

SALAOJAKESKUS

Insinöörien koulutuspäivät

11-15.2.1980

MAAVEDET

Pertti Vakkilainen
Oulun Yliopisto

SALAOJAKESKUS

Insinöörien koulutuspäivät

11-15.2.1980

MAAVEDET

Pertti Vakkilainen
Oulun Yliopisto

TEKSTIN SAATTEEKSI

Käsillä oleva esitys maavesistä on syntynyt verrattain lyhyessä ajassa, joten kehoitan lukijaa suhtautumaan tekstiin tietyllä kriittisyydellä ja kärsivällisyydellä. Sanonta voi olla epätarkkaa ja asioiden painotus saattaa jättää toivomiselle varaa. Tekstiä laatiessani olen pyrkinyt pitäytymään vain niissä maavesien fysiikan perusasioissa, joilla on merkitystä kuivatus-toimenpiteitä suunniteltaessa. Alan kirjallisuudelle ominaista matemaattista taiturointia olen tietoisesti välttänyt.

Espoossa 7.2.1980

Pertti Vakkilainen

Tekstin saatteeksi

0.	MAA	1
0.1	Maaperä ja sen muodostuminen	1
0.2	Keskeisiä käsitteitä	2
0.3	Maan tekstuuri	4
0.4	Maan struktuuri	5
1.	MAAVEDEN POTENTIAALI	7
2.	MAAN VEDENSITOMISKYKY	10
3.	VEDEN LIIKKEET MAAPERASSÄ	19
3.1	Darcyn laki	19
3.2	Maan huokosominaisuuksien vaikutus	21
3.3	Kerrostuneisuuden vaikutus	23
3.4	Veden imeytyminen maahan	27
3.5	Kapillaarisuus	33
4.	ROUTA	34
	Käytetyt lähteet	37
	Liite: Hiekkakividemonstraatio	

0. MAA

0.1 Maaperä ja sen synty

Maa on muodostunut kiinteistä, nestemäisistä ja kaasumaisista osista, joiden suhteet maaperän pintaosissa vaihtelevat mm. vuodenaikojen mukaan. Kiinteät osat ovat maapartikkeleja (orgaanisia tai epäorgaanisia), nestemäiset osat ovat vettä (joka aina sisältää liuenneita aineksia) ja kaasumaiset osat ovat ilmaa (jossa hapen, typen, hiilidioksidin ym. suhteet ovat hieman erilaiset kuin ilmakehässä). Maaperässä on jatkuvasti käynnissä erilaisia fysikaalisia ja kemiallisia prosesseja sekä pintaosissa myös biologista toimintaa niin, että nimenomaan pintakerroksessa maa on ainekoostumuksena dynaaminen. Erityisesti on mainittava vesipitoisuuden ja veden olomuodon vaihtelut, jotka muuttaessaan tilavuusyksikön ainesuhteita muuttavat samalla myös maan fysikaalisia ja kemiallisia ominaisuuksia.

Suomen maaperä on syntynyt viimeisen jääkauden aikana ja sen jälkeen, joskin joitakin vähäisiä jäänteitä on löydetty myös aiemmalta ns. interglasiaaliajalta. Kun nämä poikkeukset jätetään ottamatta huomioon, ovat vanhimmat kivennäismaalajit meillä hieman yli 10 000 vuoden ikäisiä. Nämä ovat syntyneet pääasiassa kallioperästä irtaantuneesta aineesta jäätikön liikkeessä sen yli. Moreeni on yleisin kivennäismaalaji ja se peittää kallioperää lähes kaikkialla. Moreenikerroksen paksuus meillä on yleensä 2-5 m. Pohjamoreeni on jäätikön painosta tiivistynyt, mutta sulamisen loppuvaiheessa muodostunut pintamoreeni johtaa jossain määrin vettä.

Moreeni on maanpintaan asti vallitseva kivennäismaalaji sisämaassa. Yleensä se esiintyy kallion päällä olevana "patjana", mutta monesti myös jäätikön liikkeen suuntaisina pitkittäisharjanteina ja jäätikön reunan suuntaisina reunamoreeneina. Lajittuneista aineksista ovat syntyneet harjut ja deltat. Moreenikerrosta peittävät usein nuoremmat maalajit. Niinpä Etelä- ja Lounais-Suomessa sekä Etelä-Pohjanmaalla on laajoja savi- ja hiesualueita. Varsinais-Suomessa ja eteläisellä rannikkoalueella mäkien rinteetkin ovat pääasiassa savea.

Glasiaali- eli lustosavissa näkyvät vuodenaikojen vaihtelut. Virtausnopeuden kasvu kesällä aiheutti sen, että vain karkein aines laskeutui. Talvella laskeutui taas kellumaan jäänyt hienoin aines. Vuosilustossa tämä näkyy raekoon muuttumisenä hiedasta saveen. Lustot ovat kerrostuman pohjalla yleensä paksumpia, paikoin jopa 20-30 cm:n vahvuisia. Pinnassa niiden paksuus voi olla alle mm:n. Sisämaahan päin siirryttäessä (=läemmäksi jäätikön reunaa) raekoostumus muuttuu lihavasta savesta hiesu- ja hietavaltaiseksi. Lustosavet ovat maan pinnassa usein rinne- mailla, joten joillakin paikoin niitä kutsutaan rinnesaviksi.

Jäätikön häviämisen jälkeen kerrostuneita savia kutsutaan postglasiaalisiksi. Niissä ei lustorakennetta esiinny, mutta Ancylos-kauden aikaisissa savissa sulfidiraidat saattavat aiheuttaa lustoisen ulkonäön. Litorinakaudella syntyneiden savien merkittävänä ominaisuutena on runsas orgaanisen aineen pitoisuus (ja monesti happamuus).

Pohjanlahden rannikolla on erityisesti jokilaaksoissa runsaasti hiekkamaita. Nämä ns. jokikerrostumat ovat tulvien aikana jokirannoille muodostuneita hieta- ja hiekkapitoisia maita, joissa on runsaasti humusta. Kun tulvivän joen rannalla karkeammat rakeet laskeutuvat nopeasti, tapahtuu lähellä jokea runsaammin sedimentoitumista kuin kauempana ja törmät ovat monesti kohonneet huomattavasti takamaastoa korkeammiksi.

Rantakerrostumat ovat muodostuneet alueille, missä Itämeren eri vaiheissa rantavyöhykkeessä aallokko on huuhtonut jäätikköjokien sora- ja hiekkamuodostumia tai moreenirinteitä ja kerrostanut karkeampia maalajeja (hiekkaa ja soraa) matalaan veteen rannan läheisyyteen. Itämeren hyppäyksittäiset vedenkorkeuden muutokset samoin kuin se, että jäätikön siirtyminen on ajoittain pysähtynyt, ovat aiheuttaneet tällaisten kerrostumien syntymisen eri puolille maata.

Tuulikerrostumat ovat lentohietikoita, jotka myöhemmin ovat lakanneet "elämästä" kasvillisuuden vallattua alueen. Tällaisia hiekka-alueita tavataan etenkin Pohjanmaan rannikolla, Oulujoen vesistöalueella ja Lapissa. Aktiivisia dyyni-alueita on mm. Kalajoella, Lohtajalla, Yyterissä ja Hankoniemellä.

Eloperäisiin maalajeihin kuuluvat kivennäismaalajien pintaosissa esiintyvä humus, järvien ja soiden pohjaan muodostunut muta sekä laajoja alueita peittävä turve. Turvekerrostumat muodostuvat märillä kasvupaikoilla, jossa suokasvit pääsevät valtaan. Ne syntyvät joko vesien umpeenkasvun tai merenrannikoiden, tulvamaiden ja metsämaiden soistumisen kautta tai maankohoamisen aiheuttaman vettymisen vaikutuksesta.

0.2 Keskeisiä käsitteitä

Huokostilavuus V_n : huokosten ja reikien yhteenlaskettu tilavuus olivat nämä sitten täyttä vettä tai ilmaa (m^3)

Huokoisuus n : huokostilavuuden suhde kokonaistilavuuteen V prosentteina.

$$n = 100 \frac{V_n}{V}$$

Huokosluku e : maan huokostilavuus ilmaistuna suhteessa kiinteän aineksen tilavuuteen V_m

$$e = \frac{V_n}{V_m}$$

e :n ja n :n välillä vallitsevat yhteydet

$$e = \frac{n}{100 - n} \quad \text{ja} \quad n = \frac{100 e}{1 + e}$$

Tilavuuspaino γ : maan paino G tilavuusyksikköä kohti (kg/dm^3)

$$\gamma = \frac{G}{V}$$

Kuivatilavuuspaino γ_t :

kuivan maa-aineksen G_t paino tilavuusyksikköä kohti (kg/dm^3)

$$\gamma_t = \frac{G_t}{V}$$

Vesipitoisuus w : maan sisältämä vesimäärä prosenteissa. Vesipitoisuus voidaan lausua eri tavoin, joskin tärkeimmät ovat vesipitoisuus paino-prosentteina w , ja vesipitoisuus tilavuusprosentteina w_2 . Mikäli maan kuivatustilavuuspaino tilavuudessa V (cm^3) on G_m (g) ja veden tilavuus on V_v (cm^3), niin

$$w_1 = 100 \frac{G_v}{G_m} \quad \text{ja} \quad w_2 = 100 \frac{V_v}{V} = 100 \frac{G_v}{V}$$

$$w_2 = \gamma_t \cdot w_1$$

Kiintotiheys ρ : kiinteän aineksen tiheys (g/cm^3)

$$\rho = \frac{G_m}{V_m}$$

Huokoisuus voidaan lausua kiintotiheyden ja kuivatilavuuspainon avulla:

$$n = 100 \left(1 - \frac{\gamma_t}{\rho} \right)$$

0.4 Maan struktuuri

Maan struktuurilla eli rakenteella tarkoitetaan sitä tapaa, jolla maan yksittäiset partikkelit ovat kerrostuneet ja liittyneet toisiinsa. Karkearakeisissa maissa rakeet ovat yksittäin ja rakenne on ns. hiukkeinen (tai hiukkas-). Savimaissa partikkelit ovat liittyneitä toisiinsa ja muodostavat ns. mururakenteen. Mururakenteen ominaisuuksiin vaikuttavat ratkaisevasti maan raekoonstumus ja humuksen määrä. Kuivattajan kannalta tätä ns. mikrostruktuuria tärkeämpi on ns. makrostruktuuri.

Makrostruktuuri sisältää mururakenteen ohella madonreiät, juuret ja juurten tekemät reiät, eri syistä syntyvät halkeamat ym., jotka mahdollistavat veden ja ilman läpäisevyyden. Makrostruktuuriin vaikuttavat monet luonnon fysikaaliset, kemialliset ja biologiset prosessit sekä viljelytoimenpiteet (kuva C).

genom olika processer

└Fysikaliska ─Kemiska┘ Biologiska ─ Odlingsåtgärder ─

Tjälning	Uppblötn.	Redox-
Uppkialng	Uppkorkn.	proc.
		Lösning
		Fällning

Mark-
fauna

Vegetation

Barbatning

Dränering
Gödsling

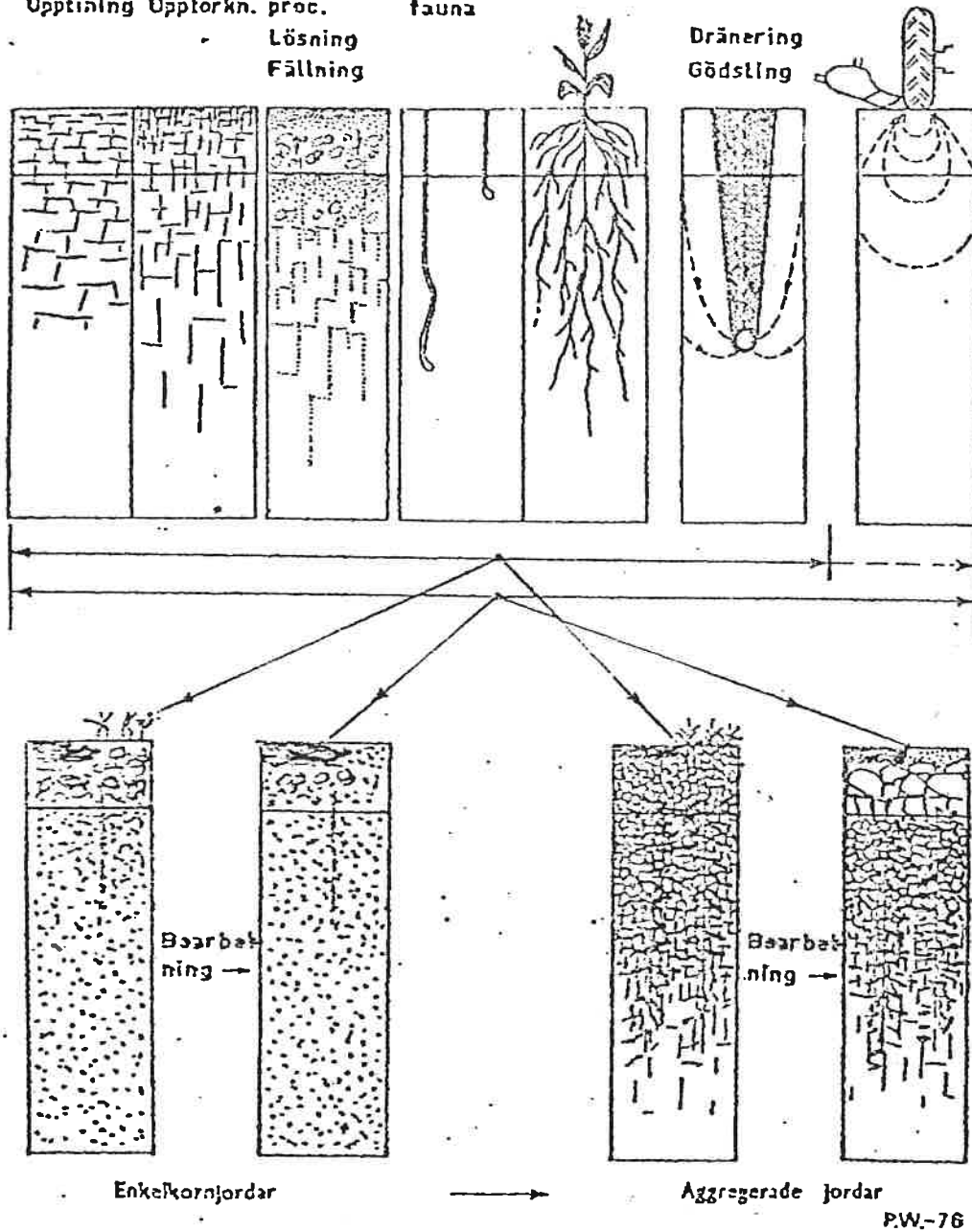


Fig. 2.

1. MAAVEDEN POTENTIAALI

Maavesi omaa liike- ja asemaenergiaa. Koska veden liike maassa on hidasta ja liike-energia siten vähäistä, kohdistuu päähuomionamme maavedellä olevaan asema- eli potentiaalienergiaan. Maaveden potentiaalilla tarkoitetaan sitä työtä, joka tarvitaan massayksikön suuruisen vesimäärän siirtämiseen perustasolta tarkasteltavaan kohtaan. Perustasona käytetään monesti pohjaveden pinnan tasoa.

Potentiaalienergian määrässä esiintyvät erot aiheuttavat veden virtaamisen paikasta toiseen. Luonnossa aine pyrkii siirtymään korkeammalta potentiaalienergiatasolta matalammalle, eikä maavesi tee tässä suhteessa poikkeusta. Mikäli tiedämme maavedellä eri pisteissä olevat suhteelliset potentiaalienergiamäärät, meillä on mahdollisuuksia arvioida maavesien liikkeen suuntaa ja määrää.

Maaveden potentiaalikäsitteen avulla pystymme täsmällisesti kuvaamaan maaveden energiatilannetta ja voimme halutessamme luopua aiemmin yleisesti käytetystä tavasta jakaa vesi eri "muotoihin", jollaisesta jaosta esimerkki on esitetty taulukossa 1.

Taulukko 1. Eräs tapa luokitella maavedet (Kaitera 1964)

Huokosvedet		Hiukkasvedet	
Vapaa vesi	Sidonnaisvesi	Kidevesi	Soluvesi
- ilmivesi	- kapillaarivesi		
- vajovesi	- vaippavesi		
- ontelovesi	- vesihöyry		
- pohjavesi			

Tällaisia luokitteluja voidaan syystä arvostella, sillä maassa ei ole erilaisia veden "muotoja". Vesi esiintyy maaperässä aina vetenä, vain energiatila vaihtelee. Kaikkeen maassa olevaan veteen vaikuttaa painovoima, kapillaarisuuden lait ovat jatkuvasti voimassa jne. Toisaalta em. luokittelujen käyttämisestä puoltaa niiden kiistämätön havainnollisuus, joten tässäkin esityksessä on selviä muistumia "vanhasta" luokittelusta.

Maaveden kokonaispotentiaali muodostuu useista komponenteista:

$$\phi_{\text{kok}} = \phi_g + \phi_p + (\phi_{\text{osm}} + \phi_{\text{gas}}) \quad (1)$$

ϕ_{kok} = kokonaispotentiaali

ϕ_g = painovoiman aiheuttama potentiaali

ϕ_p = painepotentiaali (matrikpotentiaali eli väliainepotentiaali)

ϕ_{osm} = osmoottinen potentiaali

ϕ_{gas} = pneumaattinen potentiaali

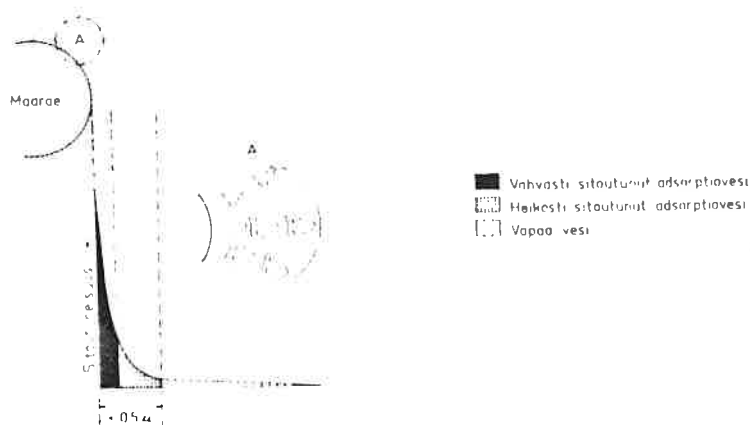
Potentiaalin määrä voidaan ilmaista ainakin kolmella tapaa

1. Energiana massayksikköä kohti
2. Energiana tilavuusyksikköä kohti
3. Energiana painoyksikköä kohti

Painovoiman aiheuttama potentiaali määräytyy tarkasteltavan pisteen ja vertailutason välisestä korkeuserosta. Jos merkitsemme tätä z :lla, on potentiaali-energian määrä massayksikköä kohti gz , tilavuusyksikköä kohti $\rho \cdot g \cdot z$ ja painoyksikköä kohti z .

Pohjaveden pinnan alapuolella vallitseva painepotentiaali on hydrostaattisen paineen suuruinen ja sen kumoaa painovoimapotentiaali. Pohjavedenpinnan yläpuolella paine on ilmanpainetta pienempi ja tällöin painepotentiaali saa nimityksen matrikpotentiaali. Matrikpotentiaali on maassa imua aiheuttavien voimien aikaansaamaa. Tällaisia voimia ovat adsorptiovoimat ja kapillaarivoimat. Saadaksemme matrikpotentiaalista käsityksen, tarkastelkaamme "rutikuivaa" maata, jota aloitetaan varovasti kostuttaa:

Adsorptiovoimien ansiosta vesivaippa, jonka paksuus on suuruusluokkaa 5×10^{-4} mm, sitoutuu maahiukkasen ympärille voimalla, joka on 70 000 kertaa painovoiman suuruinen (Kuva 1).



Kuva 1. "Vaippavesi" (Mälkki 1971)

Kun maan kostutusta jatketaan, alkavat maapartikkelien väliset huokokset täyttyä. Jos ja kun huokokset muodostavat "putken" nousee vesi korkeudelle, joka määräytyy huokoskoon perusteella. Tämän ilmiön, kapillaarisuuden, aiheuttavat pintajännitysvoimat. Kapillaarisesti sidotussa vedessä paine on yhä ilmanpainetta alempi. Paineen suuruus voidaan määrätä kaavasta $p = -2\gamma/r$, jossa γ on pintajännitysvoima ja r huokosputken säde.

Matrikpotentiaalin suuruus painoyksikköä kohti lausuttuna on $\phi_m = p/\rho \cdot g$, jossa ρ on veden tiheys ja g painovoiman kiihtyvyys. Pohjaveden pinnassa $\phi_m = 0$.

Painovoimapotentiaali ja matrikpotentiaali määräävät käytännössä maaveden energiatilanteen. Nämä yhteenlaskemalla saadaan hydraulinen korkeus

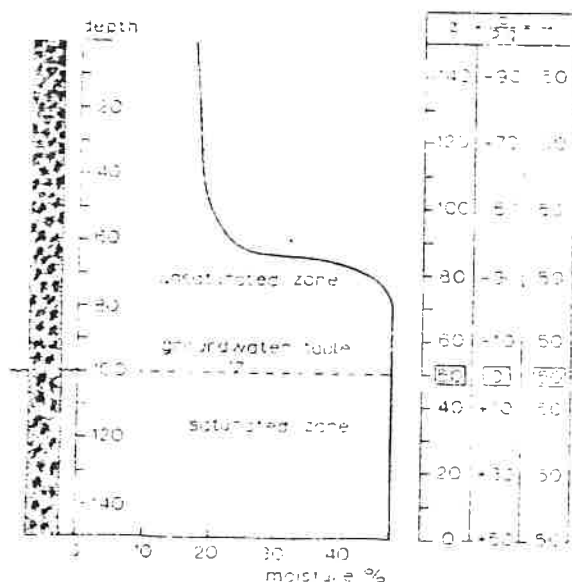
$$H = \frac{p}{\rho g} + z \quad (2)$$

H = hydraulinen korkeus

$p/\rho \cdot g$ = painekorkeus

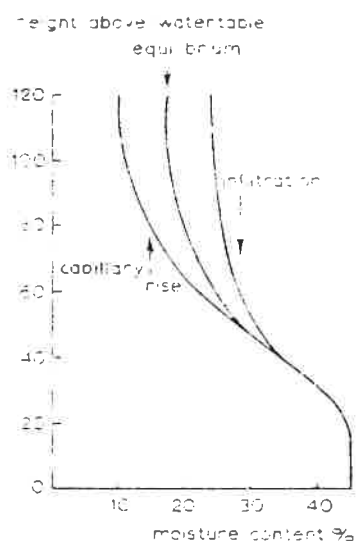
z = asemakorkeus

Edellä jo totesimme, että vesi liikkuu pienenevän potentiaalin suuntaan. Mikäli $\partial H/\partial z = 0$, ei virtausta tapahdu. Tällainen tilanne on esitetty kuvassa 2, jossa pohjavedenpinta on 100 cm maanpinnan alapuolella ja (mielivaltaisesti) vertailutaso on asetettu 150 cm:n syvyydelle. Pohjavedenpinnan tasolla $p/\rho \cdot g = 0$ ja $z = 50$ cm, jolloin $H = 0 + 50$. 30 cm pohjavedenpinnan alapuolella $p/\rho \cdot g = 30$ cm ja $z = 20$ cm, jolloin $H = 30 + 20 = 50$ cm. 30 cm pohjavedenpinnan yläpuolella painovoimapotentiaali on 80 cm. Tässä matrikpotentiaalin on oltava -30 cm, jotta hydraulinen korkeus olisi 50 cm.



Kuva 2. Esimerkki potentiaalin suuruudesta tasapainotilanteessa (Feddes 1979)

Sateen sattuessa maan pintakerroksen painekorkeus kasvaa. Hydraulinen korkeus siis kasvaa ja syntyy veden liikettä alaspäin (imeyntä). Haihdunta aiheuttaa päinvastaisen tilanteen. Painekorkeus pintakerroksessa pienenee ja vesi liikkuu ylöspäin. Koska maankosteus pienenee painekorkeuden pienetessä, on kosteus imeyntävaiheessa suurempi kuin veden liikkua ylöspäin (kuva 3).



Kuva 3. Periaatekuva maankosteusprofiilista tasapainotilanteessa, stationäärisessä imeyntätilanteessa ja stationäärisessä haihduntatilanteessa (Feddes 1979)

2. MAAN VEDENSITOMISKYKY

Maan vedensitomiskyvystä parhaimman kuvan saamme tarkastelemalla sen vedensitomiskykyä kuvaavaa käyrää, jollaisia on esitetty kuvassa 4. Tämä käyrä piirretään koordinaatistoon, jossa abskissana on vesipitoisuus ja ordinaattana paine tai oikeammin imu, jolla maa vettä sitoo. Kuvassa imu on ilmaistu vesipatsaan korkeutena (h_t) ja asteikko on muunnettu logaritmiseksi.

h_t -asteikon vieressä on toinen skaala, d_v -asteikko. d_v ilmaisee ajatellun huokosputken halkaisijan. Tässä huokosputkessa kapillaarisuus on yhtä suuri kuin ko. imu. Halkaisijaa d_v nimitetään kirjallisuudessa ekvivalentiksi huokoshalkaisijaksi. Laskennallisesti on h_t :n ja d_v :n välille saatavissa yhteys

$$h_t = \frac{30}{d_v} \quad (2)$$

Kaavassa (2) h_t on ilmaistu yksikössä metriä vesipatsasta ja d_v yksikössä $\mu = 0.001 \text{ mm}$.

100 000

10 000

d_v

0,001

mm

(μ)

0,03

1000

0,04

700

0,06

500

0,08

400

0,10

300

0,15

200

0,20

150

0,30

100

0,43

70

0,60

50

0,75

40

1,0

30

1,5

20

3,0

10

4,3

7

6,0

5

7,5

4

10

15

30

43

60

75

100

150

300

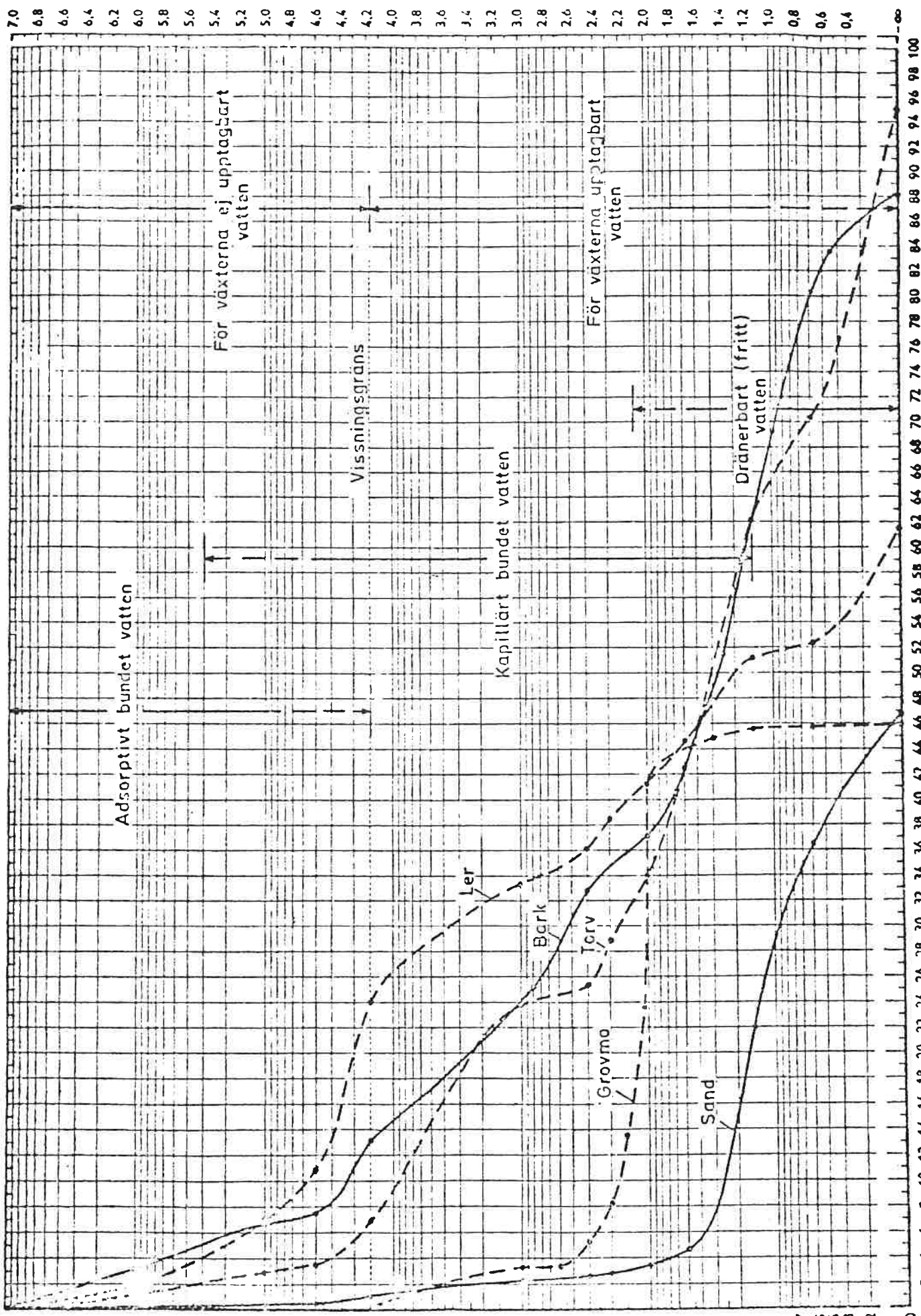
430

600

750

1000

1500



Kuva 4. Maan vedensitomisdigrammi (Andersson 1971)

Volymprocent vatten, w

Oikeassa reunassa on esitetty vielä eräs asteikko, jolla kansainvälisessä kirjallisuudessa on merkittävä asema. Tämä on saanut nimen pF-asteikko (analogia pH:n kanssa). Tämän asteikon määrittää ilmaisu

$$pF = 10 \log 100 h_t \quad (3)$$

ts. pF on senttimetreinä ilmaistun vesipatsaan kymmenlogaritmi.

pF-käsitteen merkitystä on liioiteltu. Taatusti havainnollisimman käsityksen saamme, jos käytämme asteikkoa, jossa imu ilmaistaan vesipatsasmetreinä.

Kuvasta 4 havaitsemme, että mahdolliset sitoutumispaineet vaihtelevat valtavalla välillä:

arvosta $h_t = 0$, jolloin maa on täysin vedellä kyllästynyt, arvoon $h_t = 100\,000$ m, jolloin jäljellä on ainoastaan $+105^\circ\text{C}$:ssa tapahtuneessa kuivatuksessa poistumaton vesi.

Normaalit viljelyskasvimme kykenevät kehittämään imun (osmottinen paine), jonka suuruus on 150 m v.p.. Kuvassa 4 tätä kuvaa vaakasuora pisteviiva. Tätä imua nimitetään sattuvasti lakastumisrajaksi. Lakastumisrajaa pienemmällä imulla sitoutuneet vedet ovat siis kasvien käytössä, suuremmalla imulla eivät.

Kuivatustoimenpiteillä pidämme pohjavedenpinnan yleensä tason 1,0...1,2 m alla. Kuvasta 4 havaitaan, että tällöin 30 μ suuruiset tai tätä suuremmat huokokset tyhjenevät kapillaarisestikin sidotuista vesistä pintakerroksessa. Näissä huokosissa ilma korvaa poistuvan veden. Sitä vettä, joka on tai voi olla ko. kokoluokan huokosissa, nimitetään kuivatettavissa olevaksi vedeksi (tai vapaaksi vedeksi).

Diagrammin keskiosassa on kapillaarisesti sidotun veden vyöhyke, joka karkeasti ulottuu alhaalla 15...20 cm:n imuun ja ylhäällä 2000...3000 m:n imuun ($d_v = 0,01 \mu$). Tämän vyöhykkeen yläpuolella on alue, jossa vesi on adsorptiivisesti sidottua. Kapillaarisesti sidottu vesi on likipitään kokonaan kasvien käytettävissä. Adsorptiivisesti sidottu vesi on yleensä taas kasvien saavuttamattomissa. Näitä imukorkeuksia vastaavat huokosdimensiot ovat tavattoman pieniä. Vesimolekyylin koko on noin $3 \cdot 10^{-8}$ mm, joten esimerkiksi 0,01 μ :n huokosen koko vastaa 33 vesimolekyyliä.

Maassa voidaan erottaa kahdenlaista huokoisuutta: tekstuurin eli raekoostumuksen määräämä huokoisuus ja struktuurin eli rakenteen määräämä huokoisuus. Ensinmainitussa tapauksessa huokokset sijaitsevat partikkelien välissä, kun taas struktuurin määräämät huokokset ovat huokosia murujen (agregaattien) välissä. Huokosten koossa on merkittävä ero: tekstuurihuokokset ovat pieniä, struktuurihuokokset suuria.

Kuivatettavissa olevan veden määrä määräytyy lähinnä suuremman huokossysteemin (struktuurin) perusteella. Kapillaarisesti sidotun veden määrään vaikuttaa merkittävimmin taas maan raekoostumus. Kuivatuksen poistaessa ns. vapaan veden on nimenomaan kapillaarisesti sidotun veden määrä merkittävin kasvien kannalta. Adsorptiivisesti sidotun veden määrä on mitä suurimmassa määrin riippuvainen maassa olevien kolloidien määrästä. Tätä vesimäärää pidetäänkin monasti kolloidisuuden mittana. Adsorptiivista vettä nimitetään usein hygroskooppiseksi vedeksi, jolla tarkemmin ottaen tarkoitetaan sitä vesimäärää, jonka kuiva maa imee saadakseen kosteustilansa vastaamaan ilman kosteutta.

Kuvassa 4 on esitetty hiekan ($0.6 < d < 0.2$) hiedan ($0.2 < d < 0.06$), saven ($d < 0.0002$), turpeen (maatumaton) ja kompostointikokeessa käytetyn puunkuoren vedensitomiskäyrät.

Jo nopealla vilkaisulla havaitsemme, että eri materiaalien välillä on suuria eroja. Materiaalin ollessa täysin kyllästyneessä tilassa on $h_t = 0$ ja huokokset ovat veden täyttämiä. Tilavuusprosentteina ilmaistu vesipitoisuus w on yhtä suuri kuin kokonaishuokoisuus n . Havaitsemme, että hiekalla $n = 46,6$, karkealla hiedalla $n = 45,9$, savella $n = 61,5$, turpeella peräti $n = 95,0$ ja puunkuorella $88,1$ tilavuusprosenttia.

Kun vettä imetään 10 cm:n imulla niin havaitaan, että hietaa lukuunottamatta materiaalit luovuttavat merkittäviä määriä vettä. Vastaavat huokokset täyttyvät ilmalla. Kun $h_t = 0.1$ m v.p. poistuu hiekasta vettä $46,6 - 29,0 = 17,6$ tilavuusprosenttia, hiedasta ei juuri mitään, savesta $61,5 - 51,5 = 10,0$ tilavuusprosenttia, turpeesta $95,0 - 65,1 = 29,9$ tilavuusprosenttia ja puunkuoresta $88,1 - 69,3 = 18,8$ tilavuusprosenttia. Havaitaan, että kaksi viimeainittua materiaalia pystyvät "ilmastumaan" jo heti pohjaveden pinnan yläpuolella. Tällä seikalla lienee mielenkiintoa, kun pohdimme tällaisten maiden ojitus-syvyyttä.

Kun imua lisätään normaaliin kuivatussyvyyteen eli 1,0 metriin ja oletetaan, että pohjavedenpinta on tällä syvyydellä, niin ruokamullan pintakerrokseen aiheutuu imu $h_t = 1,0$ m v.p. Diagrammista luemme seuraavat maahan jäävät vesipitoisuusprosentit: hiekka 3,6, hietä 41,5, savi 41,4, turve 34,0 ja puunkuori 37,1 tilavuusprosenttia.

Kuivatuksella poistetuksi vedeksi saamme näin ollen: hiekka $46,6 - 3,6 = 43,0$, hieta $45,9 - 41,5 = 4,4$, savi $61,5 - 41,4 = 20,1$, turve $95,0 - 34,0 = 61,0$ ja puunkuori $88,1 - 37,1 = 51,0$ tilavuusprosenttia.

Hiekka menettää siis käytännöllisesti katsoen kaiken vetensä ja 92,3 % sen huokostilavuudesta täyttyy ilmalla. Hiedalla vastaava prosenttimäärä on vain 9,6. Muilla materiaaleilla "ilmastus" on hyvä, mutta ne eivät silti kuivu liikaa.

Lakastumisrajalla ($h_t = 150$ m v.p.) havaitsemme seuraavat vesipitoisuudet: hiekka 1,0, hieta 0,2, savi 24,1, turve 6,8 ja puunkuori 13,1 tilavuusprosenttia. Kun lasketaan kuivatuksella poistetun ja lakastumisrajalla havaitsemme vesipitoisuuksien erotukset, saamme seuraavia tuloksia: hiekka 2,6, hieta 41,3, savi 17,3, turve 27,2 ja puunkuori 24,0 tilavuusprosenttia.

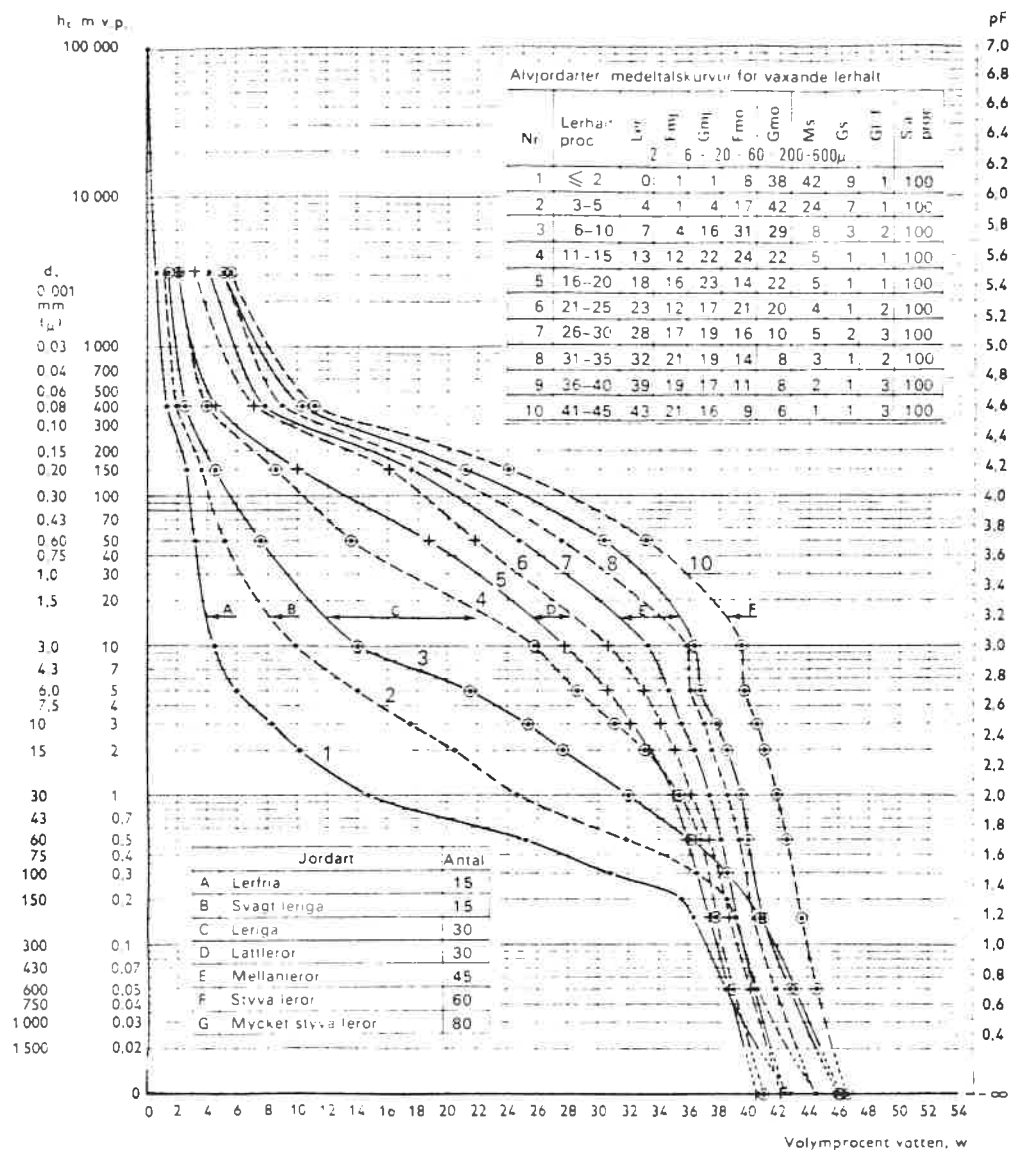
Hiekka on jo 1,0 m:n kuivatuksessa menettänyt lähes kaiken vetensä, joten siitä irtoaa enää 2,6 tilavuusprosenttia, kun taas hiedassa on kasvien käytettävissä 41,3 tilavuusprosenttia. Muut materiaalit ovat edellä mainittujen välissä. Hiedan sitoutumiskäyrässä kiinnittyy huomio siihen, että se menettää peräti 33,2 tilavuusprosenttia vettä, kun imu nostetaan arvosta $h_t = 1,0$ arvoon $h_t = 2,0$ m v.p..

Materiaalin hygroskooppisuus luetaan yleensä kohdasta $h_t = 400$ m v.p.. Diagrammista saamme: hiekka 0,5, hieta 0,0, savi 10,8, turve 3,5 ja puunkuori 7,5 tilavuusprosenttia. Nämä arvot käyvät suhteellisista mitoista, kun selvitetään materiaalin yhteenlaskettua pintaa tilavuusyksikköä kohti (tehopinta). Savella on suurin hygroskooppisuus 10,8 tilavuusprosenttia. Yksinkertaisella laskutoimituksella voidaan todeta, että savihiukkasten ympärille sitoutunut vaippavesi, jonka paksuus on 0,000001 mm, antaa savelle ko. vesipitoisuuden (savipartikkelien keskihalkaisijaksi on oletettu 0,0002 mm).

Englannin kielisessä kirjallisuudessa diagrammin käsittely tapahtuu yleensä pF-asteikon perusteella. $h_t = 1,0$ m v.p. vastaa pF-arvo 2,0, jota kutsutaan kenttäkapasiteetiksi. Mikäli pohjavesi on siksi syvällä, ettei sen vaikutusta tunnu, on kenttäkapasiteetti noin $pF = 2,2$. Lakastumisrajalla $pF = 4,2$. Kenttäkapasiteetin ja lakastumisrajan välinen vesi on kasvien käytettävissä, josta nimi hyötykapasiteetti.

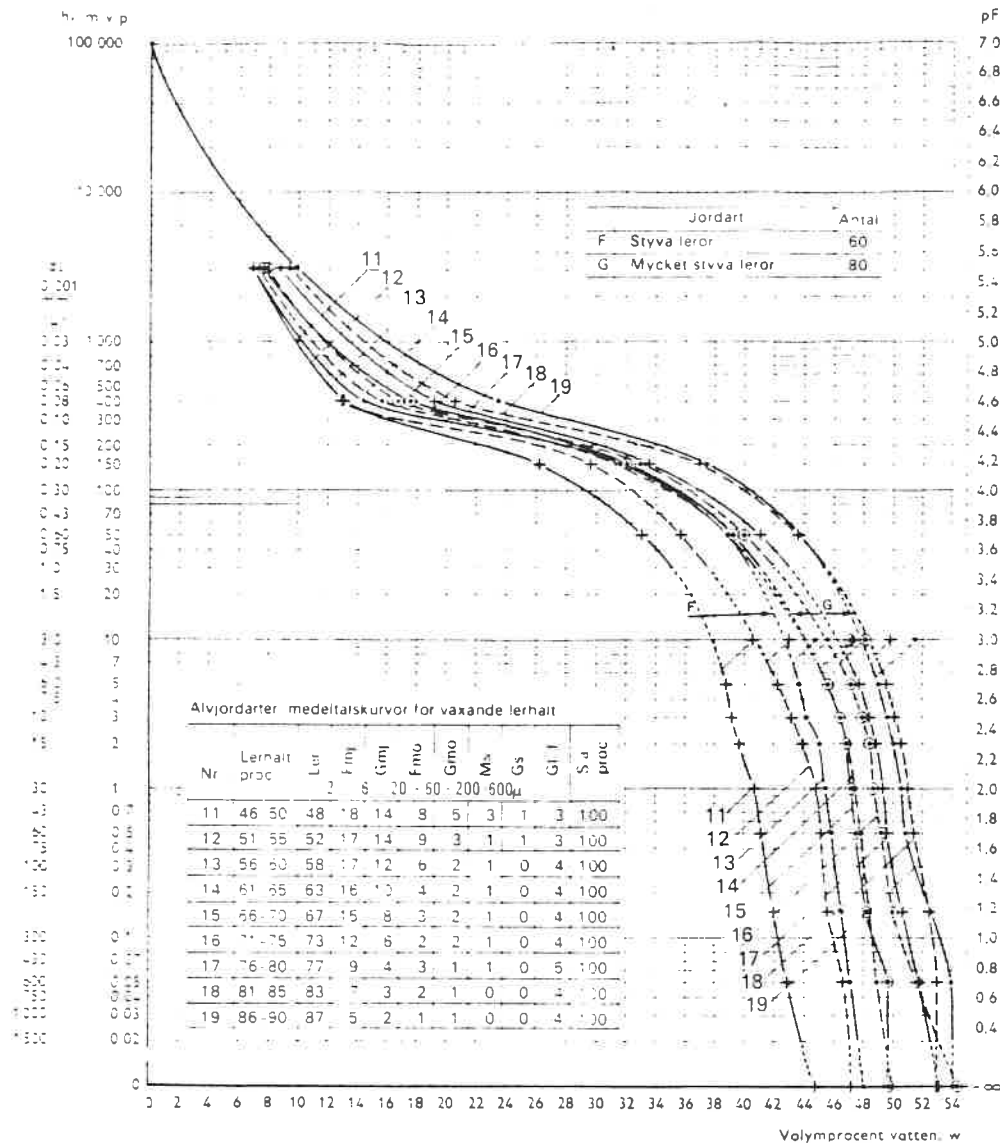
Ruotsissa on suoritettu laaja selvitys erityyppisten maiden vedensitomisoimaisuuksista. Tämän tutkimuksen eräät päätulokset käyvät ilmi kuvista 5, 6 ja 7, joista viimeisin ansaitsee tulla tarkoin katsotuksi. Kuvista havaitaan savipitoisuuden vaikuttavan varsin merkittävästi maan vedensitomisoimaisuuksiin. Tutkimus perustui liki 400 maaprofiilin selvittämiseen.

Savipitoisuuden ohella humuksen määrä vaikuttaa selvästi maan vedensitomiskykyyn. Vedensitomiskyvyn kasvun voimme todeta kuvasta 8.

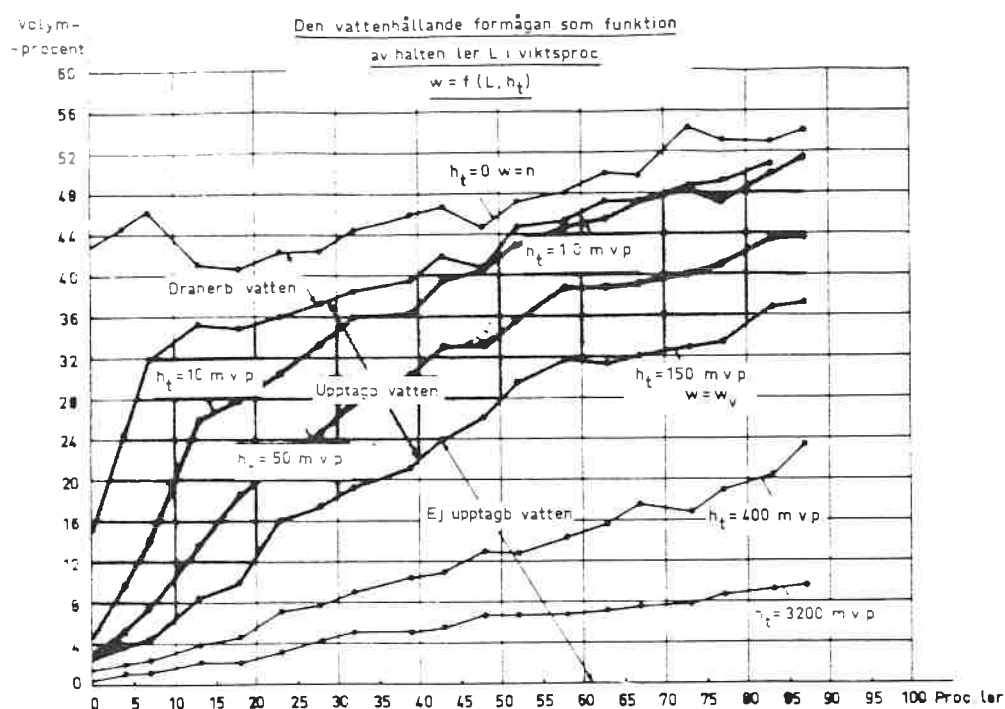


Kuva 5. Vedensitoutumiskäyriä jankon maalajeille. Käyrät ovat keskiarvokäyriä savipitoisuusluokille ≤ 2 , 3-5, 6-10, 11-15...41-45 % saviainesta.

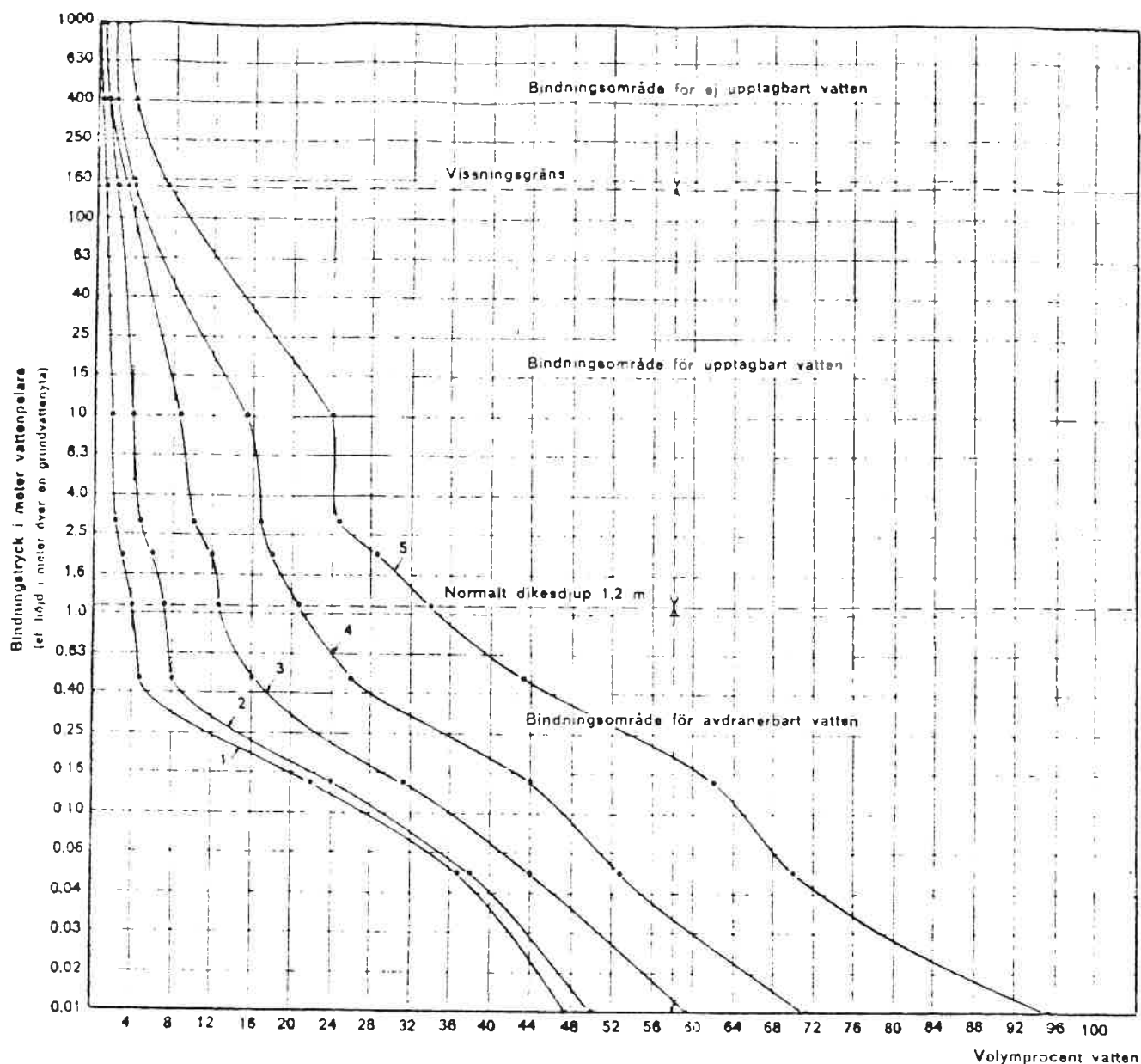
Vedensitominaisuuksien muuttuvat säännönmukaisesti savipitoisuuden kasvaessa. (Andersson & Wiklert 1972)



Kuva 6. Vedensitoutumiskäyriä jankon maalajeille. Käyrät ovat keskiarvokäyriä savipitoisuusluokille 46-50, 51-55...86-90 % saviainesta. Sitoutumisominaisuuksien ja savipitoisuuden kasvun yhteyden säännönmukaisuudet ovat ehkä vieläkin selvemmin havaittavissa kuin pienemmillä savipitoisuuksilla, joten varsinkin näitä voidaan käyttää, mikäli tunnetaan maan savipitoisuus. Huomaa esimerkiksi, että käyrän 1 (kuva 5) ja käyrän 19 esittämien savien lakastumisrajan ero on 35 tilavuusprosenttia ja 10 m:n imulla 43 tilavuusprosenttia, vaikka maksimiero huokoisuudessa on vain noin 13 %. (Andersson & Wiklert 1972)



Kuva 7. Diagrammi, joka esittää maan savipitoisuuden (painoprosenttia) ja vettäsitovan kyvyn yhteyttä. Säännönmukaisuus on varsin selvä. Monien hiesusavien pienehkö huokostilavuus käy ilmi siitä, että n :llä on minimi savipitoisuuden ollessa 15 %. h_t -käyrät oikenevat sitä enempi, mitä suuremmasta imusta on kyse. Kahdella suurimmalla imulla lineaarisuus on täysin selvä. (Andersson & Wiklert 1972)



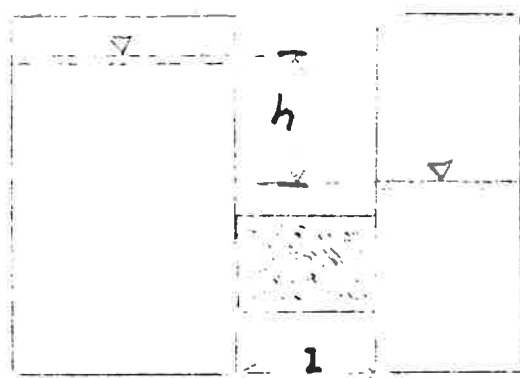
Kuva 8. Vedensitomiskyvyn riippuvuus humuksen määrästä.

Hiekkaan on sekoitettu vaihtelevia määriä humusta. Käyrä 1 vastaa puhdasta hiekkaa, 2 hiekkaa, johon on sekoitettu 0,7 painoprosenttia humusta, 3 tilannetta, jossa humusta on 2,1 % ja 4 tilannetta, jossa humusta on 6,0 %. Käyrä 5 esittää turpeen vedensitomiskykyä. Kuivatussyvyydellä 1 m lisääntyy hyödyllisen vesivaraston määrä 20 cm:n muokkauskerroksessa 25 mm, jos hiekkaan sekoitetaan 6 % humusta. (Andersson 1967)

3. VEDEN LIIKKEET MAAPERÄSSÄ

3.1 Darcyn laki

Edellä todettiin, että vesi maassa liikkuu alenevan potentiaalin suuntaan. Pohjaveden virtauksen kyseessä ollessa on jo toista sataa vuotta käytetty laskelmia suoritettaessa Darcyn yhtälöä, jonka johto on yksinkertaisesti seuraavanlainen. Kuvassa 9 on maanäyte putkessa, jonka pituus on l ja poikkipinta A



Kuva 9. Darcyn koe

Jos nesteen ominaispaino on γ ja häviö (vedenpintojen korkeusero) h , niin virtausta aiheuttava hydrostaattinen paine on suuruudeltaan $p = \gamma \cdot h$. Paineviivan kaltevuus eli painegradientti on

$$p_E = \gamma \cdot \frac{h}{l} = \gamma I$$

Darcy ajatteli, että virtausnopeus putkessa on suoraan verrannollinen paineviivan kaltevuuteen I ja verrannollisuuskertoimeen k

$$v = k \cdot I \quad (4)$$

v = näennäinen nopeus (vesi virtaa vain huokosissa)

k = Darcyn kerroin hydraulinen johtavuus

Putken läpi virtaavalle vesimäärälle saadaan lauseke

$$Q = k \cdot I \cdot A \quad (4 \text{ a})$$

Hydraulinen johtavuus k riippuu ao. maasta ja veden ominaisuuksista. Maan ominaisuuksista vaikuttavat mm. huokoston muoto, koko ja lukumäärä, veden ominaisuuksista etenkin viskositeetti, joka riippuu voimakkaasti lämpötilasta. Eräitä laboratorioissa mitattuja arvoja on esitetty taulukossa 2.

Taulukko 2. Eräiden maalajien hydrauliset johtavuudet (Reinius & Åberg 1976)

maalaji	k (m/s)
Sora	$10^{-1} \dots 10^{-3}$
Karkea hiekka	$10^{-2} \dots 10^{-4}$
Hiekka	$10^{-3} \dots 10^{-5}$
Karkea hieta	$10^{-4} \dots 10^{-6}$
Hieno hieta	$10^{-5} \dots 10^{-7}$
Hiesu	$10^{-6} \dots 10^{-8}$
Savi	$\leq 10^{-9}$

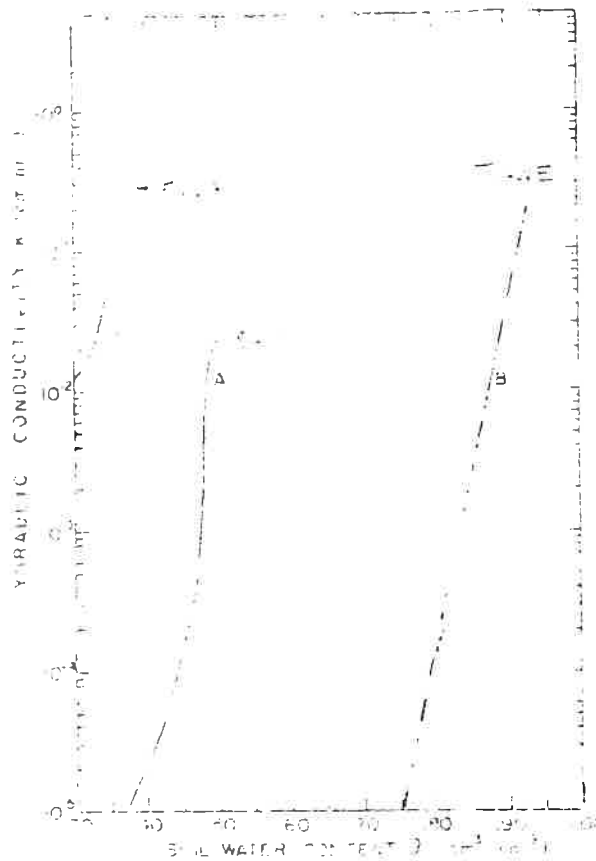
Saadaksemme kuvan pohjaveden virtausnopeudesta hiekassa ($k = 10^{-4}$) oletetaan, että $I = 1:10$. Darcyn lain perusteella nopeus

$$v = 10^{-4} \cdot 0,1 \text{ m/s} = 10^{-5} \text{ m/s} = 0,864 \text{ m/d}$$

Hienossa hiedassa nopeus olisi 8,6 mm/d.

Darcyn laki pätee vain laminaarivirtaukselle ja tarkasti ottaen varsin suppealle laminaarivirtauksen alueelle. Alueen laajuudesta ei olla yksimielisiä. Joidenkin mielestä lakia voidaan soveltaa virtaustilanteissa, joissa $Re \leq 10$, kun taas jotkut katsovat sen pätevän vain silloin, kun $Re \leq 1$. Käytännössä se (tai sen yleistyksenä johdettu Laplace'n yhtälö) on kuitenkin yleinen lähtökohta pohjaveden virtauksia laskennallisesti ratkaistaessa.

1930-luvulta alkaen Darcyn lakia on pyritty soveltamaan myös kyllästymättömään vyöhykkeeseen. Pohjaveden pinnan yläpuolella huokokset ovat osaksi ilman täyttämät ja tämä pienentää hydraulista johtavuutta. Hydraulisen johtavuuden arvo riippuu siis vesipitoisuudesta (kuva 10).



Kuva 10. Hydraulisen johtavuuden riippuvuus maan vesipitoisuudesta (Feddes 1979)

Mikäli k :lle ja vesipitoisuudelle saadaan määrätyksi yhteys, voidaan kapillaarisen nousun pintakerrokseen tuoma vesimäärä helposti laskea.

3.2 Maan huokosominaisuuksien vaikutus

Maan raekoostumus määrää taulukossa 2 esitetyt arvot hydrauliselle johtavuudelle. Mikäli savipelto todella kauttaaltaan toimisi arvolla $k = 10^{-9}$ m/s, ei maanviljelijällä olisi pellollensa juuri asiaa, siksi hitaasti sade- ja sulamisvesien imeytyminen maahan tapahtuisi. Tekstuurin määrääminen mikrohuokosten lisäksi maassa on onneksi myös ns. makrohuokosia, joita pitkin vesi pääsee liikkumaan maassa nopeammin. Makrohuokosia synnyttävistä fysikaalisista tapahtumista on ennen muuta mainittava routa, biologisista tapahtumista taas kasvien juurien ja matojen tekemät reiät (kts. kuva C).

Saadaksemme käsityksen makrohuokosten merkityksestä maan todelliseen läpäisevyyteen, ajatellaan maasärmiötä (sivun pituudet a , b , d), jossa löytyy juurten ja matojen tekemiä reikiä, kutistumisen tekemiä halkeamia, maan mururakenteeseen luonnostaan kuuluvia rakoja jne.. Idealisoidaan tilannetta sillä tavoin, että ajatellaan samankokoista särmiötä, johon on porattu N kpl pystysuoria reikiä (säde r). Nämä reiät muodostavat huokostilavuudeksi

$$V_n = N\pi r^2 d$$

Huokoisuudeksi saadaan siten

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100 = \frac{N\pi r^2 d}{a \cdot b \cdot d} \cdot 100 = \frac{100 N\pi r^2}{A}$$

Poraamissamme rei'issä kulkevalle vesimäärälle voimme kirjoittaa (ns. Hagen-Poiseullen laki)

$$q' = \frac{\pi \eta I r^4}{8 \mu} \quad (5)$$

q' = virtaama yhdessä reiässä

η = veden ominaispaino

I = hydraulinen gradientti

μ = dynaaminen viskositeetti

Ilmeistä on, että särmiön läpi virtaava vesimäärä q saadaan kertomalla q' reikien lukumäärällä N

$$q = \frac{N \pi \eta I r^4}{8 \mu} \quad (5 a)$$

Darcyn laki todelliselle särmiölle kuului

$$q = k A I \quad (4 a)$$

Mikäli idealisoitu mallimme todella kuvaisi todellista tilannetta, on vesimäärien oltava yhtäsuuria, eli

$$k A I = \frac{N \pi \eta I r^4}{8 \mu}$$

eli

$$k = \frac{\pi \eta}{8 \mu} \cdot \frac{N}{A} r^4$$

Suhde N/A kuvaa reikien lukumäärää vaakatasossa ja jos merkitsemme $N_1 = N/A$ sekä sijoitamme η :lle ja μ :lle vedelle ominaiset arvot 20°C :ssa, saamme k :lle lausekkeen

$$k = 1,4 \cdot 10^8 N_1 r^4 \quad (\text{cm/h})$$

Vedenläpäisevyys on siis suoraan verrannollinen reikien lukumäärään ja reikien säteen neljänteen potenssiin. Tämän toteamuksen merkitystä voidaan valaista eri tavoin. Se tarkoittaa esimerkiksi, että yksi tietyn suuruinen reikä johtaa vettä yhtäpaljon kuin 10 000 reikää, jotka ovat vain 10 kertaa pienempiä. Ajatellaanpa, että meillä on reikä, jonka säde on 0,1 mm (juurikanava). Tällöin k:lle saadaan arvo

$$k = 1,4 \cdot 10^8 \cdot 1 \cdot 0,01^4 = 1,4 \text{ cm/h}$$

Mikäli reikä olisi suuruudeltaan 0,001 mm (savi) saataisiin k:n arvoksi

$$k = 1,4 \cdot 10^8 \cdot 1 \cdot 0,001^4 = 1,4 \cdot 10^{-8} \text{ cm/h}$$

Voinemme olla varsin vakuuttuneita, että juurikanavat, madonreiät, kutistumis- halkeamat ym. raot määräävät hiesu- ja savimaissa täydellisesti maan todellisen vedenläpäisevyyden.

Huokoisuuden ja läpäisevyyden yhteyden selvittämiseksi oletetaan, että maasärmiössä on pienen pieniä reikiä $16 \cdot 10^4 \text{ kpl/cm}^2$, joka vastaa likipitään tilannetta hiesussa. Reikien säde on $r = 0,1 \text{ mm}$, joten huokoisuudeksi saadaan

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100 = \frac{16 \cdot 10^4 \cdot \pi \cdot 0,001^2}{1} \cdot 100 = 50,3 \%$$

ja läpäisevyydeksi tulee

$$k = 1,4 \cdot 10^8 \cdot 16 \cdot 10^4 \cdot 0,001^4 = 22,4 \text{ cm/h}$$

Lisätään särmiöön reikä, jonka säde on 0,5 mm. Huokoisuuden muutokseksi Δn saadaan

$$\Delta n = \frac{1 \cdot \pi \cdot 0,05^2}{1} \cdot 100 = 0,79 \%$$

ja läpäisevyys lisääntyy määrälle Δk

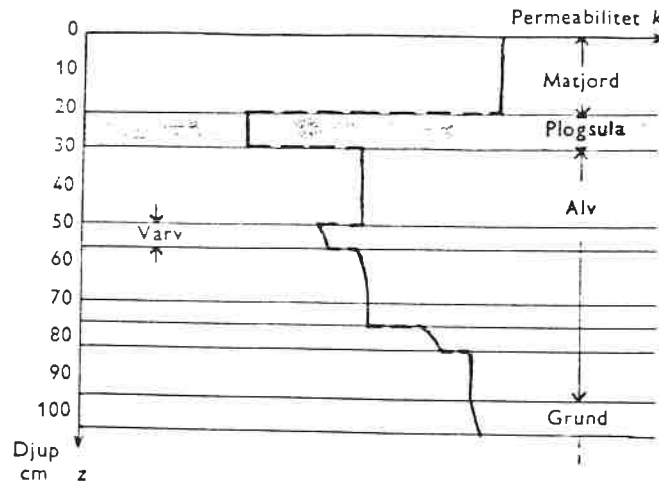
$$\Delta k = 1,4 \cdot 10^8 \cdot 1 \cdot 0,05^4 = 875 \text{ cm/h}$$

Huokoisuus ei reiän lisäyksellä lisäännä siis juuri lainkaan, mutta läpäisevyyden osalta jopa suuruusluokka muuttuu. Todellisessa maasärmiössä huokoisuudella ja läpäisevyydellä ei näin ollen ole sanottavasti tekemistä keskenään.

Reikien ja halkeamien aikaansaama lisäys kokonaishuokoisuuteen on siksi pientä, että niiden merkitys kasvien vesivarastona on varsin pieni. Esimerkiksi 2 % tilavuus voi sisältää metrin kerroksessa 20 mm vettä, kun kasvien käytettävissä samalla syvyydellä on 250 mm, monesti enemmänkin.

3.3 Kerrostuneisuuden vaikutus

Todellisessa maaperässä vedenläpäisevyys ei suinkaan ole vakio syvyysuunnassa, vaan vaihtelee kerroksesta toiseen (kuva 12).



Kuva 12. Periaatteellinen esitys läpäisevyyden vaihtelusta peltomaassa. (Andersson 1953)

Tapauksessa, jossa eri kerrosten k -arvot tunnetaan saadaan kokonaisläpäisevyys-arvot seuraavasti:

Vertikaalisuunta k_v : Soveltamalla Darcyn lakia saadaan (jatkuvuus)

$$q = k_1 A \frac{h_1}{d_1} = k_2 A \frac{h_2}{d_2} = \dots = k_n A \frac{h_n}{d_n}$$

h = häviö ko. kerroksessa

d = kerroksen paksuus

h :t voidaan nyt ratkaista:

$$h_1 = \frac{q}{A} \cdot \frac{d_1}{k_1} ; h_2 = \frac{q}{A} \cdot \frac{d_2}{k_2} ; \dots ; h_n = \frac{q}{A} \cdot \frac{d_n}{k_n}$$

Kun lasketaan häviöt yhteen, saadaan

$$h = \sum_{z=1}^n h_i = \frac{q}{A_i} \sum_{z=1}^n \frac{d_i}{k_i}$$

Sama häviö saadaan myös yhtälöstä

$$q = k_v A \frac{h}{d} \quad \therefore \quad h = \frac{q}{A} \frac{d}{k_v}$$

Yhtälöt yhdistämällä saadaan k_v :n arvoksi

$$k_v = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{k_i}}{n} \quad (6)$$

Esimerkki: Olemme mitanneet ottamistamme maanäytteistä seuraavia arvoja

kerros (cm)	k (cm/h)
0-10	11,0
10-20	19,5
20-30	28,0
30-40	36,5
40-50	45,0

Sijoittamalla nämä arvot kaavaan (6) saadaan vedenläpäisevyydelle arvo $k_v = 22$ cm/h. Keskiarvoksi saataisiin $k_v = 28$ cm/h eli noin 25 % korkeampi arvo. Tällaisessa maassa 30 mm:n sade imeytyisi maahan 3/22 tunnissa eli noin yhdeksässä minuutissa.

Horisontaalisuunta k_h : Sovelletaan jälleen Darcyn lakia

$$q_1 = k_1 \cdot a d_1 \cdot \frac{h}{b} ; \quad q_2 = k_2 \cdot a d_2 \cdot \frac{h}{b} ; \quad \dots ; \quad q_n = k_n \cdot a d_n \cdot \frac{h}{b}$$

q = kerroksen läpi kulkeva vesimäärä

a, b = särmiön sivujen pituudet

h = painekorkeus

d = kerroksen paksuus

Vastaavalla tavalla kuin edellä saadaan k_h :lle lauseke

$$k_h = \frac{1}{d} \sum_{i=1}^n k_i d_i \quad (7)$$

Sijoittamalla kaavaan (7) em. esimerkin arvot saadaan $k_h = 28$ cm/h.

Johdetut kaavat osoittavat mm., että jo ohut, läpäisevyydeltään vähäinen kerros täydellisesti muuttaa maan läpäisyominaisuuksia pystysuorassa suunnassa. Vaakasuoraan läpäisevyyteen sen vaikutus on kuitenkin mitätön.

Tarkastellaan peltomaata, jonka muokkauskerroksessa on läpäisevyys $k_m = \text{vakio}$. Jankon vedenläpäisevyys k on muokkauskerroksen arvoa pienempi ($k_m > k$). Muokkauskerroksen paksuus on d_m ja jankon d_j . Maasärmiön kokonaispaksuus on siis

$$d = d_m + d_j$$

Edellä johdettujen kaavojen perusteella

$$k_v = \frac{d}{\frac{d_m}{k_m} + \frac{d_j}{k_j}}$$

$$k_h = \frac{1}{d} (k_m \cdot d_m + k_j \cdot d_j)$$

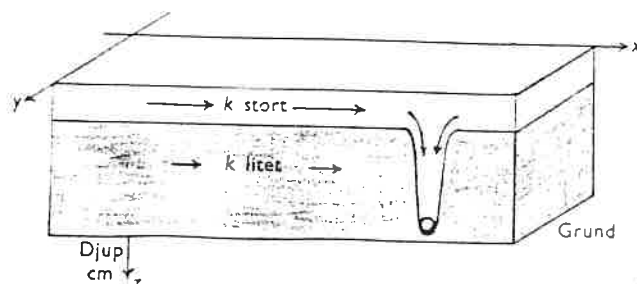
Oletetaan, että $d_m = 20 \text{ cm}$, $d_j = 80 \text{ cm}$ ja $k_m = 1000 k_j$. Tällöin saadaan

$$\left. \begin{array}{l} k_v = 1,25 k_j \\ k_h = 200,8 k_j \end{array} \right\} \Rightarrow \frac{k_h}{k_v} = 161$$

Vaakasuorassa suunnassa vedenläpäisevyys on peräti 161 kertaa suurempi kuin pystysuorassa suunnassa. Tämän seikan käytännöllinen merkitys on siinä, että vaakasuorassa suunnassa särmiöön tuleva vesi kulkee lähinnä vain muokkauskerroksessa. Vesimäärän suhteeksi saadaan

$$\frac{1000 k_j \cdot 20 \text{ a}}{k_j \cdot 80 \text{ a}} = 250$$

Siis vaikka jankon paksuus on neljäkertainen muokkauskerrokseen verrattuna, se johtaa vain 4 ‰ kokonaisvesimäärästä. On selvää, että olosuhteissa, joissa jankon vedenläpäisevyys on pieni, tulisi kuivatus suunnitella siten, että ruokamultakerroksen vedenjohtokyky tulisi otetuksi käyttöön eikä vettä johdettaisi syvälle jankkoon (kuva 12).



Kuva 12. Periaatekuva tilanteesta, jossa pintakerroksen k -arvo on suuri verrattuna jankon k -arvoon.

Otetaan vielä eräs esimerkki. Ajatellaan, että muokauskerroksen ja jankon väliin on kehittynyt vaikeasti vettä läpäisevä ohut kerros, ns. kyntöantura. Merkitään tämän kerroksen paksuutta d_o :lla ja hydraulista johtavuutta k_o :lla. Kyntöanturan vaikutuksen selvittämiseksi oletetaan, että $k_m = k_j = k$. Maasärmiön kokonaispaksuus on nyt

$$d = d_r + d_o + d_j$$

ja hydrauliset johtavuudet

$$k_v = \frac{d}{\frac{d_r}{k} + \frac{d_o}{k_o} + \frac{d_j}{k}}$$

$$k_h = \frac{1}{d} (k d_r + k_o d_o + k \cdot d_j)$$

Oletetaan edelleen, että kyntöanturan vedenjohtavuus voidaan lausua jankon vedenjohtavuuden perusteella seuraavasti: $k_o = 10^{-n} \cdot k$. Kun huomataan, että $d_r + d_j = d - d_o$, niin voidaan kirjoittaa

$$k_v = \frac{d}{\frac{d_o}{10^{-n}k} + \frac{d-d_o}{k}}$$

$$k_h = \frac{1}{d} [10^{-n}k \cdot d_o + k \cdot (d-d_o)]$$

Asetetaan k :lle arvo 10 cm/h ja $d_o = 1$ cm ja $n = 4$ cm, niin saadaan seuraavat tulokset ($d = 1$ m):

$$k_v = 0,10 \text{ cm/h}$$

$$k_h = 9,9 \text{ cm/h}$$

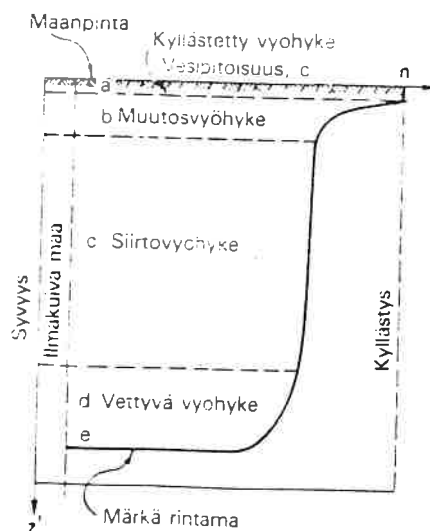
Vertikaalisuunnassa k pienenee siis 99 % alkuperäisestä, kun horisontaalisuunnassa muutos on vain 1 %. Vaikka esimerkki on hypoteettinen, on sillä kuitenkin tietty todellisuuspohja. Ohutkin tiivistynyt kerros hankaloittaa veden poistumista muokauskerroksesta, joka saattaa ylikyllästyä.

Verrattaessa pystysuuntaista ja vaakasuuntaista läpäisevyyttä voitaneen yleisenä sääntönä pitää, että johtavuus on parempi vaakasuorassa suunnassa. Tähän yleissääntöön on luonnollisesti runsaasti poikkeuksia. Tapauksissa, joissa makrohuokoset pääasiassa määräävät vedenläpäisevyyden, voi k_v olla huomattavasti k_h :ta suurempi. Matojen ja juurten aikaansaamat reiät kulkevat lähinnä pystysuunnassa ja imevät veden nopeasti maahan, mutta eivät voi kuljettaa sitä vaakasuunnassa. Normaalit murujen l. agregaattien väliset raot toimivat sen sijaan sekä pysty- että vaakasuunnassa.

3.4 Veden imeytyminen maahan

Veden imeytymistä maahan säätelevät samat lait, joita aiemmissa kohdissa on käsitelty. Maan ollessa kyllästyneessä tilassa on imeyntä itse asiassa sama asia kuin edellä käsitelty hydraulinen johtavuus. Edelleen samat johtopäätökset, joita teimme hydraulista johtavuutta käsitellessämme, ovat periaatteessa päteviä myös silloin, kun maa on kyllästymättömässä tilassa.

Imeynnän alussa maan pintakerros kastuu ja syntyy kosteusgradientti, joka painovoiman ohella pyrkii saamaan veden syvemmälle maahan. Tyypilliseksi todettu kosteusprofiili imeytymisvaiheen aikana on esitetty kuvassa 13.



Kuva 13. Periaatekuva imeytymävaiheen kosteusprofiilista (Airaksinen 1978)

Tutkimuksessa, josta kuva 13 on peräisin, esitettiin kyllästetyn vyöhykkeen paksuudeksi 1,5 cm ja muutosvyöhykkeen alarajaksi noin 5 cm. Siirtovyöhykkeen syvyys kasvaa imeytymisen jatkuessa ja vyöhykkeelle ominaisena piirteenä on lähes vakio vesipitoisuus. Vettyvässä vyöhykkeessä vesipitoisuus laskee kohti märkää rintamaa, joka muodostaa terävän rajaviivan kostean ja kuivan maan välille.

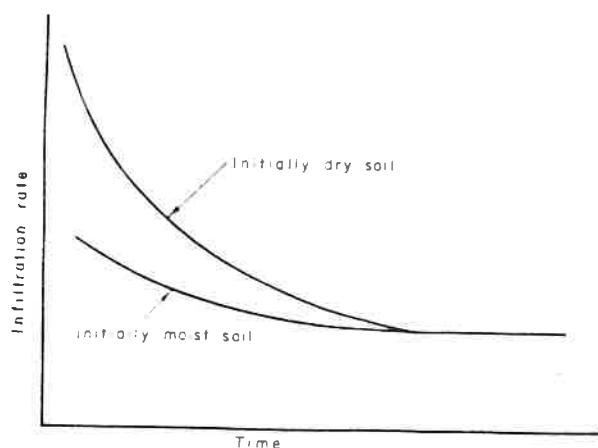
Em. kosteusvyöhykkeet eivät ole saaneet tuekseen aivan varauksetonta tukea. Epäilyjä on esitetty mm. kyllästetyn vyöhykkeen ja muutosvyöhykkeen välisen rajanvedon tarpeellisuudesta.

Maan imeyntäkyvyllä on luonteenomaista, että se tapahtuman alussa on suhteellisen suuri. Sateen jatkuessa se kuitenkin laskee vakiotasolle, jota nimitetään lopulliseksi imeyntäkyvyksi. Maan imeyntäkyky riippuu sen rakeisuudesta, rakenteesta, kosteusolosuhteista, kaltevuudesta ja kasvipeitteestä. Niinpä sora tai hiekkamaassa sadevesi imeytyy helposti kun taas savimaan pinnalle voi jo pienilläkin sateilla muodostua lammikoita. Lopullisen imeyntäkyvyn suuruusluokista eri maalajeissa voidaan saada käsitys taulukosta 3, jossa esitettyihin arvoihin suhtauduttakoon kuitenkin tietyin varauksin muistamalla se, mitä edellä maan todellisen rakenteen merkityksestä todettiin.

Taulukko 3. Eri maalajien imeyntäkyvyn suuruusluokkaa osoittavia arvoja (Hillel 1971)

Maalaji	Imeyntäkyky mm/h
Hiekkamaat	>20
Hiedat	10...20
Hiesut ja laihat savet	1...5
Lihavat savet	<1

Yleisenä sääntönä maaperän kosteusolosuhteiden vaikutuksesta voidaan todeta, että mitä kosteampi maaperä imeytymisen alkaessa on, sitä pienempi on alkutilan imeytymisnopeus. Lopullinen imeytymiskyky on kuitenkin riippumaton alkukosteustilasta, kuten kuvassa 14 esitetään. Kuvasta käy ilmi myös edellä mainittu imeyntäkyvyn lasku korkeahkosta alkuarvostaan lopulliseksi imeyntäkyvyksi.



Kuva 15. Imeynnän riippuvuus maaperän kosteustilanteesta (Hillel 1971)

Kasvuston vaikutuksesta on ensinnäkin todettava, että se suojaa maanpintaa kovettumiselta ja tällä tavoin lisää imeyntäkykyä. Merkittävää on myös, että kasvien pinnalle pidetty vesi, interseptio, pienentää maanpinnalle sateesta tulevan veden määrää. Kasvuston vaikutus määräytyy luonnollisesti vuodenaikojen mukaan. Imeytymisen kannalta parhain tilanne on yleensä heinäkasveja kasvavalla alueella, joilla se (eräiden amerikkalaisten tutkimusten mukaan) on 3,5...7 kertainen verrattuna vastaavanlaiseen paljaaseen maa-alueeseen.

Sateen ominaisuuksista tärkeä on intensiteetti. Mikäli intensiteetti ylittää maan imeytymiskyvyn, alkaa syntyä lammikoita ja ns. pintavaluntaa. Sade voi rikkoa pintakerroksen struktuuria sillä tavoin, että partikkelit joutuvat lähemmäksi toisiaan muodostaen vaikeasti läpäisevän pintakerroksen. Yleisesti ottaen meillä ongelma on kuitenkin vähäinen moneen muuhun paikkaan maapallolla verrattuna, sillä sateemme eivät juuri rankkasateen nimitystä ansaitse. Paikka paikoin kuivan kuoren muodostuminen on meilläkin ongelma. Pahimmillaan se saattaa muodostua siksi kovaksi, etteivät oraot pääse tunkeutumaan sen lävitse.

Imeyntää on luonnollisesti pyritty kuvaamaan myös kokeellisesti saaduilla kaavoilla. Parhaiten kaavojen kehittäjistä tunnetaan Horton ja Philip.

Horton (1940):

$$M_f = f_c t + d e^{-kt} \quad (8)$$

M_f = imeytymismäärä (kokonaismäärä)

f_c = lopullinen imeyntäkyky

t = aika

e = luonnollisen logaritmin kantaluku

d, k = vakioita

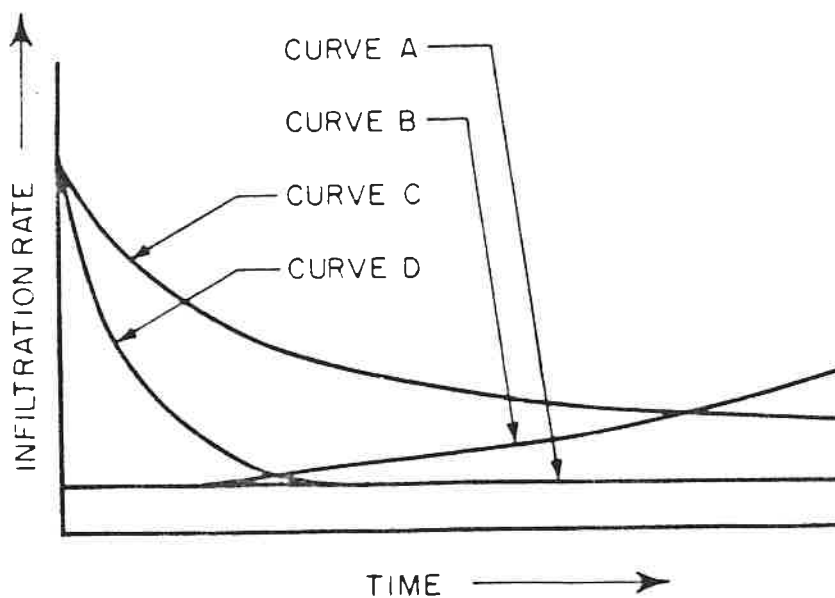
Philip (1957)

$$Mf = St^{1/2} + At \quad (9)$$

S, A = arvioitavia kertoimia

Jäätyneen, roudassa olevan maan imeytymisominaisuuksia on selvitetty hämmästyttävän vähän. Tiedossa on vain joitakin tutkimuksia Neuvostoliitosta, Kanadasta ja USA:n pohjoisosista sekä Norjasta.

Lienee selvää, että eräitä tärkeimpiä imeyntää hallitsevia tekijöitä ovat maassa olevat jäättömät huokoset, niiden koolla ja lukumäärällä on varmaankin merkitystä. Tästä on tehtävissä se looginen johtopäätös, että maaperän kosteustilalla jääty-mishetkellä on merkittävä vaikutus. Onkin todettu, että mikäli maa jäätyy kenttä-kapasiteettia suuremmassa kosteustilassa niin imeyntä jää pieneksi ja mikäli maa jäätyessään on täysin vedellä kyllästetty, on imeyntä käytännöllisesti katsoen nolla. Tilanne on sama, mikäli maassa jäätyishetkellä on märkä kerros. Kvali-tatiivisesti imeytyminen jäätyneeseen maahan voitaneen esittää kuvan 16 avulla



Kuva 16. Periaatteellinen esitys imeynnästä jäätyneeseen maahan (Gray 1973)

Kuvassa:

- Käyrä A kuvaa imeyntää maahan, joka on jäätnyt kyllästytneessä tilassa tai jossa pintaan on kehittynyt sulamisvaiheessa lähes läpäisemätön jääkerros.
- käyrä B on esimerkki tilanteesta, jossa maa on jäätnyt korkeahkossa vesipitoisuudessa (70...80 % kenttäkapasiteetista). Tässä tapauksessa sulamisvesi pääsee osaksi tunkeutumaan maahan vieden mukanaan lämpöä, joka sulattaa huokosissa jäätä. Jään sulaessa imeyntä suurenee.
- käyrä C kuvaa imeyntää, kun maa on jäätnyt vesipitoisuuden ollessa pienen. Tässä tapauksessa vain pienet huokokset ovat täynnä jäätä, joten tämä sulaa nopeasti sulamisvesien tunkeutuessa maahan. Imeyntä on siis lähes samanlainen kuin jäättömään maahan.
- käyrä D edustaa imeyntää maahan, joka on jäätnyt vesipitoisuuden ollessa pienen. Sulamisvaiheessa maan lämpötila on alhainen ja maahan imeytyvä sulamisvesi jäätyy ja alkaa samalla ehkäistä imeyntää.

Kun sulamisvedet on saatu pelloilta pois, alkaa haihdunta pienentää maan vesipitoisuutta. Kesäkuukausina haihdunta yleensä ylittää sadannan runsaasti ja sateena tuleva vesi ehtii vain maan pintakerrokseen haihtuakseen takaisin ilmakehään. Syksyllä ilman suhteellisen kosteuden lisääntyessä ja säteilyenergian vähetessä sadanta ylittää haihdunnan ja maaperässä kosteus lisääntyy. Uppsalassa selvitetiin vuosina 1968 ja 1969 viidellä eri koealueella pohjavedeksi joutuvan veden määrää eri aikoina sattuvasta sadannasta. Koe suoritettiin leimaamalla sadetta kuvaava kasteluvesi tritiumilla. Taulukkoon 4a on koottu tulokset kokeista, joissa sadetettiin 30 mm (vastaa meillä kerran kahdessa vuodessa sattuvaa vuorokausisadantaa).

Taulukko 4a. Sadannan viipymäaika maassa ja pohjavedeksi suotautunut määrä kokeissa, joissa sadetettiin 30 mm (Sima 1971)

Alue n:o	Maastotyyppi	Vallitseva maalaji	Sadetusajan kohta	Viipymä vrk	Pohjavedeksi muodostui %
1	Mäntymetsä	Hieno hiekka	4.6.69	96	3,3
			16.7.68	86	9,3
			24.10.68	290	13,3
2	Niitty	Laiha savi	4.6.69	160	10,0
			16.7.68	140	5,7
			24.10.68	450	35,0
3	Lehtimetsä	Lihava savi	4.6.69	124	15,7
			16.7.68	180	11,0
			24.10.68	300	40,0
4	Paljas maa	Laiha savi	4.6.69	84	20,0
			12.7.69	120	9,7
			24.10.69	Ei voitu määrätä	
5	Nurmikko	Laiha savi	4.6.69	84	12,3
			18.7.68	Ei voitu määrätä	
			24.10.68	144	44,3

Alueilla 4 ja 5 suoritettiin 18.7.69 eri koealueille sadetuksia, joiden määrät vaihtelivat välillä 5...80 mm. Viipymät ja pohjavedeksi muodostuneen veden määrä käyvät ilmi taulukosta 4b.

Taulukko 4b. Sadannan viipymäaika maassa ja pohjavedeksi suotautunut määrä kokeissa, joissa sadetusmäärät vaihtelivat (Sima 1971)

Alue n:o	Sadetusmäärä mm	Viipymä vrk	Pohjavedeksi muodostui %
4	5	70	2,0
	10	70	2,0
	20	80	10,0
	30	120	9,7
	40	150	21,8
	80	232	26,6
5	5	160	8,0
	10	150	16,0
	20	124	20,0
	30	Ei voitu määrätä	
	40	80	22,5
	80	120	30,9

Taulukot osoittavat todeksi aiemmin tekemämme väitteen, että nurmen kasvu parantaa maaperän imeyntäominaisuuksia. Lisäksi ne osoittavat väääräksi sen varsin yleisen käsityksen, että savimaassa ei muodostu pohjavettä.

3.5 Kapillaarisuus

Kuivatuksen ansiosta voidaan tilapäisesti saada maahan tilanne, jossa pintakerros on kenttäkapasiteettitilanteessa. Tämä tasapainotila on kuitenkin peräti harvinaisen, sillä haihdunnan ansiosta pintakerros kuivuu (mikäli haihdunta on sadantaa suurempi), syntyy kosteusgradientti (tai potentiaaliero), jonka ansiosta vesi virtaa alhaalta ylöspäin (pohjaveden pinta alkaa laskea). Tätä ilmiötä nimitetään kapillaariseksi nousuksi. Taulukko 5 antaa viitteitä nousun suuruudesta eri maalajeilla.

Taulukko 5. Kapillaarinen nousu eräillä maalajeilla (Andersson 1960)

Maalaji	Partikkelikoko mm	Kapillaarinen nousu cm
Karkea sora	20-6	0.3-1
Hieno sora	6-2	1-3
Karkea hiekka	2-0.6	3-10
Hieno hiekka	0.6-0.2	10-30
Karkea hieta	0.2-0.06	30-100
Hieno hieta	0.06-0.02	100-300
Karkea hiesu	0.02-0.006	300-1000
Hieno hiesu	0.006-0.002	1000-3000
Savi	0.002-0.0002	3000-30000
Savi	<0.0002	>300 (m)

Kapillaarisen nousun ansiosta voivat kasvit kuivina kausina saada tarvitsemansa veden. Kapillaarisen nousun korkeus ei tällöin ole yksinomaan ratkaiseva tekijä, vaan merkitystä on nimenomaan nousevilla vesimäärillä. Kuva 16 esittää Ruotsissa saatuja kokeellisia arvoja eräissä hienojakoisissa maalajeissa.

4. ROUTA

Eri routamuodot on meillä vanhastaan totuttu jakamaan Kokkosen ehdotelman mukaan pintajäähän, rousteeseen ja varsinaiseen maaroutaan. Pintajäättä syntyy, kun maan pinnalle muodostuvat lätäköt jäätyvät tai lumen sulamisvesi jäätyy. Rouste taas syntyy sulan maan pinnalta osiin muodostuen pystyssä olevista ohuista jääpilareista, jotka voivat saavuttaa 10-20 cm:n pituuden. Sekä pintajää että rouste ovat kasveille haitallisia. Pintajään alle jäänyt oras voi kuolla kokonaan ja rouste saattaa katkoa kasvien juuria. Keväällä rouste saattaa "polittaa" oraita. Näiden kasveille haitallisten routamuotojen torjunnalla on ojitukselle suuriarvoinen merkityksensä sen kuivattaessa maan pintakerroksia.

Varsinaisen maaroudan Kokkonen jakaa ontelu-ruotaan, massiiviseen routaan ja kerralliseen routaan.

Onkaloroutaa esiintyy pellon pintakerroksessa, jossa huokoset ja onkalot ovat suuria ja vain osittain veden täyttämiä. Vesi jäätyy onkaloiden seinämiin ja tällainen routatyyppi muistuttaa roustetta.

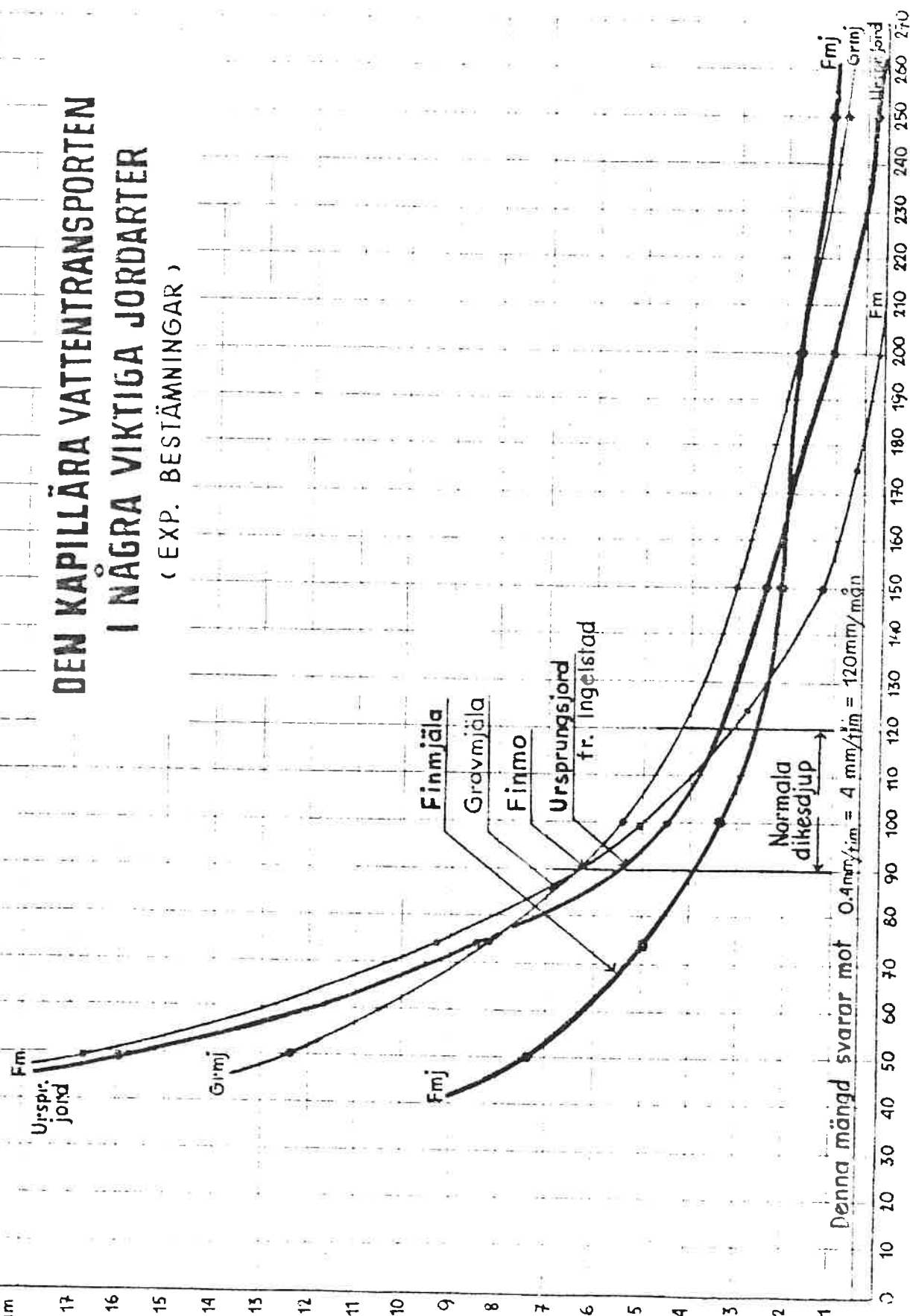
Massiivinen routa on karkeille maalajeille ominainen routatyyppi, kun ko. maalaji jäätyy kyllästyneessä tilassa. Myös turve jäätyy massiiviseen routaan.

Kap. vatten-

transp.
mm/tim
q

DEN KAPILLÄRA VATTENTRANSPORTEN I NÅGRA VIKTIGA JORDARTER

(EXP. BESTÄMMNINGAR)



SIGVARD ANDERSSON

Kuva 16. Kapillaarisesti nousevat vesimäärät eräissä maalajeissa (Andersson)

Höjd över gr.vy.
i cm Z

Hienoissa maalajeissa tavataan massiivista routaa vain silloin, jos jäätyminen on tapahtunut hyvin nopeasti.

Kerrallinen routa (tai kerrosrouta) on ominainen hienojakoisille maalajeille. Tämä routatyyppi muodostuu puhtaista jääkerroksista, tyyppi muodostuu puhtaista jääkerroksista, joiden paksuus vaihtelee muutamasta millimetristä jopa 30 cm:n asti. Kerrallisessa roudassa puhtaat jääkerrokset vuorottelevat joko osittain sulan maan tai massiivisen roudan kanssa.

Roudan vaikutus maan struktuuriin riippuu lähinnä maalajista, jäätyislämpötilasta, jäätymis- ja sulamiskertojen lukumäärästä ja maan kosteustilasta. Mikäli jäätyislämpö on lähellä nollaa syntyy jääkiteitä aluksi suurimpiin huokosiin. Jääkiteet imevät vettä ympäröivästä maasta, kunnes saavutetaan "jääimun" ja "maaimun" tasapainotila. Tästä kaikesta seurauksena on em. onkalorouta, jossa jäätymis-kohtien väliset maa-ainekset joutuvat kovan puristuksen alaiseksi ja muodostavat muruja, jotka ovat kasvuston kannalta suotuisia. Jos jäätyminen tapahtuu taas alhaisessa lämpötilassa ts. nopeasti, on tuloksena em. massiivinen routa, jonka lopputuloksena on hienojakoinen rakenne.

Yleisenä sääntönä voitaneen todeta, että roudan vaikutus maan struktuuriin on suotuisin keskinkertaisen kosteassa maassa.

- Airaksinen, J. 1978. Maa- ja pohjavesihydrologia. Kustannusliike Pohjoinen. Oulu
- Andersson, S. 1953. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord II, III, IV, V. Om markens permeabilitet. Grundförbättring n:o 1, 2, 3, 4.
- Andersson, S. 1954. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord VII. Markens struktur och om en metod att analysera markens makroaggregering. Grundförbättring n:o 2.
- Andersson, S. 1960. Kapillaritet. Uppsala.
- Andersson, S. 1964. Om tjälen, dess struktur och djup. En bildserie med text. Kumla tryckeri.
- Andersson, S. 1967. Den organiska substansen i våra jordar och vattenbindningen. Kumla Foder & Utsädes AB.
- Andersson, S. 1971. Kommentarer till ett diagram. Inst. för markvetenskap, Lantbrukshögskolan, Uppsala.
- Andersson, S. & Wiklert, P. 1972. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. Om de vattenhållande egenskaperna hos svenska jordarter. Grundförbättring n:o 2, 3.
- Andersson, S. Luentoja lantbrukshögskolan'issa.
- Feddes, R.A. 1979. Physics of soil moisture. International course on land drainage. Wageningen.
- Gray, D.M. 1973. Handbook on the Principles of Hydrology. Water Information Center, inc.
- Hillel, D. 1971. Soil and Water. Academic Press. New York.
- Kaitera, P. 1964. Maa ja maavedet. Luentomoniste TKK:ssa.
- Mälkki, E. 1971. Hydrogeologiaa koskevaa luento INSKON jatkokoulutuskurssilla.
- Reinius, E. & Aberg, B. 1976. Vattenbyggnadsteknik. Esselte Tryck. Nacka.
- Sima, P. 1971. Studier av vattnets rörelse och magasinering i den omättade markvattenzonen. IHD, Sweden, Report n:o 9.
- Vesihallitus. 1976. Maa- ja pohjavesisanasto. Helsinki.

Hiekkakividemonstraatio/Sigvard Andersson

Demonstraatioväline

Maan kiinteän aineksen muodostavat kivennäisrakeet. Yksinkertaisin fysikaalinen malli tällaiselle maalle on hiekkakivi. Välineemme on $3 \times 10 \times 50 \text{ cm}^3$ eli 1500 cm^3 . Näin 60 % tilavuudesta on rakeita, loput 40 % on huokosia.

Vaihe 1

Pistetään hiekkakivi astiaan "pitkälleen" ja kaadetaan hiljalleen vettä, jolloin ilma poistuu. Luonnossa maamme olisi nyt pohjavedenpinnan alapuolella.

Vaihe 2

Nostetaan kivi ylös siten, että se on "lapeellaan". Hydraulinen korkeus on nyt 3 cm. Vain hiukan vettä poistuu. Maafysiikan mukaan pätee

$$h_t = \frac{0.3}{d_v}$$

h_t = imu (cm v.p.)

d_v = huokoshalkaisija

Sijoitetaan 3 cm kaavaan ja saadaan $d_v = 1 \text{ mm}$. Havaitsemme, että miltei kaikki huokokset ovat pienempiä kuin 1 mm.

Vaihe 3

Käännetään hiekkakiveä siten, että sen korkeus on 10 cm, jolloin pohjavesi siis laskee 3 cm:stä 10 cm:iin. Jonkin verran vettä poistuu, mutta kokonaisuudessaan poistuvat vesimäärät ovat vähäiset (noin 10 cm^3), ja muodostavat noin 0,7 % kokonaistilavuudesta. Kaavamme antaa tyhjentyvien huokosten kooksi 0.3 mm. Näin voimme todeta, että $0.7 \times 100/40 = 1,8 \%$ kokonaishuokostilavuudesta on huokosissa, joiden läpimitta on välillä 1...0.3 mm. (Huomaa, että imu on vain yläreunassa 10 cm, muualla luonnollisesti pienempi).

Vaihe 4

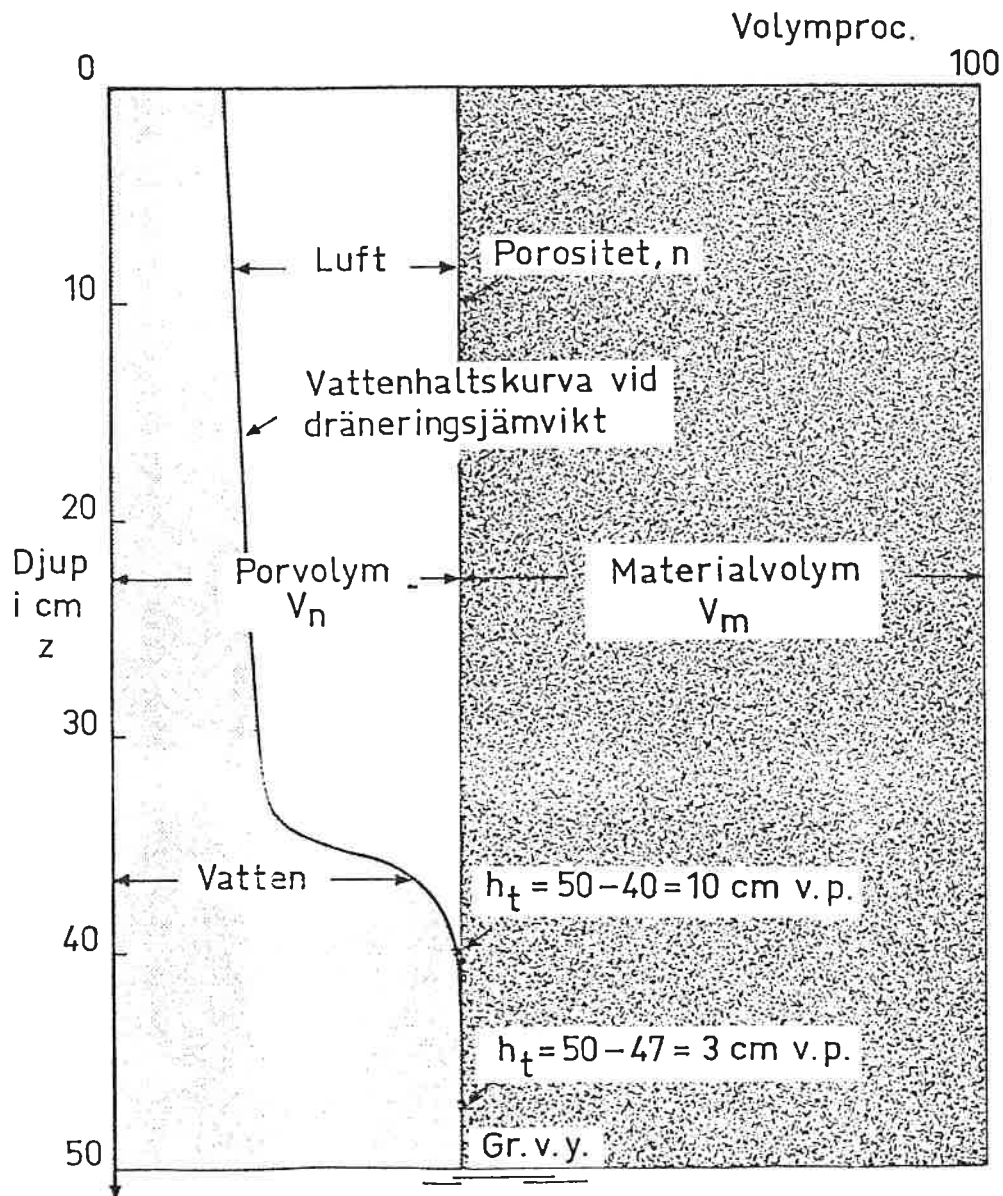
Käännetään hiekkakivi pystyasentoon, jolloin kuivatussyvyys on 50 cm. Vettä poistuu ensin nopeasti, sitten hitaasti. Noin puolen tunnin kuluttua vettä on poistunut noin 200 cm^3 (1/3 kokonaisvesimäärästä) ja on saavutettu tasapainotila.

Jos merkitään "maaprofiilin" syvyyskoordinaattia z :lla, niin korkeudella z vaikuttaa ilmeisesti imu

$$h_t = 50 - z \text{ cm v.p.}$$

Maanpinnassa $z = 0$, joten imu = 50 cm. Tämä imu tyhjentää kaikki huokokset, jotka ovat suurempia kuin $0.3/50 = 0.006 \text{ cm} = 0.06 \text{ mm}$. 40 cm:n syvyydellä vallitsee 10 cm:n imu ja tilanne siinä on sama kuin vaiheessa 4 yläreunassa: vain 0.3 mm suuremmat huokokset tyhjenevät.

Tasapainotilanteessa vettä poistamaan pyrkivä imu ja vettä sitova imu ovat tasapainotilassa, jolloin syntyy kuvassa 1 näkyvä kosteusprofiili.



Kuva 1. Kuivatustasapaino

Vaihe 5

Ruiskutetaan vettä eri korkeuksille profiilia, jolloin havaitaan, että sidosvoimat vaihtelevat eri kohdilla. Yläreunassa kapillaarivoimien vaikutus on suuri, keskellä jo heikompi ja 30 cm:n alapuolella se puuttuu jo lähes kokonaan. Nämä erot johtuvat luonnollisesti kosteuseroista.

Kääntämällä hiekkakiveä 180° saadaan vesipitoisuus käänteiseksi. Tämä epästabiili tilanne vastaa sateen tai kasteluveden imeytymistä kuivaan maahan.

Sateen vaikutusta voimme jäljitellä ruiskuttamalla vettä "maan pinnalle". Mikäli mittaamme "sateen" ja alapäästä poistuvan "valunnan", tulisi niiden olla yhtäsuuria.