



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2017 30 stp
Institutt for miljøvitenskap

Infiltrasjon for lokal overvannsdponering (LOD)

- Vurdering av metoder for å måle infiltrasjon på lokal tomt

Infiltration for Sustainable Urban Drainage Systems (SUDS)

- An assessment of methods for site specific infiltration measurements

Elisabeth Blom Solheim
Vann-og miljøteknikk

Forord

Denne masteroppgaven er skrevet ved Institutt for miljøvitenskap (IMV), høsten 2016 og januar 2017, ved Norges miljø- og biovitenskapelige universitet (NMBU). Masteroppgaven er utført i samarbeid med Vann- og avløpsetaten i Oslo kommune (Oslo VAV), og utgjør det avsluttende arbeidet på sivilingeniørutdanningen i Vann- og miljøteknikk.

Masteroppgaven startet med kombinert feltarbeid og sommerjobb i Oslo VAV, sommeren 2016. Jeg vil takke sjefingeniør Bent C. Braskerud som positivt tok imot mitt ønske om å skrive masteroppgave for Oslo VAV, og som har satt oppgaven i kontekst i henhold til Oslo VAVs ønske om bidrag for å oppnå målene i «Handlingsplanen for overvann (Tiltak nr.2; *Utrede og kartfeste potensial for infiltrasjon* og tiltak nr. 9; *Fordrøye overvann på kommunal eiendom*)», som det skal arbeides for i årene fremover. Målet med masteroppgaven er å studere infiltrasjon som tiltak for Lokal overvannsdistribusjon (LOD), og å undersøke ulike metoder for å måle infiltrasjonsevne på lokal tomt i forbindelse med utbygging og ved planlegging av LOD-tiltak.

Jeg vil rette en stor takk til veilederne mine, førsteamanuensis Helen K. French (NMBU) og sjefingeniør Bent C. Braskerud (Oslo VAV), som har vært med på å definere oppgaven, rettet meg i feltarbeidet og oppgaveskrivingen, inspirert meg og vist stort engasjement under hele perioden.

Takk til Tharan Fergus, prosjektutvikler «Vann i by» (Oslo VAV), for innspill til valget av lokaliteter til infiltrasjonsforsøkene.

Takk til Heidi Kristensen v/Bymiljøetaten (BYM) for disposisjon av parkene i Oslo til feltarbeidet.

Takk til Webjørn Finsland i Plan- og bygningsetaten (PBE) i Oslo for hjelp med utforming av kart til oppgaven.

Takk til sommerstudentene 2016 ved utredningsseksjonen (UTR) i Oslo VAV, og spesielt trainee Merete Stange Sørum, for godt samarbeid under infiltrasjonsforsøkene.

Takk til avdelingsingeniør Magdalena Rygalska (IMV) for god veiledning på jord- og vannlaboratoriet i forbindelse med kornfordelingsanalyser (pipetteanalyse).

Takk til professor Trond Børresen og ingeniør Øyvind Peder Vartdal på IMV for god veiledning på jordfysikklaboratoriet i forbindelse med pF-analyser.

Til slutt vil jeg takke familie og venner for all støtte og hjelp i løpet av denne perioden.

Ås, januar 2017

Elisabeth Blom Solheim

Abstract

Urbanization and climate change leads to increases in storm water

Urbanization and densification of cities increases the impervious area. This prevents rainwater from infiltrating into the ground. In addition; climate changes results in more frequent and intense precipitation, and problems linked to stormwater management follow.

Modern stormwater management emphasizes use of sustainable urban drainage systems (SUDS), this implies following a 3-step strategy: Step 1 – infiltration, Step 2 -retention, and Step 3 – secure flood ways. According to Oslo’s municipal master plan (2015) new buildings must handle storm water through open systems according to SUDS principles. Therefore, improved mapping of areas suitable for infiltration is required. Often, Oslo municipality receives applications from building companies that assumes poor hydraulic conductivity based on soil and quaternary geology maps, without proper field investigations. Commonly the local infiltration capacity is underestimated, and therefore not used to its full potential.

In this thesis, different in-situ methods of measuring infiltration rate will be tested, so that companies developing properties know how they can get site-specific knowledge about infiltration capacity and a better competence on emerging practices of SUDS.

Methods for measuring local infiltration rates

During summer of 2016, saturated hydraulic conductivity was measured at six different locations in Oslo. The sites represented different soil types with varying clay content. The following in-situ methods were tested; Modified Philip-Dunne (MPD), Double ring infiltrometer (DR), Mariotte-infiltrometer, and Pit-infiltration. In addition, soil samples were taken at the different locations and analyzed in the laboratory. Both grain size analysis and various soil physical tests of ‘undisturbed’ soil samples taken in steel rings. The results from different methods were compared.

Urban soil may contain surprises

The field measurements revealed great variations in measured infiltration rates among the six locations (1-595 cm/h). The reason may be caused by natural or man-made variations in soil type, degree of compaction and/or biological activity. Comparison of the different methods show differences, even though measurements were done at the same site. If we assume equal soil conditions on a test location, the order was MPD>DR for measurements at the surface, where MPD usually gave the highest infiltration. For measurements in deeper soil layers (50-60 cm) the order was Pit-infiltration > MPD > Mariotte – infiltrometer, where Pit-infiltration usually gave the highest infiltration. Results from infiltration capacity measured in laboratory from undisturbed soil samples was generally lower than hydraulic conductivity values measured in the field. It was difficult to calculate saturated hydraulic conductivity from grain size distribution curves, given that the curves did not fulfill the methods requirements.

The overall conclusion from the practical field tests is that the MPD-infiltrometer is the easiest method. Advantages are that; several tests can be done at the same time, thus, the soil variability at a site can be quantified. The need for water is relatively low compared to the other methods. The results indicate that the method gives slightly higher saturated hydraulic conductivity than for example the Double ring infiltrometer, this should be taken into account

when interpreting the results. Correction factors are calculated and suggested as safety margin.

The infiltration measurements showed a higher infiltration rate during the first part of the infiltration tests, as a practical consequence it is highly likely that the natural infiltration capacity exceeds the rainfall during the first part of a precipitation event, even with soil types with low saturated hydraulic conductivity such as clay. The requirement of Step 1 (infiltration) that rainfall up to 20 mm can infiltrate is realistic during the most commonly observed dry conditions during summer.

Urban soil often includes anthropogenic material such as old bricks and coarse material with high infiltration rates. This study also shows that loam may also have higher hydraulic conductivity than expected. This suggests that it is important to conduct site specific infiltration measurements in order to implement appropriate local SUDS.

Sammendrag

Urbanisering og klimaendringer gir mer overvann

Urbanisering og fortetting i byene, fører til at andelen tette flater øker. Dette hindrer regnvann i å *infiltrere* (trenge ned) i grunnen. I tillegg gir klimaendringene mer hyppig og intens nedbør, og det oppstår problemer med hvordan overvannet skal håndteres.

Moderne overvannshåndtering vektlegger bruk av naturlige prosesser beskrevet igjennom *3-trinnstrategien*: Trinn 1 – infiltrasjon, trinn 2 – fordrøyning, og trinn 3 – trygge flomveier. I Oslos kommuneplan (fra 2015) kreves det at nye bygg fortrinnsvis skal håndtere overvannet åpent ved bruk av lokal overvannsdiskonering (LOD). Det er derfor behov for å kartlegge tomtens potensiale for infiltrasjon. Ikke sjelden mottar Oslo kommune søknader der utbygger forutsetter dårlig infiltrasjonsevne basert på løsmassekart som viser dårlig infiltrasjonsmuligheter. Utnyttelsen av mulighetene til infiltrasjon utnyttes dermed ikke.

I denne oppgaven vil ulike metoder for å måle infiltrasjonsevne på lokal tomt vurderes, slik at ingeniører og andre som skal utvikle eiendommer får kunnskap som vil være avgjørende for valg av tiltak for LOD.

Det er mange metoder for å måle infiltrasjon

Måling av infiltrasjonsevne ble utført på seks lokaliteter i Oslo, sommeren 2016, på ulike jordarter med varierende leirinnhold. Feltnålinger av infiltrasjonskapasitet ble utført ved bruk av instrumenter; Modified Phillip-Dunne (MPD), Dobbelt-ring-infiltrimeter (DR) og Mariotte-infiltrimeter, og utførelse av Grop-infiltrasjon, som er å grave et hull i bakken som fylles med vann. Jordprøver ble tatt ut fra de ulike lokalitetene og analysert på laboratoriet, i form av kornfordelingskurver for teoretisk beregning av infiltrasjon. Det ble også tatt ut jordprøver for målinger av infiltrasjonsevne på laboratoriet. Resultatene fra de forskjellige målemetodene ble sammenlignet.

Målinger i felt er nødvendig fordi byjord kan inneholde overraskelser

Feltforsøkene avdekket store variasjoner i målt infiltrasjonsevne mellom de seks lokalitetene (1- 595 cm/t). Årsaken kan skyldes variasjon i jordart, grad av komprimert jord samt biologisk aktivitet. Sammenlignes de forskjellige målemetodene var det også forskjeller, selv om målingene ble gjort på samme sted. Hvis vi forutsetter like jordforhold på et målested, var rekkefølgen DR>MPD for målinger i overflaten, der der MPD vanligvis ga høyeste infiltrasjon. For målinger i dypere jordlag (50-60 cm) var rekkefølgen Grop-inf.>MPD i dypet>Mariotte-inf., der Grop-infiltrasjon vanligvis ga høyeste infiltrasjon. Resultater fra infiltrasjonskapasitet målt på lab fra uforstyrrede jordprøver viser generelt lavere verdier enn målt infiltrasjonskapasitet i felt. Det var vanskelig å beregne mettet hydraulisk konduktivitet fra kornfordelingskurvene da de ikke oppfylt kravene metodene stilte.

MPD-infiltrimeteret er trolig den enkleste metoden for bruk i praksis: Mange tester kan gjøres samtidig. Dermed kan den store jordvariasjonen på en eiendom dekkes. Behovet for vann til gjennomføring er relativt lite sammenlignet med de andre metodene. Det må likevel tas høyde for at denne metoden overestimerer infiltrasjonsevnen for finkornige jordarter, og underestimerer for grovkornige jordarter. Det er regnet ut korreksjonsfaktorer som kan benyttes som sikkerhetsmargin.

Infiltrasjonsmålingene viste at det er et stort potensiale for infiltrasjon av regn i starten av en nedbørhendelse, selv på jordarter som har lav mettet hydraulisk konduktivitet som leire.

Kravene om at trinn 1 (infiltrasjon) skal håndtere regn opp til 20 mm er realistiske under tørre forhold om sommeren.

Løsmasser i by kan inneholde mye gamle fyllmasser og sprekker med meget god infiltrasjon, og selv leirjord kan ha høyere effektiv porøsitet enn forventet. Dette tilsier at det er viktig å gjennomføre infiltrasjonsmålinger for å vurdere infiltrasjonsevne på lokal tomt.

Innhold

Forord	i
Abstract	iii
Sammendrag	v
Liste over forkortelser	x
1. Introduksjon	1
1.1 Urban hydrologi.....	1
1.2 Infiltrasjon som tiltak i lokal overvannsdiskonering	3
1.3 Hva er infiltrasjon?	4
1.4 Motiv for å fremme infiltrasjon i by	6
1.5 Motivasjon for å måle infiltrasjon	6
1.5.1 Metoder for måling av infiltrasjon	6
1.6 Vurdering av infiltrasjonsevne på lokal tomt	8
1.6.1 Hydraulisk ledningsevne	8
1.6.2 Organisk materiale	9
1.6.3 Urban jord	9
1.6.4 Nedbørtyper og intensiteter	10
1.6.5 Faktorer som påvirker infiltrasjon	10
1.7 utfordringer i kaldt klima.....	11
1.8 Krav til infiltrasjon ved ulike lover, forskrifter og strategier	11
1.9 Bakgrunn for oppgaven	12
1.9.1 Hva er en god metode?.....	12
1.9.2 Valg av metoder til feltforsøk	13
1.10 Hypoteser og forskningsspørsmål.....	14
1.11 Områdebeskrivelse.....	15
1.11.1 Da Oslo lå på fjordbunnen	15
1.11.2 Presentasjon av lokaliteter.....	16
2. Materialer og metoder	19
2.1 Bestemmelse av mettet hydraulisk konduktivitet	19
2.2 Gjennomføring av feltforsøk	19
2.3 Skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt	20
2.4 Elektrisk resistivitet tomografi	21
2.5 Metoder for måling av infiltrasjonshastighet.....	22
2.5.1 Modified Phillip-Dunne infiltrometer	22
2.5.2 Dobbelring -infiltrometer	24

2.5.3	MPD i dypet	26
2.5.4	Grop - infiltrasjon	27
2.5.5	Mariotte-infiltrrometer	27
2.6	Begrunnelse for valg av lokaliteter	29
2.7	Begrunnelse for plassering av blokkforsøk	29
2.8	Beskrivelse av forsøksoppsett i felt	29
2.9	Kornfordelingsanalyse	32
2.9.1	Empiriske metoder for estimering av K_{sat} på bakgrunn av kornfordelingsdata .	32
2.10	Begrunnelse for valg av K_{sat} - verdi ved de ulike infiltrasjonsmetodene.....	34
2.10.1	Temperaturinnvirkning på K_{sat}	34
2.11	Innsamling av jordprøver	35
2.11.1	Uttak av forstyrrede jordprøver til kornfordelingsanalyse	35
2.11.2	Uttak av uforstyrrede jordprøver til pF-analyse	35
2.12	Analyser	36
2.12.1	Kornfordelingsanalyse etter pipettemetoden.....	36
2.12.2	Volumetrisk vanninnhold	37
2.12.3	Tørrstoffinnhold	37
2.12.4	Glødetap	38
2.12.5	pF-analyse	38
2.13	Dataanalyse	41
2.13.1	Regresjonsanalyse	41
2.13.2	Sensitivitetsanalyse av målte verdier for jordfuktighet	42
2.14	Statistisk analyse	43
2.14.1	Mann – Whitney U-test	43
3.	Resultater og diskusjon.....	44
3.1	Vurdering av geologiske forhold på lokal tomt	44
3.1.1	Analyse av Elektrisk Resistivitet Tomografi	44
3.1.2	Skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt.....	48
3.2	Tilstanden (værforhold, jordfuktighet) ved infiltrasjonsforsøk	50
3.3	Infiltrasjonsmålinger i felt	52
3.3.1	Variasjon i infiltrasjonsevne mellom overflate og dyp (50-60 cm)	52
3.3.2	Verdier for mettet hydraulisk konduktivitet fra feltforsøk.....	56
3.4	Infiltrasjonsmålinger på ulike jordarter	62
3.4.1	Infiltrasjonsberegninger fra kornfordelingskurver (forstyrrede jordprøver)	62
3.4.2	Vurdering av infiltrasjonsevne fra infiltrasjonsdiagram	64

3.4.3	Mettet hydraulisk konduktivitet beregnet fra lab (luftpermeabilitet).....	65
3.5	Sammenligning av metoder for måling av infiltrasjon.....	66
3.5.1	Overflatetester: MPD vs. Dobbelring.....	66
3.5.2	Tester i dypet: Grop-infiltrasjon vs. Mariotte-infiltrrometer.....	71
3.5.3	K_{sat} lab vs. K_{sat} felt	72
3.6	Analyse av jordfysiske egenskaper (på uforstyrrede jordprøver).....	73
3.6.1	Vannretensjonsanalyse (pF- analyse).....	74
3.6.2	Vanninnhold og organisk materiale	75
3.7	Sensitivitetsanalyse av jordfuktighet	75
3.8	Skjønsmessige verdier for jordfuktighet.....	76
3.9	Dimensjonerende regn for trinn 1 i 3-trinnstrategien / Vurdering av dimensjoneringskriterier.....	77
3.10	Drøfting av metoder for måling av infiltrasjon.....	81
3.10.1	Fordeler og ulemper ved ulike metoder for å måle infiltrasjon.....	81
3.10.2	Fordeler og ulemper ved ulike feltmetoder	82
4.	Konklusjon.....	86
4.1	Hypoteser og forskningsspørsmål	86
4.2	Praktiske konsekvenser.....	87
5.	Forslag til videre arbeid.....	89
6.	Litteraturliste.....	90

VEDLEGG (i egen bok)

Liste over forkortelser

EC	Elektrisk konduktivitet
ERT	Elektrisk resistivitet tomografi
BYM	Bymiljøetaten
IMV	Institutt for miljøvitenskap
IVF	Intensitet-varighet-frekvens
K_{sat}	Mettet hydraulisk konduktivitet
KVU	Konseptvalgutredning
LOD	Lokal overvannsdiskonering
LOH	Lokal overvannshåndtering
MPD	Modified Philip-Dunne - infiltrometer
NMBU	Norges miljø- og biovitenskapelige universitet
Oslo VAV	Vann- og avløpsetaten i Oslo kommune
PBE	Plan- og bygningsetaten
PD	Phillip- Dunne borehole infiltrometer
pF	Jordas vannretensjonskurve
UTR	Utredningsseksjonen
v.s.	Vannsøyle

Lokaliteter:

Deich	Deichmannsgate
Jupiter	Jupiterjordet
Kuba	Kubaparken
Langmyr	Langmyrgrenda
Sofie	Sofienbergparken
Vold	Voldsløkka

1. Introduksjon

Flom i urbane områder har blitt et økende problem i løpet av de siste årene (Lindholm, 2008). Som følge av klimaendringer øker nedbørsmengdene, og regnhendelsene blir mer intense. Urbanisering og fortetting omkring og i byene fører til at andelen tette flater øker. Dette hindrer regnvann i å *infiltrere* (trenge ned) i grunnen, og det oppstår problemer med hvordan *overvannet* skal håndteres. Som en del av det hydrologiske kretsløpet er overvann den delen av regnvannet som ikke infiltreres i bakken, men som renner av på overflaten (Dingman, 2008). Områder som tidligere ble brukt til naturlig infiltrasjon av regnvann og overvann har måttet vike for nye utbyggingsprosjekter. Dette medfører at nye og endrede avrenningsmønstre oppstår, da terrenget endrer overflatekarakteristikk som følge av utbygginger og endret infrastruktur.

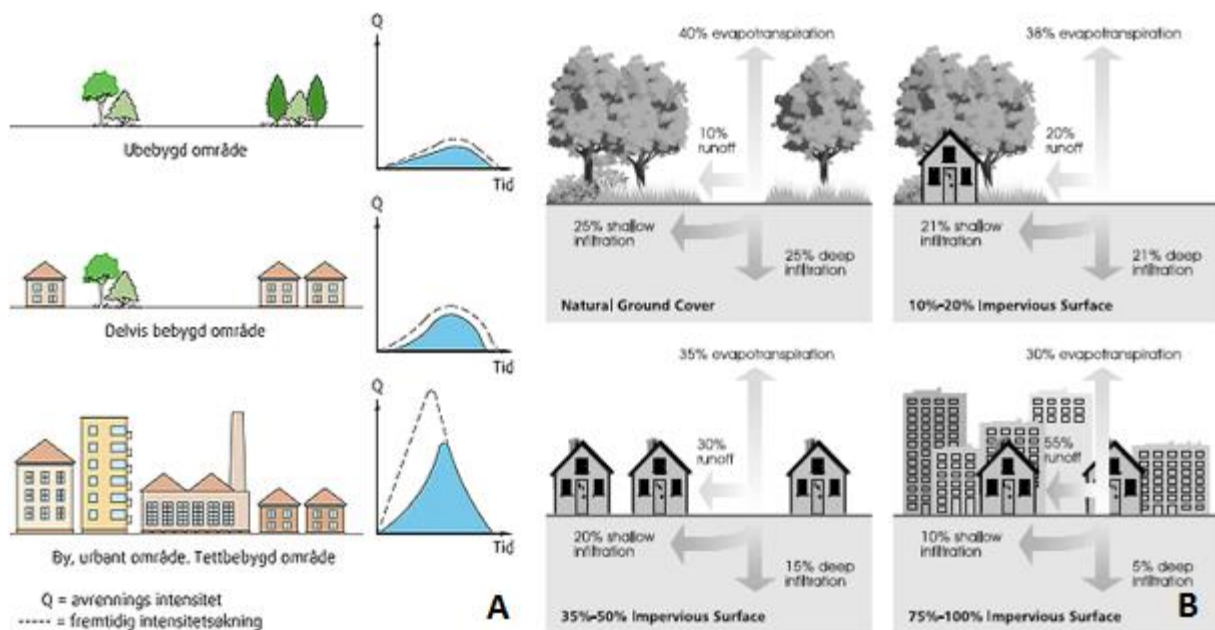
Håndtering av overvann i urbane områder har tradisjonelt basert seg på å lede vannet bort fra området på raskest mulig måte. Overvannet kan ledes i tette ledningssystemer til nærliggende resipienter (separat overvannsledning) og i fellessystemer hvor overvann og spillvann ledes sammen til et renseanlegg (Stahre, 2006; Lindholm et al., 2008). I mange tilfeller er naturlige grøfter og bekker lukket og lagt i rør. Resultatet av denne praksisen er at tilbakeholdelse og bortledning av overvann ved naturlig infiltrasjon i grunnen er blitt ødelagt i mange områder (Lindholm, 2012). Naturlige innslag i det urbane miljøet forsvinner, noe som er et tap for både rekreasjon (helse og trivsel) og for andre habitater.

Kraftige og intense regnskyl i tettbebygde områder resulterer i store overvannsmengder som skal håndteres på kort tid. Dagens eksisterende VA-system er overfylt og underdimensjonert for å håndtere dagens dimensjoneringskrav (Lindholm et al., 2008). En økt belastning vil føre til ytterligere kapasitetsproblemer, noe som resulterer i oversvømmelser og skader på bygninger og infrastruktur. Reparasjonskostnadene til skadede bygninger, veier og annen infrastruktur antas å utgjøre over 500 mill. kroner ved de alvorligste hendelsene (DSB, 2016). Senest i sommer (8.aug 2016) var man vitne til oversvømmelser og flom som ødela bygninger og infrastruktur i Oslo.

Klimatilpasning er nybrottsarbeid. Løsningene krever omlegging av etablerte metoder, og må utvikles og tilpasses lokale forhold (Braskerud et al., 2017).

1.1 Urban hydrologi

Urbanhydrologi er den delen av vannets kretsløp som er knyttet til bebygde områder (Ødegaard et al., 2014). Ved utbygging erstattes naturlige og grønne overflater med tette (impermeable) flater som tak og asfalt. Dette fører til endringer i den naturlige vannbalansen, da vann hindres å infiltrere i grunnen. Overflateavrenningen øker både i intensitet og volum, og avrenningsmønsteret endres (Nie et al. 2011). I tillegg reduseres fordampningen, og grunnvannstanden senkes (NVE, 2015). Urbanisering får praktiske konsekvenser som større fare for oversvømmelse og setningsskader på bygg og anlegg. I tillegg kan det medføre økt påkjenning på resipienter, både volum- og forurensningsmessig.



Figur 1: Urbanisering og effekt på avrenningens mengde og intensitet (SINTEF byggforsk, 2012). En nedbørshendelse får større konsekvenser for avrenningen, desto mer utbygde området er. Effekten av urbanisering vises på en avrennings-hydrograf. Den heltrukne linjen viser hydrografen før urbanisering, og den halvtrukne linjen viser hydrografen etter urbanisering. B: Urbaniseringens påvirkning på infiltrasjon og avrenning (County, 1999).

Figur 1A viser hvordan intensiteten på avrenningen påvirkes av urbanisering, og hvordan flomtoppene på avrenningen inntreffer tidligere i tettbebygde områder (respons på avrenningskurve). Ved utbygging vil de mer glatte og friksjonsfrie flatene øke hastigheten på vannet, som resulterer i en kortere konsentrasjonstid, redusert infiltrasjon og dermed en økende total avrenning som vil inntreffe raskere enn tilfellet før utbygging (Pazwash, 2011). En økning i avrenningen skyldes i hovedsak at infiltrasjonen reduseres med økende grad av utbygging, og at ruheten på flatene avtar (overflatekarakteristikken endres), noe som kan studeres på Figur 1B. Terrengets flomdempende evne avtar, med mindre noe gjøres.

Etablering av parkområder og bevaring av naturlig terreng vil bidra til å redusere avrenningen i byene, ved bl.a. tilrettelegging for naturlig infiltrasjon i grunnen. I tillegg vil ruhet som følge av vegetasjon forsinke og fordrøye vannet, og vann fordamper fra de grønne overflatene.

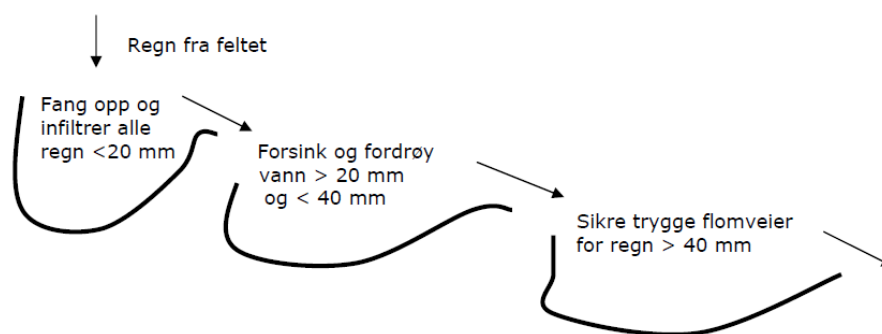
Forholdet mellom mengden vann som fordamper, infiltreres og genereres som overflateavrenning er avhengig av overflatekarakteristikken til området, og varierer også med tiden (Bøyum et al., 1997). Ulike typer overflater har ulik karakteristikk, som f.eks. boligområder (tette flater) og park/grøntanlegg (permeable flater). Ulike typer overflatekarakteristikk er i praksis mål på flatens ruhet og evne til å fungere som *gropmagasin*. Et felts gropmagasin er summen av det vannet som fanges opp i mindre sprekker og groper på overflaten, slik at overflaten fuktes, og som holdes tilbake inntil det infiltreres og/eller fordamper.

Mengden som genereres som overflateavrenning vil øke med tiden ettersom jorda blir mer og mer mettet gjennom en nedbørshendelse (Butler og Davies, 2010).

1.2 Infiltrasjon som tiltak i lokal overvannsdiskonering

Infiltrasjon og fordrøyning utgjør hovedelementene i moderne og *helhetlig* håndtering av overvann (Lindholm et al., 2008). Løsningene som velges skal være framtidsrettede og bærekraftige, slik at overvannet håndteres på en sikker og miljømessig god måte. Det legges vekt på at systemene som velges bør være åpne, framfor lukkede. God overvannshåndtering innebærer at løsningene tilpasses lokale forhold og behov, og betegnes derfor lokal overvannsdiskonering (LOD). Lokal overvannshåndtering (LOH) benyttes som synonymt begrep. Overvannet håndteres som et problem, men disponeres som en ressurs som kan tilføre et område nye kvaliteter (NOU, 2015:16). LOD utnytter naturlige prosesser som infiltrasjon og fordrøyning for å forsinke og redusere avrenningen. Kunnskap om infiltrasjonsprosessen er derfor viktig. I følge et foredrag av Lykke Leonardsen (Programchef Grønne Byløsninger, København kommune, 2016) blir det hevdet at «blå-grønne» tiltak ofte koster under halvparten av tradisjonelle «grå» løsninger (Braskerud et al., 2017).

LOD-tiltak reduserer det totale avrenningsvolumet, forsinke avrenningen og reduserer flomtopper som forårsaker skader (Lindholm et al., 2008). For å sikre en god overvannshåndtering har Norsk Vann foreslått en tretrinnsstrategi (Figur 2). Her får infiltrasjon et viktig fokus, som første trinn i strategien; fang opp og infiltrer mindre nedbør. Større nedbør skal forsinkes og fordrøyes i trinn 2 (når infiltrasjonskapasiteten er oversteget), mens de største vannmengdene ledes bort i trygge flomveier i trinn 3. Det vil være regionale forskjeller for nedbørshendelser i mengde og intensitet, og tretrinnsstrategien må derfor tilpasses lokalt. Dette understreker hvorfor det er viktig å studere infiltrasjonsmulighetene lokalt, og danner noe av bakgrunnen for denne oppgaven.



Figur 2: Tretrinnsstrategi for håndtering av nedbør. 1) Fang opp og infiltrer små regn. 2) Forsink og fordrøy større regn. 3) Sikre trygge flomveier ved styrregn. Tallene er eksempler og må tilpasses lokalt (Lindholm et al., 2008).

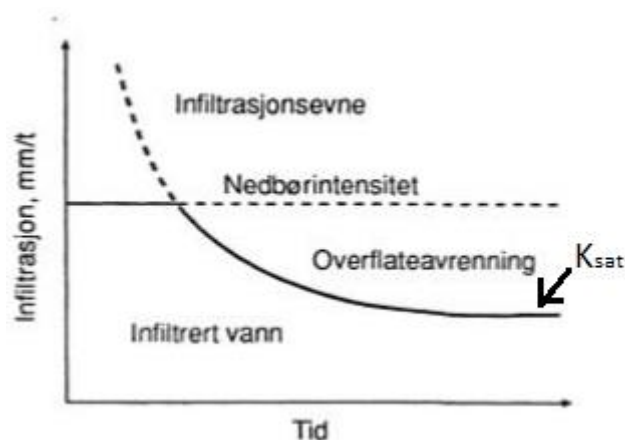
Urbant overvann kan transportere en rekke forurensninger som avsettes på tette flater, veier og tak under tørrværsperioder, og som genereres av nedbør og smeltevann (Goonetilleke et al., 2005; Lindholm, 2012). Bruk av infiltrasjon som rensiltak, tilpasset forurensningsgraden, vil kunne begrense spredningen av disse. Naturbaserte renseløsninger, som f.eks. infiltrasjon i jord og andre porøse medier, har hatt en økende utbredelse både nasjonalt og internasjonalt til behandling av arealavrenning fra urbane områder (Lindholm, 2012).

En ulempe ved infiltrasjon som tiltak er at det ofte stilles store krav til areal, noe som kan begrense bruksområdet. Sett fra en annen side vil infiltrasjon som tiltak ha flere funksjoner,

ved at det i tillegg til å rense forurenset vann også kan fungere som flomvern og være et estetisk innslag i urbane områder (Lindholm, 2012).

1.3 Hva er infiltrasjon?

Infiltrasjon er betegnelsen for prosessen der vann siver ned i bakken (løsmasser eller oppsprukket fjell) (NOU 2015:16). Infiltrasjon utgjør en viktig og grunnleggende prosess i det hydrologiske kretsløpet. Betydningen av infiltrasjon er viktig for å opprettholde grunnvannsnivået, og for å redusere overflateavrenningen. Figur 3 viser hvordan nedbørintensitet, infiltrasjonsevne og overflateavrenning påvirkes av hverandre. Jordas evne til å motta vann uttrykkes som den hydrauliske ledningsevnen. Dette er et mål på hvor raskt infiltrasjonen skjer, og kan oppgis i enheten [cm/time] (Hillel, 2004).



Figur 3: Infiltrasjonsevne som funksjon av tiden, ved konstant nedbørintensitet (Bøyum et al. 1997)

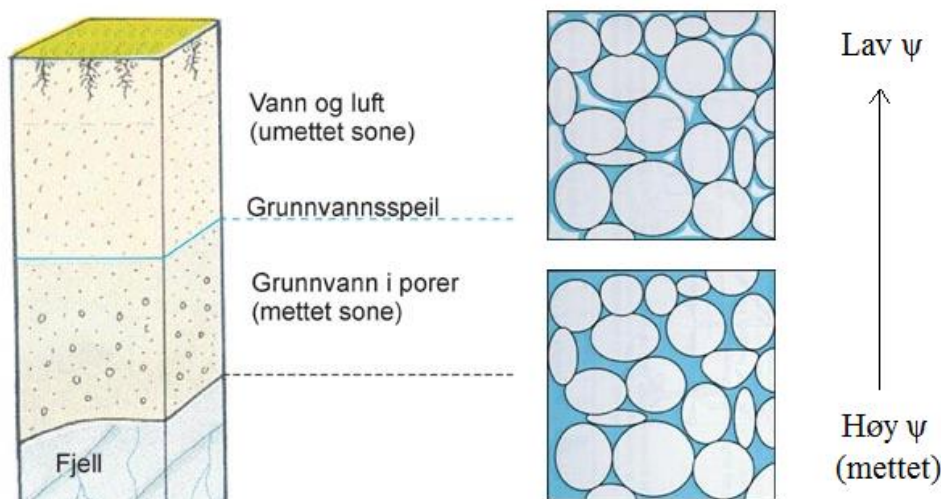
Vannet infiltrerer i den umettede sonen, der vannet strømmer i poresystemet. Etter hvert som jorda fuktes og fuktighetsfronten trenger lengder nedover, vil infiltrasjonshastigheten avta. Når jorda er mettet (alle porene er fylt med vann), betegnes infiltrasjonshastigheten som mettet hydraulisk konduktivitet (ledningsevne) (K_{sat}), der konstant infiltrasjonshastighet er oppnådd (se Figur 3). Hydraulisk ledningsevne avhenger både av vannets og jordas egenskaper.

Infiltrasjonsevnen påvirkes av grunnforholdene, spesielt på overflaten. Jordas egenskaper, jordfuktighet ved starten av en nedbørshendelse, temperatur, værforhold, tekstur og struktur i jorda, er alle egenskaper som påvirker infiltrasjonsevnen (Hillel, 2004).

Infiltrasjonsevnen varierer mellom ulike jordarter, avhengig av jordartenes permeabilitet. Permeabilitet er et mål på hvor lett vannet kan trenge gjennom et porøst medium, og avhenger kun av materialet. Permeabiliteten i løsmassene er avhengig av løsmassetype, sorteringsgrad og hvor hardt løsmassene er pakket sammen. Løst pakket, godt sortert grus og sand har relativt stor kornstørrelse med mange store og sammenhengende hulrom, og dermed god permeabilitet. Silt og leire har derimot liten kornstørrelse og kornene er gjerne pakket tett sammen, noe som gir dårlig permeabilitet. Usortert materiale vil også gi dårlig permeabilitet fordi de små jordpartiklene fyller ut hulrommene mellom de store kornene. Liten dybde til fjell, samt nærhet til grunnvannsnivå, er også faktorer som er med på å begrense.

Vannstrømning i umettet sone

Umettet sone er den delen av jorda der porer er fylt med både luft og vann (Figur 4). Vann strømmer gjennom umettet jord som følge av potensialforskjeller, ψ , som er et mål på trykkforskjeller forårsaket av jordas vanninnhold (Brook et al., 2013).



Figur 4: Inndeling av jord i mettet og umettet sone. I umettet sone er porerommene fylt med både vann og luft. Under grunnvannsspeilet, i mettet sone, er alle porerommene fylt med vann. Vannet beveger seg fra områder med høyt vannpotensial ψ (våtere) til områder med lavere potensial ψ (tørre). Figuren er hentet fra www.grunnvann.no.

Vanntransport og vannbevegelse kan foregå både vertikalt og horisontalt i de øvre deler av jordsjiktet, og gjennom ulike lag (Brooks et al., 2013). Det finnes ulike potensialtilstander/matrikspotensialer (pF-grenser) i umettet jord som beskriver hvordan vannet strømmer:

Feltpkapasitet (pF 2) er et mål på jordas matrikspotensiale ved det største vanninnholdet en jordart kan holde på, under påvirkning av gravitasjon. Når vanninnholdet er høyere, vil vannet kunne dreneres fritt, og det renner stort sett vertikalt.

Visnegrense (pF 4,2) er betegnelsen på det fuktighetsnivået i jorda der plantene ikke klarer å frigjøre noe vann fra jorda. Når det er tørre enn denne grensen, er vann utilgjengelig for planter.

Mellom de to grensene feltpkapasitet og visnegrense står vannet stille i jorda. Kapillærkrefter og evapotranspirasjon er begge med på å frakte vann oppover i profilet. Vannledningsevnen er avhengig av vanninnholdet i umettet sone, i motsetning til det som er tilfelle i grunnvannssonen, der alle porene er fylt med vann.

Mengden av porerom og sprekker bestemmer løsmassenes porøsitet. Porøsiteten (n_e) angir volumet som er tilgjengelig for vann i en jordart. Når det er mange hulrom er porøsiteten høy, og innholdet av vann kan være stort. Når jorda er mettet vil vannet dreneres fritt i store porevolum som følge av gravitasjonskraften, men det vil holdes tilbake av kapillære krefter i mindre porerom. Dette benevnes feltpkapasitet.

Sandig jord vil dreneres hurtigere enn leirjord. Leirjord har et større antall porerom, noe som øker de kapillære kreftene, og kan følgelig holde på mer vann. Sandig og grusig jord har høy permeabilitet, mens silt- og leirholdig jord har lav permeabilitet. Lagdelinger og sedimenter er med på å påvirke vannets bevegelse (Lu & Godt, 2013; Brooks et al., 2013).

1.4 Motiv for å fremme infiltrasjon i by

Uten mulighet for infiltrasjon vil nedbør akkumuleres på overflaten og skape høy avrenning. Infiltrasjon er en viktig hydrologisk prosess for opprettholdelsen av grunnvannsnivået. Dette er spesielt viktig der bygårder er bygd på tømmerflåter (f. eks. Sofienberg i Oslo), for å unngå at vannstanden synker og at luft kommer til slik at setningsskader oppstår. I forbindelse med tunnelbygging er det også uheldig om grunnvannet senkes, da setningsskader kan oppstå som følge av at porestrukturen kollapser (Lindstrøm et al., 2001). Følgelig vil bygninger og infrastruktur ødelegges (Ødegaard et al., 2014).

Et annet viktig aspekt for å fremme infiltrasjon i by er å fjerne overvann fra renseanleggene, slik at det ikke kastes bort unødvendige ressurser på å rense større mengder uttynnet avløpsvann. En vesentlig del av avløpsvannet kan også gå i overløp til resipient. Dette utgjør en trussel for miljøet og forverrer vannkvaliteten. Det er meget kostbart å oppgradere renseanleggene for å håndtere avrenningstoppene, og det er ressurskrevende å drifte. Anleggene kan i stedet utvides til å håndtere fremtidige rensekrav, fremfor nedbørstopper (Braskerud, 2016).

1.5 Motivasjon for å måle infiltrasjon

Infiltrasjon som tiltak i lokal overvannsdiskonering (LOD) vektlegges stadig større fokus. I København satt det kraftige regnværet 2. juli 2011 fart i klimatilpasningen. «Monsterregnet», med sine 150 mm regn på to timer, ødela for rundt 10 milliarder norsk kroner, og gjorde alvor ut av klimatilpasningsstrategier og planer for håndtering av overvann. Både København og Malmø går nå foran som gode eksempler ved bruk av bl.a. infiltrasjon som element i LOD. Andre byer som Oslo søker også å utnytte infiltrasjonsmulighetene (Braskerud et al., 2017). Ny kunnskap og økt samhandling fremheves som viktige satsningsområder i årene fremover.

Det er en utfordring å velge dimensjonerende regn ved planlegging av LOD-tiltak lokalt. Nedbøren varierer for ulike landsdeler. 3-timers regnet kan i slutten av århundret ha økt med en faktor på 1,38 for 200-års hendelsen (NOU 2015:16; Hanssen-Bauer m.fl., 2015). Et 200-årsregn på Blindern i Oslo tilsvarer regn med intensitet på over 1 mm/min, eller 50 mm/t, og betegnes også «skybrudd». Dette påpeker viktigheten ved å måle infiltrasjonsevnen lokalt der tiltak skal planlegges, slik at tomtens potensial til å håndtere overvann ved infiltrasjon er kjent (trinn 1). På bakgrunn av dette kan ytterligere tiltak vurderes.

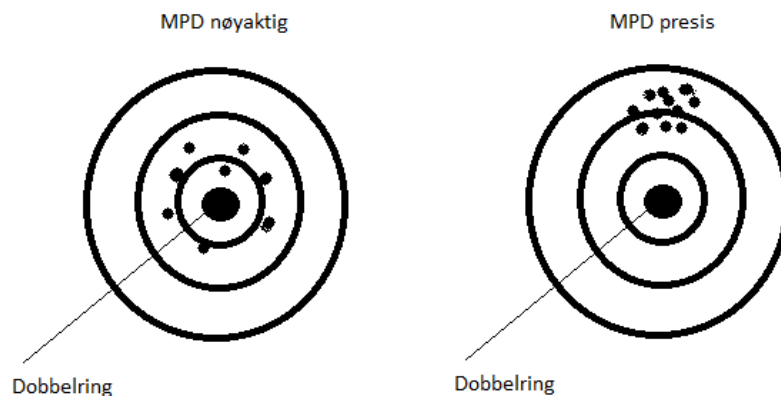
1.5.1 Metoder for måling av infiltrasjon

Metoder for å måle infiltrasjonsevne har vært studert mye tidligere (Gregory, 2005; Asleson, 2009; Nestingen, 2007).

Dobbelring-infiltrimeter er en veletablert og robust feltmetode for å måle infiltrasjonsevne i jord. Beregningene for hydraulisk konduktivitet kan forenkles ved antagelser om en-dimensjonal strømning og hydraulisk gradient lik 1 i indre ring, da en vannmettet ytre ring sikrer vertikal bevegelse. Dobbelring-infiltrimeteret er videreutviklet fra ring-infiltrimeteret (enkeltring), der den ytre ringen (derav navnet dobbelring) gjør at målefeilene for måling av infiltrasjonsevne minimeres i forhold til enkeltring (Bouwer, 1986; ASTM, 2003).

Modified Phillip Dunne infiltrrometer (MPD) er et nyetablert instrument/infiltrrometer som benyttes til å måle infiltrasjonsevne og mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}) i et punkt på jordoverflaten (Ahmed et al., 2011). MPD ble utviklet ved universitetet i Minnesota (Nesting, 2007). MPD er en tilpasning og modifikasjon til det originale Phillip-Dunne borehole infiltrrometeret (PD) (Phillip, 1993). MPD har vist seg lovende til bruk for å måle infiltrasjonsevne på overflatejord. Den viser også stort potensial for anvendelse i felt, da metoden er rask i gjennomføring, enkel i bruk, billig og forbruker lite vann (Asleson, 2007; Ahmed et al., 2011).

Nesting (2007) gjennomførte en sammenligning av Dobbelring-infiltrrometeret og MPD-infiltrrometeret mot en referansetest på sandkasseforsøk. Metodene ble studert med hensyn på nøyaktighet og presisjon for måling av hydraulisk konduktivitet. Resultatene viste at MPD-infiltrrometeret var den mest nøyaktige metoden gjennom tre sandmedier med forskjellig partikkelstørrelse (Figur 5). Dobbelring-infiltrrometeret var den mest presise metoden. MPD-infiltrrometeret fulgte dobbelringen i presisjon.



Figur 5: Illustrasjon av MPD-metoden som en nøyaktig eller presis metode i forhold til Dobbelring - infiltrrometer.

Kim Paus har i ettertid gjort detaljerte studier av MPD-infiltrrometeret i felt i Norge, for bruk til å måle hydraulisk ledningsevne til ulike type filter i regnbed (Paus og Braskerud, 2013; Paus, 2016). I denne oppgaven vil Dobbelring og MPD sammenlignes, men i felt, «in situ».

For infiltrasjonsmålinger i dypere jordlag (50-60 cm), er Mariotte-infiltrrometer en metode som er mye studert i forbindelse med å vurdere ulike jordarters egnethet til å infiltrere og rense avløpsvann (Jenssen, 1986; Jenssen, 2006; Mæhlum et al., 2010). Grop-infiltrasjon er en annen metode for å måle infiltrasjonsevne til jordmasser i dypere jordlag (50-60 cm).

Det henvises til metodekapittel (avsnitt 2) for detaljer og mer informasjon om bakgrunn, prinsipper og bruk av de overnevnte infiltrasjonsmetodene.

Romlig variasjon i jordfysiske egenskaper og infiltrasjonsevne

I følge Heuvelink & Webster (2001) er variasjonen av jordfysiske egenskaper stor innenfor avgrensede områder. Å beskrive jordas romlige variabilitet er komplekst, da jorda varierer mer eller mindre kontinuerlig. Mange av jordas egenskaper forandres også med tiden. Søvik & Aagaard (2003) viser også fra feltstudier at jordfysiske egenskaper varierer i den umettede sonen. Ifølge Grønlund (1992) kan den lokale jordvariasjonen være stor, spesielt for makroporer forårsaket av planterøtter, meitemark og sprekkedannelse ved opptørking av

leirjord. Variasjonen i jordas makroporesystem påvirker vannstrømning i umettet sone. Sprekkedannelse fører til at infiltrasjonsevnen varierer over svært korte avstander, fra nærmest fri vanngjennomtrengning i sprekkene til svært lite gjennomtrengelig mellom sprekkene.

Om variasjonen av jordfysiske egenskaper er stor innenfor et avgrenset område (lokal tomt), tilsier også dette at infiltrasjonen vil variere, da jordfysiske egenskaper påvirker infiltrasjonen. Da jordvariasjonene kan være så store som litteraturen over viser, vil trolig variasjonen på byjord være større, siden den ofte er omgravid og forstyrret pga. byggeaktiviteter. Dette er en viktig motivgrunn for å gjennomføre undersøkelser i felt.

1.6 Vurdering av infiltrasjonsevne på lokal tomt

Kunnskap om infiltrasjon vil være en forutsetning ved valg og planlegging av LOD-løsninger, der slikt skal anlegges. Dette gjelder for eksempel i konstruksjonen av regnbed; en vegetasjonsdekket forsenkning i terrenget som kan motta overvann. Overvann holdes tilbake på overflaten og infiltrerer i grunnen. Dette gjelder også ved frakobling av taknedløp, der takvann ledes ut på tomten og infiltrerer i grunnen.

Effekten av ulike tiltak vil være avhengig av infiltrasjonskapasiteten til jorda, noe som er vanskelig å estimere, siden infiltrasjonsevnen kan variere (Grønland, 1992; Heuvelink and Webster, 2001). Det vil derfor være vanskelig å forutsi effekten av ulike LOD-tiltak uten å gjøre feltundersøkelser.

Ved bruk av infiltrasjon som tiltak i LOD er det viktig at infiltrasjonskapasiteten i grunnen er god nok til formålet. Det må vurderes om det kan oppstå forsumpning av områdene eller skader på bygninger som følge av dårlig drenering av fundamentene, samt vanninntrengning, sopp og råte. I tillegg er det viktig å vurdere om omkringliggende trafikkarealer blir forsvarlig drenert, ved evt. store nedbørshendelser der ikke alt vannet kan infiltreres på tomta. Frostrelaterte problemer er også noe som må tas med i vurderingen (Ødegaard et al., 2014).

1.6.1 Hydraulisk ledningsevne

Den hydrauliske ledningsevnen (K) [m/s] beskriver hastigheten vannet kan bevege seg med gjennom et medium, og kan uttrykkes ved flg. sammenheng:

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (1)$$

der k er det porøse mediums permeabilitet [m^2], ρ er væskens tetthet [kg/m^3], g er tyngdeakselerasjonen [m/s^2] og μ er væskens dynamiske viskositet [$kN \cdot s/m^2$].

Ulike jordarter har forskjellige hydrologiske egenskaper i forhold til bevegelse og kapillært sug (retensjon) av vann. Figur 6 presenterer jordarter med forskjellige grad av hydraulisk ledningsevne. Finkornede materialer som leire og silt er i utgangspunktet lite egnet for infiltrasjon. Grus- og sandmaterialer, som er grovere, har bedre infiltrasjonsegenskaper. For å bestemme om et område er egnet for infiltrasjon er det nødvendig med forsøk på stedet for å bestemme grunnens permeabilitet.

Jordarter	Hydraulisk konduktivitet (m/s)					
	10^0	10^{-2}	10^{-4}	10^{-6}	10^{-8}	10^{-10}
Grus		-----				
Grov sand		-----				
Fin sand			-----			
Silt				-----		
Leire					-----	
Mørene (usortert)				-----		

Figur 6: Hydraulisk ledningsevne [m/s] for ulike jordarter. Basert på tall fra Brown (1972) og Bouwer (1978). Figuren er hentet fra grunnvanninorge.no.

1.6.2 Organisk materiale

Økt organisk materiale i jord reduserer infiltrasjonen (Paus, 2016). Noe organisk innhold er imidlertid gunstig for infiltrasjonsevnen fordi det vil fremme oppbyggingen av aggregater i jorda (Lu & Godt, 2013).

1.6.3 Urban jord

Urban jord (Figur 7) er jord hvor deler av profilet har blitt forstyrret, eller at hele profilet består av fyllmasse. Ulikt fra naturlig jord der vind, is, vann, gravitasjon og varme er de hovedsakelige aktive agentene, er mennesker den primære agenten for forstyrrelse av urban jord. Bygningsarbeid, bilkjøring og fotgjengerferdsel fører til at jorda komprimeres og jordstrukturen forstyrres, noe som reduserer infiltrasjonskapasiteten i jorda. Infiltrasjonen vil også kunne variere fra område til område.

Bockheim (1974) definerte urban jord som;

“A soil material having a non-agricultural, man-made surface layer more than 50 cm thick, that has been produced by mixing, filling, or by contamination of land surface in urban and suburban areas”.

I henhold til Phillip (1985) kan urban jord karakteriseres med følgende egenskaper;

- Stor vertikal og romlig variabilitet
- Modifisert jordstruktur som ødelegger aggregatene, samt øker jordtettheten (økt kompaktet)
- Tilstedeværelse av en skorpe på overflaten
- Begrenset luft- og vanndrenering
- Forstyrret næringscyklus og modifisert aktivitet for jordorganismer (lite biologisk aktivitet)
- Tilstedeværelse av antropocent (menneskeskapt) materiale og andre forurensinger
- Modifiserte jord- temperaturregimer
- Lite eller ingen organisk materiale



Figur 7: I urban jord kan man forvente å finne rester etter gammel byggegrunn, i tillegg til mineralsk jord.

Infiltrasjonskapasitet i jord avhenger av flere faktorer som bl.a. jordart og vanninnhold, men Pitt et al. (2002) gjennomførte en undersøkelse som viste at kompresjon av jorda er den mest kritiske faktoren for reduksjon av jordas infiltrasjonskapasitet. Når jorda blir komprimert skjer det en mikroskopisk omorganisering av jordpartiklene som bringer kornene nærmere hverandre. Dette forandrer de fysiske egenskapene til jorda, slik at tettheten øker, porøsiteten minker, og det blir en mindre fordeling av porestørrelser i jorda (Gregory et al., 2006; Nawaz et al., 2013). Endringer av porevolumet og porestrukturen til jorda reduserer både størrelsen og antall makroporer, samt forandrer deres form og kontinuitet (Soane et al., 1980). En reduksjon i størrelsen på porene vil forandre vann- og luftbevegelsene gjennom jorda, slik at egenskaper som jord-vann-retensjon, umettet hydraulisk konduktivitet og mettet hydraulisk konduktivitet påvirkes. Dette er egenskaper som styrer infiltrasjonshastigheten i jorda (Gregory et al., 2006).

1.6.4 Nedbørtyper og intensiteter

Nedbør kan forekomme som bl.a. regn, hagl og snø, og kan deles inn i korttidsnedbør og langtidsnedbør. Korttidsnedbøren er en intens nedbør med kort varighet som kan gi store utfordringer for infrastruktur og overvannshåndtering i tettbygde strøk. Langtidsnedbør har lengre varighet, men mindre intensitet, slik at den ikke gjør like mye skade på infrastruktur. Nedbørens intensitet er et mål på mengde nedbør som faller på et areal i løpet av en tidsperiode.

Konvektiv nedbør har typisk høy intensitet, men kort varighet (minutter), og betegnes ofte bygenedbør. Konvektiv nedbør faller vanligvis fra isolerte skyer, eller grupper av skyer (celler). Disse dekker oftest små arealer (25- 100 km²) med tørre og skyfrie områder mellom cellene (Ødemark et al., 2012). Konvektiv nedbør dominerer i Oslo og Akershus om sommeren, og måneden med maksimal nedbør er august eller september (Ødemark et al., 2012).

Enkelte klimaforskere forutser at regnintensiteter enkelte steder i perioden 2071 – 2100 kan øke med 20 til 60 % i forhold til dagens korttidsregn, som er dimensjonsgivende for byer. Det årlige nedbørvolumet øker ikke like mye, men 20-30 % økning i enkelte landsdeler er sannsynlig (Hanssen-Bauer m.fl., 2015).

1.6.5 Faktorer som påvirker infiltrasjon

Infiltrasjon vil avhenge av følgende faktorer (Bøyum et al., 1997; Hillel, 2004; Knutsson & Morfeldt, 2002);

- Topografi / helning /Terrengutforming
- Overflatens beskaffenhet / Vegetasjon
- Jordart og lagdeling
- Jordfuktighet
- Nedbørens art (regn, hagl, snø) og intensitet
- Porøsitet (jordstruktur og sammenpakning)
- Avstand til grunnvannsnivå
- Årstidene

1.7 Utfordringer i kaldt klima

Infiltrasjon i kaldt klima er ikke vurdert spesielt i denne oppgaven, men vil være en viktig del ved generell vurdering av infiltrasjonsevne på lokal tomt. Teledybde og gjenfrysing i vinterhalvåret fører til redusert infiltrasjonsevne (Caraco and Claytor, 1997; Grønlund, 1992). Det viser seg at konduktiviteten kan synke flere størrelsesordener når jorda fryser (Al-Houri et al., 2009; LeFevre et al., 2009). Tett is kan legge seg på toppen av umettede jordprofil på sandjord (French & Binley, 2004). Lavere temperaturer er også en utfordring, da infiltrasjonsevnen avtar når vannets viskositet øker.

1.8 Krav til infiltrasjon ved ulike lover, forskrifter og strategier

Å legge til rette for infiltrasjon av overvann er viktig, og det stilles krav om dette i flere lover, forskrifter og strategier:

- I følge vannressursloven § 7 andre ledd skal *”Utbygging og annen grunnutnytting fortrinnsvis skje slik at nedbør fortsatt kan få avløp gjennom **infiltrasjon** i grunnen.”*
- I plan- og bygningsloven § 27-2 Avløp, femte ledd heter det at *”Før oppføring av bygning blir satt i gang, skal avledning av grunn- og overvann være sikret. Tilsvarende gjelder ved vedlikehold av drenering for eksisterende byggverk.”*
- I byggeteknisk forskrift (TEK 10) til plan- og bygningsloven § 15-10 nr. (1) heter det at *”Bortledning av overvann og drenevann skal skje slik at det ikke oppstår oversvømmelse eller andre ulemper ved dimensjonerende regnintensitet”*. Videre heter det i nr. (2) bokstav c) til samme paragraf at *”Overvann, herunder drenevann, skal i størst mulig grad **infiltreres** eller på annen måte håndteres lokalt for å sikre vannbalansen i området og unngå overbelastning av avløpsanleggene”*.
- I *Handlingsplanen for overvannshåndtering i Oslo kommune (2016)* er det to tiltak som er relevante i denne oppgaven: tiltak 2: «Utrede og kartfeste potensial for **infiltrasjon**» og Tiltak 9: «Fordrøye overvann på kommunal eiendom.»
- Kommuneplanen for Oslo fra 2015: «Smart, trygg og grønn. Oslo mot 2030», står det i § 4.2 at *«Overvann skal fortrinnsvis tas hånd om lokalt og åpent, dvs. gjennom **infiltrasjon** og fordrøyning i grunnen og åpne vannveier, utslipp til resipient, eller på annen måte utnyttet som ressurs, slik at vannets naturlige kretsløp overholdes og naturens selvrensingsevne utnyttes. Flerfunksjonelle løsninger skal etterstrebes.»* I § 6.2 står det *«Ved regulering og søknad om tiltak skal det, i tillegg til leke- og oppholdsarealer, sikres tilstrekkelig areal for lokal åpen overvannshåndtering, **infiltrasjon** til grunnen og vegetasjon»*. Her kreves det at nye bygg fortrinnsvis skal håndtere overvannet åpent og lokalt. Dette er i tråd med at NOU (2015:16) foreslår å gi kommunene mulighet til å gjøre overvannstiltak i etablert bebyggelse til en realitet for områder som har eller vil få utfordringer i fremtiden.
- I *3-trinnsstrategien* for overvannshåndtering er trinn 1 **infiltrasjon**, men mange utbyggere hevder de har leire, slik at infiltrasjon er umulig. Oslo VAV vil gjerne ha utbygger til å vurdere potensialet i det enkelte prosjekt.

1.9 Bakgrunn for oppgaven

I likhet med mange andre byer i Norden og Europa, som København og Malmö, opplever Oslo utfordringer med håndtering av store overvannsmengder (Braskerud et al., 2017). Oslo er i utvikling, og tradisjonell boligbygging der flere grønne flater fortrenses av tette flater som tak og asfalt, hindrer regnvannet i å sige ned i grunnen. Dette, kombinert med mer styrtregn som følge av klimaendringer, gjør at Oslo kan oppleve flere oversvømmelser og skader på bygninger og infrastruktur.

Separering av overvannet fra fellesledningene er høyt prioritert i nordiske land der overvannet håndteres i åpne LOD-løsninger, og avløp-felles-ledningene blir til spillvannsledninger. Det har vist seg vanskelig å gjennomføre denne typen separering i etablerte boligområder i Oslo. En viktig årsak er at det oppleves mangelfulle hjemler til å bruke privat grunn til LOD-tiltak (Braskerud, 2016).

Åpen LOD og 3-trinnsstrategien for håndtering av overvann ble tatt inn i Oslos kommuneplan Smart, Trygg og Grønn fra høsten 2015. Her kreves det at nye bygg fortrinnsvis skal håndtere overvannet åpent og lokalt, gjennom infiltrasjon i grunnen (trinn 1). Det er utarbeidet flere planer og pekt ut veiledere for overvannshåndtering (Oslo kommune, 2014; Oslo kommune, 2015).

Ved søknad om byggetillatelse i Oslo kommune bes utbyggere stadfeste tomtens egnethet for infiltrasjon. Oslo VAV møter utfordringer fordi utbyggere ikke har kartlagt tomtens egnethet for infiltrasjon, men kun hevder at tomten består av leire, slik at infiltrasjon ikke er mulig. Ofte baseres antagelser om infiltrasjonsevne på studering av grovskisserte løsmassekart uten egne målinger, slik at infiltrasjonsevnen antas å være lav (Bent C. Braskerud, sjefingeniør Oslo VAV, personlig meddelelse, juli 2016).

Erfaringer viser at det mangler retningslinjer for en metodikk som kan benyttes for måling av infiltrasjonsevne. Oslo VAV vil gjerne ha utbyggere til å vurdere potensialet ved det enkelte prosjektet, og de har erfaringer med at potensialet kan være større enn antatt (Mareike et al., 2016). I fremtiden antar Oslo VAV at de kommer til å kreve at infiltrasjonsevnen bestemmes lokalt ved byggesøknader som utbyggere må levere til Oslo VAV. Som et resultat av dette ble det besluttet å gjennomføre et feltstudie sommeren 2016 for å undersøke ulike metoder for måling av infiltrasjonsevne. Dette danner grunnlaget for denne masteroppgaven. Vurdering av mulighetene for infiltrasjon er avgjørende for valg av LOD-løsninger. I «Handlingsplanen for overvann» (2016) for Oslo kommune fremheves infiltrasjon som et viktig satsingsområde i årene framover, og på denne måten blir masteroppgaven et skritt videre for at Oslo kommune skal oppnå disse målene.

1.9.1 Hva er en god metode?

Formålet med denne oppgaven er å finne en *god nok* metode for å måle infiltrasjonsevne på lokal tomt. En *god nok* metode handler her om å velge en metodikk som passer ingeniørens behov ved planlegging av tiltak for LOD. Følgende punkter oppsummerer viktige forutsetninger ved en god og enkel metode, sett fra et ingeniørmessig perspektiv;

- Enkel å gjennomføre (få personer involvert og enkel fremgangsmåte)
- Metoden krever ikke mye tid for gjennomføring

- Pålitelig resultat uten for store usikkerheter og feilkilder involvert
- Minst mulig utstyr som er lett å frakte
- Billig og tilgjengelig utstyr
- Minst mulig vannmengde forbrukt
- Metoden kan gjennomføres parallelt på flere steder samtidig
- K_{sat} kan beregnes enkelt uten avanserte formler eller utregninger

Om variasjonen av jordfysiske egenskaper er stor innenfor et avgrenset område (lokal tomt), tilsier dette at også infiltrasjonsevnen vil variere, da jordfysiske egenskaper påvirker infiltrasjonen (Becker, 2016). Det vil derfor være hensiktsmessig å måle infiltrasjonsevnen på flere steder på samme tomt, for å få et best mulig bilde av infiltrasjonsevnen til tomten. Dette vil ha betydninger for dimensjoneringsgrunnlaget og for valg av tiltak for åpen LOD.

En *god nok* metode handler derfor ikke om å finne en mest nøyaktig og presis metode, men en metode som gir et pålitelig resultat uten for store feilkilder, og at resultatene kan benyttes til å planlegge LOD-tiltak. Det handler om å studere variasjonene av jordfysiske egenskaper som kan finnes på hver enkelt tomt, samt variasjoner av mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}).

1.9.2 Valg av metoder til feltforsøk

I samarbeid med Oslo kommune er det valgt å gjennomføre en feltvurdering og sammenligning av fire forskjellige metoder for å måle infiltrasjonsevne. Metodene som er valgt ut er infiltrometrene Modified Phillip Dunne (MPD) og Dobbelring (DR) for måling av infiltrasjonsevne i overflaten, og Grop-infiltrasjon og Mariotte-infiltrrometer for måling av infiltrasjonsevne i et dyp på 50-60 cm. Disse metodene ble valgt ut, da

- MPD fremheves i nyere forskning for måling av infiltrasjonsevne, og er mye brukt i regnbed (Paus, 2016). Metoden viser seg anvendelig og enkel for gjennomføring av infiltrasjonsforsøk i felt (Ashleson, 2007; Ahmed et al., 2011; Dalen, 2012).
- DR er en veletablert og eldre metode, som er mye studert tidligere (Gregory et al., 2005). Dens oppbygning er mer robust enn MPD-infiltrometeret, og beregningene er enklere.

For sammenligning av metodene i overflaten velges DR derfor som referansem metode, da denne er eldst og godt etablert. Den anses å gi de mest presise og nøyaktige målingene (Nestingen, 2007). En sammenligning av MPD og DR er av spesiell interesse, da Nestingen (2007) gjennomførte dette på sandig jord på laboratoriet. Det vil være interessant å gjennomføre tilsvarende sammenligning «in situ». MPD er en enkel metode som ønskes nærmere undersøkt med tanke på nøyaktighet og presisjon i forhold til DR (referansetesten).

For testene i dypet ble Grop-infiltrasjon valgt ut da det er en enkel metode for måling av infiltrasjonsevne. Mariotte-infiltrrometeret ble valgt som referansem metode, da det er en nøyte studert, mye omtalt, samt en veletablert og mye brukt metode innen avløpsrensing. Metoden viser seg å ha bred anvendelse ved vurdering av infiltrasjonsevne for rensing av avløpsvann (Jenssen, 1986; Mæhlum et al., 2010).

I denne oppgaven fremheves viktigheten av at metodene studeres ute i felt og at infiltrasjonsevnen måles «in situ», med de praktiske utfordringene som kan oppstå. Dette vil være viktig for å vurdere metodene ut i fra et ingeniørmessig perspektiv, og for evaluering av

metoden for realistisk gjennomføring for en utbygger eller entreprenør. Hensyn til evt. jordvariabilitet, jordlevende organismer som meitemark, røtter osv. må tas hensyn til. Metodene er testet på ulike jordarter av urban jord, med varierende grad av leirinnhold.

Det er valgt å gjennomføre og studere infiltrasjonsmetoder i to nivåer; *overflate* og *dyp* (50 – 60 cm). Dette er gjort for å undersøke evt. variasjoner i infiltrasjonsevne mellom de to nivåene. Ved anlegging av LOD-tiltak vil noen tiltak være mer relevante for infiltrasjon på overflaten, slik som frakobling av taknedløp, mens andre tiltak vil baseres mer på infiltrasjon i dypere lag (f.eks. konstruksjon av regnbed).

Fordelen med å gjennomføre infiltrasjonstester i overflaten er at man der vil teste tilsynelatende uforstyrrede jordprøver. På laboratoriet vil jordprøvene være mer forstyrret og ha fått økt kompaktet, som følge av uttak og transport. Dette gjør det interessant å sammenligne infiltrasjonsmetoder både i felt og på laboratoriet. Munoz-Carpena et al. (2001) sammenlignet resultater fra Philip-Dunne permeameter benyttet i felt «in situ» og resultater fra tester på laboratoriet. K_{sat} fra feltstudiene «in situ» var 1/3 av K_{sat} -verdiene målt på laboratoriet, med jord fra samme sted.

Kartlegging av løsmasser i by og bynære strøk er krevende på grunn av begrenset blotningsgrad. Når blotningsgraden er lav og tilgang på observasjoner redusert vil deler av kartet bestå av tolkning. Løsmassekartet fra NGU (figur 8) viser at store deler av Oslo sentrum er dekket av marine leirer. Løsmassekartet er ikke kartlagt i detalj, da dette flater i by vanskeliggjør dette arbeide. Vurdering av løsmassene i felt er derfor nødvendig på et detaljert nivå som en lokal tomt (Guri V. Ganerød, forsker NGU, personlig meddelelse, jan.2017). Kart over infiltrasjonsevne baserer seg på NGUs løsmassekart, og siden de hovedsakelig er basert på overflateobservasjoner og ikke dybdeinformasjon er det mangelfull informasjon for å vurdere infiltrasjonsevne på lokal tomt. Potensialet er antagelig større enn det kartet tilsier (Braskerud et al., 2017). Det vil derfor være interessant å studere hvordan infiltrasjonsevnen evt. vil variere i virkeligheten.

1.10 Hypoteser og forskningsspørsmål

Formålet med denne masteroppgaven er tredelt og søker å besvare følgende hypoteser og forskningsspørsmål;

Del 1: Vurdere kvaliteter / Finne en *god nok* metode for å måle mettet hydraulisk ledningsevne (K_{sat})

Hypotese H01: $K_{sat}^{MPD} \approx K_{sat}^{Dobbelring}$

(MPD er en nøyaktig metode for å måle infiltrasjonsevne på jordarter med varierende leirinnhold, sammenlignet med dobbelring-infiltrimeteret (Figur 5).

Hypotese H02: $K_{sat}^{Mariotte} \approx K_{sat}^{Grop-infiltrasjon}$

Forskningsspørsmål:

- Hvilke fordeler og ulemper finnes ved hver enkelt metode?
- Ved måling av infiltrasjonshastighet i 1 time på jord med varierende leirinnhold; vil verdiene stabiliseres (+/- 20 %)?

Del 2: Studere metodene på ulike jordarter, i forhold til jordfysiske egenskaper, for å skaffe K_{sat} verdier til videre anvendelse.

Forskningsspørsmål:

- Hvilke realistiske forventninger kan vi ha mht. infiltrasjon i trinn 1, gitt jordart?

Del 3: Sammenligne resultater fra feltforsøkene med empiriske beregninger av K_{sat} fra kornfordelingskurver, samt beregninger av K_{sat} fra jordfysiske parametere målt på lab.

Hypotese H03: $K_{\text{sat}} \text{ felt} \approx K_{\text{sat}} \text{ lab}$

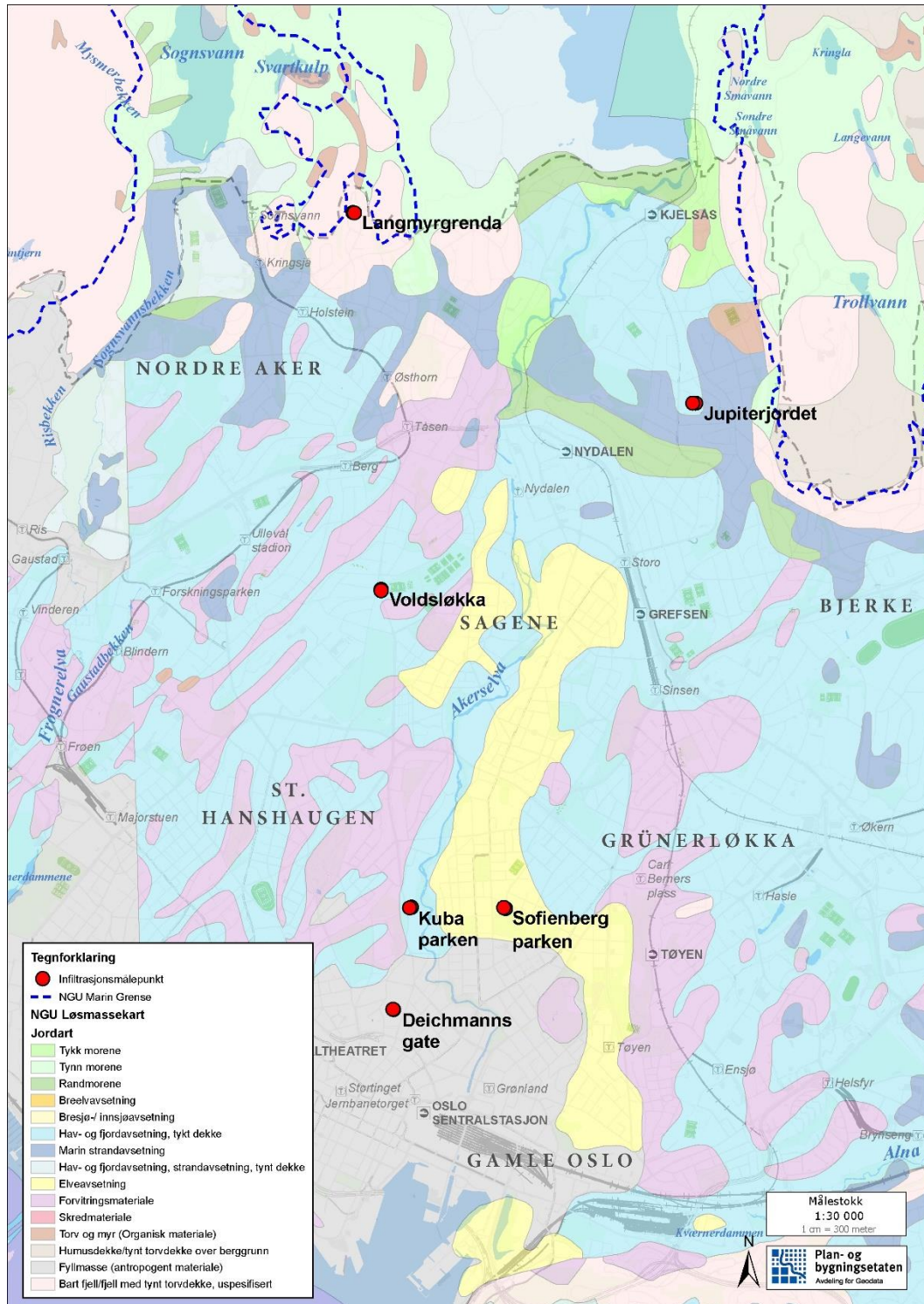
1.11 Områdebeskrivelse

1.11.1 Da Oslo lå på fjordbunnen

På slutten av siste istid, for ca. 10 000 år siden, lå Oslo på fjordbunnen (Bargel, 2005). Den tykke innlandsisen hadde begynt å smelte vekk, samtidig som havet fulgte etter. Store mengder morenemateriale, sand og grus ble fraktet med breelver under isen, og avsatt som morenerygger og deltaer ved isfronten. Enda større mengder med leire ble avsatt i havet utenfor isfronten, på bunnen av fjorden (dagens Oslo). Strandkanten lå 222 meter høyere enn i dag. Etter landheving til dagens nivå ser vi i Oslo spor etter havet opp til 222 moh. (marin grense) (Ramberg et al., 2007). Siden Oslo en gang var gammel havbunn er området preget av mye marine leirer som ble dannet i løpet av siste istid. Dette kan man også studere på løsmassekartet fra NGU (Figur 8).

1.11.2 Presentasjon av lokaliteter

Lokalitetene som ble valgt ut for å undersøke metoder for måling av infiltrasjonsevne er markert som røde punkter på løsmassekartet fra NGU (Figur 8).



Figur 8: Kart over lokaliteter for forsøksfelt (røde punkter) i Oslo. Laget i ArcGIS, med løsmassekart fra NGU i bakgrunnen.

De seks forskjellige lokalitetene er nærmere beskrevet i påfølgende avsnitt. Det henvises til resultater og diskusjon (avsnitt 3), samt Vedlegg G-Vedlegg L for bilder og mer informasjon om de ulike lokalitetene.

Deichmansgate (Deich)

Forsøksfeltet ligger i enden av Deichmansgate (husnr. 6 og 21), der denne krysser Wilsesgate. Det skal anlegges en rekke regnbed i Deichmansgate som en del av et pilotprosjekt i samarbeid med Oslo VAV og BYM for å benytte overvannet som en blågrønn ressurs. Bygårdene i området er bygd på tømmerflåter, og når grunnvannet synker vil disse råtne, noe som fører til setningsskader på bygningene. Infiltrasjonstestene er foretatt på byggegrunn i en gammel bydel.

Jupiterjordet (Jupiter)

På Kjelsås skal det frakobles taknedløp. Ved Jupiterjordet er det allerede mye vann under kraftige regnværshendelser. Området er aktuelt for anlegging av åpne LOD-tiltak, og det var derfor interessant å sjekke infiltrasjonen her.

Kubaparken (Kuba)

Området er til tider plaget med ekstreme oversvømmelser i Telthusbakken. Forsøksområdet ligger rett ved Maridalsveien og Arkitekthøyskolen. Området kan bli foreslått som flomvei i en pågående konseptvalgutredning (KVU).

Langmyrgrenda 34B

Forsøksområde på morene i en hage, for å sammenligne med resultater på leirjord. Her er det også gjort en rekke forsøk på grønne tak, regnbed og infiltrasjonstester (MPD) i forbindelse med frakobling av taknedløp.

Sofienbergparken (Sofie)

Bydelspark på nedlagt gravlund/krigskirkegård på Grünerløkka. Bygårdene i området er bygd på tømmerflåter, og når grunnvannet synker vil disse råtne, noe som gir setningsskader på bygningene. Man ser tegn til oppsprukne murer og skjeve bygårder.

Voldsløkka (Vold)

Lokaliteten på Voldsløkka er plassert i nærheten av en gammel bekkelukking av Tåsenbekken. Historisk trasé er vist på kartet i Figur 9.



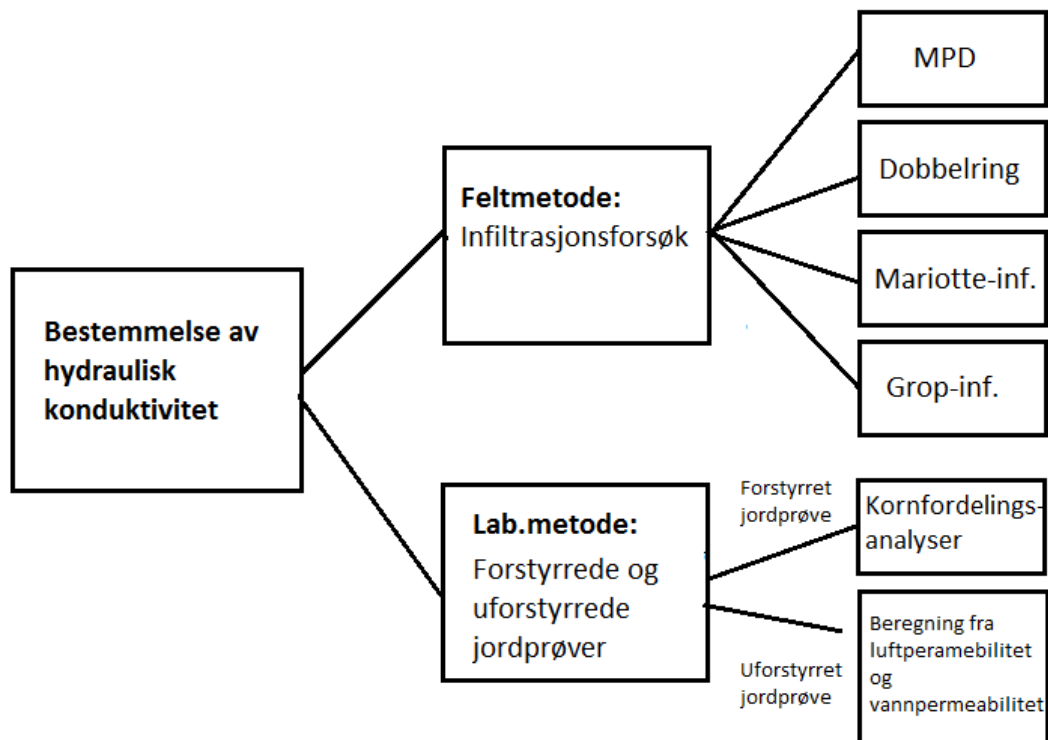
Figur 9: Historisk trasé for Tåsenbekken (rød linje) før bekkelukking på Vold. Lokaliteten for infiltrasjonsmålepunkter ligger i nærheten, og er inntegnet som blå punkter (Hentet fra GEMINI VA, Oslo VAV).

2. Materialer og metoder

I dette kapittelet beskrives metode, oppsett og gjennomføring av de ulike infiltrasjonsforsøkene i felt, analysemetoder på lab og annen databehandling som er blitt brukt i denne masteroppgaven. Alle bilder, figurer og tabeller er egenprodusert dersom ikke annet er oppgitt.

2.1 Bestemmelse av mettet hydraulisk konduktivitet

Det finnes flere metoder for å bestemme og estimere mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}). De ulike metodene benyttet i denne oppgaven er illustrert skjematisk i Figur 10. I denne oppgaven fokuseres det på bestemmelse av K_{sat} fra infiltrasjonsforsøk i felt. Det er hensiktsmessig å teste infiltrasjonsmetodene under in-situ forhold (uforstyrret) i felt, sett fra et ingeniørmessig perspektiv. De avgjørende forutsetningene for en jordarts egenskaper, som porøsitet, pakning, kornorientering m.m., må studeres på en uforstyrret prøve. I prinsippet kan man tenke seg at uforstyrrede prøver fra felt vil gi samme resultat som feltmålinger.



Figur 10: Metoder benyttet i denne oppgaven for bestemmelse av hydraulisk konduktivitet.

I tillegg til feltforsøkene vil metoder basert på kornfordelingsanalyser, samt beregninger fra jordfysiske egenskaper målt på laboratoriet, bli benyttet for bestemmelse av K_{sat} , slik at disse kan sammenlignes med tilsvarende verdier fra felt.

2.2 Gjennomføring av feltforsøk

Måling av infiltrasjonsevne ble utført på seks lokaliteter i Oslo, sommeren 2016, på ulike jordarter med varierende leirinnhold. Ulike metoder for feltmåling av infiltrasjonskapasitet ble benyttet og jordprøver ble tatt ut fra de ulike lokalitetene og analysert på laboratoriet. Laboratorieundersøkelsene inkluderte kornfordelingskurver og karakterisering av jordfysiske egenskaper (jordtetthet, porevolum, vanninnhold, luftinnhold, vannpermeabilitet,

luftpermeabilitet). Dette er vanlige laboratoriemålinger som vi ønsket å sammenlikne med feltmålinger. Fordi prøvetakingen er enkel, kunne vi foreta flere slike målinger for å få et bilde av variabiliteten i felt, og for å sammenligne metoder for måling av infiltrasjonsevne i felt med metoder på laboratoriet.

2.3 Skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt

For å bedømme jordart i felt, kan en jordbor (Figur 11) (dybdeprofil 50 cm) benyttes i kombinasjon med flytskjema «Skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt» (Vedlegg O).

Mineraljord kan deles inn i de tre hovedtypene sand, silt og leire. Når sandjord er våt kan den formes til en ball i hånden som lett faller fra hverandre. Partikler fra størrelse sand og grovere kan ses uten hjelpemidler, og sandkornene kjennes som sandpapir når jordprøven gnis mellom fingrene. Silt er jord hvor det er få eller ingen sandkorn, og jordprøven kjennes glatt og melaktig mot hånden når den fuktes. Leirjord kan ruller til pølser eller tynne tråder (Figur 11C).

Følgende forenklete tester kan også benyttes for å få en pekepinn på jordart;

- **Rulletesten:** Metode for å skille mellom innhold av sand eller silt/leire. Undersøk om jordprøven kan ruller til en «pølse», og undersøk hvor tynn det er mulig å lage denne. Desto lengre og tynnere «pølsa» kan ruller, desto mer finkornig er jordprøven. Hvis jordprøven faller fra hverandre er dette en indikasjon på høyt sandinnhold i jordprøven (Øien & Krogstad, 1989). Se Vedlegg X for detaljer.
- **Hestesko-testen:** Forsøk å forme en jord-pølse til en hestesko (U-form) og noter om den brykker eller sprekker opp. Dersom den brykker er det et tegn på sandig – og siltig materiale med lavt leirinnhold. Jo mer plastisk prøven er, desto høyere leirinnhold (Ganerød et al., 2015).
- **Tyggetesten:** Dette er en metode for å studere hvorvidt man har mest av finfraksjonene silt eller leire. Kornene er vanskelige å kjenne med fingeren, men det er lettere å bedømme dersom man tygger litt på en jordprøve. Silt vil knase i munnen, men det vil ikke leire (Ganerød et al., 2015).

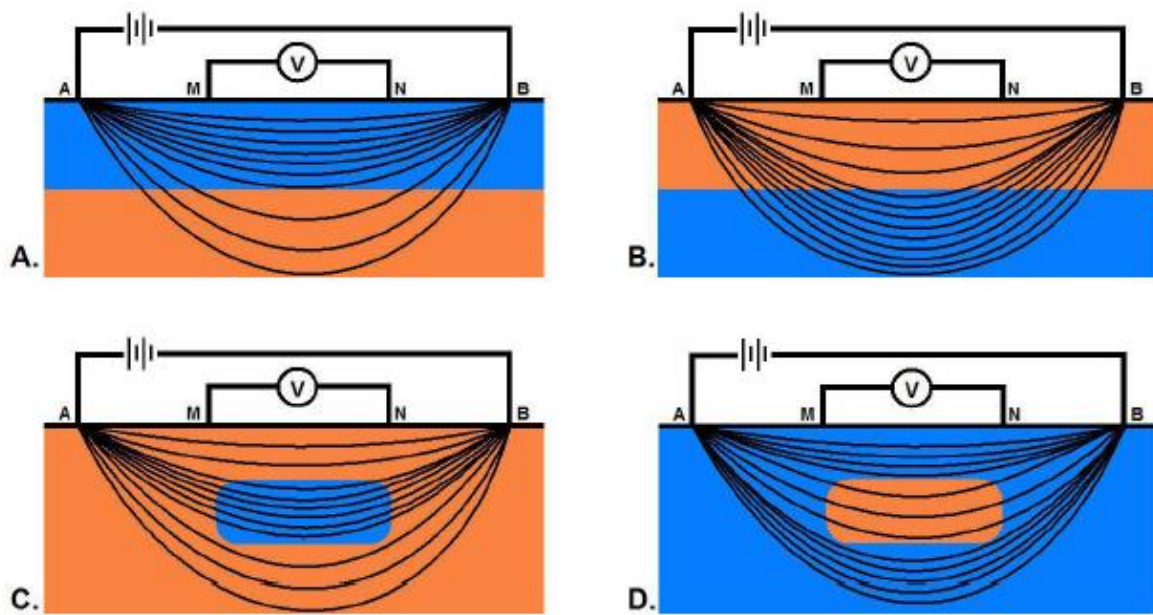


Figur 11: Jordprofil tatt ut med en jordbor for skjønnsmessig bedømmelse av kornfordeling i felt (A). Å lage bånd eller rulle «pølser» av jorda (B og C) er metoder som kan gi en indikasjon på jordart og innhold av finstoff (leire og silt). Siltig lettleire er det mulig å klemme ut i bånd. Et bånd lages ved å skyve jordprøven oppover med tommelen, mot pekefingeren. Båndet skal peke oppover slik at det brykker på grunn av egen tyngde. Bredde og tykkelse skal være jevn. Hvor langt båndet blir før det brykker, avhenger av jordart.

2.4 Elektrisk resistivitet tomografi

Elektrisk resistivitet tomografi (ERT) er en geofysisk metode som kan benyttes for å undersøke romlig variasjon i jordfysiske egenskaper på et område. Dette kan brukes til å anslå hvor mange infiltrasjonsmålinger som behøves, ut ifra hvor stor variasjonen er på tomta.

ERT måler hvordan den elektriske resistiviteten (motstanden i ledningsevne) varierer romlig i et dybdeprofil i bakken (Reynolds, 2011). Det sendes strøm gjennom to elektroder som er koblet til en kabel, og spenningsforskjellen mellom to andre elektroder måles (Pierce et al., 2012). Elektrodene kan konfigureres ulikt avhengig av formål og praktiske hensyn. I denne oppgaven er det valgt Wenner-konfigurasjon, illustrert i Figur 12, som er god til å få frem lagdelte strukturer (Reynolds, 2011).



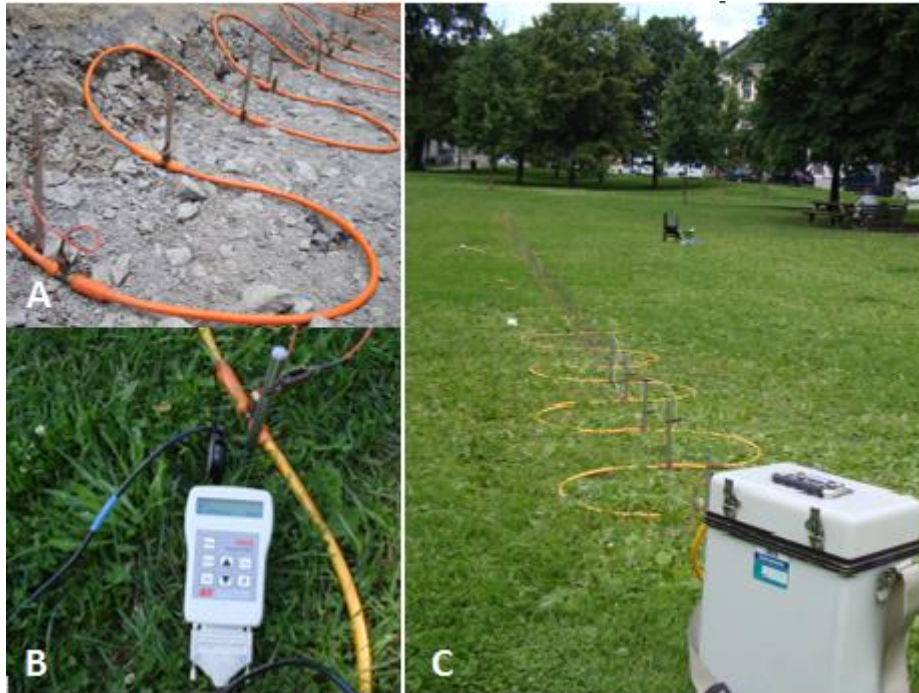
Figur 12: Måling av resistivitet (motstand i ledningsevne) med bruk av Wenner-konfigurasjon. Mellom elektrodene A og B sendes likestrøm, og spenningsforskjellen mellom elektrodene M og N måles. Bildene A-D viser hvordan strømmen beveger seg i forhold til høy og lav resistivitet, henholdsvis oransje og blå områder. Ved høy resistivitet møter strømmen motstand og bremses opp. I områder med lav resistivitet beveger strømmen seg raskere. Her vil også strømlinjene ligge tettere (Pierce et al., 2012).

Jord består av porer fylt med luft eller vann. Den elektriske strømmen forflytter seg gjennom vann (med ioner) som er tilstede i porerom og sprekker. Ulike jordarter har ulik elektrisk motstandsevne. Motstanden påvirkes av bl.a. porøsitet, porestruktur, jordfuktighet og temperatur (Reynolds, 1997).

Grovkornige jordarter som sand og grus gir som regel høye resistivitetsverdier, pga. høy porøsitet og mye luft i porene. Finkornige jordarter som leire har god ledningsevne, og leder elektrisitet gjennom fritt porevann og adsorbent vann på overflaten av leirmineralene. Finkornige jordarter har derfor ofte lave resistivitetsverdier. ERT-resultatene visualiserer variasjonene i resistivitet i et todimensjonalt tverrsnittprofil.

Det ble gjennomført ERT-undersøkelser på hver lokalitet for å undersøke romlig variasjon i jordfysiske egenskaper, og dermed for å få en bedre forståelse av jordprofilen under. ERT-linja ble plassert der terrenget var tilnærmet flatt, for å unngå arbeid med justeringer av dybdeprofilens utseende ved tolkning av resultatene.

ERT-linjen ble lagt ut langs bakken og festet til 48 elektroder i 0,5 m avstand (Figur 13). Avstanden ble valgt for å få detaljert informasjon nær overflaten (Abem, 2012; Loke, 2010). ERT-kabelen var koblet til måleapparatet Syscal Pro, produsert av Iris Instruments. Det ble målt jordfuktighet ved hver 10. elektrode (Moisture Meter HH2, produsert av Delta-T Devices Ltd). Jordfuktighet måles for å kunne sammenligne disse verdiene med ERT-profilen. På denne måten oversettes indirekte måling av resistivitet (ERT) til jordfuktighet, og resultatene kan også brukes til å undersøke variasjoner i vanninnhold i bakken.



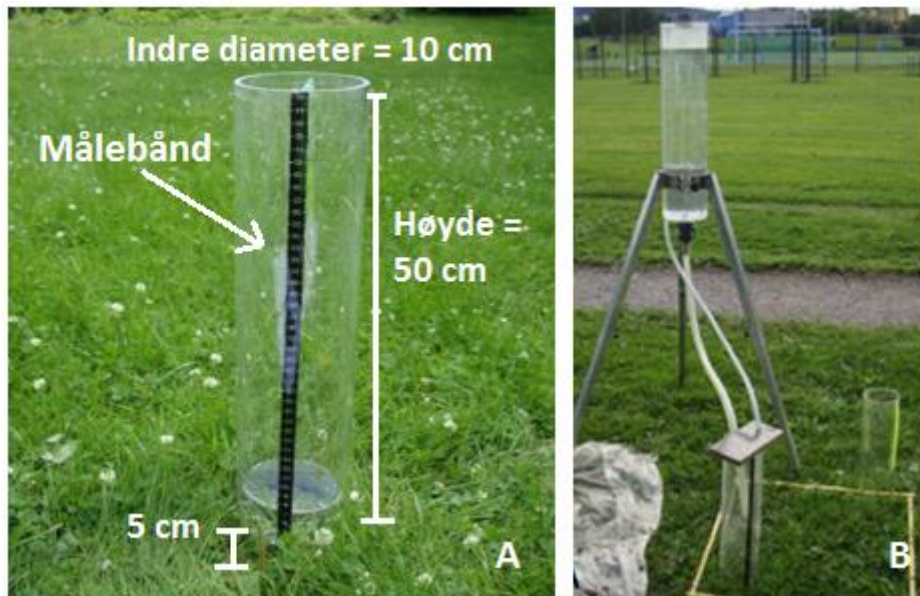
Figur 13: ERT-undersøkelse. Kabelen ble koblet til elektrodene og lagt langs bakken slik bilde A viser. Jordfuktighet ble målt langs ERT-linja, ved hver 10. elektrode (B). Kabelen ble koblet til måleapparatet Syscal Pro (C).

2.5 Metoder for måling av infiltrasjonshastighet

2.5.1 Modified Phillip-Dunne infiltrometer

Bruk av Modified Phillip-Dunne (MPD)-infiltrometer er en praktisk og enkel metode for å måle infiltrasjonsevne og mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}) i et punkt på jordoverflaten (Ahmed et al., 2011; Nestingen, 2007). Metoden egner seg godt som feltmetode da det ikke kreves store vannmengder for gjennomføring av forsøk (en 10-liters bøtte).

I denne studien ble det benyttet MPD-infiltrometer (Figur 14) av PVC-rør med høyde på ca. 50 cm og indre diameter på ca. 10 cm. Det er nødvendig å måle jordfuktighet (volumetrisk vanninnhold) før man starter målingene, samt etter forsøkets avslutning, da disse verdiene trengs til beregninger av K_{sat} . Til dette kan det benyttes en jordfuktighetsmåler (Delta-T HH2 Moisture meter med Wet-sensor) som måler vanninnhold, elektrisk konduktivitet (EC) og temperatur. Før oppstart av feltarbeidet gikk denne i stykker, slik at jordprøver (pF-ringer) ble tatt ut før og etter gjennomført forsøk, og analysert for vanninnhold på laboratoriet.



Figur 14: MPD-infiltrometer med synkende trykkehøyde (A). MPD med konstant trykkehøyde, med Mariotte-infiltrometer for å opprettholde konstant trykkehøyde (B).

Etter uttak av jordprøver for jordfuktighetsanalyse bankes MPD-røret forsiktig 5 cm ned i jorda. En liten kniv kan benyttes for å skjære «hull» i tykke gressmatter, på utsiden langs røret, eller for å fjerne stein som befinner seg i jorda (som kan slå sprekker i MPD-røret). På bunnen av MPD-røret er det en skarp kant på rørets utside som er designet for at MPD-røret lett skal bankes ned i jorden, uten å forstyrre jorda inne i sylindren. På utsiden av røret er det festet et målebånd, for å registrere hvordan vannstanden endrer seg over tid.

MPD-røret fylles opp med vann til et vannivå på ca. 42 cm over jorden, og tiden startes med en stoppeklokke. Vannivået i røret leses av etter hvert som det synker, med tilhørende tid. Det trengs minst tre målinger (start, midt og slutt) for å regne ut konduktivitet og tensjon (Munoz – Carpena et al., 2002, sitert av Nestingen). Avlesningene forsetter inntil røret er tomt for vann. Avhengig av jordart kunne et slikt forsøk vare fra 20 min til 1,5 timer. Forsøket gjentas inntil infiltrasjonsevnen er stabil (K_{sat} oppnådd). Til slutt måles vanninnhold i jorden der MPD-røret stod. Jorden er da vannmettet.

Resultatene fra MPD-forsøket benyttes til å estimere K_{sat} og tensjon ved hjelp av Green-Ampts ligning (Green and Ampt, 1911) og Darcys lov (Schwartz & Zhang, 2003). Dette er gjort ved bruk av et Matlab-skript skrevet av Kim Paus (Paus, 2016) (Vedlegg Q). Matlab-skriptet er basert på analyser med MPD gjennomført av Nestingen (2007), som igjen er en modifikasjon av Phillips analyse av Phillip-Dunne permeameter (Phillip, 1993). MPD-infiltrometeret, og beregningene omkring dette, antar en tredimensjonal vannstrømning gjennom homogen jord (Asleson, 2007). Det henvises til Vedlegg S for teoretiske beregninger, og Nestingen (2007) for en mer detaljert utledning, verifisering og usikkerhetsvurdering ved gjennomføring av MPD-forsøk.

Data for infiltrasjonsmålingene er plottet som en funksjon av synkehastigheten. Denne er beregnet basert på forholdet mellom endring i vannhøyde og endring i tid:

$$\text{Synkehastighet} = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (2)$$

der Δh [cm] angir forskjell i vannivå mellom to målinger, og Δt [time] er tilhørende tidsintervall mellom målingene.

Forsøk med MPD-infiltrometeret ble gjennomført både i overflaten og i dypet (50-60 cm) (jfr. avsnitt 2.5.1.). På overflaten ble det gjennomført to MPD-forsøk med 40 cm avstand, for både synkende og konstant trykkehøyde (Figur 14). Forsøkene ble gjentatt i motsatte MPD-infiltrometere. Resultatene fra MPD med konstant trykkehøyde er ikke evaluert videre, da K_{sat} ikke kan beregnes med Matlab-skriptet (Paus, 2016), og det mangler ellers en formel for beregning av K_{sat} fra MPD-forsøk med konstant trykkehøyde. Data for synkehastighet for MPD-infiltrometeret med konstant trykkehøyde er vist i Vedlegg M.

2.5.2 Dobbelring -infiltrometer

Et dobbelring-infiltrometer (DR) er et instrument for å bestemme infiltrasjonshastighet av vann i jord (Børresen & Haugen, 2003). En dobbelring består av et sett med to metallringer; en indre ring og en ytre ring (Figur 15). I feltforsøkene ble det benyttet ringer med diametere på hhv. 0,33 m og 0,54 m.



Figur 15: Forsøk med dobbelring-infiltrometer. Ytre og indre ring fylles samtidig med vann etter at ringene er banket 5-10 cm ned i bakken (bilde A). Vannhøyde (indre ring) og tilhørende tid noteres etter hvert som vannet infiltrerer (bilde B). På byggegrunn er det utfordringer med å få dobbelringen ned i bakken, men en murspade eller kniv er et fint verktøy for å fjerne stein som ligger i veien, før ringene bankes ned (bilde C). Foto: Elisabeth Blom Solheim og Merete Stange Sørum.

Forsøkene gjennomføres ved at de to metallringene bankes ned i bakken (5-10 cm) ved hjelp av en slegge og en planke. Planken benyttes for å unngå skader på metallringene, og for å få ringene jevnt ned i bakken. En kniv kan benyttes for å skjære forsiktig omkring kanten av ringene og ned i jordprofilen der ringene skal settes ned, for å unngå å forstyrre jorda for mye. Ringene må sitte godt for å unngå vannlekkasje. Begge ringer fylles forsiktig med vann opp til kanten (ca. 13-14 cm), se Figur 15A, slik at vannivået er likt i begge ringer. Ved å plassere en tommestokk i indre ring kan man lese av vannhøyden. Infiltrasjonsraten måles i indre ring ved å måle tilhørende verdier for vannhøyde og tid, etter hvert som vannet infiltrerer ned i bakken. Målinger foretas frem til infiltrasjonshastigheten har stabilisert seg, noe som antas å være oppnådd når de tre siste målte infiltrasjonshastighetene er tilnærmet like (Skarbøvik and

Blankenberg, 2013). Denne infiltrasjonshastigheten er da tilnærmet lik mettet hydraulisk ledningsevne (K_{sat}).

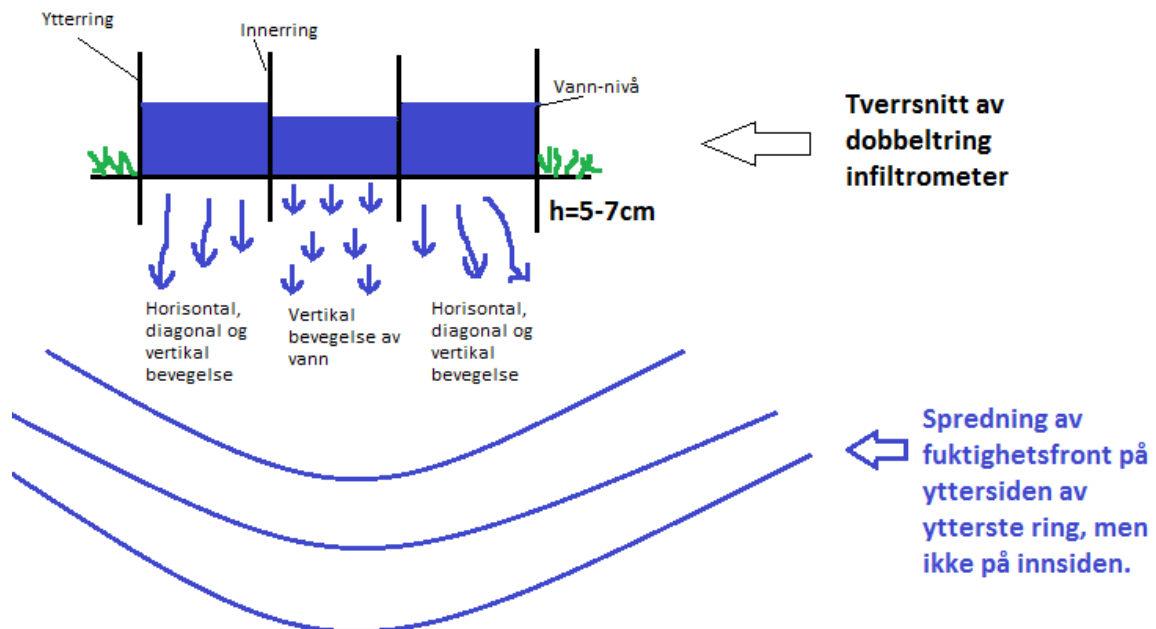
I henhold til Børresen og Haugen (2003) skal ringene fylles med vann samtidig, for å først mette jorden i begge ringer, og deretter foreta måling av infiltrasjonshastigheten. For feltforsøkene til denne oppgaven var det interessant å studere hvor mye vann jorden kunne ta imot fra start før metning var nådd. Infiltrasjonsforsøket ble derfor startet før jorda var mettet.

Dersom man er kun én person ved gjennomføring av forsøket, er det vanskelig å fylle vann i begge ringer samtidig og i tillegg starte målingene umiddelbart. Det vil utgjøre en liten forskjell i utslag for målt infiltrasjon, dersom vannet ikke fylles samtidig i ringene;

1. Ved å fylle vann i indre ring først, vil det føre til at vannet har mer volum å spre seg i. Tilbakeholdelsen i jorda blir litt overestimert.
2. Fylles vann i ytre ring først, har vannet mindre volum å spre seg i, med dette vil være mer reelt en situasjon der nedbør infiltrerer i bakken. Tilbakeholdelsen vil følgelig bli litt underestimert.

Alternativ 2 anbefales, slik at det legges inn litt sikkerhetsmargin ved vurdering av infiltrasjonsevne. Fordelen med alt. 2 er også at målingene starter på tilnærmet tørr jord i indre ring, slik at jordas startpotensiale for å håndtere nedbør kan studeres. Ved alt. 1 vil vannet i indre ring starte å infiltrere før målingene kommer i gang.

Ved bruk av dobbelring-infiltrrometer sikres det at man måler den vertikale infiltrasjonen, fordi målingene utføres i den innerste ringen (Børresen & Haugen, 2003). Ytterringen er mettet med vann under hele forsøket for å unngå en horisontal eller diagonal bevegelse av en fuktighetsfront i inner-ringene (Figur 16). Ved måling over lang tid vil jorda blir mettet med vann, og infiltrasjonshastigheten vil nærme seg vannledningsevnen for mettet jord.



Figur 16: Tverrsnitt av dobbelring-infiltrrometer. Vannstrømning er tegnet inn, og viser hvordan man får vertikal bevegelse i inner-ringene, mens horisontal- og vertikal bevegelse i ytteringen.

Ringene bør fylles opp til omtrent samme vannivå, slik at det er lik trykkehøyde i begge ringer, for å få mest mulig riktige målinger av K_{sat} . Vannet i ytre ring vil infiltrere raskere, siden det foregår infiltrasjon både vertikalt og horisontalt, og må derfor etterfylles med vann for å unngå at det kommer luft inn i jorda. Den naturlige jordoverflate-strukturen kan ha en viktig innvirkning på den mettede hydrauliske konduktiviteten til jorda. For å unngå overflateerosjon bør vannet helles forsiktig på bakken, gjerne først på et lokk/sten/plastikkduk, som siden fjernes før målingene starter (Børresen & Haugen, 2003).

Infiltrasjonshastigheten bestemmes ved hjelp av Darcys lov:

$$Q = -KAi \quad (3)$$

der Q er volumstrøm [m^3/s], K er hydraulisk konduktivitet [m/s], A er arealet av infiltrasjonsflaten og i er den hydrauliske gradienten [-]. Minustegnet i likning (3) indikerer at strømmingen (infiltrasjonen) går i retning mot avtagende hydraulisk potensial.

Infiltrasjonen antas å være vertikal i indre ring, og den hydrauliske gradienten, i , settes derfor lik 1 (drives av gravitasjon). Ved stabil infiltrasjonshastighet er denne lik den mettede hydrauliske konduktiviteten, K_{sat} . Infiltrasjonshastigheten er i dette tilfellet den samme som Darcys hastighet og den finnes ved å dividere endring i vannhøyde med tilhørende tidsintervall.

2.5.3 MPD i dypet

For å undersøke infiltrasjonsevnen i dypet ble det først gravd ut et kvadratisk hull med bunnflate på 60×60 cm, og en dybde på 30 cm. Innenfor dette hullet ble det så gravd et ytterligere hull med samme dybde og en størrelse på 25×25 cm, slik at det totale dypet var på omtrent 60 cm (Figur 17).

I bunnen av hullet ble det gjennomført MPD-forsøk i dypet, med samme fremgangsmåte som beskrevet i avsnitt 2.5.1.



Figur 17: MPD - forsøk i dypet (50-60 cm).

2.5.4 Grop - infiltrasjon

Grop-infiltrasjon ble utført i henhold til metodebeskrivelse av Rørcentret (2012). Det ble først gravd ut en kvadratisk grop med bunnflate på 60*60 cm og en dybde på 30 cm. Innenfor denne gropen ble det deretter gravd en ytterligere grop med samme dybde og en størrelse på 25*25 cm, slik at det totale dypet var på 60 cm (Figur 18).



Figur 18: Grop-infiltrasjon i en grop på 25*25 cm i 60 cm dyp.

En svamp ble plassert i gropen for å unngå utrasing av sidekanter, og for å unngå utvasking av finstoff nedover i profilet. En målestokk ble plassert i svampen slik at vannhøyden kunne leses av. Vann ble fylt på (først for å delvis mette jorden, og så for måling) og tiden ble startet. Det ble valgt å starte infiltrasjonsmålingene før jorden var mettet, for å studere jordens infiltrasjonsevne før metning. Tilhørende verdier for vannhøyde og tid ble notert. Infiltrasjonshastigheten beregnes ved å dividere endring i vannhøyde (dh) på endring i tid (dt):

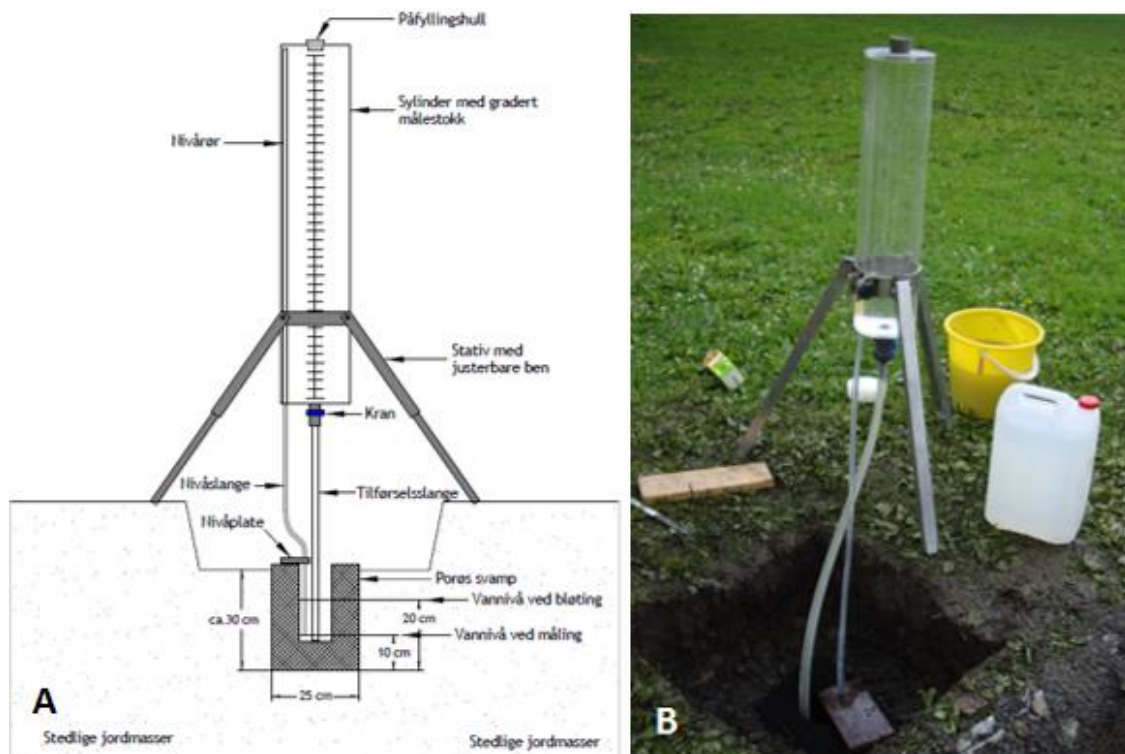
$$\text{Infiltrasjonshastighet} = \frac{dh}{dt} \quad (4)$$

Mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}) antas å inntreffe når infiltrasjonshastigheten har stabilisert seg på de siste 2-3 målinger.

2.5.5 Mariotte-infiltrometer

For måling av hydraulisk ledningsevne med konstant trykkhøyde i dypet (60 cm), ble et Mariotte-infiltrometer benyttet i henhold til metoden beskrevet av Bioforsk (2009). Figur 19A viser det generelle oppsettet for Mariotte-forsøket. Mariotte-infiltrometeret egner seg til bruk på jordarter der vannledningsevnen ikke er for høy, da høy vannledningsevne gjør avlesninger på infiltrometeret vanskelig. Målinger med Mariotte-infiltrometer kan gi en tilnærmet verdi for jordartens permeabilitet, og infiltrasjonshastighet kan beregnes.

Mariotte-infiltrometeret ble satt opp for måling av infiltrasjonshastighet i dypet, som vist i Figur 19B.



Figur 19: Oppsett av Mariotte-infiltrrometer (A) (Bioforsk, 2009). Mariotte-infiltrrometer i felt (B).

Det ble gravd en kvadratisk grop med bunnflate på 60*60 cm og dybde på 30 cm. Innenfor denne gropen ble det deretter gravd en ytterligere grop med kvadratisk bunnflate på 25x 25 cm og rette vegger. Som vist i Figur 19B plasseres en porøs svamp i gropen for å støtte sideveggene. Svampen hindrer også nedvasking av finstoff slik at man reduserer en eventuell feilmåling. Vannnivået i gropen ble holdt konstant under måling ved bruk av nivåplate og lufteslange som sørget for støtvis påslipp av vann pga. undertrykk i sylindere (Figur 19B) (Bioforsk, 2009).

Da infiltrasjonstesten «grop-infiltrasjon» (jfr. avsnitt 2.5.4) var gjennomført på forhånd var gropen vannmettet før bruk av Mariotte-infiltrrometeret. Infiltrasjonshastigheten ble målt ved å ta tiden av vannstandsendingen i sylindere.

Det antas at vannmengden ut av sylindere (Q_{ut}) er lik vannmengden inn til omkringliggende sedimenter (Q_{inn}), slik som vist i ligning (5).

$$Q_{ut} = Q_{inn} = \pi r^2 * dh \quad (5)$$

Endring i vannivå per tidsenhet i sylindere kan gjøres om til vannledningsevne i grunnen ved hjelp av ligning (6):

$$K_{sat} = \frac{\pi r^2 * dh}{(4ab + b^2)t * i} \quad (6)$$

der K_{sat} er mettet hydraulisk konduktivitet/ledningsevne [m/s], r er sylindere radius [m], dh

er endret vannhøyde i sylindren [m], a er høyden på vannmettet svamp, b er svampens bredde/lengden av sidene i det kvadratiske hullet, t er tiden [s] og $i = 1$ (gradient).

2.6 Begrunnelse for valg av lokaliteter

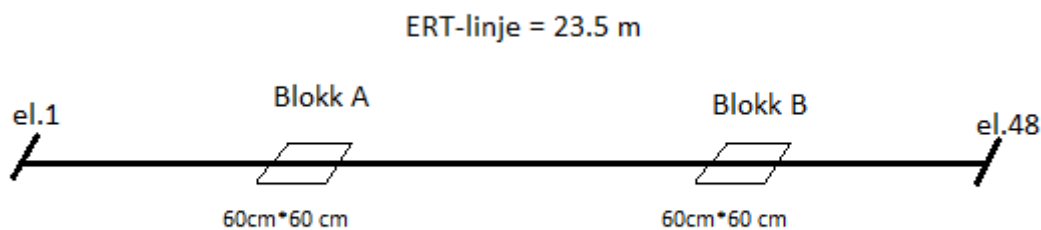
De forskjellige lokalitetene ble valgt ut i samarbeid med ønsker fra seksjon utredning (UTR) i Oslo kommune VAV. Det var ønskelig å studere lokaliteter med forskjellige jordarter. Adkomst med bil, utstyr og vanntilgjengelighet ble også vektlagt ved valg.

Løsmassekart fra NGU (Vedlegg B) ble studert for å undersøke variasjon i løsmasser på potensielle forsøksfelt. I tillegg ble det foretatt befarings til ulike lokaliteter for gjennomføring av forundersøkelser med jorbor (dybdeprofil 50 cm) for skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt (jfr. avsnitt 2.3). Dette ble gjort for å sikre en variasjon i jordart på de ulike forsøksfeltene.

2.7 Begrunnelse for plassering av blokkforsøk

ERT-undersøkelsene (jfr. avsnitt 2.4) på hver lokalitet ble studert for å få en bedre forståelse av det underliggende jordprofilet, og for å finne mest mulig representative målepunkter. På bakgrunn av dette ble plassering av to blokkforsøk valgt, henholdsvis blokk A og B (Figur 20), der infiltrasjonstester skulle gjennomføres.

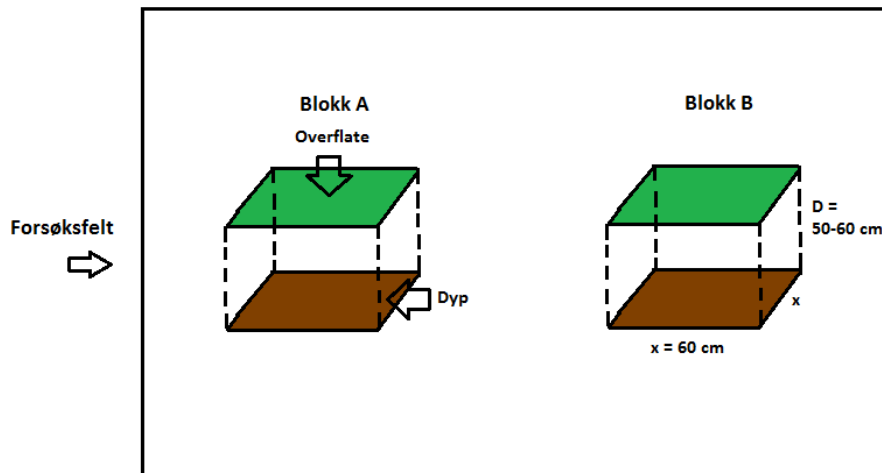
Blokk A og blokk B ble plassert slik at det var forskjeller i resistivitet (mostand i ledningsevne) mellom de to blokkene, men mest mulig lik resistivitet innad i hver blokk. Blokk A og blokk B utgjør til sammen det totale forsøksfeltet på hver lokalitet.



Figur 20: ERT-linje med 48 elektroder, for å bestemme plassering av blokk A og blokk B.

2.8 Beskrivelse av forsøksoppsett i felt

Figur 21 viser en prinsippsskisse for oppsett av forsøksfeltet på en lokalitet, med plassering av to blokker A og B, der infiltrasjonsforsøk ble gjennomført i to nivåer; hhv. overflate og dyp (50-60 cm). Avstanden mellom blokk A og B varierer på de ulike lokalitetene, men er mellom 5-13 meter. Med 6 ulike forsøksfelt på 6 lokaliteter, og 2 blokker på hvert forsøksfelt, ble det totalt gjennomført 6 forsøk med to gjentak, dvs. 12 målepunkter.



Figur 21: Oppsett av forsøksfeltet på en lokalitet. Feltet består av to blokker A og B, der infiltrasjonsforsøk gjennomføres i to nivåer, hhv. på overflate og i dyp (50 – 60 cm).

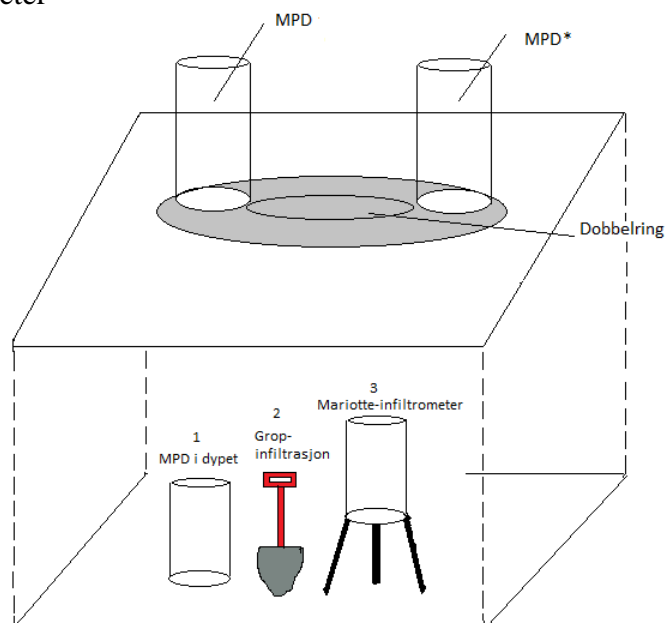
En prinsippskisse for gjennomføring av forsøk i en blokk er i Figur 22. Følgende tester ble gjennomført på hhv. overflate og dyp (50-60 cm):

Infiltrasjonstester gjennomført på overflaten;

1. Modified Philip-Dunne-infiltrrometer (MPD)
2. Dobbelring - infiltrrometer (DR)

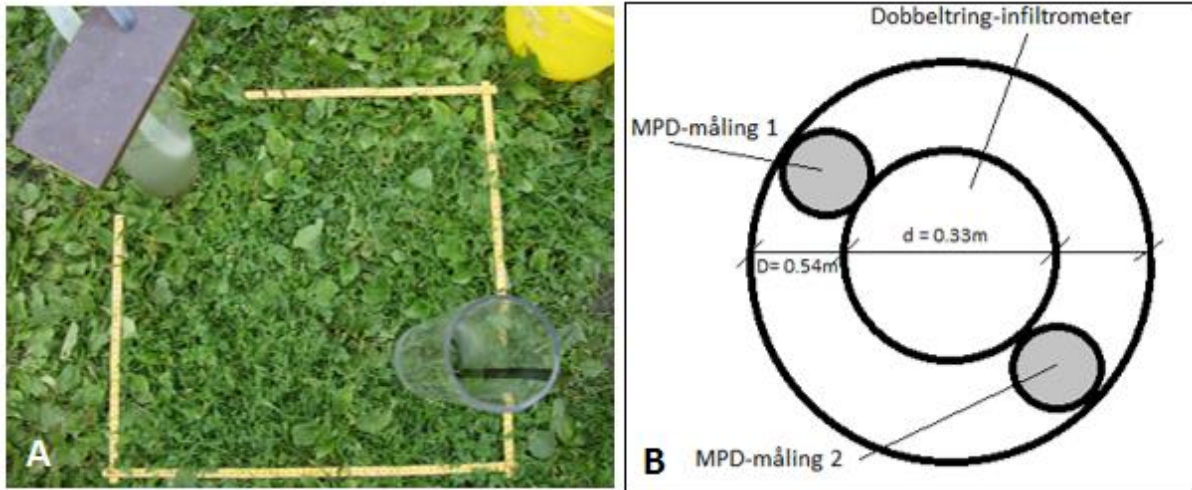
Infiltrasjonstester gjennomført i dypet (50-60cm);

3. MPD i dypet
4. Grop-infiltrasjon
5. Mariotte-infiltrrometer



Figur 22: Prinsippskisse for forsøkene gjennomført i en blokk (overflate og dyp). På overflaten gjennomføres gjentatte MPD-forsøk. * betyr at bakken var fuktet (opptil 1 time) før forsøk. Deretter gjennomføres forsøk med «dobbelring-infiltrrometer». I dypet gjennomføres "MPD i dypet" etterfulgt av "Grop-infiltrasjon" og forsøk med "Mariotte-infiltrrometer».

Hver blokk har en forsøksrute med en størrelse på 60 x 60 cm (Figur 23A). Da Dobbelring-forsøket krever mer plass for gjennomføring, ble MPD-forsøkene gjennomført først, slik at forsøkene kunne plasseres så nærme hverandre som mulig. Dette ble gjort for å minske sannsynligheten for feilkilder med variasjon i jordart. MPD-rørene ble plassert med en avstand på 40 cm, slik at innerringen til Dobbelringen kunne plasseres mellom MPD-rørene på uforstyrret jord i etterkant (Figur 23B).



Figur 23: Infiltrasjonstester på overflaten. Forsøksrute på 60cm*60cm (A). Plassering av MPD-rør i forhold til dobbelring-infiltrrometer (B).

Utstyret som ble benyttet til de ulike infiltrasjonstestene er vist i Figur 24. Detaljert utstyrsliste for hver infiltrasjonsmetode ligger vedlagt (Vedlegg E).



Figur 24: Utstyr til feltforsøkene. Detaljert utstyrsliste til hver enkelt infiltrasjonsmetode ligger vedlagt (Vedlegg E).

2.9 Kornfordelingsanalyse

Kornfordelingsanalyser kan gi viktig informasjon om infiltrasjonsevne i jordprøver. Et jordsmonn som er godt sortert og består av grove kornstørrelser vil ha høy infiltrasjonsevne. Dersom jordsmonnet er dårlig sortert eller har et høyt innhold av fine kornstørrelser, vil infiltrasjonsevnen være dårligere (Rueslåttén og Brattli, 1992). Tabell P.4.1 (Vedlegg P) viser inndelingen av kornstørrelser, hvor hovedkategoriene er leire, silt, sand, grus, stein og blokk. Kategoriene leire, silt, sand og grus deles igjen inn i underkategoriene fin, middels og grov.

Prosentvise fraksjoner innenfor kategoriene leire, silt og sand ble bestemt med pipettemetoden, for materiale med kornstørrelser < 2mm. Frasikt (>2mm) ble registrert. Resultatene av de prosentvise fraksjonene ble plottet i kornfordelingskurver, som så ble benyttet til å estimere sorteringsgrad, midlere kornstørrelse og hydraulisk konduktivitet.

Jordprøvene ble navngitt ut fra kornfordelingen ved bruk av den norske jordartstrekanten (Figur 42, avsnitt 3), beskrevet av Sveistrup og Njøs (1984). Jordprøvene får da navn ut ifra det relative innholdet av leire, silt og sand.

2.9.1 Empiriske metoder for estimering av K_{sat} på bakgrunn av kornfordelingsdata

Det finnes flere forskjellige empiriske metoder for å estimere K_{sat} på bakgrunn av kornfordelingsdata. I denne oppgaven er det valgt å beregne K_{sat} -verdier ved hjelp av Hazens metode og Gustafsons metode. Disse er valgt fordi det er gamle og veletablerte metoder, som er forholdsvis enkle å gjennomføre.

2.9.1.1 Hazens metode

I 1893 etablerte Hazen en empirisk sammenheng mellom kornfordelingskurven og den hydrauliske konduktiviteten til et porøst materiale, kjent som Hazens formel (Weight, 2008);

$$K_{sat} = C * (d_{10})^2 \quad \text{hvis } \frac{d_{60}}{d_{10}} < 5 \quad (7)$$

der K_{sat} er mettet hydraulisk konduktivitet [cm/s], C er sorterings- og kornstørrelseskoeffisient [(cm/s)⁻¹], og d_{10} er siktestørrelse (hvor 10 % av kornene passerer [cm]). Hazens empiriske sammenheng har vist seg å være pålitelig ved forholdsvis godt sorterte jordarter, og benyttes spesielt for sandige jordarter. Betingelsen om god sortering ivaretas ved $d_{60}/d_{10} < 5$ (Brattli, 2009).

Verdier for sorterings- og kornstørrelseskoeffisienten i Hazens formel (7) for ulike typer materialer er vist i Tabell P.4.2 (Vedlegg P). Koeffisienten er oppgitt i intervaller, og bestemmes av sorteringsgrad (S_0), som brukes for å beskrive variasjonen av kornstørrelser i den bestemte jordarten. Lav S_0 vil si at kornene har forholdsvis like størrelser. Kornstørrelser kan beregnes ut fra avleste verdier fra kornfordelingskurver (Rueslåttén and Brattli, 1992).

Sorteringsgraden for prøvene i denne oppgaven viser at de fleste prøvene er dårlig sortert, noe man også kan se fra de «slake» kornfordelingskurvene for jordprøver fra de ulike lokalitetene (Vedlegg G-Vedlegg L, underavsnitt 4), da en dårlig sortert prøve vil plottes som en slak kurve i et kornfordelingsdiagram (Fetter, 2001). Prøver som er dårlig sortert og inneholder mye finstoff skal ha lavere koeffisient enn de som er bedre sortert og har et grovere innhold.

Det er derfor valgt å bruke den laveste koeffisient-verdien fra hvert intervall i denne oppgaven.

Midlere kornstørrelse (d_{50}) tilsvarer 50 % av siktgjennomgang på kornfordelingskurven. Formelen for sorteringsgrad er;

$$S_o = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (8)$$

hvor d_{60} og d_{10} står for sikteåpninger hvor hhv. 60 % og 10 % av prøvematerialet går gjennom. Inndeling i sorteringsgrad for jordprøver er beskrevet i Tabell 1.

Tabell 1: Sorteringsgrad for jordprøver (Rueslåttén og Brattli, 1992).

Sorteringsgrad	Beskrivelse
< 5	Godt sortert
5 - 15	Middels sortert
> 15	Dårlig sortert

For jordprøver med S_o større enn 5 kan alternativ metode benyttes for bestemmelse av d_{10} i Hazens formel (9) (Richter & Lillich (1975, s. 90-91). Ved denne metoden plottes en dobbellogaritmsk graf av kornstørrelse mot kumulativ kornstørrelse gjennom sikt. Fremgangsmåten forklares i Vedlegg P. Det viste seg at kornfordelingskurvene var for slake, slik at metoden ikke var gjennomførbar, og følgelig kunne ikke K_{sat} for Hazens metode beregnes for flere av jordprøvene.

2.9.1.2 Gustafsons metode

Gustafsons metode kan benyttes til å beregne K_{sat} fra kornfordelingskurver. Formelen har framkommet fra et stort antall jordprøver der resultater av kornfordelingsanalyser ble sammenlignet med resultater fra prøvepumpinger (Andersson et al., 1984).

K_{sat} [m/s] beregnes på følgende måte:

$$K_{sat} = E(S_o) * \left(\frac{d_{10}}{1000}\right)^2 \quad (9)$$

der sorteringsgraden, S_o , er definert som forholdet mellom d_{60} og d_{10} (likning (8)) (Larsson, 2008).

Funksjonen $E(S_o)$ fra likning (10) kan uttrykkes gjennom følgende tre sammenhenger:

$$E(S_o) = 10,2 * 10^6 * \frac{e^3}{(1+e)} * \frac{1}{g^2(S_o)} \quad (10)$$

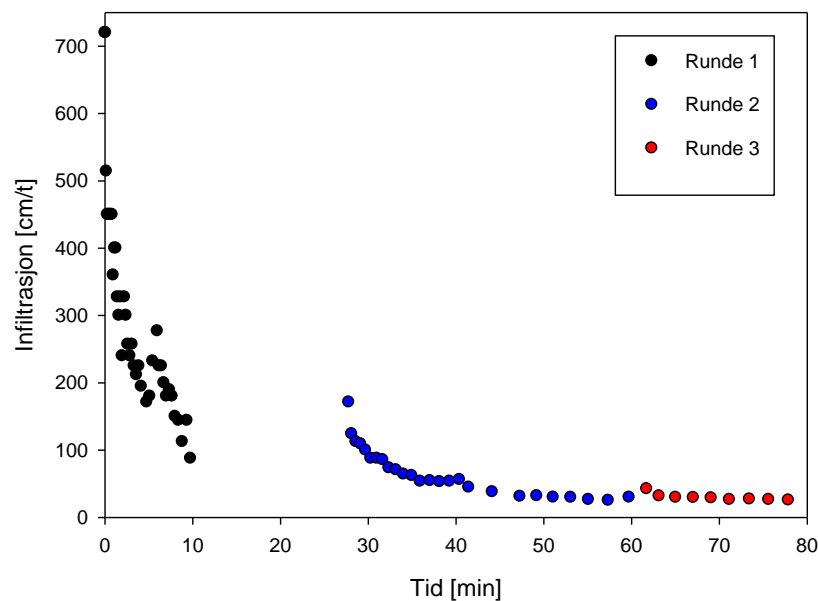
$$e = 0,8 * \left(\frac{1}{2 \ln(S_o)} - \left(\frac{1}{S_o^2 - 1}\right)\right) \quad (11)$$

$$g(S_o) = \frac{1,30}{\log(S_o)} * \frac{S_o^{2-1}}{S_o^{1,8}} \quad (12)$$

der d er korndiameter [mm] (indeks 10 og 60 angir respektive persentiler), og S_o er sorteringsgraden [-]. Funksjonen $E(S_o)$ representerer en dimensjonsløs matematisk størrelse (Andersson et al., 1984), og e er et uttrykk for poretallet.

2.10 Begrunnelse for valg av K_{sat} - verdi ved de ulike infiltrasjonsmetodene

Det er valgt å sammenligne K_{sat} -verdier fra de forskjellige infiltrasjonsmetodene der forsøksdataene har stabilisert seg ($\pm 20\%$). Infiltrasjonsforsøkene viser, som i Figur 25, at infiltrasjonsraten (og dermed K_{sat}) stabiliseres med tiden.



Figur 25: Resultater fra forsøk med MPD-infiltrometer (runde 1, 2 og 3) fra Kuba, blokk B. Grafen viser hvordan infiltrasjonshastigheten stabiliserer seg med tiden. Etter 50 min (slutten av runde 2) er infiltrasjonsraten tilnærmet stabil. Det er en liten økning ved oppstart av runde 3, da det går litt tid mellom de to rundene. Fra feltnotatene er det notert at det er 18 min mellom runde 1 og 2. Ved slutten av runde 3 er K_{sat} stabil (25-26 cm/t).

Når noe er stabilt ute i naturen er vanskelig å definere, da jordegenskaper, initialforhold og værforhold kan variere stort. Fra et ingeniørmessig perspektiv har man begrenset tid for å måle infiltrasjonsevne i felt, da det også må påregnes tid til frakt av utstyr og opprigging av forsøk. Hver test ble gjennomført i omtrent 1 time, og predikering av K_{sat} -verdier fra regresjon ble derfor forbeholdt punkter med ikke for lang avstand imellom seg. Dette gjøres pga. de store variasjonene i jordegenskaper, da det er vanskelig å spå hvordan disse vil endre seg over tid.

Regresjonsanalyser med eksponentiell avtagende funksjon ble imidlertid kjørt for å studere hva K_{sat} -verdien vil gå mot i det lange løp, for så å bruke dette som sammenligningsgrunnlag for de ulike testene. Det viste seg at det er behov for ulik tidsbruk og ulikt antall runder før K_{sat} -verdi kan bestemmes.

2.10.1 Temperaturinnvirkning på K_{sat}

Da væskens viskositet øker ved avtagende temperatur (se Tabell 2), vil dette medføre at den hydrauliske konduktiviteten avtar. Temperaturen på vannet som ble benyttet til

infiltrasjonstestene ble tappet ved en temperatur på omkring 15°C, som antas å ha steget noe før infiltrasjonsforsøkene ble gjennomført.

Ved måling av hydraulisk ledningsevne er det utarbeidet korreksjonsfaktorer for temperaturpåvirkning på bakgrunn av vannets viskositetsegenskaper, med en referansetemperatur på 10°C (Schuppener, 1993). Temperaturvariasjoner vil imidlertid utgjøre små forskjeller i viskositet, slik som vist i Tabell 2, og følgelig liten endring i K_{sat} -verdi. Da variasjonen i K_{sat} fra de ulike metodene, samt jordvariabiliteten, er større enn variasjonen i viskositet ved ulike temperaturer, velges det å se bort fra en slik temperaturinnvirkning på K_{sat} .

Tabell 2: Endring i dynamisk viskositet ved økt temperatur (Kestin et al., 1978)..

T, [°C]	Dynamisk viskositet, [mPa*s]
10	1,3
15	1,1
20	1,0

2.11 Innsamling av jordprøver

Det ble samlet inn jordprøver fra alle de 6 lokalitetene (Vedlegg A), fra både overflate og dyp i hver blokk. Jordprøver er verdifulle å ta med for analyse på jordlaboratoriet. Der kan jordfysiske parametere bestemmes, som sier noe om initialforhold ved infiltrasjonstestene, type jordart og i tillegg kan dette brukes i modellering av vannstrømning i jorden. Fra de seks ulike lokalitetene ble det samlet inn både forstyrrede og uforstyrrede jordprøver, i hhv. plastposer (avsnitt 2.11.1) og pF-ringer (avsnitt 2.11.2) fra blokk A og blokk B på hvert forsøksfelt.

2.11.1 Uttak av forstyrrede jordprøver til kornfordelingsanalyse

Fra hver blokk (A og B) ble det tatt ut én jordprøve fra henholdsvis overflaten og dypet. Prøvene ble lagt i to lag med lufttett plastpose. Senere ble det kjørt en kornfordelingsanalyse på jordkjemilaboratoriet, slik at jordarten kunne bestemmes.

2.11.2 Uttak av uforstyrrede jordprøver til pF-analyse

En pF-ring er en tradisjonell stålsylinder (100 cm³) som brukes for å ta ut jordprøver. I hver blokk ble det tatt ut to pF-ringer fra overflaten, henholdsvis før og etter utførelse av MPD-forsøkene. I tillegg ble det tatt ut en pF-ring i dypet, slik at det til sammen ble det tatt ut fem pF-ringer fra hver blokk. Jordprøvene i pF-ringene fra overflaten ble brukt til hhv. pF-analyse (avsnitt 2.12.5) og bestemmelse av volumetrisk vanninnhold (avsnitt 2.12.2). Prøvene ble lagt i lufttette poser og oppbevart i feltkoffert.

Figur 26 viser hvordan jordprøvene fra pF-ringene ble samlet inn fra felt, ved bruk av et «hamringhode» og en hammer. Det ble satt lokk på stålsylindrene for å unngå fordamping av vann før jordprøvene skulle analyseres for porevolum, volumtetthet og vannretensjonskarakteristikk på laboratoriet. pF-ringene på overflaten ble samlet inn med 40 cm avstand innad i hver blokk, og de ble tatt ut ca. 8-10 cm under gressmatta. I dypet ble pF-

ringene tatt ut ved et dyp på ca. 40-50 cm. Det ble tatt ut prøver både på overflaten og i dypt for å undersøke den romlige variasjonen av kornfordeling og jordfysiske egenskaper der infiltrasjonstestene ble utført.



Figur 26: Uttak av pF-ring før gjennomføring av MPD-forsøk (hvit ring). Etter forsøket tas det ut pF-ring fra der MPD-infiltrometeret har stått. Før pF-ringen bankes ned i jorda plasseres det røde hammerhodet på ringen, for å unngå komprimering av jorda ved hamring (A). pF-ringen må fylles helt med jord (B). En kniv brukes for å skjære av overflødig jord, før lokk settes på for å unngå fordampning av vann. pF-ringene pakkes inn i plastposer.

2.12 Analyser

Det henvises til Vedlegg V for detaljer omkring de ulike analysene.

2.12.1 Kornfordelingsanalyse etter pipettemetoden

Kornfordelingsanalyse ble utført etter pipettemetoden i henhold til Krogstad (1991) og Rygalska (2015). Metoden ble valgt som følge av innhold av mye finstoff (silt og leire) i jordprøvene som ble samlet inn.

Jordprøver tatt ut til klassifisering ved pipettemetoden ble tørket i varmeskap ved 40°C i to døgn. Deretter ble prøvene siktet gjennom en 2 mm stålsikt ved hjelp av en porselenspistill, i henhold til Krogstad (1992). Frasikt (>2mm) ble notert. Jordprøvene ble lagt i standard jordprøvesker for videre analyse på laboratoriet. Jordprøvene ble forbehandlet for å fjerne organisk materiale, slik at jordpartiklene ble separert. Forbehandlingsprosessen tar ca. 1 uke for hver prøveserie som kjøres. Selve pipetteringen (Figur 27) ble utført av avdelingsingeniør Magdalena Rygalska (NMBU).



Figur 27: Jordprøver klare for pipettemetoden.

Ved pipettemetoden ble jordprøvene separert i fraksjoner fra leire til grov silt, og fraksjonene fra fin til grov sand ble våtsiktet gjennom sikter med ulik maskevidde. Ved bruk av pipettemetoden bestemmes kornfordelingen til en jordprøve ut ifra sedimentasjonshastigheten til de forskjellige partiklene som finnes i jordprøven.

Forbehandling og pipettemetoden ble utført på totalt 28 jordprøver, gjennom 3 serier.

2.12.2 Volumetrisk vanninnhold

Volumetrisk vanninnhold ble beregnet for jordprøver tatt ut med pF-ringer før og etter MPD-forsøkene. De beregnede verdiene ble benyttet for utregning av mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}). Volumetrisk vanninnhold ble beregnet etter følgende formel:

$$w = \frac{a-b}{b-c} * 100\% \quad (13)$$

der

w = volumetrisk vanninnhold [%]

a = vekt av våt jord, inkludert vekt av beholder [g]

b = vekt av tørket prøve, inkludert vekt av beholder [g]

c = vekt av beholder [g]

Jordprøvene ble oppbevart 3 -7 uker i plastposer og forsøkskoffert før de ble analysert på laboratoriet. Det er mulig at jordens vanninnhold på laboratoriet var noe mindre enn det faktiske vanninnholdet ved uttak i felt, men det er regnet på at det er snakk om små vannmengder slik at dette ses bort ifra.

Jordens porøsitet kan beregnes etter følgende formel:

$$\varphi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_m} \quad (14)$$

der

φ = porøsitet [%]

ρ_b = romvekt [g/cm^3]

ρ_m = massetetthet, 2.66 [g/cm^3]

2.12.3 Tørrstoffinnhold

Tørrstoff defineres som rest etter tørking. Bestemmelse av tørrstoffinnhold til jordprøvene ble utført slik det er beskrevet i Norsk Standard (1980); en kjent prøvemengde ble tørket ved 105°C (minst 20 timer) og gjenværende rest ble veid.

Tørrstoff [%] kan beregnes etter formelen (Norsk standard, 1980):

$$TS = \frac{m_3 - m_1}{m_2} * 100 \quad (15)$$

der

x = tørrstoff i prosent av jordprøve

m_3 = vekt av digel og jordprøve etter tørking (105°C)

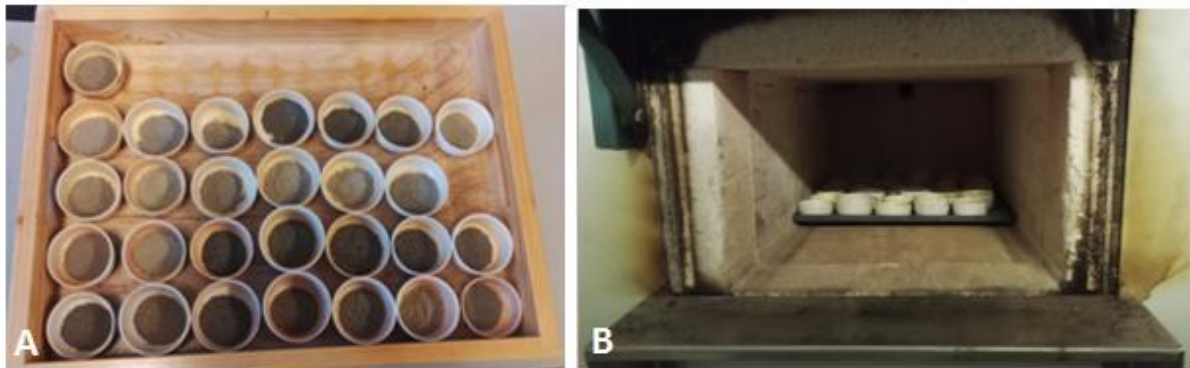
m_1 = vekt av digel

m_2 = vekt av jord før tørking

2.12.4 Glødetap

Organisk materiale ble estimert ved en glødetapstest av de tørkede prøvene. Glødetap defineres som tørrstoffets vektminskning ved gløding (Norsk Standard, 1980), og ble bestemt i prosent av tørrstoffinnhold i henhold til Krogstad (1992) og Norsk Standard (1980).

Porselensdigler ble fylt med jordprøver som ble satt til gløding i muffelovn ved 550°C i to timer, se Figur 28. Temperaturen på 550°C ble valgt fordi den er hensiktsmessig i forhold til å ødelegge organisk materiale, uten at større mengder uorganisk stoff går tapt.



Figur 28: For å bestemme glødetap settes porselensdigler med tørrstoff (A) i muffelovn (B) ved 550°C i minst 4 timer.

Beregning av prøvens glødetap gjøres ut ifra formelen:

$$GT = \frac{m_3 - m_4}{m_3 - m_1} * 100 \quad (16)$$

der

GT = Glødetap [%]

m_3 = vekt av digel og jordprøve etter tørking (105°C) [mg]

m_4 = vekt av digel og jordprøve etter gløding (550°C) [mg]

m_1 = vekt av digel [mg]

2.12.5 pF-analyse

Det ble valgt å kjøre pF-analyse på pF-ringer tatt ut før infiltrasjonstestene ble satt i gang, mens pF-ringer tatt ut etter gjennomføring av infiltrasjonstestene (totalt 18 pF-ringer) ble kun veid og tørket for analyse av vanninnhold. Begrunnelsen for dette var at forstyrrelser og en eventuell endring i jordstruktur som følge av banking og hamring i jorda, samt fukting i forbindelse med infiltrasjonstestene, kunne gi feilkilder til resultatene. Uttak av hver av pF-ringene ble dessuten gjort på tilnærmet samme sted (10 cm avstand), og det antas derfor at jordprøver fra overflate og dyp har tilnærmet like jordegenskaper, slik at det ikke var nødvendig å kjøre pF-analyse på begge.

For hver blokk ble det gjennomført pF-analyse av to pF-ringer tatt ut på overflaten, og én pF-ring tatt ut i dypet; tilsammen 36 (+ 9 ekstra) prøver fra alle lokaliteter. pF-analysen kan

benyttes til å lage en pF-kurve som viser sammenhengen mellom jordas volumetriske vanninnhold og jordas matrikspotensiale, som uttrykker hvor sterkt vannet er bundet til jorda.

Analysene ble gjennomført på jordfysikklaboratoriet i august og september 2016. Ved en pF-analyse bestemmes vannretensjonskarakteristikk (pF), luftkapasitet, volumtetthet, porøsitet, luft-permeabilitet og hydraulisk konduktivitet (Børresen, 2011).

Metning av sylindereprøvene

Jordprøven ble veid og deretter satt til metning i et vannkar i to døgn, som første steg i pF-analysen (Figur 29). Sylindereprøvene ble dekket til med gassbind på over -og undersiden for å unngå tap av finstoff.



Figur 29: Jordprøver som er vannmettet og klare for veiing. Prøvene dekkes med gassbind for å unngå tap av finstoff ved vannmetningsprosessen.

I løpet av pF-analysen ble jordprøvene analysert ved ulike pF-grenser basert på sug ($-\psi$), oppgitt i bar.

Kjøring til 0,02 bar (pF 1,2) med sandboks

Ved analysering av vannlagringsevne ved 0,02 bar ble sylindereprøvene plassert i sandbokser (Eijkelkamp Agrisearch equipment) (Figur 10), etter metoden beskrevet av Eijkelkamp (2007). Ekstrahert vann fra jordprøvene ble ledet ut gjennom et rør til en målesylinder. Forsøket ble avsluttet etter en drøy uke, da systemet hadde oppnådd likevekt (Børresen, 2011).



Figur 30: Jordprøver plassert i en sandboks, dekket med nylonduk.

Kjøring til 0,1 bar (pF2), 1 bar (pF3) og 3 bar (pF3) i trykkammere

For trykk på 0,1 bar, 1 bar og 3 bar ble det benyttet keramiske plater plassert i trykkammere (5 bar pressure plate extractor) fra Soil Moisture Equipment Company, Santa Barbara, California. Analysene ble utført som beskrevet av Børresen (2014).

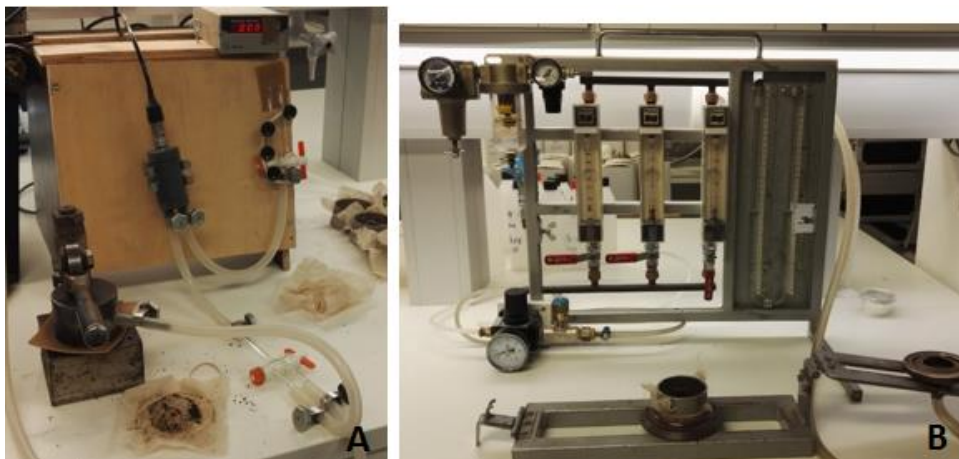


Figur 31: Trykkammer (A) og jordprøver plassert på keramiske plater koblet via et rør til trykkammer (B).

Vannet i jordprøvene blir ekstrahert ved ulike sug og ledet ut, inntil likevekt var oppnådd. Dette tar ca. 10 dager for hver pF-grense. Når likevekt var oppnådd ved de ulike pF-grensene, ble prøvene veid, før man gikk over til neste trinn. Etter analyse av pF-grense for trykk på 0,1 bar, ble prøvene analysert for luftinnhold og luftpermeabilitet med henholdsvis et lufttryknometer og et luftpermeameter (Torstensson & Erikson, 1936).

Luftinnhold, luftpermeabilitet og mettet vannledningsevne

Lufttryknometeret måler volum luft i hver sylinderprøve (Fig 31A). Luftpermeameteret måler strømning av luft gjennom jordprøven (Børresen & Haugen, 2003) (Fig 31B).



Figur 32: Lufttryknometer for måling av luftinnhold i jordprøver (A). Luftpermeameter for måling av luftstrømning gjennom jordprøver (B).

Vannpermeabilitet [μm^2] ble beregnet ut i fra målingene fra luftpermeabilitet, ved bruk av følgende formel (Riley, 1996):

$$\text{Vannpermeabilitet} = 0,106 * \text{luftpermeabilitet}^{1,31} \quad (17)$$

Mettet vannledningsevne (K_{sat}) [cm/t] ble estimert ut ifra luftpermeabiliteten, ved bruk av en faktor for fluiditet (evne til å flyte; motsatt av viskositet), med følgende formel (Riley 1996):

$$K_{sat} \text{ (ved } X \text{ } ^\circ\text{C)} = \text{Vannpermeabilitet} * \text{faktor for fluiditet} \quad (18)$$

Faktoren for fluiditet i formel (18) er vist sammen med variasjon i temperatur i Tabell 3.

Tabell 3: Sammenheng mellom faktor for fluiditet (evne til å flyte; motsatt av viskositet) og temperatur, for bruk i formel (23).

Temperatur [°C]	Faktor for fluiditet
10	2,70
15	3,10
20	3,52

Kjøring til 15 bar (pF4,2)

Etter analyse av pF-grense på 3 bar, ble prøvene tørket ved 105°C i to døgn, og deretter veid. For det høyeste trykket på 15 bar ble visnegrense målt (pF 4.2) og utført som beskrevet av Børresen (2014). Visnegrense defineres som det volumetriske vanninnholdet ved 15 bar. For denne analysen ble det benyttet materiale av siktet jordprøve (2 mm sikt), og frasikt over 2 mm ble fjernet. Deler av jordprøvene ble overført til små plastsylindere hvor de ble mettet med vann. Prøvene stod i kammeret i en drøy uke, til likevekt var oppnådd. Prøvene ble veid både våte og tørre.

For beregning av jordtetthet, vannvolum ved gitt pF-grense, porevolum og nyttbart vann, vises det til formler i Vedlegg V.

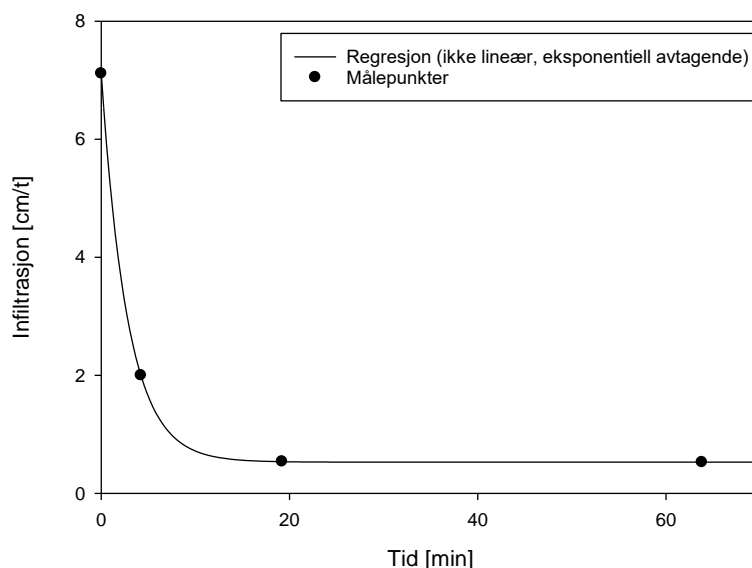
2.13 Dataanalyse

2.13.1 Regresjonsanalyse

Regresjonsanalyse (ikke-lineær regresjon) er foretatt på data fra infiltrasjonsmålingene ved bruk av «Ekspontentiell avtagende funksjon» i Sigmaplot 13,0 med 3-parameter-analyse. Hensikten med dette er å estimere K_{sat} -verdier i det lange løp, som kan sammenlignes med verdier for stabile målinger. Funksjonen er vist i følgende likning:

$$f = y_0 + ae^{-bx} \quad (19)$$

der f er infiltrasjonen [cm/t] og x er tid [min]. a , b og y_0 er parametere, hvor y_0 er konstantleddet (K_{sat}) funksjonen vil gå mot når x blir stor. Det resulterende plottet er vist i Figur 33, hvor eksempelet gjelder for bruk av dobbelring-infiltrometer i Vold.



Figur 33: Regresjonsanalyse (ikke-lineær, eksponentiell avtagende) for dobbelring-infiltrrometer, Vold, blokk B. R^2 -verdi = 1,0 og $y_0 = 0,5$ cm/t.

Der regresjonslinja er en dårlig tilpasning til punktene (R^2 -verdi $< 0,5$), ble stabil synkehastighet valgt for å bestemme K_{sat} -verdi.

2.13.2 Sensitivitetsanalyse av målte verdier for jordfuktighet

Det ble gjennomført en sensitivitetsanalyse av jordfuktighetsverdier målt før og etter gjennomføring av MPD-forsøkene. Verdier for jordfuktighet er hentet fra vanninnhold i jordprøver tatt ut med pF-ringer. Jordprøver ble tatt ut med pF ringer da jordfuktighetsmåleren (Delta-T HH2 Moisture meter med Wet-sensor) sluttet å virke i felt. Hensikten med denne sensitivitetsanalysen er å studere i hvilken grad endringer i jordfuktighet påvirker beregnede verdier for K_{sat} fra MPD-forsøkene, som kan beregnes med et Matlab-skript (Paus, 2016) (Vedlegg Q). Da pF-ringene ble analysert på laboratoriet i etterkant, kan det imidlertid være snakk om en feilvurdering av jordfuktigheten i felt (jfr. avsnitt 2.12.2).

Resultatene fra sensitivitetsanalysene kan være med på å vurdere i hvilken grad det er nødvendig at jordfuktighetsverdiene måles presist i felt, eller om teoretiske verdier kan benyttes. Dersom beregnede K_{sat} -verdier viser seg å være lite avhengige av jordfuktighetsverdiene, vil dette være et resultat som kan forenkle MPD-metoden i felt, da måling av jordfuktighet kan sløyfes/forenkles.

Verdier for jordfuktighet inngår i ligningene for beregning av K_{sat} -verdi (Vedlegg Q, Matlab). MPD-infiltrometeret tillater vann å strøme også horisontalt ut mot sidekantene i et jordprofil. I tørr jord kan vannet fra røret lettere spre seg sidelengs, da det er større jordvolum å fylle når jorden er mindre vannmettet (tørr) (Jensen et al., 2006). Dette forklarer og motiverer til hvorfor en vurdering av jordfuktighetens innflytelse på beregnede K_{sat} -verdier er viktig.

Sensitivitetsanalysen baserer seg på endringer i målt jordfuktighet ($\pm 20\%$) ved følgende tre alternativer;

1) endring før og etter

2) endring før

3) endring etter

Endringene i jordfuktighet er ut ifra opprinnelige jordfuktighetsverdier målt fra jordprøver (pF-ringer) før og etter et gjennomført forsøk. Ved endring *før* minkes jordfuktighetsverdiene (-20 %). Ved endring *etter* økes jordfuktighetsverdiene (+20 %).

Det ble valgt å gjennomføre sensitivitetsanalysen ved 20 % endring for verdier fra de ulike lokalitetene, da dette ga størst mulig utslag for endring i beregnede K_{sat} -verdier. For Jupiter ble det også testet endringer med 10 % (se Tabell H.9.1, Vedlegg H), men dette ga liten forskjell i utslag fra endringer på 20 %.

2.14 Statistisk analyse

2.14.1 Mann – Whitney U-test

Mann-Whitney U-test (Wilcoxon Signed Rank Test) er benyttet på datasettene for metodesammenligning. Denne testen stiller ikke krav om normalfordeling. Hensikten med metoden er å teste om to grupper har like medianer (nullhypotesen) eller om den ene gruppen har økt sannsynlighet for å få store verdier (Løvås, 2004). Det benyttes et signifikansnivå på 0,05, og nullhypotesen om like medianer forkastes dersom $|Z| > z(\alpha/2) = 1,96$.

Datasettene for metodene testes for normalfordeling ved å bruke boksplokk (undersøke symmetri), Q-Q plott (undersøke skjevhet) og Shapiro-Wilk-testen, i programmet Sigmaplott 11.0. Hvis en p-verdi er mindre enn signifikansnivået ($p < \alpha = 0,050$) forkastes nullhypotesen, H_0 , og metodene er da statistisk signifikant forskjellige. Signifikansnivå på 0,05 er også benyttet for paret t-test.

3. Resultater og diskusjon

I dette kapitlet vil resultater fra feltforsøkene og laboratorieanalysene presenteres og diskuteres. Vinklingen vil være hvordan infiltrasjonsevnen på en lokal tomt kan måles og vurderes ved planlegging av LOD-tiltak.

3.1 Vurdering av geologiske forhold på lokal tomt

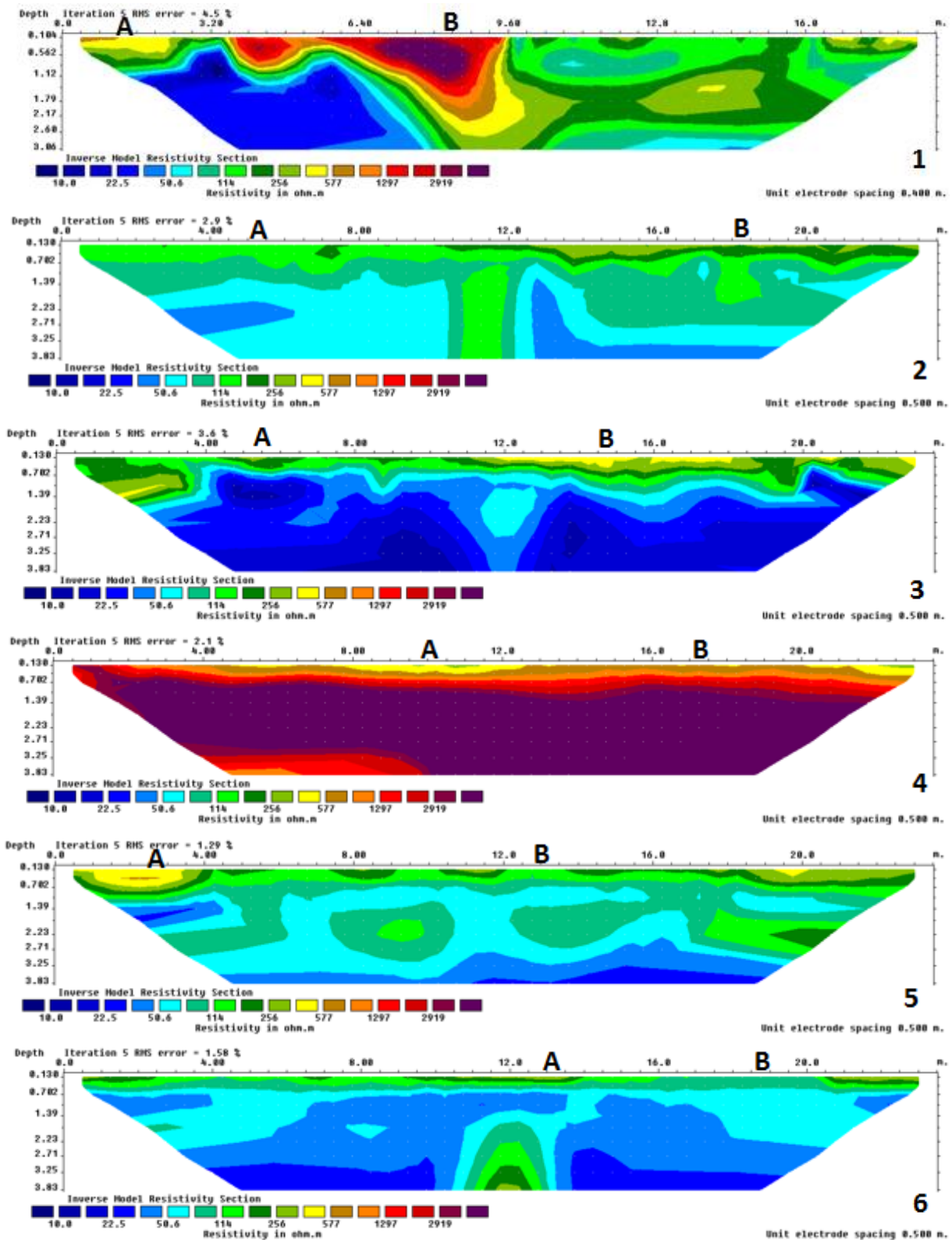
I denne seksjonen vil det presenteres resultater basert på metoder som kartlegger geologiske forhold på lokal tomt; elektrisk resistivitet tomografi og vurdering av jordart i felt.

3.1.1 Analyse av Elektrisk Resistivitet Tomografi

Resultater fra elektrisk resistivitet tomografi (ERT)-profilene på ulike jordarter, illustrert ved de ulike lokalitetene, er presentert i Figur 35 (bilde 1-6). ERT-profilene viser samme absolutte resistivitetsskala, $10,0 \Omega\text{m} - 2919 \Omega\text{m}$, slik at lokalitetene kan sammenliknes. Valgt avstand for elektrodene på 0,5 m (unntak i Deich; 0,4 m) gjør at ERT-profilene viser best oppløsning i de øvre sjikt av jordprofilet, noe som er av interesse for denne oppgaven. Resistivitetsverdiene viser et spekter fra mindre enn $10 \Omega\text{m}$ til mer enn $2919 \Omega\text{m}$, noe som indikerer en stor romlig variasjon i resistivitet på de ulike lokalitetene. Figur 34 (bilde 1) viser plassering av ERT-linjen i Deichmannsgate. Det henvises til Vedlegg C for kart som viser plassering av ERT-linjene, og til feltbeskrivelser i Vedlegg G-Vedlegg L for bilder fra de ulike lokalitetene, samt plassering av blokk A og B.



Figur 34: Forsøksfeltet i Deichmannsgate med blokk A og B inntegnet. Rød linje indikerer plassering av ERT-linje. Oversiktskart øverst til høyre viser beliggenhet av lokalitet ut i fra Vedlegg A.



Figur 35: ERT-profiler fra Deich (1), Jupiter (2), Kuba (3), Langmyr (4), Sofie (5) og Vold (6). Plassering av blokkforsøk A og B er markert på profilet. ERT-profilene viser absolutte resistiviteter på en ikke lineær skala (dobling i hvert trinn) (10,0 Ω m - 2919 Ω m). Fargene blå, grønn og rød/lilla angir hhv. lave, moderate og høye resistivitetsverdier. Sidekantene av profilet (0m og 19 m) kan gi misvisninger i resistivitetsmålinger, slik at vurderingene av resistivitet i dypet her ikke er like pålitelige. Det henvises til tekst for tolkning av profilene.

Bilde 1 (Figur 35): ERT-profil fra byggegrunn (Deich)

Resistivitetsverdiene er forholdsvis høye (opptil 2919 Ωm), noe som kan indikere grovkornige masser (grus, stein) og tørre forhold. Ved overflaten i blokk A er resistiviteten lavere (ca. 577 Ωm) enn ved blokk B (ca. 2919 Ωm). Dette kan være en indikasjon på at det finnes grovere materialer ved blokk B. Det er et skarpt skille i resistivitetsverdier ved 9,60 m. Dette punktet markerer overgangen der elektrodene står på grusholdig byggegrunn til venstre (0m – 9,60m) og på gressplen til høyre (9,60 m – 19 m) i profilet. Blokk B ligger nærme husveggen, som antagelig har full kjeller. Dette kan være årsaken til at det vises en høy resistivitetssone her, fordi deler av strømmen går gjennom kjeller (luft). Kvartærgeologisk kart over området fra NGU (Figur 8) viser at det her finnes fyllmasse. Infiltrasjonsevne-kartet (som baserer seg på løsmassekartet), er markert som «ikke kartlagt», trolig fordi det er et tett utbygd område.

Bilde 2 (Figur 35): ERT-profil på lettleire (Jupiter)

Profilet viser en forholdsvis homogen fordeling av resistivitetsverdier omkring 50,6 - 256 Ωm . Ved blokk A er resistiviteten lavere (ca. 114 Ωm) enn ved blokk B (ca. 256 Ωm). Resistivitetsverdiene er lave til moderate, og kan gi indikasjon på finkornige materialer og noe vanninnhold. Ved å studere løsmassekart fra NGU (Vedlegg B) sammenfaller dette med det som er kartlagt; hav- og fjordavsetning, og lokaliteten ligger på grensen til marin strandavsetning. Dette er avsetningstyper med innhold av finstoff og leire, noe som stemmer bra med lave til moderate resistivitetsverdier.

Resistivitetsverdiene i profilet synker generelt med dybden. Omkring 0,7 m går det et skille, med høyere resistivitetsverdier i toppjord-sjiktet og avtagende resistivitetsverdier i dybden. Dette kan være en indikasjon på at toppjord-sjiktet er tørrere og består av materiale med større fraksjoner, enn i dybden, der det kan være mer finkornig materiale. Dette er også i overensstemmelse med løsmassekartet (Vedlegg B). Området er et boligstrøk og masser i overflaten kan være tilkjørt matjord for bedre vekstvilkår. Ellers virker området upåvirket. I dypet (50 cm) kan det være uforstyrrede masser av kvartærgeologisk opprinnelse, og det kan derfor passe bra at resistivitetsverdiene avtar med dypet. Det er også sannsynlig at det finnes leire eller leirholdig jord i bunnen av profilet.

Bilde 3 (Figur 35): ERT-profil på sandjord (Kuba)

Profilet viser en forholdsvis homogen fordeling av resistivitetsverdier omkring 22,5 - 500 Ωm . Resistivitetsverdiene er lave til moderate, og kan gi indikasjon på finkornige materialer og noe vanninnhold. Resistivitetsverdiene synker generelt med dybden. Omkring 0,7 m går det et skille mellom tørrere forhold i toppjord-sjiktet (høyere resistivitetsverdier) og avtagende resistivitetsverdier i dybden. Ved blokk A er resistiviteten lavere (ca. 256 Ωm) enn ved blokk B (ca. 500 Ωm).

Bilde 4 (Figur 35): ERT-profil på sandig lettleire (Langmyr)

Profilet viser en forholdsvis homogen fordeling av masser med høye resistivitetsverdier (577 – 2919 Ωm). Dette kan indikere grovkornige masser og tørre forhold. Resistivitetsverdiene øker med dypet, og massene er grovere i dypere lag enn ved overflaten. Omkring 0,7 m går det et skille mellom moderate resistivitetsverdier og høyere resistivitetsverdier i dybden. Ved blokk A er resistiviteten noe lavere (500 Ωm) enn ved blokk B (577 Ωm). Blokkene har tilnærmet lik vertikal oppbygning av masser i dybden, og relativt homogene forhold.

Bilde 5 (Figur 35): ERT-profil på lettleire (Sofie)

Profilen viser en vekslende fordeling av resistivitetsverdier omkring 22,5 - 500 Ωm . Resistivitesverdiene er lave til moderate, og kan gi indikasjon på finkornige materialer og noe vanninnhold. Ved blokk A er resistiviteten høyere (ca. 500 Ωm) enn ved blokk B (ca. 114 Ωm). Resistivitetsverdiene synker generelt med dybden. Omkring 0,7 m går det et skille mellom tørrere forhold i toppjord-sjiktet (høyere resistivitetsverdier) og avtagende resistivitetsverdier i dybden.

Bilde 6 (Figur 35): ERT-profil på siltig mellom-leire (Vold)

Profilen viser en forholdsvis homogen fordeling av masser med lave resistivitetsverdier (22,5 - 114 Ωm). Resistivitetsverdiene kan gi indikasjon på finkornige materialer med høyt vanninnhold. Resistivitetsverdiene synker generelt med dybden. Omkring 0,7 m går det et skille mellom tørrere forhold i toppjord-sjiktet (høyere resistivitetsverdier) og avtagende resistivitetsverdier i dybden. Ved blokk A er resistiviteten høyere (ca. 256 Ωm) enn ved blokk B (ca. 114 Ωm).

Hvordan kan ERT-profilene benyttes til å vurdere infiltrasjonsevnen på lokal tomt?

ERT-metoden «scanner» grunnen og gir en indikasjon på den romlige variabiliteten i jordfysiske egenskaper (resistivitet) på tomten. Lokale, romlige variasjoner vil påvirke infiltrasjonsevnen, og gjøre det nødvendig å foreta flere målinger spredt utover, ved vurdering av infiltrasjonsevne. Resultatene kan derfor være nyttige i vurderingen av hvor mange infiltrasjonsmålinger som er nødvendig å foreta. Store variasjoner i resistivitet kan f.eks. ses i bilde 1 og 5 på Figur 35. Her vil det antagelig være viktigere å få gjennomført flere målinger for å få et godt bilde av infiltrasjonsevnen, i forhold til på bilde 4, der man ser at variabiliteten er betydelig mindre. ERT-profilene forteller at jordvariasjonen er stor på urban jord i by, og at en enkeltmåling trolig ikke vil være tilstrekkelig for å få et godt nok bilde av tomtens infiltrasjonsevne.

Resultatene av resistivitet gir også rom for å tolke og vurdere hva slags materiale som kan forventes å finne på tomten. Infiltrasjonsforsøkene studerer kun de øvre jordlag (0-60 cm), mens ERT-profilene viser endringer i jordfysiske egenskaper i dypere lag (3,06 - 3,83 m, og dypere om ønskelig). Informasjon om impermeable lag med lav resistivitet i dypere jordlag, vil kunne gi informasjon om begrensninger i infiltrasjonsevne over tid ved svært fuktige forhold (høy vannmetning). Siden den elektriske resistiviteten påvirkes av både vanninnhold og dominerende kornstørrelse kan det være vanskelig å skille mellom kombinasjonene tørre finkornige og vannmettede grove løsmasser, men fra erfaring gir leire lavere resistivitet enn vannmettet sand. (Helen K. French, førsteamanuensis NMBU, personlig meddelelse, okt.2016). For å tolke profilene nærmere må annen informasjon benyttes, som f.eks. infiltrasjonstester, boringer, geologisk informasjon fra løsmassekart og informasjon om grunnvannstand.

Generelt viser ERT-profilene en trend med at resistiviteten minker med dypet i profilen (med unntak av Langmyr (4), der resistiviteten tvert om øker med dypet). Ved ca. 0,5 - 0,7m kan man se et lag på de fleste profiler, der resistivitetsverdiene synker fra denne dybden (unntak i Langmyr). Dette kan skyldes at vanninnholdet øker med dypet, og at jordas grad av vannmetning øker. Dette forteller også at potensialet for infiltrasjon ofte er høyere i

overflatejord, og at jorda jorda her kan være mer porøs (jfr. resultater fra lab, porøsitet) slik at jorda har godt potensiale til å håndtere nedbørsmengder på åpne arealer.

Ulempene ved bruk av ERT som metode, er at utstyret som benyttes er kostbart/dyrt utstyr, og det kreves en kyndig fagperson som kan bearbeide resultatene digitalt, og lage ERT-profiler. Holder det å bare gjennomføre en ERT-undersøkelse for å bestemme infiltrasjonsevnen på lokal tomt? Neppe. Metoden gir ingen direkte informasjon om infiltrasjonsevnen, og da variasjonen er så stor, er det viktig å gjennomføre feltforsøk.

3.1.2 Skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt

Resultater fra skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt (Vedlegg O) vises i Tabell 4. Jordarten som er skjønnsmessig bedømt ut i fra skjemaet, vises i normal skrift, og til sammenligning vises resultatet fra klassifisering på lab i *kursiv* [felt /lab] Den skjønnsmessige bedømmelsen i felt ved bruk av skjemaet er beskrevet i egen kolonne.

Tabell 4: Skjønsmessig bedømmelse av jordart i felt. I kursiv står resultatene fra lab-analysene (Pipette-analyse (< 2mm))

Lokalitet	Jordart[felt/lab]		Skjønsmessig bedømmelse i felt
	Overflaten	Dyp [50 cm]	
Deich	Grus / <i>Siltig sand</i>	Grus/ <i>Siltig sand</i>	Mye grus og stein.
Jupiter	Lettleire / <i>Lettleire</i>	Sandig lettleire / <i>Siltig lettleire, siltig mellom-leire</i>	I overflaten: Båndet brekker før det blir 2,5 – 3 cm langt. Ved videre fukting kjennes sandkorn. Ved 50 cm: Båndet brekker før det blir 2,5 – 3 cm langt. Ved videre fukting kjennes prøven skarp.
Kuba	Siltig sand / <i>Sand</i>	Grusig sand / <i>Siltig sand, lettleire</i>	Man kan ikke klemme ut bånd mellom tommel og pekefinger. Man kan delvis rulle en pølse, men den brekker ved forsøk på å lage en hestesko. Det knaser i munnen og man kjenner sandkornene. Jordprøvene er smuldrete, men også litt klebrig. Innslag av grus og stein.
Langmyr	Morene / <i>Sandig lettleire</i>	Morene / <i>Siltig sand, lettleire</i>	Dårlig sortert materiale med mye grovt materiale (sand, grus og stein).
Sofie	Sandig silt / <i>Lettleire</i>	Lettleire / <i>Lettleire, siltig mellom-leire</i>	Øverste lag: Sandig silt Ved fuktig av jordprøven i hånden kjennes sandkorn. Knaser i munnen (tyggetesten). Kan rulle til pølse men hestesko brekker opp. Ved 50 cm: Lettleire Kan fint ruller til ball og pølse, men hestesko brekker. Bånd brekker før det blir 2,5- 3 cm langt. Prøven virker mer plastisk i dypet.
Vold	Siltig leire / <i>Siltig mellom-leire</i>	Siltig leire/ <i>Siltig mellom-leire</i>	Homogene masser. Kan rulle til pølse og lage hestesko, men denne sprekker litt. Småknaser.

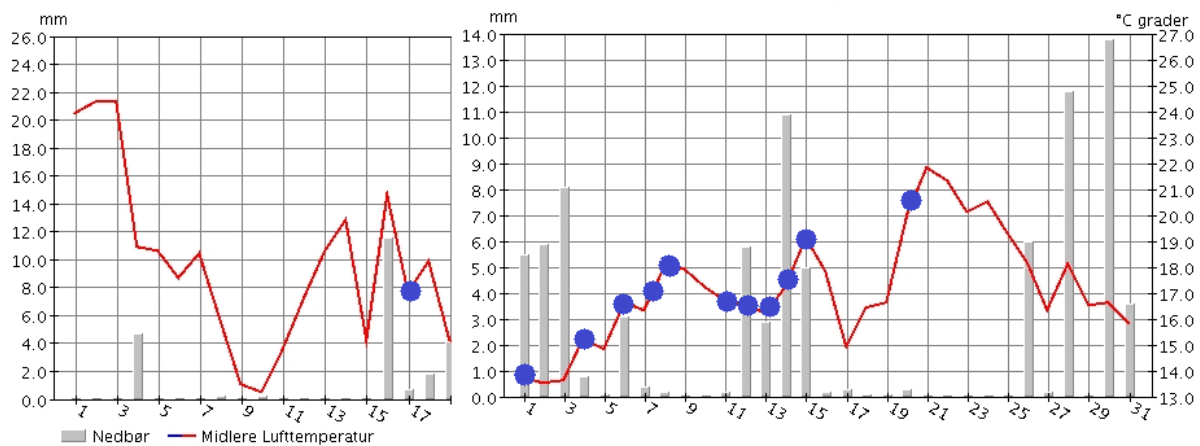
Å klassifisere jordart på en lokalitet, kan gi en pekepinn på hvilke forventninger man kan ha til infiltrasjon på et område. Tabell N.1 (Vedlegg N) viser hvordan litteraturverdier for infiltrasjonsevne varierer mellom ulike jordarter. Resultater fra feltarbeidet til denne oppgaven, viser at infiltrasjonen også kan ha stor variasjon på korte avstander innad på en jordart (Tabell 3). Da variasjon i infiltrasjonsevne innad mellom jordtyper er så stor, vil ikke en skjønnsmessig vurdering av jordart alene kunne bestemme infiltrasjonsevnen.

Fordelen ved å gjennomføre forundersøkelser med en jordbor og klassifisere jordart, er at man får informasjon om grunnen. Om den er spesielt stenheldig, vil dette være en viktig opplysning ved valg av infiltrasjonsmetode i felt, da f.eks MPD-infiltrimeteret lett vil slå sprekker og bli ødelagt, mens Dobbelt-ring-infiltrimeteret er mer robust og tåler mer. Jordboren kan også enkelt brukes til å skaffe informasjon om hvordan jorda varierer på en tomt. Ved å undersøke jordarter på forskjellige steder på tomten, vil det gi et bilde av forskjeller i jordarter, som også kan gi utslag på infiltrasjonsevnen. Skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt kan dermed være en enkel erstatter av ERT som er en svært kostbar og utstyrskreven metode.

Bedømmelsene av jordart i felt sammenlignet med resultatene fra kornfordelingsanalysene på lab (pipetteanalyse for fraksjoner < 2mm) samsvarer godt for jordartene i både overflate og dyp på lokalitetene med finkornige jordarter av leire-silt-sand (Jupiter, Kuba, Sofie og Vold). En ingeniør vil kunne spare seg for mye tid og arbeid ved å bedømme kornfordelingen skjønnsmessig i felt, framfor å sende jordprøver til analyse. For mer grovkornige jordarter, stemmer bedømmelsen fra felt dårligere med labanalysene (Deich, Langmyr). Årsaken til dette er trolig at ikke fraksikten (>2mm) inkluderes ved klassifisering av jordart med pipettemetoden. Et viktig aspekt ved dette resultatet, er at man tilsynelatende lett kan vurdere en jordart med grovt materiale, til å ha god infiltrasjonskapasitet. Pipetteanalysen viser derimot at lokalitetene med tilsynelatende grovkornige jordarter (Deich, Langmyr), også har finkornige kornstørrelser representert. Dårlig sorterte jordarter har gjerne lav hydraulisk ledningsevne, som følge av at finstoff tetter igjen i hulrommene. Det vil derfor være «skummelt» om infiltrasjonsevnen overvurderes ut i fra skjønnsmessige bedømmelser av jordart fra felt, uten å også tenke på finfraksjonene i prøven. Det er derfor viktig å måle infiltrasjonsevnen i felt.

3.2 Tilstanden (værforhold, jordfuktighet) ved infiltrasjonsforsøk

Værforhold angir viktig informasjon om tilstanden i felt ved infiltrasjonsforsøkene, og potensialet for infiltrasjon. I dette avsnittet presenteres værdata for hele forsøksperioden (17.juni- 20.juli 2016). Jordfuktighet ved start, lufttemperatur og nedbør i forkant – og under gjennomførte forsøk, er spesielt viktig. Figur 36 viser hvordan midlere temperatur og døgnnedbør varierer gjennom perioden. Dato for gjennomføring av infiltrasjonsforsøk er markert som blå punkter.



Figur 36: Temperatur [°C] og nedbør per døgn [mm] for perioden fra 17.juni - 20.juli 2016 fra målestasjon 18700 Oslo – Blindern. Datoer for gjennomføring av infiltrasjonsforsøk er markert som blå punkter. Hentet fra Meteorologisk institutts klimadatabase, eKlima: <http://eklima.met.no>.

Nærmere opplysninger om værforhold, med tilhørende temperatur og nedbør, for hver forsøksdag er presentert i Vedlegg F. Der vises også en skjønsmessig bedømmelse av jordfuktighet, basert på om bakken kjenner; tørr, fuktig eller våt.

Variasjon i temperatur og nedbør gjennom perioden indikerer at jordfuktigheten varierte mellom forsøkene på de forskjellige lokalitetene. Analyse av vanninnhold og metningsgrad på lab, viste at det var gode forutsetninger for infiltrasjon, da jorda ikke var vannmettet. Becker (2016) illustrerte gjennom simuleringer i Matlab, hvordan infiltrasjonsevnen varierer med fuktighetsnivået, på mettet og umettet leirjord i Oslo, i forhold til en referansesimulering. Ved vannmettet jord er infiltrasjonsevnen dårligere, enn i tilsvarende tørr jord. Det må derfor tas høyde for at jordfuktigheten kan variere (lokalt og over tid), og dermed også infiltrasjonsevnen.

Infiltrasjonsforsøkene til denne oppgaven er utført midt på sommeren, når været generelt er på sitt varmeste. Gjennomsnittlig lufttemperatur under forsøksperioden var 17°C, og høyere temperaturer midt på dagen under tørrvær, kan ha ført til fordampning av vann, og raskere uttørring av jorda, slik at infiltrasjonen ble bedre. I tillegg var temperaturen på vannet omkring 15°C. Tatt dette i betraktning, kan det derfor antas at målinger av infiltrasjonsevne ble utført under ideelle forhold og gode forutsetninger. Forsøk om sommeren måler trolig de høyeste verdiene for K_{sat} gjennom året (Dalen, 2012; Bue, 2013). Bruk av korreksjonsfaktor for beregning av mettet vannledningsevne ved forskjellige vanntemperaturer, er ikke benyttet, da det allerede er store variasjoner i mettet vannledningsevne på et område, som vil overdøve denne effekten.

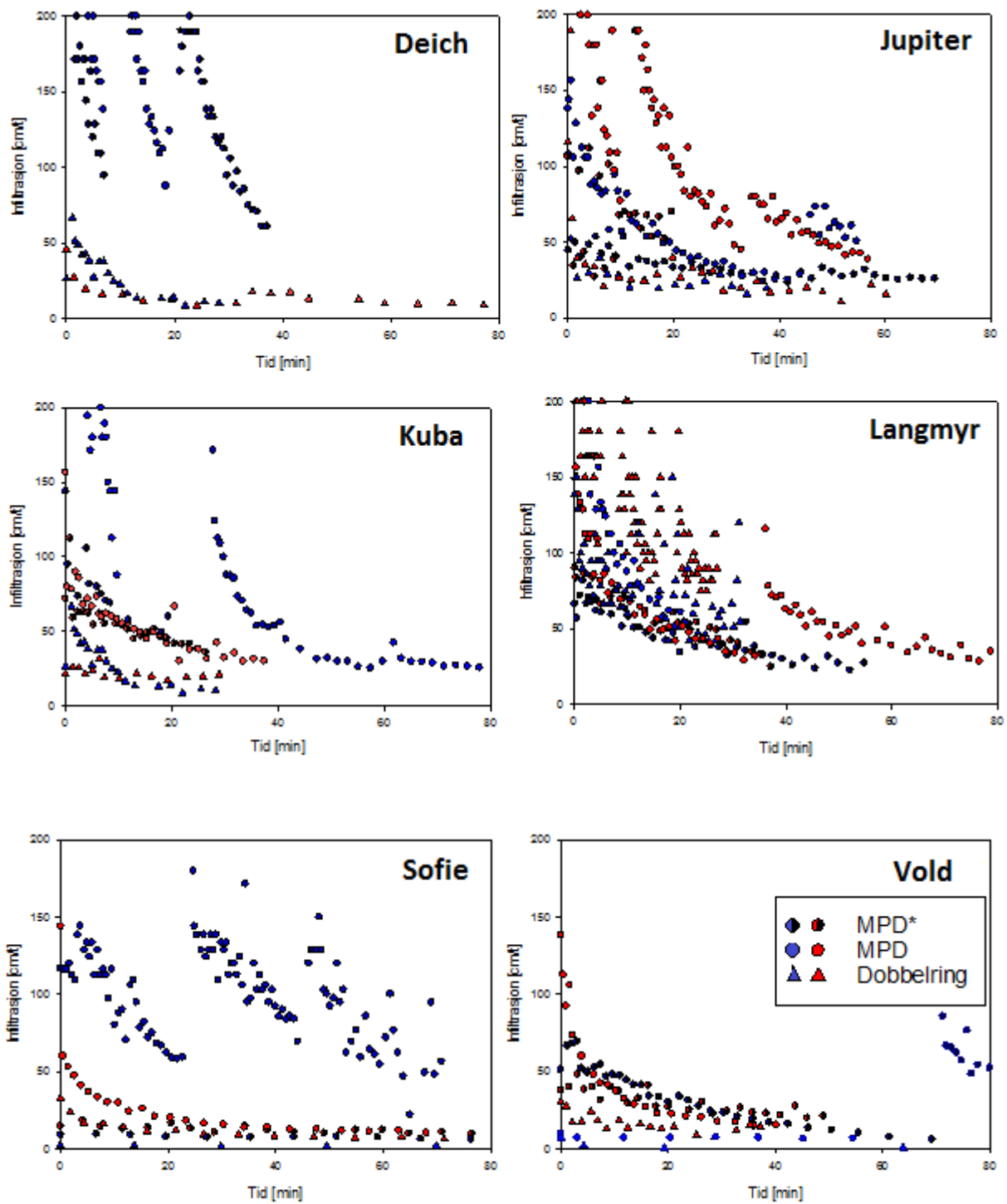
Jordfuktigheten varierte gjennom forsøksperioden, som følge av bygevær. Spesielt mye nedbør var det i forkant av forsøkene i Kuba og Sofie. På Østlandet kommer mesteparten av årsnedbøren i juli og august når byggevirksomheten er sterkest (Hanssen-Bauer m.fl., 2015). De kraftige og intense regnhendelsene (konvektiv nedbør) på Østlandet vil ofte skje på sommeren etter varmt vær (Ødemark et al., 2012). Da vil bakken som oftest ikke være vannmettet og potensialet for infiltrasjon vil være bra. Senere vil det studeres hvordan de ulike jordartene, responderer på korte regnhendelser med høy intensitet.

3.3 Infiltrasjonsmålinger i felt

3.3.1 Variasjon i infiltrasjonsevne mellom overflate og dyp (50-60 cm)

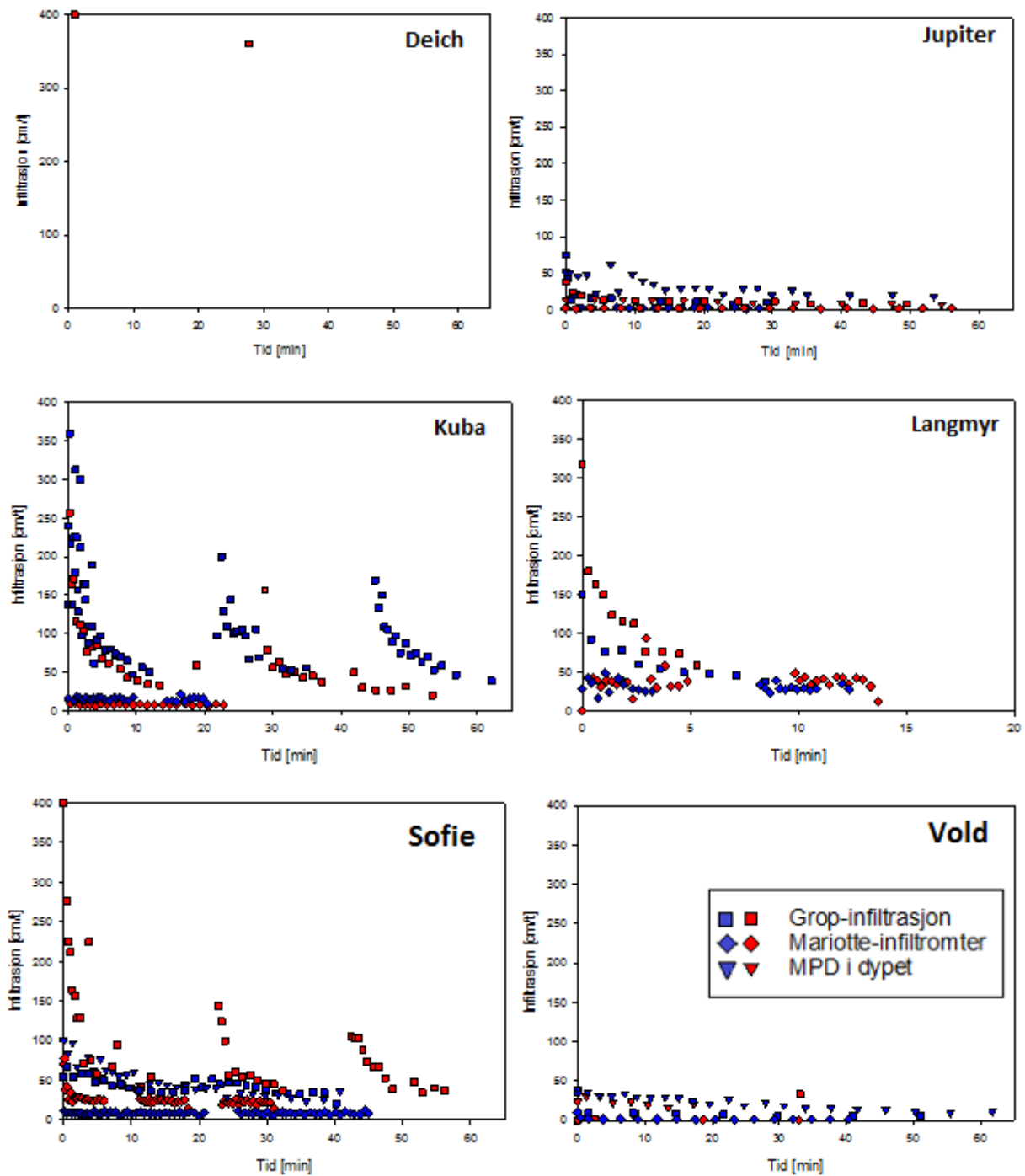
Data fra infiltrasjonsforsøkene er presentert grafisk i Figur 37 og Figur 38, for prøver fra hhv. overflate og dyp (50-60 cm). Infiltrasjonsrate [cm/t] er plottet mot tid [min]. Alle forsøksrunder er inkludert i figurene, og for noen forsøk er det kjørt opptil 3 runder inntil forsøket var stabilt. Enkelte forsøk var ikke stabile da forsøket måtte avsluttes, av tidsmessige årsaker. Grafene i Figur 37 og 38 er laget som utsnitt fra «originalene» på hver lokalitet, som kan ses i feltbeskrivelsene i Vedlegg G- Vedlegg L (underavsnitt 7).

Infiltrasjonsforsøk i overflaten



Figur 37: Infiltrasjonstester gjennomført på overflaten på de ulike lokalitetene (fargekoder; rød =blokk A og blå =blokk B). Infiltrasjon [cm/t] er plottet mot tid [min]. *= bakken var fuktet (opptil 1 time) før forsøket.

Infiltrasjonsforsøk i dypet (50 – 60 cm)



Figur 38: Infiltrasjonstester gjennomført i dypet på de ulike lokalitetene (fargekoder; rød =blokk A og blå =blokk B). Infiltrasjon [cm/t] er plottet mot tid [min]. Legg merke til at tidsaksen (x-aksen) for Langmyr skiller seg ut, slik at resultatene kunne studeres med øk oppløsning.

For infiltrasjonsforsøk i overflaten, spenner verdier for infiltrasjonsrate i starten hovedsakelig fra 0 – 200 cm/t. En generell trend ved figurene er at infiltrasjonsraten først legger seg som en stor punktsky, der potensialet for infiltrasjon viser stor variasjon ved start. Med tiden smalner denne punktskyen inn, etter hvert som jorda blir vannmettet. Alle lokalitetene viser høy infiltrasjonsrate i starten, for deretter å avta og nærme seg mettet hydraulisk ledningsevne. Hvor stor variasjonen er mellom de ulike lokalitetene er interessant, og hvor lang tid det tar

før verdier stabiliserer seg mot en verdi. Dette illustrerer hvorfor det er nødvendig å måle infiltrasjonen en viss tid, før man kan anta at man har et mål på infiltrasjonskapasiteten.

For infiltrasjonsforsøkene i dypet (50-60 cm) spenner verdiene for infiltrasjonsrate i starten hovedsakelig mellom 0 – 400 cm/t. Legg merke til at størrelsene på y-aksen (verdier for K_{sat}) her er høyere, i forhold til infiltrasjonstestene i overflaten. For infiltrasjonsforsøk gjennomført på grusholdig og sandig materiale (Deich, Langmyr, Kuba), øker generelt infiltrasjonsevnen i dypet (men noen unntak). For infiltrasjonsforsøk gjennomført på siltig og leirholdig jord (Jupiter, Sofie, Vold), minker infiltrasjonsevnen i dypet (med noen unntak).

Observasjonene med økning og minking i K_{sat} , avhengig av om jordarten er hhv. grovkornig eller finkornig, viser seg å stemme overens med observasjonene fra ERT-profilene. For jordprofiler der jordarten er finkornig (Jupiter, Sofie, Vold), minker resistiviteten generelt med dypet. For jordarter som er grovkornig (Deich, Langmyr, Kuba) ser man motsatt trend på ERT-profilene. Dette samsvarer med endringene som er målt i hydraulisk ledningsevne.

Diskusjon om grensen for stabilitet (+/- 20%) i K_{sat}

I denne oppgaven er stabilitet betegnet som at 2-3 omkringliggende punkter for måling av infiltrasjonsrate ikke avviker mer enn +/- 20 %. Eijkelkamp (2015) betrakter en forandring på < 10 % i en bestemt fase som konstant. Avhengig av jordart vil dette inntreffe etter 1-2 timer, eller i ekstreme tilfeller, etter en dag. Analyser gjennomført med «ring»-infiltrimeter (kun én ring), slik som MPD, viser at størrelsen på ringen/sylinderen er en feilkilde ved måling (Gregory et al., 2005). En 15 cm sylinder produserer feil på ca. 30 %, mens en 50 cm sylinder produserer feil på ca. 20 %, sammenlignet med en infiltrasjonsrate som ville vært målt med en ring med uendelig diameter (Tricker, 1978). Bouwer (1986) foreslo at en sylinder med diameter på 100 cm ville gi nøyaktige resultater. Gregory et al. (2005) påpeker at det ville vært upraktisk å benytte sylindere på den størrelsen, og i tillegg vil store volum med vann behøves. I følge Bouwer (1986) og Tricker (1978) vil enkelt-ring-infiltrimetre overestimere vertikale infiltrasjonsrater. Dette skyldes at vannstrømningen under sylinderen ikke bare er vertikal, men også lateral. Den laterale (horisontale) bevegelsen skyldes kapillære krefter i jorda, og lag av lavere hydraulisk konduktivitet under sylinderen. Det er studert flere teknikker for å minimere usikkerhetene ved måling, bl.a. gjennom empiriske ligninger for 15-cm sylinder (Tricker, 1978). Dobbelt-ring-infiltrimeteret minimerer feilen ved måling, i forhold til enkelt-ring-infiltrimeter, da den ytre ringen sørger for vertikal infiltrasjon i indre ring. Nestingen (2007) har studert Modified Phillip-Dunne mot Dobbelt-ring-infiltrimeter i nyere tid, og vist at de begge følger hverandre i presisjon og nøyaktighet, selv om Dobbelt-ring-infiltrimeter er den mest nøyaktige metoden. Numerisk modellering har vist at synkende- og fallende trykknivå (falling, constant head) gir ganske like resultater på finkornig jord, men at «falling head tester» underestimerer infiltrasjonsratene for grovkornige jordarter (Wu et al., 1997).

På bakgrunn av litteraturen over, og som en gylden middelvei, er det valgt å studere K_{sat} verdier med en stabilitet innenfor +/- 20 %. For dobbelt-ring bør stabilitet på 10 % benyttes i følge Eijkelkamp (2015), men for MPD-infiltrimeter vil man kunne tillate noe høyere avvik i målte verdier. Ut i fra et ingeniørmessig perspektiv, er det valgt å studere stabilitet på +/- 20 %. En forskjell fra stabilitet på 10 % til 20 % gir ikke store utslag i K_{sat} -verdier, i forhold til den naturlige variasjonen som finnes innad på hver jordart (Vedlegg N). Dette vil

være tilstrekkelig for å vurdere planlegging av LOD-tiltak på lokal tomt, og stabiliteten (+/- 20 %) vil mulig overdøves av den store variasjonen som fins innen en jordart (Tabell 3).

Ved måling av infiltrasjonsevne og beregning av K_{sat} -verdi, er disse valgt der forsøkene viser en stabilitet på +/- 20 %. Videre antas det at infiltrasjonsevnen holder seg konstant når den har stabilisert seg. Erfaringer fra felt viser at infiltrasjonsevnen kan ha en «trappevis nedgang» før den blir stabil; altså at infiltrasjonsevnen kan være stabil en viss tid, før den igjen fortsetter å synke (slik man kan se på Figur 37). Deretter stabiliseres verdiene igjen. Det er derfor ikke så lett å anslå hva som vil skje i det lange løp, men senere vil det vises at man kan kjøre regresjonsanalyser og derved komme til K_{sat} -verdier som kanskje ligger nærmere virkeligheten.

Over tid må man nok også regne med at K_{sat} -verdiene ligger lavere enn det resultatene her viser. K_{sat} -verdier er ikke direkte sammenlignbare med infiltrasjonsratene, da K_{sat} -verdiene er omtrentlig lik minimum infiltrasjonsrate (Dingman, 2002), og brukes ofte som et konservativt estimat på infiltrasjonsrate (Paus, 2016).

Når stabiliseres infiltrasjonsraten?

Etter omtrent en time, viser mange av forsøkene tegn til stabilitet, uavhengig av metode.

I overflaten stabiliserer DR seg raskere enn Modified Phillip-Dunne (MPD) infiltrometer. Forsøkene i overflaten, viser en stabilitet i infiltrasjonsevne (+/- 20%) på ulike jordarter, etter ca. 20 min – 110 min.

3.3.2 Verdier for mettet hydraulisk konduktivitet fra feltforsøk

Den hydrauliske ledningsevnen beskriver hastigheten vannet kan bevege seg gjennom et medium. I dette avsnittet presenteres mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat})-verdier fra infiltrasjonstester i overflate og dyp.

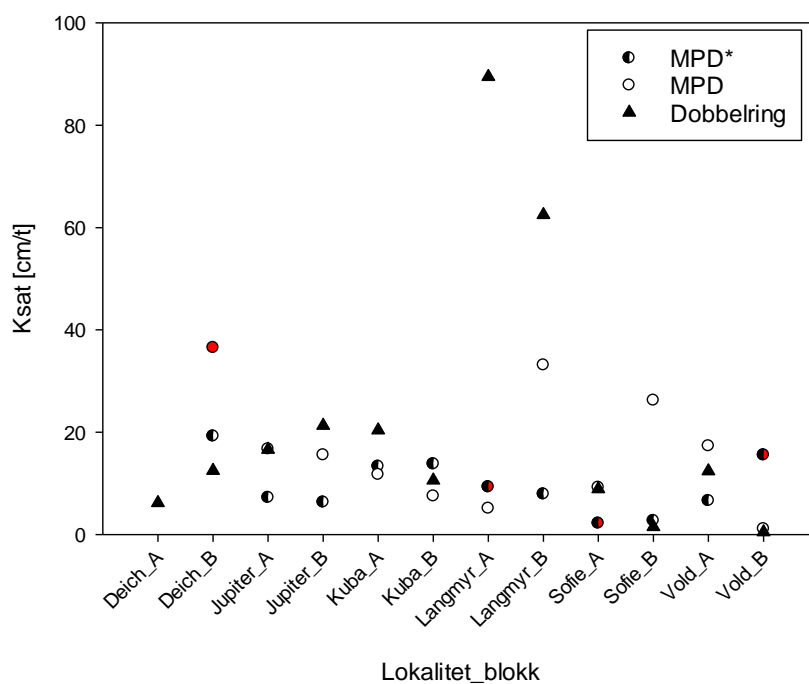
3.3.2.1 Overflate

Resultater for K_{sat} -verdier fra infiltrasjonsforsøk i overflaten er presentert i Tabell 5. Forsøk der K_{sat} ikke er stabil (+/- 20 %) er skravert i grått. K_{sat} -verdier fra MPD-forsøkene er beregnet med Matlab-skriptet. Det henvises til Vedlegg G- Vedlegg L (feltbeskrivelsene) for resultater fra beregninger med infiltrasjonshastighet (Darcys lov).

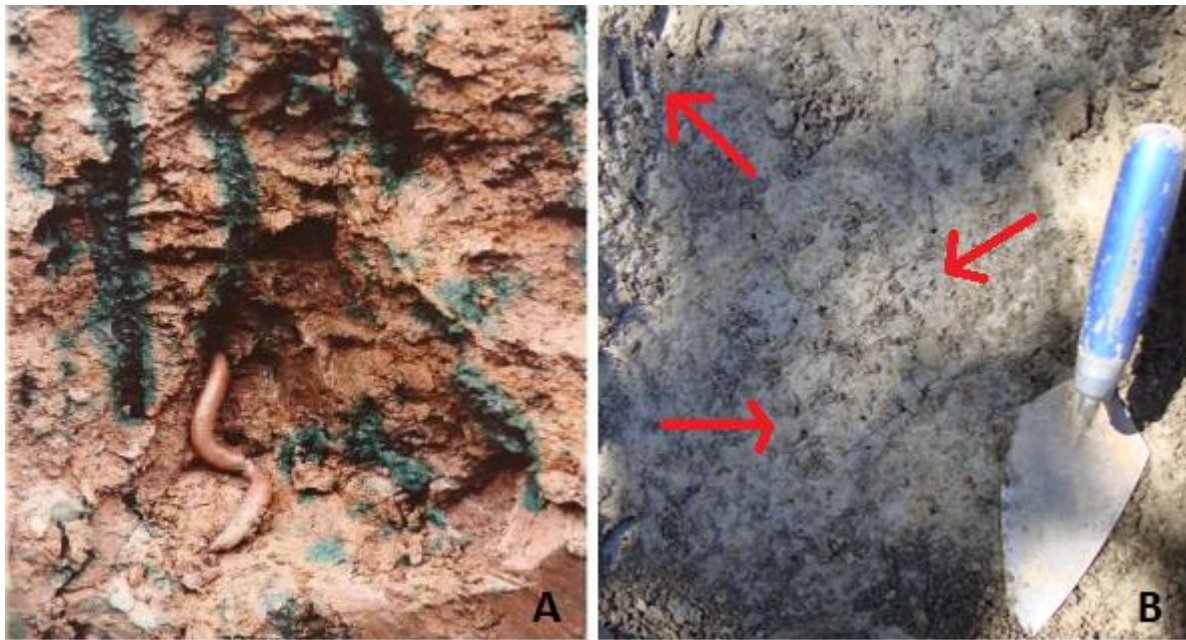
Tabell 5: Mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}) [cm/t] fra målte verdier fra overflatetester, for de ulike lokalitetene. K_{sat} – verdier for MPD-forsøkene er berregnet med Matlab-skriptet. Skraverte ruter indikerer K_{sat} -verdier som ikke er stabile ved forsøkets slutt (+/- 20 %). Tiden der infiltrasjonsraten er stabil er angitt i parentes. * betyr at bakken var fuktet (opptil 1 time) før forsøket. NA=ikke tilgjengelig (MPD-forsøk kunne ikke utføres pga. steinholdig grunn).

K _{sat} [cm/t] på overflaten			
Lokalitet	MPD*	MPD	Dobbelring
Deich_A	NA	NA	6,2
Deich_B	19,2 (40 min)	36,5 (38 min)	12,5 (60 min)
Jupiter_A	7,2 (35 min)	16,7 (60 min)	16,6 (60 min)
Jupiter_B	6,3 (70 min)	15,5 (50 min)	21,3 (40 min)
Kuba_A	13,3 (30 min)	11,7 (40 min)	20,4 (35 min)
Kuba_B	13,8 (25 min)	7,5 (118 min)	10,6 (30 min)
Langmyr_A	9,3 (40 min)	5,1 (85 min)	89,5 (28 min)
Langmyr_B	7,9 (60 min)	33,1 (20 min)	62,5 (35 min)
Sofie_A	2,2 (140 min)	9,2 (60 min)	8,9 (35 min)
Sofie_B	2,7 (110 min)	26,2 (75 min)	1,5 (75 min)
Vold_A	6,6 (50 min)	17,3 (40 min)	12,4 (40 min)
Vold_B	15,5 (70 min)	1,1 (60 min)	0,5 (60 min)

Resultatene for K_{sat} -verdier er presentert grafisk i Figur 39.



Figur 39: K_{sat} -verdier fra overflate-forsøkene. Røde punkter indikerer forsøk der infiltrasjonshastigheten ikke er stabil (+/- 20%). * betyr at bakken var fuktet (opptil 1 time) før start av forsøk.



Figur 40: Jordvariasjonen påvirker også infiltrasjonsevnen. Jordas evne til å holde på vann er avhengig av porevolumet som øker pga. meitemark, røtter og andre levende organsimer. Fargestoff viser hvordan vann følger sprekker i leirjord (A). Spor etter meitemark og annen aktivitet som «hull» i leirjord på 60 cm jorddyb på Vold (B). Foto A: Marina Bergen Jenssen.

Tabell 5 viser store variasjoner i målte K_{sat} -verdier, selv innad på en liten avstand (40 cm). Ved å studere eksempel fra Voldsløkka ligger DR og en av MPDene med tilnærmet like K_{sat} -verdi (0,5-1,1 cm/t). Den andre MPDen er ikke stabil etter 70 min, og har en K_{sat} -verdi på 15,5 cm/t som er betydelig høyere. Denne MPDen kan ha truffet på et meitemark-hull (figur 40). Figur 40B viser jordprofilen fra Voldsløkka i et dyp på 60 cm. Her var det tydelige hull i jorda etter jordlevende organismer.

I vedlegg X, ses deskriptiv statistikk for de forskjellige infiltrasjonsmetodene. Ved å studere variansene mellom metodene DR og MPD, er variansen høyere for MPD enn DR. Dette kan skyldes at DR måler over et mye større areal, enn det lille punktarealet som MPD måler på. Da jordvariasjonen er stor, selv innad på en blokk, vil et meitemark-hull eller en tett flate gi stort utslag i målt verdi for MPD-infiltrometeret (Figur 40). Grunnen kan være at byjord er svært heterogen, noe som ble studert gjennom ERT-undersøkelsen. For dobbelring vil forskjellene jevne seg litt mer ut, og en meitemarkgang vil ikke kunne gjøre like stort utslag på K_{sat} .

K_{sat} -verdiene varierer fra 6,9 – 73 cm/t (MPD-forsøk) og 0,5 – 89,5 cm/t (dobbelt-ring), avhengig av jordart.

3.3.2.2 Dyp (50 -60 cm)

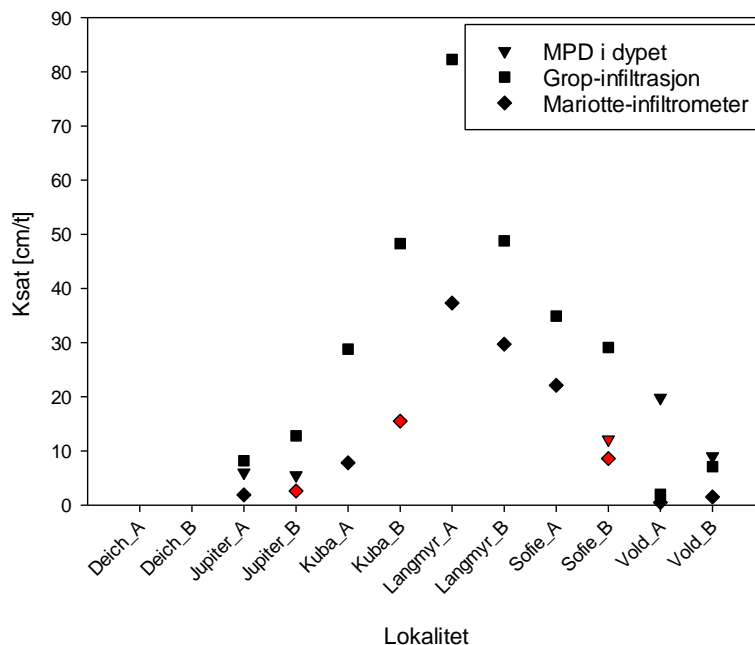
I dypet er det Mariotte-infiltrometeret som gir de laveste K_{sat} -verdiene.

Resultater for K_{sat} -verdier fra infiltrasjonsforsøkene i dypet (50-60 cm) er listet opp i Tabell 6. Forsøk der K_{sat} ikke er stabil (+/- 20 %) er skravert i grått. K_{sat} -verdier for «MPD i dypet» er beregnet med Matlab-skriptet. Det henvises til Vedlegg G- Vedlegg L (feltbeskrivelsene) for K_{sat} -verdier beregnet fra infiltrasjonshastighet (Darcys lov).

Tabell 6: Mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}) [cm/t] fra målte verdier fra tester i dypet, for de ulike lokalitetene. Skraverte ruter indikerer K_{sat} -verdier som ikke er stabile ved forsøkets slutt (+/- 20%). Tiden der infiltrasjonsraten er stabil er angitt i parentes. K_{sat} -verdier fra MPD i dypet er beregnet med Matlab-skriptet.

K _{sat} [cm/t] i dypet (50-60 cm)			
Lokalitet	MPD i dypet	Grop-infiltrasjon	Mariotte-infiltrrometer
Deich_A	NA	360 (28 min)	>300 (40 sek)
Deich_B	NA	595 (40 min)	>290 (40 sek)
Jupiter_A	6,0 (60 min)	8,2 (50 min)	1,9 (60 min)
Jupiter_B	5,4 (60 min)	12,8 (30 min)	2,6 (30 min)
Kuba_A	NA	28,8 (55 min)	7,8 (25 min)
Kuba_B	NA	48,3 (60 min)	15,5 (12min)
Langmyr_A	NA	82,3 (6 min)	37,3 (14 min)
Langmyr_B	NA	48,8 (10 min)	29,7 (13 min)
Sofie_A	NA	34,9 (60 min)	22,1 (32 min)
Sofie_B	12,1 (50 min)	29,1 (40 min)	8,6 (50 min)
Vold_A	19,8 (20 min)	2,0 (35 min)	0,5 (40 min)
Vold_B	9,0 (70 min)	7,1 (55 min)	1,5 (5 min)

Resultatene for K_{sat} -verdier er presentert grafisk i Figur 41..



Figur 41: K_{sat} -verdier fra forsøk i dypet (50 -60 cm). Røde punkter indikerer forsøk der infiltrasjonshastigheten ikke er stabil (+/- 20%).

For Figur 41 er det tatt et utsnitt. Hele figuren er vist i Figur M.2.2 (Vedlegg M).

For infiltrasjonstestene i dypet varierer stabiliseringstiden for forsøkene (6-70 min), med en stabilitet innenfor +/- 20 % på de 2-3 siste målepunkter. Dette vil riktignok avhenge av jordart

og grad av vannmetning. Metodene er gjennomført i rekkefølgen; MPD i dypet – Grop-infiltrasjon - Mariotte-infiltrrometer. Årsaken til at Mariotte-infiltrrometeret har ustabile verdier i Deich, skyldes en høy infiltrasjonsevne, som ikke var mulig å måle med denne metoden. Ustabilitet i Jupiter_B og Kuba_B (for Mariotte) skyldes at tiden rant ut på slutten av ettermiddagen/kvelden. Hadde forsøkene fått stå litt lenger hadde de trolig stabilisert seg.

Variasjon i mettet hydraulisk konduktivitet på samme jordart

Resultater viser at det er stor variasjon i K_{sat} både i overflaten og i dypet (50 – 60 cm) (Tabell 7), innad på samme jordart. En årsak til de store variasjonene i K_{sat} -verdier kan skyldes at de er beregnet ved bruk av ulike metoder. En annen årsak kan skyldes variasjonen i hydraulisk konduktivitet som kan forventes å finne på urban jord. På hver lokalitet var avstandene mellom blokkene mellom 7- 13 m. Innad i hver blokk var avstandene mellom MPD-forsøkene og der pF-ringene ble tatt ut, ca. 40 cm.

Tabell 7: Målte verdier av K_{sat} (min. og max.) på ulike jordarter i Oslo (alle målemetoder), for overflate og dyp.

Overflaten			
Jordarte	Lokaliteter med angitt jordarte	Min. K_{sat} [cm/time]	Max. K_{sat} [cm/time]
Siltig mellom-leire	Vold	0,5	20,2
Siltig lettleire	-	-	-
Lettleire	Jupiter, Sofie	1,5	53,3
Sandig lettleire	Langmyr	24,7	89,5
Siltig sand	-	-	-
Sand	Kuba	10,6	54,2
Grus****	Deich	6,2	56,3
DYP			
Jordarte	Lokaliteter med angitt jordarte	Min. K_{sat} [cm/time]	Max. K_{sat} [cm/time]
Siltig mellom-leire	Jupiter, Sofie, Vold	0,5	29,1
Siltig lettleire	Jupiter	1,9	8,2
Lettleire	Kuba, Langmyr, Sofie	15,5	48,8
Sandig lettleire	-	-	-
Siltig sand	Kuba, Langmyr	15,5	48,8
Sand	-	-	-
Grus****	Deich	>290	595 (>300)

**** Fra Pipette-analysen ble Deich navngitt som «siltig sand», men da fraskikten er så høy (opptil 73,5 %), blir det mer riktig å benevne jordarten som grus. Dette stemmer også bedre ut i fra feltvurderingene.

Fra den kvartærgeologiske historien til Oslofeltet (jfr. avsnitt 1.11.1), er Oslo preget av løsmasser av marin opprinnelse. Det vil forventes å finne jordarter med varierende leirinnhold. For detaljert %-innhold av de ulike fraksjonene (sand, silt, leire, fraskikt) henvises det til feltbeskrivelsene (Vedlegg G-Vedlegg L, underavsnitt 2).

Hvilke K_{sat} -verdier som vil være forventet på hver enkelt jordart kan være vanskelig å anslå (Schwartz & Zang, 2003). Teoretiske verdier for hydraulisk konduktivitet (Tabell N.1, Vedlegg N) som kan forventes på ulike jordarter, har stor variasjon. I litteraturen er det også uenighet om hvor grensene for hydraulisk konduktivitet går for hver jordart (Fetter, 2001; Dagestad et al., 2003; Domenico & Schwartz, 1998). Det er derfor veldig usikkert å anslå

mettet hydraulisk ledningsevne på en jordart i felt, kun basert på litteraturverdier. Dette poengterer viktigheten av å gjennomføre infiltrasjonsmålinger i felt.

Hva er årsaken til variasjonene i K_{sat} innad i hver jordart?

Forandringer i porestruktur eller fordelingen av porestørrelser i jorda, vil påvirke infiltrasjonskapasiteten og K_{sat} -verdier (Paus, 2016). Innad på samme lokalitet, eller på samme jordart, er det naturlig at slik variasjon vil forekomme, noe de jordfysiske analysene også viser. Det er mange prosesser som kan føre til forandringer i porestrukturen. En mulig årsak er graden av komprimering, som kan studeres ved å studere jordas tetthet. Komprimering fører til en mer restriktiv bevegelse av vann gjennom porene, noe som fører til at K_{sat} -verdien synker (Gregory et al., 2006). Økende innhold av organisk materiale i jord, kan føre til en økning i K_{sat} -verdiene, pga. effekter ved dannelse av jord-aggregater (Saxon & Rawls, 2006). Jordartene studert i denne oppgaven hadde liten variasjon i innhold av organisk materiale mellom jordartene. Det er derfor vanskelig å vurdere hvorvidt dette spiller inn på resultatene i denne oppgaven. En annen årsak som fører til forandringer i porestrukturen er at insekter og meitemark (og andre jordlevende organsimer) kan lage ganger og bedre tilgjengeligheten av makroporer over tid, noe som fremmer hydraulisk kapasitet (Lamande et al., 2003). Vegetasjon kan også øke hydraulisk kapasitet ettersom utviklingen av røtter skaper makroporer som fremmer bevegelsen av vann gjennom jorda (Archer et al., 2002).

Grunnen til de store forskjellene i infiltrasjonsevne, er trolig urbanisering av jorden. Dette betyr at jorda kan være påført ulike mengder «matjord» fra kompostert hageavfall og tilkjørte masser i forbindelse med opparbeiding av hagen. I tillegg er jorden trolig komprimert ved tråkk og kjøring ulike steder

Paus et al. (2015) anbefaler at den hydrauliske konduktiviteten i jorden, ved anlegging av regnbed, bør være over 10 cm/timen for at infiltrasjonskapasiteten skal være god. Dette er kun en anbefaling for å hindre for mye betongfrost i regnbed. Det er ikke en anbefaling om hva som er godt generelt. For regnbed bør $K_{sat} > 10$ cm/timen. Men det gir ingen garanti mot islag i jorda. På NMBU fikk man skikkelig islag i regnbedet om vinteren selv om K_{sat} var bedre eller lik dette (Helen K. French, førsteamanuensis NMBU, personlig meddelelse, okt.2016).

Sammenligning av målte verdier med litteraturverdier for K_{sat}

For K_{sat} -verdier fra overflatetestene ligger samtlige målte verdier for K_{sat} høyere enn det som er oppgitt som tabellverdier for leire (Fetter, 2001; Dagestad et al., 2003, Domenico & Schwartz, 1998). De målte verdiene av K_{sat} på de ulike jordartene i felt passer bedre inn i kategorien «medium sand».

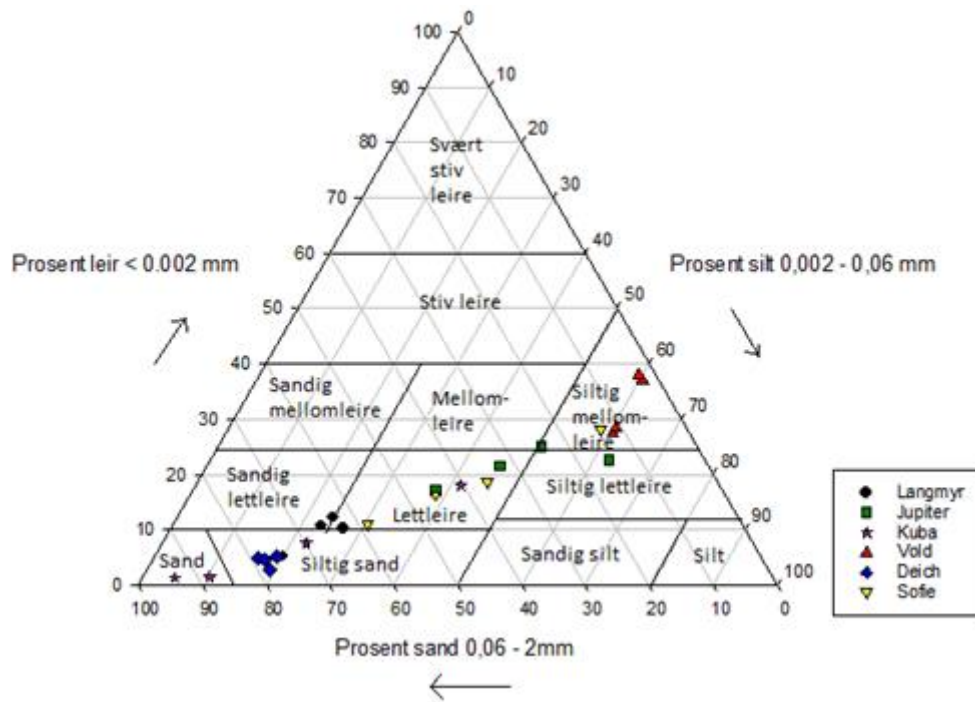
For K_{sat} -verdier fra infiltrasjonstestene i dypet ligger også samtlig

e målte verdier for K_{sat} høyere enn det som er oppgitt som tabellverdier for leirjord (Tabell N.1, Vedlegg N).

3.4 Infiltrasjonsmålinger på ulike jordarter

Jordartstrekanten (Figur 42) viser hvordan jordartene fra de ulike lokalitetene fordeler seg. Detaljert oversikt over jordartene med tilhørende leirprosent og porevolum, kan ses i Tabell M.1, Vedlegg M. Jordprøvene legger seg som et bånd (strek) tvers over jordartstrekanten, noe som indikerer en god variasjon i ulike jordarter mellom de forskjellige lokalitetene. Jordartene fordeler seg hovedsakelig mellom siltig sand, lettleire og siltig mellom-leire. De fleste jordarter er representert, utenom ytterpunktene stiv leire og silt. Jordartstrekanter for hver lokalitet, for jordprøvene fra blokk og nivå (overflate, dyp) kan studeres nærmere i feltbeskrivelsene (Vedlegg G-Vedlegg L, underavsnitt 3).

Datasettene kan kategoriseres i hhv. finkornige jordarter og grovkornige jordarter, etter leirprosent (jfr tabell O.1, Vedlegg O). Finkornige jordarter inkluderer lokalitetene Jupiter, Sofie og Vold, med leirprosent over 18 %. Fra figur 40 kan man se at disse grupperes i jordartstrekanten på jordartene lettleire, og siltig mellom-leire. Grovkornige jordarter inkluderer lokalitetene Kuba og Langmyr, der leirprosenten er under 18 %. Disse grupperes på sandige jordarter og sandig lettleire, til venstre i jordartstrekanten.



Figur 42: Jordartstrekant etter Sveistrup og Njøs (1984) med inntegnet jordprøver fra overflate og dypet (blokk A og B) for alle lokaliteter.

Klassifiseringen er etter pipette-metoden (materiale $< 2\text{ mm}$). Der frasikt er høy (materiale $> 2\text{ mm}$), blir navngivningen upresis for grovkornige jordarter. I Deich var frasikten stor (opptil 74 %), og det er mer korrekt å betegne jordarten som grus med litt finstoff i.

3.4.1 Infiltrasjonsberegninger fra kornfordelingskurver (forstyrrede jordprøver)

Resultater fra estimerte verdier av K_{sat} fra kornfordelingskurver med Hazens formel og Gustafsons metode, presenteres under. Det er valgt å studere resultater fra både kornfordeling

med alle fraksjoner inkludert, og kornfraksjoner $< 2\text{mm}$, for å se om dette utgjør en stor forskjell i resultater.

Hazens formel

Forutsetningen for bruk av Hazens formel, er at sorteringsgraden < 5 (formel (8)). Denne forutsetningen er undersøkt på jordprøvene fra feltstudiet. Resultatene er presentert i Vedlegg P, for jordprøver der alle fraksjoner er inkludert, og for jordprøver med fraksjoner $< 2\text{mm}$.

Jordprøver der fraksjoner $< 2\text{ mm}$ inkluderes viser bedre sorteringsgrad enn jordprøver der alle fraksjoner er inkludert. Likevel viser resultatene at sorteringsgraden er høyere enn 5 for de fleste jordprøver, med noen unntak;

- Jordprøver i dypet fra Vold (alle fraksjoner)
- Kuba_A (overflate), Vold (overflate + dyp, A og B) (fraksjoner $< 2\text{mm}$).

For jordprøvene der sorteringsgraden < 5 , ble hydraulisk konduktivitet beregnet ved bruk av Hazens formel (9). Resultatene for beregning av K_{Hazen} er vist i Tabell 12.

Forutsetningen for å kunne benytte Hazens formel for beregning av K_{sat} -verdier er ikke tilstede for de fleste jordprøver. Det er viktig at man følger opp forutsetningen for bruk av metoden. Dette argumenterer for å gjøre feltmålinger for beregning av K_{sat} , da forutsetningene ikke er tilstede for å estimere K_{sat} fra kornfordelingskurver.

Da sorteringsgraden for de fleste jordprøvene var høyere enn 5, ble alternativ metode for å bestemme d_{10} benyttet, ved å forlenge kornfordelingskurvene (jfr. avsnitt 2.9.1.1). Resultatene av dette viste at kurvene var for slake til at rektanglene passet (med unntak av Kuba) (jfr. vedlegg P), både med og uten kurveforlengelse. Da denne metoden ikke kunne gjennomføres, kunne K_{sat} for Hazens metode ikke beregnes for flere av jordprøvene.

Det er studert kornfordelingskurver med alle fraksjoner inkludert og kornfordelingskurver med kun fraksjoner $< 2\text{mm}$. Det er en utfordring å vurdere data for jordprøver med fraksjoner større enn 2mm . Det er ikke lett å ta ut en representativ prøve, der stein av div. størrelser er med. Ofte blir det en sortering på stedet, der store stein fjernes. Resultatene beregnet for fraksjoner $< 2\text{mm}$, vil derfor være best representative.

For oversikt over midlere kornstørrelse for jordprøver med hhv. alle fraksjoner inkludert, og for fraksjoner $< 2\text{mm}$, henvises det til Tabell P.3.1, Vedlegg P.

Gustafsons metode

Tabell P.4.3 viser hydraulisk konduktivitet beregnet med Gustafsons metode. Resultater for beregnet K_{Hazen} med Hazens formel er inkludert. Det vises til Vedlegg P for disse resultatene.

Ved bruk av Hazens metode, er beregnede verdier for K_{Hazen} lavere enn verdiene for K_{sat} beregnet med Gustafsons metode, for hhv. overflate (-93 % og -94 %) og dyp (-70 %). Da forutsetningene for bruk av Hazens formel ikke var oppfylt på jordartene i denne oppgaven, er det ikke datagrunnlag nok til å konkludere med evt. forskjeller mellom resultater fra Hazens- og Gustafsons metode.

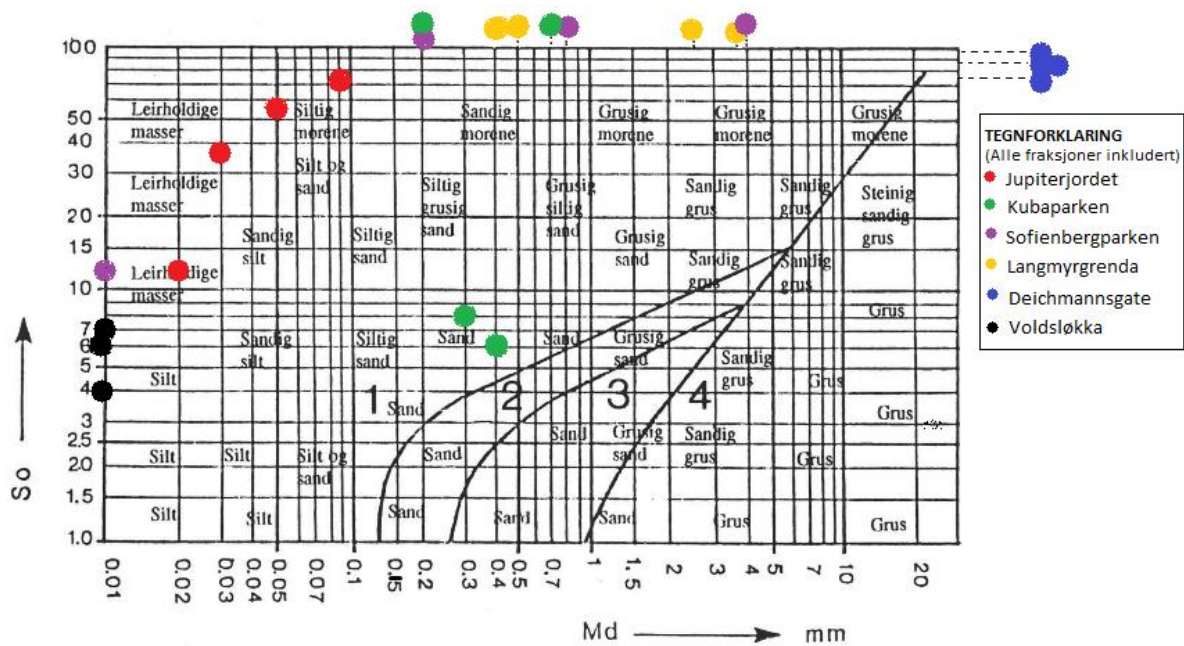
K_{sat} ligger i intervallet 0,001-28,0 cm/time for overflaten, med Gustafsons metode. I dypet ligger K_{sat} i intervallet 0,002- 12,4 cm/time (Gustafsons metode). Konduktivitene er lave, og tilsvarer K_{sat} – verdier man kan finne på leirholdige jordarter.

Ved å studere kornfordelingsanalysen og frasikt-prosenten for de ulike jordprøvene, indikerer dette at det også finnes en del grovere partikler i prøvene, noe som ikke er typisk for leirjord. Det kan være et resultat av at man studerer urban jord, der massene er mer omarbeidet og flyttet på enn i naturlig jord.

3.4.2 Vurdering av infiltrasjonsevne fra infiltrasjonsdiagram

Basert på informasjon fra kornfordelingskurvene, kan midlere kornstørrelse og sorteringsgrad benyttes til å vurdere *infiltrasjonsklasse* (1-4) i et infiltrasjonsdiagram (VA-miljøblad nr. 59, 2016). Figur 43 og Figur P.4.1 (Vedlegg P) viser resultatene av dette, for jordprøver med hhv. alle fraksjoner inkludert, og fraksjoner < 2mm.

Ved rensing av sanitært avløpsvann benyttes et infiltrasjonsdiagram for å vurdere ulike jordarters *infiltrasjonsklasse*. Klassene 1-4, forteller hvor god infiltrasjonskapasitet en jordart har, med tanke på å motta slamavskilt avløpsvann. Klasse 1 består av masser med generelt lav vannledningsevne – finkornige masser / dårlig sorterte masser. NIBIO (VA-miljøblad nr. 59, 2016) påpeker at infiltrasjonskapasiteten her må bestemmes på grunnlag av infiltrasjonstester i felt. Ved hydraulisk ledningsevne < 4,2 cm/timen, anslås infiltrasjonen til å være meget liten, og infiltrasjon anbefales ikke. Vannledningsevner i klasse 1 går opp til 20,8 cm/t. Ved innledende vurdering av jordmassene, kan Hazens formel eller Gustafsons metode benyttes for estimering av vannledningsevne. Ved nøyaktige beregninger og detaljprosjektering, skal data fra infiltrasjonstest benyttes.



Figur 43: Vurdering av infiltrasjonsevne i et infiltrasjonsdiagram (VA-miljøblad nr. 59, 2016). Alle fraksjoner er inkludert i vurderingen ved bestemmelse av midlere kornstørrelse (M_d) [mm] og sorteringsgrad.

Hovedforskjellen på resultatene for jordprøver med hhv. alle fraksjoner inkludert, og fraksjoner $< 2\text{mm}$, er at jordprøvene for fraksjoner $< 2\text{mm}$ klassifiseres som mer «finkornige», og forflyttes dermed litt til venstre i diagrammet på Figur 43 (se Figur P.4.1, Vedlegg P for tilsvarende diagram for alle fraksjoner inkludert). Samtlige jordprøver legger seg innenfor klassifiseringsklasse 1, med unntak av jordprøvene fra Deich (klasse 4) på byggegrunn (alle fraksjoner inkludert).

Selv om jordartene plasseres i infiltrasjonsklasse 1 (lav infiltrasjon), viser målinger av infiltrasjon i felt, at K_{sat} verdier har stor variasjon på finkornige jordarter (henviser, ha med et intervall?). Sett fra et ingeniørmessig perspektiv er det derfor viktig å ikke konkludere med at en jordart klasse 1 er uegnet for infiltrasjon av overvann. Det stilles også ulike krav til infiltrasjon av avløpsvann og overvann. Kravene er ikke like høye for overvann, da det ikke er like viktig med god renseseffekt. Overvann er i utgangspunktet «rent» vann fra nedbør.

Oppsummert er det mye informasjon å hente ut fra kornfordelingskurver, som kan benyttes til å vurdere infiltrasjonsevnen. Hazens formel og Gustafsons metode kan benyttes for å få en grov oversikt på infiltrasjonsevnen, men vil ikke kunne erstatte viktigheten av å gjennomføre infiltrasjonsmålinger i felt. Ved uttak av forstyrrede jordprøver til kornfordelingsanalyse, ødelegges porestrukturen, noe som er en meget viktig parameter for potensialet for infiltrasjon. Selv om jordartene plasseres i infiltrasjonsklasse 1, viser målinger av infiltrasjon i felt, at variasjonen er stor, også innenfor denne klassen.

3.4.3 Mettet hydraulisk konduktivitet beregnet fra lab (luftpermeabilitet)

Tabell 8 viser mettet hydraulisk ledningsevne, beregnet fra målt luftpermeabilitet på laboratoriet, fra jordprøver fra Jupiter. Det henvises til feltbeskrivelser i Vedlegg G-Vedlegg L (underavsnitt 5) for resultater fra øvrige lokaliteter.

Tabell 8: Mettet vannledningsevne [cm/time] beregnet fra jordprøve (pF-ring 100cm³) basert på måling av luftpermeabilitet, for jordprøver fra Jupiter. * betyr at bakken var fuktet (opptil en time) før forsøk.

Jordprøve (pF-sylinder)	Mettet vannledningsevne [cm/time]		
	10°C	15°C	20°C
Blokk A			
Før MPD *	0,0	0,0	0,1
Før MPD	12,0	13,7	15,6
Dyp	0,2	0,2	0,2
Blokk B			
Før MPD*	5,3	6,1	6,9
Før MPD	17,1	19,6	22,2
Dyp	0,7	0,8	0,9

Sprekker og f.eks. meitemark-ganger i jordprøvene vil gi høyt utslag på målt luftpermeabilitet. Dette vil kunne gi et unormalt høyt tall for beregning av mettet vannledningsevne. God porøsitet og porevolum vil også være faktorer som spiller inn ved måling av luftpermeabilitet. Vannledningsevnen øker som følge av temperaturøkning. Dette skyldes at viskositet og temperatur på vannet påvirker infiltrasjonsevnen positivt. Basert på vann- og lufttemperaturer i felt er det valgt å studere mettet vannledningsevne ved 15°C.

3.5 Sammenligning av metoder for måling av infiltrasjon

Der datene viste tegn til normalfordeling, ble paret t-test benyttet ($\alpha = 0,05$) for å undersøke om metodene er signifikant forskjellig fra hverandre. H_0 er at K_{sat} -verdiene for de to metodene ikke er signifikant forskjellige ($\mu_1 - \mu_2 = 0$).

MPD-målingene viser en log-normalfordeling, noe som også er studert fra tidligere MPD-forsøk på regnbed på Risvollan i Trondheim (Dalen, 2012; Bue, 2013). Forutsetningen for bruk av paret t-test er derfor ikke oppfylt. Det er studert 1:1 – plott, for å undersøke korrelasjonen mellom metodene MPD og DR. Mann-Whitney U-test ble utført ved sammenligning av metoder der dataene ikke var normalfordelte.

Metodene testes først med alle jordarter inkludert, med unntak av Deich der datasettene er ufullstendig, da ikke alle metodene kunne gjennomføres. Om metodene er statistisk signifikant forskjellige, kategoriseres dataene i hhv. finkornige og grovkornige jordarter (jfr. jordartstrekanten figur 40), og metodene testes igjen.

3.5.1 Overflatetester: MPD vs. Dobbelring

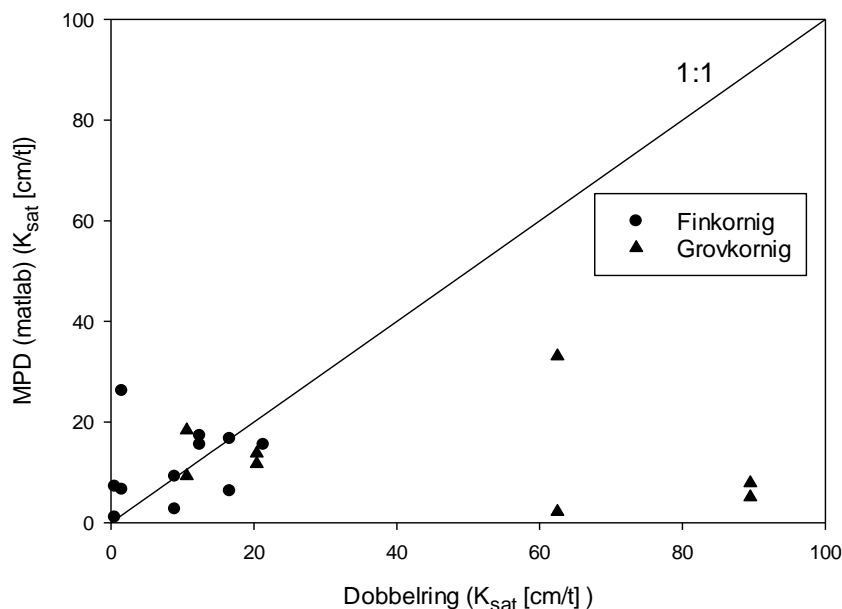
MPD (matlab) og Dobbelring

Korrelasjonsdiagrammet i Figur 44 viser at det er dårlig korrelering mellom metodene MPD (matlab) og Dobbelring, for grovkornige jordarter. Etter statistisk testing (Shapiro-Wilk – testen ($\alpha < 0,05$), Q-Q-plott og boksploott), viser dataene ikke tegn til normalfordeling, for alle jordarter inkludert.

Mann Whitney-testen viser at medianverdiene til de målte K_{sat} verdiene er signifikant forskjellig for metodene MPD (matlab) og Dobbeltring da $z = 1,4$ og p -verdi = 0,2. Det er ikke statistisk grunnlag nok til å hevde at metodene er ulike, og H_0 kan ikke forkastes. Av korrelasjonsplottet ser man at data fra de grovkornige jordartene viser stor spredning. Den store variasjonen er trolig årsaken til at testen ikke viste forskjell på metodene.

Metodene ble testet for signifikans for hhv. finkornige jordarter og grovkornige jordarter. Etter statistisk testing var dataene normalfordelt. Paret t-test viser at for finkornige jordarter, er metodene ikke statistisk signifikant forskjellig (p -verdi = 0,9). For grovkornige jordarter viser en paret t-test at metodene er signifikant forskjellig (p -verdi = 0,04).

Korrelasjonsdiagrammet (Figur 44), viser at MPD (matlab) underestimerer K_{sat} -verdier for grovkornige jordarter. For finkornige jordarter ligger punktene nærmere og omkring likevektslinjen 1:1. Dette forteller at MPD (matlab) og Dobbeltring viser mer like resultater for finkornige jordarter. Dette er i overensstemmelse med resultatene fra paret t-test.



Figur 44: Korrelasjonsdiagram for MPD (matlab) og Dobbeltring.

Forholdet (DR/ MPD (matlab)) er plottet mot MPD (matlab), og det er laget en lineær regresjonslinje for forholdstallet mellom metodene, for å finne en korreksjonsfaktor.

Der regresjonslinjen viser en lav R^2 -verdi ($< 0,4$), blir forholdstallet mellom målte K_{sat} -verdier benyttet. Både gjennomsnitt og median-korreksjonsverdier på de enkelte sammenligningstestene vurderes.

Regresjonslinje for forholdstallet (y) mellom Dobbeltring og MPD (matlab) (MPD_m) ble beregnet for både finkornige og grovkornige jordarter, slik som vist i Tabell 9.

Tabell 9: Regresjonslinje for forholdstallet (y) mellom Dobbelring og MPD (matlab) (MPD_m), beregnet for finkornige og grovkornige jordarter.

Jordart	Regresjonslinje for forholdstall	$MPD_m \in [\]$ [cm/time]	R^2	n
Finkornig	$y = -0,08 * MPD_m + 2,3$	[1,26]	0,3	12
Grovkornig	$y = -0,4 * MPD_m + 11,0$	[5,33]	0,4	8

Dette gir korreksjonsformelene:

Finkornige jordarter:

$$\text{Median: DR} = (1,0) * MPD_m, \text{ for } MPD_m \in [1,26] \quad [\text{cm/time}] \quad (20)$$

$$\text{Gj.snitt: DR} = (1,4) * MPD_m, \text{ for } MPD_m \in [1,26] \quad [\text{cm/time}] \quad (21)$$

Det vil anbefales å benytte medianverdien, da fordelingen ikke er normalfordelt.

Grovkornige jordarter:

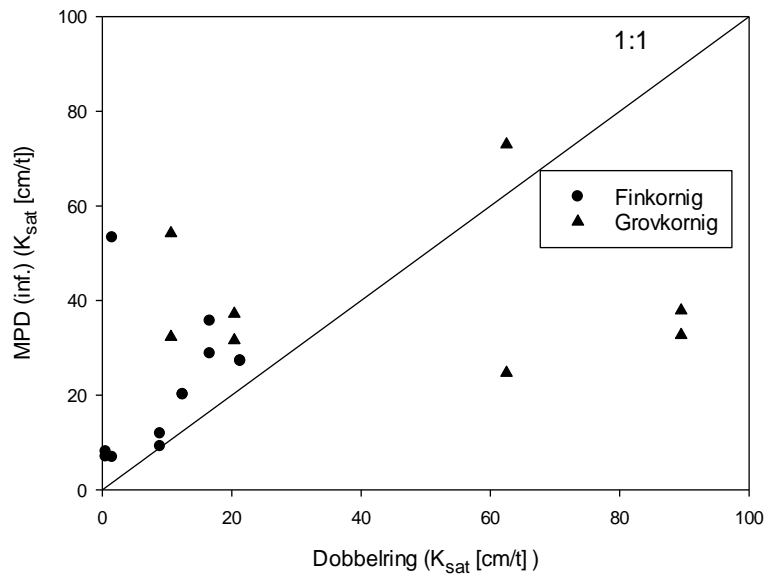
$$\text{DR} = (-0,4 * MPD_m + 11,0) * MPD_m, \text{ for } MPD_m \in [5,33] \quad [\text{cm/time}] \quad (22)$$

Det er større korrelasjon mellom metodene for finkornige jordarter, enn for grovkornige jordarter. Årsaken til dette kan skyldes at regresjonsligningen for grovkornige jordarter baseres på færre observasjoner, og i tillegg var det større spredning i datatene på grovkornig jord, noe en kan se ut ifra korrelasjonsplottet (Figur 44). Dette var spesielt tilfelle i Langmyr.

For finkornige jordarter er korreksjonsfaktoren 1,0 i median, noe som igjen underbygges fra t-testen og observasjoner fra korrelasjonsdiagrammet, som og tilsier at metodene er tilnærmet like på finkornige jordarter.

MPD (inf.) og Dobbelring

Etter statistisk testing er dataene ikke normalfordelt. Korrelasjonsdiagrammet for MPD (inf.) og Dobbelring (Figur 45), viser tegn til dårlig korrelering mellom metodene. Punktene ligger spredt, med lang avstand fra 1:1-linja.



Figur 45: Korrelasjonsdiagram for MPD (inf.) og Dobbelling.

Mann Whitney-testen viste at medianverdiene til de oppnådde K_{sat} -verdiene ikke er signifikant forskjellige for metodene MPD (inf) og Dobbelling da $z = -1,9$ og p - verdi = 0,1, for alle jordarter inkludert. Det er ikke statistisk grunnlag nok til å hevde at metodene er forskjellige. Av korrelasjonsplottet ser man at verdiene viser stor spredning fra likevektslinjen 1:1. Den store variasjonen er trolig årsaken til at testen ikke viste forskjell. Jo større variansen er, desto vanskeligere er det å få forkastning. Av 1:1 plottet ser man at de grove jordartene har større spredning enn de finkornige. Hvis man deler infiltrasjonstestene i fin- og grovkornige jordarter er datene normalfordelte etter statistisk testing. Paret t-test viser at for hhv. finkornige og grovkornige jordarter er metodene ikke statistisk signifikant forskjellig (p -verdi = 0,9 og p - verdi = 0,7).

Regresjonslinje for forholdstallet (y) mellom Dobbelling og MPD (inf.) (MPD_i) ble beregnet for både finkornige og grovkornige jordarter. Dette er vist i Tabell 10.

Tabell 10: Regresjonslinje for forholdstallet (y) mellom Dobbelling og MPD (inf.) (MPD_i).

Jordart	Regresjonslinje for forholdstall	$MPD_i \in []$ [cm/time]	R^2	n
Finkornig	$y = -0,002 * MPD_i + 0,5$	[7,53]	0,01	12
Grovkornig	$y = -0,03 * MPD_i + 2,3$	[25,73]	0,1	8

Dette gir korreksjonsformelene:

Finkornige jordarter:

$$\text{Median: DR} = (0,5) * MPD_i, \text{ for } MPD_i \in [7,53] \quad [\text{cm/time}] \quad (23)$$

$$\text{Gj.snitt: DR} = (0,6) * MPD_i, \text{ for } MPD_i \in [7,53] \quad [\text{cm/time}] \quad (24)$$

Det vil anbefales å benytte medianverdien, da MPD- fordelingen ikke er normalfordelt.

Grovkornige jordarter:

Median: $DR = (0,8) * MPD_i$, for $MPD_i \in [25,73]$ [cm/time] (25)

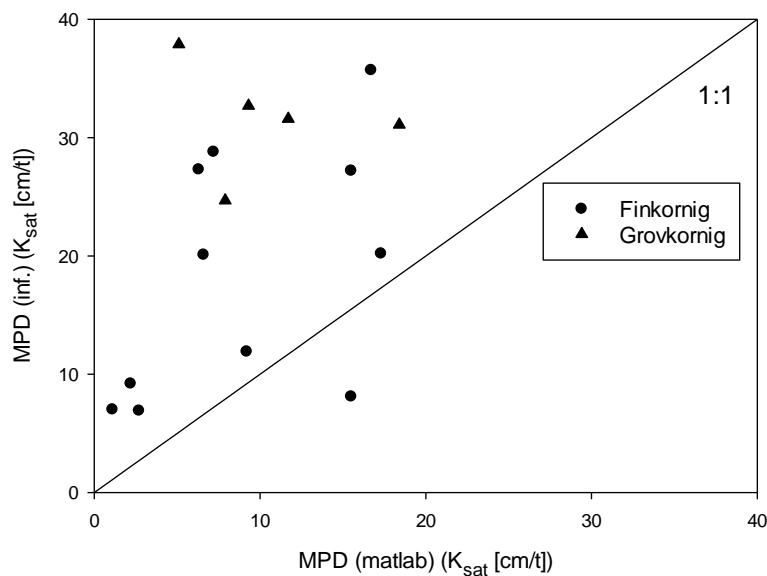
Gj.snitt: $DR = (1,3) * MPD_i$, for $MPD_i \in [25,73]$ [cm/time] (26)

Det vil anbefales å benytte medianverdien, da MPD-fordelingen ikke er normalfordelt.

MPD (inf.) vs MPD (matlab)

Etter statistisk testing er datene normalfordelt. Paret t-test viste at metodene er statistisk signifikant forskjellig (p-verdi = 0,001), for alle jordarter inkludert. For finkornige- og grovkornige jordarter er også datene normalfordelt. Paret t-test for hhv. finkornige og grovkornige jordarter, viste at metodene er statistisk signifikant forskjellig (p-verdi = 0,03 og p-verdi = 0,001).

Figur 46 viser korrelasjonen mellom de to metodene for å beregne K_{sat} fra MPD – forsøk. MPD (inf.) betyr at beregningene er basert på infiltrasjonsrate (Darcys lov), mens MPD (matlab) betyr at matlab-skript (Paus, 2016) er benyttet. Da alle punktene ligger over likevektslinjen, er det helt klart at MPD (inf.)



Figur 46: Korrelasjonsdiagram for MPD (inf.) og MPD (matlab). inf. betyr at beregningene er basert på infiltrasjonsrate (Darcys lov) og matlab betyr at matlab-skript (Paus, 2016) er benyttet.

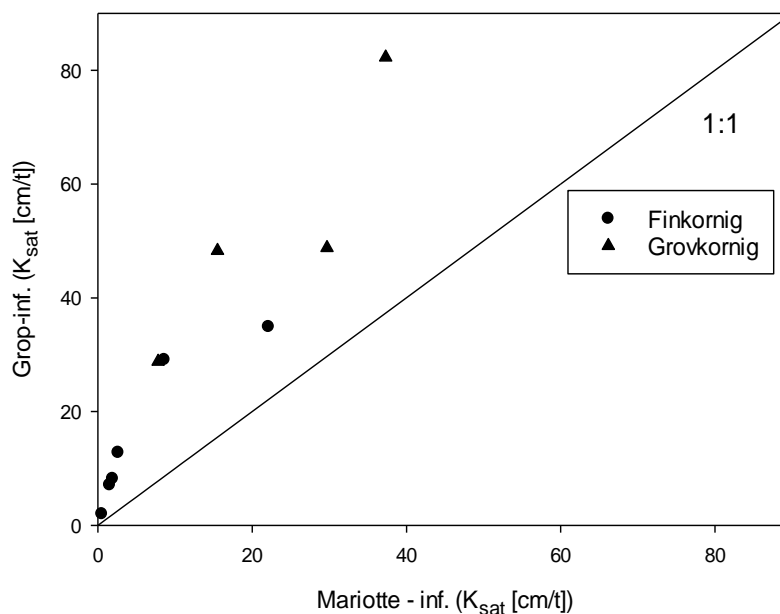
Korrelasjonsplottet (Figur 46) viser at resultatene at K_{sat} -verdiene overestimeres når infiltrasjonsratene benyttes (Darcys lov), i forhold til når Matlab-skriptet benyttes. Dette ses tydelig ved at alle punktene ligger over likevektslinjen. Det er dokumentert fra tidligere studier at enkeltring-infiltrometere overestimerer vertikale infiltrasjonsrater (Tricker, 1978; Bouwer, 1986), fordi også lateral strømming foregår. Matlab-skriptet for beregning av K_{sat} for MPD-forsøk, inkluderer MPD-ligningen der jordfuktigheten tas hensyn til, og den kompenserer for lateral strømming (Nesting, 2007).

Ved sammenligning av korreksjonsfaktorene for hhv. MPD (matlab) og MPD (inf.) mot DR for medianverdiene, gir dette korreksjonsfaktorene 1,0 og 0,5 på finkornige jordarter. På

grovkornige jordarter kan ikke regresjonslinjen for forholdstallet mellom DR/MPD (inf.) benyttes da R^2 - verdien er så lav. Sammenlignes derimot forholdet mellom de to metodene, er forholdet DR/MPD (inf) = 0,8 og DR/MPD (matlab) = 1,8, for medianverdiene for grovkornige jordarter. Man kan da stille spørsmål ved om det er verdt bryet med å måle jordfuktighet i felt, og benytte Matlab-script for beregning av K_{sat} , når MPD (inf.) er så mye enklere. Basert kun på forholds betraktning på grovkornige jordarter, ligger også MPD (inf.) nærmere DR i forhold til MPD (matlab). Da jordvarasjonen er så stor, vil K_{sat} -verdiene helt naturlig kunne flerdobles, selv på en avstand på 40 cm (Tabell 5). Det stilles derfor spørsmål ved hvorvidt korreksjonsfaktorene gjør opp for dette. MPD (inf.) kan trolig betraktes som en god nok metode for beregning av K_{sat} , sammenlignet med MPD (matlab). Ytterligere undersøkelser vil være interessant for å studere forholdet mellom de to metodene. Ved disse feltforsøkene stod MPD-forsøkene med 40 cm mellomrom, og forsøkene ble utført samtidig. Plasseringen av MPD-forsøkene kan ha minsket den laterale vannbevegelsen, som følge av fukting og vannmetning i jordprofilet på utsiden av de respektive forsøkene.

3.5.2 Tester i dypet: Grop-infiltrasjon vs. Mariotte-infiltrrometer

Infiltrasjonstester som ble gjennomført i dypet (50-60 cm), var «MPD i dypet», Mariotte-infiltrasjon og Grop-infiltrasjon. Ved flere av lokalitetene kunne ikke «MPD i dypet» gjennomføres, da steinholdig grunn gjorde dette vanskelig. Sammenligning av metodene Grop-infiltrasjon og Mariotte-infiltrasjon vil derfor vektlegges her, men resultater fra MPD-forsøk i dypet kan studeres i Tabell 6, underavsnitt 3.3.2.2.



Figur 47: Korrelasjonsdiagram for Mariotte-infiltrasjon og Grop-infiltrasjon. Datamateriale fra Deich er utelukket, da datasettet ikke var komplett. K_{sat} er mettet hydraulisk konduktivitet. Inf. = infiltrasjon.

Statistisk testing viste at dataene var normalfordelte. Paret t-test ($\alpha = 0,05$) viste at metodene er statistisk signifikant forskjellig (p-verdi = 0,003).

Metodene testes for signifikans for hhv. finkornige jordarter og grovkornige jordarter. Statistisk testing viste at datene var normalfordelte. Paret t-test viste at metodene er statistisk signifikant forskjellig (p-verdi = 0,02) for hhv. finkornige jordarter og grovkornige jordarter.

Figur 47 viser korrelasjonsdiagrammet for de to metodene Grop-infiltrasjon og Mariotte-infiltrasjon. Korrelasjonen er ikke 1:1, noe som ses tydelig ved at alle punktene ligger over likevekstslinjen. I praksis betyr dette at Grop-infiltrasjon beregner høyere verdier for K_{sat} , enn Mariotte – infiltrometer. En årsak til dette skyldes trolig at for Grop-infiltrasjon tas det ikke hensyn til tredimensjonal strømning ved utregning av mettet hydraulisk konduktivitet, noe formelen for Mariotte gjør (Henviser til de to formlene). Derfor overestimeres mettet hydraulisk konduktivitet for Grop-inf., og korreleringen mellom de to metodene er dårlig.

I Tabell 11 er regresjonslinjer for forholdstall vist mellom de to metodene Grop-infiltrasjon og Mariotte-infiltrometer.

Tabell 11: Regresjonslinje for forholdstallet (y) mellom Mariotte-inf. og Grop-infiltrasjons ble beregnet for både finkornige og grovkornige jordarter.

Jordart	Regresjonslinje for forholdstall	Grop ϵ [] [cm/time]	R ²	n
Finkornig	$y = 0,01 * \text{Grop} + 0,2$	[2,35]	0,6	4
Grovkornig	$y = 0,003 * \text{Grop} + 0,3$	[28,82]	0,2	4

Dette gir korreksjonsformlene;

Finkornige jordarter:

$$\text{Mariotte} = (0.003 * \text{Grop}) * \text{Grop}, \text{ for Grop} \in [1,26] \quad [\text{cm/time}] \quad (27)$$

Grovkornige jordarter:

$$\text{Gj.snitt: Mariotte} = (0,4 * \text{Grop}) * \text{Grop}, \text{ for Grop} \in [28,82] \quad [\text{cm/time}] \quad (28)$$

$$\text{Median: Mariotte} = (0,4 * \text{Grop}) * \text{Grop}, \text{ for Grop} \in [28,82] \quad [\text{cm/time}] \quad (29)$$

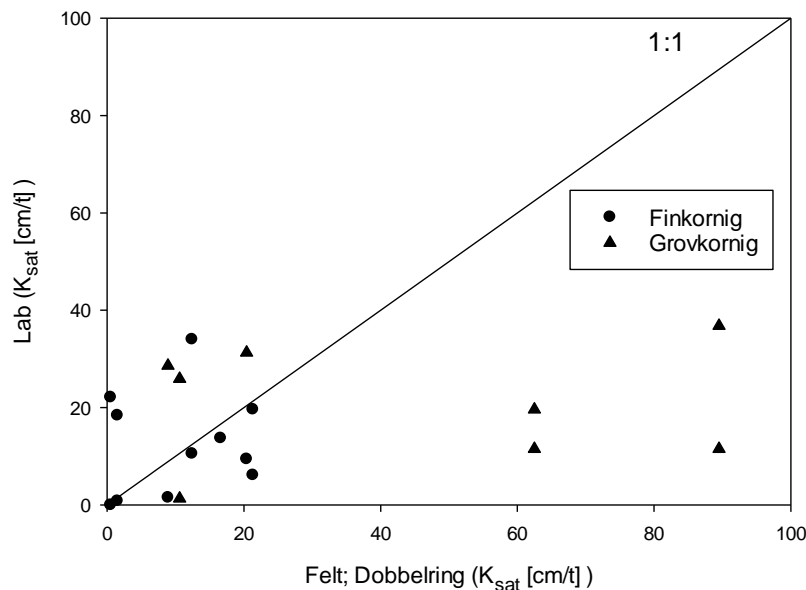
Gjennomsnittsverdien og medianverdien gir samme korreksjonsfaktor.

Flere gjentatte målinger kunne vært studert for å verifisere sikkerhetsfaktoren. Her er korreksjonsverdiene basert på 4 parede observasjoner. Et forslag til bedre sammenligning av metodene, vil være å benytte en formel for tredimensjonal strømning i Grop-infiltrasjon.

3.5.3 K_{sat} lab vs. K_{sat} felt

Figur 48 viser korrelasjonsplott for K_{sat} beregnet på lab fra luftpermeabilitetsmålinger, mot K_{sat} beregnet i felt med Dobbelring. Generelt kan man si at luftpermeabiliteten gir lavere K_{sat} -verdier i forhold til dobbelring.

Det er ingen god korrelasjon hverken for MPD eller Dobbelring, for luftpermeabilitetsmålingene. Grunnen til at de overestimerer, kan skyldes at noen av prøvene ikke var fylt helt opp til kanten. Leirjord kan ha sprukket litt opp når den tørket.



Figur 48: Korrelasjonsplott for K_{sat} lab mot K_{sat} felt (Dobbelring). På laboratoriet ble K_{sat} beregnet via måling av luftpermeabilitet.

Etter statistisk testing, viser dataene ikke tegn til normalfordeling, for alle jordarter inkludert.

Mann Whitney-testen viser at medianverdiene til de målte K_{sat} verdiene er signifikant forskjellig for metodene MPD (matlab) og Dobbeltring da $z = 0,9$ og p -verdi = $0,4$. Det er ikke statistisk grunnlag nok til å hevde at metodene er ulike.

Metodene ble testet for signifikans for hhv. finkornige jordarter og grovkornige jordarter. Etter statistisk testing var dataene normalfordelt. Paret t-test viser at for hhv. finkornige og grovkornige jordarter, er metodene ikke statistisk signifikant forskjellig (p -verdi = $0,3$ og p -verdi = $0,06$). Av korrelasjonsplottet kan man se at variasjonen er stor, spesielt for grovkornige jordarter. Dette kan være årsaken til at det ikke er grunnlag til å forkaste H_0 .

Metoden for å beregne K_{sat} fra luftpermeabilitet på lab, er vurdert mot infiltrasjonsmålinger i felt. Det kreves mye utstyr for å analysere pF-ringene på lab, og det vil ta flere døgn før resultatene er klare. Feltmetodene er derfor metoder som vil anbefales. Allikevel vil det kunne være interessant å undersøke muligheten for å måle luftpermeabilitet direkte fra jordprøver i felt.

Forutsetningene for bruk av Hazens metode er ikke oppfylt da jordvariasjonen er stor på urban jord. Resultater fra Gustafsons metode viser også store avvik fra målingene i felt. Derfor er disse resultatene ikke evaluert videre.

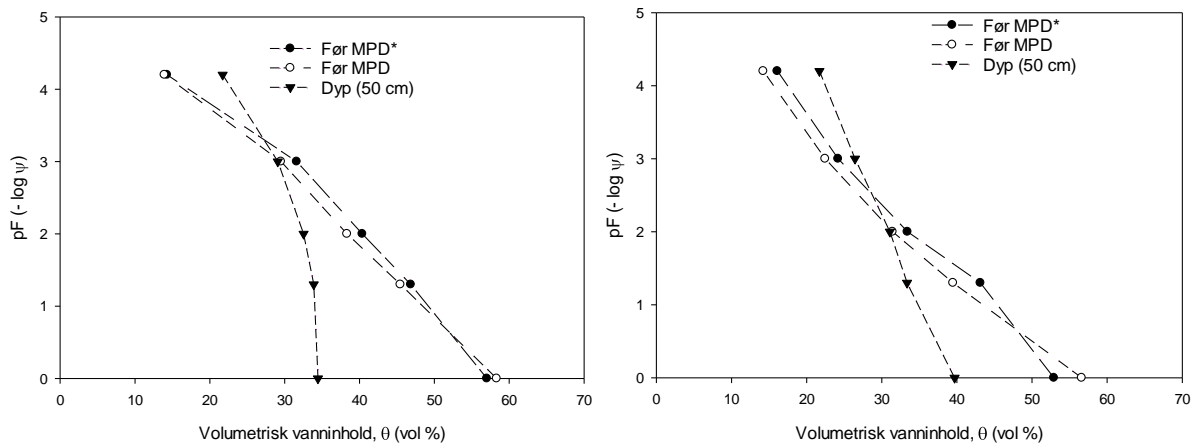
3.6 Analyse av jordfysiske egenskaper (på uforstyrrede jordprøver)

Jordfysiske egenskaper påvirker infiltrasjonsevnen. I dette avsnittet presenteres resultatene fra jordfysiske analyser, for jordprøver fra overflate og dyp (50-60 cm), der infiltrasjonsforsøk er gjennomført. Resultater av beregnet mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}) fra uforstyrrede jordprøver på laboratoriet, sammenlignes med resultater fra infiltrasjonsforsøk i felt.

3.6.1 Vannretensjonsanalyse (pF- analyse)

Resultatene fra pF-kurvene viser sammenhengen mellom de ulike jordartenes volumetriske vanninnhold og jordas matrikspotensiale (Figur 49). Ved bestemte undertrykk ψ , i forhold til atmosfærisk trykk (matrikspotensialer), tømmes jorda for en viss mengde (vol%) vann. Figur 49 viser pF-kurver fra jordprøver fra Jupiter. Det henvises til Vedlegg G-Vedlegg L for kurver fra øvrige lokaliteter. Jordprøvene er tatt ut før gjennomføring av forsøk med MPD-infiltrometeret, med ca. 40 cm avstand. Resultatene av pF-kurvenes karakteristikk, vil fortelle om forskjeller i jordegenskaper på denne avstanden (40 cm).

Figur 49 viser hvordan ulike jordprøver har kapasitet til å holde på ulik mengde vann. Der kurvene krysser x-aksen, er jordprøvene totalt vannmettet (pF -), og volumetrisk vanninnhold oppgis i vol%. Kurvene fra Jupiter, viser for både blokk A og B, at vanninnholdet ved metning er høyere i overflatejorden (53-58 vol%) enn i et dyp på 60 cm (35-40 vol%). Dette gir en indikasjon på at jorda i dypet dreneres raskere, og at egenskapene ved jorda gjør at den ikke kan holde på like mye vann. Dette kan skyldes mindre innhold av finstoff som leire. Leire holder bra på vannet, ved sine kohesjonsbindinger på overflaten. Kurvene støtter det at leire holder mer på vannet. Kurvene kan derfor fortelle at det er mer innhold av finstoff i overflaten, og at infiltrasjonsevnen dermed vil være begrensende i øvre lag.



Figur 49: pF-kurver fra Jupiter. Blokk A til venstre og blokk B til høyre.

Feltkapasitet (pF 2) betegnes jordas matrikspotensiale ved det største vanninnholdet en jordart kan hule på, under påvirkning av gravitasjon. Dette opptrer ved et undertrykk på 1 m v.s. (Grip og Rohde, 1985). Ved feltkapasitet skiller vanninnholdet i jordprøvene mellom overflate og dyp, på 5-10 vol%. Forskjellen ved blokk B er mindre enn i blokk A. Vannet blir vanskeligere tilgjengelig ettersom vanninnholdet avtar. Ved et nivå vil planterøttene, som utvikler et undertrykk for å suge opp vann til planten, ikke lenger klare å frigjøre noe vann fra jordmaterialet (pF 4,2). Prøvene i dypet inneholder høyere vol% vann ved pF 4,2 enn prøvene i overflaten. Kan dette skyldes at porerommene er større og at det ligger mer vann i disse?

Hvilken viktig informasjon kan man hente ut fra pF-kurvene?

Informasjonen man får ut av pF-kurvene er viktig for å kunne bruke resultatene til umettet sone modellering, selv om det ikke ble tid til å gjennomføre dette i denne oppgaven. Det vil være nyttig for å beregne hvor raskt jorda drenerer mellom regnhendelser. Vanninnholdet ved $pF < 2$ er det som kan drenere fritt. Det plantetilgjengelige vannet finnes mellom pF 2- 4,2.

Kurvene viser også at drenering av jordmaterialet tar til ved et mer eller mindre veldefinert punkt. Det undertrykknivået som må oppnås før tømning tar til kalles bobletrykket.

Fra pF-analysen er flere jordfysiske parametere beregnet (jordtetthet, porevolum, luftpermeabilitet, vannpermeabilitet) (Vedlegg G- Vedlegg H; underavsnitt 5). Dette er vanligvis anvendte parametere ved analytiske beregninger og modellering av umettet sone transport. Volumetrisk vanninnhold ved metning kan leses av fra pF-kurvene, og Van Genuchten – parametere kan også beregnes.

3.6.2 Vanninnhold og organisk materiale

Det ble analysert for vanninnhold i jordprøvene, da dette er nødvendig for beregning av K_{sat} for MPD-forsøkene med Matlab-skriptet (Vedlegg Q). Det henvises til Vedlegg G-L (underavsnitt 5) for resultater av vanninnhold i de forskjellige jordprøvene. Vanninnhold og innhold av organisk materiale har påvirkning på jordens infiltrasjonskapasitet (Pitt et al., 2002). Jordartene med høy leirprosent viser høyest vanninnhold ved uttak, i forhold til mer sandig jord (f.eks i Langmyr) der vannet dreneres raskere. Årsaken til dette er at leire har en større evne til å holde på vann enn sand (Nyborg og Olsen, 2014). Vanninnholdet i prøvene forteller om jordas potensial for infiltrasjon, og hvor mye vann som kan lagres i jorda. Dette vil være viktig ved vurdering av de ulike jordartenes kapasitet til å lagre vann og håndtere større nedbørshendelser. Vanninnholdet i jordprøvene fra leirholdig jord er høyere enn for mer grovkornige jordarter.

Innholdet av organisk materiale er ganske likt for alle jordprøver i overflaten (4 – 7 %), med unntak av byggegrunnen i Deich. Innhold av organisk materiale er høyt, og kan skyldes at en del av toppsjiktet ble inkludert i jordprøvene fra overflaten. Da det er tilnærmet like mye organisk innhold i jordprøvene, er det vanskelig å si noe om hvordan innholdet av organisk materiale har påvirket den hydrauliske ledningsevnen i forsøkene. Det henvises til Vedlegg G-L (underavsnitt 1) for oversikt over innhold av organisk materiale – glødetap i jordprøvene. Dersom jorden har et høyt vanninnhold, kan høyt innhold av organisk karbon redusere komprimeringen av jorden. Dette gjelder særlig for jord karakterisert som leire eller siltig leire (Nawaz e al., 2013).

Det er foretatt en sensitivitetsanalyse av MPD-forsøkene for å studere hvordan resultater av beregnet K_{sat} endres med varierende vanninnhold i jorden. Dette studeres i avsnitt 3.7.

3.7 Sensitivitetsanalyse av jordfuktighet

Det er foretatt en sensitivitetsanalyse av jordfuktighet, for å undersøke hvor store utslag feil i målt jordfuktighet kan ha på beregnet K_{sat} -verdi i Matlabskriptet (Vedlegg Q). Det kan være

snakk om en feilvurdering av jordfuktigheten i felt, når MPD-målingen gjøres. Resultatene av sensitivitetsanalysen er presentert i Vedlegg G-L (underavsnitt 9).

Sensitivitetsanalysen baserer seg på endringer (+/- 20%) i følgende tre alternativer;

1) *endring før og etter*, 2) *endring før*, 3) *endring etter*.

Resultatene gir en indikasjon på at det som påvirker beregnet verdi for K_{sat} i Matlab-skriptet, er differansen i jordfuktighet før og etter et gjennomført forsøk.

Resultatene viser at når differansen mellom jordfukt før og etter blir større (alternativ 2 og 3; *endring før eller etter*), gir dette størst utslag i endringer for K_{sat} -verdier for alle jordarter og lokaliteter. Generelt er endringene negative, slik at K_{sat} -verdiene minker. Størrelsen på endringene varierer mellom forsøkene innad på hvert felt, og lokalitetene imellom. Med Jupiter som eksempel var endringene negative (- 86,3% - 7,0%). Alternativ 2 og 3 (*endring før; endring etter*) gir tilnærmet samme endret differanse i jordfukt før og etter, og resultatene viser at for de fleste lokaliteter gir dette tilnærmet like store utslag i K_{sat} -verdier. Endringen vil ikke være større enn den naturlige endringen i jordvariabilitet som finnes.

Ved vurdering av infiltrasjonsevne for planlegging av LOD-tiltak, er det viktig at ikke infiltrasjonsevnen overestimeres. Endringer i jordfuktverider (alt. 2 og 3), gir generelt lavere K_{sat} -verdier. Dette er bra for å unngå en overestimering av infiltrasjonsevnen.

Resultater med tilnærmet uendret differanse i jordfukt før og etter forsøk (alt. 1; *endring både før og etter*) gir generelt små utslag fra referanse- K_{sat} (ingen endring i jordfukt). Dette gjelder for endringer både med økning og minking i jordfukt (+/- 20%).

Sensitivitetsanalysene studert for alle jordarter og lokaliteter, viser at de største endringene i K_{sat} -verdier er 218 % til -86 %. Prosentendringene kan høres mye ut, men sett i forhold til de store variasjonene i K_{sat} -verdier innad på en jordart, er dette endringer som er realistiske sammenlignet med naturlig jordvariasjon. En dobling i K_{sat} innad på et mindre område er helt normalt (Tabell 5). Prosentene blir små og hviskes bort av jordvariasjon når infiltrasjonsevnen skal evalueres, og tiltak for LOD skal planlegges.

3.8 Skjønnsmessige verdier for jordfuktighet

Det er forsøkt å studere hvorvidt Modified Phillip-Dunne-infiltrometeret (MPD) kan forenkles som metode, ved å ikke måle jordfuktighet før og etter gjennomført forsøk. Tabell 12 viser *skjønnsmessige* verdier for jordfuktighet på hhv. tørr, fuktig og våt jord. Verdiene er forsøkt tilpasset til målte jordfuktighetsverdier på ulike jordarter i felt, og samtidig baserer de seg på felterfaringer fra Trond Børresen (professor i jordfag, NMBU). Endringen i jordfukt før og etter gjennomført forsøk er valgt ut i fra de endringene som ble observert fra feltmålingene. De generelle jordfuktighetsverdiene er benyttet i Matlab-skriptet (Vedlegg Q) og kombinert med målte infiltrasjonsdata.

Tabell 12: Skjønsmessige verdier for jordfuktighet som kan benyttes i Matlab-skriptet for utregning av K_{sat} (Vedlegg Q) (Paus, 2016).

Jordart		Jordfuktighet før [vol %]	Jordfuktighet etter [vol %]
Sand	Tørr	8	18
	Fuktig	20	22
	Våt	23	24
Silt	Tørr	10	40
	Fuktig	42	44
	Våt	45	48
Lettleire	Tørr	12	30
	Fuktig	35	39
	Våt	40	43
Stiv leire	Tørr	25	36
	Fuktig	40	44
	Våt	45	48

Hvert infiltrasjonsforsøk i felt er gjennomført på en bestemt jordart. I denne analysen er K_{sat} for infiltrasjonsforsøket beregnet for alle jordarter, og for alle grader av jordfuktighet (tørr, fuktig, våt), for å studere evt. endringer i resultatet for beregnet K_{sat} , ved feil klassifisering av jordart. Inndelingen tørr, fuktig og våt refererer til hvordan jorda kjennes ut når man tar på den, eller setter seg på den.

Resultater av K_{sat} – verdier beregnet fra Matlab-skriptet med målte jordfuktighetsverdier fra felt, betegnes «referanse- K_{sat} ». K_{sat} verdier beregnet med skjønsmessige vurderinger av jordfuktighet, sammenlignes med referanseverdiene. Det er regnet ut avvik fra referanseverdien ved bruk av de skjønsmessige jordfuktighetsverdiene. Det henvises til vedlegg T for detaljerte resultater. Ved bruk av de skjønsmessige verdiene for jordfuktighet, er avviket fra referanseverdiene fra -96% til 217%, ved generell betraktning av alle jordartene under ett. Prosentavvikene er altså ikke større enn den naturlige variasjonen i K_{sat} -verdier som er observert i felt (Tabell 3). Dette tilsier at de skjønsmessige verdiene for jordfuktighet mulig kan benyttes i Matlab-skriptet som et alternativ til å måle jordfuktighet i felt. Dette vil lette arbeidet i felt ved gjennomføring av infiltrasjonsforsøk med MPD-infiltrimeteret.

3.9 Dimensjonerende regn for trinn 1 i 3-trinnstrategien / Vurdering av dimensjoneringskriterier

Ved planlegging av tiltak for LOD-løsninger, er det utfordrende å vite hvilket dimensjoneringsgrunnlag som skal benyttes, da klimaendringer medfører endringer i nedbørens hyppighet, intensitet og gjentakintervall (Lindhold et al., 2008). Målingene av infiltrasjonshastighet på lokal tomt kan fortelle mer enn «bare» mettet hydraulisk ledningsevne. Infiltrasjonskurvene kan studeres i sammenheng med data for IVF-kurver fra nærmeste værstasjon. Dette kan benyttes til å studere jordas kapasitet til å håndtere nedbør ved ulike intensiteter og varigheter. Infiltrasjonskurvene kan også benyttes til å vurdere hvor store vannmengder ulike jordarter kan lagre. Figur 50-Figur 55 viser sammenhengen mellom

infiltrasjonskurvene og ulike intensiteter og varighet på forskjellige kasseregn. Da første trinn i 3-trinnsstrategien skal infiltrere nedbør opptil 20 mm (per døgn på sommerstid) (Lindholm et al., 2008), er det valgt å benytte kasseregn på nedbør ved 20 mm, med ulike varigheter og intensiteter. Hvert «trappetrinn» i de ulike grafene tilsvarer et regnvolum på 20 mm, og intensitet og varighet kan leses av grafisk.

I 3.2 ble det presentert værdata og initialforhold som lufttemperatur, akkumulert nedbør de siste 5 dager før forsøket, værforhold under forsøket og jordfuktighet (grovt estimat). For detaljerte jordfuktighetsmålinger vises det til feltbeskrivelsene (Vedlegg G-Vedlegg L, underavsnitt 9). Startpunktet for jordfuktighet varierer mellom de ulike stedene, men generelt kan man si at jorda var tørr – moderat fuktig. Det er tatt utgangspunkt i målinger på jord med et gitt vanninnhold ved start.

Det er valgt å studere en regnhendelse på 20 mm, med forskjellig varighet og intensitet, ved forskjellige gjentaksintervall. Valg av hendelse baserer seg på forslag i Lindholm et.al. (2008) der Trinn 1 skal kunne infiltrere og fange ca. 20 mm. Varigheten på hendelsen er ikke gitt, og det er derfor interessant å teste «systemet» for forskjellige typer nedbørintensiteter og gjentaksintervall, og studere utfallet av dette. De ulike intensitetene er studert opp mot data fra IVF-kurvene for Blindern i Oslo i perioden 1968 – 2015.

Tabell 13 viser ulike nedbørintensiteter for 20 mm regn. Tabell 14 viser nedbørintensiteter fra IVF-kurver for Blindern målestasjon.

Intensitet-varighet-frekvens-data fra Blindern Målestasjon.

Tabell 13: Ulike nedbørintensiteter for **20 mm** regn, med forskjellig varighet.

Varighet [min]	Intensitet [mm/min]
3	6,7
4	5,0
5	4,0
10	2,0
15	1,3
20	1,0
30	0,7
40	0,5
50	0,4
60	0,3
90	0,2
120	0,2
180	0,1
1440 (1 døgn)	0,01

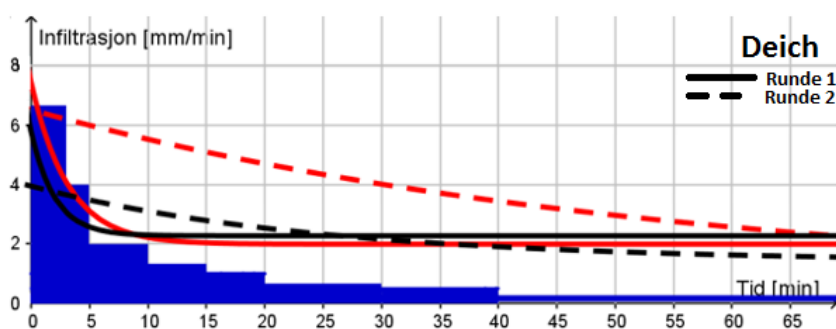
De ulike nedbørintensitetene i Tabell 13 kan sammenlignes opp mot data fra IVF-kurver for Blindern i Oslo fra perioden 1968 – 2015, for ulike gjentaksintervall, slik som vist i Tabell 14.

Tabell 14: Nedbørintensiteter fra IVF-kurver for Blindern i Oslo i perioden 1968 – 2015, med ulike gjentakintervall og varighet på et 20 mm regn.

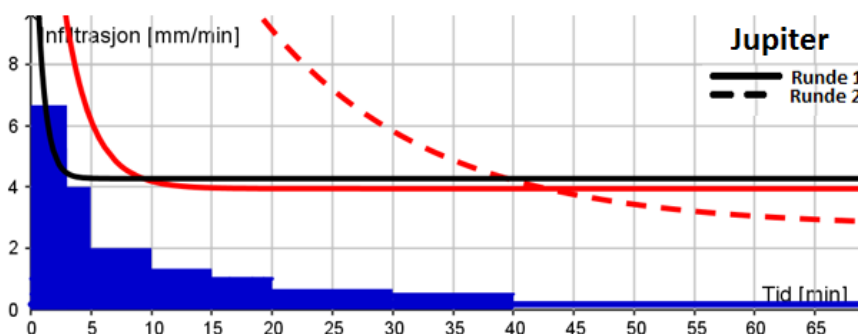
Gjentaksintervall [år] Oslo (Blindern)	Varighet (inntil 20 mm inntreffer) [min]	Intensitet [mm/min]
2	120	0,2
5	30	0,7
10	20	1,0
20	16	1,3
25	15	1,3
50**	12	1,7
100**	11	1,8
200**	9	2,2

** Alle måleserier for korttidsnedbør er korte for gjentakintervall på 50 år og lengre. Estimert med slike returperioder må derfor benyttes med forsiktighet (Meteorologisk institutt, 2016).

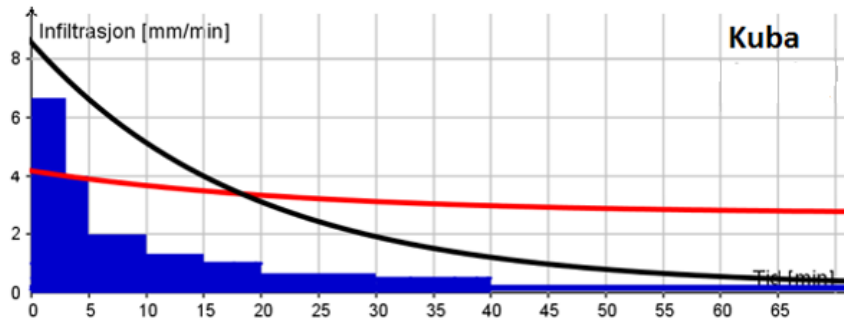
Regresjonslinjer [mm/min] med tilhørende R^2 -verdi for infiltrasjonsforsøk med dobbelring – infiltrometer, vises i Vedlegg U. Regresjonslinjene for infiltrasjonsforsøk med dobbelring, er presentert grafisk i Figur 50-Figur 55.



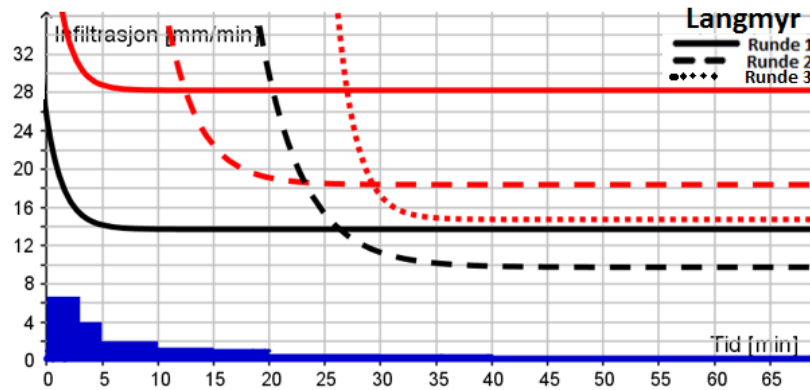
Figur 50: Infiltrasjonsrater [mm/min] målt med dobbelring. Blokk A = rød, og blokk B = svart. Nedbørintensiteter med forskjellig varighet for 20 mm regn, vises i blått. Hvert trappetrinn tilsvarende en bestemt nedbørintensitet og et regn på 20 mm. Kapasitet_A og B: 200 års regn med 9 min varighet.



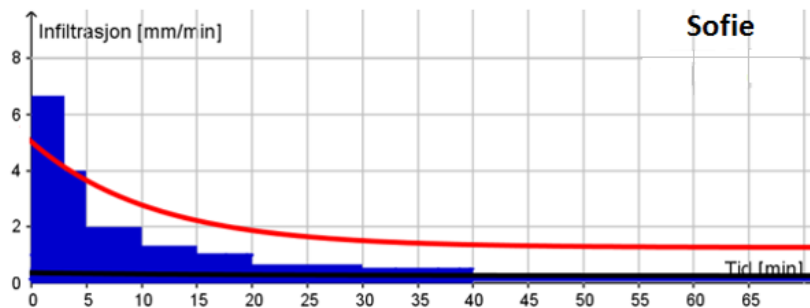
Figur 51: Kapasitet_A og B: 200 års regn med 5 min varighet.



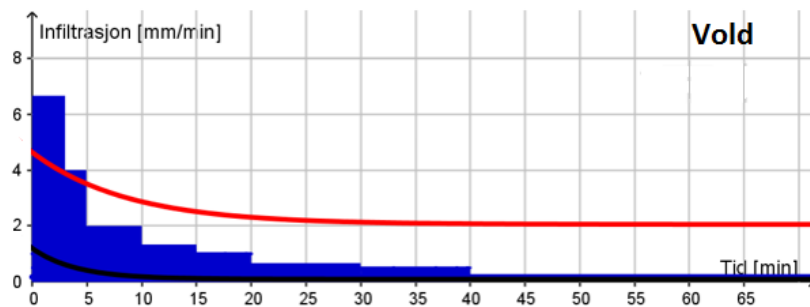
Figur 52: Kapasitet_A og B: 200 års regn med 5 min varighet.



Figur 53: NB! Legg merke til at y-aksen er i annen størrelsesorden enn for de andre lokalitetene. Kapasitet_A og B: Alle regn.



Figur 54: Kapasitet_A: 200 års regn med 9 min varighet. Kapasitet_B: 2 års regn med 120 min varighet.



Figur 55: Kapasitet_A: 200 års regn med 9 min varighet. Kapasitet_B: 20 mm på 1 døgn (1440 min).

Figur 50-Figur 55 viser at de studerte jordartene har god infiltrasjonskapasitet til å håndtere nedbør, og generere overvann, til tross for at jordartene klassifiseres i infiltrasjonsklasse 1 (lav

hydraulisk ledningsevne) (jfr. Figur 43 og Figur P.4.1. (Vedlegg P) (infiltrasjonsdiagram)). Nesten alle jordarter kan håndtere et 200-års regn på 9 min (med unntak av siltig mellomleire, Vold_blokk B og lettleire, Sofie_blokk B). Basert på resultatene fra kurvene, viser flere av jordartene også kapasitet til å håndtere kraftigere og mer intense nedbørhendelser. Det er riktignok viktig å merke seg at kurvene for målt infiltrasjonsevne er regresjonslinjer med varierende R-verdier (Vedlegg U). «In situ» vil variasjoner i infiltrasjonsevne forekomme, og infiltrasjonsevnen vil avhenge av årstid og initialforhold. Det er her studert jordprøver med initialforhold beskrevet i avsnitt 3.1.2, Tabell 1. Generelt er infiltrasjonsevnen studert under gode betingelser for infiltrasjon, midt på sommeren, og med tørr – moderat jordfuktighet.

En svakhet ved analysen er at det ikke er tatt høyde for et evt. klimapåslag på en faktor på 1,38 i betraktninger av nedbørshendelser (200-års hendelsen) (NOU 2015:16; Hanssen-Bauer m.fl., 2015). Dette vil være en realistisk betraktning med tanke på vurdering av ulike jordarters kapasitet i årene fremover. Analysen gir likevel en indikasjon på at Lindholms m.fl. (2008) forslag om 20 mm. i Trinn 1 er innen rekkevidde.

3.10 Drøfting av metoder for måling av infiltrasjon

3.10.1 Fordeler og ulemper ved ulike metoder for å måle infiltrasjon

Fordeler og ulemper ved ulike metoder for å måle infiltrasjon på lokal tomt, er vist i Tabell 15.

Tabell 15: Fordeler og ulemper ved ulike metoder for å måle infiltrasjon

Metode	Fordeler	Ulemper
NGUs løsmassekart og kart over infiltrasjonsevne (Fig. 8 og Vedlegg B)	Gir et innblikk i hvilke løsmasser som <u>kan</u> forventes å finne på området. Kan gi forventninger til hva infiltrasjonsevnen vil være.	Løsmassekartet er ikke kartlagt i detalj, da tette flater i by vanskeliggjør dette arbeidet. Kartet kan ikke benyttes til å vurdere løsmasser på et detaljert nivå (lokal tomt). -Infiltrasjonsevne-kartet baseres på løsmassekartet. Baserer seg på overflateobservasjoner og ikke dybdeinformasjon, og gir derfor mangelfull informasjon for å vurdere infiltrasjonsevne på lokal tomt
Skjønnsmessig bedømmelse av jordart i felt	-Enkel metode for å bedømme jordart i felt -Billig metode som ikke krever ventetid på analyser	-Infiltrasjonsevnen kan overestimeres ved vurdering av en jordart som grovkornet, og antagelse om god infiltrasjonsevne

		-Det er store variasjoner i infiltrasjonsevne innad i hver jordart.
Elektrisk resisitivitet tomografi (ERT)	Gir et romlig bilde av variasjoner av jordfysiske egenskaper og variasjon i infiltrasjonskapasitet	-Dyrt utstyr -Krever en fagkyndig person for å bearbeide resultatene -Tungt utstyr å dra med seg ut i felt
Infiltrasjonsforsøk i felt	-Rask og enkel metode (MPD) -Krever lite utstyr -Reel måling i felt på lokal tomt	Ulike metoder beregner K_{sat} -verdier på forskjellig grunnlag, noe som kan gi overestimering /underestimering av faktisk infiltrasjonsevne. Tid til feltarbeid må påregnes.
Kornfordelingsanalyse (forstyrret prøve) (Hazen- og Gustafsons metode)	Gir informasjon om jordart på lokal tomt. Dette kan relateres til litteraturverdier for hva som kan forventes av infiltrasjonsevne	-Tar ikke hensyn til porevolumet (uforstyrret prøve) -Forutsetningene for bruk er ikke tilstede på dårlig sortert jord (typisk urban jord)
Beregning fra luftpermeabilitet på lab (uforstyrret prøve)	-Lett og raskt å ta ut prøver i felt -Uttak av flere prøver kan gjennom analyse gi en god representasjon av variabiliteten på tomta.	-Analysen på lab tar tid (flere uker) og krever spesialisert utstyr. -Infiltrasjonseven overestimeres/underestimeres fra målinger i felt.

3.10.2 Fordeler og ulemper ved ulike feltmetoder

Det er foretatt en skjønnsmessig bedømmelse av metodenes styrker og svakheter (fordeler og ulemper) i felt, der metodene er vurdert relativt i forhold til hverandre (Tabell 16). Grunnlaget for disse sammenligningene baserer seg på forfatters egne erfaringer fra feltarbeidet.

Tabell 16: Fordeler og ulemper ved de ulike metodene, ut i fra en relativ skjønnsmessig bedømmelse fra felterfaringer.

Tegnforklaring	MPD	Dobbelring	Grop-infiltrasjon	Mariotte-infiltrrometer	MPD i dypet
	Ja				
	Middels				
	Nei				
Enkel å gjennomføre**	Ja	Ja	Middels	Middels	Middels
Rask gjennomføring av forsøk	Ja	Middels	Nei	Nei	Nei
Lite forbruk av vann	Ja	Middels	Nei	Nei	Ja
Tilgjengelig utstyr	Middels	Middels	Ja	Middels	Middels
Lite utstyr	Ja	Middels	Ja	Nei	Ja
Parallell gjennomføring mulig	Ja	Middels	Nei	Nei	Nei
Egnet på steinholdig grunn	Nei	Ja	Middels	Nei	Nei
Beregning K_{sat}	Middels	Ja	Ja	Middels	Ja

**Enkel å gjennomføre = få personer involvert og enkel fremgangsmåte.

MPD-infiltrrometeret har mange fordeler som metode for å måle infiltrasjonsevnen i felt, og det er denne metoden som kommer best ut, ut i fra vurderingene fra Tabell 16. Årsaken til dette er at MPD er en metode som krever lite og lett utstyr. I tillegg er vannmengden som behøves for et forsøk relativt liten (10 L-bøtte), sammenlignet med de andre metodene. Det er mulig å foreta parallelle gjennomføringer av forsøk med MPD-infiltrrometeret, slik at man får en større spredning på areal for måling av infiltrasjonsevne. Gjennomføringen av forsøkene er rask, da det kreves lite tid for opp- og nedrigging av forsøksoppsett. Beregning av K_{sat} er også enkel. MPD-røret (rør av plexiglass med målebånd på utsiden) kan bestilles fra lokale produsenter. Ulempen med MPD-metoden er at den ikke er egnet på byggegrunn eller annen steinholdig grunn, da MPD-røret slår sprekker dersom det treffer på stein.

Dobbelring har mange av de samme fordelaktige egenskapene som MPD-infiltrrometer; metoden er enkel både i fremgangsmåte og ved beregning av K_{sat} . I tillegg er utstyret mer robust, og egner seg til forsøk på byggegrunn, i motsetning til MPD-metoden. Forutsetningen for at dobbelring kan benyttes på byggegrunn eller annen steinholdig grunn, er at evt. annen

jord benyttes for å tette ringene fra utsiden, slik at vannlekkasje ikke oppstår. Når det gjelder tid for gjennomføring og rigging av forsøk i felt, er dobbelring hakket mer tungvint enn MPD. Dette skyldes at utstyret er tyngre å frakte, og det trengs betydelig større mengder vann til gjennomføring av forsøk, da ytterringen skal holdes mettet med vann. I tillegg er arealet av dobbelring-infiltrometeret større enn MPD-infiltrometeret (ca. 11 ganger større) slik at større vannmengder forbrukes. Til dette må det beregnes tid til påfylling av vann under forsøket (evt. fra vannkran i nærheten eller vandunker), noe som gjør det utfordrende og mer ressurskrevende å gjennomføre flere forsøk samtidig.

Grop-infiltrasjon er en metode som baserer seg på en enkel fremgangsmåte og som benytter lite og lett tilgjengelig utstyr. Beregning av K_{sat} -verdi er også enkel. En vesentlig ulempe ved denne metoden (likeså ved Mariotte-infiltrasjon, se under) er at man ikke får vurdert muligheten tomte har til å holde vann infiltrert fra overflaten, fordi man måler i dypere jordlag (50-60 cm). Metoden vil derfor være lite egnet ved planlegging av tiltak der overflaten skal benyttes til infiltrasjon/retensjon av overvann (f.eks. frakobling av taknedløp). Andre ulemper ved metoden er riktignok tiden det tar å grave infiltrasjons-gropen (særlig på steinholdig grunn), og at det kreves mye vann for gjennomføring av forsøk. Dette gjør at metoden ikke egner seg for å gjennomføre flere forsøk parallelt.

Mariotte-infiltrometeret: Mariotte-infiltrometeret tar hensyn til en tredimensjonal strømning av vann, både vertikalt og lateralt (formel 6). Ulempene ved Mariotte-metoden er at det trengs en del utstyr for gjennomføring, og det tar tid å rigge opp forsøket, der graving av infiltrasjons-grop er mest tidkrevende, dersom dette må gjøres manuelt. Mariotte-infiltrometeret egner seg kun på jordarter der hydraulisk ledningsevne ikke er for lav (stiv leire) eller for høy (byggegrunn), da det er vanskelig å registrere vannivå-forskjeller i infiltrometeret ved hhv. for lav eller for høy hastighet.

«MPD i dypet» har liknende fordeler som MPD, da fremgangsmåten for gjennomføring er enkel, vannmengden som trengs er relativt liten, og utstyret er lett å frakte. Beregninger av K_{sat} er relativt enkel. Ulempen med «MPD i dypet» er tiden det tar å grave ut en infiltrasjons-grop, noe som gjør gjennomføringen av forsøket lite effektiv, og følgelig parallele forsøk lite egnet. «MPD i dypet» er heller ikke egnet på steinholdig grunn.

Hva er en «god nok» metode?

Resultatene fra ERT-undersøkelsen viser at jordvariasjonen er stor på urban jord (Figur 35). Til tross for at blokkene ble plassert under forutsetning av at massene skulle være mest mulig homogene, viste infiltrasjonsforsøkene stor grad av variasjon, selv i en avstand på 40 cm mellom to MPD-forsøk (Tabell 5). MPD-forsøkene viser en flerdobling i målte K_{sat} -verdier på samme jordart. Oppsettet for forsøket gjennomført på overflatejord (Figur 23) viser hvordan dobbelring-infiltrometeret er plassert mellom de to MPD-rørene. Det kan måles ulike K_{sat} -verdier utenfor og innenfor ringene (Tabell 5). Om K_{sat} -verdien er dobbelt så stor, er ikke det så farlig. Dette er ikke mye med tanke på hvor stor variasjon det er i jorda. Hva er «god nok» for måling av K_{sat} og vurdering av infiltrasjonsevne på en eiendom vil derfor være et vesentlig poeng for bruken av utstyret og hvilke konsekvenser målingene gir.

Et aspekt ved de to metodene MPD og Dobbelling som gjør de forskjellige, er størrelsen på arealet de måler på. Dobbelling-infiltrometeret er vesentlig større (drøyt 11 ganger større areal

på indre ring enn for MPD). Jo større areal man måler på, desto bedre representasjon av den faktiske jorda har man. Tatt dette i betraktning har Dobbelring en fordel ved at den måler på et større areal enn MPD, pga sine større ringer. Dobbelring krever riktignok mer arbeidsinnsats for gjennomføring (opprigging av mer utstyr og større mengder vann). Skal infiltrasjonsevnen bestemmes på lokal tomt vil det være nyttig å gjennomføre flere målinger på forskjellige steder på tomten, for å få et mer helhetlig bilde av infiltrasjonsevnen. MPD viser seg å være en egnet feltmetode til dette formålet. Ved vurdering av infiltrasjonsevne på lokal tomt vil gjennomføring av flere målinger være fordelaktig for å avdekke variabiliteten, enn en enkel og nøyaktig måling.

4. Konklusjon

4.1 Hypoteser og forskningsspørsmål

H01: $K_{\text{sat MPD}} \approx K_{\text{sat Dobbelling}}$

MPD-infiltrometeret viser seg forskjellig som metode fra Dobbelling (DR), for å beregne mettet hydraulisk konduktivitet (K_{sat}).

I denne undersøkelsen har MPD underestimert infiltrasjonskapasiteten for grovkornige jordarter (sand, grus) og overestimert infiltrasjonskapasiteten for finkornige jordarter (leire, silt), i forhold til dobbelling. Trolig gir DR metoden en nøyaktigere («sannheten») infiltrasjonsmåling enn MDP. Ved bruk av MPD-infiltrometeret bør det derfor brukes korreksjonsfaktorer avhengig av kornstørrelse;

Finkornige jordarter

$$DR = (1,0) * MPD_m, \text{ for } MPD_m \in [1,26] \quad [\text{cm/time}] \quad (20)$$

$$DR = (0,5) * MPD_i, \text{ for } MPD_i \in [7,53] \quad [\text{cm/time}] \quad (23)$$

Grovkornige jordarter:

$$DR = (-0,4 * MPD_m + 11,0) * MPD_m, \text{ for } MPD_m \in [5,33] \quad [\text{cm/time}] \quad (22)$$

$$DR = (0,8) * MPD_i, \text{ for } MPD_i \in [25,73] \quad [\text{cm/time}] \quad (25)$$

H02: $K_{\text{sat Grop-infiltrasjon}} \approx K_{\text{sat Mariotte}}$

Grop-infiltrasjon overestimerer infiltrasjonskapasiteten, i forhold til Mariotte-infiltrometeret. En korreksjonsfaktor kan benyttes som sikkerhetsmargin ved antagelse om at Mariotte-inf. gir det beste estimatet;

Finkornige jordarter:

$$\text{Mariotte} = (0,003 * \text{Grop}) * \text{Grop}, \text{ for } \text{Grop} \in [1,26] \quad [\text{cm/time}] \quad (27)$$

Grovkornige jordarter:

$$\text{Mariotte} = (0,4 * \text{Grop}) * \text{Grop}, \text{ for } \text{Grop} \in [28,82] \quad [\text{cm/time}] \quad (28)$$

$$\text{Median: Mariotte} = (0,4 * \text{Grop}) * \text{Grop}, \text{ for } \text{Grop} \in [28,82] \quad [\text{cm/time}] \quad (29)$$

Gjennomsnittsverdien og medianverdien gir samme korreksjonsfaktor.

H03: $K_{\text{sat lab}} \approx K_{\text{sat felt}}$

Lab-metodene viser seg forskjellig fra felt-metodene, for beregning av mettet hydraulisk ledningsevne. Generelt ligger verdiene for beregnet K_{sat} fra luftpermeabilitet, lavere enn målingene felt.

4.2 Praktiske konsekvenser

Elektrisk resisitivitet tomografi (ERT) avdekket store variasjoner i jordfysiske egenskaper på urban jord i by, jfr. figur 34. Jorda er preget av stor variasjon i byen, der masser er omarbeidet og fylt på. ERT-profilene gir viktig informasjon om behovet for å gjennomføre flere infiltrasjonsmålinger på en tomt for å få et godt bilde av infiltrasjonsevnen. Feltforsøkene avdekket store variasjoner i målt infiltrasjonsevne mellom de seks lokalitetene (1-595 cm/time) (Tabell 5).

Sammenlignes de forskjellige måle metodene var det forskjeller, selv om målingene ble gjort på samme sted. Hvis vi forutsetter like jordforhold på et målested i overflaten, ga vanligvis MPD høyere infiltrasjon enn DR. For målinger i dypere jordlag (50 – 60 cm) var rekkefølgen Grop-infiltrasjon > MPD i dypet > Mariotte-inf. der Grop-infiltrasjon vanligvis ga høyeste infiltrasjon.

MPD-infiltrometeret er trolig den enkleste metoden for bruk i praksis, og mange tester kan gjøres samtidig. Dermed kan den store jordvariasjonen på en eiendom dekket. Behovet for vann til gjennomføring er relativt lite sammenlignet med de andre metodene. MPD-infiltrometeret viser trolig ikke like nøyaktige målinger av infiltrasjon som referansemetoden Dobbelring, men ved kartlegging av infiltrasjonsevne på en eiendom er god dekning av variasjon viktigere enn nøyaktighet. MPD tilfredsstillt derfor kravene til en «god nok» metode. God kunnskap om infiltrasjonen vil dessuten lette plasseringen av åpne LOD-tiltak.

MPD som metode ble forsøkt forenklet ved å undersøke om måling av jordfuktighet før og etter forsøket er nødvendig for å bedre nøyaktigheten av metoden. Trolig vil en skjønnsmessig vurdering av jordfuktigheten være tilstrekkelig, for beregning av K_{sat} – verdi i Matlab-skriptet. Hvis ingen korreksjonsberegninger ble gjort (MPD (inf.)), ga MPD målingene som ventet høyere infiltrasjonshastigheter. Denne metoden var imidlertid nærmere dobbelring-Metoden, tatt forholdstallet mellom metodene i betraktning. Arbeidet med Matlab-skriptet kan trolig være unødvendig for å få en «god nok» måling.

Gjennom feltstudiet til denne oppgaven ble det utført og sammenlignet metoder for å måle infiltrasjon både i overflatejord og i dypere jordlag (50 – 60 cm). Metodene gir svar på forskjellige spørsmål. For vurdering av infiltrasjon i overflaten (f.eks. frakobling av taknedløp) anbefales ikke måling «i dypet», fordi man ikke inkluderer biologiske og fysiske prosesser som øker porevolumet og jordas evne til å holde på vann (retensjon) i de øverste jordlagene.

Resultater fra infiltrasjonskapasitet målt på lab fra uforstyrrede jordprøver var generelt lavere enn verdier for målt infiltrasjonskapasitet i felt. Metoder for å beregne mettet hydraulisk konduktivitet fra kornfordelingskurver på forstyrrede prøver (Hazens metode, Gustafsons metode) viste seg lite egnet til bruk på urban jord, der variabiliteten er så stor, og forutsetningen for bruk av metodene ikke er tilstede. Ved vurdering av infiltrasjonsevne på lokal tomt, er infiltrasjonsmålinger i felt fordelaktige, fordi jorda studeres slik den er «in situ» med porestrukturer uforstyrret.

Å undersøke infiltrasjonsevne på leirholdig jord i by kan by på overraskelser. Samtlige målinger av infiltrasjon på leirholdig jord viste seg større enn litteraturverdier for infiltrasjonsevne på leirjord. Løsmasser i by kan inneholde mye gamle fyllmasser og sprekker i undergrunnen med meget god infiltrasjon.

Infiltrasjonsmålingene viste at det er et stort potensiale for infiltrasjon av regn i starten av en nedbørhendelse på åpne arealer. Det gjelder selv på jordarter som har lav mettet hydraulisk konduktivitet som leire. Kravene om at trinn 1 (infiltrasjon) skal håndtere regn opp til 20 mm er realistiske ved lav jordfuktighet om sommeren. Ofte kunne jorda håndtere et 200 – års regn på 9 min eller lengre varigheter flere steder.

Måling av infiltrasjonsevne på lokal tomt, vil gi en god indikasjon på hvilke forventinger man kan ha til tiltaket lokalt. Kravet om at mindre nedbør skal håndteres ved infiltrasjon i grunnen er realistisk og innen rekkevidde. Infiltrasjon som tiltak i lokal overvannsdiskonering viser derfor godt potensial.

5. Forslag til videre arbeid

For å videre studere infiltrasjon som tiltak i lokal overvannsdiskonering, vil jeg foreslå følgende arbeid:

1. Skrive faktaark til Overvannsserien til Oslo kommune, med tema: «Metoder for å måle infiltrasjonsevne på lokal tomt», der erfaringene fra denne masteroppgaven deles.
2. Skrive en artikkel i Norsk Vann, der erfaringene og resultatene fra denne oppgaven deles, slik at flere kommuner kan sette i gang arbeidet med å tilrettelegge for infiltrasjon som tiltak for LOD.
3. Gjennomføre feltkurs /seminar for ingeniører/utbyggere, for hvordan måle infiltrasjonsevne på lokal tomt.
4. Opprette en felles database, der informasjon om infiltrasjonsevne på bakgrunn av målinger, graving m.m. kan bedre beslutningsgrunnlaget for valg av overvannsløsninger.
5. Utføre infiltrasjonsforsøk i de kaldeste månedene, for å studere hvilke metoder som egner seg til bruk ved slike forhold, og for å studere infiltrasjonsevne om vinteren i forhold til sommeren. Det vil by på utfordringer, fordi frost og snø vanskeliggjør infiltrasjonsmålinger på overflaten.
6. Studere potensialet med å la parkene i Oslo håndtere større mengder overvann ved infiltrasjon i grunnen. Studere muligheten med å lede overvannet i drensledninger evt. under gressmatta, som kan infiltrere i toppjorda, der jorda er mest porøs. Bruk av infiltrasjonsgrøfter kan også vurderes.
7. Studere hvor mye vann som kan lagres i grunnen, ved å studere magasintallet S (m^3 vann per m^3 jord).
8. Studere endringer i mettet hydraulisk ledningsevne (infiltrasjonsevne) over tid. Vil infiltrasjonsevnen synke med tiden som følge av gjentetting av f.eks forurensinger om slam/finstoff, fra overvannet?

6. Litteraturliste

- Archer, N. A. L., Quinton, J. N., & Hess, T. M. (2002). *Below-ground relationships of soil texture, roots and hydraulic conductivity in two-phase mosaic vegetation in South-east Spain*. *Journal of Arid Environments*, 52(4), 535-553.
- Ahmed, F., Gulliver, J. & Nieber, J. (2011). *A new technique to measure infiltration rate for assessing infiltration of BMPs*. 12th International Conference on Urban Drainage.
- Ahmed, F. (2011). *'Spatial Variation of Infiltration in LID practices'*. *Stormwater Research at St. Anthony Falls Laboratory. University of Minnesota, St. Anthony Falls Laboratory. Minneapolis, MN*. Tilgjengelig fra: <http://stormwater.safl.umn.edu/updates-february-2011> (lest 02.01.17)
- Al-Houri, Z., M. Barber, D. Yonge, J. Ullman, and M. Beutel: (2009). *Impacts of frozen soils on the performance of infiltration treatment facilities*. *Cold Regions Science and Technology* 59(1), 51 – 57.
- Andersson, A.-C., Andersson, O. & Gustafson, G., (1984). *BRUNNAR Undersökning - Dimensionering - Borrning - Drift*, Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning.
- Asleson, B. C., (2007). *The development and application of a four-level rain garden assessment*, Minnesota: s.n.
- Asleson, B. C., Nestingen, R. S., Gulliver, J. S., Hozalski, R. M. & Nieber, J. L. (2009). *Performance Assessment of Rain Gardens I*. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 45, 1019-1031.
- ASTM. (2003). *D3385-03 Standard test method for infiltration rate of soils in field using double-ring infiltrometer*. Annual Book of ASTM Standards 04.08. Amer.Soc. Testing Materials, West Conshohocken, PA.
- Bargel, T. H. (2005). *Spor etter istiden i Oslo og Akershus*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- Becker, M. A. (2016). *Assessment of Downspout Disconnection by Modeling Infiltration Potential in Urban Areas* (Masteroppgave, NTNU).
- Becker M.A., T.M. Muthanna og B.C. Braskerud (2016). *Trinn 1: Reduser overvannet i avløpsnett ved å frakoble taknedløp*. *Vann* nr. 4; 359-369.
- Bioforsk (2009). *Bruksanvisning infiltrometer*.
- Bockheim, J. G. (1974). *Nature and properties of highly disturbed urban soils, Philadelphia, Pennsylvania*. Paper presented before Div. S-5, Soil Sci. Soc. Am., Chicago, Illinois.
- Bouwer, H. (1986). *Intake rate: cylinder infiltrometer*. In 'Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods'. (Ed. A. Klute.) pp. 825-44. (ASAISSSA: Madison, WI.)

- Bouwer, H. (1978). *Groundwater hydrology* (Vol. 480). New York: McGraw-Hill.
- Brown, R. F., & Signor, D. C. (1972). Groundwaterrecharge1.
- Braskerud, B.C., Andersson, E., Anker-Nilssen, M.A., Asp, S.T., Bernhus, C., Devik, A.K., Fergus, T.Å., Geleta, B.M., Haneberg, B., Høifødt, A., Kvitsjøen, J., Nyrnes, M., Rasmussen, Å., Røttorp, A., Stenerud, S., Trubacheva, O., Veierød, V., Young, K., Zühlke, U., & Aasgaard, A.E. (2017). Studietur til København og Malmø. *Aktuelle tiltak for håndtering av overvann i Oslo*. Rapport nr. 1/2017, Oslo kommune, Vann- og avløpsetaten.
- Braskerud, B., Paus, K. & Ekle, A. (2013). *Anlegging av regnbed. En billedkavakade over 4 anlagte regnbed*. NVE rapport 3/2013. Oslo, Norge.
- Braskerud, B.C. (2016). Tilpasning til en våt framtid. *Oppsummerte inntrykk fra seminarer om klimatilpasning i praksis*. Innsendte artikler, Vannforeningen. Tilgjengelig fra: <http://vannforeningen.no/wp-content/uploads/2016/06/Bent-C.-Braskerud.pdf> (lest 02.01.17).
- Brattli, B. (2009). *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*, Tredje utgave, Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU, Trondheim, p. 233.
- Brooks, K.N., Ffolliott, P.F. & Magner, J.A. (2013). *Hydrology and the Management of Watersheds* (4. utg). Wiley-Blackwell, Ames, Iowa.
- Butler, D. & Davies, J. (2010). *Urban Drainage*, Third Edition. 3 ed.: Taylor and Francis.
- Børresen, T. (2014). *Jordfysikk, øvelser JORD230*. Ås, NMBU: Institutt for miljøvitenskap.
- Børresen, T. (2011). *Soil physics: Pore size distribution and pF-analysis: By use of ceramic plate, sandbox and air pycnometer*. Department of Plant and Environmental Sciences, Norwegian University of Life Sciences: 6.
- Børresen, T. & L. E. Haugen (2003). *Jordfysikk, Øvelseskurs: JORD221: felt og laboratorieøvelser*. Institutt for plante- og miljøvitenskap, Norges landbrukshøgskole: 34.
- Caraco, D. and R. Claytor (1997). *Stormwater BMP Design Supplement for Cold Climates*. Technical report, Center for Watershed Protection. Elliot City, Maryland.
- County, P. G. S. (1999). *Low-Impact Development Hydraulic Analysis*. Department of Environmental Resources, Programs and Planning Division, Prince George's County, Maryland.
- Dalen, T.(2012). *Hydrologisk dimensjonering av regnbed i Norge*, Masteroppgave, Institutt for Vann- og Miljøteknikk, NTNU.
- Dingman, S.L. (2002). *Physical Hydrology*. Prentice-Hall, (2nd), New Jersey, USA.
- Dingman, S. L. (2008). *Physical hydrology*, Long Grove, Ill, Waveland Press.
- Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap (DSB) (2016). *Risikoanalyse av regnflom i by. Krisescenarioer 2016, analyser av alvorlige hendelser som kan ramme Norge*. Tilgjengelig fra: https://www.dsb.no/globalassets/dokumenter/rapporter/delrapport_-regnflom_2016.pdf (lest 25.01.17).

Domenico, P. A. and Schwartz, F.W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology (Second editions)*. Copyright ©1998 by John Wiley & Sons, New York, USA, Inc. Reprinted by permission of John Wiley & Sons, Inc. Side. 51.

Eijkelkamp. (2007). *Operating instructions - 08.01 Sandbox*: Eijkelkamp Agrisearch Equipment. Tilgjengelig fra:

<https://www.google.no/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=0ahUKEwic8erMgsnRAhUHdCwKHU2gD90QFggaMAA&url=https%3A%2F%2Fwww.eijkelkamp.com%2Fdownload.php%3Ffile%3De184df12&usg=AFQjCNHloNH59fsGxyt3RBSG3n8euBwFoA&sig2=mZvMKJ7OqNueKiZnuTo46Q> (lest 17.01.2017).

Eijkelkamp (2015). *Operating instructions 09.04 Double ring infiltrometer set*. Giesbeek, The Netherlands, 8 pp.

Eurofins (2015). *Bestemmelse av jordart*. Landbrukets analysepartner. Tilgjengelig fra: <http://www.eurofins.no/media/474267/jordartsbestemmelse.pdf> (lest 06.01.2017).

Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*, Fourth Edition, Prentice-Hall, New Jersey, p. 598.

French, H. and A. Binley (2004). *Snowmelt infiltration: monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity*. Journal of Hydrogeology 297: 174-186.

Ganerød, V., Solheim, E.B. & Haugen, T. (2015). *Geologi i skolen (X) 1 og 2 for Tiller videregående skole i Trondheim, Sør-Trøndelag*. Tilgjengelig fra: http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_066.pdf (lest 26.01.17).

Goonetilleke, A., Thomas, E., Ginn, S. & Gilbert, D. (2005). *Understanding the role of land use in urban stormwater quality management*. Journal of Environmental Management, 74 (1): 31-42.

Green, W. H., & Ampt, G. A. (1911). *Studies on Soil Physics*. The Journal of Agricultural Science, 4(01), 1-24.

Gregory, J. H., Dukes, M. D., Miller, G. L., & Jones, P. H. (2005). *Analysis of double-ring infiltration techniques and development of a simple automatic water delivery system*. Applied turfgrass science, 2(1), 0-0.

Gregory, J. H., Dukes, M. D., Jones, P. H. & Miller, G. L. (2006). *Effect of urban soil compaction on infiltration rate*. Journal of Soil and Water Conservation. 61, 117-124.

Grip, H., Rohde, A. (1985). *Vattnets väg från regn til back*. 2.utg. Hallgren & Fallgren, Uppsala. 156 pp.

Grønlund, A. (1992). *Integrert miljøovervåkning av landbruksområder i Norden. Felles metodeutvikling og rapportering (del 2)*. Nordiske Seminar – og Arbejdsrapporter, 1992:534. Nordisk Ministerråd, København. s. 19.

Hanssen-Bauer, I., E.J. Førland, I. Haddeland, H. Hisdal, S. Mayer, A. Nesje, J.E.Ø. Nilsen, S. Sandven, A.B. Sandø, A. Sorteberg og B. Ådlandsvik (2015). *Klima i Norge 2100*. NCCS report no. 2/2015 (Kan lastes ned fra Norsk klimaservicesenter).

- Heuvelink, G.B.M., & Webster, R. (2001). *Modelling soil variation: past, present and future*. *Geoderma*, 100(3), 268-301.
- Hillel, D. (2004). *Introduction to environmental soil physics, 494 pp*: Elsevier Academic Press, Amsterdam, San Diego.
- Jenssen, P. D. (1986), *Infiltration of wastewater in Norwegian soils – Some design criteria for wastewater infiltration systems*. Institutt for Geologi, Norges Landbrukshøgskole, Ås, Rapport nr. 25.
- Jenssen, P., Jonasson, S., and Heistad, A. (2006). *Naturbasert rensing av avløpsvann - en kunnskapssammenstilling med hovedvekt på norske erfaringer*.
- Kestin, J., Sokolov, M., & Wakeham, W. A. (1978). *Viscosity of liquid water in the range - 8°C to 150°C*. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 7(3), 941-948.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C.-O. (2002). *Grundvatten : teori & tillämpning*, Stockholm, Svensk byggtjänst.
- Krogstad, T., Jørgensen, P., Sogn, T., Børresen, T. & Kolnes, A. G. (1991). *Manual for kornfordelingsanalyse etter pipettemetoden*. Institutt for jordfag, Ås-NLH. 41 s
- Krogstad, T. (1991). *Manual for kornfordelingsanalyse etter pipettemetoden : forbehandling og pipetteringsprosedyre : dataprogrammer for veiing, beregning og utskrift*. Rapport (Norges landbrukshøgskole. Institutt for jordfag : trykt utg.), b. 6/91. Ås: Norges landbrukshøgskole, Institutt for jordfag.
- Krogstad, T. (1992). *Metoder for jordanalyser*. Ås, NLH: Institutt for Jordfag.
- Larsson, R., (2008). *Jords egenskaper*, Linköping: Statens Geotekniska Institut.
- Lamandé, M., Hallaire, V., Curmi, P., Péres, G., & Cluzeau, D. (2003). *Changes of pore morphology, infiltration and earthworm community in a loamy soil under different agricultural managements*. *Catena*, 54(3), 637-649.
- Lindholm, O. (2012). Overvann. I: Ødegaard, H. (red.) *Vann- og avløpsteknikk*, s. 25. Hamar: Norsk Vann.
- Lindholm, O., Endresen, S., Thorolfsson, S., Sægrov, S., Jakobsen, G. & Aaby, L. (2008). *Veiledning i klimatilpasset overvannshåndtering*, Norsk Vann Rapport 162, Hamar.
- Lindstrøm, M., Karlsrud, K., Kveldsvik, V., Snilsberg, P., Erikstad, L., Bendiksen, E., & Worsely, R. T. (2001). *Konsekvenser av tunnellekkasjer for det ytre miljø: statusrapport*.
- LeFevre, N. J., Davidson, J.D. and Oberts, G.L. (2009). *Bioretention of Simulated Snowmelt: Cold Climate Performance and Design Criteria*, Vol. 359. pp. 17–17, ASCE.
- Lu, N. & Godt, W.J. (2013). *Hillslope Hydrology and Stability*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Løvås, G. G. (2004). *Statistikk for universiteter og høgskoler*. Oslo: Universitetsforlaget. 489s.

- Meteorologisk institutt (met) (2016). eKlima.no. *Estimat av returperiode for aktuell nedbørhendelse vha. stasjonens IVF-kurver*. Rapport fra Blindern i Oslo 1968- 2016. Tilgjengelig fra: http://sharki.oslo.dnmi.no/pls/portal/BATCH_ORDER.PORTLET_UTIL.Download_Blob?p_BatchId=853654&p_IntervalId=1644939 (lest 05.12.2016).
- Mjaavatten, E. (2008). *Feltinstruks for jordsmonnkartlegging*. Håndbok fra Skog og landskap 01. Tilgjengelig fra: http://www.skogoglandskap.no/filearchive/hb01_08.pdf (lest 03.01.2017).
- Munoz-Carpena, R., C. M. Regalado, J. Alvarez-Benedi, and F. Bartoli (2002). *Field evaluation of the new Philip-Dunne permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity*. Soil Science 167, 9–24.
- Mæhlum, T., Køhler, J. C., Jenssen, P. D. & Hensel, G. R. (2010). *Grunnundersøkelser for infiltrasjon - mindre avløpsanlegg*, Rapport 178. Norsk Vann. 79 s. Tilgjengelig fra <http://www.bioforsk.no/ikbViewer/Content/86284/version=1/Norsk%20Vann-rapport%20178-2010%20Grunders%20F8kelser%20for%20infiltrasjon.pdf> (lest 02.01.17).
- Nawaz, M., Bourrie, G. & Trolard, F. (2013). *Soil compaction impact and modelling. A review*. Agron. Sustain. Dev.
- Nesting, R. S. (2007). *The Comparison of Infiltration Devices and Modification of the Philip-Dunne Permeameter for the Assessment of Rain Gardens*. Ph.D. thesis, University of Minnesota.
- Nie, L., Lindholm, O., Åstebøl, S., Sægrov, S. & Thorolfsson, S. (2011). *Integrated Urban Stormwater Management in Norway—Best Management Practices (BMPs) in cold climate*. Proc. 12th Int. Conf. Urban Drainage, Porto Alegre, Brazil.
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) (2015). *Urbanhydrologi*. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/hydrologi/vannstand-og-vannfoering/urbanhydrologi/> (Lest 14.12.16).
- NOU 2015:16. Skaaraas, H., & Norge Klima- og miljødepartementet. (2015). *Overvann i byer og tettsteder: Som problem og ressurs: Utredning fra et utvalg oppnevnt ved kongelig resolusjon 11. april 2014: Lagt frem for Klima- og miljødepartementet 2. desember 2015* (Vol. NOU 2015:16, Norges offentlige utredninger (tidsskrift : trykt utg.)). Oslo: Departementenes sikkerhets- og serviceorganisasjon, Informasjonsforvaltning.
- Olson, N. C., Gulliver, J.S., Nieber, J.L. & Kayhanian, M. (2013). *Remediation to improve infiltration into compact soils*. Journal of Environmental Management.
- Oslo kommune (2016). *Hovedrapport – Handlingsplan for overvannshåndtering i Oslo kommune*.
- Oslo kommune (2015). *Overvannshåndtering. En veileder for utbygger*.
- Oslo kommune (2014). *Strategi for overvannshåndtering i Oslo. 2013-20130*.
- Nyborg, Å. A., & Olsen, H. (2016). *Tekstur i plogsjiktet*. Tilgjengelig fra: http://www.skogoglandskap.no/filearchive/fakta_15-2014_tekstur_i_plogsjikt.pdf (lest 21.12.15).

- Paus, K.H. & Braskerud, B.C. (2013). *Forslag til dimensjonering og utforming av regnbed for norske forhold*. VANN, 01. Tilgjengelig fra: http://dagvattenguiden.se/wp-content/uploads/2013/04/Paus-og-Braskerud_Forslag-til-dim-og-form-av-regnbed_Vann1-2013.pdf (lest 11.12.16).
- Paus, K. H. (2010). *Matlab-script for estimering av tensjon og hydraulisk konduktivitet*. Norges Teknisk-naturvitenskapelige Universitet.
- Paus, K. H., Muthanna, T.M. & Braskerud, B.C. (2015). *The hydrological performance of bioretention cells in regions with cold climates: seasonal variation and implications for design*. In press. IWA Publishing.
- Paus, K.H. (2016). Toxic Metal Removal and Hydraulic Capacity in Bioretention Cells in Cold Climate Regions. Phd, Norwegian University of Science and Technology.
- Pazwash, H. (2011). *Urban storm water management*, Boca Raton, Fla, CRC Press.
- Phillip, J. C. (1985). *A description of urban soils and their desired characteristics*. Tilgjengelig fra: <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.611.5213&rep=rep1&type=pdf> (lest 19.01.17).
- Philip, J. R. (1993). *Approximate analysis of falling-head lined borehole permeameter*. Water Resour. Res. 29(11), 3763–3768
- Pitt, R., Chen, S.-E., Clark, S., Strecker, E. W. & Huber, W. C. (2002). *Compacted urban soils effects on infiltration and bioretention stormwater control designs*.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Norsk geologisk, F. (2007). *Landet blir til : Norges geologi*, Trondheim, Norsk geologisk forening. s. 514 og 538.
- Richter, W. & Lillich, W. (1975). *Abriss der Hydrogeologie*. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 281s. s. 90-91.
- Riley, H. (1996). *Estimation of physical properties of cultivated soils in southeast Norway from readily available soil information*. Norwegian Journal of Agricultural Sciences (Norway). no. 25 (suppl.). (NLH accession no. NOR).
- Rueslåtten, H. & Brattli, B. (1992). *Jordartenes sammensetning og egenskaper*, Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU.
- Rørcenteret, (2012). *Anvisning for håndtering af regnvand på egen grund*. Rørcenter-anvisning 016. Tilgjengelig fra: http://www.teknologisk.dk/_/media/53563_R%F8rcenter-anvisning%20016.%20Anvisning%20for%20h%E5ndtering%20af%20regnvand%20p%E5%20egen%20grund.pdf (lest 29.11.2016)
- Rygalska, M. (2015). *Kornfordelingsanalyse etter pipettemetoden*, NMBU.
- Saxton, K. E. and Rawls, W. J. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. Soil Science Society of America Journal, 70(5), 1569-1578.

- Schuppener, B. (1993). *Permeability with constant head and falling head. 2. draft*. ETC of ESSMFE.ETC N91. Berlin.
- Schwartz, F. W. and H. Zhang (2003). *Fundamentals of Ground Water*. John Wiley & Sons, Inc.
- Sintef Byggeforsk, (2012). *Vann i by – håndtering av overvann i bebygde områder*. Byggedetaljblad 311.015.
- Skarbøvik, E. and Blankenberg, A. (2013). *Vurdering av kanterosjon og vegetasjonssoner i Haldenvassdraget oppstrøms Bjørkelangen*. Bioforsk RAPPORT, 8(161): 20-24. ISBN: 978-82-17-01175-0
- Soane, B. D., Blackwell, P. S., Dickson, J. W. & Painter, D. J. (1980). *Compaction by agricultural vehicles: A review I. Soil and wheel characteristics*. *Soil and Tillage Research*, 1, 207-237.
- Stahre, P. (2006). *Sustainability in urban storm drainage: planning and examples*. Stockholm: Svenskt vatten. 81 s.
- Sveistrup, T. E. & Njøs, A. (1984). *Kornstørrelsesgrupper i mineraljord. Revidert forslag til klassifisering*. *Jord og Myr*, 8 (1): 8-15.
- Søvik, A.K, Aagaard, P. (2003). *Spatial variability of a solid porous framework with regard to chemical and physical properties*. *Geoderma*. 113(1-2), 47-76.
- Torstensson, G. & Eriksson, S. (1936). *A new method for determining the porosity of the soil*. *Soil Science*, 42 (6): 405-414.
- Tricker, A.S. (1978). *The infiltration cylinder: Some comments on nits use*. *J. Hydrol.* (Amsterdam) 36:383-391.
- VA-miljøblad, nr. 59 (2016). *Lukkede infiltrasjonsanlegg for sanitært avløpsvann*. Utarbeidet september 2003, Jordforsk. Revidert, juli 2016, NIBIO.
- Vannundersøkelse, miljødirektoratet. Norsk Standard NS4764: *Tørrstoff og gløderest i vann, slam og sedimenter*. Tilgjengelig fra: <https://www.standard.no/no/Nettbutikk/produktkatalogen/Produktpresentasjon/?ProductID=134402> (lest 13.01.2017).
- Weight, W. D. (2008). *Hydrogeology Field Manual*, Second Edition, McGraw-Hill, United States of America, p.
- Wu, L., Pan, L., Roberson, M. J., & Shouse, P. J. (1997). *Numerical evaluation of ring-infiltrimeters under various soil conditions*. *Soil Science*, 162(11), 771-777.
- Ødegaard, H., Norheim, B. & NORSK VANN, B. A. (2014). *Vann- og avløpsteknikk*, Hamar, Norsk Vann.
- Ødemark, K., E. Førland, J. Mamen, C.A. Elo, A.V. Dyrrdal og S. Myrabø (2012). *Ekstrem korttidsnedbør på Østlandet fra pluviometer og radardata*. NVE-rapport 78/2012.

Øien, A og Krogstad, T. (1989). *Jordanalyser: Teori om metoder og apparatur*. Institutt for jordfag, Ås-NLH.



Norges miljø- og biovitenskapelig universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway