

20 -

INSTITUTT FOR HYDROTEKNIKK
NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE

Stensiltrykk nr. 1/1979.

VATN I JORD

av

Einar Myhr

Forelesninger i kurset HT 1. Hydrologi

Ås-NLH, januar 1979.

Jarle Bjørleholt
pb 241 Ås-MLH.

INSTITUTT FOR HYDROTEKNIKK
NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE

Stensiltrykk nr. 1/1979.

VATN I JORD

av

Einar Myhr

Forelesninger i kurset HT 1. Hydrologi

Ås-NLH, januar 1979.

I N N H O L D

	side
I INFILTRASJON	1
II VATNET I JORDA. FOREKOMST OG INNDELING	5
III BEVEGELSE AV VATN I JORD. PERMEABILITET	7
A. Bevegelse av vatn i metta jord	7
1 Darcy's lov	7
2 Mineraljord	9
3 Myrjord	10
4 Måling av permeabilitet	16
B. Bevegelse av vatn i umetta jord	21
IV JORDVATNETS TRYKK (POTENSIAL)	25
1 Potensialbegrepet	25
2 Måling av jordvatnets potensial	28
V GRUNNVATN	32
1 Generelt	32
2 Måling av grunnvasstand og strømningsretning	33
3 Grunnvatnets betydning for vekst og avling	40
VI LITTERATUR	43

I INFILTRASJON.

Med begrepet infiltrasjon forstår en i hydrologien vatnets ned-siging eller inntrenging i jorda. Vatnets videre strømming ned til grunnvatnet blir vanlig kalt percolasjon.

En jordarts infiltrasjonskapasitet blir definert som den maksimale vassmengde som i en gitt tid kan trenge ned i jorda på et gitt areal. Den har dimensjonen hastighet og er lik hastigheten på vatnet som trenger ned i jorda når vassflata så vidt dekker jordoverflata.

For sammenlikning med andre hydrologiske parametre (nedbør, fordampning) nytter en vanlig enheten mm (mm/min., mm/time).

Det er en hel rekke faktorer som påvirker infiltrasjonskapasiteten. En del av disse er avhengig av forholdene på stedet, mens andre er tidsavhengige.

Variasjon i infiltrasjonskapasiteten på grunn av lokale forhold skyldes vesentlig følgende faktorer:

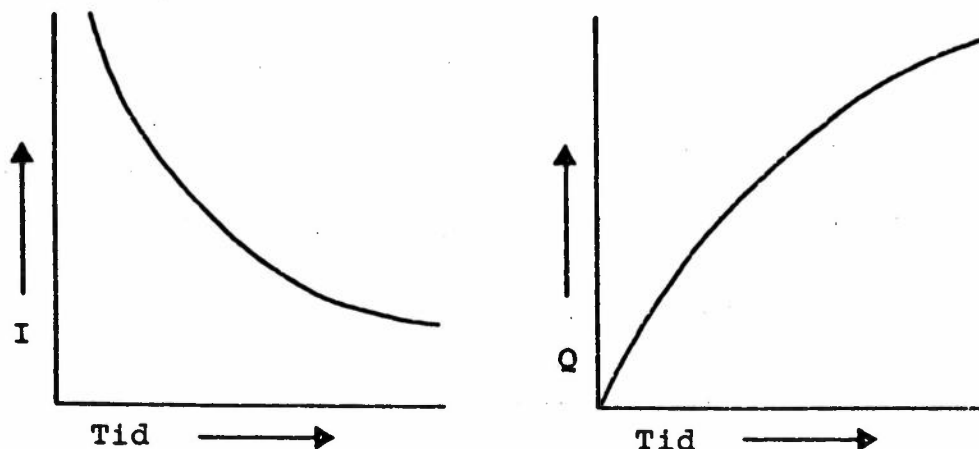
1. Jordas tekstur eller mekaniske sammensetning betyr mye for infiltrasjonskapasiteten (infiltrasjonsevnen). Grovt materiale (sand) har store porer som letter vatnets nedsiging, mens fin-kornet jord (leire) er tettere og hemmer vatnet i å trenge ned.
2. I jordarter med fin tekstur betyr strukturen mye. Ved god aggregatdannelse kan det også i slik jord være god porestruktur som betinger stor infiltrasjonskapasitet.
3. Innholdet av organisk materiale påvirker som regel strukturen og dermed infiltrasjonskapasiteten. Dette gjelder spesielt i jord med mye finmateriale (leire). Tilsetting av organisk materiale i grovere materiale (sand) kan derimot gi en tettere jord.
4. Kolloidrike jordarter (leire, myr) sveller og krymper avhengig av fuktighetsforholdene. En uttørking av en slik jordart kan føre til sprekkdannelser som i meget sterk grad auker infiltra-

sjonskapasiteten. I vassmettet tilstand er som regel slike jordarter meget tette. I våre vanlige leirjorder er denne sprekkdannelsen reversibel, d.v.s. at sprekkeklapper sammen når jorda igjen blir oppfuktet. Men det finnes leire med mere eller mindre irreversibel sprekkdannelse. Dette er leire med et visst innhold av slam (gytje). Det er tendens til noe slik leire i Vestfold og Østfold. I Syd-Sverige, Danmark og spesielt i Holland er slik leire mere vanlig.

5. Vegetasjonen fremmer infiltrasjonskapasiteten ved at det i et plantebestand som regel er god jordstruktur. Vegetasjonen beskytter også marka mot sammenpakking og tilslemming av porer ved sterk nedbør. De infiltrerte vassmengder blir også ved rik vegetasjon stor på grunn av at denne hemmer overflateavrenningen og en større del av nedbøren får tid til å infiltrere grunnen.

6. Temperaturen endrer infiltrasjonskapasiteten ved at vatnets viskositet avtar med stigende temperatur. Frossen mark er som regel ugjennomtrengelig for vatn.

Infiltrasjonskapasiteten avtar med tiden til et minimum etter hvert som profilet blir fuktet opp (fig. 1).



Figur 1. Variasjon av infiltrasjonskapasitet og infiltrerte vassmengder med tiden.

Årsaken til denne tidsvariasjonen kan være:

1. Kolloidesvelling som etter hvert tetter porer og gjør jorda tyngre gjennomtrengelig.
2. Større strømningsmotstand etter hvert som oppfuktingen går nedover i profilet. Mengdene som trenger ned avtar etter hvert. Dette merkes ved overflaten ved at de mengder som trenger inn i jorda avtar.
3. Ved lagdelt jord vil de ulike sjikt ha ulik vertikal gjennomtrengelighet. Etter hvert som oppfuktingsfronten når tyngre gjennomtrengelige lag, kan en få oppdemninger i profilet som på overflaten merkes ved at infiltrasjonskapasiteten avtar.

Etter som infiltrasjonskapasiteten på denne måten avtar med tiden blir infiltrasjonskapasiteten vanlig angitt ved sin minimumsverdi (I_m), som igjen korresponderer med vedkommende jordarts hydrauliske ledningsevne (K_s).

Det er foreslått følgende klassifikasjon av minimum infiltrasjonskapasitet (I_m) og hydraulisk ledningsevne (K_s) under metta forhold (8).

Klasser	I_m (K_s) mm/time
Ekstra langsom	< 0,025
Meget langsom	0,025-0,25
Langsom	0,25-2,5
Moderat	2,5-25
Hurtig	25-250
Meget hurtig	> 250

Som eksempler på infiltrasjonskapasiteten for ulike jordarter kan nevnes (Musgrave):

1. Djup sandjord, leirjord i god struktur 7 - 11 mm/t.
2. Grunn sandjord, slamholdig jord 4 - 7 "
3. Leirholdige, sterkt slamholdige jordarter 1,2 - 4 "
4. Leirjorder, kolloidrike jordarter 0 - 1,2 "

Infiltrasjonskapasiteten kan i praksis i mange tilfeller forbedres ved:

1. Skorpebryting
2. Kalking
3. Djupepløying

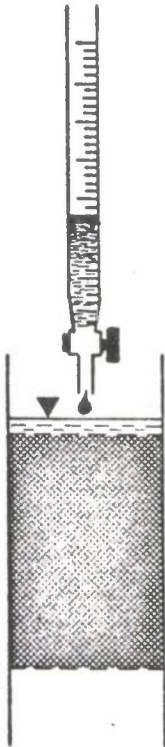
Forbedring av infiltrasjonskapasiteten kan gjøres ved følgende.

Måling av infiltrasjon kan skje både på laboratorie og i felt.

Ved laboratoriemåling nyttes et utstyr som skissert i fig. 2. Ved en byrette holdes en konstant vasstand like over overflata på prøven. Vatnet som infiltrerer i et bestemt tidsrom ($Q \text{ mm}^3$) avleses på byretten, og når overflata er kjent ($A \text{ mm}^2$) har en iflg. kontinuitetslikningen:

$$I = \frac{Q}{A} \frac{\text{mm}}{t}$$

Metoden er usikker da det er lett å få lekkasjer langs rørveggen. Markganger og sprekkdannelser i prøven vil også gi verdier som ikke er representative for stedet hvor den er tatt.

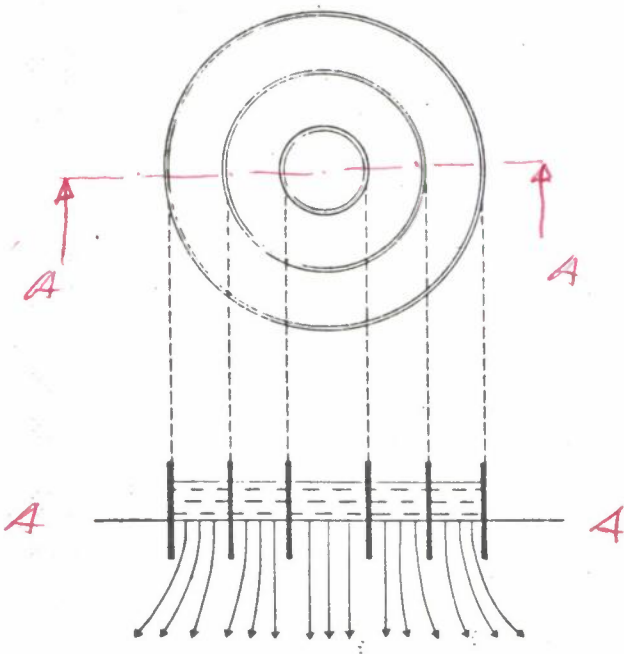


Figur 2. Laboratorietutstyr for måling av infiltrasjon.

Noe usikker metode.

Ved måling i marka bruker en 3 ringer av ulik størrelse som blir slått ned konsentrisk. I alle tre ringene holdes en konstant vassstand like over markoverflata. Vassmengden som infiltreres, måles bare i den innerste ringen. De to ytre er nødvendig for å få vertikal nedtrenging i den indre sylinder. Beregningene foretas på samme måte som ved laboratoriemetoden.

Figur 3. Feltutstyr for måling av infiltrasjon.



II VATNET I JORDA. FOREKOMST OG INNDELING.

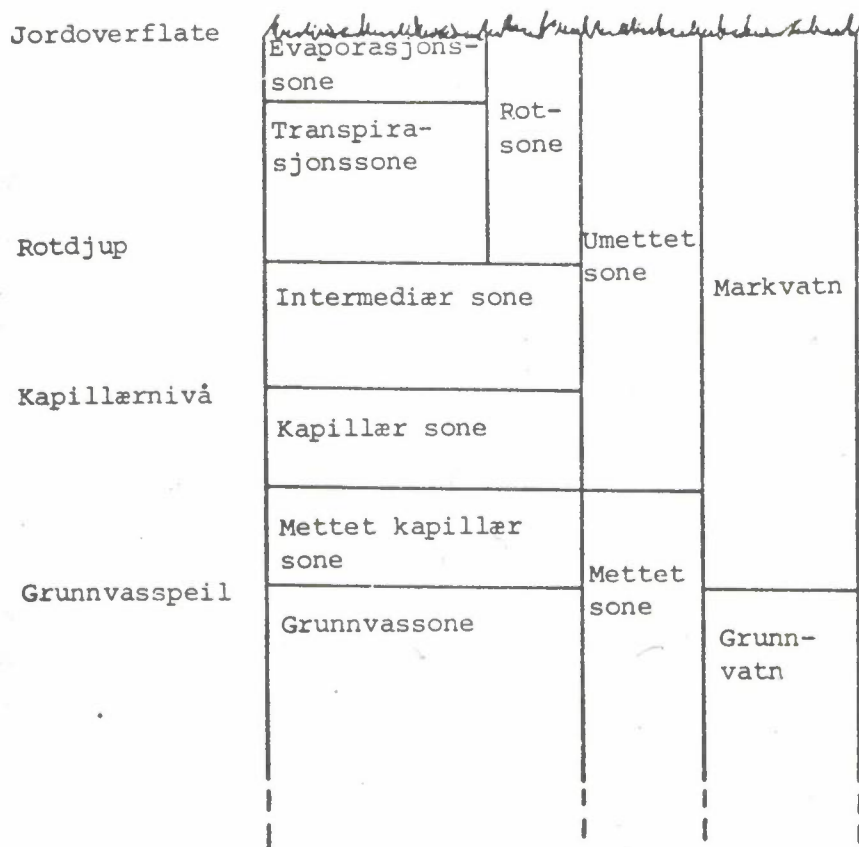
Det er vanlig å skille vatnet i jorda i to grupper, markvatn og grunnvatn.

Markvatn er vatnet over grunnvasspeilet som er bundet i jorda, enten ved adhesjonskrefter til selve jordpartiklene eller i porene som følge av vatnets overflatespenning. Dette er bindinger sterkere enn gravitasjonskraften og vatnet beveges ikke som følge av sin tyngde.

Grunnvatn er vatnet under grunnvasspeilet. Her er alle hulrom fylt med vatn. Under homogene forhold beveges dette i retning av grunnvasspeilets største fall.

Det er mange steder betydelig avstand mellom jordoverflaten og

grunnvasspeilet. Da fuktigheten i dette sjiktet varierer som følge av en rekke forhold, er det vanlig med en sonedeling (fig. 4).



← Les fra denne siden for større oppdelingsgrad.

Figur 4. Soneinndeling i grunnvassregimet.

Den metta kapillære sone er jordlaget like over grunnvasspeilet hvor alle porer er vassmettet. Den kapillære sonen går videre så høgt det finnes kapillært vatn. Over den kapillære sonen har en en "intermediær" sone som når opp til maksimalt rotdjup. Rotsonen, hvor vassinnholdet avhenger av rotutvikling, årstid og klima, blir delt i en transpirasjons-sone og en evaporasjons-sone. Evaporasjons-sonen ligger like under jordoverflata hvor vassinnholdet blir direkte påvirket av evaporasjon til atmosfæren.

En annen inndeling som nyttes, skiller mellom fritt og bundet vant og hvor disse grupper igjen blir delt opp på følgende måte:

<u>Fritt vatn</u>	<u>Bundet vatn</u>
Overflatevatn	Fysisk bundet a kapillært
Sigevatn	b hydroskopisk
Grunnvatn	Mekanisk bundet
	Kjemisk bundet

Overflatevatnet er det en kan se på jordoverflaten og som kan gå over til sigevatn. Dette siger ned under påvirkning av tyngdekraften og kan enten bindes i jordprofilet eller gå over til grunnvatn.

Det fysisk bundne vatnet deles i kapillært og hydroskopisk bundet vatn. Kapillært vatn er som før nevnt det som er bundet i jordens porer, mens det hydroskopiske er direkte adsorbent til jordpartiklene. Mekanisk bundet vatn forekommer i større eller mindre hulrom, spesielt i myrjord. Kjemisk bundet vatn eller krystallvatn går inn i oppbyggingen av mineralene.

III BEVEGELSE AV VATN I JORD. PERMEABILITET.

A. Bevegelse av vatn i metta jord.

1. Darcy's lov.

Vatnet i jorda er påvirket av en rekke krefter av fysisk og/eller kjemisk natur, og jordvatnets bevegelse er bestemt av gradienter i disse kreftene. Slike bevegelser er bl.a. sigevatnets strømming ned mot grunnvatnet og grøftesystemer og dets bevegelse mot planterøttene.

Den grunnleggende teori for strømming av væsker i porøse medier ble framsatt i 1856 av en fransk ingeniør, Henry Darcy, (Darcy's lov).

Han fant at mengde og hastighet av en væske som strømmet gjennom et porøst legeme en bestemt tid, kunne uttrykkes ved formlene:

$$(1) \quad v = K \frac{h}{l} \frac{\delta}{\mu} \quad \text{og} \quad (2) \quad Q = A K \frac{h}{l} \frac{\delta}{\mu}, \quad \text{hvor}$$

$$Q = v \cdot A$$

v = væskens middelhastighet

Q = væskemengde

K = permeabilitetskonstant

A = legemets tverrsnittsareal

h = hydraulisk trykkehøgde

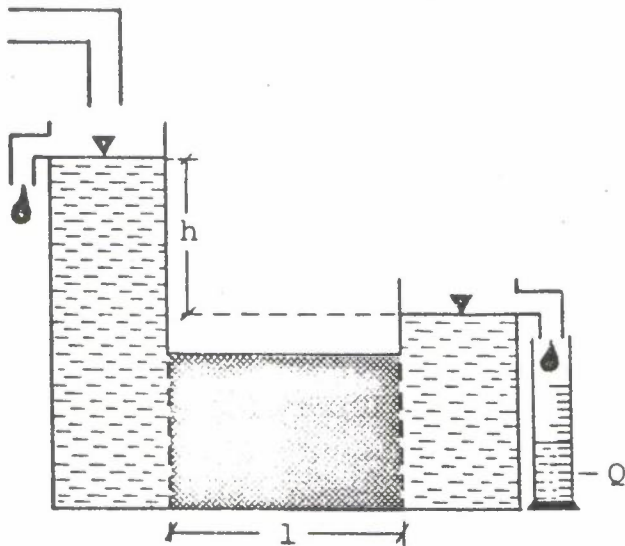
l = legemets lengde

$\frac{h}{l}$ = potensialgradienten (trykkfall), benevnes ofte I

γ = væskens spesifikke vekt

μ = væskens dynamiske viskositet

Væskemengden som strømmet gjennom et legeme er både avhengig av porestrukturen i materialet og den fysiske tilstand til væsken som strømmet. Permeabilitetskonstanten, K, er en karakteristisk materialkonstant.



Figur 5. Utstyr for bestemmelse av permeabilitet i jord.

I hydrologien og jordbunnsfysikken hvor vi betrakter strømming av vatn i jord, tillater vi oss til vanlig å se bort fra endringene i vatnets spesifikke vekt og dynamiske viskositet innen visse temperaturområdet. Vi kan da innføre en ny faktor, k, som til vanlig blir kalt jordas permeabilitetskoeffisient eller hydrauliske ledningsevne. Likningene (1) og (2) kan da skrives:

(3) $v = k \frac{h}{l}$ og (4) $Q = A k \frac{h}{l}$
hvor $k = K \frac{\gamma}{\mu}$

Så lenge jorda er mettet med vatn og under ens temperaturforhold er k en konstant for jordarten. Den har dimensjonen hastighet og er i tallverdi lik strømningshastigheten når trykkgradienten ($\frac{h}{l}$)

er lik 1. Den angis vanlig med enhetene cm/sek., cm/time eller m/døgn.

Den spesifikke vekt for vatn endres lite med temperaturen og kan i denne sammenheng uten videre neglisjeres. Derimot er det store endringer i vatnets dynamiske viskositet, noe som bevirker betydelige endringer i den hydrauliske ledningsevne med temperaturen.

Etter likning (1) og (3) har vi at $k = \frac{\gamma}{\mu} K$. Dette viser at den hydrauliske ledningsevne er direkte proporsjonal med væskens spesifikke vekt og omvendt proporsjonal med dens dynamiske viskositet.

Sammenlikner vi den hydrauliske ledningsevne for samme jordart med 0 og 25°C og ser bort fra de ubetydelige endringer i vatnets spesifikke vekt, får vi at

$$\frac{k_{25}}{k_0} = \frac{\frac{\gamma_{25}}{\mu_{25}}}{\frac{\gamma_0}{\mu_0}} = \frac{\mu_0}{\mu_{25}}$$

Setter en inn de respektive verdier for μ_0 og μ_{25} (tabell 1), blir forholdet $\frac{k_{25}}{k_0}$ lik 2,01. Det vil si at den hydrauliske ledningsevnen til jord ved 25°C er dobbelt så stor som ved 0°C. (Det forutsettes at vatnet ved 0°C er i flytende fase).

Tabell 1. Vatnets dynamiske viskositet ved noen temperaturer.

Temperatur, °C	0	5	10	15	20	25
Viskositet, centipoise (μ)	1,79	1,52	1,31	1,14	1,00	0,89

Følgende forhold ved jorda har betydning for den hydrauliske ledningsevne:

2. Mineraljord.

1. Kornstørrelsen.

Vi vet at gjennomtrengeligheten auker med grovheten på mineralmaterialet.

2. Ens eller uensartet kornstørrelse.

Porevolumet og dermed gjennomtrengeligheten er som regel større når det er ensartet enn uensartet kornstørrelse.

3. Fordeling av kornfraksjonene, mengdeforholdet.

De små partiklene fyller opp hulrommene mellom de større og gjør jorda tettere. Ved "god gradering" kan en få meget tett jord.

4. Innhold av kolloidmateriale og ionebesetning.

I jord med mye kolloidalt materiale, f.eks. leir- og torvjord, er det dette som setter sitt preg på jordarten. Kolloidene endrer tilstandsform ved ulik fuktighet, sveller ved oppfukting og krymper ved uttørking. Gjennomtrengeligheten i kolloidal jord er derfor avhengig av fuktighetsgraden. I fuktig tilstand kan f.eks. en leirjord være helt tett, mens den uttørket kan ha store sprekker og god gjennomtrengelighet. I en stilling for seg kommer gytjeleire som kan få permanente sprekkesystemer når den først er tørket ut.

5. Strukturen.

En jord i god struktur med store stabile aggregater er åpen og til vanlig lett gjennomtrengelig for vatn.

3. Myrjord.

Med myrjord mener en jord som inneholder mere enn 40 vektprosent organiske stoff. En må ha minst et 30 cm tykt lag av denne jorda for å kalle det myr.

Gjennomtrengeligheten i myrjord er i første rekke avhengig av opprinnelsesmaterialet og omdannelsesgraden.

1. Opprinnelsesmateriale.

Lite omdannet er en kvitmosetorv forholdsvis lett gjennomtrengelig, vanlig noe mer i sideretning enn høgderetning. Grasmyr er gjerne noe tettere. Undersøkelser (Hasund) viser at røtter og trerester kan auke gjennomtrengeligheten betydelig i myrjord.

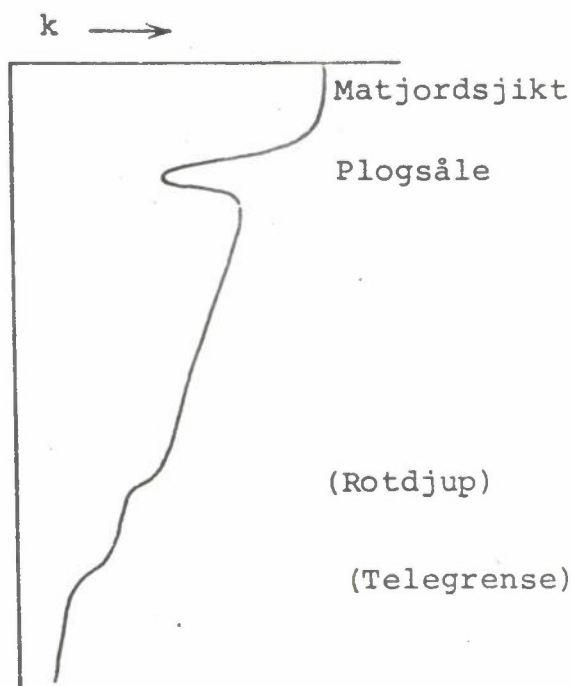
2. Omdannelsesgraden.

Gjennomtrengeligheten avtar med omdannelsesgraden. Brenntorv, særlig såkalt fettorv, kan være så godt som ugjennomtrengelig. Ved oppdyrking av myrer kan gjennomtrengeligheten endres. Lett gjennomtrengelige torvslag kan etter hvert som de omdannes, bli

tettere og mindre gjennomtrengelig. En sterkt omdannet myr kan derimot ved oppdyrking og drenering få tørkesprekker og svinn som letter gjennomtrengeligheten.

Sammen med de forhold som alt er nevnt, er det en rekke andre ting som medvirker til å bestemme de hydrauliske forhold i et jordprofil.

gjør ned Dybdevariasjoner. Ved detaljstudier av den vertikale permeabilitet i et jordprofil i dyrka mark, kan en finne en dybdevariasjon i k som skissert i figur 6. I plogsjiktet er jorda vanlig av god struktur og lett gjennomtrengelig for vatn. Ofte kan en finne en tyngre gjennomtrengelig plogsåle. Videre nedover i profilet kan gjennomtrengeligheten avta som følge av sterkere komprimering og mindre forvitring. En kan også finne "sprangsjikt" som markerer telegrense og rotdyp.

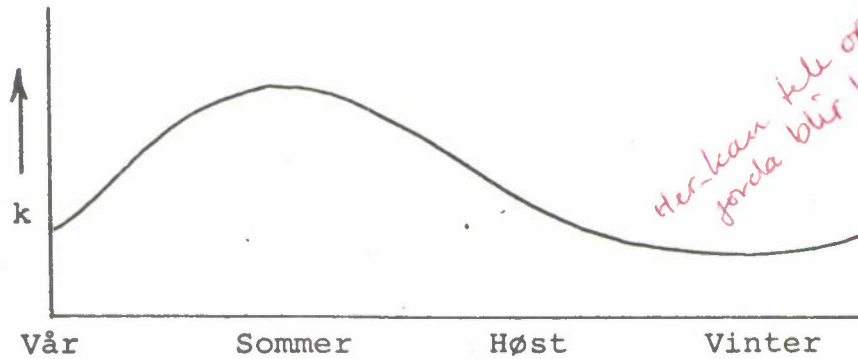


stor k = stor gjennomtrengelighet.

Figur 6. Variasjon av k med dypet.

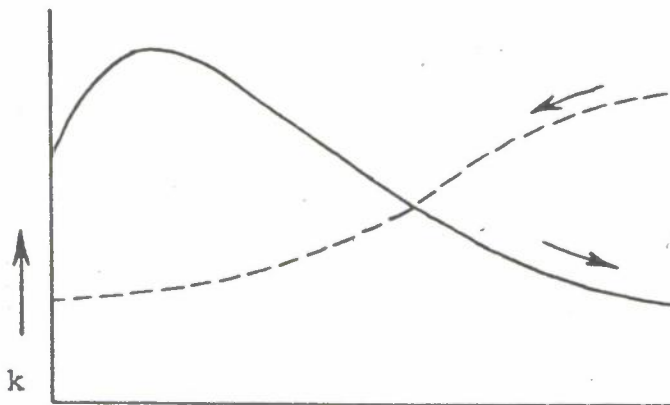
gjør Årstidsvariasjoner. Spesielt i kolloidrike jordarter kan en finne en årstidsvariasjon som skissert i figur 7. Dette skyldes ulike fuktighets- og temperaturforhold. Etter hvert som temperaturen stiger og jorda tørker ut utover sommeren auker gjennomtrengeligheten. Om høsten med større nedbør og kaldere klima, får en det

motsatte bilde. Ved tele om vinteren kan grunnen være helt ugjennomtrentelig for vatn.



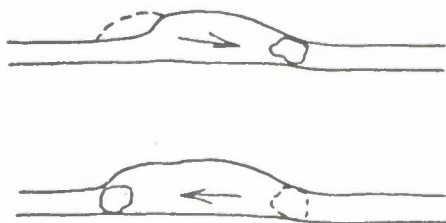
Figur 7. Variasjon av k med årstiden.

Korttidsvariasjon. Ved permeabilitetsmålinger på jordprøver i laboratoriet kan en ofte se at permeabiliteten også endres over kort tid (timer, dager). Endringsforløpet kan være som i figur 8. Den første stigende del av kurven kan skyldes at luft som blokkerer porer drives ut og auker strømningsverrsnittet i prøven. Den etterfølgende reduksjon av k kan ha flere årsaker, men skyldes vesentlig mikroerosjon, utvasking av kationer og bakterievirksomhet.



Figur 8. Korttidsvariasjon av k.

Mikroerosjon skjer ved at jordpartikler rives løs av vasstrømmen, føres med og setter seg igjen og tetter hvor poretverrsnittene er mindre. Hvis en snur vasstrømmen, løsner disse partikler lett. Permeabiliteten auker, men avtar igjen når partiklene som følger vasstrømmen i motsatt lei igjen setter seg fast og blokkerer porer på ny.



Figur 9. Mikroerosjon.

Katjoninnholdet i vatnet og jorda betyr mye for permeabiliteten, og en antar at effekten for det alt vesentlige skyldes virkninger på strukturen. Ved utvasking av katjoner får en nedbryting av aggregater, dispergering og tettere jord.

Mikroorganismenes virksomhet kan også redusere permeabiliteten. Dette kan påvises ved bruk av sterilt vatn og sterile prøver i sammenlikning med vanlig springvatn og usterile prøver. Reduksjon av permeabilitet kan skyldes blokkering av porer av gasser, slim og andre avfallsstoffer som mikroorganismene skiller ut. Mikroorganismene kan også angripe organisk materiale som binder jordkolloidene sammen til større aggregater.

Ved detaljstudier vil en alltid finne ulik permeabilitet horisontalt og vertikalt i jorda. Dette kan skyldes:

1. Lagdeling.

Ved lagdelt jord vil som regel den horisontale permeabilitet være større enn den vertikale. Dette skyldes at den vertikale permeabilitet blir bestemt av det tetteste laget i profilet (prøven), mens dette laget kan ha ubetydelig innflytelse på den horisontale permeabiliteten hvis tykkelsen er liten. (En tynn stålplate ipnstukket horisontalt i en jordprøve vil blokkere all vertikal strømming, men vil neppe influere vesentlig på den horisontale).

2. Mineralmaterialet.

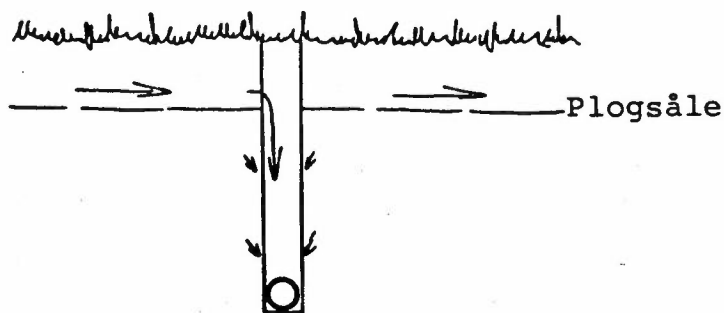
Sedimentert bladforma mineraler (glimmer) vil virke som en takteking og gi større horisontal enn vertikal permeabilitet.

3. Sprekker, rotkanaler og markganger er vanligvis vertikalt rettet

og er for mange jordarter helt bestemmende for permeabiliteten. Dette er tilfelle i gyttejorder med sine permanente sprekkdannelser. Makroskopiske porer og sprekkdannelser har til vanlig liten betydning for det totale porevolum, men er i mange jordarter helt bestemmende for permeabiliteten.

I drenert jord vil en få et strømningsbilde som er bestemt av drens-systemet og jordbunnsforholdene.

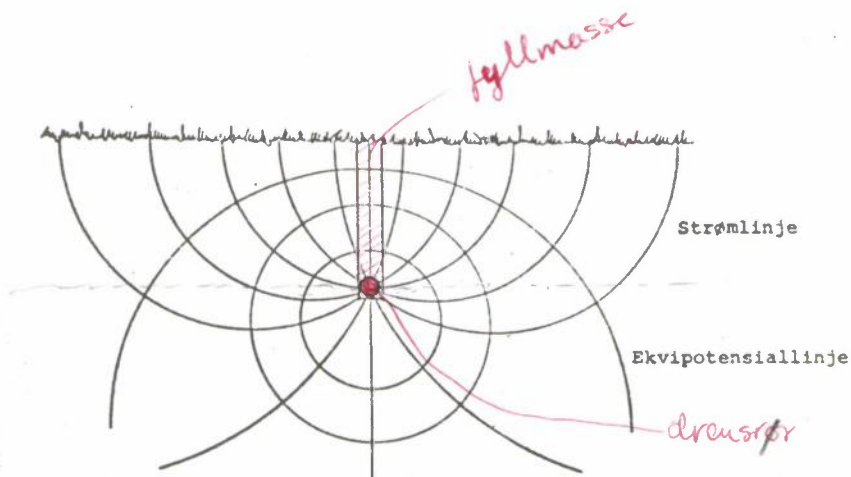
I mange tette jordarter (leire, morene) er plogsjiktet lettere gjennomtrengelig enn undergrunnen, og vatnet som infiltrerer vil ofte følge dette og sige ned i fyllmassen over grøftene. Dette er omkastet jord som til vanlig har bedre struktur og permeabilitet enn grunnen i naturlig lagring (fig. 10).



Figur 10. Eksempel på strømningsbilde i drenert, ikke homogen jord.

I jord med mere ensartet gjennomtrengelighet vil en ofte få et strømningsbilde som vist i figur 11. Vatnet strømmer i bueformede baner (strømlinjer) fram til grøftene, og kan ofte passere betydelige større dyp' enn disse. Vinkelrett på disse linjer kan konstrueres såkalte ekvipotensiallinjer (liketrykkslinjer) rundt drensledninger, og hvor grøfteledningens periferi kan representere den innerste.

Dette strømningsbilde kan verdifiseres ved modellforsøk i jord, matematiske beregninger og elektriske analoger.



Figur 11. Eksempel på strømningsbilde i drenert, homogen jord.

Det viser seg at Darcy's lov for strømming av vatn i jord er analog med Ohms lov for strømming av elektrisitet (likestrøm).

Iflg. Ohms lov er $V = R i$ eller $i = \frac{V}{R} = k A \frac{V}{l}$, hvor

i = strømstyrken (mengde elektrisitet pr. tidsenhet)

V = potensialforskjellen mellom to punkter på en ledning

R = motstanden i ledningen = $\frac{l}{k \cdot A}$, hvor

l = lengda på ledningen

k = ledningens spesifikke ledningsevne

A = ledningens tverrsnittsareal

Darcy's lov $Q = k A \frac{h}{l}$  vassførende jordlegeme

Ohms lov $i = k A \frac{V}{l}$  strømførende ledning

Kjennskapet til strømningsbilde i dyrka jord får praktiske konsekvenser for grøftearbeidet. I tungt gjennomtrengelige jordarter (fig. 10) må en tilstrebe en lett gjennomtrengelig grøftefyll. I homogen jord med strømningsbilde som i figur 11, kan en få innstrømming av vatn og partikler som tetter ledningen gjennom skjøter og perforering rundt hele ledningens periferi. I slike tilfeller er det nødvendig med filtermateriale så vel under som ellers omkring ledningen. Det er nå vanlig med grøfterør med slisser bare på en side.

4. Måling av permeabilitet.

Permeabilitet kan måles i laboratorie og i felt. Også her synes feltmetodene å gi de beste resultater.

Ved laboratoriemålinger blir permeabiliteten målt på jordprøver som er uttatt i stålsylindre. Det er viktig at prøven beholder den opprinnelige struktur, da gjennomtrengeligheten i sterk grad er avhengig av denne. Det er også viktig at en unngår lekkasjer langs sylinderveggen. Tilfeldige sprekker, rot- og markkanaler kan, spesielt i tette jordarter, gi store feilkilder.

Prinsippet for et permeameter er vist i figur 12. Væsken som strømmer gjennom prøven blir målt og når en kjenner trykkhøgden og dimensjonene på jordprøven kan permeabilitetskoeffisienten (k) beregnes etter Darcy's formel:

$$Q = k A \frac{h}{l} , \text{ hvor}$$

Q = vassmengde

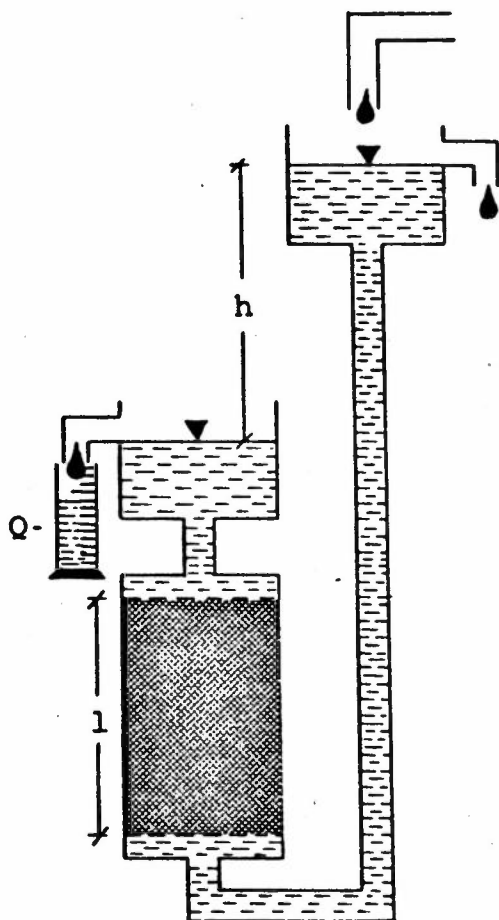
A = jordprøvens tverrsnittsareal

l = lengda på prøven

h = trykkhøgden

Det er utarbeid flere feltmetoder for måling av permeabilitet. Spesielt en metode, borehullsmetoden, som er utformet og mye brukt i Holland, er meget enkel og skal kort gjennomgås. Metoden kan bare brukes for målinger under grunnvasspeilet. Det er derfor en fordel å måle på en tid når grunnvatnet står høgt.

Prinsippet for metoden er at en borer et hull i marka. Hullet lenses og vatnet som strømmer til vil bevirke at vatnet i hullet stiger. Stigehastigheten som måles kan benyttes til å beregne permeabilitetskoeffisienten (k).



Figur 12. Laborerietstyr for måling av permeabilitet (Permeameter).

Nødvendig utstyr.

1. Jordbor, r. 4 eller 5 cm
2. Lensepumpe
3. Stålmålband med flottør
4. Klokke med stor sekundviser (ev. stoppur)
5. Nomogram for bestemmelse av k

Framgangsmåte.

Det bores et hull med et av de nevnte bor. Hvis det er fjell eller ugjennomtrengelig lag på rimelig dyp, bores ned til dette. Ellers må avstanden fra botn av borehullet og ned til det ugjennomtrengelige laget være større enn halve boredjupet. Vatnet strømmer til fra alle kanter og vil etter en stund fylle hullet opp til grunnvasspeilet. Avstanden fra dette og ned til botn av hullet måles

og noteres.

Hullet lenses med en lensepumpe eller en blikkboks på en stokk. Målebandet med flottøren senkes så ned i hullet og vatnets stige-
høgde (Δy) måles med korte intervaller (Δt). De valgte av-
lesningsintervaller avhenger av permeabiliteten og er vanlig 5,
10, 15 eller 30 sekunder. Metoden forutsetter stasjonær strømning
av vatn inn i hullet. Da stigehastigheten avtar med tiden, bør
avlesningene avbrytes før 25% av vassvolumet som ble lenset, er
fylt opp.

Beregninger.

Den videre beregning av permeabilitetskoeffisienten kan så skje
etter følgende formler:

$$k = \frac{4000 r^2}{(H+20r) \left(2 - \frac{y}{H}\right) y} \cdot \frac{\Delta y}{\Delta t} \quad \text{når } S > 0,5 H, \text{ og}$$

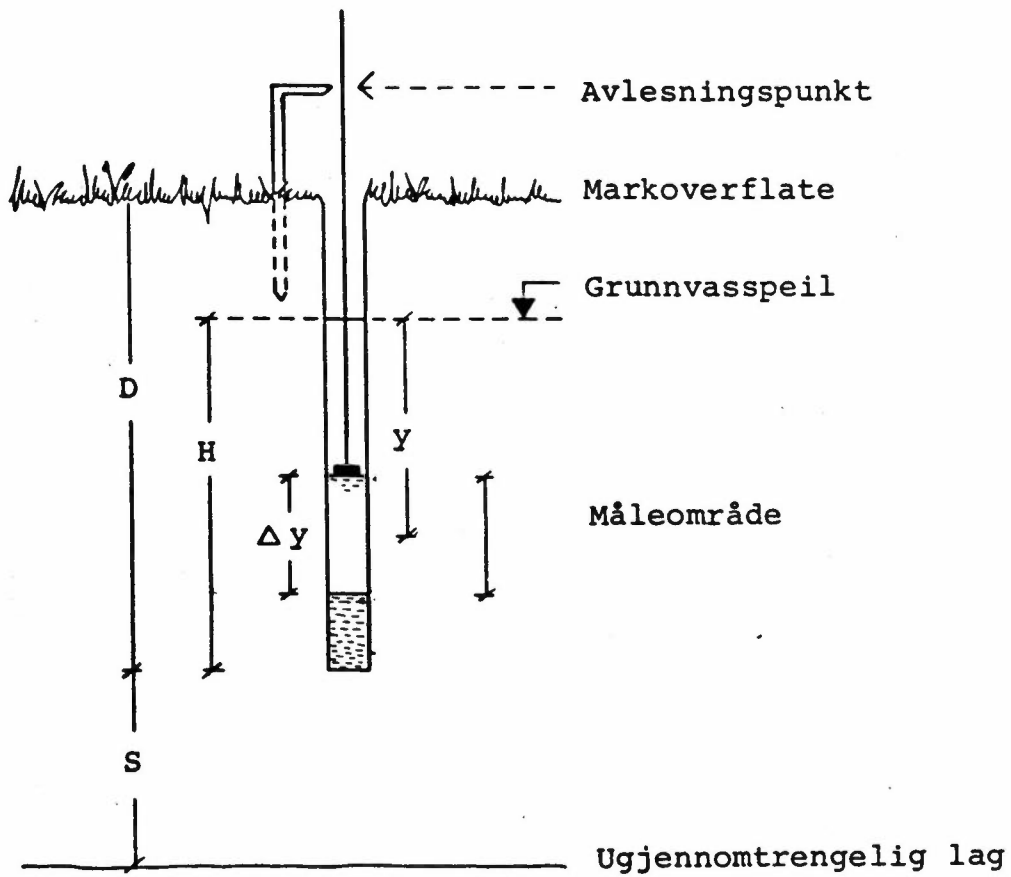
$$k = \frac{3600 r^2}{(H+10r) \left(2 - \frac{y}{H}\right) y} \cdot \frac{\Delta y}{\Delta t} \quad \text{når } S = 0$$

De enkelte symboler går fram av figur 13. Formlene blir sjelden
brukt direkte, da det er utarbeid nomogram hvor en direkte kan
lese av de nødvendige data på grunnlag av observasjonene.

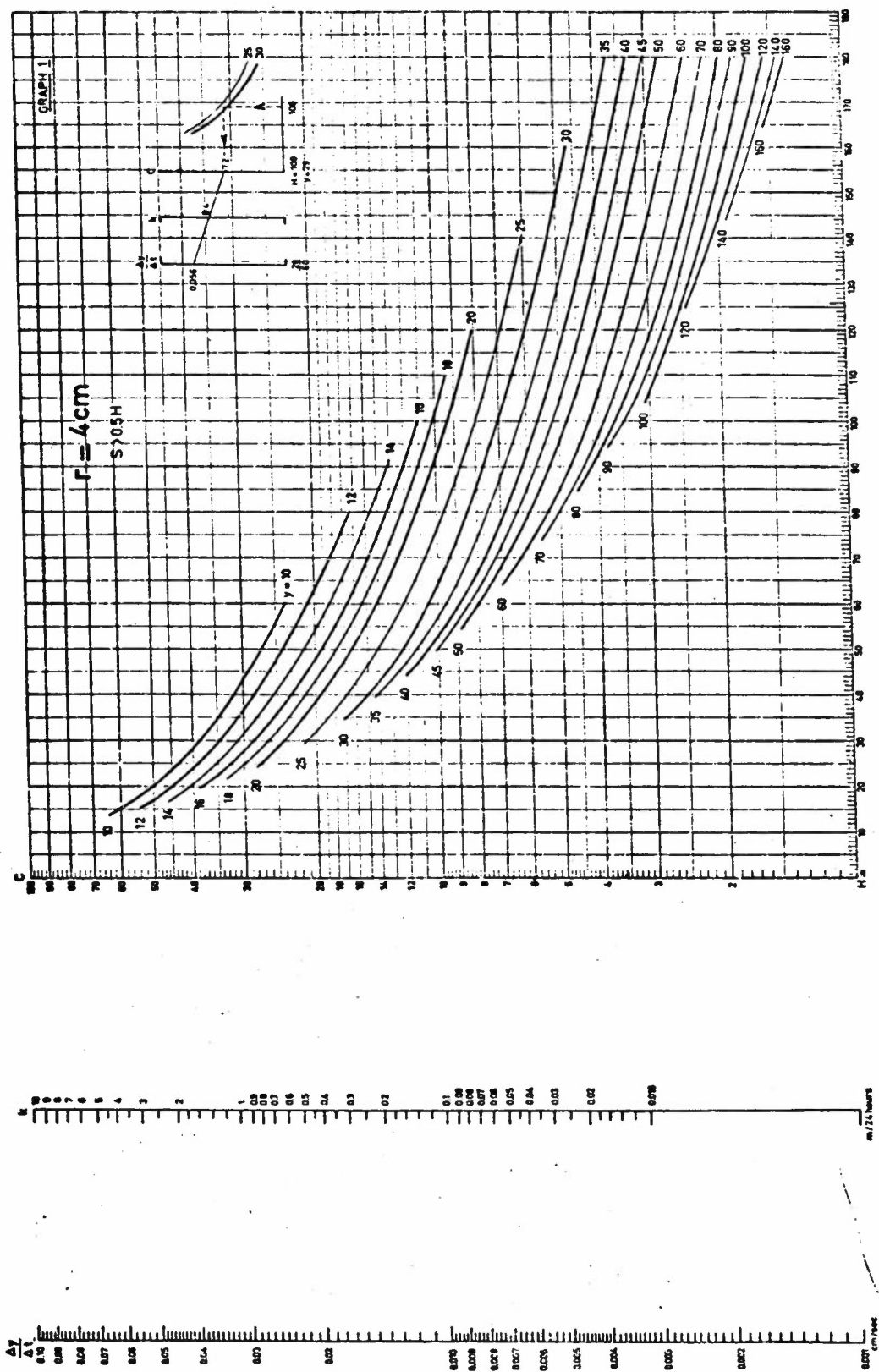
Stigehastigheten i hullet ($\frac{\Delta y}{\Delta t}$) og relasjonen mellom denne og
permeabilitetskoeffisienten uttrykkes ved likninga $k = c \frac{\Delta y}{\Delta t}$,
hvor c og k kan bestemmes ved å gå inn i nomogrammet som vist i
figur 14. Det er utarbeid tilsvarende nomogram for $r = 5$ cm og
 $S = 0$.

Hastigheten på vatnet (v) som blir registrert ved permeabilitets-
målinger er vatnets middelhastighet på hele strømningstverrsnittet
(filterhastigheten). Den virkelige hastigheten (porehastigheten)
er større. Har jorda et vassførende porevolum på 20%, blir den
virkelige middelhastighet i porene:

$$Q = A \cdot v = 0,20 A \cdot v_{\text{virkelig}}, \quad v_{\text{virkelig}} = 5 \cdot v$$



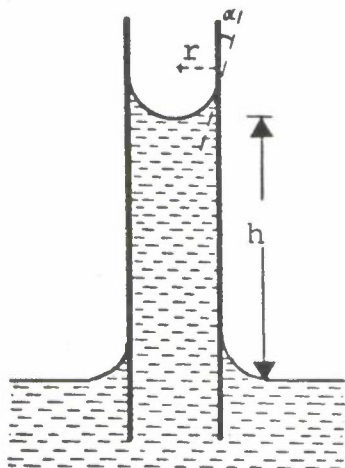
Figur 13. Permeabilitetsmåling i felt (Borehullsmetoden).



Figur 14. Nomogram for beregning av permeabilitetskoeffisient (k).

B. Bevegelse av vatn i umetta jorda.

Det alt vesentligste av det bundne vatnet som beveges eller transporteres i jorda, er kapillært vatn. Det beveges i porene som kan betraktes som et system av kapillære rør av ulik størrelse og form.



Figur 15. Kapillær stigning av vatn i pore eller rør.

Betrakter vi en enkelt pore som står i tilknytning til fritt vatn, vil vatnet stige opp i poren til et nivå hvor det er likevekt mellom de krefter som virker oppover og de som virker nedover (fig. 15). Vi har da at:

$$\pi r^2 h \gamma = 2\pi r C \cos \alpha \quad \text{og} \quad h = \frac{2 C \cos \alpha}{r \gamma}, \quad \text{hvor}$$

h = vatnets stighøgde

r = porens radius

γ = vatnets spesifikke vekt

C = vatnets overflatespenning

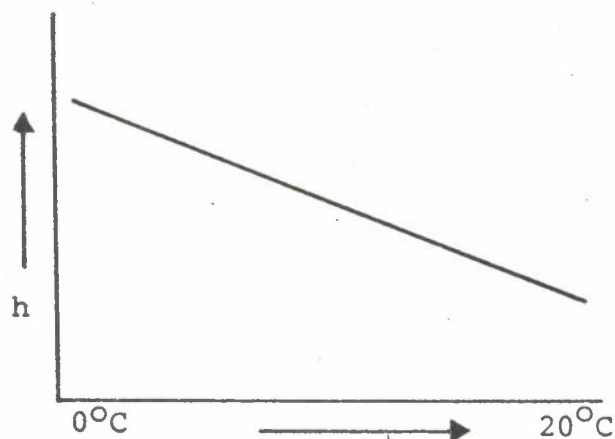
α = randvinkelen

Randvinkelen vatn/jord er meget liten og kan settes lik 0, $\cos \alpha$ blir da 1 og vi får at $h = \frac{2 C}{r \gamma}$

Vi ser at stighøgden er proporsjonal med overflatespenningen og omvendt proporsjonal med vatnets spesifikke vekt og porens radius.

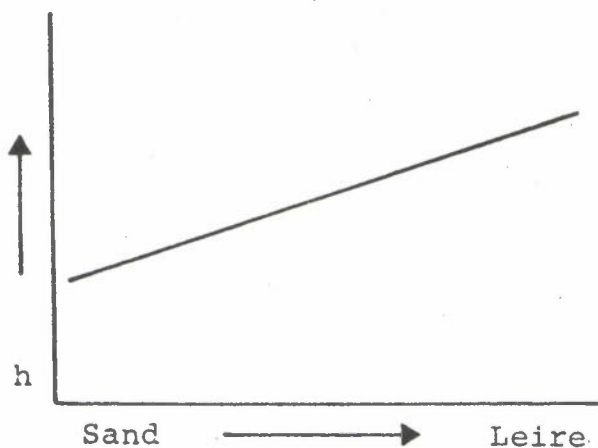
Overflatespenningen er avhengig av temperaturen og vi får følgelig ulik stighøgde ved ulike temperaturer (fig. 16). I strøk med høgt grunnvassnivå og store temperaturforskjeller mellom dag og natt

kan det påvises såkalt pulserende grunnvatn. Ved temperatursenkninger om natta vil mere vatn stige opp som kapillært vatn, og en får senkning av grunnvasspeilet. Ved høgre temperaturer har en det motsatte forhold.

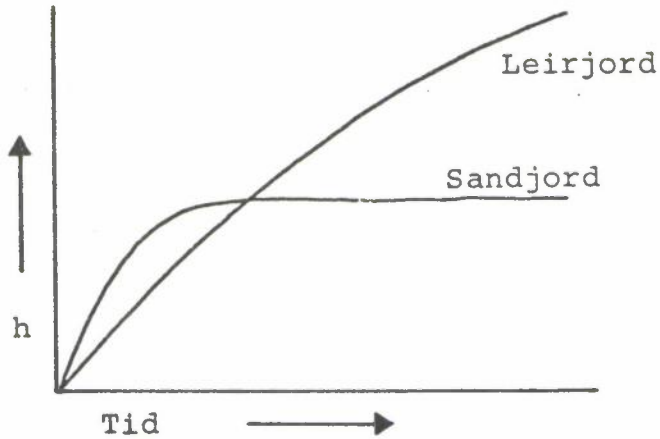


Figur 16. Den kapillære stighøgden avtar med stigende temperatur.

På grunn av ulike porestørrelser i de ulike jordarter, vil vatnet stige høgere i en finkornet leirjord enn i en grov sandjord (fig. 17). Stigehastigheten er derimot større i grovkornede enn finkornede jordarter (fig. 18).

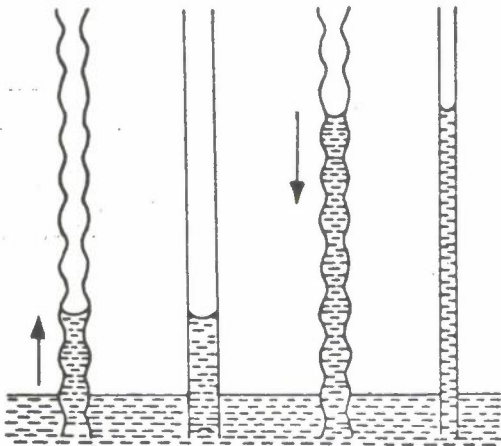


Figur 17. Større kapillære stighøgder i finkornede enn grovkornede jordarter.



Figur 18. Langsommere kapillær stigehastighet i finkornede enn grovkornede jordarter.

Det viser seg at en jord som mettes kapillært, vil inneholde mindre vatn enn om samme jord dreneres. Dette forholdet kalles hysteres og kan forklares med at porene i jorda har varierende radius og at stighøgden blir begrenset av de videste partier, mens det ved drenering er de smaleste partier av porene som bestemmer hvor høgt vatnet blir stående. Dette kan illustreres ved ulike stighøgde i rør med ekvivalente diametre (fig. 19).

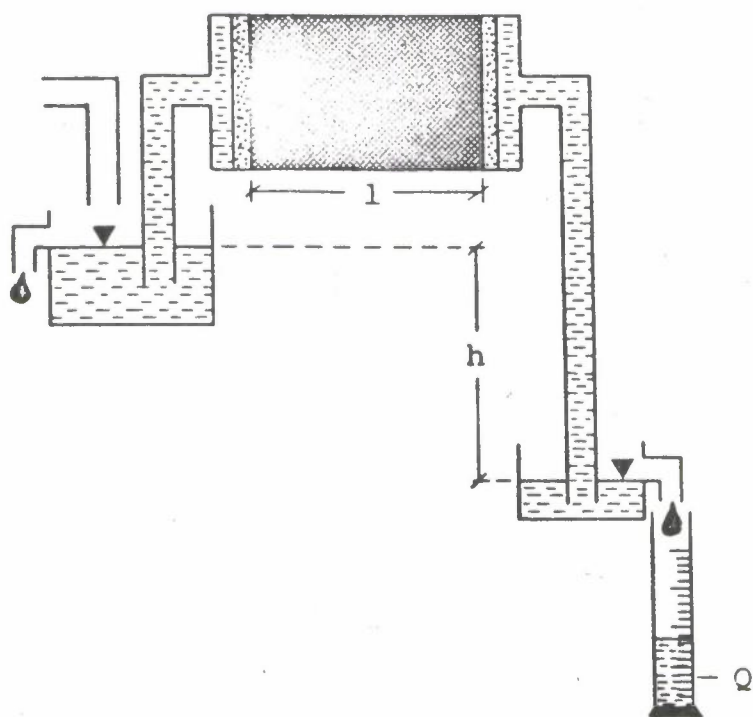


Figur 19. Ulike kapillærnivå ved metning nedenfra eller ved drenering i uregulære porer.

Darcy's lov gjelder også for strømming av vatn i umetta jord. Ved bruk av et utstyr som vist i figur 20 får vi at

$$v = \lambda \frac{h}{l} \quad \text{og} \quad Q = \lambda A \frac{h}{l} \quad , \quad \text{hvor}$$

λ ikke er en konstant for jordarten (som k), men avhenger av jordas vassinnhold. Etter hvert som jorda dreneres, tømmes de største porer og den gjenværende vasstransport foregår i stadig mindre porer med sterkere bundet vatn.



Figur 20. Labororientert utstyr for bestemmelse av permeabilitet i umetta jord.

Ved uttørking auker mostanden med vatnets bevegelse sterkt, og hastigheten avtar til nesten 0 ved naturlig vasskapasitet (feltkapasitet), selv om det er betydelige potensialgradienter. I området mellom naturlig ^{feltkapasitet} vasskapasitet og visnegrensen foregår det ubetydelig vassbevegelse ved kapillær ledning.

Det kan også foregå noe vasstransport i dampform. Under isoterme forhold er denne ubetydelig, da det forekommer små damptrykkgradienter. Den relative fuktighet ved full metting (feltkapasitet) og

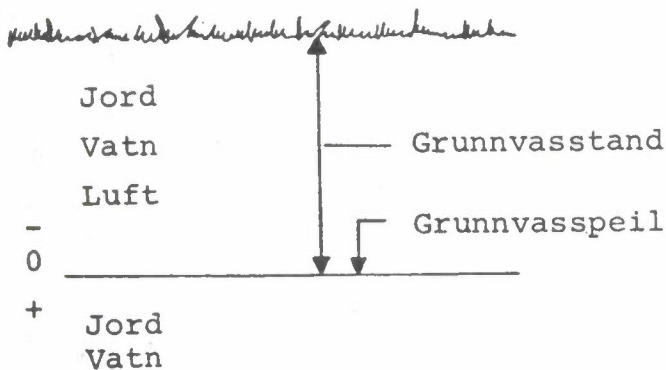
visnepunkt er henholdsvis 100 og 98,8%. Ved temperaturforskjeller kan det derimot bygges opp gradienter som bevirker en del vass-transport i dampform. Settes f.eks. et glassrør med fuktig sand i sola, kan det på rørets skyggeside felles ut vassdråper som en følge av vasstransport i damtrykkgradientens retning.

IV JORDVATNETS TRYKK (POTENSIAL).

1. Potensialbegrepet.

Hvis vi graver eller borer et hull i marka, vil vi før eller seinere møte grunnvatnet. Dette vil innstilles i et bestemt nivå i hullet. Hvis det lensees, vil det igjen stige opp til samme nivå. Vi sier at vi har et grunnvassspeil. Bare i oppsprukket fjell og i grov grusjord kan grunnvatnets overflate påvises som et plant speil. Ellers er det en diffus overgang mellom et to-fase og et tre-fase system. Under dette nivå (grunnvassspeilet) har en jord og vatn, mens det over er både luft, jord og vatn.

Grunnvatnet er vatnet i de fylte porene under grunnvassspeilet. Grunnvatn kan også forekomme i flere djup over vassstansende lag. Hvis det er av midlertidig karakter, blir det kalt temporært grunnvatn. Markvatn eller jordvatn er vatnet i jorda over grunnvassspeilet. Avstanden fra markoverflata og ned til grunnvatnet blir vanlig, noe missvisende, kalt grunnvasstanden.



Figur 21. Snitt i jordprofil.

Ser vi på trykkforholdene, så er vatnet i grunnvasspeilet i statisk likevekt med atmosfærisk luft og trykket i overflatesjiktet har samme trykk som denne. Går vi nedover i profilet, får vi et positivt vasstrykk. Dette auker proporsjonalt med avstanden fra grunnvasspeilet, og er så mye større enn lufttrykket som tyngden av vassøylen fra grunnvasspeilet og ned til punktet som vi betrakter.

Over grunnvasspeilet er vasstrykket negativt. Vatnet er her bundet i jorda, og det må brukes en kraft for å få det friggitt, eller tilføres energi for at det skal te seg som fritt vatn. Så lenge vi oppholder oss i den kapillære sone er vasstrykket omvendt proporsjonalt med avstanden fra grunnvasspeilet. Over dette nivå er det andre bindingskrefter som kommer inn i bildet, og det er ikke lenger sammenheng mellom trykket og avstanden til grunnvasspeilet.

Markvatnets trykk (potensial) er definert som det arbeid som må utføres for å føre en enhet vatn fra et 0-nivå til det punkt hvor potensialet måles. Til vanlig velges grunnvasspeilet som 0-nivå.

I SI-systemet blir enheten for potensialet $\frac{Nm}{g} = \frac{m^2 \cdot kg}{g \cdot sek.^2}$. Ved å dividere med tyngden akselerasjon $\frac{cm}{sek.^2}$, som er en konstant for lokaliteten, får en enheten lengde. Det angis vanlig i cm vasssøyle eller bar.

Det totale potensial i jorda er sammensatt av en rekke delpotensialer:

$$\psi = Z + M + O + A + B, \text{ hvor}$$

Z = gravitasjonspotensialet

M = trykkpotensialet (kapillærpotensialet)

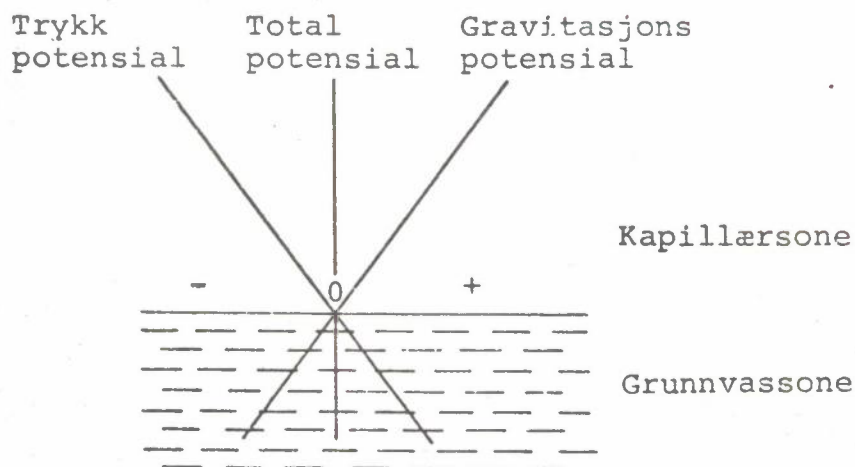
O = osmotisk potensial

A = adsorbsjonspotensialet

B = kinetisk potensial

Gravitasjonspotensialet skyldes vatnets tyngde eller energi i forhold til et referansenivå (0-nivå), vanlig grunnvasspeilet. Det er positivt over og negativt under grunnvasspeilet.

Trykkpotensialet (eller kapillärpotensialet) skyldes kapillærkreftenes binding av vatnet i jordas porer. I et hvert punkt i jorda er trykkpotensialet lik gravitasjonspotensialet med motsatt fortegn og summen av disse to potensialer er over alt lik 0 (fig. 22).



Figur 22. Trykk- og gravitasjonspotensialet i ulikt nivå i jord.

Det osmotiske potensial skyldes oppløste salter og forekommer bare når det eksisterer semipermeable hinner. I saltbitterjord, ved vatning med sjøvatn og ekstrem sterk gjødsling kan det osmotiske potensial framkalle tørketendenser. En koksaltoppløsning på 2% har et osmotisk potensial tilsvarende plantenes visnepunkt (pF 4,2). Det osmotiske potensial kan ikke måles direkte i marka, men må bestemmes ved analyse av jordvæskan.

Adsorbsjonspotensialet skyldes adsorbsjon av vatn på partikkeloverflatene. Dette vatnet er bundet så sterkt at det ikke er tilgjengelig for plantene og bidrar heller ikke til vassbevegelse i jorda.

Det kinetiske potensial skyldes vatnets bevegelse i jorda. Denne bevegelsen foregår så langsomt at hastigheten tilnærmet kan settes lik 0. Det kinetiske potensial influerer ikke på vatnets tilgjengelighet for plantene.

Det arbeid (eller energi) som kreves for at plantene kan ta opp vatn fra jorda er bestemt ved summen av trykkpotensialet (kapillarpotensialet) + eventuelt osmotisk potensial.

Gravitasjonspotensialet kan neglisjeres da vatnet og planterøttene er i samme energinivå.

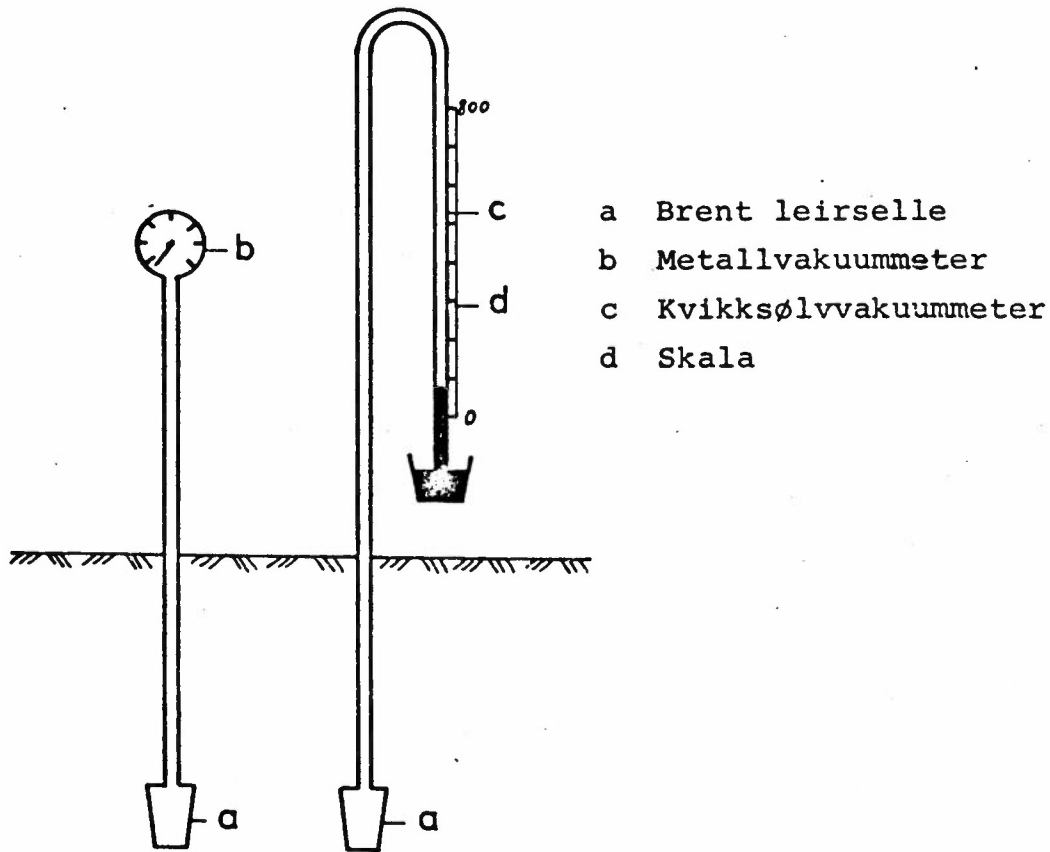
2. Måling av jordvatnets potensial.

Under grunnvasspeilet nyttes piezometerrør til måling av trykkpotensialet. Dette er metallrør, forsynt med spiss og perforert med små huller, som graves, drives eller slås ned. Vasstanden i røret (grunnvasspeilet) kan bestemmes ved nedsenking av et måleband med en "rørmuffe" som gir en lyd når den treffer vassflata. Det kan også brukes elektroder i en strømkrets med et måleinstrument som gir utslag når elektroden når vassflata. For kontinuerlige målinger nyttes limnigraf. Dette er et skrivende instrument som står i kontakt med vassflata ved en flottør og snorforbindelse. Når en har bestemt grunnvasspeilets nivå, vet en trykkpotensialet til vatnet i et hvert punkt djupere, da dette er lik avstanden fra grunnvasspeilet og ned til punktet i cm (vassøyle).

Over grunnvasspeilet nyttes tensiometer. I prinsippet består tensiometeret av en porøs brent leirselle (keramikkselle) forbundet med et manometer. Ved bruk fylles sella og forbindelsen til manometeret med vatn, og sella settes i det djup hvor en ønsker målinger. En får da kapillær vassbevegelse gjennom selleveggen til det oppstår statisk likevekt i vasstrykket på begge sider av denne, og ved fuktighetsforandringer i jorda vil den statiske likevekt kontinuerlig gjenopprettes. Det negative vasstrykk (sug) som blir registrert skyldes jordas trykkpotensial (kapillarpotensial). Veggene i tensiometersella er gjennomtrengelig for ioner og salter. Osmotiske potensial blir følgelig ikke registrert.

Skalaen på tensiometret blir gradert i bar eller cm vassøyle. Måleområdet går fra 0 til ca. 0,85 bar. Ved større undertrykk tar sella inn luft, og det må etterfylles med vatn. Måleintervallet dekker det optimale området for plantenes vassforsyning.

Tensiometret er det eneste instrument som måler trykkpotensialet over grunnvasspeilet direkte. Det blir mye brukt for bestemmelse av riktig tidspunkt for vatning og ved vitenskapelige undersøkelser.



Figur 23. Tensiometre med kvikksølv- og metallvakuummeter.

Til indirekte målinger av trykkpotensialet kan nyttes elektriske motstandsblokker. Prinsippet for disse er at den elektriske ledningsevnen i porøse stoffer varierer med fuktighetsinnholdet.

En motstandsblokk består vanlig av to elektroder, adskilt og omgitt med et porøst materiale som gips, nylon eller fiberglass. Når en slik blokk graves ned i jorda, vil en få en jamnvekt mellom vassinnholdet i jorda og blokken. Blokkene kalibreres i trykkmembranapparater, og en får da en kurve som indikerer forholdet mellom blokkes ledningsevnen og jordvatnets potensial.

Felles for både gips- og kunstfiberblokker er en tydelig reaksjonstregghet ved fuktighetsendringer og at den elektriske ledningsevnen i blokken varierer med temperaturen. De viser dessuten en tydelig hystereseeffekt. For nøyaktige målinger bør de derfor kalibreres ved både oppfukting og uttørking, samtidig som det må foretas temperaturkorrigeringer.

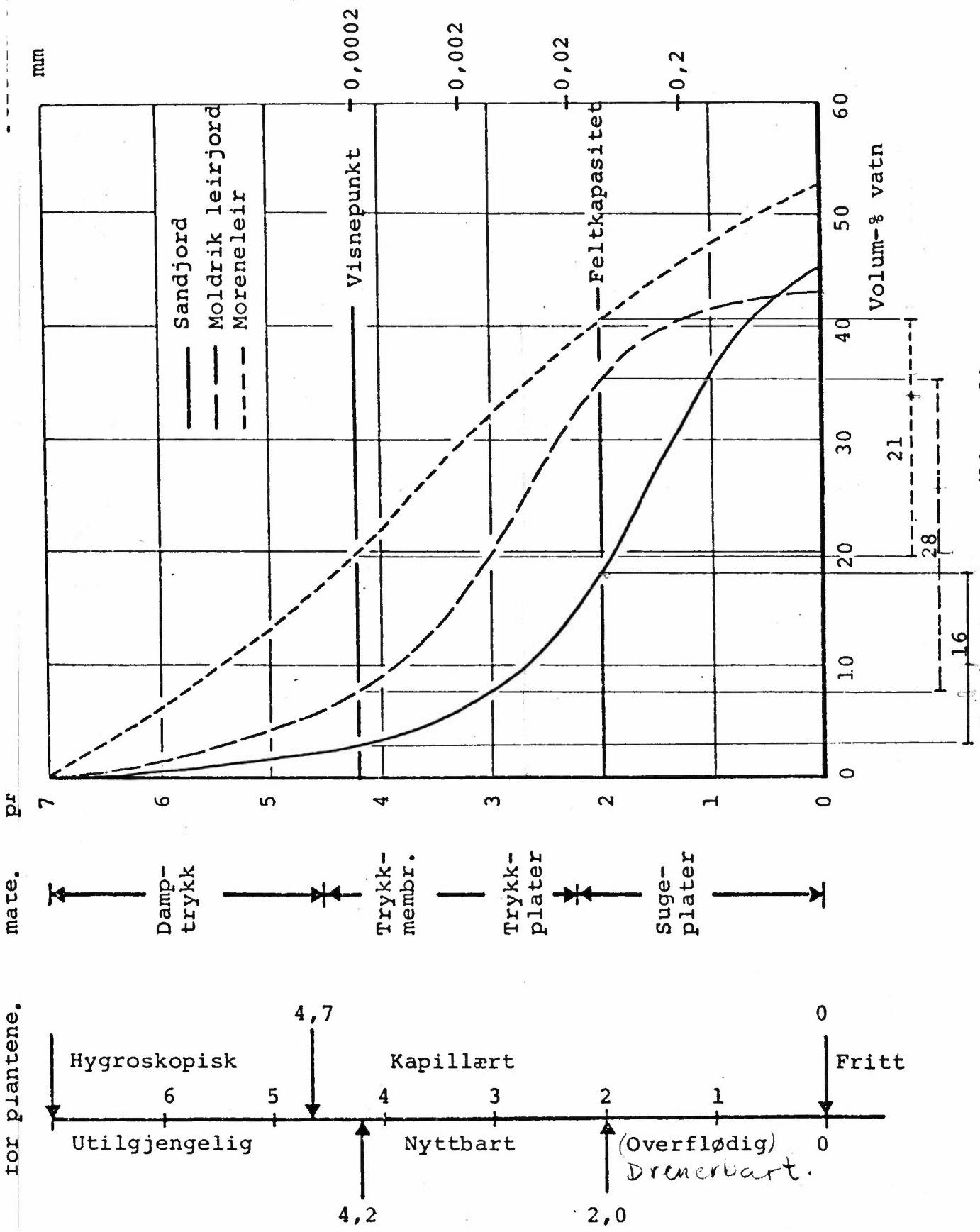
Forholdet mellom jordvatnets potensial og jordas vassinnhold, blir ofte uttrykt ved begrepet pF. pF er definert som logaritmen til trykkpotensialet i cm vassøyle (Schofield 1935).

I laboratoriet kan framstilles kurver som viser dette forholdet (pF-kurver, retensjonskurver). Figur 24 viser slike kurver for tre ulike jordarter.

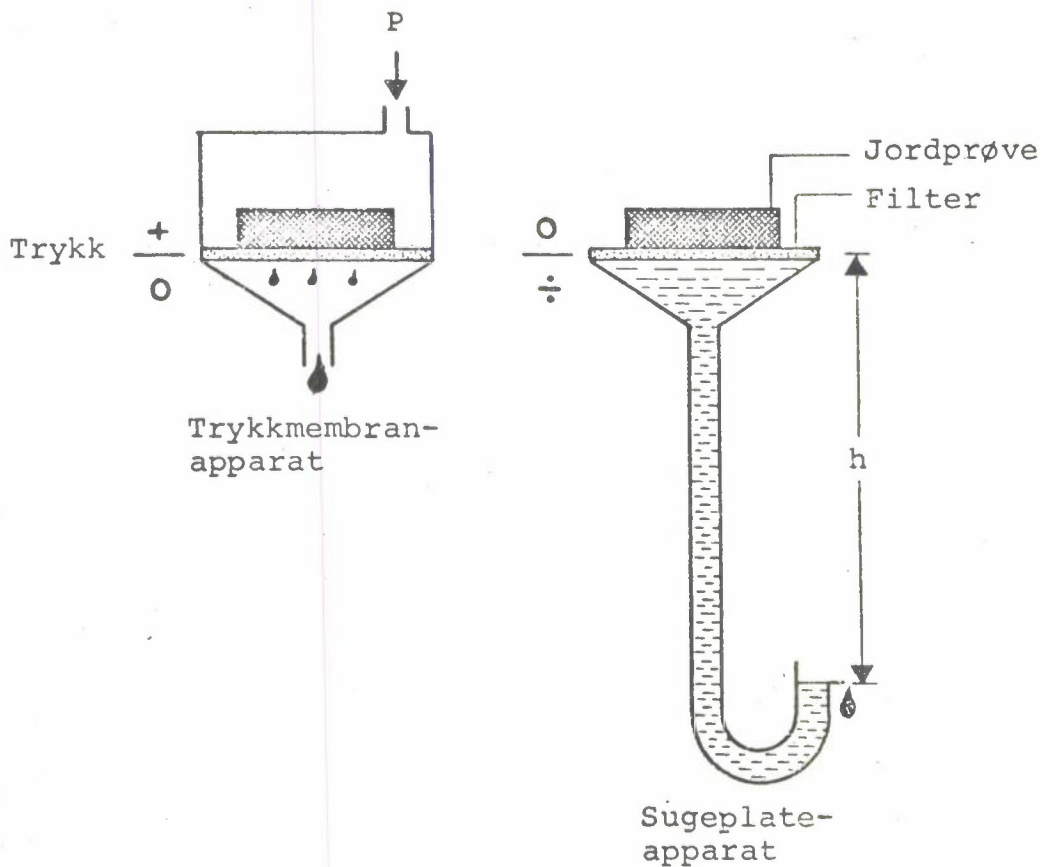
De laveste punkter på kurven blir bestemt på sugeplater. Jordprøven blir satt på en porøs plate hvor det blir etablert et sug ved "hengende" vassøyler (figur 25). Etableres et sug på 100 cm og lar prøven dreneres til det ikke kommer mere vatn, kan vassinnholdet ved pF 2 (log 100 cm) bestemmes. Ved å endre vassøylens lengde kan andre punkter bestemmes på tilsvarende måte. Teoretisk kan denne måte bare nyttes opp til pF 3,0. Tilsvarende drenering av jordprøver kan også etableres ved å sette prøven på porøse plater i trykkammer (trykkmembranapparat) når det på undersiden av platen er atmosfærisk trykk. På denne måten bestemmer en punkter på kurven opp til pF 4,2 (visnepunktet). Over denne grensen blir kurven bestemt ved at små jordprøver blir satt i lufttette kamre sammen med salt eller syreoppløsninger av bestemte konsentrasjoner hvor en kjenner damptrykket ved de temperaturer en har og tilsvarende pF.

Vassinnholdet blir bestemt i volum-%, mm vatn/dm, for å få sammenliknbare forhold med andre hydrologiske parametre som også blir bestemt i mm (nedbør, fordampning).

Da det er kjent hvilke poredimensjoner som dreneres ved de ulike pF-verdier, kan også porefordelingen i jorda bestemmes ut fra pF-kurver.



Figur 24. Retensjonskurver (pF-kurver) for tre ulike jordarter.



Figur 25. Utstyr for framstilling av retensjonskurver.

V GRUNNVATN.

1. Generelt.

Grunnvatn har en i jord eller fjell hvor alle porer er fylt med vatn. Grunnvatnets øvre begrensning er grunnvasspeilet som er definert som den flate hvor vasstrykket er lik atmosfæretrykket. Under grunnvasspeilet er det et positivt vasstrykk som auker med dypet. Over grunnvasspeilet, i det bundne vatnet, er trykket mindre enn atmosfæretrykket (bindingstrykk, tension).

Bare i de aller grøvste avsetninger kan en finne grunnvatnet som et plant speil. I vanlige jordarter kan det heller betraktes som en diffus overgangssone mellom fritt vant og en mettet kapillærone. Det eksakte grunnvassnivå blir bestemt i peilerør eller borehull, og avstanden mellom terrengnivået og grunnvasspeilet blir vanlig kalt grunnvasstanden.

Foruten at grunnvatnet kan ha vital betydning for vekst og avling, blir det også i stor utstrekning nyttet til vassforsyning. Det kan nevnes at hele Københavns vassforsyning er basert på pumping av grunnvatn. Her i landet er det nå også store uttak av grunnvatn både fra fjellgrunn og løsavleiringer. Av spesiell interesse i så henseende er løsavleiringer og deltadannelser hvor grunnvatnet blir styrt og matet fra åpne vann eller vassdrag. En rekke slike gunstige området har en i Østerdalen, Gudbrandsdalen, Numedal, på Jæren og inne i mange Vestlandsfjorder hvor det er avsatt større eller mindre delta.

Hvor mye grunnvatn en kan få ut av en avsetning, avhenger av hva en kaller effektiv porøsitet. Det vil si det prosentvise innhold av porer som avgir vatn under innvirkning av tyngdekraften. Det totale porevolum har liten interesse i denne forbindelse.

Ved uttak av grunnvatn skal en også være merksam på forurensningsfaren fra menneskelig aktivitet. Dette gjelder spesielt ved uttak fra fjell med liten overdekking. Her kan forurensning som kloakk, silosaft, mineralolje med mere trenge urensset ned. I løsavleiringer er denne faren mindre da forurensningene for en del fester seg til partiklene og brytes ned. Strømningshastigheten i løsmasser er også vanligvis så lav at bakteriologiske forurensninger sjelden når fram til vassinntakene.

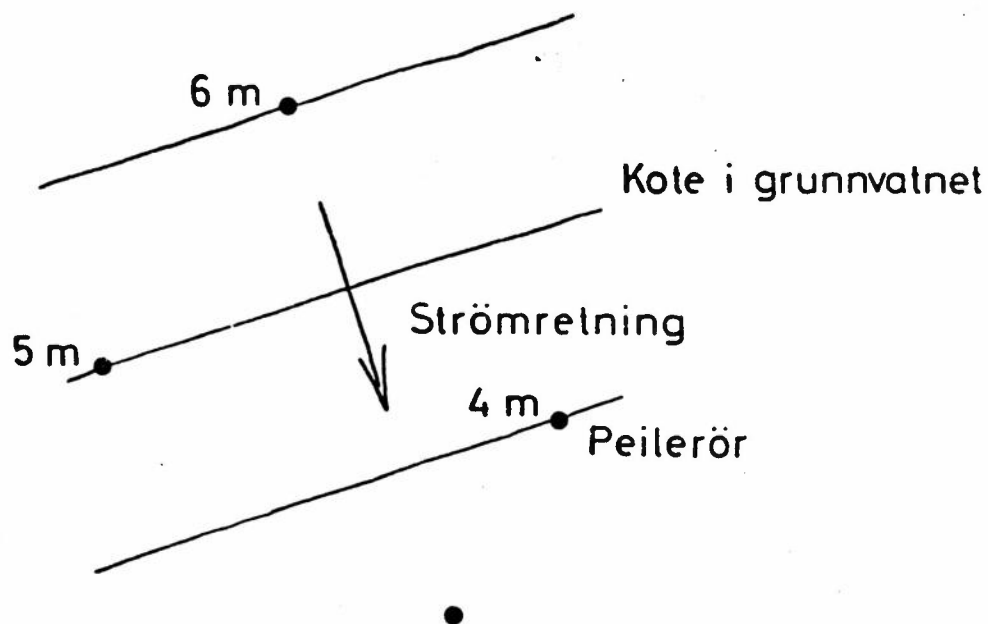
Ved pumping av grunnvatn ved havnivå, må en være merksam på faren for å få inntrenging av sjøvatn. Ved senking av grunnvasspeilet vil salt grunnvatn, p.g.a. større spesifikk vekt, kunne trenge inn under det ferske grunnvatnet. Det er flere eksempler på at en ved store uttak har fått ødelagt brønner ved at sjøvatn har trengt inn.

2. Måling av grunnvasstand og strømningsretning.

I mange tilfeller, ved grøfteplanlegging, senkingstiltak og elve-reguleringer m.v. er det ofte nødvendig å kjenne grunnvasstanden, endringer i denne gjennom året og som følge av eventuelle inngrep. Ofte er det også nyttig å kjenne retningen på grunnvasstrømmene.

Grunnvasstanden, avstander fra jordoverflate og ned til grunnvatnet, måles til vanlig i nedsatte rør. Det vanlige er å drive eller grave ned perforerte stålrør. Vasstanden i røret vil korrespondere med grunnvasspeilet. Avstanden ned til grunnvatnet kan måles med et måleband påmontert en rørmuffe som gir en lyd når den når vassflata. Det kan også brukes en strømkrets montert til en målestang med to kontaktpunkter på enden. Når disse når vassflata, vil kretsen bli sluttet og en får utslag på et galvanometer, eller at en lampe lyser.

Da grunnvasstrømmen går fra et høyere til lavere potensialnivå, kan en på et sted ved noenlunde homogene jordartsforhold bestemme strømningsretninger ved å observere grunnvassnivået i tre rør plassert i trekant. På grunnlag av nivelleringer beregnes kotene i grunnvasspeilet og strømrretningen kan tegnes vinkelrett på disse (fig. 26.).

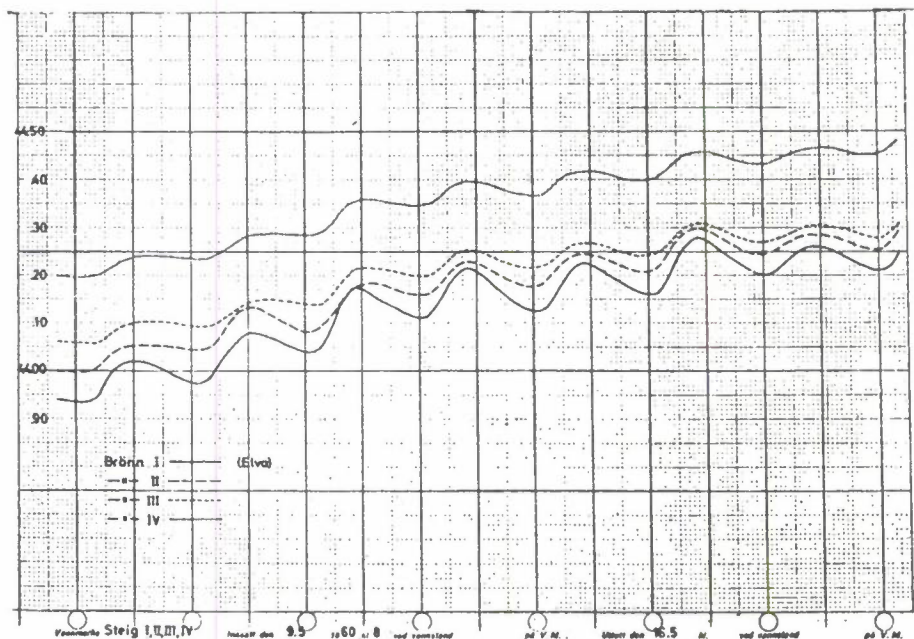


Figur 26. Bestemmelse av strømrretning og hastighet i grunnvatnet.

Når en kjenner strømningsretningen, kan en finne strømningshastig-
heten ved å grave to huller, eller sette ned to rør, i strømnings-
retningen. Ved å sette til koksalt i det øvre hullet, vil en salt-
bølge følge strømmen, og ved hjelp av en ledningsevne måler i det
nedre hullet kan en bestemme tiden vatnet bruker mellom de to
hullene. Når så avstanden mellom hullene (rørene), er kjent, kan
hastigheten beregnes. Fargestoff (Fluorescein) eller radioaktive
isotoper kan også brukes som sporstoffer.

I forbindelse med flere vassdragsutbygginger har Institutt for
hydroteknikk foretatt målinger for å undersøke endringer i grunn-
vassforhold og produktivitet på arealer ved regulerte elveløp.

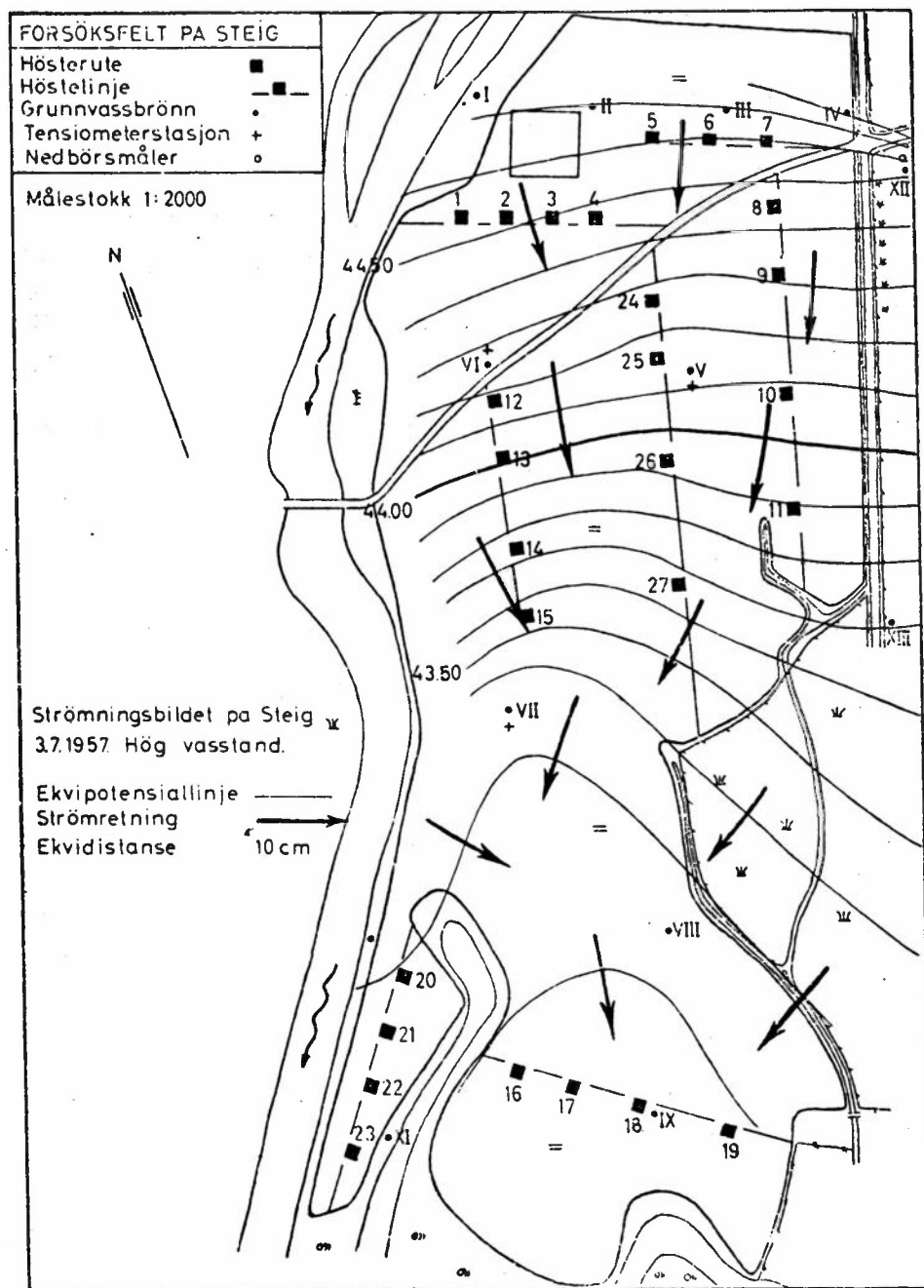
Målingene viser at det til vanlig er nært samspill mellom vasstand-
en i elvene og grunnvatnet. Fluktuasjoner i elvevasstand for-
planter seg over i grunnvatnet, med et visst etterslep og en
moderert amplitude, avhengig av grunnens permeabilitet og avstand
fra elva.



Figur 27. Fluktuasjoner i Fortunelva og grunnvassnivå på gården
Steig i Fortun 9.5-16.5.1960.

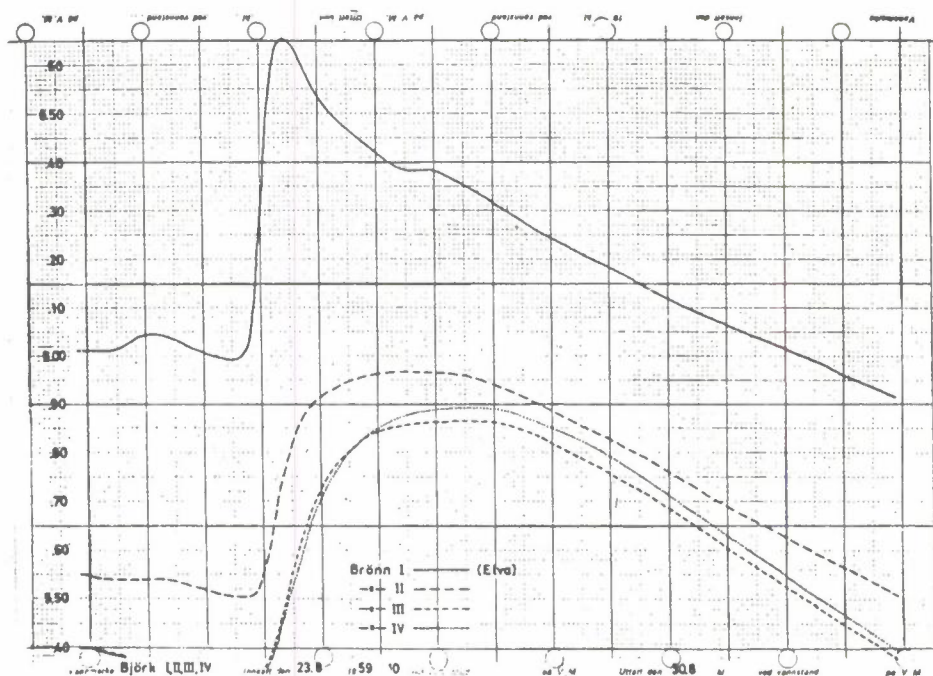
Figur 27 viser et eksempel på hvordan fluktuasjonene i elvevas-
stand kan forplante seg over i grunnvatnet i lett gjennomtrengelig
jord. Situasjonen er fra gården Steig i Fortun i dagene 9.5 til

16.5.1960. Fortunelva hadde en regelmessig døgnrytme som skyldtes snøsmelting på Sognefjell. Vi kan se at fluktuasjonene forplanter seg over i grunnvatnet med noe redusert amplitude, men nesten uten etterslep. Brønn II, III og IV ligger henholdsvis 50, 100 og 150 m fra elva. Årsaken til at grunnvatnet ligger på et høyere nivå enn elvevasstanden i måleprofilen er at elva her går i en slak bue og at infiltrasjonsområdet til grunnvatnet ligger i et høyere nivå enn limnigrafen i elva. Plasseringen av limnigrafene og strømningsbilde på området går fram av figur 28. (Øverst i figuren).



Figur 28. Strømningsbildet i grunnvatnet på Steig i Fotrun 3.7.1957.

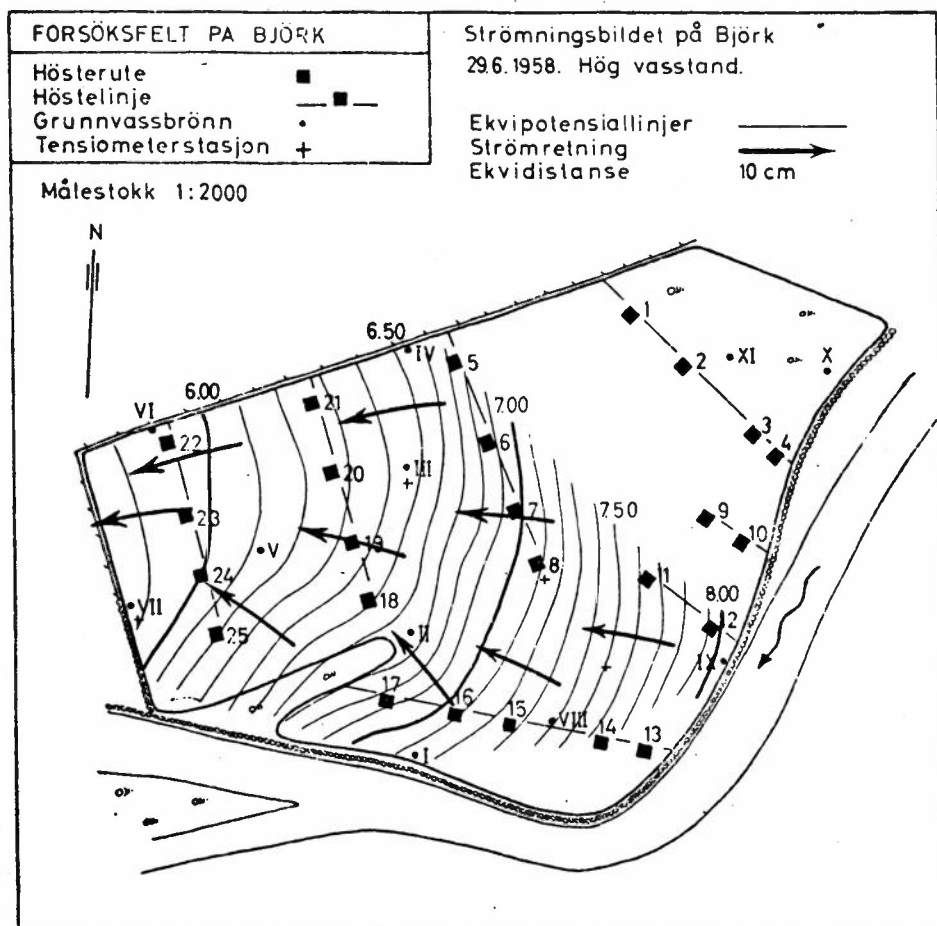
Figur 29 viser hvordan en regnflom i elva forplanter seg over i grunnvatnet. Dette er på nabogården Bjørk. Også her er det henholdsvis 50, 100 og 150 m mellom limnigrafene. Måleprofilen går fram av figur 30. Dette nære samspill mellom elva og grunnvatnet synes å være vanlig langs vassdragene på Vestlandet, hvor det er forholdsvis grove elveavsetninger.



*Grove avsetninger
gir et nært sam-
spill mellom elva
og grunnvatnet.
Strømningsretningen
på grunnvatnet
har også stor
betydning.*

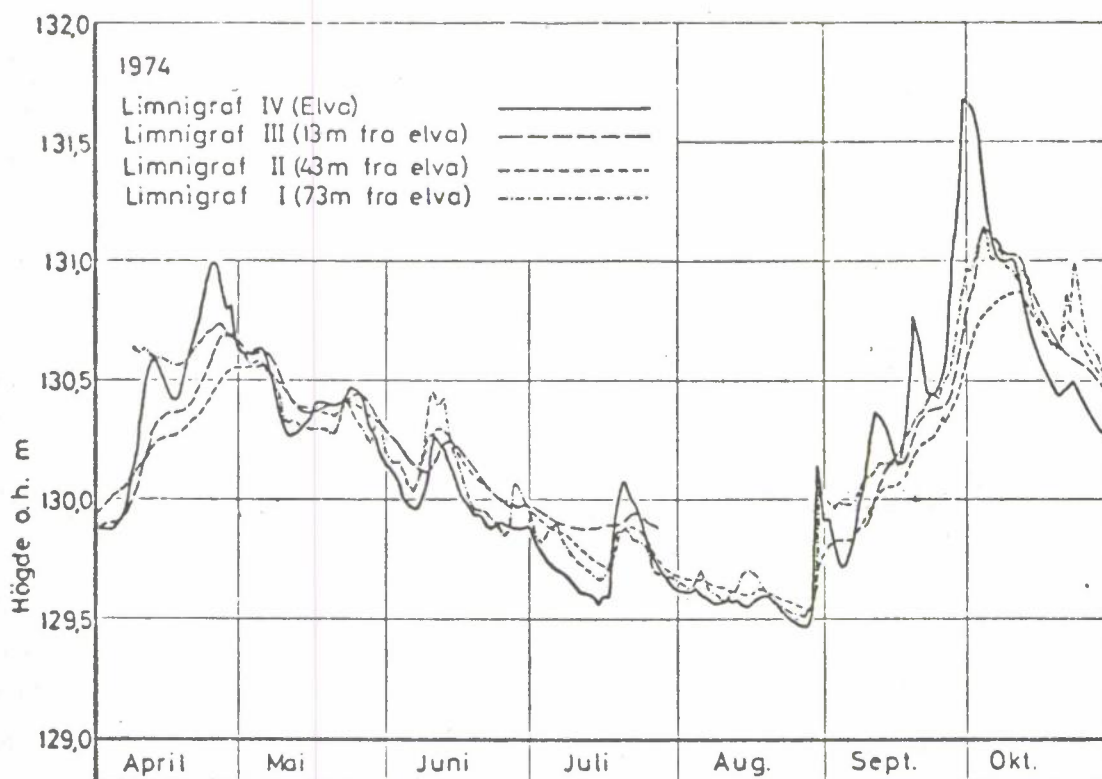
Figur 29. Fluktusjoner i Fortunelva og grunnvassnivået på gården Bjørk i Fortun 23.8-24.8.1959.

Andre steder viser ikke målingene det samme momentane samspill mellom elvevasstanden og grunnvassnivået. Dette kan skyldes tettere jord, men ofte også et strømningsbilde som betinger mindre samspill. Dette har vi når retningen på grunnvasstrømmen går mot elva. Selv om vi da også får gradienter ut mot løpet og oppstuvning av vatn i grunnen, får en ikke samme markante samspill.



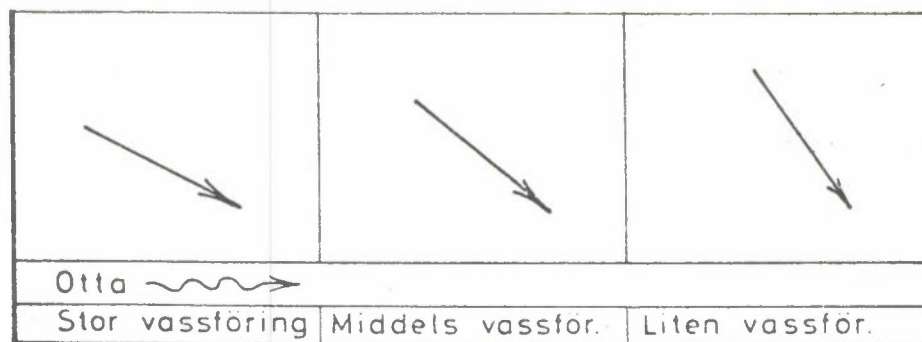
Figur 30. Strømningsbildet på Björk i Fortun 29.6.1958.

Figur 31 viser målinger fra et profil ved Glomma i Sør-Odal. Her er det siltfraksjonen som karakteriserer jordsmonnet. Selv om vi ikke kan finne det momentane samspill, følger likevel svingningene i grunnvatnet elva, og en kan tydelig se at det er elva som dominerer grunnvassregimet på stedet.



Figur 31. Samspill mellom vasstanden i Glomma og grunnvatnet på Dysterud i Sør-Odal i april-oktober 1974.

I forbindelse med de nevnte undersøkelser har vi flere steder hatt tilstrekkelig med observasjonspunkter for å konstruere strømningsbildet over et noe større område. Figur 28 og 30 viser strømningsbildene over den dyrka marka på Bjørk og Steig i Fortun. På begge steder synes grunnvatnet å strømme tilnærmet parallelt med elva. Generelt ser det ut som at grunnvatnet i de sentrale deler av en dal strømmer i retning av dalens største fall, uavhengig av elvas buktninger i dalbotn. Ut mot dalsidene synes strømningsretningen å være resultatanten av en komponent som skyldes elva og en grunnvassiget fra dalsiden. Ved liten vassføring i elva kan grunnvassstrømmen gå tilnærmet normalt inn mot elva, mens det ved høgvassføring er komponenten fra elva som dominerer og en kan få en grunnvassstrøm som er mere parallell med løpet. Figur 32 viser et skjematisk bilde av strømningsbildet på et forsøksfelt i Skjåk ved stor og liten vassføring i Otta.



Figur 32. Retningen på grunnvasstrømmen på et forsøksfelt i Skjåk ved stor, middels og liten vassføring i Otta.

Grunnvatnets strømningshastighet kan variere, avhengig av grunnens permeabilitet og de potensialgradienter en har. Målinger ved en del elver på Vestlandet har påvist disse hastigheter i grunnvasstrømmen på målestedet:

Holten, Svorka	4 m/t.
Horstad, Nausta	8-10 "
Bjørk, Fortunelva	10-12 "
Eri, Lærdalselva	10 "

Alle disse målinger er utført i forholdsvis grove elveavsetninger. Langs vassdragene på Østlandet, hvor det jevnt over er finere avsetninger, er det rimelig å rekne med betydelig lavere hastigheter.

3. Grunnvatnets betydning for vekst og avling.

I vegetasjonstiden forekommer det i nesten alle jordarter kapillær vasstransport til rotsonen. Dette vatnet kommer fra fuktigere jord eller grunnvatnet.

Innenfor den kapillære sone til grunnvatnet er de mengder som kan løftes opp pr. tidsenhet avhengig av jordens tekstur og struktur, avstand til grunnvatnet og uttørkingen i rotsonen.

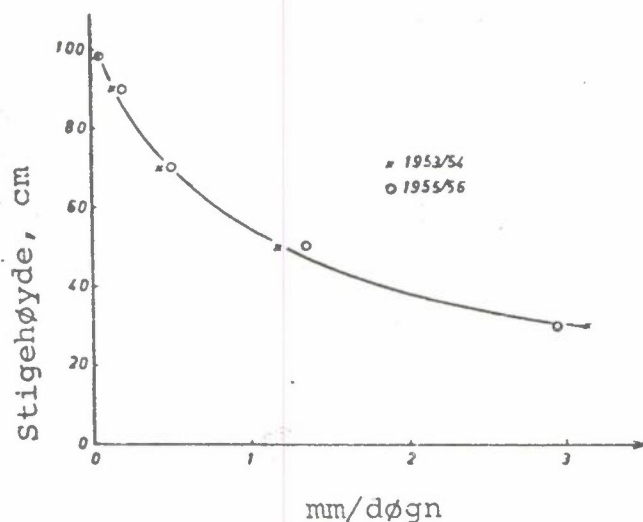
Tabell 2 som er hentet fra en internasjonal handbok viser hvor store vassmengder som kan transporteres opp fra grunnvatnet i noenlunde homogene jordarter.

Tabell 2. Maksimal kapillær transport av vatn i mm pr. døgn til ulikt nivå over grunnvatnet.

Høgde over grunnvassnivå, cm	Stiv og middels stiv leire	Lett leire	Grovleire og finsand	Sand
25	10,0	Stor	Meget stor	10,0
40	4,0	10	Meget stor	2,5
50	2,5	3	Stor	1,0
75	1,0	1	Stor	0,5
100	0,5	-	10,0	0,2
125	0,2	-	1-4	-
200	-	-	0,5-1	-

Som vi ser er det særlig i grovleire og finsandfraksjonen at en kan rekne med noe vesentlig bidrag i plantenes vasshusholdning i noe høgde over grunnvatnet.

I mer finkornede jordarter hvor stigehøgden kan være meget stor, er stigehastigheten på den andre siden så liten at de kapillært transporterte vassmengder som regel betyr lite. Figur 33 viser hvor store vassmengder i mm/døgn som kan løftes opp til ulike høgder i en leirjord. Under slike forhold må det være meget kort avstand mellom rotmasse og grunnvatn for at dette skal bety noe vesentlig i vasshusholdningen.



Figur 33. Kapillært hevet vassmengde ved forskjellig stigehøgde i leirjord (Aslyng 1956).

I grovkornet jord med stor befordringskapasitet over liten høgde, er det som regel bare om våren og ellers når grunnvatnet står høgt, at det kan bety noe særlig for plantenes vassforsyning.

I grove elveavsetninger hvor grunnvatnet pulserer i takt med vassstandsforholdene i elveløpene er det derimot ofte at grunnvatnet er en betingelse for brukbare vekstforhold. Når varmen setter inn og plantenes vassforbruk auker, stiger ofte også elvevasstanden og dermed grunnvassnivået som følge av snøsmelting i de høgste deler av nedslagsfeltet. Vi har her et meget fint økologisk samspill. Det er de samme klimatiske faktorer som fører til stort vassforbruk hos plantene og sterk snøsmelting i fjellet. Flere undersøkelser som er utført ved Institutt for hydroteknikk viser at elve-reguleringer som griper inn i dette naturlige forhold har ført til tørkeskader og avlingstap.

I myrjord kan grunnvatnet ha noe ulik effekt avhengig av omdanningsgrad og rotutvikling. Grøfteforsøk viser at lite omsatt mosemyrer gir størst avling når grunnvatnet står heller høgt. Godt formolda myr, derimot, hvor rotutviklingen som regel er bedre, kan ikke lett grøftes for sterkt.

Tidligere ble grunnvassforholdene tillagt noe større vekt ved drenering enn i dag. Nyere undersøkelser tyder på at den kapillære vasstransporten i jorda har vært noe overvurdert. Moderne jordbruk med mye tungt utstyr krever også godt drenert jord med god bærbarhet. En forsøker nå heller å bedre forholdene ved god drenering og jordkultur, og på denne måten legge forholdene til rette for gode infiltrasjonskapasitet og djup rotutvikling. På denne måten får en god utnytting av nedbøren i veksttida og vassreserven i et stort jordprofil.

VI LITTERATUR.

- 1 Anderson, S., 1953. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. III Om markens permeabilitet. Grundförbättring 6, s. 74-89.
- 2 Anderson, S., 1953. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. IV Om markens permeabilitet. Grundförbättring 6, s. 160-176.
- 3 Aslyng, H.C., 1968. Klima, jord og vandbalance i jordbruget. 4. udgave. D.S.R.K. Vet.- og Landbohøjsk., København, 303 s.
- 4 Bears, W.F. I., 1958. The Auger Hole Method. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Bulletin 1. 32 s.
- 5 Bryn, K.Ø., 1978. Grunnvann. Hydrologi i praksis. Annen utgave. Ingeniørforlaget. s. 73-90.
- 6 Harildstad, E., 1965. Hydrologi-agrohydrologi. Grunnlag for forelesninger. Vollebekk, 126 s.
- 7 Johansson, W. og Linnér, H., 1977. Bevatning. Behov - Effekter-Teknik. LT's förlag, Borås, 141 s.
- 8 Kristensen, K.J., 1975. Characterization of water in the Soil. Soil Water Distribution. Nordic IHD Report No 9, s. 16-23.
- 9 Kristensen, K.J., Bjor, K. & Danfors, E., 1975. Factors affecting soil water. Soil Water Distribution. Nordic IHD Report No 9, s. 24-63.
- 10 Myhr, E., 1970. Virkningen av en vassdragsregulering på grunnvassforhold og avlingsnivå på tilstøtende jordbruksarealer. Meld. Norg. Landbr. Høgsk., 49 (23).
- 11 Myhr, E., 1971. Undersøkelser av grunnvassforhold og avlingsnivå i forbindelse med regulering av Fortun-Granfastavassdraget i Luster. Meld. Norg. Landbr. Høgsk. 50 (8).

- 12 Myhr, E., 1978. Glåmas innvirkning på grunnvatn og avling i Odalsområdet. Inst. for hydroteknikk. Stensiltrykk nr. 1/1978. 58 s.
- 13 Rognerud, B., 1978. Infiltrasjon. Hydrologi i praksis. Annen utgave. Ingeniørforlaget. s. 58-63.
- 14 Rognerud, B., 1978. Markvann. Hydrologi i praksis. Annen utgave. Ingeniørforlaget. s. 64-73.

