



Det här verket har digitaliserats vid Göteborgs universitetsbibliotek och är fritt att använda. Alla tryckta texter är OCR-tolkade till maskinläsbar text. Det betyder att du kan söka och kopiera texten från dokumentet. Vissa äldre dokument med dåligt tryck kan vara svåra att OCR-tolka korrekt vilket medför att den OCR-tolkade texten kan innehålla fel och därför bör man visuellt jämföra med verkets bilder för att avgöra vad som är riktigt.

This work has been digitized at Gothenburg University Library and is free to use. All printed texts have been OCR-processed and converted to machine readable text. This means that you can search and copy text from the document. Some early printed books are hard to OCR-process correctly and the text may contain errors, so one should always visually compare it with the images to determine what is correct.



Rapport

R4:1978

**Vattnets rörelse i den
omättade zonen,
mätmetoder**

Litteraturgenomgång

**Lars O Ericsson
Olov Holmstrand**

Byggforskningen

R4:1978

VATTNETS RÖRELSE I DEN OMÄTTADE ZONEN,
MÄTMETODER

Litteraturgenomgång

Lars O Ericsson
Olov Holmstrand

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 750148-4 från
Statens råd för byggnadsforskning till Geologiska institutionen,
Chalmers tekniska högskola, Göteborg

Nyckelord:

hydrodynamik
vattenrörelser
tätortsområden
dagvatten
grundvatten
infiltration
mätmetoder

UDK 532.5
556

R4:1978

ISBN 91-540-2804-3
Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

LiberTryck Stockholm 1977

FÖRORD

Föreliggande meddelande är en delrapport från forskningsprojektet "Markvattenförhållanden i urbana områden". Projektet ingår i Geohydrologiska forskningsgruppens verksamhet vid Chalmers Tekniska Högskola. Litteraturundersökningen har genomförts vid Geologiska institutionen, sommaren och hösten 1976, under ledning av docent Per Wedel. Kapitel 2.1, 2.2, 2.3 och 4.2 har författats av civ ing Olov Holmstrand medan de övriga sammanställts av undertecknad. Anslag har erhållits från Statens råd för byggnadsforskning (BFR-projekt 750148-4).

Göteborg i februari 1977

Lars O Ericsson

INNEHÅLL

1	ALLMÄN ORIENTERING	5
2	DEN OMÄTTADE ZONEN	6
2.1	Den omättade zonens delzoner	6
2.2	Vattnets bindning i jorden	7
2.3	Infiltration	10
3	VATTNETS RÖRELSE I DEN OMÄTTADE ZONEN	12
3.1	Grundläggande ekvationer	12
3.2	Kvalitativ analys av infiltrationen vid ett regn ..	15
3.3	Numerisk analys av infiltration	17
4	VATTENHALT	20
4.1	Gravimetrisk metod	20
4.2	Radiometrisk metod	20
4.3	Tensiometermetod	26
4.4	Elektrisk mätmetod	27
4.5	Spektrofotometrisk metod	29
4.6	Temperaturmätningar och remote sensing	30
4.7	Radarparametrar för kartläggning av markvatten	37
4.8	En approximation av pF-kurvan från en begränsad datamängd	37
5	KONDUKTIVITET	40
5.1	Kapillär konduktivitet	40
5.2	Mätning av kapillär konduktivitet och diffusivitet med tensiometer	46
5.3	Permeabilitet	50
6	INFILTRATIONSKAPACITET	53
6.1	Infiltrationsterringar	53
6.2	Sprinklerinfiltrationstrar	59
6.3	Algebraiska ekvationer	62
6.4	Inverkan av markbearbetning och markkaraktäristika på infiltration och avrinning	62
6.5	Lysimeter	64
7	TILLÄMPNING AV TEORIN	65
8	REFERENSLISTA	67
9	ORDLISTA	72
10	BETECKNINGAR	74

1 ALLMÄN ORIENTERING

Inom ramen för Geohydrologiska forskningsgruppens verksamhet, vid Chalmers tekniska högskola, har markvattenstudier bedrivits av Geologiska institutionen sedan 1973. Markvattenforskningen initierades sedan forskningsgruppens båda projekt "Dagvattenstudier i Göteborg" och "Grundvattenbalans - grundvattenbildning" uppvisade ett behov av markvatteninformation. Undersökningar företogs därefter under två år, främst i stadsdelen Bergsjön, Göteborg. Resultaten av dessa undersökningar redovisades 1976. (Holmstrand & Wedel, 1976).

I en sammanfattning av de erfarenheter man gjort inom projektet, ansågs att de mätmetoder som använts inte alltid varit helt tillfyllest och man konstaterade därför att det förelåg ett behov av "mera grundläggande studier såväl vad gäller undersökningsapparaturlur som teoretisk behandling av problemen".

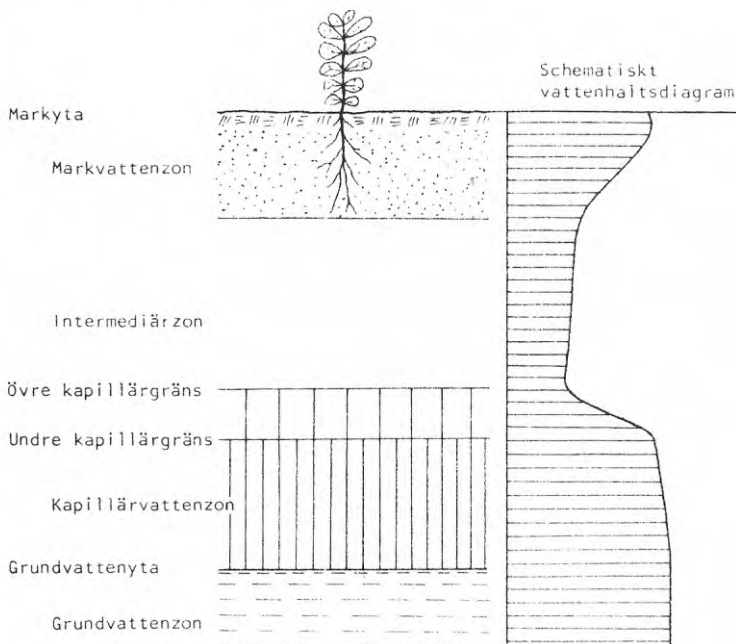
Denna rapport är ett resultat av litteraturstudier och är avsedd att teoretiskt beskriva infiltrationsprocessen, liksom det vertikala vattenflödet i den omättade zonen. Vidare har avsikten varit att få ett begrepp om de mätmetoder som används i internationell markvattenforskning. En direkt studie över markvattenförhållanden i bebyggd miljö har visat sig vara svår att göra på grund av litteraturbrist, medan däremot en anseilig mängd publicerade forskningsresultat och undersökningar finns inom den närliggande agrikulturella tillämpningen av ämnet.

Litteraturreferenser har främst anskaffats genom sökningar hos Dokumentationstjänst vid Kungliga tekniska högskolans bibliotek. De sökord som använts är: soil water, soil moisture, capillary water, hydroscopic water, gravitational water, adsorbed water, unsaturated zone, intermediate zone, infiltration, radiometric measurement, neutron, gamma och radiomet. Referenser har även erhållits från Byggdok (Institutet för byggdokumentation). Viss litteratur, som varit svår att erhålla genom svenska bibliotek, har beställts från NTIS (National Technical Information Service, U. S. Department of Commerce).

2 DEN OMÄTTADE ZONEN

2.1 Den omättade zonens delzoner.

Den omättade zonen i marken kan uppdelas på ett antal delzoner. Den vanliga indelningen av dessa framgår av figur 1.

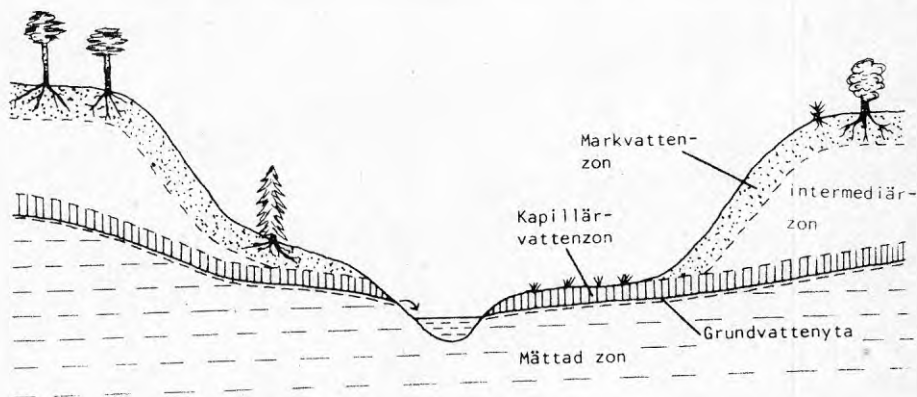


Figur 1. Zonindelning av vattnets förekomst under markytan samt schematiskt vattenhaltsdiagram. Vattenhalten i markkvattenzonen varierar kraftigt. Den redovisade bilden tänkes motsvara förhållandet strax efter ett nederbördstillfälle.

Markkvattenzonen begränsas uppåt av markytan och nedåt av växternas undre rotzon. Vattenmängden i markkvattenzonen varierar kraftigt under året och kan uppgå till halva årsnederbörden eller mera. Intermediärzonen omfattar delen mellan markkvattenzonen och kapillärvattenzonen. Främst tjänar intermediärzonen till att vara ett område genom vilket vattnet kan röra sig vertikalt ned till grundvattnet. Det s k sjunkvattnet rör sig nedåt främst i form

av sjunkande kapillärvatten samt som sjunkande fritt vatten. Kapillärvattentenzonen sträcker sig från nivån för vattnets största kapillära stigning i materialet ifråga till grundvattenytan. Upp till den undre kapillära gränsen är vattenhalten nästan densamma som i grundvattenzonen. Däröver avtar vattenhalten successivt uppåt, tills den övre kapillära gränsen nås. Vattenhalten är däröver i intermediärzonen åter tämligen konstant (Ward, 1967) som framgår av det schematiska diagrammet i figur 1.

Beroende på lokala förutsättningar utbildas ovan nämnda delzoner av den omättade zonen mer eller mindre fullständigt. Som framgår av figur 2 kan en eller flera delzoner saknas när grundvattenytan ligger nära markytan. Alla delzoner blir fullständigt utbildade först när grundvattenytan ligger tillräckligt djupt.



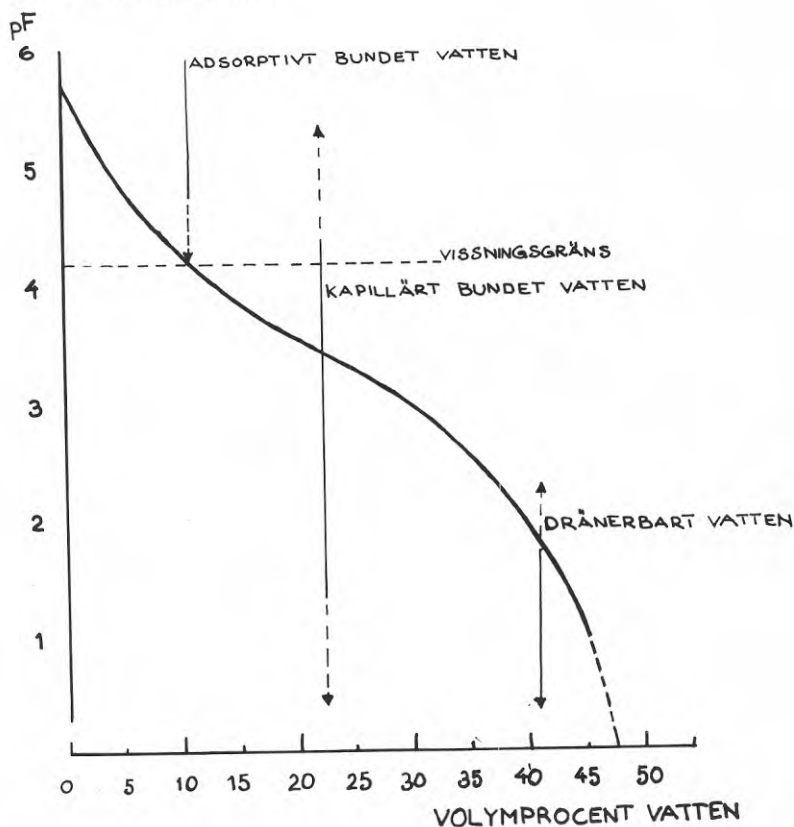
Figur 2. Den omättade zonens uppdelning samt lokala variationer.
Efter Ward (1967).

2.2 Vattnets bindning i jorden.

Vattnet i ett poröst material som jord är olika hårt bundet. Man uttrycker vattnets bindning genom ett potentialbegrepp. Vanligen uttrycks denna potential (bindningstrycket) som 10-logaritmen (pF) för undertrycket uttryckt i cm vattenpelare. Sambandet mellan vattenhalt och undertryck kan åskådliggöras i ett diagram i form av en bindningskaraktäristika.

Kurvan, vilken brukar kallas pF-kurva, visar hur bindningstrycket beror av vattenhalten i materialet. I figur 3 redovisas ett bindningsdiagram med pF-kurvor inlagda för två extrema material. Bindningstrycket redovisas uttryckt i pF-enheter.

Vatten i jord kan indelas med hänsyn till bindningsform. I figur 3 har de olika bindningsformerna markerats. Hårdast bundet är det adsorberade vattnet. Detta vatten, vilket även benämns hygroskopiskt, kvarhålls som en tunn film på jordpartiklarnas yta. Osmotiska krafter bidrar även i viss mån till att binda vatten i jord, speciellt gäller detta saltrika jordar. Större delen av vattnet i jorden binds vanligen som kapillärt vatten, vilket kvarhålls i jordens porer genom ytspänning. Övrigt vatten i jorden är så löst bundet att det kan dränera genom gravitationen. Sådant vatten benämns dränerbart eller fritt vatten.

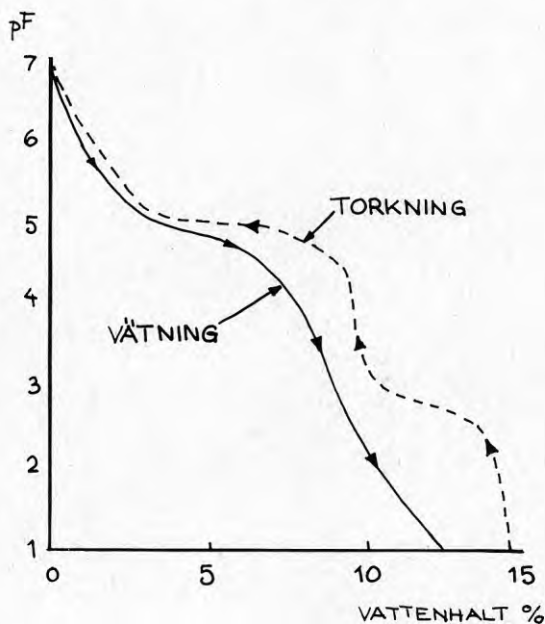


Figur 3. Vattnets bindningsformer och pF-kurva för ett jordmaterial.

Man brukar urskilja vissa specifika gränsvärden för jords vattenhalt.

Några av dessa är:

1. Maximal vattenkapacitet. Materialet är då helt vattenmättat.
2. Fältkapacitet. Den vattenmängd som binds i ett material efter fri dränering.
3. Vissningsgräns. Vattenhalt vid det bindningstryck som utgör nedre gränsen vid vilken det är möjligt för växterna att taga upp vatten. Denna gräns ligger ungefär vid pF 4,2 (150 meter vattenpelare).



Figur 4. pF-diagram för en mjällig lera med effekten av hysteres.

Efter Ward (1967).

Vatteninnehållet i jord vid ett och samma undertryck varierar något beroende av om jorden är under uttorkning eller vätning. Denna effekt benämns hysteres och exemplifieras i figur 4. Under uttorkning inne-

håller jorden mer vatten än under vätning för samma undertryck. Skillnaden i vatteninnehåll varierar emellertid beroende på hur långt mot vissningsgränsen jorden varit uttorkad respektive hur långt mot fältkapaciteten den varit fuktad.

2.3 Infiltration.

Med infiltration i inskränkt bemärkelse menas vattnets genomträngande av markytan. Den vidare transporten nedåt genom omättade zonen brukar benämnas perkolation. Infiltration används särskilt i tekniska sammanhang även för att beteckna andra förlopp men i denna redogörelse menas med infiltration bara genomträngandet av markytan.

Den infiltrerade vattenmängdens storlek och tidsförloppet beror på ett flertal faktorer, vilka kortfattat beskrivs nedan huvudsakligen med utgångspunkt från motsvarande redovisning i Ward (1967). Det är svårt att ange storleksordningen av de olika faktorernas inverkan. Sannolikt varierar också graden av inverkan av en viss faktor beroende på samspillet mellan geologisk uppbyggnad, platsens läge etc. Allmänt kan dock sägas att jordens sammansättning och strukturen i de översta jordlagren har stor betydelse för infiltrationen.

1. Regnkaraktistik. Av väsentlig betydelse är självfallet om regnintensiteten understiger eller överstiger infiltrationskapaciteten, d v s den vattenmängd jorden kan taga upp per tidsenhet. Beroende av hur hårt regnet är kan det också bidra till packning av markens ytskikt och igensättning av porerna genom nedsköljning av finmaterial. I båda fallen minskas infiltrationskapaciteten.

2. Det ytliga jordlagrets tillstånd. Förhållandena i själva markytan varierar kraftigt beroende på en rad faktorer. Som ovan nämnts har packningen och eventuell nedsköljning av finpartiklar i porerna betydelse. Andra faktorer som har stor betydelse är eventuella torksprickor och olika former av markbearbetning vid odling. När markytan är frusen sjunker infiltrationskapaciteten till så gott som noll. Viss effekt har även markytans lutning och vattendjupet i tillfälliga vattensamlingar på markytan.

3. Markytans tillstånd. Markytan kan täckas på olika sätt av material, som inte direkt kan räknas till själva marken. En viktig faktor här är givetvis vegetationen, vare sig den är naturlig eller består av olika typer av odlade grödor. Speciellt i skogsmark har nedfallna, döda växtrester betydelse. Dessa multnar så småningom och kommer genom humusbildningen att ingå i markprofilen, som närmare redovisas i följande punkt. En speciell typ av marktäckning är snö. Marken under ett snötäcke är ofta ej frusen och kan därför fortfarande infiltrera vatten. I urbana områden slutligen förekommer en rad olika typer av artificiella marktäckningar, som ofta medför en kraftig nedsättning av den naturliga infiltrationskapaciteten.

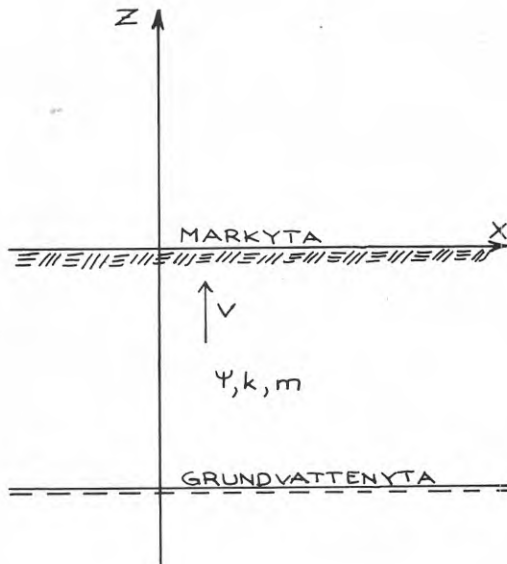
4. Jordmaterialets vattengenomtränglighet. Vatten kan inte genomtränga markytan i större mängd än som kan transporteras nedåt genom de underliggande jordlagren. Vattengenomträngligheten, speciellt i den övre markzonen, har därför stor betydelse för infiltrationskapaciteten. Vattengenomträngligheten beror bland annat på jordens mekaniska sammansättning, eventuell aggregatstruktur, packning och typ av jordmån. Vattengenomträngligheten varierar även med vattenhalten i marken.

5. Det infiltrerade vattnet. Den infiltrerade vattenmängden påverkas med avseende på vattnets beskaffenhet av dess temperatur, som avgör hur hög vattnets viskositet blir. Vattnets sammansättning (salthalt m m) inverkar också. Speciellt gäller detta i starkt alkaliska jordar, där lösta salter påverkar vattnets viskositet och kolloidsvällningen i marken.

3 VATTNETS RÖRELSE I DEN OMÄTTADE ZONEN

3.1 Grundläggande ekvationer

Detta kapitel avser att presentera de ekvationer som är grundläggande för infiltrationsprocessen. Om Darcy's lag (1), för strömning under omättade förhållanden, kombineras med en kontinuitetsekvation (2) erhålles en ekvation (3) som innehåller två beroende variabler, dvs markvattenhalten och bindningstrycket. Genom en variabeltransformation kan denna ekvation (3) uppställas som en icke-linjär parabolisk partiell differentialekvation. Denna ekvation har för närvarande icke någon analytisk lösning. Emellertid kan goda numeriska lösningsmetoder användas med hjälp av dator. En enkel ansats till numerisk evaluering presenteras därför i kapitel 3.3.



Figur 5. Markens vattenomättade zon med koordinat-system.

Om man utgår från endimensionell, vertikal infiltration vid regn till en mäktig homogen jord som initieellt är torrare än sin fältkapacitet kan nedanstående ekvationer formuleras. Regndropparna förutsätts vara så små och talrika att regnet kan anses vara ett kontinuerligt vattenmedium som når markytan med en viss hastighet. Luften i jorden anses vara i en kontinuerlig fas vid atmosfärtryck. Markstorheterna antages uppfylla villkoren så att Darcys lag skall gälla (Rubin, 1966):

$$v = -k(\Psi) \cdot \left[\frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right] \quad (1)$$

Likaså förutsätts en endimensionell form på kontinuitetsekvationen

$$\frac{dm}{dt} = - \frac{dv}{dz} \quad (2)$$

v = flödeshastighet, positiv uppåt

$k(\Psi)$ = kapillär konduktivitet

Ψ = bindningstryck

z = vertikalt avstånd från markyta, riktat uppåt

m = vattenhalt i vol %

Både den kapillära konduktiviteten (k) och vattenhalten (m) är funktioner av bindningstrycket (Ψ). Om flödet enbart förutsätts väta eller torka jorden är dessa funktioner unika och entydiga, men om flödesprocessen innefattar både vätning och torkning är relationerna mellan k , m och Ψ ej entydiga. Detta fenomen kallas för hystereseffekten för parametrarna i den omättade zonen.

Om ekvationerna (1) och (2) kombineras erhålles

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \partial \left[k(\Psi) \cdot \left[\frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right] \right] / \partial z \quad (3)$$

Ekvation (3) innehåller två beroende variabler m och Ψ . För att erhålla en lösning av ekvation (3) kan en av dessa variabler elimineras genom någon form av variabeltransformation. Vid infiltrationsstudier kan en av de tre nedan beskrivna transformationerna användas.

Den vanligaste transformationen är formulerad av Klute (1952).

$$k(\Psi) \cdot \partial\Psi/\partial z = k(\Psi) \cdot (\partial\Psi/\partial m) \cdot (\partial m/\partial z) = D(m) \cdot \partial m/\partial z \quad (4)$$

där diffusiviteten $D(m)$ definieras som produkten av $[\Psi(m)]$ och $[\partial\Psi(m)/\partial m]$. Substitution av ekvation (4) i ekvation (3) ger:

$$\partial m/\partial t = \partial\{D(m) \cdot \partial m/\partial z + k[\Psi(m)]\}/\partial z \quad (5)$$

vilken ekvation innehåller endast en beroende variabel m . Därför kallas denna ansats i infiltrationsteorin för den m -baserade ansatsen.

En annan transformation är formulerad av Richards (1931) och kallas för den Ψ -baserade ansatsen:

$$\partial m/\partial t = (\partial m/\partial\Psi) \cdot (\partial\Psi/\partial t) = C(\Psi) \cdot \partial\Psi/\partial t \quad (6)$$

Den differentiella kapaciteten $C(\Psi)$ definieras som $\partial m/\partial\Psi$ och transformationen leder till följande ekvation, vilken innehåller endast en beroende variabel Ψ :

$$C(\Psi) \cdot \partial\Psi/\partial t = \partial\{k(\Psi) \cdot \partial\Psi/\partial z - k(\Psi)\}/\partial z \quad (7)$$

Slutligen har en transformation tillämpats av Rubin (1966). Denna transformation innehåller en ny variabel, v , vilken definieras:

$$v = v(\Psi) = (1/V) \cdot \int_{\Psi_{\max}}^{\Psi} k(h) dh \quad (8)$$

$$V = \int_{\Psi_{\max}}^{\Psi_i} k(h) dh \quad (9)$$

I ovanstående uttryck representerar både h och Ψ en tryckhöjdsvariabel. Konstanterna Ψ_{\max} och Ψ_i är övre respektive lägre gränsen för bindningstrycket i det porösa betraktade mediet. Ekvationerna (8), (9) och (3) leder till följande ekvation:

$$Y(v) \partial v / \partial t = \partial^2 v / \partial z^2 + Z(v) \partial v / \partial z \quad (10)$$

där $Y(v) = (1/V) \cdot (\partial m / \partial v)$, $Z(v) = (1/V) \cdot (\partial k / \partial v)$

Ekvation (10) innehåller enbart en beroende variabel, v och kallas för den v -baserade ansatsen i infiltrationsteorin.

Vid en analys av regnets infiltration löses de transformerade ekvationerna med hjälp av följande randvillkor:

1. Då $t=0$ är den beroende variabeln en känd, given funktion av jorddjupet z .
2. Vid en infinitesimal djupändring ändras ej den beroende variabeln (m eller Ψ eller v) med infiltrationstiden.
3. Vid markytan är endera den beroende variabeln konstant eller också är flödet konstant.

3.2 Kvalitativ analys av infiltrationen vid ett regntillfälle

Då en funktionsanalys har tillämpats på de transformerade ekvationerna, med hjälp av de ovan angivna randvillkoren, har följande kvalitativa slut-

satser om infiltrationsprocessen kunnat uppställas (Philip, 1957; Rubin och Steinhardt, 1963, 1964; Friedman, 1964).

1. Om just före begynnelsen av en viss infiltration, vattenhalten och bindningstrycket ej varierar med djupet, eller om vattenhalten är tillräckligt låg och därmed om markytans randvillkor under infiltrationen försäkrar att endera den beroende variabeln Ψ eller flödeshastigheten v är konstanta, gäller följande: Den beroende variabelns initieellt positiva tidsderivata kan då ej ändra tecken under infiltrationsprocessen. Detta villkor ger att en överskriden infiltrationskapacitet fås, då trycket vid markytan är konstant, dvs positiva tecken framför $\partial m/\partial t$ och $\partial \Psi/\partial t$ på alla djup. Man får en jord som ej är under uttorkning. En liknande slutsats erhålls vid en flödeskontrollerad infiltration, karakteriserad av en konstant regnintensitet. Denna slutsats kvarstår även när regnintensiteten är en ökande funktion av tiden men ej när intensiteten minskar med tiden.

Av det ovan beskrivna följer att hystereseffekten ej kan uppkomma om den beroende variabeln eller flödet är konstant vid markytan. Likaså fås ingen hystereseffekt om flödet ökar med tiden. Man kan alltså säga att de valda randvillkoren ger en frånvaro av hystereseffekten.

2. Om en konstant vattentrycknivå uppehålls vid markytan måste vattenflödet genom denna yta minska konstant med tiden.

3. Om ett konstant vattenflöde uppehålls vid markytan måste trycket vid denna yta minska konstant med tiden.

4. Infiltration vid en konstant regnintensitet kommer att resultera i en dämning om, och endast om, den aktuella regnintensiteten överskrider den mättade jordens hydrauliska konduktivitet.

5. Under icke-dämmande infiltration vid ett regn med konstant intensitet R , måste bindningstrycket vid markytan kontinuerligt närma sig ett gränsvärde Ψ_L sådant att $k(\Psi_L) = R$.

3.3 Numerisk analys av infiltration

För ett flertal ändamål behöver man bestämma ett regns inverkan på de övre marklagren. Hur stor är tex magasineringsförmågan eller hur stor är avrinningen vid ett naturligt regntillfälle? För dessa och andra ändamål kan man uppmäta data i fält på experimenttytor och därav dra sina slutsatser. Detta förfarande kostar mycket och ger förhållandevis lite information. Det krävs också lång tid för att nå goda resultat. Dessutom måste försöken upprepas på ett flertal jordarter för att man skall kunna generalisera över en viss area.

Den analytiska kunskapen om markfysik och hydrologi skulle emellertid tillåta oss att uppskatta markvattenrörelse liksom vi skulle kunna kalkylera effekten av ett nederbördstillfälle på vattenförhållandena i de ytliga markskikten. För att kunna tillämpa en numerisk modell behöver vi dock känna till jordartens vattenhaltskaraktäristika, sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck och sambandet mellan dränagetömning och grundvattenytans nivå.

Ekvationerna (5), (7) och (10) är icke-linjära paraboliska partiella differentialekvationer. Någon allmän analytisk lösning av dessa ekvationer finns ej för närvarande. För att erhålla en kvantitativ information om en sådan ekvations lösning måste man utveckla numeriska lösningsmetoder. Av dessa har de sk finita differensmetoderna visat sig vara de mest effektiva då infiltrationen skall beskrivas. En speciellt uppställd finit differensekvation (algebraisk) används, vilken approximerar den ursprungliga partiella differentialekvationen. Beräkningarna vid dessa numeriska metoder är vanligen tämligen omfångsrika men de behandlas snabbt med hjälp av dator. Beräkningarna utförs för successiva värden på infiltrationstiden $n \cdot \Delta t$, där $n = 1, 2, 3, \dots$ och Δt är ett godtyckligt litet tidstillägg.

Wind och van Doorne (1975) har presenterat en förhållandevis enkel modell:

Grundläggande formler:

$$\text{flödes hastighet:} \quad v = -k \left[\left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + 1 \right] \quad (11) \text{ jfr ekv (1)}$$

$$\text{konduktivitet:} \quad k = k_0 e^{\alpha \Psi} \quad (12)$$

$$\text{kontinuitetsekvation: } \frac{\partial m}{\partial t} = - \frac{\partial v}{\partial z} \quad (13)$$

- v = flödeshastighet, positiv uppåt
 k = kapillär konduktivitet
 Ψ = markens bindningstryck, negativ i omättad zon
 z = höjd över markyta, negativ för varje djup
 k_0 = kapillär konduktivitet för $\Psi = 0$
 α = markkonstant (1/längdenhet)
 m = markvattenhalt (vol %)
 t = tid
 d = djupintervall ($z_1 - z_2$), positiv

Formel (11) är Darcys ekvation för vertikalt flöde, formel (12) är Rijtemas (1965) uttryck som endast är giltigt för inte alltför torra jordar. Vad beträffar kapillär konduktivitet hänvisas till ett speciellt kapitel (se kapitel 5.1).

Den vertikala flödeshastigheten över distansen d mellan centrum av två på varandra följande lager anses vara konstant under ett tidsintervall. I föreliggande modell tänkes Ψ vara differentierbar och således en kontinuerlig funktion av djupet. Eftersom k varierar med djupet är det svårt att välja ett passande värde för k , vilket skall användas i ekvation (11). Detta val kan undvikas med hjälp av följande procedur, som är giltig för ett visst tidsintervall.

Om ekvation (12) differentieras med avseende på z erhålles:

$$\frac{dk}{dz} = \alpha k \cdot \frac{d\Psi}{dz} \quad (14)$$

För ett givet t leder en substitution i ekvation (11) till följande lineära differentialekvation av första ordningen där k är en funktion av z .

$$\frac{dk}{dz} + \alpha \cdot k + \dot{\alpha} \cdot v = 0 \quad (15)$$

I denna ekvation är v konstant över ett visst djupintervall. Lösningen av ekvation (15) är:

$$k = C \cdot e^{-\alpha z} - v \quad (16)$$

Med hjälp av randvillkoren ($z = z_1, k = k_1$) och ($z = z_2, k = k_2$) kan v erhållas:

$$v = \frac{k_2 - k_1}{e^{\alpha d} - 1} - k_1 \quad (17)$$

Detta uttryck, vilket erhållits under förutsättning att Ψ är en differentierbar funktion av z och att v är konstant över ett djupintervall under en viss kort tidsrymd, används i modellen.

Förändringar i vattenhaltsfördelningen enligt datormodellen

Om man utgår från en given vattenhaltsfördelning i marken beräknas den kapillära konduktiviteten för varje lager med hjälp av $k = k_0 \cdot e^{\alpha \Psi}$. Sedan beräknas de vertikala flödeshastigheterna v_1, v_2, \dots, v_{n-1} och infiltrationskapaciteten v_0 , under ett valt tidsintervall, enligt formel (17).

Ökningen i vattenhalt beräknas därefter enligt ekvation (13) med hjälp av skillnaderna mellan två hastigheter. Differenserna $v_i - v_{i-1}$ måste därför divideras med djupintervallet Δz ($=d$) och multipliceras med tidsintervallet Δt . Då fås

$$\Delta m_i = (v_i - v_{i-1}) \frac{\Delta t}{\Delta z}, \quad i = 1, 2, 3, \dots, n \quad (18)$$

Därefter ger $m_i + \Delta m_i$ den nya vattenhaltsfördelningen vid början av nästa tidsintervall, vilket behandlas på samma sätt som ovan.

4 VATTENHALT

För att kunna bestämma vattnets rörelse i marken vid icke vattenmättnad är man tvungen att känna till markvattenhalten. De hittills mest använda mätmetoderna är de gravimetriska samt på senare år de radiometriska.

4.1 Gravimetrisk metod.

Den gravimetriska metoden (Danfors, 1975) används för att kalibrera andra mera indirekta metoder. Vattenhalten bestäms genom att "in situ-provorna" väges och torkas (105°C). Vattenförlusten uttrycks därefter i procent av torrvikten eller av provets ursprungliga volym. Skall vattenhalten bestämmas över en större yta torde en statistisk analys vara nödvändig. (Hills & Reynolds, 1969).

4.2 Radiometrisk metod.

Markvattenmagasinet är en betydelsefull faktor vid bedömning av vattenbalansen inom ett område. Undersökningar av markvattenförhållandena inom ett visst område var tidigare tidskrävande med omfattande fältarbeten och efterföljande laboratorieundersökningar. I och med tillkomsten av de radiometriska metoderna, som kan användas direkt på platsen, har undersökningsmetodiken förenklats högst väsentligt. Insamlandet av data i tillräcklig mängd under begränsad tid erbjuder nu inga problem. Något tillspetsat kan problemen sägas ha förskjutits från insamlandet av mätdata till tolkning och behandling av dessa.

Principerna för radiometrisk mätning kommer här endast att redovisas översiktligt för att ge en allmän bakgrund till metoden. För mera ingående teoretiska beskrivningar hänvisas exempelvis till: Isotopteknik inom markfysik och geohydrologi (1963), varifrån även nedanstående till stor del har hämtats.

Densitetsbestämning.

För bestämning av ett materials densitet (volymvikt) kan genomstrålning med gamma-strålar utnyttjas. Gamma-strålningen utgörs av en elektro-

magnetisk vågrörelse av mycket kort våglängd och är av samma karaktär som röntgenstrålning eller ljusstrålning. Vid passage genom materia undergår strålningen en intensitetsminskning, en absorption, varigenom den utträdande intensiteten blir lägre än den infallande. Inom vissa gränser för strålningens energi och den genomstrålade materialets atomnummer är intensitetsnedsättningen proportionell mot absorbatormaterialets densitet och gångvägen i absorbatoren. Detta är bakgrunden till att gammastrålning kan utnyttjas både för tjockleksmätning på enhetliga material och densitetsbestämning när tjockleken är konstant.

En gamma-strålkälla (exempelvis Co_{60} eller Cs_{137}) som är innesluten i ett medium kommer att omges, förutom av den egna primärstrålningen, av sekundär strålning som uppstått genom s k Compton-spridning i materialet. Härpå grundar sig användningen av gamma-återspridningsmätning för densitetsbestämning. Den sekundära strålningen utsänds nämligen i alla riktningar, och en viss del kommer även att återvända mot strålningens utgångspunkt. Intensiteten hos denna återspridda strålning beror av densiteten och atomnumret hos det omgivande mediet. För de jämförelsevis enhetliga material, som jordlager utgör med avseende på atomnummervariationen, kan man i allmänhet försumma beroendet av atomnumret och anse den återspridda strålningens intensitet vara en funktion enbart av densiteten.

Som detektor kan antingen användas Geiger-Müller-rör eller scintillationsdetektor. Den förstnämnda är enkel och pålitlig men dess verkningsgrad för gamma-strålning är låg, varför den är mindre lämplig. Scintillationsdetektorn däremot har hög verkningsgrad för gamma-strålning. Det strålningskänsliga mediet i detektorn är en kristall, scintillatoren, vanligtvis av natriumjodid, som fluorescerar under den radioaktiva strålningens inverkan. För att förstärka ljusnivån, som är mycket låg, fordras en kraftig förstärkning i en s k fotomultiplikator, vilken enklast kan beskrivas som en fotocell med inbyggd förstärkning.

Vattenhaltsbestämning.

För bestämning av ett materials vattenhalt kan bestrålning med snabba neutroner användas. Sådan strålning utlöses genom en kärnreaktion om ett alfa-strålände (alfa-strålar = heliumkärnor) ämne blandas med grundämnet beryllium. Neutronerna utsänds med höga energier. I ett material, som omger det neutronstrålände preparatet kommer neutronerna så småningom att bromsas genom elastiska stötar mot materialets atomkärnor. Olika grundämnen har olika stor förmåga att bromsa neutroner. Enligt mekanikens lagar fördelas en neutrons rörelseenergi vid elastisk stöt mot en atomkärna omvänt proportionellt mot deras respektive massor. Vätekärnan (protonen) har nästan exakt samma massa som neutronen, varför kollision med en vätekärna medför en halvering av rörelseenergin hos neutronen. Väte är därför den effektivaste bromsen eller moderatorn, som existerar. Efter drygt 20 stötar har energin reducerats till så låga värden att neutronen befinner sig i termisk jämvikt med omgivningen, d v s har samma genomsnittliga hastighet som atomerna i omgivande material. Sådana neutroner är till skillnad från energirika neutroner mycket benägna att initiera kärnreaktioner, och kan exempelvis påvisas med scintillationsdetektor (se ovan).

Till vätetets gynnsamma egenskaper som neutronbroms bidrar även den omständigheten att väte endast har en svag tendens att absorbera neutroner. Intensiteten av termiska neutroner kommer därför att bli hög kring en neutronkälla nedsänkt i ett material med hög vätehalt.

De i naturliga svenska jordar, och då i synnerhet grus- och sandjordar, förekommande moderatorerna utgörs så gott som uteslutande av väte. I oorganiska jordarter förekommer väte bundet som vatten, varför markens vattenhalt är bestämmande för intensiteten av termiska neutroner kring en nedsänkt neutronkälla. En hög vattenhalt medför sålunda hög intensitet av termiska neutroner och tvärt om. Liksom vid densitetsmätningen gäller att mätvärdet blir ett medelvärde, som representerar sondens närms- ta omgivning. En 30 mCi neutronkälla mäter sålunda inom en sfär med med en radie av cirka:

- 10 cm i vatten
- 15 cm i vattenmättad sand
- 20 cm i luft
- 40 cm i torr sand

Radiometrisk ytsond.

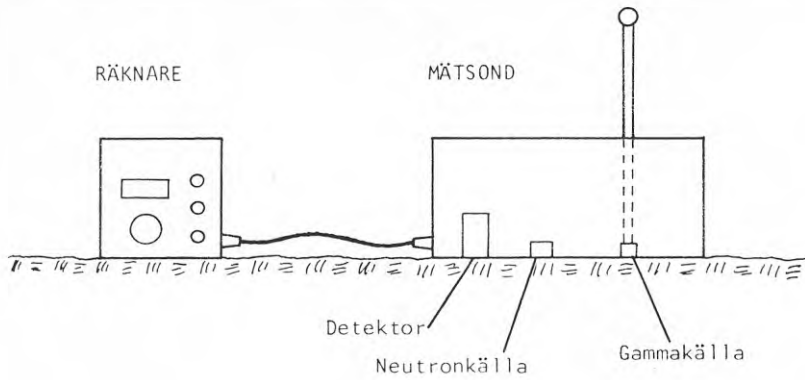
Med radiometrisk ytsond menas här ett instrument avsett att huvudsakligen endast undersöka de översta ca 10 cm av jordlagren. Apparaturen är inbyggd i en låda som placeras på marken. Störst praktiskt intresse har en sådan utrustning för kontroll av packning i samband med exempelvis väg- och dammbyggen. Ytsonden har härvid den stora fördelen att utan ingrepp i materialet tillåta snabbt utförande av ett stort antal mätningar.

Apparaturens principiella uppbyggnad framgår av figur 6. Själva sonden består av gammakälla, neutronkälla och detektor. För att registrera mätningarna behövs dessutom ett separat räknarinstrument. Som framgår av figur 7 utförs vattenhaltsmätningen som återspridningsmätning och densitetsmätningen antingen som återspridningsmätning eller transmissionsmätning. För att det senare skall vara möjligt är gammakällan placerad på ett spett som kan föras ned i jorden.

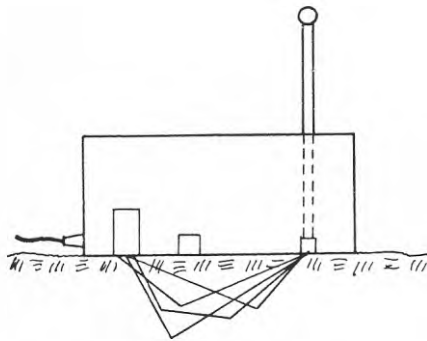
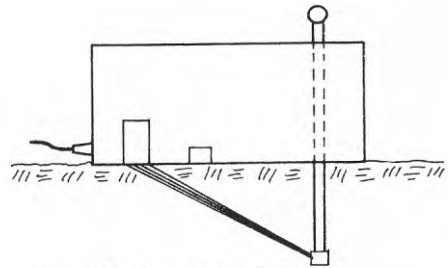
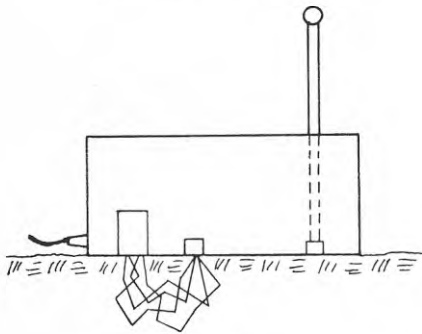
Radiometrisk djupsond.

En radiometrisk djupsond är ett instrument som används för att undersöka jordlagren kring ett i marken nedslaget rör. Sondens kan vara kalibrerad för mätning i rör av olika material såsom järn och aluminium. Denna apparat är främst avsedd för mätning av vattenhaltens variationer i den omättade zonen. På grund av randeffekter vid markytan kan i allmänhet ej det översta 20-25 cm mäktiga marklagret kontrolleras utan speciell kalibrering.

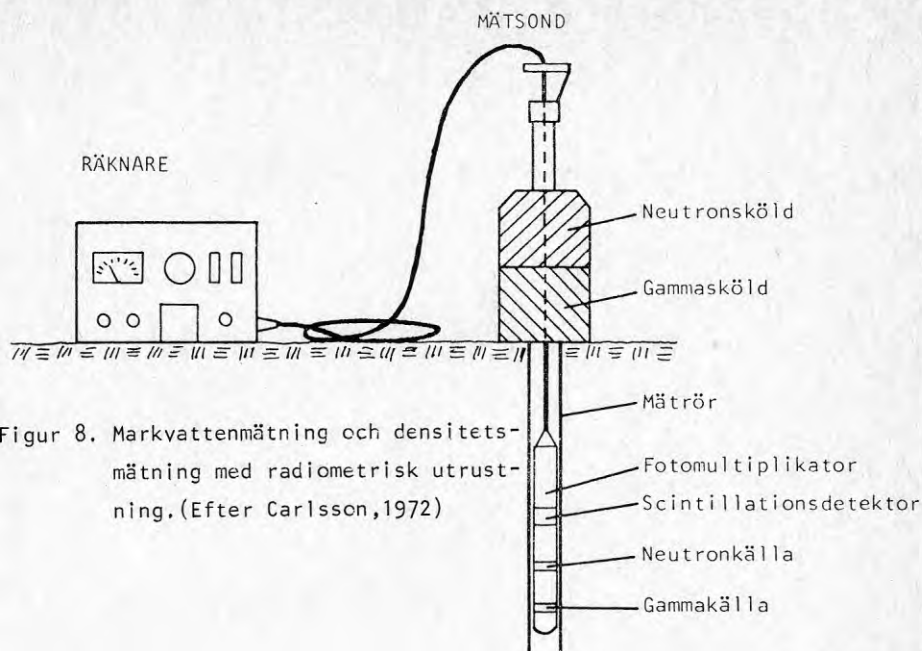
Apparaturens principiella uppbyggnad framgår av figur 8. De båda strålningskällorna och detektorn sitter i en cylinderformad mätkropp, som kan sänkas ned i mätrören. Under transport är mätkroppen innesluten i ett skyddshölje. Av naturliga skäl kan endast återspridningsmätning utföras. Liksom till ytsonden krävs ett separat räknarinstrument för registrering av mätningarna.



Figur 6. Radiometrisk ytsond.

Densitetsmätning
(återspridning)Densitetsmätning
(transmission)Vattenhaltsmätning
(återspridning)

Figur 7. Olika möjligheter vid mätning med radiometrisk ytsond.



Figur 8. Markvattenmätning och densitetsmätning med radiometrisk utrustning. (Efter Carlsson, 1972)

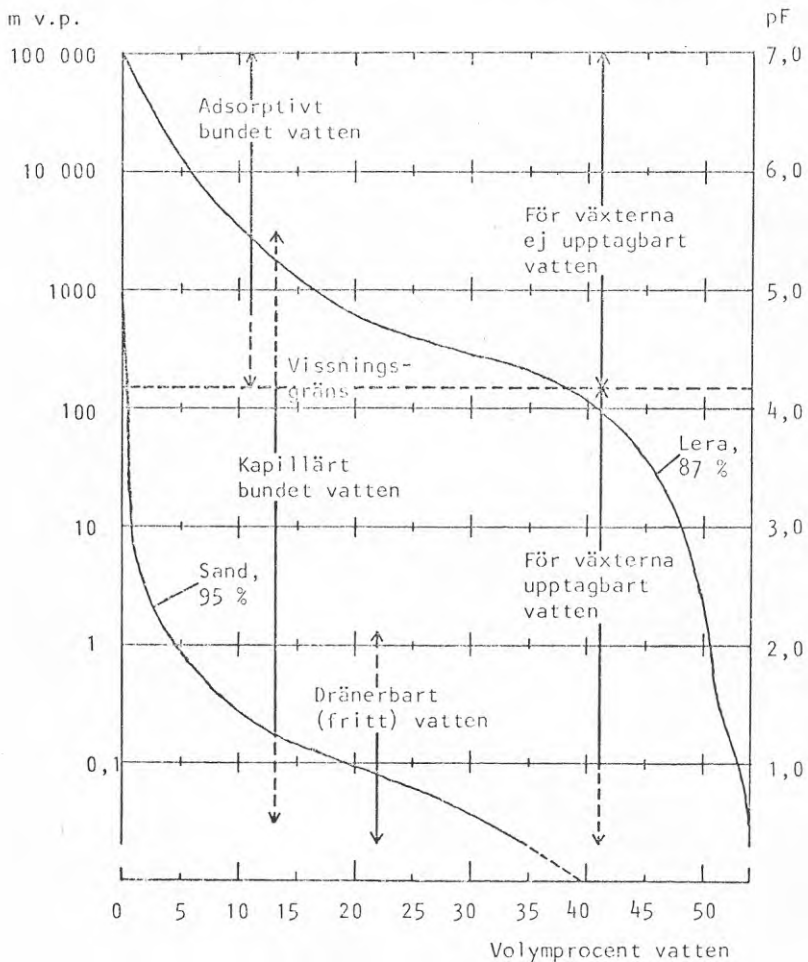
De båda metodernas användbarhet.

Radiometrisk ytsond är avsedd att underlätta bestämningar av densitet och vattenhalt i markens ytligaste lager, genom att ett stort antal mätningar kan utföras med ringa tidsåtgång samt att mätområdet inte behöver förstöras. För att mätningarna skall ge någorlunda korrekta värden krävs dock att sonden placeras på en väl avjämnad yta. Detta krav uppfylls sannolikt ej av en gräsmatta, där grästorven troligen måste avlägsnas före mätningen. Ett mätområde bestående av gräsmatta kommer sålunda likväl att delvis förstöras även om grästorven kan läggas tillbaka och eventuellt växa fast igen.

Tidigare genomförda markvattenundersökningar med radiometrisk djupsond i naturliga områden visar att markvattenmagasinet utgör en väsentlig del i ett områdes vattenbalans. Mätningarna, som utförts vid Geologiska institutionen, CTH, visar att så är fallet även i ett utpräglat område med i hög utsträckning artificiella jordlagerföljder. Markvattenmätning i nedslagna stålrör med radiometrisk djupsond tycks endast ge användbar information vad gäller markvattenhaltens variationer. Uppmätta absolutvärden bör sannolikt ej utnyttjas.

4.3 Tensiometermetod

Eftersom det föreligger ett samband mellan vattenhalt och bindningstryck (pF) utnyttjas ofta mätningar av markens undertryck vid bestämningar av vattenhalten. Dessa mätningar genomförs med tensiometer och principen för detta instrument framgår närmare i kapitel 5.2. I figur 9 redovisas pF-kurvor för sand och lera. De sammanhörande värdena för vattenhalt och bindningstryck erhålles med hjälp av tryckkammarteknik. Olika vattenavförande tryck, undertryck, pålägges därvid jordprovet och de korresponderande vattenmängderna uppskattas. (Andersson & Wiklert, 1972).



Figur 9. pF-diagram med kurvor för lera och sand.
(Efter Andersson & Wiklert, 1972)

4.4 Elektrisk mätmetod.

För att med elektriska metoder mäta markvattenhalt kan i princip tre "elektriska" storheter användas: magnetisk permeabilitet, konduktivitet och elektrisk permittivitet. Magnetisk permeabilitet ger liten mätupplösning för vattenhaltsskillnader. Eftersom marken innehåller joner påverkas konduktiviteten, varför denna uppmätta storhet kan vara behäftad med stora felkällor. Genom att mäta konduktiviteten i porösa block som begravs i jorden överbryggas visserligen denna svårighet men praktiska problem kan tillstöta (Se nedan!) Således kvarstår endast permittiviteten.

Permittiviteten är en elektrisk storhet hos ett material vilken definieras genom Coulombs lag.

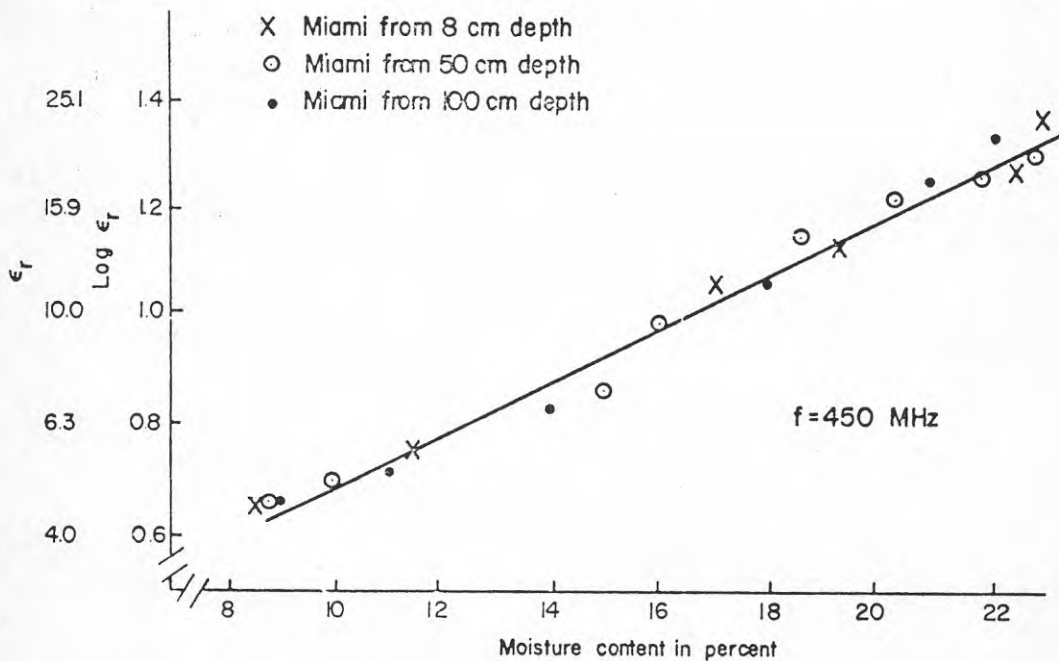
$$F_c = q_1 \cdot q_2 / 4\pi \cdot \epsilon_r \cdot r^2$$

där F_c är kraften mellan två laddningar, q_1 och q_2 är de två laddningarnas storlek, r är avståndet mellan laddningarna och ϵ är permittiviteten. ϵ kan uttryckas som $\epsilon_0 \epsilon_r$ där ϵ_0 är permittiviteten vid vakuum i C^2/Nm^2 . ϵ_r kallas för den relativa permittiviteten eller dielektricitetskonstanten.

Det är rimligt att anta att permittiviteten kan vara en verklig indikation på markvattenhalten, eftersom dielektricitetskonstanten (relativ permittivitet) hos en torr jordart är omkring fem medan vatten har en relativ permittivitet på åttio. Markvattenmätning med utnyttjande av den elektriska permittiviteten har vidare tre fördelar. För det första är metoden lämpad för remote sensing, vilket är betydelsefullt sett till ekonomi och tid. För det andra har metoden fördelen att den mäter vattenhalten icke endast i ytan utan till ett djup av en meter. För det tredje påverkas mätningarna ej av oregelbundenheter på markytan (några centimeter).

Permittivetsmetoden kommer ej att störa jorden på något sätt eftersom de elektromagnetiska vågorna som används kan tränga igenom de flesta jordmåns- och jordartsprofiler till ett djup av en meter. Djupintervallen är omkring 10 cm. Den elektromagnetiska vågrörelsen har en frekvens av omkring 300 MHz och en våglängd på ca en meter. Forskningen angående den elektriska permittivitets tillämpning på markvattenmätning har hittills varit inriktad på att laboratoriemässigt bestämma de kvantitativa sambanden mellan markvattenhalt och permittivitet för olika jordarter (se fig. 10).

Det fortsatta forskningsarbetet har resulterat i ett elektriskt instrument som placeras på markytan. (Slichters metod). Det framtida arbetet inriktas på en anpassning till remote-sensing. (Silva, Schultz, Zalusky, 1976).



Figur 10. Dielektricitetskonstanten för ett jordprov i relation till dess vattenhalt. (Efter Silva et al., 1976)



Figur 11. Mätning med Bouyoucos markvattenmätare. (Efter Beckman, Bulletin 401, 1976)

Inom det agrikulturella tillämpningsområdet finns, förutom de ovan beskrivna mätmetoderna, en elektrisk in-situ metod. För att få ett begrepp om hur mycket en jord behöver bevattnas, används t ex Bouyoucos markvattenmätare. Instrumentet består i princip av ett gipsblock med två ingjutna elektroder som ansluts till en ohm-meter. Gipsblocket placeras i jorden på önskad nivå och kablarna till elektroderna dras till ytan där sedan registreringsinstrumentet kan anslutas när mätning skall ske. Den elektriska resistansen i gipsblocket varierar med dess vattenhalt som i sin tur är relaterat till jordens vattenhalt. När blocket är vått, är dess resistans låg och allt eftersom blocket torkar ökar resistansen. Ohm-metern är kalibrerad så att man skall kunna avläsa "procent tillgängligt markvatten", d v s totala mätområdet ligger mellan fältkapaciteten och vissningsgränsen. Man bör dock vara medveten om att detta intervall kan variera avsevärt beroende på jordarter. Generellt kan sägas att man med metoden erhåller ett riktvärde för en nöjaktig och ekonomisk bevattning. (Se fig. 11).

4.5 Spektrofotometrisk metod

Bowers och Smith (1972) har visat att man kan mäta markvattenhalten om man sänder en monokromatisk stråle (1,94 μm) genom ett metanol-jord-extrakt. Författarna har empiriskt funnit att sambandet mellan strålningens absorbtion och vattenhalten är

$$A_b = K \cdot w / [100 + 1,025 \cdot w] + a \quad (19)$$

där A_b = absorbtionen

w = vattenhalten enligt gravimetrisk metod, vikts%

K = konstant, regressionskoefficient

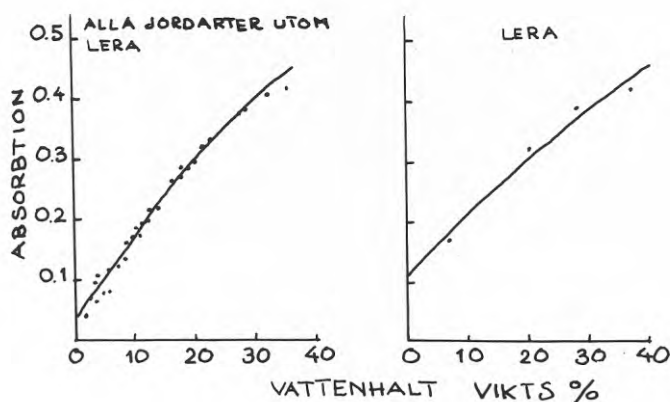
a = konstant, regressionskoefficient

Definitionsmässigt är $A = \frac{10}{\log I_0/I}$ (20)

där I_0 = intensiteten hos en monokromatisk stråle som transmitteras genom ett rent lösningsmedel

I = intensiteten hos en monokromatisk stråle som transmitteras genom en lösning

En regressionsanalys av mätdata har gett en regressionsekvation, $A = 1,6351 \cdot w / [100 + 1,025 w] + 0,0383$, för samtliga undersökta jordarter utom för ren lera vilken kräver en individuell kalibrering. Den goda korrelationen mot de gravimetriskt bestämda vattenhalterna framgår av figur 12. Spektrofotometern med vilken undersökningen genomförts är förhållandevis billig (\approx \$ 400 år 1975) och mätningarna tar, när väl kalibreringen är gjord, omkring 15 minuter.

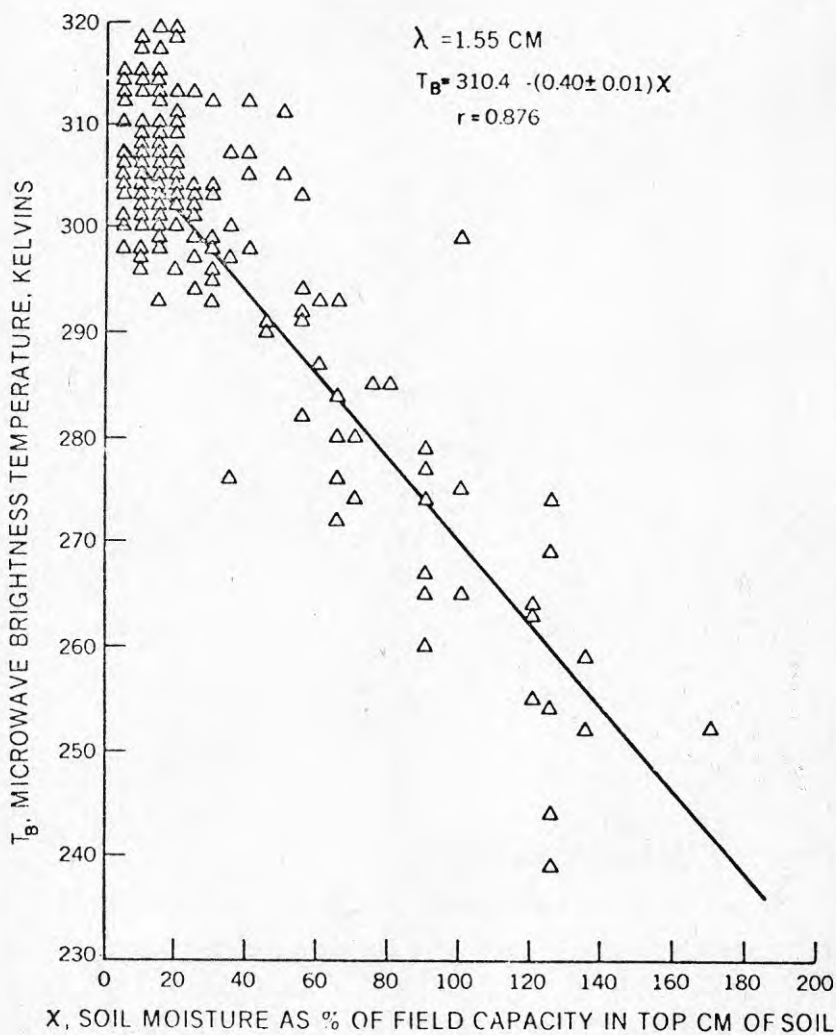


Figur 12 Sambandet mellan absorptionen och vattenhalten i ett jordprov.
(Efter Bower & Smith, 1972)

4.6 Temperaturmätningar och remote sensing

"Remote sensing"-teknik med hjälp av satellit har visat sig uppfylla kraven på en snabb global avbildning, men denna tekniks användning i det speciella fall där det gäller att mäta markvattenhalt måste vidareutvecklas. Det har visats att mikrovågsradiometrar är känsliga för markvattenförekomster ned till ett djup av några få centimeter, men deras användning är begränsad av den grova upplösningen. Genom att övergå till kortare våglängder i det synliga och infraröda våglängdsområdet kan upplösningen förbättras

även om markvattenkänsligheten fortfarande är reducerad till de översta centimetrarna. Som exempel kan nämnas att NASA arbetar på ett projekt med en tvåkanalig radiometer (0,5 - 1,1 μ och 10 - 12 μ) för att kunna mäta både solljusreflektionen och markytans temperatur.



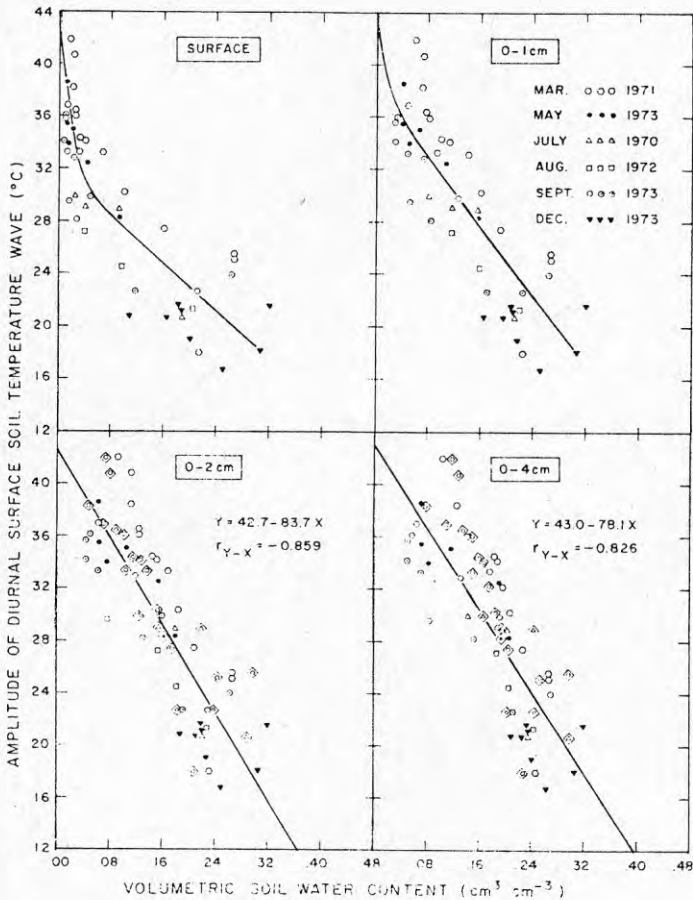
Figur 13. "Microwave brightness temperature" relaterad till markvattenhalten. (Efter Schugge, 1975)

Satelliten Nimbus 5 (start den 12 december 1972) förde med sig en sensor som hade möjligheten att mottaga termal utstrålning från jordytan i den mikrovågskänsliga delen av spektrum. Detta instrument kallas Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) och mottager termal utstrålning vid en våglängd av 1,55 cm. En analys av den s k "microwave brightness temperature", T_B ($T_B = \text{emissionstal} \times \text{yttemperatur}$) jämfört med nyligen nedfallen nederbörd har visat att man med ESMR kan uppskatta markvattenhalten i ytskiktet. Eftersom emellertid vegetationen absorberar mikrovågsemissionen från marken vid 1,55 cm våglängd, kan dylika markvattenmätningar endast genomföras på glest bevuxna ytor. Figur 13 visar T_B som funktion av markvattenhalten i procent av fältkapaciteten (Schmugge, Rango, Neff, 1975).

Idso (1975) har visat att solljusreflektionen, albedon, är ett mått på vattenhalten i markytan. En uppföljning av intensiva bevattningar i Phoenix, Arizona i maj, juli, september och december 1973 gav att markvatteninnehållet, hos en sandig lera från markyta till 10 cm:s djup, väl kunde korreleras till ytans albedo. Om man normaliserade albedon, genom att undanröja effekterna av varierande infallsvinkel, var sambandet oberoende av årstid. Några generella slutsatser över en vidsträckt ytas vatteninnehåll, där jordarten skiftar, är emellertid svåra att dra eftersom albedon då kommer att variera kraftigt.

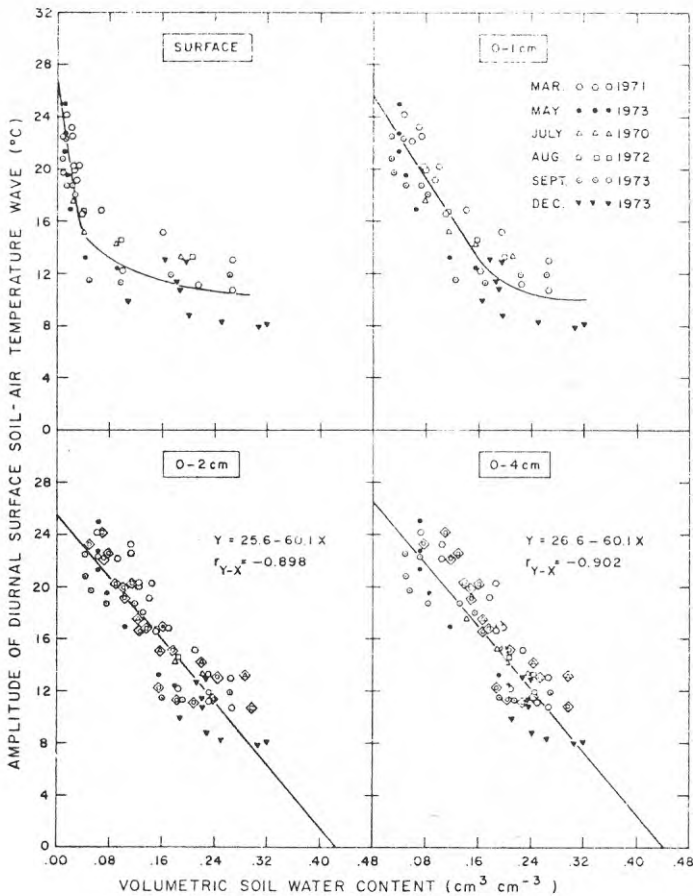
Ett flertal mätningar har utförts på ett 72 x 90 m² stort fält i Phoenix, Arizona. Det ytliga jordlagret bestod av en sandig, siltig lera. Ingen vegetation förekom. I juli 1970, mars 1971, augusti 1972 och maj, juli, september och december 1973, bevattnades fältet med omkring 100 mm. Därefter uppmättes följande parametrar var tjugonde minut för perioder från en till tre veckor: lufttemperaturen på en meters höjd, temperaturen vid ytan och på ett flertal djup, infallande och reflekterande solstrålning. Jordprover, för vattenhaltsbestämning, har under försökens gång insamlats med 20 min:s mellanrum från olika delar av experimentytan. In situ-proverna insamlades över följande nivåer: 0-0,2, 0-0,5, 0-1, 1-2, 2-4, 4-6, 6-8 och 8-10 cm.

Den första teorin, som provats med det omfattande datamaterialet, var inriktad på ett sk termalt beroende av markvatteninnehållet, dvs man relaterar medelvärdet av markvatteninnehållet under dygnets ljusa del (soluppgång till solnedgång; kallas i fortsättningen daglig) till amplituden hos den dagliga temperaturkurvan för markytan. Maximumvärdena för markytans temperatur registrerades omkring 1,5 tim efter kl 12.00, och minimumvärdena alldeles före soluppgång. Figur 14 åskådliggör de nämnda sambanden. Ytan och intervallet 0-1 cm uppvisar ett kurvlineärt samband medan intervallen 0-2 cm och 0-4 cm är lineära.



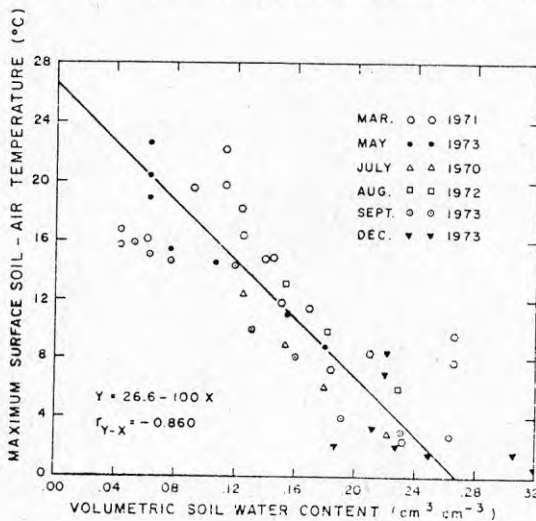
Figur 14. Amplituden för den dagliga temperaturkurvan vid markytan relaterad till markvattenhalten i vol %, vid olika djupintervall. (Efter Idso, 1975)

Ett försök gjordes därefter att minska lokalernas "inneboende" spridning i värden, genom att införa lufttemperaturen i beräkningarna. Skillnaden mellan markyttemperaturens och lufttemperaturens amplitud bestämdes för varje mätperiod och denna skillnad plottades mot det dagliga medelvärdet för markvattenhalten. Kurvornas utseende visas i fig. 15 och överensstämmer i huvuddragen med de kurvor som beskrevs i fig. 14.



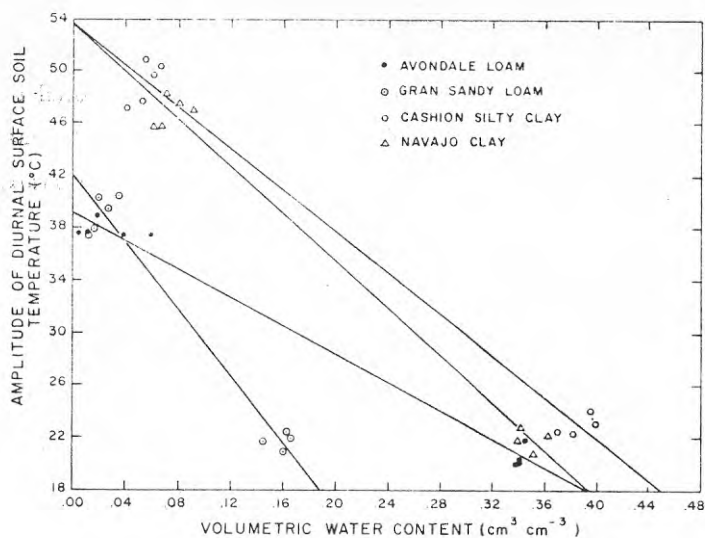
Figur 15. Amplituden för den dagligen förekommande skillnaden mellan markyttemperaturen och lufttemperaturen plottad mot markvattenhalten vid olika djupintervall. (Efter Idso, 1975)

När man plottade skillnaden mellan markytans temperatur och luftens upptäcktes det att vatteninnehållets temperaturberoende huvudsakligen härrörde från variationer i maximumvärdet och ej i minimumvärdet. Således plottades det dagliga markvattenmedelvärdet mot maximumvärdet för markytans temperatur minus lufttemperaturen i ett diagram, för intervallet 0-2 cm:s djup (se fig. 16). Resultatet blev återigen ett lineärt samband. Vi skulle alltså här ha två möjligheter att insamla data: 1) markvatteninnehållet i ytan skulle kunna bestämmas från flygplan eller satellit vars uppgift skulle vara att mäta dagliga differenser i markytetemperaturen (maximum minus minimum) eller 2) remote-sensing skulle bestämma maximum för marktemperaturen och lufttemperaturen skulle bestämmas på plats.



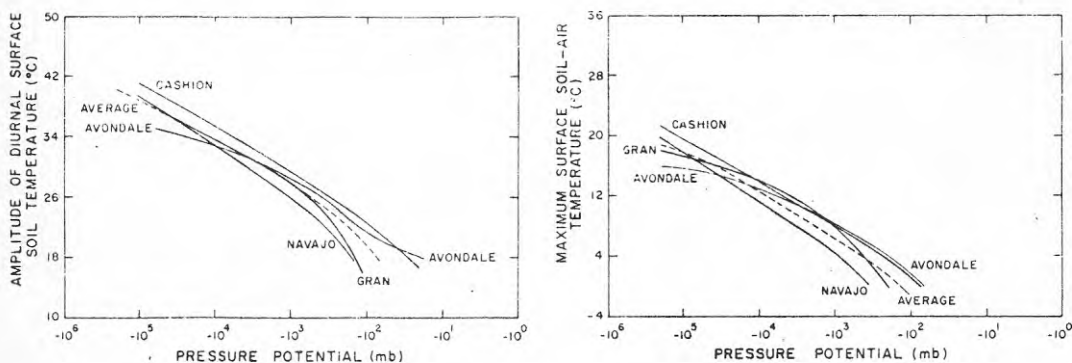
Figur 16. Maximumvärdet för markytans temperatur minus lufttemperaturen, relaterad till markvattenhalten. (Efter Idso, 1975)

Den uppställda hypotesen testades på ett antal försöksytor där man hade jordarter av olika sammansättning, (se fig. 17). Det uppenbaras vid detta stadium av undersökningen att följande väsentliga problem föreligger: om inte jordarten är bestämd är inte den uppmätta amplituden för markytans dagliga temperaturkurva en unik parameter som beskriver markvatteninnehållet, ty när de olika jordarterna testades förelåg en stor spridning i vattenhalt för samma amplitud.



Figur 17. Amplituden för den dagliga markytetemperaturer relaterad till markvattenhalten för fyra olika jordarter. Djupintervallet är 0-2 cm.
(Efter Idso, 1975)

För att kunna finna en kontinuerlig funktion som relaterade det termala beroendet till någon markvattenstorhet, oberoende av jordart, inriktades undersökningen på pF-kurvans egenskaper. Sedan respektive jordarts pF-kurva uppritats plottades de tidigare omtalade temperaturparametrarna mot bindningstrycket, (se fig. 18, 19). Figurerna uppvisar samlade kurvskaror och uppenbarligen kan de båda temperaturparametrarnas beroende av bindningstrycket med god noggrannhet approximeras med ett entydigt kurvsamband.



Figur 18, 19. Temperaturparametrarnas beroende av bindningstrycket. Djupintervall 0-2 cm, (Efter Idso, 1975)

4.7 RadarParamsmetrar för kartläggning av markvatten

Vid University of Kansas Center for Research har man bedrivit forskning som gäller radarmetoders tillämpning på markvattenmätning. Dessa metoder innebär vanligtvis att luftburna instrument får operera vid frekvenser från några gigahertz till omkring 25 GHz. Normalt har dessa metoder en nackdel i att de påverkas av ojämnheter i markytan (några få millimeter). Vidare nedtränger vågrörelsen ej mer än några centimeter beroende på jordens beskaffenhet (markvattenhalt och fria jon-innehållet). Metoderna mäter totala vattenhalten från markytan till den djupaste nedträngningsnivån, vilket är en allvarlig begränsning i tillämpningen av denna typ av mätningar.

Ulaby och Batlivala (1976) har nyligen avslutat en undersökning för att optimera parametrarna vid markvattenundersökningar med radar. Man fann att radarsignalerna bör ha en frekvens av 4 GHz samt att infallsvinkeln skall ligga inom område av 7° - 15° från nadir. Signalens polarisation skall vara horisontellt transmitterad och horisontellt mottagen (HH). Man kan även tänka sig motsvarande vertikala polarisation.

4.8 En approximation av pF-kurvan från en begränsad datamängd; en empirisk och tentativ modell.

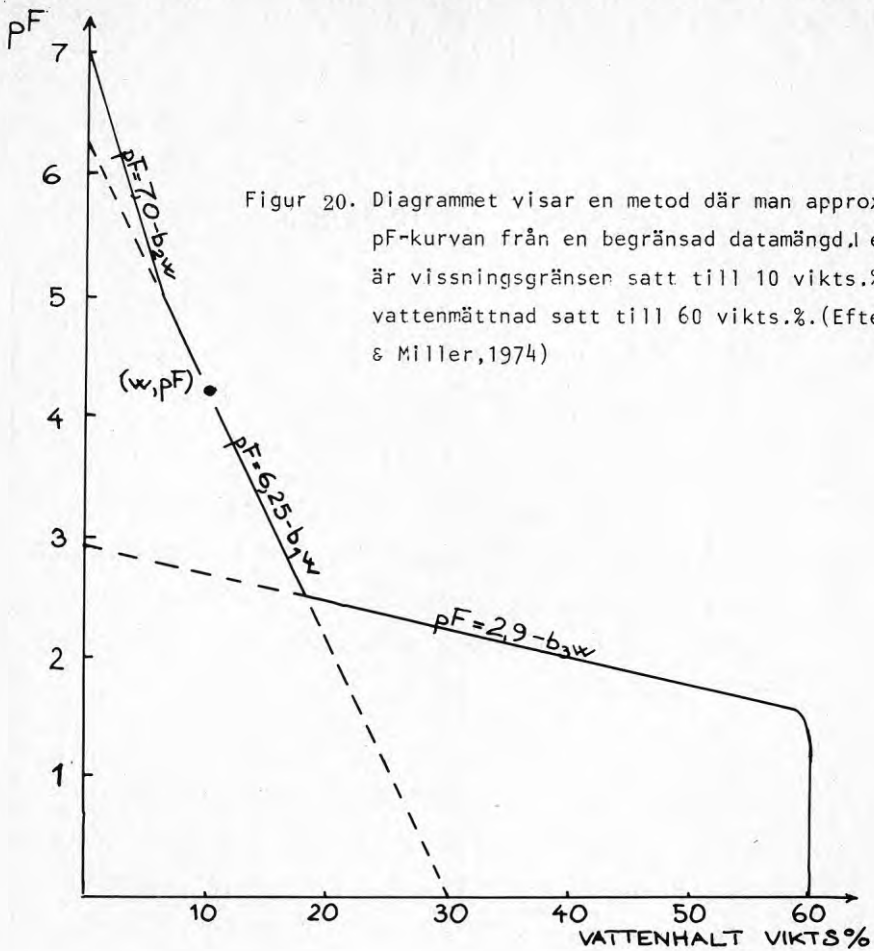
McQueen och Miller (1974) har visat att pF-kurvan kan approximeras med logaritmiska funktioner och presenteras som sammanbundna räta linjer. En fullständig pF-kurva skulle således kunna indelas i åtminstone tre avsnitt. Det är lämpligt att indelningen sker på så sätt att, en linje representerar det hårt adhesivt bundna vattnet mellan pF 7,0 och 5,0, en annan linje representerar en adhesivt bunden vattenfilm med bindningstryck mellan pF 5,0 och 2,5. Slutligen har man ett kapillärt avsnitt för krafter mindre än omkring pF 2,5. I redogörelsen föreslås även hur man skall approximera pF-kurvan med hjälp av få eller inga mätningar av bindningstrycket. För att utveckla modellen och visa dess känslighet har man använt sig av lineär regressionsanalys och gjort en statistisk bedömning med hjälp av frekvensfördelningar.

Modellen

När vattenhaltskaraktäristikan för en jordart åskådliggörs som pF-värde mot vattenhalten i viktsprocent (w), kan en indelning i räta linjer ske på följande sätt. (Se figur 20).

- 1 Plotta några godtyckliga datapunkter (pF, w) i intervallet från pF 2,5 till 5,0.
- 2 Drag en rät linje mellan punkten (0, 6,25) och de inprickade datapunkterna. Detta avsnitt representerar adsorption av vatten som en film på jordpartiklarna. Räta linjens formel är $pF = 6,25 - b_1 w$.
- 3 Drag en rät linje från punkten (0, 7,0) som skär linjen, konstruerad i steg 2, vid pF = 5,0. Detta avsnitt representerar vatten som är hårt bundet till partikelytorna och som vanligtvis ej kan avlägsnas genom naturliga processer. Räta linjens formel är $pF = 7,0 - b_2 w$.
- 4 Det kapillära området är mera osäkert. För att approximera detta område kan man förfara på följande sätt. Drag en linje genom den kapillära gränsen vid vattenhalten noll (0, 2,9) och punkten där det adsorberande avsnittet skär pF 2,5. Denna approximation kan modifieras genom någon känd punkt på kurvan eller genom kunskap om porstorleksfördelningen.
- 5 Då vattenhalten i en jordart ökar mot full mättnad kan man definiera ett fjärde segment på pF-kurvan. En skissartad kurva som sammanbinder det kapillära avsnittet med vattenhalten vid mättnad kan anses helt välgrundad.

En pF-kurva som är baserad på endast en datapunkt visas i figur 20. De naturliga begränsningarna och formlerna för de olika räta linjerna framgår även.



Approximationer utan spänningsdata

Emellanåt kan det vara nödvändigt eller önskvärt att approximera pF-kurvan för en jordart när inga vattenhaltsmätningar och tillhörande bindningstryck föreligger. Jämförelser mellan olika laboratorie- och "in situ"-bestämningar för fältkapacitet är vanliga i litteraturen. Resultaten varierar men vid en granskning av ett flertal rapporter visar det sig att bindningstrycket kan antas till pF 2,5 (1/3 atm) när vattenhalten i en jordart befinner sig vid fältkapacitet. Adsorptionssegmentet kan således dras som en rät linje mellan punkten (0, 6,25) och det antagna bindningstrycket vid fältkapacitet ($F_c, 2,5$).

Ovan beskrivna modell är anpassad till vattenhaltsdata som är uppmätta i gram per gram eller procent av torr vikt. Naturligtvis är det möjligt att omarbota modellen till volymetriska enheter.

5 KONDUKTIVITET

5.1 Kapillär konduktivitet

Wind (1955 och Wesseling (1957) har fomulerat följande empiriska samband mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck:

$$k = a(-\psi)^{-n_k} \quad (21)$$

Den s k kapillära potentialen är lika med det negativa värdet på bindningsstrycket. a är en konstant som enligt Visser (1959) hänför sig till konduktiviteten hos en i det närmaste mättad jordart. Exponenten n_k har ett värde från 1,5 till 2 i leriga jordarter och ett högre värde i sandiga jordarter. Ekvation (21) har emellertid den egenskapen att när $\psi = 0$ blir den mättade konduktiviteten obestämbar. Av detta skäl har Gardner (1958) föreslagit en något modifierad ekvation som uttrycker sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck

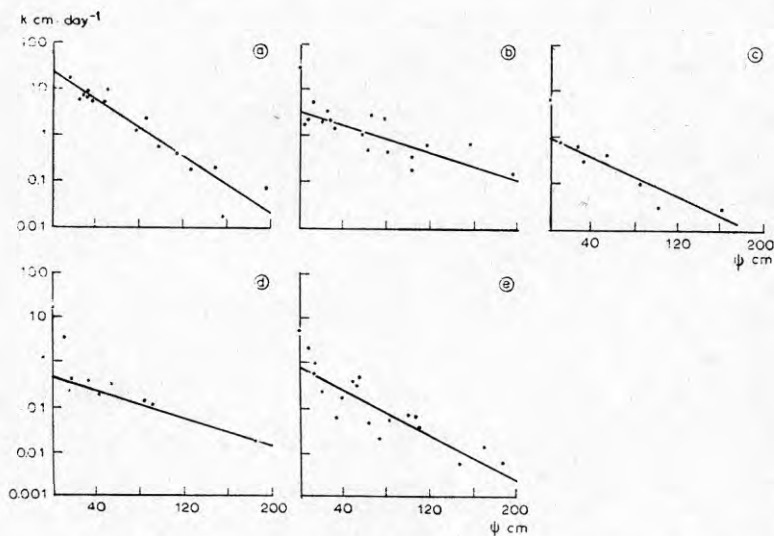
$$k = \frac{a}{-\psi^{n_k} + b} \quad (22)$$

Enligt denna ekvation är konduktiviteten vid mättnad lika med a/b , dvs då $\psi = 0$. Gardners relation kräver, för att kunna gälla, nästan vattenmättnad. Dvs den kapillära konduktiviteten förändras inte alltför mycket vid förändring av vattenhalt. Talsma (1963) har presenterat en fullständig diskussion kring ekvation (22) och gjort slutsatsen att den enbart gäller för viss data. Konduktiviteten kan även enligt Talsma minska snabbt för låga bindningstryck och övergångsformer mellan de samband som är formulerade i ekvation (21) och (22) har funnits. Rijtema (1965) har företagit en undersökning med hjälp av egna, samt i litteraturen funna konduktivetsdata.

Data som beskrivs i litteraturen hänför sig ofta till mätningar i artificiellt packade jordarter. Mätningarna härrör dessutom mestadels från ett begränsat område från vattenmättnad till ett undertryck av 100 till 200 cm hängande vattenpelare. Det framgår av dessa data att sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck skulle kunna uttryckas som:

$$k = k_0 e^{\alpha\psi} \quad (23)$$

Data från Talsma (1963) presenteras i fig. 21. Han har visat att den kapillära konduktiviteten minskar mycket snabbt i ett antal jordarter inom ett intervall av låga bindningstryck. Konduktiviteten k_0 , som uppnås genom extrapolation av sambandet i ekvation (23) är inte alltid lika med den hydrauliska konduktiviteten k_s , vilken bestäms under mättade förhållanden. Beloppet med vilket k_s överskrider k_0 beror på huruvida det föreligger ett icke-kapillärt porutrymme, sådant som rothål och sprickor, vilka mister sitt vatten när ett litet undertryck råder. Den systematiska avvikelser mellan k_s och k_0 som råder vid låga bindningstryck har liten påverkan av den kapillära stighöjden, så därför kan det extrapolerade värdet enligt ekvation (23) användas.



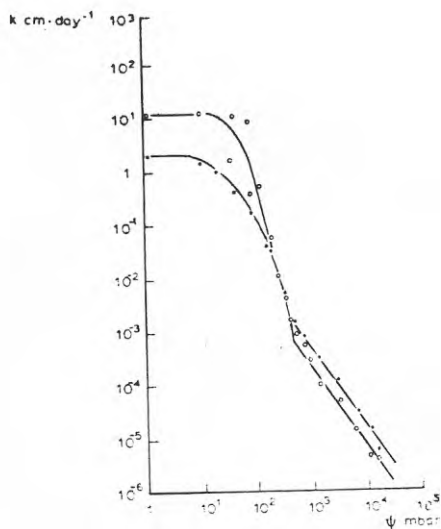
Figur 21. Sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck. a) Yandera loam. b) Banna sand. c) Camarooka clay loam. d) Tuppal clay. e) Jondaryan loam. (Efter Talsma, 1963)

Ibland visar det sig att den kapillära konduktiviteten i sandiga jordarter och artificiellt packade jordartsprov förblir konstant i ett litet intervall av undertrycket från mättnad till ett visst värde på ψ . Ovanför detta bindningstryck minskar konduktivetsvärdena hastigt vid ökande bindningstryck. Visser (1963) introducerade denna punkt som ett lufttillträdesvärde, vilket definierar det undertryck vid vilket luft inträder i ett ostört jordprov och vatten avlägsnar sig. För jordarter där detta fenomen råder omformas ekvation (23) till följande uttryck:

$$\begin{aligned}
 k &= k_0 & \Psi < \Psi_a \\
 k &= k_0 e^{\alpha(\Psi - \Psi_a)} & \Psi > \Psi_a
 \end{aligned}
 \tag{24}$$

Ψ_a är bindningstrycket vid lufttillträdespunkten.

Endast ett fåtal data är tillgängliga från litteraturen vad beträffar sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck från fältkapacitet till vissningsgräns. Sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck för två jordarter åskådliggöres i fig. 22. För låga bindningstryck överensstämmer dessa samband med (24). För höga bindningstryck avviker emellertid kurvorna från (24) och för detta område kan sambandet beskrivas med ekvation (21).

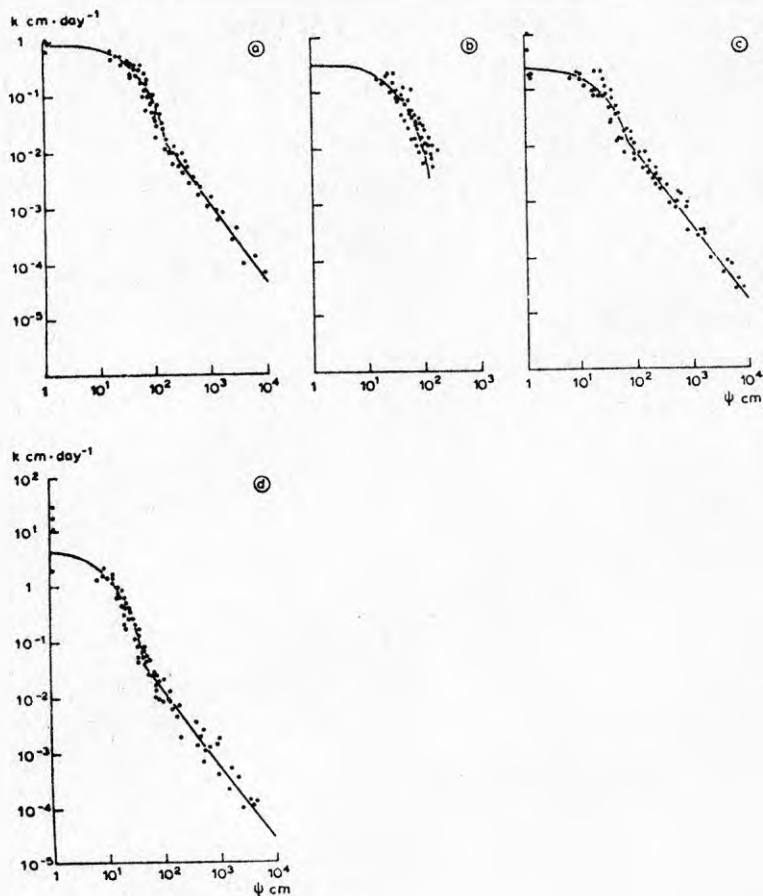


Figur 22. Sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck efter data från Gardner (1958). Kurvorna är kalkylerade till ett undertryck av 300 mbar med ekvation 24.

● Chino clay: $k_0=1,5$ cm/dag, $\alpha=0,0237$ mbar⁻¹
 $\Psi_a=10$ mbar.

○ Pachappa fine sandy loam: $k_0=12$ cm/dag,
 $\alpha=0,0248$ mbar⁻¹, $\Psi_a=10$ mbar.

De värden på den kapillära konduktiviteten som beräknats av Rijtema (1965) presenteras i figur 23. En uppdelning är gjord mellan den humusrika ytjordarten och den leriga sand som förekommer på djupet.



Figur 23. I figuren åskådliggörs det samband som råder mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck för de jordarter som använts i Rijtemas undersökning.

- a) humous loamy sand (topsoil)
- b) loamy sand (subsoil > 50 cm)
- c) sticky clay
- d) peat

(Efter Rijtema, 1965)

För låga bindningstryck beskrives sambandet mellan de båda faktorerna genom ekvation (23). I tabell 1 redogörs för de konstanter som gäller för de olika jordarterna samt för maximumvärdena av de bindningstryck Ψ_{\max} , då ekvation (23) är giltig.

Tabell 1. Värden på k_0 , α och Ψ_{\max} för sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck som tecknas i ekvation 23.
(Efter Rijtema, 1965)

Soil type	k_0 (cm · day ⁻¹)	α (cm ⁻¹)	Ψ_{\max} (cm)
Humous loamy sand (topsoil)	1.0	0.0269	165
Loamy sand (subsoil)	0.36	0.0378	130?
Peat	5.3	0.1045	50
Sticky clay (knipklei)	0.22	0.0380	80

Det intervall på bindningstrycket för vilket ekvation (23) gäller varierar kraftigt. Detta beror troligtvis på jordpartiklarnas fördelning och storlek, ty det är märkbart att Ψ_{\max} ökar med minskande kornstorlek.

Sambandet mellan kapillär konduktivitet och bindningstryck kan, som tidigare redogjorts, för höga bindningstryck uttryckas med ekvation (21). I tabell 2 visas värden på $\log k$ vid undertryck av 10^2 resp 10^4 cm hängande vattenpelare liksom värden på exponenten n_k .

Tabell 2. Värden på $\log k_{10^2}$, $\log k_{10^4}$ och exponenten n_k för olika jordarter. (Efter Rijtema, 1965)

Soil type	$\log k_{10^2}$	$\log k_{10^4}$	n_k	Experimental conditions	Author
River basin clay (komklei)	-1.68	-4.38	1.35	field experiment	Wind (1955)
Sticky clay (knipklei)	-2.10	-4.80	1.35	field experiment	Rijtema (present study)
Chino silty clay loam	(-1.85)	-4.73	1.44	disturbed sample	Gardner and Fireman (1958)
Pachappa fine sandy loam	(-2.18)	-5.10	1.46	disturbed sample	Gardner and Fireman (1958)
Humous loamy sand	(-1.56)	-4.35	1.40	field experiment	Rijtema (present study)
Medium coarse sand (plaatzand)	-3.00	-5.85	1.42	undisturbed soil column	Wind and Hidding (1961)
Peat	-1.84	-4.60	1.38	field experiment	Rijtema (present study)

Det mest anmärkningsvärda resultatet i tabellen är att exponenten n_k för olika jordarter och för olika experimentella villkor har ett nästan konstant värde 1,4. Den troliga förklaringen till detta är att den kapillära konduktiviteten i detta intervall av höga bindningstryck huvudsakligen bestäms av ett "film-flöde" på ytan av jordpartiklarna, medan vattentransport genom kapillärer dominerar för låga bindningstryck. En undersökning av Staple och Lehane (1954) med $k - \Psi$ kurvor från 200 cm hängande vattenpelare till vissningsgräns visar att den kapillära konduktiviteten för konstant vattenhalt ökar med ökande densitet hos jordarten. Detta resultat skulle också visa att konduktiviteten beror på partiklarnas yta per enhetsvolym.

5.2 Mätning av kapillär konduktivitet och diffusivitet med tensiometer

I kapitel 3 har beskrivits att för vattnets rörelse i omättade jordar är hastigheten proportionell mot den s k potentiella gradienten. Vid endimensionellt flöde fås

$$v = -k \cdot \frac{d\Phi}{dz} \quad (25)$$

där v är vattnets flödes hastighet (pos. uppåt), Φ är den totala potentialen, z är avståndet ovanför markyta och k är den kapillära konduktiviteten. I ett homogent system under isoterma betingelser antar man vanligtvis att det råder ett entydigt samband mellan potentialen och vattenhalten m. Ekvation (25) kan omformuleras som en ekvation med följande utseende:

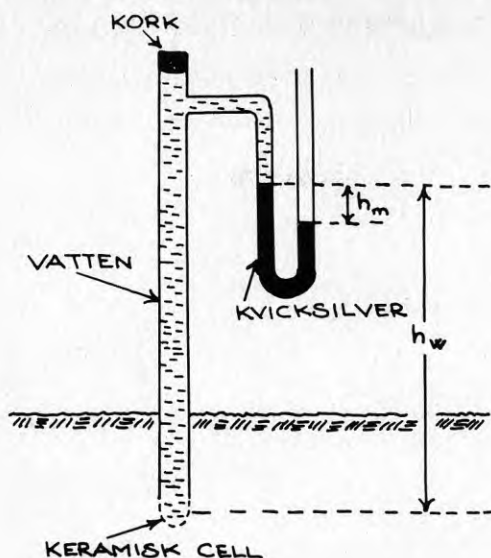
$$v = -k \cdot \left(\frac{d\Phi}{dm} \right) \frac{dm}{dz} = -D \cdot \frac{dm}{dz} \quad (26)$$

Produkten $k \cdot d\Phi / dm$ definieras som diffusiviteten D , i analogi med värmeledningsekvationen. Inverterade värdet av $d\Phi / dm$ kallas ibland för den specifika vattenkapaciteten och betecknas då som C_s . Således fås $D = k/C_s$.

Kombineras ekvationen (25) med en kontinuitetsekvation $-\frac{dv}{dz} = \frac{dm}{dt}$ erhålls en ekvation för endimensionellt flöde:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{d}{dz} \left[k \cdot \frac{d\Phi}{dz} \right] \quad (27)$$

Med lämpligt valda randvillkor beskriver ekvation (27) vattnets rörelse i marken. Parametrarna k och D är värdefulla karaktäristikor för markens hydrauliska egenskaper. För att kunna göra en komplett lösning av ett flödesproblem måste dessa karaktäristikor vara kända som en funktion av vattenhalten eller bindningstrycket. Gardner (1960) har beskrivit hur man med hjälp av en tensiometer kan bestämma k eller D . Möjligheten att kunna utföra sådana mätningar skisserades 1937 av Richards, Russel och Neal.



Figur 24. En enkel tensiometer. (Efter Ward, 1967)

En tensiometer består huvudsakligen av en porös känselkropp vilken står i förbindelse med en vakuummätare genom ett vattenfyllt system. (Se fig. 24). Vakuummätaren är vanligen en kvicksilvermanometer. Manometern mäter trycket hos vattnet i känselkroppen som står i förbindelse med omgivande markvatten. Vid jämvikt är detta undertryck ett mått på markens bindnings- tryck och således ett mått på vattenmängden. Avsikten är att bestämma k och D genom att uppta vatten från jorden genom den porösa känselkroppens väggar och då mäta vattentransporten och bindningstrycket, vilket registreras genom manometern. Vatten kan också tillföras marken genom de porösa väggarna. Värden på den kapillära konduktiviteten kan således erhållas både för vätnings- och uttorkningsfasen vid beaktande av hystereseffekten. Om vattenhalten i den omgivande jorden förändras med ett litet värde antages k och D vara konstanta. De tillgängliga lösningarna för flödesekvationer vid cylindrisk geometri kan då användas om man vill bestämma k och D . Tre metoder med vardera speciella antaganden presenteras nedan.

Metod 1: Konstant flöde

Om vattnets hastighet till eller från känselkroppen hålles konstant erhålles bindningstrycket av manometern som

$$\Psi - \Psi_0 = \frac{Q}{4\pi k} \cdot (\ln t + B) + \frac{Q}{M} \quad (28)$$

Detta gäller för stora värden på tiden t . Q är flödet per enhetslängd av känselkroppen och M är känselkroppens konduktans per enhetslängd. Ψ är undertrycket som registrerats av manometern vid tiden t och Ψ_0 är undertrycket vid tiden $t = 0$. B är en konstant. Om känselkroppens konduktans är alltför låg, dvs om M/k är mindre än ett, kommer den andra termen i högra ledet av ekvation (28) att vara större än den första och det blir svårt att uppnå tillfredsställande resultat. För att bestämma k är det bästa sättet att plotta $\Psi - \Psi_0$ mot $\ln t$ och således bestämma lutningen på den räta linje som bör erhållas.

Metod 2: Konstant undertryck

Om undertrycket i tensiometerns känselkropp uppehålls till ett värde som avviker med $\Delta\Psi$ från jämviktstillståndet, kommer flödet att minska med tiden på följande sätt:

$$Q = 4\pi k \cdot \Delta\Psi \cdot \left[\frac{1}{\ln t + J} - \frac{\gamma}{(\ln t + J)^2} + \dots \right] \quad (29)$$

J är en konstant och $\gamma = 0,57722\dots$ är Eulers konstant. Ekvation (29) är endast giltig för långa tider och för hög konduktans hos känselkroppen. Om t är tillräckligt stor kan ekvation (29) skrivas om till

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{4\pi k \cdot \Delta\Psi} \cdot \ln t + E \quad (30)$$

E är här en konstant och konduktiviteten kan bestämmas från kurvans lutning om $1/Q$ plottas mot $\ln t$. För att kunna få en uppskattning på D i de ovan beskrivna metoderna är det att föredra att mäta C_S .

Metod 3: Momentan vattentransport

I denna metod förflyttas en given liten mängd vatten, till eller från tensiometern, momentant vid tiden $t = 0$. För långa tider ger Blackwell (1954) en approximativ lösning:

$$\Psi - \Psi_0 = \frac{W}{4\pi kt} \cdot \left(1 + \frac{F}{t} \right) \quad (31)$$

W är den momentana förflyttningen av vattenmängd per enhetslängd hos känselkroppen och F är en konstant. Om $(\Psi - \Psi_0)t$ plottas mot $1/t$ fås en rät linje ur vilken k kan bestämmas. Om känselkroppens konduktans är låg gäller endast ekvation (31) för extremt stora t . Är däremot känselkroppens konduktans hög blir ekvationens lösning för korta tider,

$$\Psi - \Psi_1 = \frac{4aW}{C_s} \cdot \sqrt{\pi \cdot D \cdot t} \quad (32)$$

Ψ_1 är undertrycket vid tiden $t = 0$ efter störningen av tensiometerens jämviktstillstånd. Om D skall uppskattas ur ekvation (32) måste C_s vara känd. Ekvation (32) är mest användbar vid stora undertryck där känselkroppens konduktans är hög med hänsyn till den kapillära konduktiviteten och där extremt långa tider krävs för att (31) skall vara giltig.

Metod 1 förväntas ge de bästa resultaten av de tre metoderna när känselkroppens konduktans är så låg att den måste tas med i beräkningen. Emellertid, är metoden den experimentellt sett svåraste eftersom det konstanta flöde som skall uppehållas sällan överskrider några få cm^3/tim .

Metod 2 är relativt enkel eftersom vatten kan avlägsnas från tensiometern till en mikrobyrett med hjälp av en hängande vattenpelare.

Metod 3 är den enklaste metoden att använda för fältbruk, särskilt då man ej har speciella krav på mätprecision. I de två första metoderna är hystereseffekten inget problem eftersom vattenhaltsförändringen vid mätningen sker i en riktning. I den tredje metoden förändras vattenhalten närmast känselkroppen från vätning till uttorkning eller tvärt om. Om hystereseffekten då är betydande inverkar den naturligtvis på resultaten. För att

försäkra sig om cylindrisk geometri krävs att förhållandet längd/diameter hos känselkroppen skall vara minst 10.

5.3 Permeabilitet

Den hydrauliska konduktiviteten vid vattenmättnad, permeabiliteten, kan bestämmas i laboratorium genom att mäta vattengenomströmningen på ostörda "in situ"-tagna prover. Emellertid är ju förhållandena i jordmånsprofilen ofta så inhomogena att det skulle behövas ett stort antal prov för att generalisera resultaten över en stor yta. van Beers (1958) har presenterat en enkel metod för att mäta den hydrauliska konduktiviteten in situ för en jordprofil, under en grundvattennivå. Metoden kallas för "auger hole method" och används bl a av Lantbrukshögskolan vid Ultuna. I mycket påminner metoden om de sk enhålsförsöken, slug- och bailertest (Papa-dopulos, Bredehoeft, Cooper, 1967, 1973), som används vid grundvattenundersökningar. Principen för mätningen är följande. Ett hål borraras med hjälp av ett spadborr till ett visst djup under vattenytan. När vattenytan i hålet når samma nivå som grundvattnets, avlägsnas en viss mängd. Hastigheten för påfyllningen i hålet mätes sedan och den hydrauliska konduktiviteten bestäms med hjälp av en formel eller kurva som beskriver det ömsesidiga förhållandet mellan stigningshastigheten, grundvattensituationen och hålets geometri. Ernst (1950) har funnit att förhållandet mellan den hydrauliska konduktiviteten hos en jord och vattenflödet till det spadborrade hålet beror på gränsvillkoren. Detta förhållande har härletts empiriskt till:

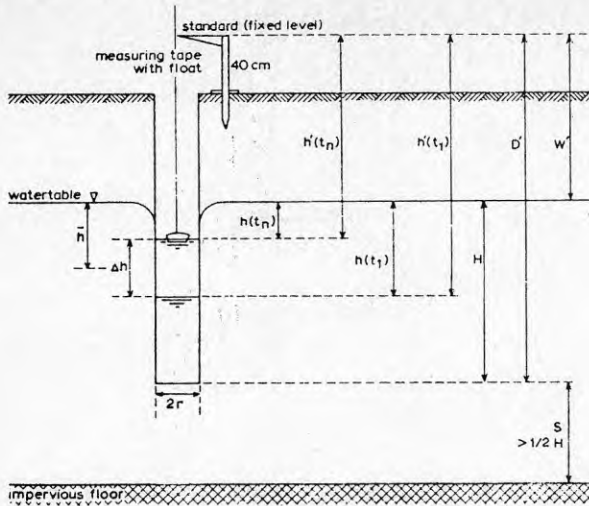
$$k_S = C_g \frac{h}{t} \quad (33)$$

där k_S = hydraulisk konduktivitet

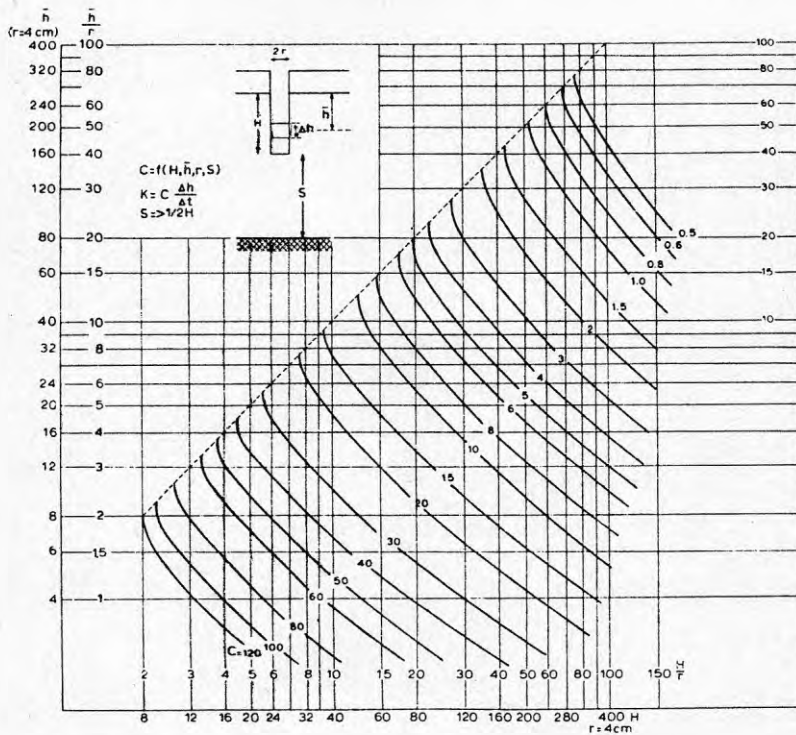
C_g = geometrisk faktor = $f(h, H, r, S)$, (se figur 25).

$\frac{h}{t}$ = stigningshastigheten för vattennivån i borrhålet.

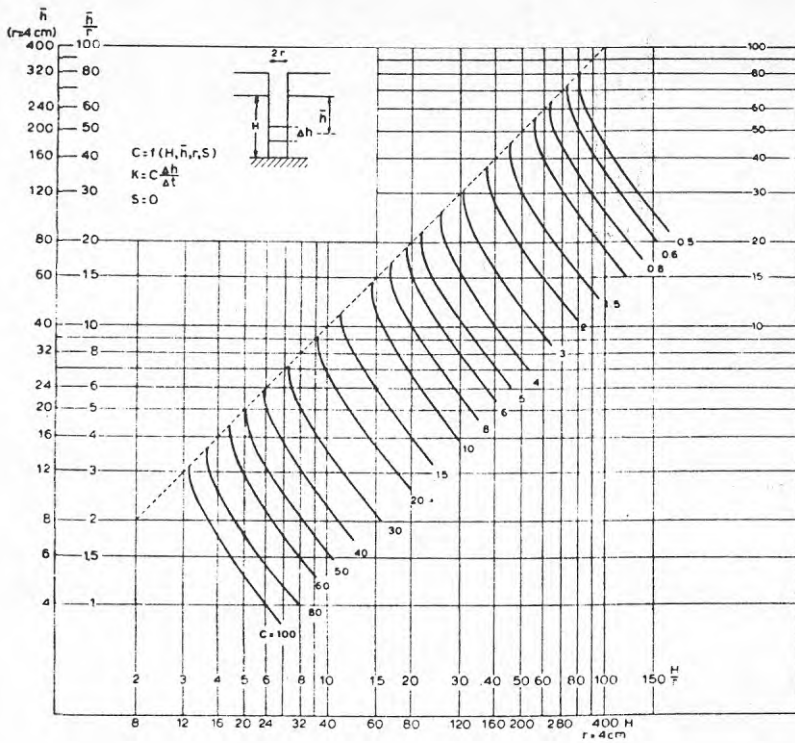
I figur 26 ges C_g som en funktion av h/r och H/r när $S = \frac{1}{2}H$ och i figur 27 ges samma funktion när $S = 0$.



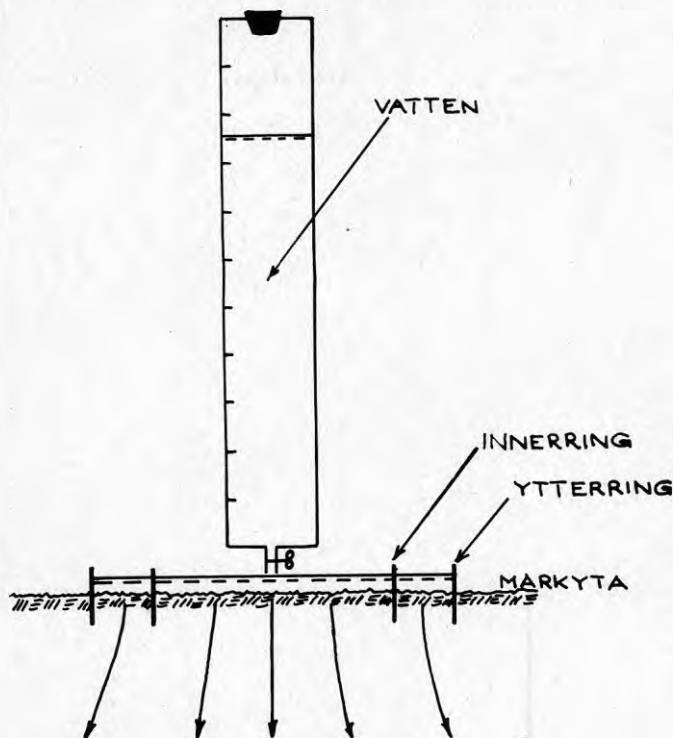
Figur 25. En beskrivning av parametrarna i "the auger-hole method". (Efter van Beers, 1958)



Figur 26. Nomogram för bestämning av C i "the auger-hole method", $S > 1/2 \cdot H$. (Efter Ernst, 1950)



Figur 27. Nomogram för bestämning av C i "the auger-hole method", $S=0$. (Efter Ernst, 1950)



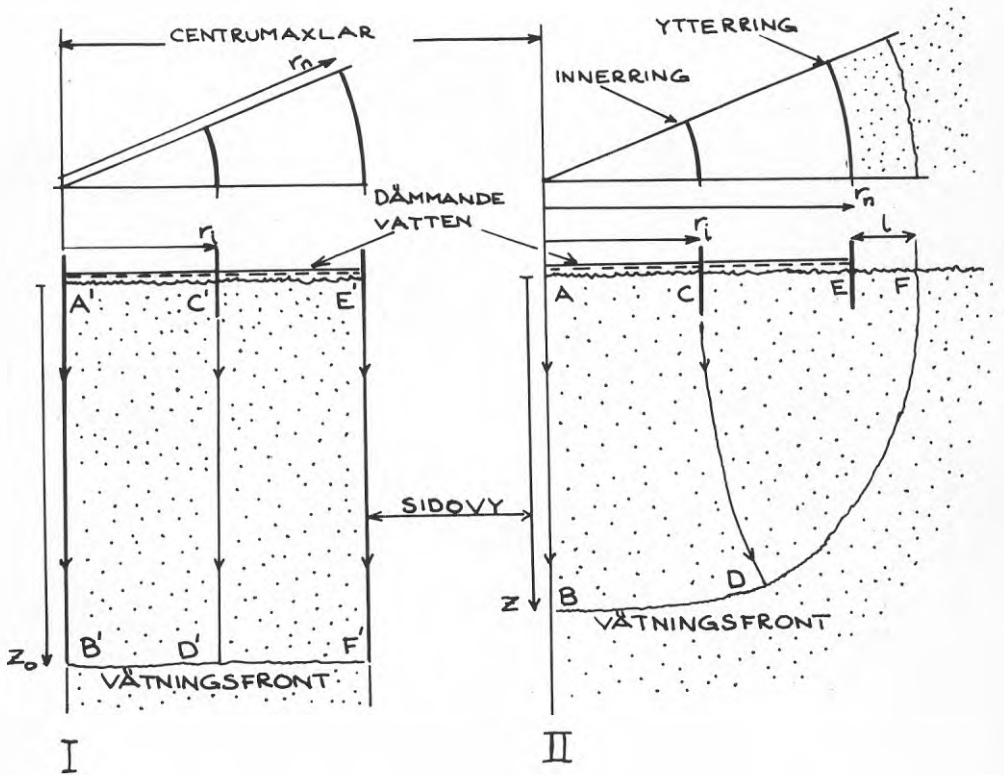
Figur 28. Dubbelrings-infiltrometer

6.1 Infiltrometerringar

Det vanligaste sättet att bestämma infiltrationskapacitet i fält sker med hjälp av enkelrings- eller dubbelringsinfiltrometer. (Holmstrand, Wedel 1976). I litteraturen förekommer ett flertal typer och därmed olika rekommendationer för hur stora infiltrometerringarna skall vara. Schwartzendruber och Olson (1961) har genomfört en systematisk modellstudie för att, med ett accepterat infiltrationskapacitetsfel av $\pm 30\%$ bestämma infiltrometerns funktion och utformning. I det nedanstående redogörs tämligen noggrant för denna modellstudie eftersom den ger en god inblick i ringinfiltrometerns verkningssätt och väl belyser de svårigheter som är förknippade med användningen. (Se fig. 28).

Flödesgeometri

Betrakta ett vertikalkplan längs centrumaxeln, hos ett flödessystem genom en dubbelringsinfiltrrometer. Vid tiden noll uppehålls en vattenmängd, med litet konstant djup, innanför ringarna. Jorden är vid tiden noll att anse som ett torrt homogent medium. Vid tiden > 0 , har vätningsfronten penetrerat till ett djup längs centrumaxeln AB som visas i I och II i figur 29. Vätningsfronten är symmetrisk kring AB, men endast hälften av det totala systemet visas. Från ytterringen med radien r_n har fronten förflyttat sig lateralt längs markytan med ett avstånd l .



Figur 29. Vätningsfrontens utseende för, (I) endimensionellt flöde och (II) tredimensionellt flöde under en dubbelringsinfiltrrometer. (Efter Schwartzendruber & Olson, 1961)

Detta komplexa flödessystem är begränsat av en vertikal nedåtriktad strömlinje AB av symmetriska skäl och av den horisontella yttre strömlinjen längs EF, ty EF uppför sig som en impermeabel barriär. Alla strömlinjer sådana som CD måste vara belägna mellan AB och EF. Eftersom alla strömlinjer som utgår längs AE är vinkelräta mot AE, och eftersom det är en "hörneffekt" vid E, kommer varje mellanliggande strömlinje att innehålla, kvalitativt sett, utseendet som CD uppvisar. Emellertid är vätningsfronten BDF inte nödvändigtvis en ekvipotential linje och därför behöver ej strömlinjen CD vara vinkelrät mot vätningsfronten i D. Därtill förblir endast strömlinjerna AB och EF konstanta till riktning mot tiden. Figur 29 skildrar en momentan betraktelse av ett kontinuerligt föränderligt system.

Hastighetsförhållande och flödesgeometri

TEKNISKA HÖGSKOLAN I LUND
SEKTIONEN FÖR VÄG- OCH VATTEN
BIBLIOTEKET

Låt v_i vara infiltrationshastigheten (volym vatten per tidsenhet och enhetsarea) för vatten som passerar den sektoriella arean med radien v_i (se figur 29). Låt v_o vara infiltrationshastigheten för samma area i det endimensionella flödesfallet. v_o är oberoende av r_i i I medan, eftersom man har laterala flödeskomponenter, v_i i II förväntas öka med ökat r_i . Dubbelringsinfiltrometerns buffertverkan beror på buffertutrymmets, med radiella vidden $r_n - r_i$, tillförsel av tillräckligt med vatten för lateralt flöde så att CD endast kröker mycket lite och i det närmaste är vertikal. Detta innebär att flödet innanför ABCD väsentligen är endimensionellt, så att v_i kan approximeras vid v_o .

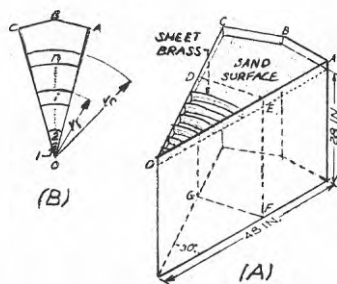
Buffertindex b definieras som $(r_n - r_i)/r_n$, vilket är ett mått på den relativa buffertstorleken. När $b = 0$ är $r_i = r_n$ och det icke existerar någon buffertzona sammanfaller CD med EF och $v_i = v_n$ dvs man har maximal avvikelset från v_o . Om emellertid $0 < b < 1$ har man ett antal faktorer som inverkar på, i vilken "utsträckning" CD är rät och parallell med AB. En av dessa faktorer är l , som ökar både med z och det porösa mediets kapillaritet. Kapillariteten kan uttryckas som Bouwers kritiska spänning ψ_c , men ett förenklat sätt att uttrycka denna spänning är att avläsa spänningsvärdet i inflektionspunkten på pF-kurvan. För grovkorniga material blir "inflektionsspänningen" h_ψ nära lika med noll medan den ökar allt eftersom kornstorleken minskar. Om $h_\psi = 0$ är $l = 0$ oberoende av z , r_n , b och system II (figur 29) blir identiskt med system I (figur 29) dvs $v_i = v_o$. När $h_\psi > 0$,

kröks CD och krökningen ökar med ökande h_ψ . Detta ger att v_i/v_o ökar med h_ψ . Om h_ψ , r_n och b är konstanta och större än noll innebär det att CD får en ökande krökning med växande värde på z . När $z = 0$ är vätningsfronten vid ACE och $l = 0$. Därav följer att v_i/v_o är lika med 1 då $z = 0$ och ökar med växande z . När r_i , z och l är konstanta skulle CD böjas av i mindre utsträckning och blir närmast vertikal för växande värde på r_n .

Bestämningen av hastighetsförhållandet måste specificeras noggrant. v_i minskar med z och v_o minskar med z_o . Ett sätt är att bestämma v_o och v_i vid samma djup eller $z = z_o$ och beteckna hastighetsförhållandet som $(v_i/v_o)_z$. Emellertid är z och z_o funktioner av tiden och därför bör v_i och v_o bestämmas vid samma tidpunkt och betecknas som $(v_i/v_o)_t$. Detta hastighetsförhållande är således mer lämpligt att beräkna än $(v_i/v_o)_z$.

Experimentutrustning

Figur 30 visar den sektorformade plexiglas-behållare med torr sand som använts vid försöken. För att bestämma v_o placerades en impermeabel barriär vid DEFG (figur 30) och vatten påfördes över ytan ODE. Utifrån dessa förutsättningar var det möjligt att bestämma både v_i och v_o vid samma tidpunkter efter en initieell vattenpåfyllning och $(v_i/v_o)_t$ kunde uträknas för varierande b och t . De ytterlingsmått som jämfördes var $r_n = 8, 12$ och 24 tum. Eftersom modellen var tillverkad av plexiglas kunde vätningsfronterna z och z_o registreras vid olika tidpunkter.

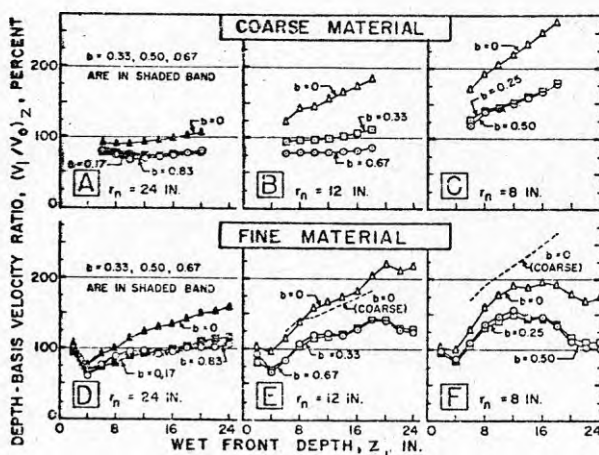


Figur 30. Den sektorformade plexiglasbehållaren som användes vid infiltrationsförsöken.

(Efter Schwartzendruber & Olson, 1961)

Resultat och rekommendationer för utformning

När man använder resultaten från undersökningen för att utforma en dubbelringsinfiltrometer, kan man dra något olika slutsatser beroende på om man använder sambanden för $(v_i/v_o)_z$, t/t_o eller $(v_i/v_o)_t$, som kriterium för lösning (se figur 31, 32, 33). Av dessa samband är förmodligen t/t_o det mest känsliga och stringenta. Figur 31 visar att t_o m under de mest idealiserade förhållanden så approximerar endast den centrala delen av ett flöde från en dubbelringsinfiltrometer ett sant endimensionellt system.

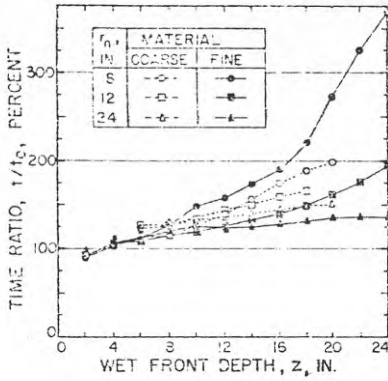


Figur 31. Hastighetsförhållandet $(v_i/v_o)_z$ ("djupbasis")
kontra vätningsfrontens djup:

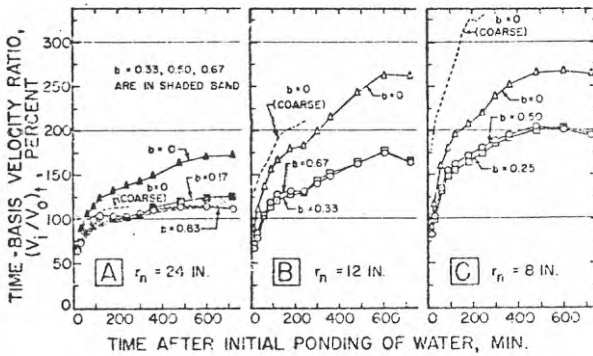
(A,B,C) för "grov" material, $h_\psi=52$ cm vp(20,4 tum)
(D,E,F) för "fint" material, $h_\psi=76$ cm vp(29,9 tum)
Den streckade linjen i (E) och (F) åskådliggör
 $b=0$ för "grov" material.

(Efter Schwartzendruber & Olson, 1961)

$(v_i/v_o)_t$ är lättare att beräkna och kanske lättare att förstå än $(v_i/v_o)_z$. Tillika är kurvorna för $(v_i/v_o)_t$ som plottats mot tiden för alla r_n och kornstorlekar, mer konsekventa i sitt uppträdande, än kurvorna för $(v_i/v_o)_z$ mot djupet. När man använder tidsbasen bör man dock komma ihåg att vattnet inte perkolerat så djupt i ett finkornigt medium som i ett grovkornigt och att i ett flödesystem genom en dubbelring vätningsfronten inte har penetrerat så djupt som i ett endimensionellt system.



Figur 32. Tidskvoten t/t_0 relaterad till vätningsfrontens djup, för tre olika storlekar på ytterringen. (Efter Schwartzendruber & Olson, 1961)



Figur 33. Hastighetskvoten $(v_i/v_0)_t$ ("tidsbasis") i relation till tiden, för tre olika storlekar på ytterringen. (Efter Schwartzendruber & Olson, 1961)

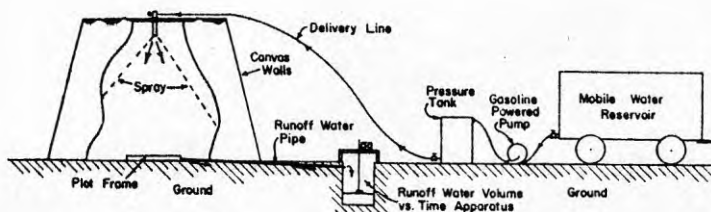
Trots svårigheterna att välja den bästa lösningsmetoden kan dock ett flertal slutsatser dras. För det första kan man lägga märke till betydelsen av ytterringens storlek r_n , med detta vill man betona att ringstorleken tidigare vanligtvis har varit alltför liten. För det andra är effektiviteten hos buffertzonen, uttryckt genom b , starkt beroende av ytterringens storlek. Allmänt gäller att ju större r_n desto mindre b erfordras. För det tredje tycks ej effekten av finare kornstorlek inverka nämnvärt vare sig hastighetsförhål-

landet är grundat på "djupbasis" eller "tidsbasis". Slutligen, allteftersom vätningsfrontens djup ökar, sker en överskattning av den endimensionella flödes hastigheten och därför, även om viss påverkan av kornstorleken föreligger, är de tillåtna försöksdjupen bestämda till $z \leq r_n$.

Felmarginalen var vid försöken satt till $\pm 30\%$. Med detta accepterade fel blev den mest tillfredsställande koncentrisk ringstorleken genom alla de varierande villkoren, $r_n = 24 \text{ tum} = 61 \text{ cm}$ med $b = 0,17$. Detta ger en inring med radien 51 cm. Man skulle kunna anse att sådana stora ringar skulle åstadkomma praktiska problem i fält. Dock, om man jämför med mindre ringar, är de större ringarna att föredra eftersom större ytor kan undersökas. För att erhålla en acceptabel trovärdighet i sina dubbelringsinfiltrationsförsök bör man alltså ha ytterringens radie 60 cm och därmed innerringens radie 50 cm.

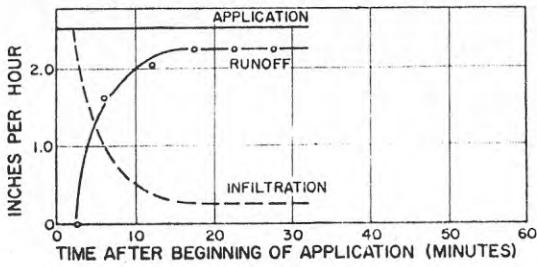
6.2 Sprinklerinfiltrometrar

Förutom ringinfiltrometrar används sprinklerinfiltrometrar för att simulera nederbörd och således bestämma infiltrationskapaciteten. Bertrand och Parr (1960) har utvecklat en flyttbar sprinklerinfiltrometer som framgår av figur 34. Tillförd vattenmängd minus avrinning ger den maximala infiltrationen vid en viss tidpunkt. Se figur 35.

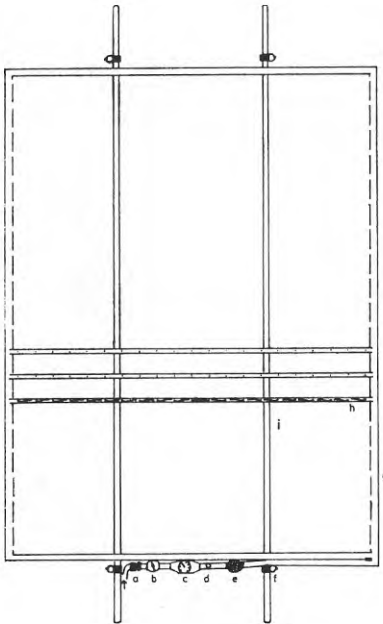


Figur 34. I figuren visas en flyttbar infiltrationsanläggning avsedd för experimentell verksamhet.

(Efter Bertrand & Parr, 1960)



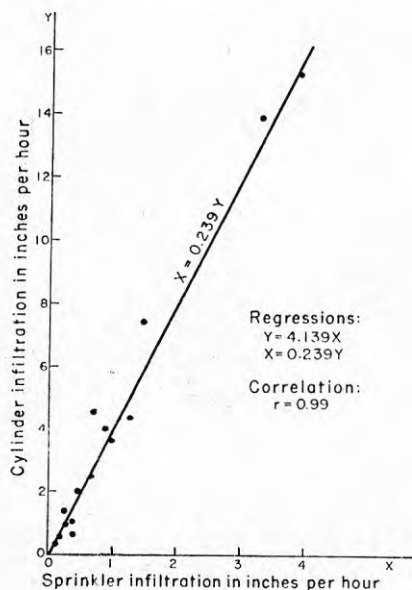
Figur 35. Avrinningsintensitet, infiltrationskapacitet och simulerad regnintensitet (konstant) upptritade mot tiden.



Figur 36. Droppbevattningsutrustning enligt Linnér.
 Anläggningens uppbyggnad: snabbkoppling (a), regleringsventil (b), vattenmätare (c), vattenståndsrör (d), filter (e), ställbart fäste för stödben (f), fördelningssläng (g), plexiglasrör med droppslangar (h), bärstänger (i).
 Skala 1: ca 50. (Efter Linnér, 1970)

I Sverige har, vid Lantbrukshögskolan i Ultuna, konstruerats en droppbevattningsanläggning för försöksrutor (Linnér 1970): Anläggningen har utformats med hänsyn till vissa preciserade krav, nämligen: Det skall vara möjligt att bevattna rektangulära ytor med en god vattenfördelning, där bevattningsintensiteten skall kunna varieras. Apparaten bör vara okänslig för vindpåverkan så att avdunstningsförlusterna blir så små som möjligt. Anläggningens principiella uppbyggnad framgår av figur 36.

I syfte att jämföra enkelringsinfiltrometer med sprinklerinfiltrometer har Slater (1957) genomfört en försöksserie. Enkelringsinfiltrometern hade en yta av $102,6 \text{ cm}^2$ (diameter 11,43 cm) och sprinklerinfiltrometern en yta av $2,787 \text{ cm}^2$. För att uppnå god korrelation mellan de båda mätmetoderna gav en regressionsanalys de konstanter som framgår av diagrammet i figur 37. För att erhålla mer jämförbara resultat borde man dock valt samma bevattningsyta (d v s sprinklerinfiltrometerns yta), eftersom ringinfiltrometerns yta är i minsta laget. Se kapitel 6.1.



Figur 37. Korrelationen mellan infiltrationsvärden som erhållits endera genom sprinklerinfiltrometer eller genom enkelringsinfiltrometer.

(Efter Slater, 1957)

6.3 Algebraiska ekvationer

För att beskriva infiltrationsförloppet utgår man vanligen från Darcys lag, men ett flertal algebraiska ekvationer har uppställts som beskriver processen. (Se Holmstrand, Wedel 1976). Bland dessa kan nämnas Kostiakovs ekvation (1932), Hortons ekvation (1940) och Philips ekvation (1957). Ekvationerna lyder som nedan:

$$f = c n t^{n-1} \quad (\text{Kostiakov}) \quad (34)$$

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\kappa t} \quad (\text{Horton}) \quad (35)$$

$$f = \frac{30 s}{t} + A \quad (\text{Philip}) \quad (36)$$

t = tid

f = infiltrationskapacitet vid tiden t

f_c = infiltrationskapacitet när $t \rightarrow \infty$

f_0 = infiltrationskapacitet när $t = 0$

c = koefficient

n = koefficient

κ = avklingsningsfaktor

s = sorptivity (kapillär upptagningsförmåga)

A = konstant

Dessa ekvationer har undersökts av Gifford (1976) för att bestämma vilken som bäst kan anpassas till infiltrometerdata, vilka insamlats i 1100 punkter. Resultatet visar att i samtliga fall är Hortons ekvation den som är mest tillfyllest.

6.4 Inverkan av markbearbetning och markkaraktäristika på infiltration och avrinning.

Storleken av infiltrationen i den hydrologiska cykeln har förblivit en gissning för längre tid än vad som är vanligt i de vetenskapliga strävandena. Orsakerna till detta blir påtagliga när man företar en fältundersökning: mätmetoderna är ofullgångna och inexakta, antal mätpunkter är svårt att

definiera och störningarna vid provtagningarna är stora. Vad gäller metoderna för bestämning av infiltrationskapacitet kan följande två synpunkter framläggas. För det första har de insamlade mätdata i fält varit otillräckliga. För det andra har man alltmer frångått infiltrationsmätningar i fält för att istället dra slutsatser om infiltrationskapaciteten med hjälp av en serie faktorer som ingår i den totala vattenbalansen. Detta gäller främst de senaste tio årens litteratur i ämnet. Det är med anledning av dessa synpunkter som en nedan refererad undersökning genomförts av Hills (1971). Syftet har varit att belysa kopplingen mellan infiltrationen och de varandra påverkande effekterna markkaraktäristika och markskötsel.

Mätmetod och provtagning

Infiltrationskapaciteten mättes med hjälp av stålcyllindrar med 10 cm:s diameter, vilka drevs 5 cm ned i marken. Infiltrationen uppehölls genom en mariotteflaska. En speciell empiriskt sammanställd korrektionsteknik användes för att uppskatta det rent vertikala flödet ned i marken.

Undersökningsområdet var beläget i Bristols omnejd (S W England) och vid lokaler med markpåverkan av många kända slag uppmättes infiltrationskapaciteten. På varje lokal togs dessutom 20 st slumpmässigt utvalda prover.

Analys av resultat

Infiltrationsdata visade sig vara mycket heterogena. För att analysera materialet betraktades därför varje lokal som en enhet.

Lokalerna indelades med hänsyn till infiltrationskapaciteter på följande grupper:

Grupp I: 60% eller fler av de individuella medelvärdena hos infiltrationskapaciteten var 0,1 mm/tim eller mindre.

Grupp II: 50% eller fler av de individuella medelvärdena var 10 mm/tim eller mindre (men tillhör ej Grupp I).

Grupp III: Fler än 50% men mindre än 90% av de individuella medelvärdena var större än 10 mm/tim.

Grupp IV: Fler än 90% av de individuella medelvärdena var större än 10 mm/tim.

Vid analysen gjordes försök att statistiskt korrelera de olika lokalerna till "påverkan" och "jordart". Man fann att grupp kontra "påverkan" (enkelt indelad i störd/packad och ostörd/betesterräng) var signifikant och att grupp kontra jordart (indelning efter textur) ej var signifikant. Man drog därmed slutsatsen att markens behandling eller påverkan är mer betydelsefull, då det gäller att förutsäga infiltrationskapaciteten, än vad textur och markkaraktäristika är. Dessa slutsatser stämmer väl överens med de resultat som erhållits av Holmstrand & Wedel (1975).

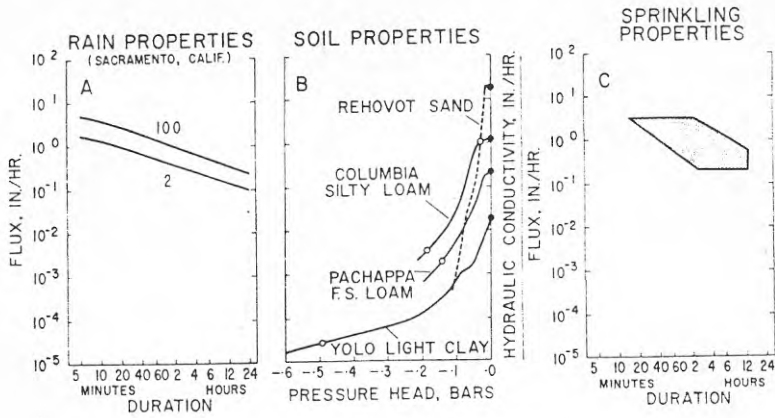
De ovan erhållna resultaten kontrollerades mot ett antal naturliga regntillfällen och man drog även slutsatsen att infiltrometercylindrarna kunde användas för att förutspå infiltration och avrinning. Man bör emellertid vara medveten om de fel som en dylik liten cylinder kan ge i infiltrationskapacitet. Se kapitel 6.1.

6.5 Lysimeter

Det mest direkta förfarandet att i fält uppskatta komponenterna evapotranspiration och perkolation kan ske med hjälp av lysimeter. Lysimetern är en behållare med jordmaterial som placeras i naturlig miljö så att det råder minsta möjliga skillnad mellan jordmaterialet inom och utanför behållaren. Ett flertal olika typer finns beskrivna i litteraturen, men en grov indelning kan göras i vägbara respektive icke vägbara lysimetrar. De vägbara används för att registrera snabba förlopp efter nederbörd, där stor noggrannhet krävs. Med den icke vägbara lysimetern studeras däremot längre tidsrymder och perkolerande vattenmängder uppsamlas i ett kärl som är placerat under lysimeters bottenivå (Ward, 1967).

Praktiska begränsningar vid användandet av infiltrationsteorin, presenterad i kap. 3, beror på de osäkra fältmetoder som finns för att bestämma de parametrar som beskriver vattenförhållandena i den omättade zonen. Emellertid kan teorin ge tillfredsställande resultat vid laboratorieförsök och ge en approximativ information vid tillämpning ute i fält (Rubin, 1966). Den betraktade teorin kan vara till hjälp vid lösning av avrinningsproblem. De data som behövs för denna tillämpning kan visas i diagramform. Se diagram A och B i figur 38. I diagram A åskådliggörs frekvenskurvor för intensitet-varaktighet vid regn i Sacramento, Californien. Den övre kurvan representerar ett hundraårsregn och den undre ett två-årsregn. Regnintensiteterna är avsatta på ordinatan. I figur 38 B åskådliggörs den kapillära konduktiviteten som funktion av bindningstrycket för olika jordarter. Varje typ av jordart, jordmån skulle här ha ett entydigt samband mellan bindningstryck och kapillär konduktivitet. Denna generalisering måste emellertid vara behäftad med en felmarginal. Vid en jämförelse mellan figurerna 38 A och 38 B finner man att de flesta av de förväntade regnintensiteterna för t ex Rehovot sand inte kommer att överskrida kapillära konduktiviteten och således ej producera någon avrinning. Emellertid kan vi notera att Yolo soil (lera) kommer att producera avrinning vid de flesta regntillfällena. Liknande tankegångar presenteras av Beran och Sutcliffe (1972). För att kunna bestämma de regntillfällen som producerar avrinning från mjuka ytor har man kombinerat den säsongsberoende bristen av markvatten med fördelningen av regnintensiteter över året.

Teorin kan också användas vid utformning av sprinklersystem för bevattning. Exempel på data för en sådan tillämpning visas i figurerna 38 B och 38 C. Den skuggade arean i figur 38 C representerar sprinklerintensiteter och varaktigheter som man kan möta inom det agrikulturnella användningsområdet. Konstruktören skall välja den mest fördelaktiga bevattningsintensiteten.



Figur 38. Exempel på hur nederbördsdata, markstorheter och sprinklerkapaciteter sammanställs för att bestämma avrinning och bevattning. (Efter Rubin, 1966)

8 REFERENSLISTA

- Andersson, S & Wiklert, P, 1970. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord, XX. Grundförbättring, 23, 1970. Uppsala.
- Andersson, S & Wiklert, P, 1972. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord, XXII. Grundförbättring, 25, 1972. Uppsala.
- Beckman, Bulletin 401, 1976. Agricultural instruments, Beckman instruments. Cedar Grove, New Jersey.
- Beers, W F J van, 1958. The auger-hole method. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Bulletin 1, Wageningen.
- Beran, M A & Sutcliffe J V, 1972. An index of flood-producing rainfall based on rainfall and soil moisture deficit. Journal of Hydrology 17. Amsterdam.
- Bertrand, A R & Parr, J F, 1960. Development of a portable sprinkling infiltrometer. Trans, 7th International Congress of Soil Science, 1960. Madison.
- Blackwell, J H, 1954. A transient-flow method for determination of thermal constants of insulating materials in bulk. Part I. Theory. Journal of Applied Physics, 1954. Vol. 25:137-144.
- Bowers, S A & Smith S J et al., 1975. Soil Water Measurement with an Inexpensive Spectrophotometer. Soil Science, Society of America, Proceedings, Vol. 39. No. 3. Knoxville.
- Carlsson, L, 1972. Volymvikt och vattenhaltsbestämning medelst gamma-neutronstrålände sond. (Insitutionen för vattenförsörjnings- och avloppsteknik, Chalmers Tekniska Högskola). Göteborg.
- Danfors, E, 1975. Soil Water Distribution, a state of the art report. Nordic IHD Report No. 9. Oslo.
- Ernst, L F, 1950. A new formula for the calculation of the permeability factor with the auger hole method. T.N.O. Groningen.
- Friedman, A, 1964. Partial Differential Equations of Parabolic Type. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Gardner, W R, 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application from a water table. Soil Science, vol. 85, pp 228-232.
- Gardner, W R, 1960. Measurement of capillary conductivity and diffusivity with a tensiometer. Trans., 7th International Congress of Soil Science, 1960. Madison.
- Gifford, G, 1976. Applicability of some infiltration formulae to range land infiltrometer data. Journal of Hydrology, vol. 28, pp 1-11. Amsterdam.
- Hills, R C & Reynolds, S G, 1969. Illustrations of soil moisture variability in selected areas and plots of different sizes. Journal of Hydrology, Vol. 8, pp 27-47. Amsterdam.

- Hills, R C, 1971. The influence of land management and soil characteristics on infiltration and occurrence of overland flow. *Journal of Hydrology*, vol. 13, pp 163-181. Amsterdam.
- Holmstrand, O & Wedel, P, 1976. Markvattenundersökningar i ett urbant område. (Geohydrologiska forskningsgruppen, Chalmers Tekniska Högskola) Meddelande nr 17. Göteborg.
- Horton, R E, 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America, Proceedings*. Vol. 5 pp 399-417.
- Idso, S B, Schmutge, T J, Jackson, R D & Reginato, R J, 1975. The Utility of Surface Temperature Measurements for the Remote Sensing of Surface soil Water Status. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, No. 21.
- Isotopteknik inom markfysik och geohydrologi, 1963. Del 1. Radiometrisk metod. Grundförbättring, årg. 16 nr 4.
- Klute, A, 1952. Numerical method for solving the flow equation in unsaturated materials. *Soil Science*. Vol. 73, pp 105-116.
- Kostiakov, A N, 1932. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans.*, 6th Comm. International Society of Soil Science, Russian Part A, pp 17-21.
- Linnér, H, 1970. En droppbevattningsanläggning för försöksrutor. *Grundförbättring*, 23, pp 157-161. Uppsala.
- McQueen, I S & Miller, R F, 1974. Approximating Soil Moisture Characteristics From Limited Data: Empirical Evidence and Tentative Model. *Water Resources Research*, vol. 10, No 3.
- Papadopoulos, I S, Bredehoeft, J D & Cooper, H H, 1967. Response of a Finite-Diameter Well to an instantaneous Charge of Water. *Water Resources Research*, vol. 3 No. 1.
- Papadopoulos, I S, Bredehoeft, J D & Cooper, H H, 1973. On the Analysis of Slug Test Data. *Water Resources Research*, vol. 9, No. 4.
- Philip, J R, 1957. The theory of infiltration: 2. The profile at infinity. *Soil Science*, vol. 83, pp 435-448.
- Philip, J R, 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, vol. 84, pp 257-264.
- Richards, L A, 1931. Capillary conductions of liquids through porous mediums. *Physics* 1, 318-333.
- Richards, L A, 1952. Report of the Subcommittee on Permeability and Infiltration, Committee on Terminology, Soil Science Society of America. *Soil Science Society Proceedings*, 1952.
- Richards, L A, Russel, M B & Neal, O R, 1937. Further developments on apparatus for field moisture studies. *Soil Science Society of America, Proceedings*. Vol. 2: 55-64.
- Rijtema, P E, 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Centre for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen.

- Rubin, J & Steinhardt, R, 1963. Soil water relations during rain infiltration: I Theory. Soil Science Society of America, Proceedings. Vol. 27, pp 246-251.
- Rubin, J & Steinhardt, R, 1964. Soil water relations during rain infiltration: III Water uptake at incipient ponding. Soil Science Society of America, Proceedings. Vol 28, pp 614-619.
- Rubin, J, 1966. Numerical analysis of ponded rainfall infiltration. Proc. Symp, Water Unsat. Zone. Wageningen.
- Rubin, J, 1966. Numerical method for analyzing hysteresis-affected post-infiltration redistribution of soil moisture. Proceedings. Soil Science Society of America.
- Schmugge, T J, Rango, A & Neff, R, 1975. Satellite microwave observations of soil moisture variations. (Goddard Space Flight Center) Greenbelt, Maryland.
- Schwartzendruber, D & Olson, T C, 1961. Model study of the double-ring infiltrometer as affected by depth of wetting and particle size. Soil Science, Vol. 92, pp 219-225.
- Silva, L F, Schultz, F V & Zalusky, J T, 1976. Electrical Methods of Determining Soil Moisture Content. (The Laboratory for Applications of Remote Sensing). Purdue University, West La Fayette, Indiana.
- Slater, C S, 1957. Cylinder Infiltrimeters for Determining Rates of Irrigation. Soil Science Society of America. Proceedings, 1957.
- Staple, W J & Lehane, J J, 1954. Movement of moisture in unsaturated soils. Can. Journal Agric. Science, vol. 34, pp 329-342.
- Talsma, T, 1963. The control of saline groundwater. Med. Landbouwhogeschool 63. 10.
- Ulaby, F T & Batlivala, P P, 1976. Optimum Radar Parameters for Mapping Soil Moisture. IEEE Transactions on Geoscience Electronics, Vol. GE-14, No. 2.
- Visser, W C, 1959. Crop growth and availability of moisture. Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull. 6.
- Visser, W C, 1963. Soil moisture content and evapotranspiration. Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull. 31.
- Ward, R, 1967. Principles of Hydrology. (McGraw-Hill) London.
- Wind, G P, 1955. A field experiment concerning capillary rise of moisture in a heavy clay soil. Neth. Journal Agric. Science, vol. 3, pp 60-69
- Wind, G P & van Doorne, W, 1975. A numerical model for the simulation of unsaturated vertical flow of moisture in soils. Journal of Hydrology, Vol. 24, pp 1-20. Amsterdam.
- Wesseling, J, 1957. enige aspecten van de waterbeheersing in landbouwgronden. Versl. Landb. Onderz. 63. 5.

I det nedanstående följer en litteraturlista över uppsatser, artiklar m m, vilka ej refererats i texten, men ändå tillhör ämnesområdet.

- Amerman, C R et al, 1975. Soil Water Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 13, No. 3.
- Bell, J P & McCulloch, J S G, 1966. Soil Moisture Estimation by the Neutron Scattering method in Britain. Journal of Hydrology, Vol. 4, pp 254-263. Amsterdam.
- Bell, J P & McCulloch, J S G, 1969. Soil Moisture Estimation by the Neutron method in Britain; a further report. Journal of Hydrology, Vol. 7, pp 415-433. Amsterdam.
- Boochs, P W, Battermann, G & Mull, R, 1971. Messung sättigungsabhängiger Diffusionskoeffizienten in Sanden. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Band 129, Heft 1.
- Boochs, P W, Battermann, G & Mull, R, 1972. Abhängigkeit des Diffusionskoeffizienten für Wasser vom Sättigungsgrad des Bodens. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Band 132, Heft 3.
- Brustkern, R L & Morel - Seytoux, H J, 1975. Description of water and air movement during infiltration. Journal of Hydrology, Vol. 24, pp 21-35. Amsterdam.
- Bouwer, H, 1960. A study of final infiltration rates from cylinder infiltrometers and irrigation furrows with an electrical resistance network. 7th International Congress of Soil Science, Madison, 1960.
- Cary, J W, 1975. Soil Water Hysteresis: Temperature and Pressure Effects. Soil Science, Vol. 120, No. 4.
- De Boodt, M, 1960. Special report on soil structure measurement. 7th International Congress of Soil Science, 1960.
- Grant, D R, 1975. Measurement of Soil Moisture near the surface using a neutron moisture meter. Journal of Soil Science, Vol. 26, No. 2.
- Jeppson, R W et al, 1975. Use of axisymmetric infiltration model and field data to determine hydraulic properties of soils. Water Resources Research, Vol. 11, No. 1.
- Kelling, K A & Peterson, A E, 1975. Lawn Infiltration Rates And Fertilizer Runoff Losses. Soil Science Society of America, Proceedings, Vol. 39, 1975.
- McPherson, M B & Schneider, W J, 1974. Problems in Modeling Urban Watersheds. Water Resources Research, Vol. 10, No. 3.
- Peck, E L, 1975. Comparison of aerial passive gamma and passive microwave technics for measurement of soil moisture. Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of the Environment, 10th Oct., 1975.
- Philip, J R, 1975. Stability Analysis of Infiltration. Soil Science Society of America, Proceedings, Vol. 39.

- Rahi, G S & Jensen, R D, 1975. Effect of Temperature on Soil-Water Diffusivity. *Geoderma*, Vol. 14, pp 115-124. Amsterdam.
- Reginato, R J, 1975. Sampling Soil-Water Distribution in The Surface Centimeter Of A Field Soil. *Soil Science*, Vol. 120, No. 4.
- Reynolds, S G, 1970. The Gravimetric Method of Soil Moisture Determination, Part I. A Study of Equipment, And Methodological Problems. *Journal of Hydrology*, vol 11, pp 258-273. Amsterdam.
- Reynolds, S G, 1974. A note on the relationship between size of area and soil moisture variability. *Journal of Hydrology*, Vol. 22, pp 71-76. Amsterdam.
- Schwartzendruber, D & Olson, T C, 1960. Model Study of the Double-Ring Infiltrometer in layered Systems. 7th International Congress of Soil Science, 1960.
- Schwartzendruber, D & Olson, T C, 1961. Sand-Model Study of Buffer Effects in the Double-Ring Infiltrometer. *Soil Science Society Proceedings*, 1961.
- Schwartzendruber, D & Hillel, D, 1975. Infiltration and runoff for small field plots under constant intensity rainfall. *Water Resources Research*, Vol. 11, No. 3.
- Sposito, G, 1975. On the Differential Equation for the Equilibrium Moisture Profile in Swelling Soil. *Soil Science Society of America, Proceedings*, Vol. 39.
- van Keulen, H & van Beck, C G E M, 1971. Water movement in layered soils - a simulation model. *Netherlands journal of agricultural science*, Vol. 19, pp 138-153.
- White, N F et al, 1970. Physics of Desaturation in Porous Materials. *Journal of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the ASCE*, vol. 96.
- Wind, G P, 1972. A hydraulic model for the simulation of non-hysteretic vertical unsaturated flow of moisture in soils. *Journal of Hydrology*, Vol. 15, pp 227-246. Amsterdam.

9 ORDLISTA

I det nedanstående förklaras några allmänt förekommande termer:

Fältkapacitet - Den vattenmängd som binds i ett material efter fri dränering.

Hydraulisk konduktivitet k_s - Förhållandet $k_s = v/I$ där v är en vätskas flödes hastighet vid mättade förhållanden och I är den hydrauliska gradienten i Darcys ekvation (Richards, 1952).

Infiltrationskapacitet f - Markens förmåga att taga upp och släppa igenom vatten vid markytan uppmätt i volym per tids- och ytenhet.

Kapillär konduktivitet k - Förhållandet mellan vattnets flödes hastighet och de drivande krafterna i en omättad jord (kallas även omättad hydraulisk konduktivitet). De drivande krafterna uttrycks vanligen som hydraulisk gradient. Vid vattenmättnad är den kapillära konduktiviteten lika med den hydrauliska konduktiviteten.

Perkolation - Nedåtriktad vattenrörelse i markens omättade zon, vilken beror av gravitationen och bindningstryckets gradient.

Permeabilitet, k (se hydraulisk konduktivitet) - För ett isotropt medium och en homogen vätska är mediets permeabilitet: Den vätskevolym som vid den rådande kinematiska viskositeten passerar en ytenhet vinkelrätt mot flödesriktningen under en tidsenhet när gradienten är 1.

Darcys lag kan skrivas som

$$q = \frac{Q}{A} = -k \cdot \frac{dh}{dl}$$

Ur detta samband kan k lösas

$$k = - \frac{q}{dh/dl}$$

I ett anisotropt medium är vanligen inte riktningen hos den specifika avbördningen parallell med tryckgradienten. I sådana fall används i stället permeabilitetens riktningsskomponenter som definieras av

$$-q_x = k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + k_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} + k_{xz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$-q_y = k_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} + k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} + k_{yz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$-q_z = k_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} + k_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} + k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

Porositet - Porositeten hos berg eller jord anger mängden porer eller hålrum och kan uttryckas som kvoten mellan porvolymen och hela volymen. Kan anges som ett decimalbråk eller procenttal.

Porositet, effektiv - Effektiv porositeten anger mängden sammanhängande porvolym som är tillgänglig för väsketransport. Den uttrycks i procent och är kvoten mellan porvolymen och hela volymen.

Vattenbindande tryck - Den summerade verkan av alla krafter som binder vattnet i ett jordprov, en begränsad del av ett jordlager eller en markhorisont. Det totala vattenbindande trycket eller kortare, bindningstrycket, kan visas vara bestämt av ett adsorptivt bindningstryck, ett kapillärt bindningstryck och ett osmotiskt bindningstryck. (Andersson & Wiklert, 1970).

Vissningsgräns - Vattenhalt vid det bindningstryck som utgör nedre gränsen vid vilken det är möjligt för växterna att taga upp vatten. Denna gräns ligger ungefär vid pF 4,2 (150 meter vattenpelare).

10 BETECKNINGAR

A	konstant	mm/tim
A_b	absorbtion	dimensionslös
a	konstant, regressionskoefficient	dimensionslös
B	konstant	dimensionslös
b	buffertindex $b = (r_n - r_i)/r_n$	m/m
b_1	konstant	dimensionslös
b_2	konstant	dimensionslös
C	differentiell kapacitet, $C = \partial m / \partial \Psi$	l/m
C_α	konstant	m/s
C_g	geometrisk faktor	dimensionslös
C_s	specifik vattenkapacitet, $C_s = \partial m / \partial \phi$	l/m
c	koefficient	dimensionslös
D	diffusivitet $D = k \cdot \partial \Psi / \partial m$	m^2/s
d	djupintervall $d = z_1 - z_2$	m
E	konstant	$s \cdot m/m^3$
F	konstant	s
F_c	kraft	N
f	infiltrationskapacitet	mm/tim
f_c	infiltrationskapacitet när $t \rightarrow \infty$	mm/tim
f_0	infiltrationskapacitet när $t \rightarrow 0$	mm/tim
H	tryckhöjd	m
h	tryckhöjd	m
I	hydraulisk gradient	m/m
i	index	dimensionslös
J	konstant	dimensionslös
K	konstant, regressionskoefficient	dimensionslös
k	kapillär konduktivitet	m/s
k_0	kapillär konduktivitet för $\Psi = 0$	m/s
k_s	hydraulisk konduktivitet	m/s
l	längdintervall	m
M	konduktans per enhetslängd	m/s · m
m	vattenhalt i volymsprocent	$(m^3/m^3) \cdot 100$
Δm	förändring av vattenhalt	$(m^3/m^3) \cdot 100$

n	index	dimensionslös
n_k	konstant	dimensionslös
pF	enhet för bindningstryck $1 \text{ pF} = 10 \log h$ (h i cm)	
Q	vattenflöde per enhetslängd	$\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{m}$
q_1	elektrisk laddning	C
q_2	elektrisk laddning	C
r	radie	m
S	längd	m
s	sorptivity (kapillär upptagningsförmåga)	mm
t	tidskoordinat	s
Δt	tidsintervall	s
V	$\int_{\psi_{\max}}^{\psi} i_k(h) dh$	m^2/s
v	flödes hastighet	m/s
W	momentan förflyttning av vattenmängd/enhetslängd	m^3/m
w	vattenhalt i viktsprocent	$(\text{kg}/\text{kg}) \cdot 100$
Y	$(1/V) \cdot \partial m / \partial v$ variabel	s/m^2
Z	$(1/V) \cdot \partial k / \partial v$ variabel	1/m
z	vertikal koordinat	m
Δz	djupintervall	m
α	markkonstant	1/m
ϵ	permittivitet	C^2/Nm^2
ϵ_0	permittivitet vid vakuum	C^2/Nm^2
ϵ_r	relativ permittivitet (dielektricitetskonstant)	C^2/Nm^2
v	Rubins variabel	dimensionslös
K	avklingningsfaktor	1/s
Φ	total potential $\Phi = \Psi + z$	m
Ψ	bindningstryck	m
Ψ_a	bindningstryck vid lufttillträde	m
Ψ_c	Bouwers kritiska spänning	m
Ψ_0	bindningstryck vid tiden noll	m

**Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 750148-4 från
Statens råd för byggnadsforskning till Geologiska institutionen,
Chalmers tekniska högskola, Göteborg**

R4:1978

ISBN 91-540-2804-3

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

**Art. nr: 6600704
Abonnemangsgrupp:
V. Anläggningsteknik**

**Distribution:
Svensk Byggtjänst, Box 1403
111 84 Stockholm**

Cirka pris: 26 kr exkl moms