 (Campbell, 1974).

$$\Psi = \Psi_e \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{-b} \tag{2.4}$$

$$K = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{2b+3} \tag{2.5}$$

K	Hydraulisk konduktivitet	$[mm \cdot min^{-1}]$
K_s	Hydraulisk konduktivitet ved fuld mætningsgrad	$[mm \cdot min^{-1}]$
θ	Mætningsgraden af jorden	$[mm^3 \cdot mm^{-3}]$
θ_{sat}	Vandmængden i jorden ved fuld mætningsgrad	$[mm^3 \cdot mm^{-3}]$
b	Campbell b-værdien	[-]
Ψ_e	Trykpotentialet ved luftindtrængning	$[mmH_2O]$
Ψ	Det aktuelle trykpotentiale	$[mmH_2O]$

Modellen udviklet af Campbell (1974), gør det muligt at beregne vandtransporten og hermed også infiltrationen i jorden under umættede forhold. Kendskab til centrale jordparametre kan give en bedre forståelse, når belastningen af afstrømmet regnvand fra et ubefæstede areal skal vurderes.

2.3.1 Kompaktions effekt på relevante jord-paremetre

Som tidligere nævnt, er urbane områder ofte udsat for kompaktion forårsaget af standart konstruktionspraksis. Kombineret med, at urbane ubefæstede områder ofte er beplantet med græs, bliver det kompakte lag sjældent brudt, da rødderne ikke er dybe nok til at bryde dette lag. Dette resultere i markant nedsatte infiltrationsrater for de ubefæstede områder, der bedst kan beskrives som græs der gror på tynde måtter af topjord ovenpå en kompakt jordlag (Schwartz and Smith, 2016).

Gregory et al. (2006) har undersøgt infiltrationsevnen for sandede jordtyper i urbane områder, hvor det viste sig, at jordens infiltrationsevne blev reduceret med op til 80%. Yderligere viste forsøget, at tørvægts massefylden ved kompaktion vil stige som følge af kollapset af den strukturelle porøsitet, se figur 2.7.



Figur 2.7: Elektronskanninger af a: en uberørt sandet jord og b: en kompakt sandet jord (Assouline et al., 1997).

Kompaktion øger yderligere sugeevnen af jorden. Undersøgelser udført af Assouline et al. (1997) viste, at sugevnen for to lerede jordtyper blev forøget med 96% og 182% som følge af en større andel af den tekstuelle porøsitet. Dette medfører en øget vandtilbageholdelse i den kompakte jord og markant lavere hydraulisk konduktivitet. Den hydrauliske konduktivitet er markant lavere, da der er en stærk sammenhæng mellem hydraulisk konduktivitet ved fuld vandmætning og den effektive porøsitet, som ødelægges under kompaktion af jorden. Sammenhængen mellem ϕ_{eff} og K_s er bestemt for danske jordtyper af Poulsen et al. (1999) og kan ses i ligning 2.6.

$$log(K_s) = 2, 8 \cdot log(\phi_{eff}) + 4, 3 \tag{2.6}$$

Tørrevægt massefylden viste sig i gennemsnit at stige fra 1,34 til 1,49, hvilket svare til en forøgelse på 11%. Hvis ligning 2.7 benyttes, svare dette til en reduktion af den totale porøsitet på $\approx 13\%$.

$$\phi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \tag{2.7}$$

ϕ	Total porøsitet	$[mm^3 \cdot mm^{-3}]$
$ ho_b$	Tørvægtsmassefylden	$[g \cdot mm^3]$
ρ_s	Gennemsnitlig densitet af jord	$[g \cdot mm^3]$

Effekten af kompaktionen er illustreret i figur 2.8, hvor retentionskurven og den hydrauliske konduktivitetkurve er illustreret.



Figur 2.8: Konceptuel retentions- og den hydrauliske konduktivitetskurve for en uberørt og en kompakt jord ved brug af Campbell (1974)-modellen. Jordparametrene for det formodet uberørte og kompakte jordlag er fra Tyldsrup i en dybde på hhv. 28-52cm og 0-28cm dybde fra det danske jordkatotek (Hansen, 1976).

Kompaktion af jorden resulterer heraf i ændringer af jordens hydrauliske egenskaber, hvilket kan få de ubefæstede overflader i nogle tilfælde til at afspejle afstrømningsmønstre for impermeable overflader (Gregory et al., 2006).

2.4 Afløbsmodellering

Modellering af et afløbssystem er brugt til at teste kapaciteten af systemet, samt vurdere om det overholder de valgte funktionskrav. Der findes mange forskellige afløbsmodeller, hvor den mest benyttede i Danmark er Mike urban udviklet af DHI (Winther et al., 2016). Mike Urban afløbsmodel er en numeriske model der består af en overflademodel tilkoblet en rørmodel.

Overfaldemodellen beskriver afstrømningen fra overfalden ned til rørmodellen. Der er flere modeller der kan benyttes til dette, hvor de mest anvendte modeller er tid-areal metoden og den dynamiske bølge model (Winther et al., 2016). I tid-areal metoden tildeles en koncentrationstid til hvert overfladeareal. Koncentrationstiden beskriver tiden det tager for overfladevandet at afstrømme fra det fjerneste punkt (DHI, 2017). Den dynamiske bølge overfaldemodel beskriver afstrømningen, som en åben kanal hvor gravitation og friktionskræfterne medtages. Afstrømningsmængden afhænger af størrelsen af oplandet, samt de forskellige hydrologiske tab som infiltration, evaporation eller magasinering (DHI, 2017). Yderligere afhænger afstrømningen også af overfladens type, der ofte opdeles i befæstede og ubefæstede.

2.4.1 Befæstede arealer

Befæstede arealer er betegnet som bearbejdede arealer som veje, bygninger med mere, med forskellige befæstelsesgrader. Befæstelsesgraden af de befæstede arealer kan beregnes ud fra ligning 2.8.

$$\varphi = \alpha \cdot \gamma \cdot \beta \tag{2.8}$$

 $\begin{array}{c|c} \varphi & \text{Afløbskoefficienten} & [-] \\ \alpha & \text{Hydrauliske reduktionsfaktor} & [-] \\ \gamma & \text{Tilslutningsgraden til afløbssystemet} & [-] \\ \beta & \text{Befæstelsesgraden} & [-] \end{array}$

Befæstelsesgraden er andelen af oplandet, der bidrager til at aflede regnvand til afløbssystemet. Initialtabet er vandet, der ikke afledes til afløbssystemet i starten af en regnhændelse som følge af befrugtning af overflader. Den hydrauliske reduktionsfaktor beskriver mængden af vand, der forbliver på overfladen grundet lavninger eller lignende (Winther et al., 2016). Til bestemmelse af afløbskoefficienten anvendes der ofte tabelopslag ift. overfladens type.

2.4.2 Ubefæstede arealer

Ubefæstede arealer er grønne områder, hvor infiltration er det dominerende tabsled. Til at bestemme andelen af afstrømningen kan der anvendes tabelværdier for afløbscoefficienten, typisk mellem 0,15 - 0,05 (Winther et al., 2016), eller der kan anvendes en infiltrationsmodel som som beskrevet i afsnit 2.2.

2.4.3 Rørmodellen

Efter overflademodellen bruges rørmodellen. Denne model er en numerisk model der simulerer en ikke stationær afstrømning i rørnettet med varierende fri overfalde og tryksat strømningsbetingelse(DHI). Disse udregninger tager udgangspunkt i Manningsformelen se ligning 2.9.

$$Q = A_t M \sqrt{I} R_h^{2/3} \tag{2.9}$$

$$Q$$
Strømning $[mm^3 \cdot min^{-1}]$ A_t Tværsnitsareal $[mm^2]$ R_h Hydraulisk radius $[mm]$ M Manning-tallet $[mm^{1/3} \cdot min^{-1}]$ I Energilinjegradient $[mm \cdot mm^{-1}]$

Undersøgelse af jordparametre og overfladeafstrømning for projektlokationen i Viby

Projektlokation for dette projekt er en græsskråning ved Rosenhøj i Viby, som ligger syd for Århus. På denne græsskråning er der i forbindelse med MOTO-projektet opstillet et forsøg hvori en afstrømningsmåler er opstillet for enden af bakken og to volumetric water content (VWC) sensorer i midten. Afstrømningsmåleren opsamler den vandmængde der ikke siver ned i jorden, og VWC måleren logger jordens fugtighed i dybden 10- og 20 cm. Den samlede størrelse på oplandet til afstrømningsmåleren er $72m^2$, se bilag G, og har en hældning på 1,2 meter fra top til bund. Til at sammenligne afstrømningen fra projektarealet med regndata er regnmåleren placeret i Viby benyttet, der ligger ca. 1,2 km væk fra projektområdet, se figur 3.2. Til dette projekt er der blevet udført infiltrationsforsøg ved tre forskellige placeringer og taget både løse og intaktejordprøver ved to forskellige placeringer på projektområdet. Behandling af de udleveret afstrømningsdata fra Aarhus Vand og de udførte infiltrationsforsøg og jordprøver vil blive beskrevet i dette kapitel samt metode og resultater.



Figur 3.1: Projektområdet i Viby.



Figur 3.2: Projektområdet i Viby med afstrømningsrenden og volumetric water content (VWC) sensorens placering.

3.1 Undersøgelse af afstrømning og jordfugtighed

Målet med afstrømningsforsøget er at estimere afstrømningen fra projektområdet ved at måle på vandmængden der strømmer af fra projektområdet. Afstrømningsmåleren er placeret for enden af oplandet og består af to forskellige størrelse vippekar, der sidder over hinanden. Det mindste vippekar er placeret øverst og modtager konstant afstrømning, hvis dette kar ikke kan følge med pga. for stor afstrømning, løber vandet ned til det største vippekar placeret nederste, se figur 3.3. Det store vippekar benyttes til at bestemme den totale afstrømning, og det lille vippekar benyttes til at bestemme afstrømningsflowet i en bedre opløsning.



Figur 3.3: Billede (TV) og principskitse (TH) af vippekarrene benyttet til at måle afstrømningen fra projektområdet i Viby. Her er I1 indløbet til det lille vippekar, I2 er overløbet til det store vippekar, er LV det lille vippekar og SV er det store vippekar. Billede er taget af Kristoffer Nielsen.

Vippekarrenes volumen er kendt og derved kan afstrømningsmængden måles ud fra antallet af vip pr. kar. De udleveret afstrømningsdata fra MOTO projektet er givet i antal vip til en bestemt tid for det øverste og nederste kar. Omregning fra vip til afstrømningsmængder er forklaret nærmere i bilag E.

De udleveret afstrømningsdata er fra 12-08-20 til 13-09-20 og fra 09-11-20 til 11-04-21, hvor dataene fra februar ikke vil blive medtaget pga. frost. Den akkumulerede regnmængde samt afstrømningsmængden for de udleveret data kan ses på figur 3.4.



Figur 3.4: Den akkumulerede regn- og afstrømningsmængde fra projektområdet i Viby fra 18-08-2020 til 11-04-2021.

Ud fra figur 3.4 tyder det på, at størstedelen af regnmængden nedsiver. Den største afstrømningshændelse sker i slut august, mens de mindre hændelser sker slut december og frem. Grafen er lidt misvisende, da der kun er afstrømningsdata mellem 12-08-20 til 13-09-20 og 09-11-20 til 11-04-21, hvilket gør at der er observeret nedbør i slut september, oktober og start november, men ingen afstrømning fra projektområdet.

Til at undersøge sammenhængen mellem den akkumulerede regn- og afstrømningsmængde, samt hvilke regnhændelser der giver anledning til afstrømning er følgende hændelser udvalgt, se bilag A. Hændelsernes akkumulerede regn- og afstrømningsmængde plottes og en lineær-regression tilpasses, hvilket kan ses i figur 3.5.



Figur 3.5: Akkumulerede regn- og afstrømningsmængde for de udvalgte hændelser, se bilag A, med en tilpasset lineær regression. Nedbørsdata er baseret på SVK måleren i Viby renseanlæg.

Der ses her ikke den store lineære sammenhæng mellem det akkumulerede nedbør og afstrømningen ved de udvalgt hændelser. Til gengæld tyder det på, at punkterne kan opdeles i to datasæt ud fra tørketiden mellem regnhændelserne. Datasættet opdeles i en kort og lang tørketid, hvor tørketiden er under 23 timer for datasættet med kort tørketid og over 40 timer for datasættet med lang tørketid. Opdelingen og de lineær-regressioner fremgår i figur 3.6



Figur 3.6: Akkumuleret nedbørs- og afstrømningsmængde for de udvalgte hændelser, se bilag A, opdelt i lang (blå) og kort (rød) tørketid. Den korte tørketid er under 23 timer og den lange tørketid er over 40 timer. Ved tre af hændelserne er der fugtighedsmålinger ved afstrømningsstarten i dybde 10- og 20 cm.

Her ses en tydelig lineær sammenhæng for begge datasæt. Dette kan tyde på, at jordens fugtighed har stor indflydelse på afstrømningen fra projektområdet. Ved tre af de udvalgte

afstrømningshændelser er der målt jordfugtighed ved afstrømningens start for både 10cm og 20cm som fremgår i figur
3.6. Ud fra målingerne sker der afstrømning ved en jordfugtighed i 10cm dybde på 0,35 cm³ · cm⁻³, mens den for 20cm dybde ligger mellem 0,28 og 0,31 cm³ · cm⁻³. Den konstante værdi på 0,35cm³ · cm⁻³ i en dybde på 10cm hentyder, at jordfugtigheden i dette lag er styrende for afstrømningen.

Tørketidens betydning for afstrømningen kan yderligere ses på figur 3.7, hvor en graf over regn- og afstrømningsserien er vist for perioden mellem d. 9/11 og 12/1.



Figur 3.7: Akkumuleret nedbør og afstrømnings mængde for de udvalgte hændelser fra 09-11-2020 til 12-01-2021, hvor regnhændelsen og dens tilhørende afstrømningshændelse er nummereret

Her ses påvirkning af jordens vandindhold på mængden af afstrømning fra projektområdet. Ved hændelse et ses en stor regnmængde samt en forholdsvis lille afstrømning. Det modsatte ses ved hændelse to, hvor nedbøren er mindre end hændelse et, men giver en større mængde afstrømning. Ved hændelse tre har jorden igen fået lov til af dræne, og afstrømningsmængden er derfor forholdsvis lav. Dette hentyder som forventet, at jordfugtigheden, og herved tørketiden mellem regnhændelser, er af stor betydning for mængden af afstrømning fra en regnhændelse.

3.1.1 Jordfugtighed

Til at bestemme fugtigheden ved afstrømningshændelserne, er der placeret to Decagon 5TE sensorer i en dybde på 10- og 20cm. De målte data kan ses i figur 3.8



Figur 3.8: Jordfugtighedsmålinger ved dybden 10cm og 20cm for projektområdet i Viby. Jordfugtigheden er målt med to Decagon 5TE sensorer.

Det kan ses på figuren, at sensorerne har haft et nedbrud mellem december og januar. Derudover har der været frost i februar, hvor en meget lav jordfugtighed er observeret. Yderligere kan det ses, at der er en markkapacitet (θ_{MK}) på ca. 0,29 og 0,25 i hhv. 10cm og 20cm dybde, da jordfugtigheden virker til at have et konstant minimum omkring disse værdier.



Figur 3.9: Jordfugtighedsmålinger ved dybden 10cm og 20cm for projektområdet i Viby sammenlignet med den akkumulerede afstrømning over samme periode.



Figur 3.10: Jordfugtighedsmålinger ved dybden 10cm og 20cm for projektområdet i Viby sammenlignet med den akkumulerede regn over samme periode.

I figur 3.9 og 3.10 er fugtighedsdataene fra marts til april sat sammen med den akkumulerede regn og afstrømningsmængde. Dette viser en sammenhæng mellem stigning i jordfugtighed og nedbør. Yderligere tyder det på, at jordfugtigheden ved 10cm er mere følsom end jordfugtigheden ved 20 cm, da den er mere svingene både i starten og slutningen

af figuren. Disse fugtighedsdata vil blive brugt yderligere til at kalibrere den opsatte MMS model.

3.2 In-situ bestemmelse af jordparametre

Ved to udvalgte placeringer på projektområdet er der udtaget både løse og intakte jordprøver til videre analyse, se figur 3.11. De løse jordprøver er benytte til at bestemme partikelstørrelsesfordelingen af jorden. De intakte jordprøver er benytte til at bestemme jordens tørre massefylde (ρ_b). Yderligere er porøsiteten (ϕ), jordfugtigheden ved markkapacitet (θ_{MK}), den effektive porøsitet (θ_{eff}), trykpotentialet ved luftindtrængning (ψ_e) og Campbell b (b) estimeret ved benyttelse af sucktion box.



Figur 3.11: Placeringer for prøveudtag på projektområdet i Viby. Her er P1 placering et, P2 er placering 2 og P3 er placering tre.

3.2.1 Infiltrationsforsøg til bestemmelse af K_S og b

Infiltrationsforsøget er benyttet til at bestemme topjordens mættede hydrauliske ledningsevne (K_S) og sorptivitet (S) til estimering af Cambell b-værdien (b). Forsøget er udført som en enkeltringsforsøg med faldende vandhøjde udført på de tre udvalgte lokationer, hvor en 25cm ring presses \approx 1cm ned over den uforstyrrede topjord. Herefter blev der placeret et stykke plastik på jorden, så røret kunne fyldes med vand til en højde på 15cm uden at infiltrationen ned i jorden begyndte under fyldningen. Vandstanden i røret blev herefter logget med en 'HOBO U20L Series Water Level logger' hver 10. sekund. Opsætningen kan ses på figur 3.12.



Figur 3.12: Enkeltringsforsøg opsat på projektområdet i Viby.

Det første gennemløb af vand benyttes til at finde S af jorden, der er bestemt ud fra hældningen af den akkumulerede infiltration som funktion af kvadratroden af tiden. Til at bestemme b er sammenhængen mellem S og b benyttet, se ligning 3.1. Denne sammenhæng er baseret på forsøg udført af Clapp and Hornberger (1978), hvor sammenhængen kan ses i bilag C.

$$b = \frac{5,1}{\sqrt{S}} \tag{3.1}$$

Hvor,

b Campbell b
$$[-]$$

S Sorptivitet $[cm \cdot min^{-1/2}]$

S er estimeret ved at finde hældningen mellem den akkumulative infiltration (I) og kvadratroden af tiden (\sqrt{t}), se eksempel i figur 3.13, som forslået af Cook and Broeren (1994). Her antages det, at sorptiviteten af jorden er den dominerende kraft i starten af infiltrationsforsøget, hvor jorden stadig er tør.



Figur 3.13: Kumuleret infiltration (I) som funktion af kvadratroden af tiden $(t^{1/2})$ i tidsrummet, hvor tyngdekraftens indvirkning på infiltrationen kan negligeres (Clapp and Hornberger, 1978).

Herefter blev forsøget gentaget indtil der var opnået en konstant hydraulisk konduktivitet, hvorved det er muligt at estimere K_S . Dette er gjort ved at antage en infiltrationsdybde på hhv. 15-, 10, og 5cm, da dette er den formodede dybde til det kompakte lag for placering 1, 2 og 3, se figur 3.11, og anvende Darcys formel.



Figur 3.14: Hydraulisk konduktivitet (K) som funktion af tiden for andet gennemløb i enkeltringsforsøget.

Parametrene bestemt ved infiltrationsforsøget kan ses i tabel 3.1

Tabel 3.1: Resultater for enkeltrings-infiltrationsforsøget. Her er Campbell-b (b) baseret på jordens sorptivitet (S) ud fra ligning 3.1 og den hydrauliske konduktivitet (K_s) er estimeret ved at Darcys ligning med en antagelse om en dybde. Her er GN er gennemsnittet og STD er standardafvigelsen.

Placering	$\mathbf{S} \ [cm \cdot min^{1/2}]$	b [-]	$K_S \ [cm \cdot min^{-1}]$
1	2,32	$3,\!35$	$0,\!27$
2	2,83	$3,\!03$	0,40
3	2,31	$3,\!36$	0,03
GN	$2,\!49$	$3,\!25$	$0,\!23$
STD	0,30	$0,\!18$	$0,\!19$

3.2.2 Bestemmelse af korn-størrelsesfordelingen og jordparametre

Til at bestemme korn-størrelsesfordelingen og jordparametre for jorden, er der udtaget otte løse jordprøver og 20 intakt jordprøver i dybder fra 0-30cm, se figur 3.15, for placering et og tre, se figur 3.11.



Figur 3.15: Prøveudtag af løse- (sorte kasser) og intakte jordprøver (grå ringe) fra projektlokaliteten i Viby. De intakte prøver til suction box er taget i en dybde fra 0-20cm og de intakte jordprøver til bestemmelse af tørvægt er taget i en dybde fra 0-30cm, begge med et interval på 5cm. De løse jordprøver til sigteanalyse er taget i en dybde på 0, 10, 20 og 30cm. Prøverne er udtaget for placering et og to, se figur 3.11

Sigteanalyse

Ud fra de otte løse jordprøver taget fra placering et og tre findes jordens kornstørrelse sammensætning, hvorefter jorden kan kategoriers ved hjælp af USSR-inddeling af jordklasser. Kornstørrelserne findes ved sivning efter standard DS/CEN ISO/TS 17892-4, hvor syv forskellige maskestørrelser er benyttet, se figur 3.16.



Figur 3.16: Sigteanalyse af de løse jordprøver fra projekområdet i Viby som beskrevet i figur 3.15 for placering et og tre, se figur 3.11. Her er der anvendt maskestørrelser på 2-, 1-, 0,5-, 0,212-, 0,121-, 0,075- og 0,063mm.

Som det fremgår på figuren, er de otte løse jordprøver meget ens med et højt indhold af grov sand og et lille indhold af små kornstørrelser som ler og silt. P3 0cm skiller sig lidt ud, da der her er et større indhold af kornstørrelser mellem 0,212 og 0,5. De otte løse jordprøver ligger under kategorien sand i USSR-inddeling af jordklasser, da mere end 90% af jorden består af sand som ses for alle de løse jordprøver.

Intakte jordprøver

De intakt jordprøver splittes op, hvor 12 ud af de 20 intakt jordprøver placeres i en ovn for at finde tørvægts-massefylden og den totale porøsitet ved at benytte en massefylde på $2,65g \cdot cm^{-3}$. De resterende intakte jordprøver sættes i suction box ved pF2 og pF2,5 hvorefter den effektive porøsitet kan findes. K_s kan herefter estimeres ved brug af ligning 2.6. Denne fremgangsmåde er valgt for hurtigt at undersøge om der opstår en tendens i jorden ved de 12 brændte prøver og derefter få en mere detaljeret beskrivelse af jorden ved de otte intakt jordprøver i sucktion boxen. Resultatet for de 12 brændte prøver kan ses i hhv. tabel 3.2 og tabel 3.3 for placering et og tre.
Tabel 3.2: $T \sigma rv \alpha gts$ -massefylden (ρ_b)	og den totale p	porøsitet (ϕ) for de	e intakte jordprøver
fra placering et, se hhv. figur 3.15 og	3.11		

P1 [cm]	$\rho_b \left[g \cdot cm^{-3}\right]$	$\phi \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$
0 - 5	$1,\!38$	$0,\!48$
5 - 10	$1,\!37$	$0,\!48$
10 - 15	$1,\!47$	$0,\!44$
15 - 20	$1,\!62$	$0,\!39$
20 - 25	1,71	$0,\!36$
25 - 30	$1,\!85$	0,30

Tabel 3.3: Tørvægts-massefylden (ρ_b) og den totale porøsitet (ϕ) for de intakte jordprøver fra placering 3, se hhv. figur 3.15 og 3.11

P3 [cm]	$\rho_b \left[g \cdot cm^{-3}\right]$	$\phi \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$
0 - 5	1,63	0,39
5 - 10	1,73	$0,\!35$
10 - 15	$1,\!60$	$0,\!40$
15 - 20	$1,\!90$	0,28
20 - 25	1,48	$0,\!44$
25 - 30	$1,\!37$	$0,\!48$

Ud fra tørrevægts-massefylden i tabellerne tyder det på, at jorden er kompakt i en dybde på 5-10cm ved placering tre og 20-25 ved placering et, da tørrevægts-massefylden er højere end en normal sandjord på omkring 1,6 (Loll and Moldrup, 2000). Ved placering et sker en stigning i tørrevægts-massefylden i takt med dybden, hvilket giver en faldene total porøsitet ned gennem jorden. Ved placering tre ses en høj kompaktion i toppen af jorden hvorved dybde 20-25cm falder tørrevægts-massefylden som også kan ses på den totale porøsitet, der er mindre i toppen og større i bunden.

For de resterende intakte jordprøver findes tørrevægts-massefylden og den totale porøsitet samt den effektive porøsitet ved pF2 og pF2,5. K_s findes ved brug af ligning 2.6. Resultatet kan ses i tabel 3.4 og 3.5 for hhv. placering et og tre.

Tabel 3.4: Tørvægts-massefylden (ρ_b) , den totale porøsitet (ϕ) , effektiv porøsitet (ϕ_{eff}) ved pF2 og pF2,5 samt mættet hydraulisk konduktivitet (K_s) for de intakte jordprøver til suction box fra placering et, se hhv. figur 3.15 og 3.11.

P1 [cm]	0 - 5	5 - 10	10 - 15	15 - 20
$\rho_b \left[g \cdot cm^{-3}\right]$	1,29	1,28	$1,\!37$	$1,\!66$
$\phi \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	0,51	$0,\!52$	$0,\!48$	$0,\!37$
$\phi_{eff} \text{ pF2} \left[cm^3 \cdot cm^{-3} \right]$	0,30	$0,\!29$	$0,\!27$	$0,\!10$
ϕ_{eff} pF2,5 $[cm^3 \cdot cm^{-3}]$	0,32	0,32	$0,\!30$	$0,\!13$
$K_s \ [cm \cdot min^{-1}]$	0,48	$0,\!44$	$0,\!35$	0,02

Tabel 3.5: Tørvægts-massefylden (ρ_b) , den totale porøsitet (ϕ) , effektiv porøsitet (ϕ_{eff}) ved pF2 og pF2,5 samt mættet hydraulisk konduktivitet (K_s) for de intakte jordprøver til suction box fra placering et, se hhv. figur 3.15

P3 [cm]	0 - 5	5 - 10	10 - 15	15 - 20
$ \rho_b \left[g \cdot cm^{-3}\right] $	$1,\!61$	1,75	1,80	1,84
$\phi \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!39$	$0,\!34$	0,32	0,31
$\phi_{eff} \text{ pF2} [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	0,36	$0,\!18$	$0,\!19$	$0,\!15$
ϕ_{eff} pF2,5 $[cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!38$	$0,\!20$	$0,\!21$	$0,\!17$
$K_s \ [cm \cdot min^{-1}]$	0,77	$0,\!12$	$0,\!13$	0,07

De samme tendenser fra tabel 3.2 og 3.3 fremgår i tabel 3.4 og 3.5 for både tørrevægts massefylden og den totale porøsitet. Den målte effektive porøsitet falder med en stigende kompaktion hvilket kan skyldes, at den strukturelle porøsitet er blevet mast under kompaktion.

Den nedsatte effektive porøsitet har indflydelse på K_s , da mindre effektive porøsitet give mindre plads for vandet at løbe i. Det er også tydeligt, at K_s falder ved de dybere jordlag, på trods af en forholdsvis ens kornstørrelses-fordeling. Dette tyder på, at jorden er blevet kompakt i en dybde mellem 15-20cm for placering et og stort set hele jordprofilen ved placering tre. Der er på baggrund af dette gode betingelser for den overfladenære afstrømningsproces at bidrage til overfladeafstrømning, se afsnit 2.1.

Sammenlignes de målte jorddata med data fra et dansk jordkartotek, se tabel 3.6, minder den målte top jord 0-5 om målte jord parameter i Jyndevad, hvor ved Viby projekt lokation stiger tørrevægts-massefylden ned gennem jorden, hvilket resultere i en lavere total og effektiv porøsitet samt en lavere K_s .

Tabel 3.6: Jordtyper fra det danske jordkartotek udarbejdet af Hansen (1976) til sammenligning af jordprøverne fra projektområdet i Viby.

Jyndevad [cm]	$\rho_b \left[g \cdot cm^{-3}\right]$	$\phi \left[cm^3 \cdot cm^{-3} \right]$	$\phi_{eff} \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$K_s \ [cm \cdot min^{-1}]$
0 - 20	1,51	0,42	0,23	0,27
25 - 31	1,36	0,48	0,22	0,24

3.3 Samlet vurdering af jordparametre og overfladeafstrømning

De udførte jordundersøgelser for projektområdet gennemgået i dette kapitel viste en tydelig kompaktion af jorden, hvilket både fremgik ved tørvægts-massefylden og den effektive porøsitet. Det kompakte lag ligger højre ved placering tre og dybere ved placering et. Dette fremgår yderligere ved infiltrationsforsøgende, hvor placering tre var betydeligt langsommere end ved placering et. Dette formodes at være grundet kompaktion, da jordens kornstørrelses-fordeling havde en lav variation. De målte K_s -værdier for placering et passer med de udregnet værdier ud fra den effektive porøsitet, mens de målte værdier for placering

tre passer bedre med dybden 5-10cm end 0-5cm. Dette kan skyldes, at enkeltringen blev banket for langt ned i jorden og derved målte K_s ved 5cm i stedet for topjorden.

Ud fra de udleveret fugtighedsdata, kunne en markkapacitet for jorden måles og en forskel mellem de to dybder kunne observeres. Her var det tydeligt, at jorden i en dybde på 10og 20cm havde højere vandindhold ved markkapacitet (θ_{FC}) end det øverste jordlag, og forholdsvist højt i forhold til andre danske jorder af samme jordtype (Hansen, 1976). Det må her igen formodes, at jordens strukturelle porøsitet er blevet ødelagt af kompaktion, hvilket giver et højere vandindhold ved markkapacitet. Det kunne yderligere her ses, at jorden er mere kompakt i en dybde på 10cm end 20cm, da der her er et større vandindhold ved markkapacitet. Kompaktion kan også være grunden til, at vandindholdet er mere følsom ved 10cm dybde end ved 20cm, da vandet derved vil have sværere at trænge ned til måleren i 20cm dybde. Ud fra dette, er der optegnet en konceptuel model som fremgår i figur 3.17.



Figur 3.17: Konceptuel model af afstrømningen fra det grønne areal i Viby. Her er IOA den infiltrationsoverskridende afstrømning, OA den overfladenære afstrømning og OMA den overmættede afstrømning. Yderligere ses fugtigshedmåler 1 (10cm dybde) og 2 (20cm dybde).

Figuren viser et tværsnit af projektområdet med afstrømningsrenden for enden af skråningen, hvor topjorden og den kompakte jord er indtegnet. Dybden ned til det kompakte lag er faldende, hvor dybden er størst ved placering et (længst fra renden), og mindst ved placering tre (tættest på renden) hvilket kunne ses ud fra de intakte jordprøver. Fugtighedsmålerne ved projektområdet er placeret i modellen i og under det kompakte lag. Vandets forløb i den konceptuelle model starter med, at nedbøren falder på området på området og siver ned i topjorden og når ned til det kompakte lag. Når det kompakte lag når en fugtighed på $\approx 0.35 cm^3 \cdot cm^{-3}$, er suget fra jorden og den hydrauliske konduktivitet så lav, at laget effektivt set er impermeabel. Vandet vil derfor afstrømme i jordmatricen over det kompakte lag som overfladenær afstrømning (Nielsen et al., 2019). Dette vand vil løbe ned til randen, og her løbe op på overfladen som overflade mættet afstrømning. Grundet den forholdsvis højere hydrauliske ledningsevne i topjorden, forventes den overfladenær afstrømning at være den dominerende proces, og den infiltrations overskridende afstrømning vil kun ske ved regnhændelser med høje intensiteter end målt under overvågningsperioden.

Modellering af infiltrationsprocesser med MMS-modellen

Den originale Hortons (Horton, 1939) infiltrationsmodel og Green&Ampt (Green and Ampt, 1911) model medtager ikke overfladenære afstrømning og mættet overfladeafstrømning, hvilket formodes at være centrale processer for projektlokationen i Viby. Der er derfor opsat en Moving Mean Slope model (MMS) udviklet af Møldrup et al. (1993), hvor det er muligt at indføre kriterier for de forskellige processer der bidrager til overfladeafstrømningen fra projektlokationen, som nævnt i kapitel 3.3. MMS modellen er beskrevet nærmere i bilag B.

4.1 Opbygning af MMS-model

MMS-modellen tillader modellering af heterogene jordprofiler, og er derfor et oplagt valg grundet kompaktionen af oplandet i Viby. Modellen indeholder derfor et kompakt lag med nedsat hydraulisk konduktivitet ved fuld mætning (K_s) , nedsat vandmængden i jorden ved fuld mætningsgrad (θ_s) og øget trykpotentialet ved luftindtrængning (ψ_e) , se figur 4.1.



Figur 4.1: Jordfugtigheden af MMS-modellen ved markkapacitet. De anvendte jordparametre kan ses i tabel 4.1.

MMS modellen er modeleret med et frit udløb i bunden ved en dybde på 90cm.

4.1.1 Forskellige typer afstrømning

For at kunne tage højde for den hyppigt forekommende overfladenære afstrømning, som påvist af bl.a. Nielsen et al. (2019), er det nødvendigt med nogle antagelser i modellen. Dette er taget højde for ved at indføre et kriterie for jordfugtigheden af det kompakterede jordlag der vil resultere i overfladenær afstrømning: kritisk jordfugtighed/ CWC (critical water content), se figur 4.2.



Figur 4.2: Antagelser i MMS-modellen, der muliggør medtagelse af den infiltrationsoverskridende afstrømning (IOA) og den overfladenære afstrømning (ONA). Hvornår ONA vil bidrage med afstrømning, er dikteret af en kritisk jordfugtighed i boksen med det kompakte jordlag (CWC). Her er θ fugtigheden af jorden, θ_S er fugtigheden vil fuld mætning og D er dybden til det kompakte jordlag.

CWC er medtaget, da et jordlag med nedsat hydraulisk konduktivitet vil medføre en horisontal afstrømning på jordlaget med nedsat hydraulisk konduktivitet, se afsnit 2.1. Dette er baseret på, at gravitation ved en bestemt fugtighed er højere end adsorptionog de kapillærer kræfter (sugekræfter) i jorden, og vandet transporteres ved denne fugtighed med hældningen på oplandet (Nielsen, 2019). Jordens lagringskapacitet er derfor dikteret af vandindholdet af det kompakte jordlag, og varierer herved ift. tørketiden og regnkarakteristikken fra forrige hændelse. Lagringskapaciteten af jorden kan bestemmes med ligning 4.1, som forslået af Nielsen et al. (2019).

$$\Delta S = (CWC - \theta)d_s \tag{4.1}$$

ΔS	Jordens lagringskapacitet	[mm]
CWC	Kritisk jordfugtighed	$[m^3 \cdot m^{-3}]$
θ	Initial jordfugtighed	$[m^3 \cdot m^{-3}]$
ds	Dybden af det kompakte jordlag	[mm]

Når lagringskapaciteten i det kompakte jordlag er opbrugt, begynder vandet at afstrømme horisontalt i topjorden som overfladenær afstrømning eller som overmættet afstrømning hvis topjorden lagringskapacitet også overskrides. Det er derfor antaget i modellen, at det kompakte jordlag er impermeabel ved en jordfugtighed svarende til CWC. CWC formodes at være et resultat af hældningen af oplandet samt jordparametrene for det kompakte jordlag, og vil derfor varierer i forhold til oplandets type.

Den infiltrationsoverskridende afstrømning bliver taget højde for ved regnintensiteter, der resulterer i en fugtighedsgrad over θ_s for topjorden. Dette vil kun være tilfældet når regnintensiteten overskrider topjordens infiltrationskapacitet. Det er ikke muligt for modellen direkte at medtage overmættet afstrømning, da den overfladenære afstrømning vil lede til at vandet afstrømmer inden dette vil blive en realitet. Den overmættede afstrømning er medtaget indirekte i bunden af oplandet, hvor den overfladenære afstrømning resulterer i overmætning af jorden, hvorved der dannes afstrømning, se figur 3.17.

4.2 Kalibrering og validering af MMS-modellen

For at kalibrere modellen, er der benyttet afstrømnings- og jordfugtighedsdata fra et felt skala forsøg fra Viby udført i forbindelse med MOTO-projektet, se kapitel 3. Den valgte kalibreringsperiode er fra den 1. marts til den 28. april, da der her er målte jordfugtighedsdata, regnhændelser der giver afstrømning samt at perioden er udenfor frost.

Da der er en del parametre der har effekt på resultatet, er der benyttet en Generalised Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) til vurdering af spændet for de forskellige parameter samt en vurdering af usikkerhederne for modellen (Beven and Freer, 2001). Dette er gjort ved:

- 1. Generering af værdier med Monte Carlo simulering.
- 2. Estimering af sandsynlighed med Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient (NSE).
- 3. Kør modellen igennem igen med optimerede parametre værdier, fortsæt indtil modellen levere et tilfredsstillende resultat.

For at kalibrere modellen er der genereret værdier fra en uniform fordeling med Monte Carlo metoden indenfor et bestemt interval for den hydrauliske konduktivitet for alle jordlagene samt dybden til og af det kompakte jordlag. Dette er gjort efter et valg om trykpotentialet ved luftindtrængning, Cambell b, total porøsitet og fugtighed af jordene ved markkapacitet er taget. Når der er genereret værdier med Monte Carlo metoden for de udvalgte parametre, vurderes modellen ved at benytte Nash–Sutcliffe efficiency coefficient (NSE) til vurdering af det tidslige forløb for fugtigheden af jorden i en dybde på 10- og 20cm samt afstrømningsmængden. Den endelige kalibrering af jordfugtigheden kan ses i figur 4.3.



Figur 4.3: Kalibrering af fugtigheden for moving mean slope modellen ift. data fra field scale forsøget i Viby, se afsnit 3. Sensoren har ikke opsamlet data mellem den 25. og den 31. marts, men de to fyldte røde cirkler indikerer en nedadgående fugtighed for jorden.

Den opstillede MMS-model fanger overordnet tendenserne for jordfugtigheden i forhold til kalibreringsperioden. De manglende data mellem den 25. og 31. marts er dog lidt svære at bestemme. De to fyldte røde punkter for jordfugtigheden i en dybde på 10cm indikerer et fald i fugtigheden, der ikke nåede at blive opfanget af sensoren i 20cm dybde. Da jordfugtigheden den 31. marts er på et niveau over markkapaciteten, må der have været en stigning i fugtigheden for begge jorde i denne periode for både dybde 10- og 20cm. Hvis målingerne af jordfugtigheden tillægges en usikkerhed på 0,2 $cm^3 \cdot cm^{-3}$ (Møldrup, 2021), ligger modellen generelt indenfor det målte, og modellen er antaget kalibreret i forhold til jordfugtigheden. Trykpotentialet af jorden under kalibreringen kan ses i figur 4.4.



Figur 4.4: Trykpotentialet af jordprofilen under kalibreringsperioden beregnet med MMS modellen.

Det ses her, at topjorden og jorden i 10cm dybde når tilbage til markkapacitet efter omkring 12 dage, hvor jorden i 20cm dybde tager længere tid. Det kan yderligere ses, at topjorden ikke når mætte fugtighed under kalibreringen, hvilket gør at den infiltrationsoverskridende afstrømning ikke vil være til stede.

Efter de modellerede fugtigheder passede tilstrækkeligt med de målte, er CWC justeret indtil afstrømningsforløbet også kunne genskabes af modellen, se figur 4.5.



Figur 4.5: Kalibrering af moving mean slope modellen ift. data fra field scale forsøget i Viby, se afsnit 3.

Ved kalibreringen i forhold til afstrømningsforløbet, er den totale mængde samt hvornår afstrømningen begynder vurderet vigtigst, da modellen ikke tager højde for koncentrationstiden for oplandet. Det var muligt for modellen at ramme den totale mængde afstrømning med en forskel på ≈ 0.02 mm, og de regnhændelser der resulterer i de største afstrømningshændelser er også repræsenteret i modellen. Mængden af afstrømningen fra modellen den 11. marts er en del større end det målte, og afstrømningen fra den 13. marts er tilsvarende mindre. Afstrømningshændelserne mellem den 7. marts og den 11. april er dog forholdsvis små, hvilket øger risikoen for usikkerheder, og en forskel mellem modellen og de målte data er derfor forventeligt. Modellen er også testet med en CWC på 0,33 i stedet for den anvendte værdi på 0,34 for at teste sensitiviteten heraf indenfor måleusikkerheden for fugtighedssensorerne. CWC vist sig at være en kritisk parameterværdi at bestemme, da dette resulterede i langt højere afstrømningsmængder end det målte. Især regnhændelsen den 28. marts der ved en CWC på 0,34 ikke resulterer i afstrømning, vil en værdi på 0,33 resultere i den største afstrømningshændelse indenfor kalibreringens tidsperiode.

Efter modellen er vurderet kalibreret, blev den valideret ud fra en tidligere kraftigere afstrømningshændelse, for at teste om modellen også fanger de større afstrømninger, se figur 4.6.



Figur 4.6: Kalibrering af MMS-modellen ift. data fra feltskala forsøget i Viby (se afsnit 3). Afstrømningshændelsen benyttet til valideringen er fra d. 26 august 2020, se bilag A, event tre).

Modellen virker til at fange tidspunktet og mængden af afstrømningshændelsen med en acceptabel korrekthed, dog med en modelleret afstrømningsmængde over det målte. Det ses også her, at CWC er en vigtig parameterværdi at bestemme korrekt, da en 10% nedsat værdi resulterer i en næste dobbelt så høj modelleret afstrømningsmængde.

4.2.1 Jordparametre anvendt i modellen

De endelige jordparametre anvendt i MMS modellen efter kalibreringen kan ses i tabel 4.1.

Tabel 4.1: Jordparametre anvendt i MMS-modellen efter kalibreringen ift. målte afstrømnings- og fugtighedsdata, se afsnit 3. Her er værdier med * bestemt ud fra jord-fugtighedsdata

Dybde [cm]:	0-7	7-13	13 - 95
$K_s \ [cm \cdot min^{-1}]$	$0,\!150$	0,0048	$0,\!0055$
b [-]	3,35	8,00	7,00
$\psi_e \ [cmH_2O]$	-2,4	-15	-10
$\theta_{MK} \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!14$	$0,\!286^*$	0,26*
$\theta_s \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!43$	$0,\!38$	$0,\!35$

For yderligere at validere de anvendte jordparametre, er de sammenlignet med jorder fra et dansk jordkartotek udarbejdet af Hansen (1976). Sammenligningen kan ses i bilag D.

Det er her tydeligt, at de kompakte jordlag i modellen (underjorden og det kompakte jordlag) indeholder mere vand ved markkapacitet grundet de højere ψ_e -værdier og har lavere K_s - og højere Campbell b
 værdier end den ukompakte topjord. Dette resulterer i en generelt lavere og mere stejle hydrauliske konduktivitetskurver, og retentionskurver med højere jordfugtighed ved samme sug, se figur 4.7.



Figur 4.7: Retentionskurver (TV) og hydraulisk konduktivitetskurver (TH) for de tre jorde anvendt i MMS-modellen. Jordparametrene kan ses i tabel 4.1.

Forskellen mellem topjorden, det kompakte jordlag og underjorden formodes i største grad at være styret af jordens kompaktion, da jordprofilen fra 0-30cm har meget sammenlignelige kornstørrelsesfordelinger, se afsnit 3.2.2. Det tyder derfor på, at den strukturelle porøsitet er blevet ødelagt og erstattet med porre under $30\mu m$, hvilket resulterer i en jord med lavere infiltrationskapacitet der er længere tid om at nå markkapacitet efter en regnhændelse.

Modellering af historiske, fremskrevne og modificerede regnhændelser med MMS modellen

Da der kun er data for en begrænset måleperiode tilgængelig fra projektlokationen i Viby, er MMS-modellen benyttet til at undersøge, hvor meget og hvilken type afstrømning der kan forventes ved forskellige regnintensiteter, samt hvilken effekt tørketiden mellem regnhændelserne har på afstrømningsforløbet. Yderligere testes det, om det er muligt at beskrive afstrømningen med en lineær regression, hvis der tages højde for tørketiden.

5.1 Dræntiden af jorden

Tørketiden mellem regnhændelser viste at have en stor effekt på, hvor meget af regnen, der resulterer i afstrømning, se figur 3.6. Dette skyldes formodentligt, at det kompakte jordlag ikke er ved markkapacitet ved den næste regnhændelse ved en kort tørketid. Herved når det kompakte lag hurtigere den kritiske jordfugtighed, hvilket resulterer i mere overfladenær afstrømning. Hvor hurtigt det kompakte lag er om at dræne, har derfor betydning for, hvornår tørketiden vil være kritisk i forhold til afstrømningen, og følge den røde lineære regression som vist i figur 3.6. For at teste dræntiden af jorden, er modellen kørt med en konstant regn indtil jorden er fuldt mættet, hvorefter jorden drænes ved gravitation, se figur 5.1.



Figur 5.1: Test af dræningsraten for den opstillede MMS-model, se kapitel 4. Figuren viser stigningen i poretrykket over tid mens jorden dræner af efter en opstillet kraftig regn for topjorden (0-3,5cm og 3,5-7cm) det kompakte jordlag (7-10cm) og underjorden (16-95cm).

Ifølge den opstillede MMS-model, er det kompakte jordlag (7cm dybde) drænet til markkapacitet (pF2) efter ≈ 20 dage, og kapaciteten af det kompakte jordlag er på 50% efter ≈ 20 timer. Dette er bestemt ud fra en konstant regn på $0.26mm \cdot min^{-1}$ over en dag for at få jorden i høj jordfugtighed i alle lag. Dræntiden i dette tilfælde kan derfor ikke forventes efter alle regnhændelser, da dette scenarier vil have den længste dræntid grundet den høje jordfugtighed.

5.2 Fiktive regnhændelser til test af afstrømningen

For at teste sammenhængen mellem afstrømning og regnhændelser, er der anvendt kasseregn med forskellige tørkeperioder, varighed og intensiteter. Til bestemmelse af de forskellige intensiteter, er regneark regionalregnerække version 4.0 fra Spildevandskomitéen (2014) med regnmåleren placeret i Viby benyttet, se tabel 5.1.

Tabel 5.1: Intensiteter i $mm \cdot min^{-1}$ ved forskellig varighed og gentagelsesperiode. Værdierne er bestemt med spildevands-komiteens regneark.

Varighed [timer]	1	2	5	10	20
2	0,0131	0,0162	0,0208	0,0292	0,0292
4	0,0080	0,0098	0,0124	0,0146	$0,\!0172$
6	0,0060	$0,\!0073$	0,0091	0,0107	0,0125
8	0,0049	0,0059	0,0074	0,0086	0,0100

Som tidligere nævnt tyder det på, at der er en lineær sammenhæng mellem akkumuleret regn og afstrømning, hvis tørkeperioden forinden regnhændelserne opdeles i tørketider over og under 40 timer, se afsnit 3.1. For at teste med intensiteter hvor der ikke er målt afstrømningsdata, er MMS-modellen benyttet med værdierne fra tabel 5.1. Resultatet kan ses i figur 5.2.



Figur 5.2: Sammenhæng mellem akkumuleret nedbør og akkumuleret afstrømning. Afstrømningen er beregnet med MMS-modellen (MMS), se kapitel 4, påført kasseregn af forskellig varighed, gentagelsesperioder, se tabel 5.1, og tørketider. Værdierne er opdelt for regnhændelser med en tørketid over 40 timer (LTT) og en kort tørketid under 40 timer (KTT).

Der ses klart en sammenhæng mellem tørketiden, men der fremgår ikke den samme tydelig opdeling som ved de målte afstrømningshændelser.

For at sikre, at der ikke er gemt noget i regnkarakteristikken, er der yderligere testet med en målt regnhændelser fra den 25 august, se bilag A. Denne regnhændelse er opdelt i lang og kort tørketider med lav- og højintensitets regn, se bilag F. De lavintensitets regnhændelser er lavet ved at halvere den målte regnhændelse og fordoble regnperioden hvorved den samme akkumulerede regnmængde opnås. Herefter er alle fire situationer ganget med et faktor to for at teste afstrømningen ved den dobbelte akkumulerede regn. Resultatet kan ses i figur 5.3.



Figur 5.3: Sammenhæng mellem akkumuleret nedbør og akkumuleret afstrømning. Afstrømningen er beregnet med MMS-modellen (MMS), se kapitel 4, påført modificerede historisk regnhændelse, med forskellige tørketider. Værdierne er opdelt for regnhændelser med en tørketid på over 40 timer (LTT) og en kort tørketid (KTT) under 40 timer. Yderligere er værdierne beregnet med MMS-modellen opdelt i højintensitets- og lavintensitets regnhændelser.

Det er her tydeligt, at en opdeling af afstrømningshændelser i forhold til tørketiden forinden regnhændelsen ikke er tilstrækkeligt til at beskrive den akkumulerede afstrømningsmængde. Afstrømningen er yderligere afhængig af regnkarakteristikken, da en lang tørketid med høj regnintensitet resulterede i en hændelse, hvor $\approx 25\%$ af den akkumulerede regnmængde dannede afstrømning. Regnkarakteristikken samt tørketiden er derfor vurderet som vigtige parametre når afstrømningen fra urbane ubefæstede arealer skal vurderes.

5.3 Historisk og stokastisk fremskrevne regnserier

MMS-modellen er yderligere brugt til at omskrive en historisk regnhændelse og to stokastisk fremskrevne regnserier til at estimere afstrømning fra projektlokationen i Viby for historisk data og for estimerede fremtidige nedbørshændelser. Den anvendte historiske regnserie er fra regnmåleren placeret i Viby fra år 1998 til 2018, se figur 5.5. De to udleveret stokastiske regnserie er fremskreven hhv. til klima scenarie RCP (Representative Concentration Pathways) 4.5 og 8.5. Disse klimascenarier er defineret ud fra ændringen i koncentration af drivhusgasserne i atmosfæren frem mod år 2100 hvilket giver en ændring i strålingspåvirkning og en ændring i temperaturen (IPCC, 2014). Metoden til Klimafremskrivningen er beskrevet af Thorndahl et al. (2017) med klimafaktorer fra Nielsen (2019).



Figur 5.4: Gentagelsesperioden for den historiske regnserie fra Viby og stokastisk fremskrevne regnserier ud fra RCP4,5 og RCP8,5, med en regn varighed på et minut.

Ud fra figur 5.4 kan en tydelig stigning i regn intensiteten observeres hvor regnserien SF RCP8,5 har de største intensiteter som forventet.

Afstrømningen fra den historiske regnserier kan ses i figur 5.5. Det er her tydeligt, at den dominerende afstrømningsproces er den overfladenære afstrømning og at den infiltrations overskridende hovedsageligt sker i sommerperioden, hvor der forekommer regnhændelser med høje intensiteter.



Figur 5.5: Overfladeafstrømning opdelt i overfladenær afstrømning (OA) og infiltrationsoverskridende afstrømning (IOA) beregnet med MMS-modellen, se kapitel 4, for den historiske regnserie.

Fordelingen af infiltrations overskridende- og overfladenær afstrømning samt andelen af regnen der resulterer i afstrømning kan ses i tabel 5.2 og figur 5.6.

Tabel 5.2: Andelen af infiltrations overskridende afstrømning (IOA) i procent af den totale afstrømning (A), andelen af overfladenær afstrømning (OA) i procent af A og den totale afstrømning (A) i procent af den akkumulerede regnmængde (R).

	IOA/A	\mathbf{OA}/\mathbf{A}	\mathbf{A}/\mathbf{R}
Historisk	12,7%	87,3%	$13,\!1\%$
SF 4,5	16,8%	83,2%	12,5%
SF 8,5	11,3%	87,7%	13,8%



Figur 5.6: Akkumuleret overfladenær (OA), infiltrations overskridende (IOA), samlet afstrømning (A) samt akkumuleret regnmængder (R) fra en historisk regnhændelse (blå) og stokastiske fremskrevne regnserier med RCP4,5 (orange) og RCP8,5 (rød).

Den totale afstrømning stiger som forventet ved de stokastiske fremskrevne regnserier, med mest afstrømning fra RCP8,5. Den infiltrationsoverskridende afstrømning stiger med ca. 4% fra den historiske til RCP4,5 regnserien, hvilket kan forklares med de mere koncentrerede regnhændelser der kan forventes om sommeren som følge af klimaforandringerne. Lidt overraskende falder den infiltrationsoverskridende afstrømning ift. den overfladenære afstrømning ved RCP8,5. Dette kan skyldes de længere tørketider ved den fremskrevne regnserie (Pedersen et al., 2020), hvilket i nogle tilfælde nedsætter jordfugtigheden for topjorden i begyndelsen af regnhændelsen. De to stokastisk fremskrevende regnserier er dog kun et eksempel af en fremskrivning for RCP4,5 og RCP8,5 og skal ikke ses som et endeligt resultat da der i denne vurdering ikke er medtaget de usikkerhedder der er ved fremskrivning.

For at teste sammenhængen mellem akkumuleret regn og afstrømning på en større datamængde, er afstrømningen fra den stokastisk fremskrevne regnserie RCP8,5 beregnet med MMS-modellen. Dette er gjort, da både tørketiden og regnkarakteristikken er vurderet til at være afgørende for afstrømningen og en faktorfremskreven regnserie eller en kasseregn resulterer i en upræcis vurdering. Den akkumulerede regnmængde og afstrømningsmængde for hver hændelse i den stokastisk fremskrevne regnserie med RCP8,5 kan ses i figur 5.7.



Figur 5.7: Lineær regression af akkumuleret regn og akkumuleret afstrømning baseret på enkelte hændelser. Dataene er baseret på en stokastisk fremskreven regnserie RCP8,5, beregnet med MMS modellen, se kapitel 4. Hændelserne er opdelt ift. lang tørketid (LTT) betegnet som tørketider over 40 timer og kort tørketid (KTT) betegnet som tørketider under 40 timer. Hændelser, hvor infiltrationsoverskridende afstrømning (IOA) er til stede markeret med et sort kryds.

Den akkumulerede afstrømning fra regnhændelser med en tørketid under 40 timer kan beskrives med en lineær regression med en R^2 -værdi på 0,85. Regnhændelser med en tørketid over 40 timer varierer dog meget, og en beskrivelse af afstrømningen med en lineær regression vil resultere i meget usikre værdier. Dette kunne skyldes, at der ved en tørrere jord er flere processer i spil, hvor der vil forekomme ændringer i den hydraulisk konduktivitet og i suget af det kompakte lag. Det virker heller ikke til, at usikkerhederne for den lineære regression med korte tørketider kan forklares med infiltrationsoverskridende afstrømning, så det formodes hovedsageligt at være styret af forskellige nedbørskarakteristikker og starts betingelser for jordens fugtighed.

Afløbssystemer er ofte dimensioneret efter ekstremhændelser, hvilket gør anvendelsen af den lineær regression med tørketider under 40 timer interessant, da den afspejler værste scenarie. Da der er en overvægt af lave afstrømningshændelser, vil den lineære regression underestimere ekstremhændelserne. For bedre at kunne anvende regressionen til formålet er der opsat en lineær regression, hvor afstrømningshændelser under 5mm er fjernet. De resulterende lineære regressioner for den historiske og de stokastiske fremskrevne regnserier kan ses i figur 5.8.



Figur 5.8: Lineær regression af akkumuleret regn og akkumuleret afstrømning baseret på enkelte hændelser med tørketider under 40 timer, hvor afstrømningshændelser under 5mm er fjernet. Dataene er baseret på en historisk regnserie og stokastiske fremskrevne regnserier RCP 4,5 og 8,5, beregnet med MMS modellen, se kapitel 4.

Den højeste reduktionsfaktor ses ved den stokastiske fremskrevne regnserie med RCP4,5 og den laveste ved RCP8,5. Dette kan forklares med de øgede tørketider der er benyttet til den stokastisk fremskrevne regnserier med RCP8,5, hvilket resulterer i, at infiltrationskapaciteten overskrides i mindre grad trods de øgede regnintensiteter. Hældningen og skæringen med x-aksen i figur 5.8 er benyttet til at bestemme hhv. reduktionsfaktor og initialtab som vist i tabel 5.3

Tabel 5.3: Reduktionsfaktor og initialtabet for de lineære regressioner for den historiske- og de stokastisk fremskrevne (SF) regnserier med RCP4,5 og 8,5 se figur 5.8.

	Reduktionsfaktor [-]	Initialtab [mm]
Historisk	$0,\!55$	$0,\!5$
SF 4,5	$0,\!60$	$1,\!2$
SF 8,5	0,51	0,9

Påvirkning af afløbssystemet

Til at teste påvirkning af ubefæstede afstrømning fra den anvendte MMS model på en eksisterende afløbsmodel benyttes en Mike Urban model over Mejlby, med tilføjelses programmet Mouse (DHI, 2017). I dette kapitel vil det eksisterende afløbssystem blive beskrevet samt opsætningen af modellen og de benyttet input parameter.

6.1 Beskrivelse af oplandet

Den valgte afløbsmodel er Mejlby, der ligger nord for Århus og er udleveret af Niras. Afløbssystemet i Mejlby er et separeret system, hvilket betyder, at spildevandsledningen og regnvandsledning er separeret. I dette projekt vurderes der kun på regnvandssystemet. Det totale opland for Mejlby afløbssystem er 53ha, hvor det ubefæstede areal udgør 41ha. Det er valgt at analysere hele afløbssystemet både pga. systemets håndterlige størrelse, og negligering af dele af systemet kan have påvirkninger på resultatet. Oplandet til Mejlby afløbssystem indeholder både ubefæstede områder, parcelhuse, større landejendomme samt regnvandsbassiner. Oplandet samt placering af brønde og ledninger kan ses i figur 6.1.



Figur 6.1: Mejlby afløbssystem hvor den nordlig del af systemet er vist med grøn, den sydligdel er vist med gul og de befæstet arealer er vist med grå. De to regnvandsbassiner for enden af de to systemer er vist med orange, hvoraf det gule opland leder til B744 og det grønne til B302.

Afløbssystem er opdelt i to systemer et nordlig og et sydlige, med et regnvandsbassin i slutningen af hvert system hhv. B302 og B744. I tabel 6.1 kan oplandsarealerne ses for begge systemer.

Tabel 6.1: Oplandsarealerne for både de ubefæstede og de befæstede arealer for det nordlige og sydlige opland.

	Samlet opland [ha]	Befæstede $[ha]$	Ubefæstede $[ha]$
Opland til B302	37,5	6,6	30,9
Opland til B744	15,5	5,8	9,7

Det fremgår her, at begge systemer har nogenlunde samme befæstede areal hvoraf det nordlig system har et større ubefæstede areal i forhold til det sydlige opland.

I modellen optegnes hver matrikelgrund hvorefter hydrologisk reduktionsfaktor og initialtabet bestemmes. Befæstelsesgraden fastsættes individuelt for hvert matrikelgrund. I Mike Urban modellen er der indbygget lagringsmagasiner for de ubefæstede arealer. Dette lagringsmagasin bliver fjernet for at simplificere oplandet, og herved bedre kunne vurdere effekten de ubefæstede arealer har på afløbssystemet. Derudover ændres overløbskants kote for regnvandsbassin B302 og B744 for bedre at kunne vurdere betydningen af afstrømningen fra de ubefæstede arealer. Dette betyder, at afløbssystemet har en lavere kapacitet end den oprindeligt er dimensioneret til. Regnvandsbassin B302 ændres fra kote 70,45m til 69,9m og B744 ændres fra kote 68,45m til 67,7m. Afløbstallet for begge regnvandsbassiner fastholdes, hvor udløbstallet for B302 er 0,53 $l \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ og B744 er 2,25 $l \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$.

De ubefæstede arealer i modellen er optegnet efter Aarhus Kommunes kloakoplande, hvor de omkringliggende landbrugsområder er bestemt ud fra et højdekort for at bestemme hvilke arealer, der vil tilføre afstrømning af regnvand til afløbssystemet. For hvert opland bestemmes graden af impermeable arealer. Til disse arealer tilkobles den modificeret regnserie udregnet ved at benytte den opsatte MMS-model, se kapitel 4, mens de befæstede arealer tilkobles den originale regnserie.

6.2 Inputparametre til Mike Urban modellen

Initialtabet, den hydrauliske reduktions faktor, koncentrationstiden og befæstelsesgraden bliver bestemt forskelligt for de ubefæstede- og de befæstede arealer. Initialtabet beskriver mængden af regn der skal falde før der sker afstrømning til afløbssystemet, da den første del af nedbøren antages at gå til befugtning af overfladerne

Den hydrauliske reduktionsfaktor tager hensyn til mængden af vand der forbliver på overfladen i lavninger og lignende ved at angive andelen af nedbøren der løber til afløbssystemet. Begge parametre er medregnet i MMS-modellen, derfor sættes den hydrauliske reduktionsfaktor til 1, og initialtabet sættes til 0 for de ubefæstede arealer. Alt nedbøren der lander på de ubefæstede arealer i Mike modellen vil derfor blive afledt til afløbssystemet.

Til at beskrive afstrømningen fra de befæstede og ubefæstede arealer til afløbssystemet bruges den lineær tid-areal metode. Modellen er sat til at benytte rektangulære arealer,

_

hvilket er vurderet tilfredsstillende for begge overflademodeller. For at benytte den lineær tid areal metode skal koncentrationstiden bestemmes. Den angiver tiden det tager for vandet at strømme fra det fjerneste hjørne til afløbssystemet og er for de ubefæstede arealer sat til 300 minutter på baggrund af Aarhus Vands anbefalinger. Initialtabet, den hydrauliske reduktionsfaktor og koncentrationstiden for de befæstede arealer er bestemt efter de forudindstillede værdier i Mike Urban.

Befæstelsesgraden beskriver, hvor stor en grad af området der bidrager med afstrømning til afløbssystemet. Det vil være tage, veje, fortove og lignende for de befæstede arealer, mens for de ubefæstede arealer er det græsarealer, marker og haver. Hvert areals befæstelsesgrad kan derved variere, og graden bestemmes derfor individuelt for hvert område. I tabel 6.2 fremgår de benyttede parametre for de ubefæstede og befæstede arealer.

Tabel 6.2: De anvendte parametre for de befæstede og ubefæstede arealer i Mike Urban modellen.

Parameter	Befæstede arealer	Ubefæstede arealer
Initialtab [mm]	0,6	0
Hydrologisk reduktionsfaktor [-]	0,9	1
Koncentrationstid [min]	7	300

Afløbssystemets kapacitet vil blive undersøgt med en LTS-simulering (Long Time Statistics). I Mike Urban opsættes en række simuleringskriterier for at kunne køre en LTS-simulering. Kriterierne bestemmer hvilke hændelser der medtages i simuleringen, hvor en hændelse svare til et job. Disse jobs bestemmes ud fra start- og stopkriterier, som er beskrevet ved indløbsflowet til afløbssystemet over en bestemt tidsperiode. Da regnvandsbassinernes gentagelsesperiode og overløbsvolumen vil blive undersøgt, sættes start- og stopkriterierne forholdsvis lavt. For at undgå at regnvandsbassinet ikke er tømt inden det næste job starter sættes udløbsflowet for regnvandsbassinerne som et ekstra stop kriterie, hvor udløbsflowet skal under en bestemt værdi før simuleringen stopper. Start- og stopkriterierne kan ses i tabel 6.4.

Tabel 6.3: Start- og stopkriterier benyttet i afløbsmodellen over Mejlby i Mike Urban for det samlet system og for regnvandsbassinerne .

Parameter	Totale indløbsflow $[m^3 \cdot s^{-1}]$	Tid [min]
Startkriteriet	0,006	30
Stopkriteriet	0,006	60
Stopkriteriet for bassin udløb	Udløbsflow $[m^3 \cdot s^{-1}]$	Tid [min]
B302	0,006	30
B744	0,018	30

6.3 Belastning af regnvandsbassiner

Påvirkningen af afstrømning fra ubefæstede arealer på regnvandsbassinerne i Mejlbys afløbssystem er bestemt ud fra en LTS-simulering i Mike Urban. Til denne simulering

bruges den historiske regnserie fra Viby og den resulterende afstrømningsserie beregnet med MMS-modellen beskrevet i kapitel 5.3. Der laves to LTS-simuleringen; en med og en uden de ubefæstet arealer, hvor den historiske regnserie føres til de befæstet arealer og den modificeret MMS regnserie føres til de ubefæstede arealer. Det forventes især at have konsekvens for design af regnvandsbassiner med lave afløbstal, da de ikke når at tømmes mellem regnhændelser (Thorndahl and Andersen, 2021).

Resultatet af disse to simuleringer kan ses i tabel 6.4, hvor den totale overløbsmængde og overløbs gentagelsesperiode sammenlignes for begge regnvandsbassiner.

Tabel 6.4: Resultaterne for simuleringerne inkl. og ekskl. de ubefæstede arealer, hvor gentagelsesperioden for overløb og den totale overløbs mængde fremgår.

Ekskl. ubefæstede arealer	Gentagelses periode [år]	$\mathbf{Overl}\mathbf{\emptyset b} \ [mm]$
B302	> 20	0
B744	20	1
Inkl. ubefæstede arealer	Gentagelsesperiode [år]	$\mathbf{Overl} ø\mathbf{b} \ [mm]$
Inkl. ubefæstede arealer B302	Gentagelsesperiode [år] 0,228	Overløb [<i>mm</i>] 466

Her ses en tydelig forskel ved medtagning af de ubefæstede arealer, hvor en stor stigning i den totale overløbsmængde og en faldene gentagelses periode for begge regnvandsbassiner. Regnvandsbassin B302 har den største påvirkning, hvilket kan skyldes dens opland som har de største ubefæstet arealer se figur 6.1 og det laveste afløbstal ud af de to regnvandsbassiner.

Vanddybde i regnvandsbassin B302 for simulering inkl. og ekskl. ubefæstede arealer kan ses i figur 6.2, hvor en tydelig forskel i vanddybden fremgår. Ved simulering ekskl. ubefæstede arealer sker der ingen overløb, mens ved simulering inkl. ubefæstede arealer opstår der 7540 m^3 . Den flade top på grafen viser, hvornår der sker overløb ved regnvandsbassinet.



Figur 6.2: Vanddybden i regnvandsbassin B302 inkl. (sort) og ekskl. (orange) ubefæstede arealer ved hændelsen mellem d.25-07-2015 og d.27-07-2015.

Det samme ses i figur 6.3, hvor en tydelig stigning i indløbsflowet til regnvandsbassin B302 fremgår. Her følges de to grafer hinanden i starten, da dette er afstrømningen fra de befæstede arealer. Derefter ses en stigning i flowet på grafen inkl. ubefæstede arealer, da de ubefæstede arealer begynder at bidrager til flowet pga. den længere koncentrationstid.



Figur 6.3: Indløbsflowet til regnvandsbassin 302 inkl. (sort) og ekskl. (orange) de ubefæstede arealer ved hændelsen mellem d.25-07-2015 og d.27-07-2015.

Afstrømningen fra et ubefæstede areal for en regnhændelse kan ses i figur 6.4. Dens afstrømningsforløb karakteristik kan tydeligt ses i indløbsflowet til regnvandsbassin B302 se figur 6.3 for simuleringen med ubefæstede arealer. Denne stigningen leder derefter til vand i overløbet ved regnvandsbassinet, da bassinet ikke har kapacitet og et for lille afløbstal til at kunne håndtere den ekstra mængde afstrømning.



Figur 6.4: Afstrømningen fra et ubefæstet areal for hændelsen mellem d.25-07-2015 og d.26-07-2015.

6.4 Vand på terræn

Afstrømningen fra de ubefæstede arealers påvirkning på vand niveauet i brødene kan ses i figur 6.5 og 6.6, hvor der tydeligt kan ses en forskel. 6



Figur 6.5: Vandspejl der overstiger brønd terrænniveau ved en gentagelsesperiode på 5 år (rød) når de ubefæstede arealer ikke medtages i betragtningen.



Figur 6.6: Vandspejl der overstiger brønd terrænniveau ved en gentagelsesperiode på 5 år (rød) når de ubefæstede arealer medtages i betragtningen.

Ud fra figur 6.6 ses en lille påvirkning på afløbssystemet. Dette kan skyldes forskellen i koncentrationstiden mellem de ubefæstede og befæstede arealer, der gør at den maksimale intensiteten for regnhændelsen rammer rørsystemet på forskellige tidspunkt. I tabel 6.5 kan antallet af brønde, hvor vandniveauet overstiger terræn ved en 5 års gentagelsesperiode ses.

Tabel 6.5: Vandniveauet i brøndene der overstiger terrænkote i afløbssystemet ved en 5 års gentagelsesperiode ekskl. og inkl. ubefæstet arealer

	Ekskl. ubefæstede arealer	Inkl. ubefæstede arealer
Vand på terræn	4	6

6.5 Opdeling af koncentrationstider for infiltrationsoverskridende- og overfladenær afstrømning

Koncentrationstiden benyttet til simuleringerne er taget fra Aarhus Vand og er ens for alle ubefæstede arealer. Som beskrevet i kapitel 2.1 består afstrømningen af forskellige processer som MMS-modellen tager højde for. I modellen opdeles den overfladenære- og den infiltrationsoverskridende afstrømningen. Disse to afstrømninger vil have forskellige koncentrationstider, da den infiltrationsoverskridende afstrømning løber på overfalden og den overfladenær afstrømning løber i jorden. Påvirkningen ved at opdele afstrømningsfaserne på afløbssystemet er undersøgt ved at give den overfaldenær afstrømning en højere koncentrationstid på 900 minutter og den infiltrations overskridende forbliver det samme 300 minutter. Resultatet af denne simulering kan ses i tabel 6.6 og er sammenlignet med simuleringen, hvor ens koncentrationstider for de ubefæstede arealer er benyttet.

Opdelt koncentrationstid	Gentagelsesperiode [år]	riode [år] Total overløb [mm	
B302	0,4	289	
B744	6,7	39	
Ens koncentrationstid	Gentagelsesperiode [år]	Total overløb [mm]	
Ens koncentrationstid B302	Gentagelsesperiode [år] 0,2	Total overløb [mm] 466	

Tabel 6.6: Resultaterne for simuleringerne med opdelt og ens koncentrationstider, hvor gentagelsesperioden for overløb og den totale overløbs mængde fremgår.

Opdelingen af koncentrationstider giver en højere gentagelsesperiode for begge regnvandsbassiner og en lavere overløbsvolumen, hvor overløbsvolumen for ens koncentrations tider er næsten dobbelt så stort. Undersøges vanddybden i regnvandsbassin B302 som fremgår i figur 6.7, kan det ses at vanddybden er højere i regnvandsbassinet med opdelt koncentrationstider og der sker udløb til overløbet i længere tid.



Figur 6.7: Vanddybden i regnvandsbassin B302 med opdelt vist i orange og ens vist i sort koncentrationstider ved hændelsen mellem d.24-09-2015 og d.07-09-2015.

Ved denne hændelse er overløbsmængden for den opdelte koncentrationstid 3758 m^3 og for den ens koncentrationstid 4242 m^3 . Det høje overløbsvolumen for de ens koncentrationstider kan skyldes, at vandet fra de ubefæstede arealer strømmer til regnvandsbassinet inden afstrømningen fra de befæstede arealer er ledt væk fra rørsystemet, hvilket kan ses på figur 6.8. Her kan det ses, at flowet ved de opdelte koncentrationstider er lavere og over en længere periode hvilket herved giver en mindre overløbsmængden.



Figur 6.8: Indløbsflowet til regnvandsbassin B302 med opdelt vist i blå og ens vist i rød koncentrationstider ved hændelsen mellem d.24-09-2015 og d.07-09-2015.

6.6 Klimaudviklings påvirkning på afløbssystemmet

Til at undersøge påvirkningen af klimaudviklingen på afløbssystemet bruges den fremskrevne stokastiske regnserie med RCP8,5 og afstrømningen fra de ubefæstet arealer

for samme regnserie beskrevet i kapitel 5.3. I tabel 6.7 fremgår resultatet af simuleringen sammenlignet med den historiske regnserie.

Tabel 6.7: Resultater for simulering med den stokastiske fremskrevne regnserie (SF-RCP8,5) hvor gentagelsesperioden for begge regnvandsbassiner, totale overløbsmængde og vandspejlsniveau der overstiger terrænkote ved en 5 års gentagelsesperiode er vist. Disse resultater er sammenlignet med resultaterne for den historiske regnserie (Hist). Her er m. Ga resultaterne med afstrømningen fra de ubefæstede arealer.

	Hist	Hist m. GA	SF-RCP8,5	SF-RCP8,5 m. GA
GP B302 [år]	> 20	$0,\!23$	$6,\!65$	$0,\!16$
GP B744 [år]	20	2	5	$0,\!87$
Overløbsmængde $[mm]$	$0,\!3$	356	5	575
Vand på terræn	4	6	18	19

Ud fra figur 6.7 ses en betydelig stigning i overløbsmængden ved den fremskrevne regnserie SF-RCP8,5 inkl. ubefæstede arealer i forhold til den historiske regnserie inkl. ubefæstet arealer. Derudover kan det ses at medtagelse af ubefæstet arealer ved den historiske regnserie har en større påvirkning på gentagelsesperioden og overløbsmængderne for regnvandsbassinerne end den fremskrevne regnserie ekskl. ubefæstet arealer, men omvendt for vand på terræn ved brøndene. Her ses en stor stigning for vand på terræn ved regnserien SF-RCP8,5 end den historiske regnserie inkl. ubefæstede arealer, hvilket skyldes en stigning i regn intensiteterne for SF-RCP8,5, se tabel 5.4, der giver et højt stress niveau til brøndene, hvorimod pga. af forskellen på koncentrationstider for befæstede og ubefæstede arealer bliver brøndene mindre belastede ved den historiske regnserie inkl. ubefæstet arealer. Der ses samme tendens for begge regnserier inkl. og ekskl. de ubefæstede arealer hvor regnvandsbassin B302 har den højeste gentagelsesperiode for overløb ekskl. ubefæstet arealer og den laveste ved inkl. ubefæstet arealer i forhold til B744. Dette kan skyldes det større ubefæstede oplands areal der er tilkoblet til B302 se tabel 6.1.

6.7 Lineær regression medtagelse af de ubefæstede arealer

I kapitel 5.3 blev der ud fra de den historiske og SF-RCP8,5 regnserie lavet et lineærregression mellem den akkumuleret regn og afstrømning fra projektområdet i Viby ved at benytte MMS-modellen. Her kunne et en tydelig sammenhæng ses ved regnhændelser med en tørketid på under 40 timer. Ud fra denne lineær-regression kan et initialtab og en hydraulisk reduktion faktor for de ubefæstede arealer findes. Dette vil blive benyttet i Mike Urban modellen og sammenlignet med resultaterne, hvor den modificeret MMS regnserie for de ubefæstede arealer er benyttet. De anvendte parameter for de ubefæstede arealer kan ses i tabel 6.8

Historsik regnserie	Befæstede	Ubefæstede
Initialtab [mm]	0,6	$0,\!5$
Hydraulisk reduktionsfaktor[-]	0,90	$0,\!55$
SF-BCP8.5	Befæstede	Ubefæstede
si nere,e	Delasteue	Obciasteue
Initialtab [mm]	0,6	0,9

Tabel 6.8: Initialtabet og den hydrauliske reduktionsfaktor for de ubefæstede og befæstede arealer for den historiske regnserie og stokastisk fremskrevet (SF), med RCP8,5 regnserie.

Resultatet for simuleringerne med de lineær-regressions parameter for de ubefæstede arealer for den historiske regnserie og SF-RCP8,5 fremgår i tabel 6.9.

Tabel 6.9: Overløbsmængden og antal brønde med vandspejl over terræn ved en 5 års gentagelsesperiode for simuleringerne med de lineær-regressions parameter sammenlignet med den modificeret MMS regnserie for den historiske og den stokastik fremskrevne (SF) med RCP8,5 regnserie.

Historisk regnserie	Total overløb [mm]	5 år gentagelsesperiode
lineær-regression	753	8
Modificeret MMS regnserie	356	6
SF-RCP8,5	Total overløb [mm]	5 år gentagelsesperiode
SF-RCP8,5 lineær-regression	Total overløb [<i>mm</i>] 1228	5 år gentagelsesperiode 21

Her ses en stor overestimering af overløbsmængden for begge regnserier. Dette kan skyldes at den lineær-regression er taget for de værste hændelser, hvor tørketiden er under 40 timer og derved overestimere de hændelser, hvor tørketiden er større end 40 timer. Der ses en lille stigning i vand på terræn ved en 5 års gentagelsesperiode for begge regnserier. I figur 6.9 ses afstrømningen fra et nordlig ubefæstede areal.



Figur 6.9: Afstrømningen fra ubefæstede areal hvor parametrene fra den lineær regression (sort) er brugt til at beskrive afstrømningen. Den er sammenlignet med afstrømningen fra den modificeret MMS regnserie (orange) for hændelsen mellem d.25-07-2015 og d.26-07-2015

Ud fra figur 6.9 ses en tydelig stigning i afstrømningen for afstrømningen bestemt med en lineær regression ift. afstrømningen bestemt med MMS-modellen. Der ses også påvirkning af den korte tørketid, da afstrømningen beregnet med den lineære regression starter tidligere end den modificeret MMS regnserie. Denne stigningen i afstrømning passer med den høje overløbsmængde der ses i tabel 6.9.

Diskussion

7.1 Afstrømningsprocesser

Undersøgelserne af projektlokaliteten i Viby viste, at den infiltrationsoverskridende afstrømningsproces er af mindre betydning i forhold til den overfladenære afstrømning. Dette er vurderet til at være en effekt af kompaktion af jorden hvilket medfører, at vandet afstrømmer horisontalt i jordmatricen som overfladenær afstrømning og bidrager i enden af oplandet som overmættet afstrømning. Dette er ikke forventeligt for en grov sandet jordtype, og en vurdering af afstrømningen udelukkende på baggrund af jordtypen har vist sig at kunne resultere i en undervurdering af afstrømningen. Dette ses tydeligt, hvis afstrømningen beregnes med Hortons infiltrationsmodel (Horton, 1939), som beregnet med ligning 2.1 med værdierne for en sandet jord, se tabel 7.1.

Tabel 7.1: Input parametre til Hortons infiltrationsmodel: Slutværdien for infiltrationskapacitet (f_c) , startværdien for infiltrationskapaciteten (f_0) og hendfaldskonstanten (a) (Rossman and Huber, 2016). *Loamy sand er bestemt som et gennemsnit af fire værdier.

Jordtype	$f_c \ [mm \cdot min^{-1}]$	$f_0 \ [mm \cdot min^{-1}]$	$a \ [min^{-1}]$
Sand	0,76	9,78	$0,\!054$
Sandet lerjord	0,75	$6,\!24$	0,33
Loamy sand*	0,77	4,16	$0,\!67$

Hvis Hortons infiltrationsmodel benyttes over kalibreringsperioden for MMS-modellen i Viby, se afsnit 4.2, resulterer det ikke i nogen afstrømning. Anvendelse af Hortons infiltrationsmodel resulterede også i markant mindre afstrømningsmængder ved beregning af den stokastisk fremskrevne regnserie med RCP8,5 sammenlignet med beregninger fra MMS-modellen. Afstrømningshændelserne beregnet med Hortons infiltrationsmodel kan ses i figur 7.1.



Figur 7.1: Afstrømningen fra den stokastisk fremskrevne regnserie ved RCP8,5 beregnet med Hortons infiltrationsmodel (Horton, 1939).

Her er der beregnet en samlet afstrømning på $12mm \cdot ar^{-1}$, hvilket udgør $\approx 10\%$ af hvad der er beregnet med MMS-modellen, se figur 5.6. Her minder afstrømningsmængden udregnet med Hortons infiltrationsmodel mere om den infiltrations-overskridende beregnet med MMS-modellen. Dette skyldes, at Horton modellen er empirisk bestemt, og herved kun tager højde for jordtypen og antagelse af en homogen jordprofil. Modellen bør derfor ikke anvendes ved heterogene jordprofiler, hvor der er et underlag med nedsat hydraulisk konduktivitet der kan resultere i en overfladenær afstrømning (Nielsen, 2019). Dette er tilfældet ved projektlokationen i Viby, hvor jorden var kompakt i en dybde mellem 5og 15cm, hvor der er målt høje værdier af tørvægts massefylden og meget lave effektive porøsiteter, se tabel 3.4 og 3.5.

For at undgå underestimering af afstrømningen fra ubefæstede arealer, er det vigtigt at overveje hvilke afstrømningsprocesser der er i spil, da den overfladenære afstrømning i dette tilfælde var den mest dominerende. For at kunne vurdere afstrømningen, er det derfor vigtigt at kunne bestemme både kompaktionen og kornstørrelsesfordelingen gennem jordprofilen. I jordlag med nedsat hydraulisk konduktivitet, er det desuden vigtigt at bestemme, hvilken jordfugtighed der resulterer i overfladenær afstrømning. Det er derfor nødvendigt at indsamle intakte jordprøver for korrekt at kunne beskrive de underliggende afstrømningsprocesser, og herved tage et valg om brug af infiltrationsmodeller.

7.2 Lineær regression til beskrivelse af afstrømningen

Ud fra de målte data fra projektlokationen i Viby, kunne der observeres en lineær sammenhæng mellem akkumuleret afstrømning og akkumuleret regn, hvis tørketiden mellem regnhændelserne blev taget i betragtning, se figur 3.6. Yderligere beregninger med den opsatte MMS-model tyder på, at der er en god sammenhæng for hændelser med en tørketid under 40 timer for alle de anvendte regnserier, se figur 5.8. Dette er interessant, da det potentielt tillader en simpel vurdering af bidraget fra urbane ubefæstede arealer. For hændelser med en længere tørketid over 40 timer, er afstrømningsprocessen en del mere kompliceret som vist i figur 5.7, og en simpel lineær regression vil resultere i en forholdsvis usikker bestemmelse af afstrømningen. Der ses dog potentiale i at benytte den lineære regression ved tørketider under 40 timer, da dette afspejler den største mængde afstrømning for en hændelse. Dette kunne tillade en mere simpel og hurtigere vurdering af kapaciteten af afløbssystemet, da en numerisk model, som den anvendte MMS-model, er mere tidskrævende. Dette blev undersøgt i Mike Urban, hvor den hydrauliske reducktionsfaktor og initialtabet for de ubefæstede arealer blev fundet ud fra den lineære regression. Det viste en overestimering af afstrømningen fra de ubefæstede arealer, hvilket resulterede i en betydelig stigning i overløbsmængden fra regnvandsbassinerne. Udelukkende anvendelse af den lineære regression for tørketider under 40 timer vurderes at føre til en overestimering af afløbssystemet. Yderligere arbejde kunne fokuserer på opdeling af regnserien i forhold til tørketider og eventuelt medtage effekten af regnintensiteten ved afstrømningshændelser ved tørketider over 40 timer, som påvist i figur 5.3.

Opdelingen mellem lang tørketid og kort tørketid på 40 timer er baseret på at det resulterede i den lineære sammenhæng vist i figur 3.6. Der er ikke nogen tørketider imellem 22 timer og 40 timer og opdelingen kunne derfor ligge herimellem med samme resultat. Valget af tørketid er heraf undersøgt med MMS-modellen for at undersøge valget, se kapitel 5.1. Her havde det kompakte jordlag regenereret 50% af kapaciteten efter 20 timer og 80% efter 40 timer, hvorefter en regenerering af det kompakte lags lagringskapacitet til pF2 tager ca. 20 dage.

7.3 Anvendte fremskrevne regnserier

Til at beskrive det fremtidig klima blev to stokastiske fremskrevet regnserier benyttet RCP4,5 og RCP8,5, se kapitel 5.3. En stokastisk regnserie er fremstillet ved at opdele en historisk regnserie i hændelser efter årstider og intensiteter. Disse opdelte hændelser sættes sammen på ny og skaber en ny regnserie. Denne regnserie testes ud fra en række opsatte kriterier (Thorndahl et al., 2008). Derved er den brugte regnserie en ud af mange fremtidige regn scenarier. Det er derfor svært at inkludere usikkerhederne ved de fremskrevet regnserie (Thorndahl and Andersen, 2021) og konkludere noget konkret ud fra resultatet med forhold til den præcise stigning i overfladenær og infiltrationsoverskridende afstrømning, som vist i figur 5.6. Resultaterne kan bruges til at beskrive tendenser for fremtidig afstrømning som viste en stigning i både i den overfladenære- og infiltrationsoverskridende afstrømning, men det er nødvendigt at teste med flere regnserier for at kunne medtage usikkerhederne ved fremskrivningen (Thorndahl and Andersen, 2021).

7.4 Påvirkning af afløbssystemet

Koncentrationstid

Ved at opdele koncentrationstiden for den overfladenær og den infiltrationsoverskridende afstrømning kunne der observeres en højere gentagelsesperiode og en lavere overløbsmæng-

de, men en længere overløbstid. Ud fra figur 6.8 og 6.7 tyder det på, at et højt men korttids indløbsflow ved ens koncentrationstider gav en større overløbsmængde ved regnvandsbassin B302 end en lavere men længeretids indløbsflow. Regnvandsbassinets tømmetid forlænges ved at opdele koncentrationstiden og kan have en effekt på overløbsmængden ved sammenkoblede afstrømningshændelser, men ud fra Mike Urban simuleringer viste en korter, men mere intens indløbsflow at have større påvirkning på begge regnvandsbassiner i afløbsmodellen. I Mike Urban modellen er der ikke taget højde for oplandets størrelse i forhold til koncentrationstiden og som det kunne ses, resulterer en opdelt koncentrationstid i en lavere overløbsmængde og en højere gentagelsesperiode. Dette tyder på, at ved at have den samme koncentrationstid oversetimers påvirkningen på overløbsmængden og gentagelsesperioden for regnvandsbassiner ved vurdering af de ubefæstede arealer.

Afløbstal

Medtagningen af de ubefæstede arealer havde størst indflydelse på regnvandsbassinet B302. Dette skyldes både at størstedelen af de ubefæstede arealer strømmer til dette regnvandsbassin og at den har et lavere afløbstal i forhold til regnvandsbassin B774. Undersøgelser udført af Thorndahl and Andersen (2021) påviste, at et lavere afløbstal vil gøre bassinet mere afhængig af koblede regnhændelser, da tømmetiden herved forlænges, hvorimod et højt afløbstal i højere grad vil gøre regnvandsbassinet afhængig af enkelte hændelser, da det når at tømmes inden næste regnhændelse. Ved at inkludere de ubefæstede arealer forlænges tømmetiden for regnvandsbassinet, da de ubefæstede arealer har en længere koncentrationstid og derved vil der afledes vand til regnvandsbassinet i længere tid. Dette resulterer yderligere i, at medtagning af de ubefæstede arealer har en større påvirkning på regnvandsbassiner med en lavere afløbstal, hvilket også er tilfældet for regnvandsbassin B302.

Konklusion 8

Ud fra undersøgelse af det ubefæstede areal i Viby kunne der observeres afstrømningshændelser for selv forholdsvis lave regnhændelser. Jorden kan på baggrund af teksturanalyser klassificeres som en grovsandet jord, og anses normalt ikke som en jordtype der bidrager med afstrømning til afløbssystemet. Ud fra intaktprøver af jordprofilen kunne der tydeligt ses en kompaktion af jorden, hvilket formodes at være grunden til afstrømningen. En beskrivelse af jorden ved en teksturanalyse kan konkluderes ikke at være tilstrækkelig i urbane områder, da jorden kan risikere at være kompakt.

Afstrømningsprocessen tyder på hovedsageligt at være styret af overfladenær afstrømning, og det er derfor nødvendigt at modellere afstrømningen med en model der kan tage højde for dette. Ved at benytte moving mean slope modellen, var det muligt at opstille en model der med rimelige resultater kunne eftervise både jordfugtigheden og afstrømningsmængden fra de målte hændelser for projektlokaliteten i Viby. Det var yderligere muligt at opdele afstrømningen i forhold til infiltrationsoverskridende- og overfladenær afstrømning, hvilket kan øge forståelsen af afstrømningsprocessen og afløbsdynamikken fra oplandet. Dette er en fordel, da den overfladenære afstrømning forventes at have væsentligt længere koncentrationstider end den infiltrationsoverskridende afstrømning.

Afstrømningen fra det ubefæstede areal i Viby er ikke kun styret af nedbørsmængden, men også nedbørskarakteristikken og jordfugtigheden forinden regnhændelsen var afgørende for afstrømningen fra arealet. Ved at tage højde for tørketiden forinden regnhændelsen kunne der observeres en lineær sammenhæng mellem nedbørs- og afstrømningsmængden ved tørketider under 40 timer. Ved længere tørketider var afstrømningsprocessen ikke helt så simpel, og en lineær regression vil resultere i et for usikkert resultat. Afløbssystemer er dog ofte dimensioneret efter ekstremhændelser, hvorved der er mulighed for anvendelse af den lineære regression. Ved dimensionering af regnvandsbassiner bør metoden dog anvendes med forsigtighed, da der her er risiko for overdimensionering. En bedre vurdering af afstrømningen er formodet ved at opdele regnserien i forhold til tørketider og regnintensiteter, da begge har en indflydelse på afstrømningsmængden.

Ved medtagelse af de ubefæstede arealer på afløbssystemet i Mejlby steg overløbsmængden markant og gentagelsesperioden for overløbshændelser faldt, hvor den største forskel kunne observeres ved regnvandsbassin B302. Brønde hvor vandspejlet ved en 5 års hændelse overgik terrænkoten steg fra fire til seks brønde, hvoraf det nordlige afløbssystem havde den største påvirkning.

Koncentrationstiden for den overfladenær- og infiltrationsoverskridende afstrømning opdeles i Mike Urban modellen for afløbssystemet, hvor den overfladenær afstrømnings koncentrationstid forøges i forhold til den infiltrationsoverskridende. Dette gav en lavere overløbsmængde samt en højere gentagelsesperioden for overløbshændelser.
Til at beskrive klimaforandringernes påvirkning på afstrømningen fra Viby benyttes to stokastisk fremskrevne regnserie med RCP4,5 og RCP8,5. Dette resulterede som forventet i en stigning i både den overfaldenære- og den infiltrationsoverskridende afstrømning, hvor den totale afstrømning fra projektlokation i Viby var størst ved den stokastisk fremskrevne regnserie med RCP8,5. Effekten heraf kunne også observeres på afløbssystemet i Mejlby, hvor den fremskrevne regnserie med RCP8,5 havde en tydelig effekt på overløbet fra regnvandsbassinerne. Her resulterede regnserien i en forøget overløbsmængde samt et fald i gentagelsesperioden for overløb.

Perspektivering

Undersøgelsen af et ubefæstet areal med en sandet jordtype, viste sig at resultere i markant mere afstrømning end forventet grundet kompaktion af jorden. Fremtidige projekter kunne fokusere på opland med forskellige jordtyper for bedre at kunne opstille generelle modeller afstrømningen, og undersøge om det er muligt at estimere det med en lineær regression. Alternativt kunne værdier af forskellige danske jordtyper fra Hansen (1976) benyttes i den opsatte MMS-model, hvorved effekten af et jordlag med nedsat hydraulisk konduktivitet kan vurderes.

Da brug af den lineære regression udelukkende for korte tørketider resulterede i en overdimensionering af afløbssystemet, kunne det være relevant at kigge på en opdeling af afstrømningen der yderligere medtager en opdeling af regnhændelser med høje og lave intensiteter. Dette formodes at nedsætte nogle af de usikkerheder observeret ved en vurdering af afstrømningen ud fra en lineær regression.

Jorden i det moniterede opland i Viby kunne, ud fra intakte jordprøver, konkluderes at være betydeligt kompakt i en dybde mellem 5-15cm. Dette resulterede i en væsentlig højere afstrømning fra oplandet, end der kunne forventes ved en uberørt jordtype af kornstørrelsesfordeling. Da beplantningen på området udelukkende bestod af græs, formodes det, at samme situation som beskrevet af Schwartz and Smith (2016) er tilfældet, hvor et græsdække med kort rodnetværk vokser ovenpå det kompakte jordlag. Der er altså ikke noget brud på kompaktionen, og den overfladenære afstrømning vil stadig resultere i hyppigere og kraftigere afstrømningshændelser end forventet. Det kunne derfor være relevant at overveje, hvordan de urbane ubefæstede overflader benyttes og behandles. Hvis afstrømningen ønskes reduceret, kunne en løsning være at kvæle græsset og beplante området med naturlig flora med rødder der kan bryde kompaktionen (Burr-Hersey et al., 2020). Dette er succesfuldt implementeret af blandt andet Schwartz and Smith (2016) og Haynes et al. (2013), hvor en forholdsvis simpel behandling af jorden resulterede i langt bedre infiltrationsevne. Yderligere bør fremtidige konstruktionsmæssige fortagende fokuserer på at reducere kompaktion af jorden, og herved forbygge problemet.

- Assouline, S. (I.N.R.A., V. F., Tavares-Filho, J. and Tessier, D. (1997), 'Effect of compaction on soil physical and hydraulic properties: experimental results and modeling', *Soil Science Society of America journal* 61(2), 390–398.
- Beven, K. and Freer, J. (2001), 'Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the glue methodology', Journal of hydrology (Amsterdam) 249(1), 11–29.
- Burges, S. J., Wigmosta, M. S. and Meena, J. M. (1998), 'Hydrological effects of land-use change in a zero-order catchment', *Journal of hydrologic engineering* 3(2), 86–97.
- Burr-Hersey, J. E., Ritz, K., Bengough, G. A. and Mooney, S. J. (2020), 'Reorganisation of rhizosphere soil pore structure by wild plant species in compacted soils', *Journal of experimental botany* 71(19), 6107–6115.
- Butler, D., Digman, C. J. and Christos Makropoulos, J. W. D. (2018), Urban drainage., 4. ed. edn, CRC Press, Boca Raton, FL.
- Campbell, G. (1974), 'A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data', Soil Science 117.
- Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. (1978), 'Empirical equations for some soil hydraulic properties', Water resources research 14(4), 601–604.
- Cook, F. and Broeren, A. (1994), 'Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters', *Soil Science* 157, 2–11.
- Davis, R. O. E. and Bennett, H. H. (1927), 'Grouping of soils on the basis of mechanical analysis', United States department of agriculture pp. 1–13.
- DHI (2017), 'Mike urban model manager'.
- Dunne, T. and Black, R. D. (1970), 'Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed', *Water resources research* 6(5), 1296–1311.
- Green, H. W. and Ampt, G. A. (1911), 'Studies on soil phyics.', The Journal of Agricultural Science 4(1), 1–24.
- Gregersen, I. B., Sørup, H. J. D., Madsen, H., Rosbjerg, D., Mikkelsen, P. S. and Arnbjerg-Nielsen, K. (2013), 'Assessing future climatic changes of rainfall extremes at small spatio-temporal scales', *Climatic change* 118(3-4), 783–797.
- Gregory, J., Dukes, M., Jones, P. and Miller, G. (2006), 'Effect of urban soil compaction on infiltration rate', *Journal of Soil and Water Conservation* 61(3), 117–.

- Groenendyk, D. G., Ferré, T. P. A., Thorp, K. R. and Rice, A. K. (2015), 'Hydrologic-process-based soil texture classifications for improved visualization of landscape function', *PloS one* 10(6), e0131299–e0131299.
- Hansen, L. (1976), 'Soil types at the danish state experimental stations', pp. 742–758.
- Haynes, M. A., McLaughlin, R. A. and Heitman, J. L. (2013), 'Comparison of methods to remediate compacted soils for infiltration and vegetative establishment', *Open journal of soil science* 3(5), 225–234.
- Horton, R. E. (1939), 'Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration-capacity', *Eos, Transactions American Geophysical Union* 20(4), 693–711.
- IPCC (2014), 'Climate change 2014', p. 151.
- Jacobs, J. M., Myers, D. A. and Whitfield, B. M. (2003), 'Improved rainfall/runoff estimates using remotely sensed soil moisture', *Journal of the American Water Resources Association* 39(2), 313–324.
- Jørgensen, C. S. (2019), 'Afstrømning fra ubefæstede arealers påvirkning på afløbssystemet', *Kandidatspeciale, Aalborg Universitet*.
- Kale, R. V. and Sahoo, B. (2011), 'Green-ampt infiltration models for varied field conditions: A revisit', Water resources management 25(14), 3505–3536.
- Kirkby, M. J. and Chorley, R. J. (1967), 'Throughflow, overland flow and erosion', Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology 12(3), 5–21.
- Koziel, L., Juhl, M. and Egemose, S. (2019), 'Effects on biodiversity, physical conditions and sediment in streams receiving stormwater discharge treated and delayed in wet ponds', *Limnologica* 75, 11–18.
- Loll, P. and Moldrup, P. (2000), 'Soil characterization and polluted soil assessment'.
- Møldrup, P. (2021), Sammentale med per møldrup om præcision af decagon 5te jordfugtighedssensor.
- Møldrup, P., D. R. and Hansen., J. (1989), 'Rapid and numerically stable simulation of one-dimensional, transient water flow in unsaturated, layered soils', *Soil Science* 148, 219–226.
- Møldrup, P., D. R., Hansen, J. and Yamaguchi, T. (1993), 'Improved simulation of unsaturated soil hydraulic conductivity by the moving mean slope approach', *Soil Science* 155, 8–14.
- Nielsen, K. T. (2019), Monitoring of Rainfall-Runoff from Urban Pervious Areas, PhD thesis, Aalborg universitet.
- Nielsen, K. T., Heggdal, and Rasmussen, M. R. (2020), 'Puls-indberetning af overløb, udarbejdelse af grundlag for standardiseret indberetning af overløb', pp. 1–60.

- Nielsen, K. T., Moldrup, P., Thorndahl, S., Nielsen, J. E., Uggerby, M. and Rasmussen, M. R. (2019), 'Field-scale monitoring of urban green area rainfall-runoff processes', *Journal of Hydrologic Engineering* 24(8), 4019022–.
- Nielsen, K. T., Nielsen, J. E., Uggerby, M. and Rasmussen, M. R. (2020), 'Modeling of subsurface throughflow in urban pervious areas', *Journal of hydrologic engineering* 25(12), 4020050–.
- Pedersen, R. A., Langen, P. L., Boberg, F., Christensen, O. B., Sørensen, A., Madsen, M. S., Olesen, M., Su, J. and Darholt, M. (2020), 'Klimaatlas-rapport danmark', *Danmarks Meteorologiske Institut*.
- Poulsen, T., Møldrup, P., Yamaguchi, T. and Jacobsen, O. (1999), 'Predicting saturated and unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils from soil-water characteristics', *Soil Science* 164, 877–887.
- Quinton, J. N., Edwards, G. M. and Morgan, R. P. C. (1997), 'The influence of vegetation species and plant properties on runoff and soil erosion: results from a rainfall simulation study in south east spain', *Soil use and management* 13(3), 143–148.
- Rossman, L. A. and Huber, W. C. (2016), *Storm Water Management Model Reference Manual*, U.S. Environmental Protection Agency.
- Schwartz, S. S. and Smith, B. (2016), 'Restoring hydrologic function in urban landscapes with suburban subsoiling', *Journal of hydrology (Amsterdam)* 543, 770–781.
- Sharma, K. (1986), 'Runoff behaviour of water harvesting microcatchments', Agricultural water management 11(2), 137–144.
- Spildevandskomitéen (2014), 'Skrift nr. 30: Opdaterede klimafaktorer og dimensionsgivende regnintensiteter', p. 32.
- Stec, A. and Słyś, D. (2013), 'Effect of development of the town of przemysl on operation of its sewerage system', *Ecological Chemistry and Engineering.* S.
- Thorndahl, S., Andersen, A. K. and Larsen, A. B. (2017), 'Event-based stochastic point rainfall resampling for statistical replication and climate projection of historical rainfall series', *Hydrology and earth system sciences* 21(9), 4433–4448.
- Thorndahl, S. and Andersen, C. B. (2021), 'Climacs: a method for stochastic generation of continuous climate projected point rainfall for urban drainage design', *Hydrology* and earth system sciences.
- Thorndahl, S., Beven, K., Jensen, J. and Schaarup-Jensen, K. (2008), 'Event based uncertainty assessment in urban drainage modelling, applying the glue methodology', *Journal of hydrology (Amsterdam)* 357(3-4), 421–437.
- Voter, C. B. and Loheide, S. P. (2018), 'Urban residential surface and subsurface hydrology: Synergistic effects of low-impact features at the parcel scale', *Water resources research* 54(10), 8216–8233.
- Winther, L., Linde, J. J., Jensen, H. T., Mathiasen, L. L. and Johansen, N. B. (2016), Afløbsteknik, 6th edn, Polyteknisk Forlag, ISBN: 978-87-502-1015-3.

Afstrømnings hændelser bibliotek

i dette bilag ses de målte afstrømningshændelser fra projektlokationen i Viby der er anvendt i rapporten. Tørketiden kan ses i tabel A.1, og afstrømnings- og regnhændelserne kan ses i figur A.1 til A.10.

Event	Dato	Tørketid forinden hændelse
1	23. aug. 2020	40t 40m
2	25 aug. 2020	52t $54m$
3	26. aug. 2020	$11t \ 11m$
4	27. aug. 2020	6t 9m
5	26 dec. 2020	106t 9m
6	29 dec. 2020	13t $58m$
7	11 jan. 2021	7t $29m$
8	10 mar. 2021	$469t\ 26m$
9	13 mar. 2021	$22t \ 33m$
10	11 apr 2021	44t 09m

Tabel A.1: Tørketid forinden afstrømnings-hændelsehændelser.



Figur A.1: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 13. august 2020.



Figur A.2: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 25. august 2020.



Figur A.3: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 26. august 2020.



Figur A.4: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 26. august 2020.



Figur A.5: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 26. december 2020.



Figur A.6: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 28. december 2020.



Figur A.7: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 11. januar 2021.



Figur A.8: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 10. marts 2021.



Figur A.9: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 13. marts 2021.



Figur A.10: Den akkumulerede regn og afstrømning (a) og regnintensiteten (b) for afstrømningshændelsen d. 11. april 2021.

MMS-modellen

B.1 Opsætning af MMS-modellen

For at simulere infiltrationen ned i jorden er der benyttet en moving mean slope model udviklet af (Møldrup et al., 1993). Moving mean slope (MMS) modellen er en numertisk løsning til Richards ligning der bygger på Darcys flow og massebevarlse. Her opdeles jorden i bokse med et bedstemt stedsskridt som vist i figur B.1, som herved tillader at modellere på lagdelte jordtyper.



Figur B.1: Inddeling af jordprofilen i MMS-modellen. Her er Δ z stedsskridtet.

Tilbageholdelsen af vand i jorden skyldes både kapillærer kræfter og adsorption til overfladen på jordpartiklerne, hvilket hovedsageligt er styret af jordens struktur og mætningsgrad. Til at beskrive transporten af vand kan Campbell modellen benyttes til bestemmelse af den hydrauliske ledningsevne, og tilbageholdelsen af vand i jorden, se hhv. ligning 2.5 og 2.4 i kapitel 2. Campbell-modellen gør det muligt at beregne vandtransporten, og hermed også infiltrationen, i jorden under umættede forhold.

MMS-modellen bygger på Gradner modellen, der beskriver en sammenhæng mellem hydraulisk konduktivitet og trykpotentiale som vist i ligning B.1.

$$K(\Psi) = K_S \cdot^{\alpha \cdot \Psi} \tag{B.1}$$

 α er dog ofte ikke konstant over hele spændet af trykpotentialet i jorden, og den modellen kan derfor være upræcis at anvende. I MMS modellen er det antaget, at Gardner modellen kan anvendes i et smalt interval omkring et givet sug, hvorefter hældningen af kurven

kan beregnes med formel B.2 hvis Campbell (1974) konduktivitetsmodellen anvendes Groenendyk et al. (2015).

$$\alpha_L = \frac{2+3/b}{-\psi_i} \tag{B.2}$$

$$\alpha_N = \frac{\alpha_{L,i} + \alpha_{L,i+1}}{2} \tag{B.3}$$

Til at beregne den hydrauliske konduktivitet for boksene, kan ligning B.4 anvendes. Herefter kan den hydrauliske konduktivitet mellem boksene (vinduet) beregnes med ligning B.5.

$$K_L = K_i \cdot e^{-\alpha_L \cdot \Psi_i} \tag{B.4}$$

$$K_N = \frac{K_{L,i} + K_{L,i+1}}{2}$$
(B.5)

Fugtigheden af jorden i næste tidsskridt er beregnet ud fra Darcys hastighed og massebevarelse. Hastigheden i vinduet mellem boksene beregnes med ligning B.6 og fugtigheden i næste tidsskridt kan nu beregnes med ligning B.7.

$$v_{i+\frac{1}{2}} = \frac{K_N^{\alpha_N \Psi_{i+1}} - K_N^{\alpha_N \Psi_i}}{e^{\alpha_N \cdot \Delta z} - 1} + K_N e^{\alpha_N \Psi_i}$$
(B.6)

$$\theta_{i}^{t+\Delta t} = \theta_{i}^{t} - (v_{i+\frac{1}{2}}^{t} - v_{i-\frac{1}{2}}^{t}) \cdot \frac{\Delta t}{\Delta z}$$
(B.7)

Det maksimale tidsskridt kan beregnes med ligning B.8 (Møldrup and Hansen., 1989).

$$\Delta t < \frac{\theta_{i+1} - \theta_i}{K(\Psi_{i+1}) - K(\Psi_i)} \cdot \frac{e^{\alpha_N \cdot \Delta z} - 1}{e^{\alpha_N \cdot \Delta z} + 1} \cdot \Delta z \tag{B.8}$$

B.2 Test af MMS-model med empirisk data fra en Yolo clay jord

For at sikre, at MMS-modellen med Campbell (1974) konduktivitetsmodellen kan benyttes, er den sammenholdt med empirisk bestemte jordparametre for en Yolo lerjord. De anvendte jordparametre for den empiriske model tak ses i tabel B.1.

Tabel B.1: Jordparametre benyttet i MMS-modellen til simulering af Yolo lerjorden. Her er C1-4 emperisk bestemte værdier, K_S er den mættede hydrauliske ledningsevne, θ_S er jordens totale porøsitet og θ_{FC} er vandindholdet ved markkapacitet.

Parameter	Værdi	enhed
C1	739	[-]
C2	4	[-]
C3	124,6	[-]
C4	1,77	[-]
K_S	$4,428 \cdot 10^{-2}$	$[cm \cdot h^{-1}]$
$ heta_S$	0,495	$[cm^3 \cdot cm^{-3}]$
$ heta_{FC}$	0,124	$[cm^3 \cdot cm^{-3}]$

Jord-vand retentionskurven og den hydrauliske konduktivitetkurve for den empiriske model er beskrevet med hhv. ligning B.9 og B.10.

$$|\psi| = exp\left(\frac{C_1 \cdot (\theta_S - \theta_R)}{\theta - \theta_R} - C_1\right)^{1/C_2}$$
(B.9)

$$K(\psi) = K_S \cdot \frac{C_3}{C_3 + |\psi|^{C_4}}$$
(B.10)

Ved opsætningen af MMS-modellen ud fra Campbell konduktivitetsmodellen er parametrene ψ_e og b er bestemt ved brug af ligning xx til bestemmelse af jordfugtigheden over et interval af trykpotentiale. Herefter er parametrene optimeret ved at minemere de gennemsnitlige kvadrerede fejl til 4,63 og -21,06 [cmH_2O] for hhv. campbell b og ψ_e . Forskellen mellem modellerne kan ses i figur B.2.



Figur B.2: Forskel af jordfugtigheden ved anvendelse af MMS-modellen baseret på Campbell modellen (a) og empirisk bestemte data (b).

Der ses en forskel mellem modellerne ved de forskellige tidsskridt. Denne forskel kan dog skyldes fittet af Campbel b og ψ_e -værdien samt en lille forskel i t2 og t3 grundet forskellige

tidsskridt. Det vurderes, at MMS-modellen kan opsættes med konduktivitetsmodellen af Campbell $\left(1974\right)$ kan benyttes.

Sammenhæng mellem sorptivitet og Campbell b

Sammenhængen mellem Campbell b og sorptiviteten (S) baseret på værdier fra Clapp and Hornberger (1978). Sammenhængen kan ses i figur C.1.



Figur C.1: Sammenhængen mellem den kvadrerede sorptivitet (S) og Campbell-b værdien (b) beskrevet med en potensfunktion. Jordparametrene er bestemt af Clapp and Hornberger (1978).

Det er altså muligt at bestemme Campbell b med en rimelig sikkerhed ud fra sorptiviteten af jorden ved at benyttes ligning 3.1, da der er en forklaringsgrad på 0,89.

Sammenligning af jordtyperne anvendt i MMS-modellen med jorde fra dansk jordkartotek

For at validere de jordtyper der er anvendt i MMS-modellen, er de sammelignet med jordprøver fra et dansk jordkartotek udarbejdet af Hansen (1976).

Placering	Jyndevad	Boris	Tyldstrup
Dybde [cm]	0-20	0-20	0-20
$K_s \ [cm \cdot min^{-1}]$	$0,\!27$	0,08	$0,\!11$
b [-]	$3,\!93$	$5,\!07$	$3,\!66$
$\psi_e \ [cmH_2O]$	-4,80	-11,0	-16,8
$\theta_{MK} \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!194$	0,261	0,294
$\theta_s \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!42$	$0,\!44$	$0,\!45$
$\theta_{eff}~[cm^3\cdot cm^{-3}]$	$0,\!43$	$0,\!36$	$0,\!35$

Tabel D.1: Lignende jorde fra Hansen (1976).

De anvendte jordparametre anvendt i MMS-modellen kan ses i tabel D.2

Tabel D.2: Jordparametre anvendt i MMS-modellen efter kalibreringen ift. målte afstrømnings- og fugtighedsdata, se afsnit 3.

Dybde [cm]:	0-7	7-13	13 - 95
$K_s \ [cm \cdot min^{-1}]$	$0,\!150$	0,0048	$0,\!0055$
b [-]	$3,\!35$	8,00	$7,\!00$
$\psi_e \ [cmH_2O]$	-2,4	-15	-10
$\theta_{MK} \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!14$	$0,\!286^{**}$	$0,26^{**}$
$\theta_s \ [cm^3 \cdot cm^{-3}]$	$0,\!43$	$0,\!38$	$0,\!35$



Figur D.1: Sammenligning af topjorden anvendt i MMS-modellen, se afsnit 4, med en lignende jord Hansen (1976): Jyndevad 0-20cm.



Figur D.2: Sammenligning af det kompakterede jordlag anvendt i MMS-modellen, se afsnit 4, med en lignende jord Hansen (1976): Tyldstup 52-76cm.



Figur D.3: Sammenligning af underjorden anvendt i MMS-modellen, se afsnit 4, med en lignende jord Hansen (1976): Jyndevad 75-100cm.

Udregningen af afstrømningen fra projektlokation Viby fra de udleveret materialer

De udleveret data fra MOTO forsøges opstilling i Viby er givet i et datasæt med vip til en bestemt tid for det øverste og nederste vippekar. Omregningen af vip til vandmængder gøres ud fra størrelserne på de to kar. For det øverste/mindste kar er en fast volumen blevet målt til 0,04017 L mens ved det nederste/største kar ændres volumen for hvert vip afhængigt af antallet af vip pr. tid grafen over ændring i volumen for det nederste kar kan ses i E.1



Figur E.1: Grafen visser sammenhængen antal vip pr. tid og volumen af hvert vip. Denne graf er udleveret af Århus vand

Afstrømningsdataene er givet i tidszone GMT +1 og +2 pga. vinter- og sommertid, de er omregnet til GMT 0 for at tilpasse Viby regnserien.

Regnserie F

Regnserierne benyttet til at teste tørketiden og intensitetens effekt på afstrømningen kan ses i figur F.1.



Figur F.1: Modificeret historisk regnhændelse benyttet til undersøgelse af tørketiden og intensitetens effekt på afstrømningen.

Liste over eksterne bilag

Vedlagt projektet er en række elektroniske bilag for MMS-modellen, afløbsmodellen og bestemmelse af arealet for projektområdet i Viby.

MMS model

- Matlabfil til opsætning af MMS-modellen: "FC_MMS_VIBY.m"
- Matlabfil til beregning af den resulterende afstrømning: " $MMS_RUNOFF.m$ "

Afløbsmodel

- "Mike model Mejlby.ldb"
- "Mike model Mejlby.mdb"
- "Mike_model_Mejlby.mup"

Arealet for projektområdet i Viby

• PDF til bestemmelse af arealet for projektområdet: "Areal_projektomraadet.pdf"